

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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia

Comune di PIRAINO (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*

Contraente: Regione Siciliana – Presidenza Dipartimento della Protezione Civile	Soggetto realizzatore: Università degli Studi di Palermo	Data: Marzo 2013
		

INDICE

	Premessa	Pag. 4
1.	Introduzione	5
1.1	<i>Finalità degli studi</i>	5
1.2	<i>Descrizione generale dell'area</i>	6
1.3	<i>Definizione della cartografia di base</i>	10
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	10
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	11
2.	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	13
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale</i>	13
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Piraino</i>	17
2.3	<i>Faglie attive</i>	23
3.	Assetto geologico e geomorfologico dell'area	24
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	24
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	25
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	27
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Piraino</i>	29
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	29
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	35
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici</i>	40
4.	Dati geotecnici e geofisici	41
4.1	<i>Il database</i>	41
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	42
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	43
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	43
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	47
5.	Modello del sottosuolo	51
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	51
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	58
6.	Interpretazioni e incertezze	60
6.1	<i>Incetnze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	60
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	61
6.3	<i>Incetnze sulle stime della profondità del bedrock sismico</i>	61
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	63
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	63
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	64
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	65
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	71
8.	Elaborati cartografici	72
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	72

8.2	<i>Carta Geologico – tecnica</i>	73
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	77
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	88
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	89
10.	Bibliografia	90
11.	Allegati	95

PREMESSA

La presente relazione sintetizza le attività di campo, di laboratorio, di acquisizione ed elaborazione di dati 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 Piraino (Provincia Regionale di Messina). Tale documento è stato redatto sulla base di carte tematiche e risultati di indagini esistenti (carte geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, indagini geognostiche e geofisiche etc.) e sulla base di studi geologici ed indagini geofisiche realizzati appositamente.

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

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

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

Personale a contratto: M. Alessandro, P. Capizzi, D. Costanzo, N. Messina, A. D'Alessandro, G. Napoli, 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 del Comune di Piraino si sviluppa dalla fascia costiera tirrenica compresa fra Brolo e Gioiosa Marea, verso l'interno, a sud, raggiungendo un'estensione di circa 16,97 km² (Fig.1.1).

Il territorio comunale confina, ad ovest, con il Comune di Brolo, a sud con Sant'Angelo di Brolo e ad est con Gioiosa Marea.

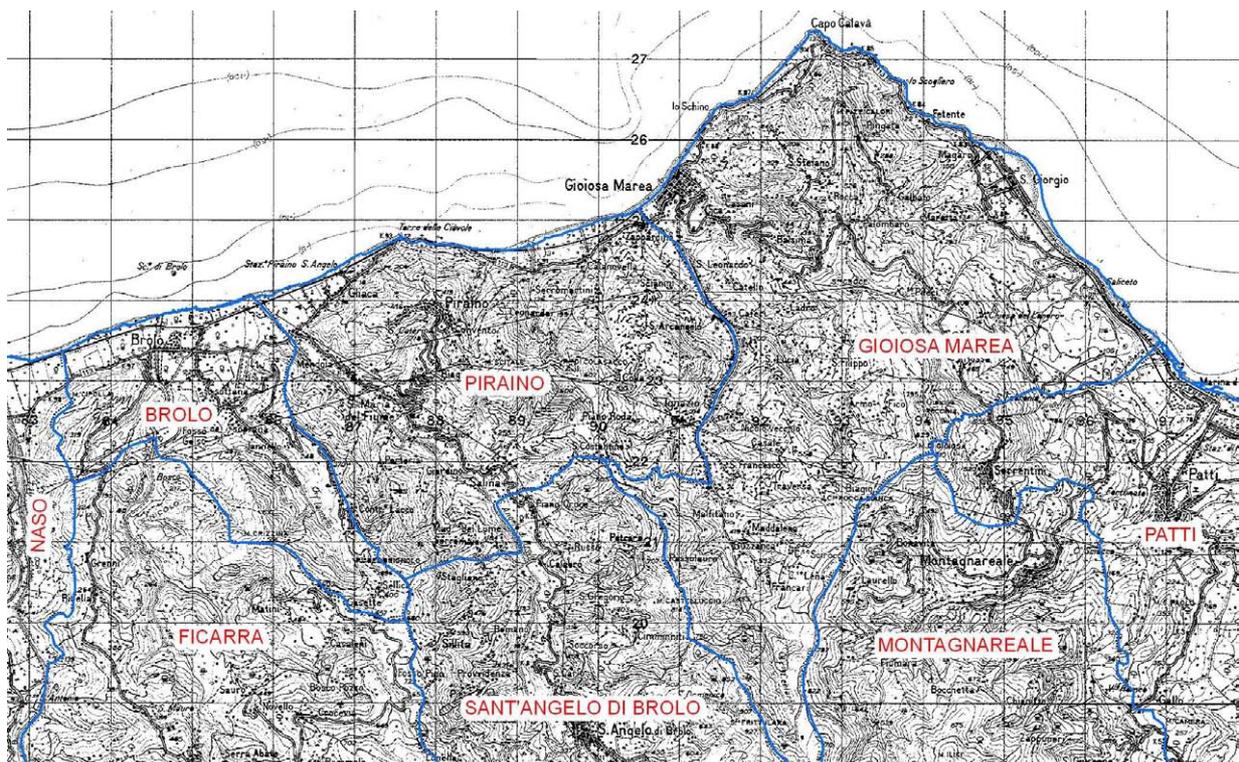


Fig 1.1. Inquadramento topografico del territorio comunale di Piraino.

Il centro urbano principale si sviluppa lungo la cresta di un rilievo a quote che oscillano tra 350 e 400 m s.l.m. (Figg.1.2 – 1.4).

Le Frazioni di Fiumara, S. Maria del Fiume e Salinà si trovano in destra orografica della Fiumara di Sant'Angelo di Brolo, alla base del rilievo sul quale sorge il centro urbano principale. Questi centri abitati originano un lungo cordone che si sviluppa lungo la Strada Provinciale 140 (Fig.1.3).

Il settore costiero del territorio comunale è caratterizzato da una piana, ad ovest di Torre delle Ciavole, sulla quale è edificata la Frazione di Gliaca, che raggiunge un'ampiezza massima di circa

600 m (Figg.1.5-1.6). Ad est della stessa Torre delle Ciavole la costa è caratterizzata da ripide falesie rocciose e, ancora più ad est, da un'altra piana costiera, limitata dalla Fiumara Zappardino, sulla quale sorgono le strutture abitative e turistiche di Cala Novella.



Fig 1.2. Panoramica 3D da Google Earth del centro urbano principale di Piraino e delle frazioni di Gliaca, Fiumara, Salinà, vista da Sud. A NE, lungo la costa, si trova l'insediamento turistico di Cala Novella.



Fig. 1.3 – La Frazione di Santa Maria del Fiume e, sulla cresta, il centro urbano principale di Piraino.



Fig. 1.4 – Un settore del centro urbano principale di Piraino che insiste, in gran parte, sui marmi dell'Unità di Aspromonte.



Fig. 1.5 – Veduta di un settore della piana costiera di Gliaca.



Fig 1.6 – Panoramica del settore occidentale dell'abitato di Gliaca, che si sviluppa sulla piana costiera di Piraino.

1.3. Definizione della cartografia di base

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

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 – ediz. 2008 – Sezione n.599030 e n.599070
	Foglio 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 2 m derivato da dati LIDAR volo ATA 2007 – 2008

1.4. Elenco archivi consultati

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

1.5. Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione

Il Comune di Piraino non ha fornito indicazioni sulle aree da sottoporre a studi di MS. Tali aree sono state quindi definite nella riunione tecnica del 24/04/2012 presso il Dipartimento Regionale della Protezione Civile, tenendo conto dell'assetto geologico del territorio comunale e dell'urbanizzazione presente.

Le zone individuate per gli studi di MS sono (Figg. 1.7 – 1.8):

- Il centro urbano principale;
- la frazione di Calanovella;
- la frazione di Gliaca;
- la zona compresa tra Fiumara, Santa Maria del Fiume e Salinà;

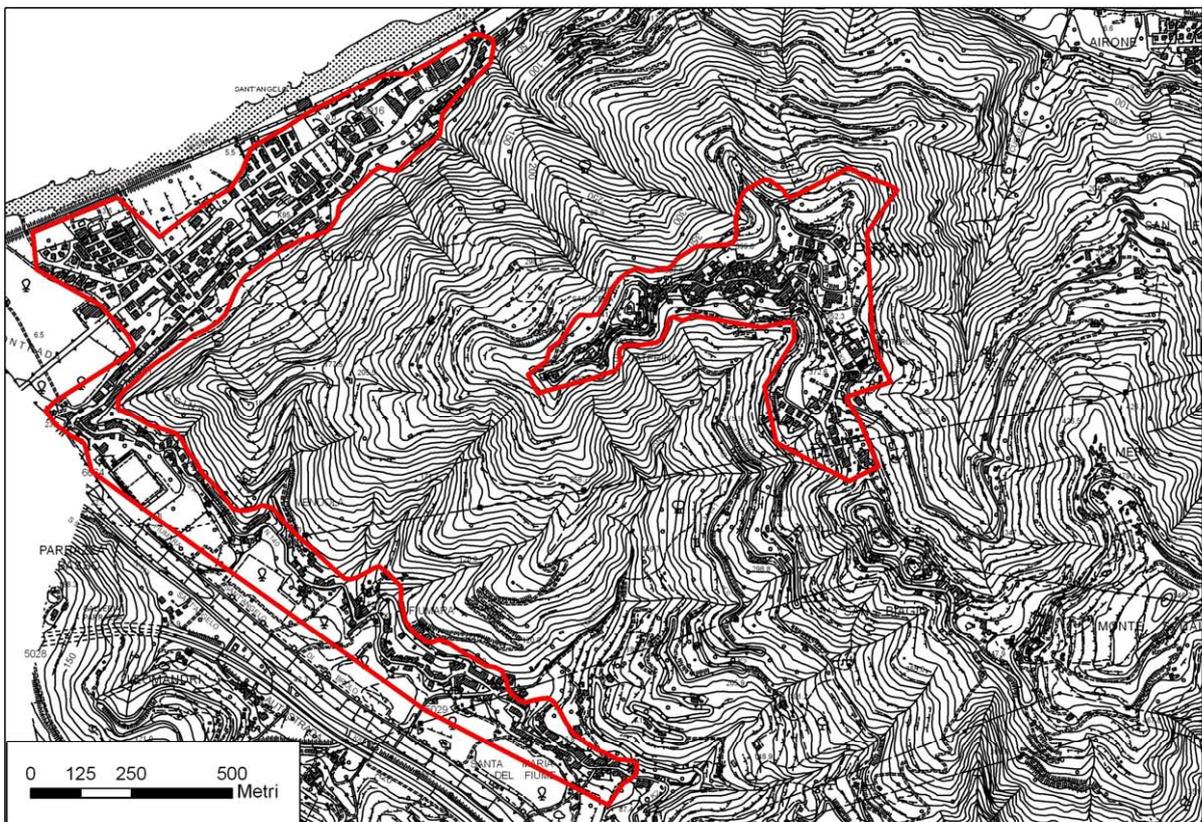


Fig. 1.7 – Indicazione delle aree da sottoporre a MS nel territorio del Comune di Piraino, relative al Centro Urbano principale (al centro) e alle frazioni di Gliaca (a NW) e di Fiumara-S. Maria del Fiume (a SW).

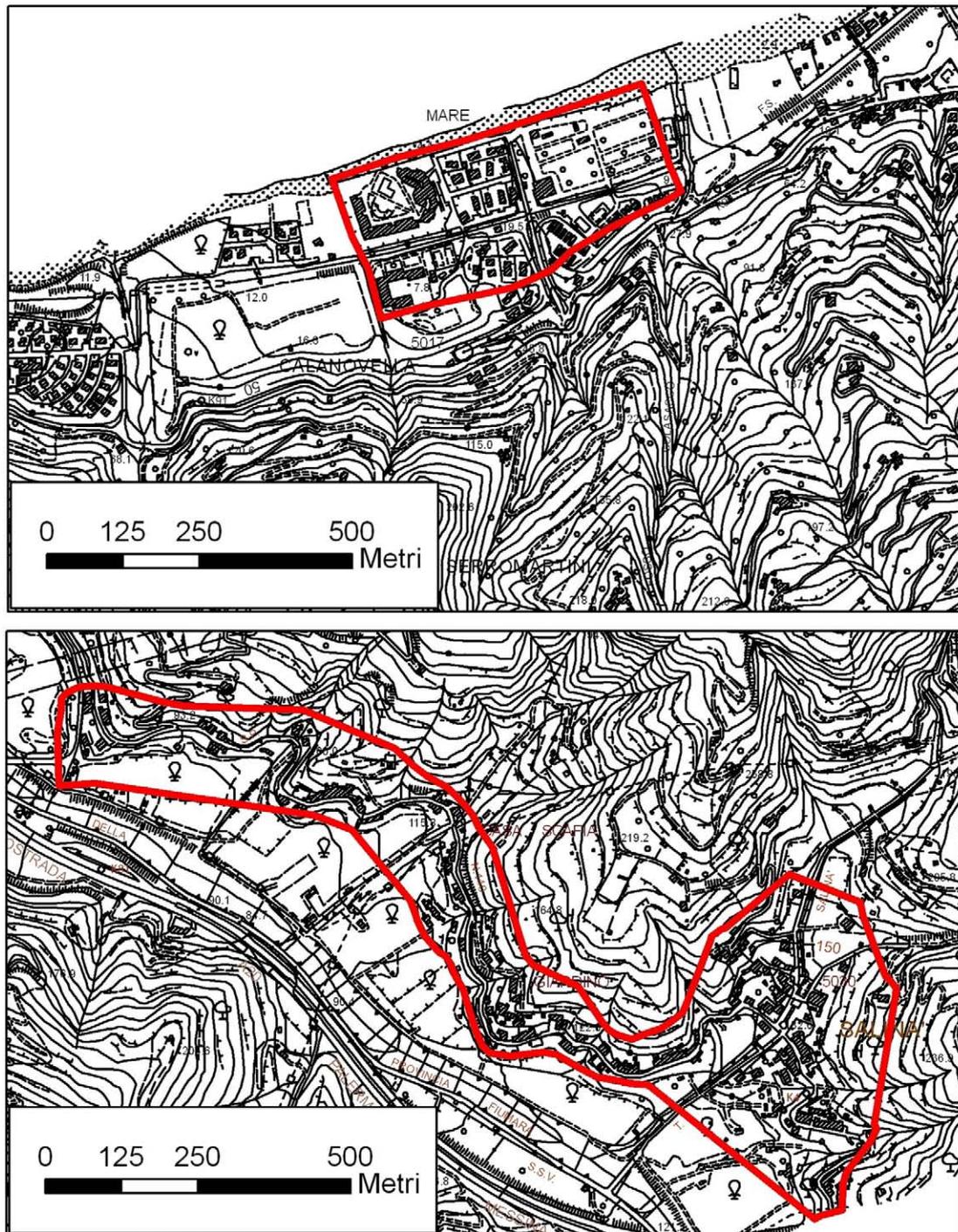


Fig. 1.8 – Indicazione delle aree da sottoporre a MS nel territorio del Comune di Piraino, relativamente alle frazioni di Cala Novella (in alto) e di Fiumara (in basso).

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.

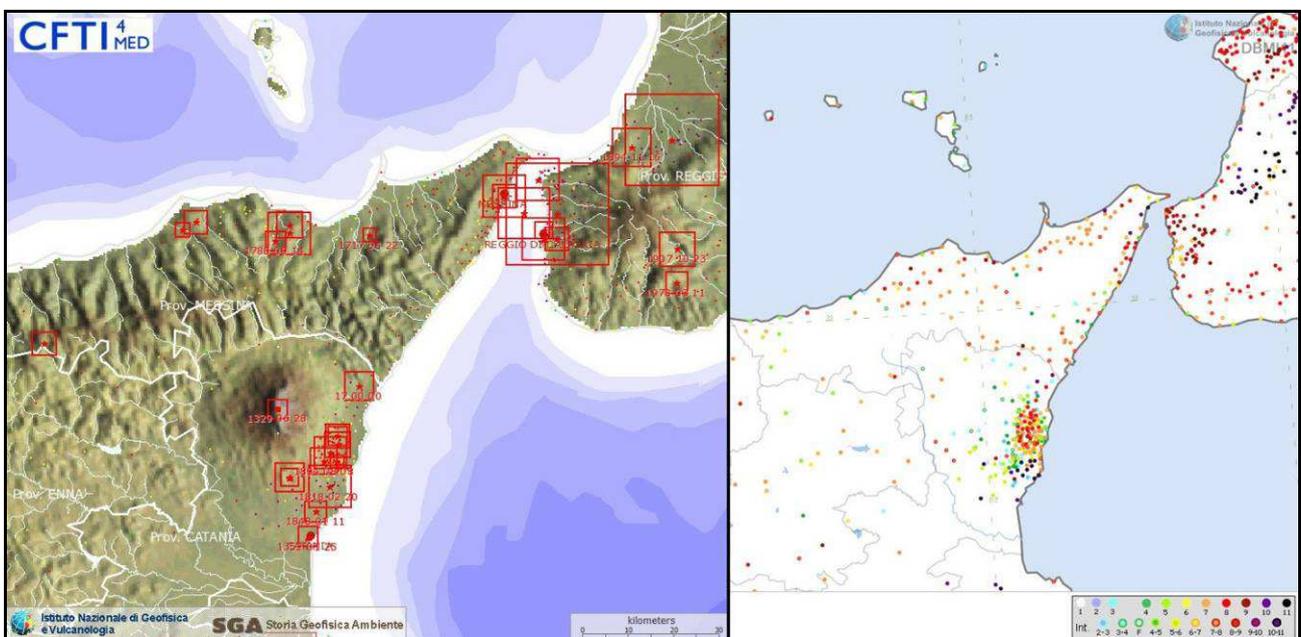


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

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 risultarono 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 inabitabili, 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 inabitabilità. 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 Piraino

Il comune di Piraino 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. L'attività sismica è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia (solo 6 eventi con epicentro distante da Piraino 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 Piraino effetti macrosismici di notevole intensità ($I > VI$ grado 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 Piraino e magnitudo momento maggiore di 5.5.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Piraino estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come dalla fine del 1700 solo 7 eventi sismici abbiano prodotto a Piraino effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica. Il primo terremoto storico di cui si conosca risentimento a Piraino è quello del 11 gennaio del 1693 (Guidoboni *et al.*, 2007). Questo evento di $M_W = 7.41$ ebbe intensità macrosismica risentita pari al VII grado della scala MCS arrecando numerosi danni agli edifici di culto come la Chiesa di Santa Caterina d'Alessandria.

In tempi più recenti il comune di Piraino ha risentito di effetti macrosismici a seguito del terremoto del 15 aprile del 1978. La Fig. 2.5 mostra la mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1978. Tale evento di $M_W = 6.06$, localizzato nel Golfo di Patti ebbe massima intensità macrosismica risenta nel comune di Piraino pari al VII grado MCS.

La scossa danneggiò l'abitato e gli edifici storici tra cui l'antica stazione. Furono registrati danni ai tetti di alcuni edifici del centro storico e la caduta di un cornicione. La Chiesa Madre subì piccole lesioni alle murature mentre nel Convento dei Frati Osservanti crollò un soffitto.

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 Piraino sorge in prossimità della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogenetiche, quella Sud Tirrenica e quella Calabria (Fig. 2.4, DISS, Basili *et al.*, 2008) che hanno in passato generato forti terremoti (Guidoboni *et al.*, 2007; Rovida *et al.*, 2011).

La Tab. 2.1 riporta i valori della pericolosità sismica relativi al comune di Piraino, 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 Piraino 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 Piraino risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

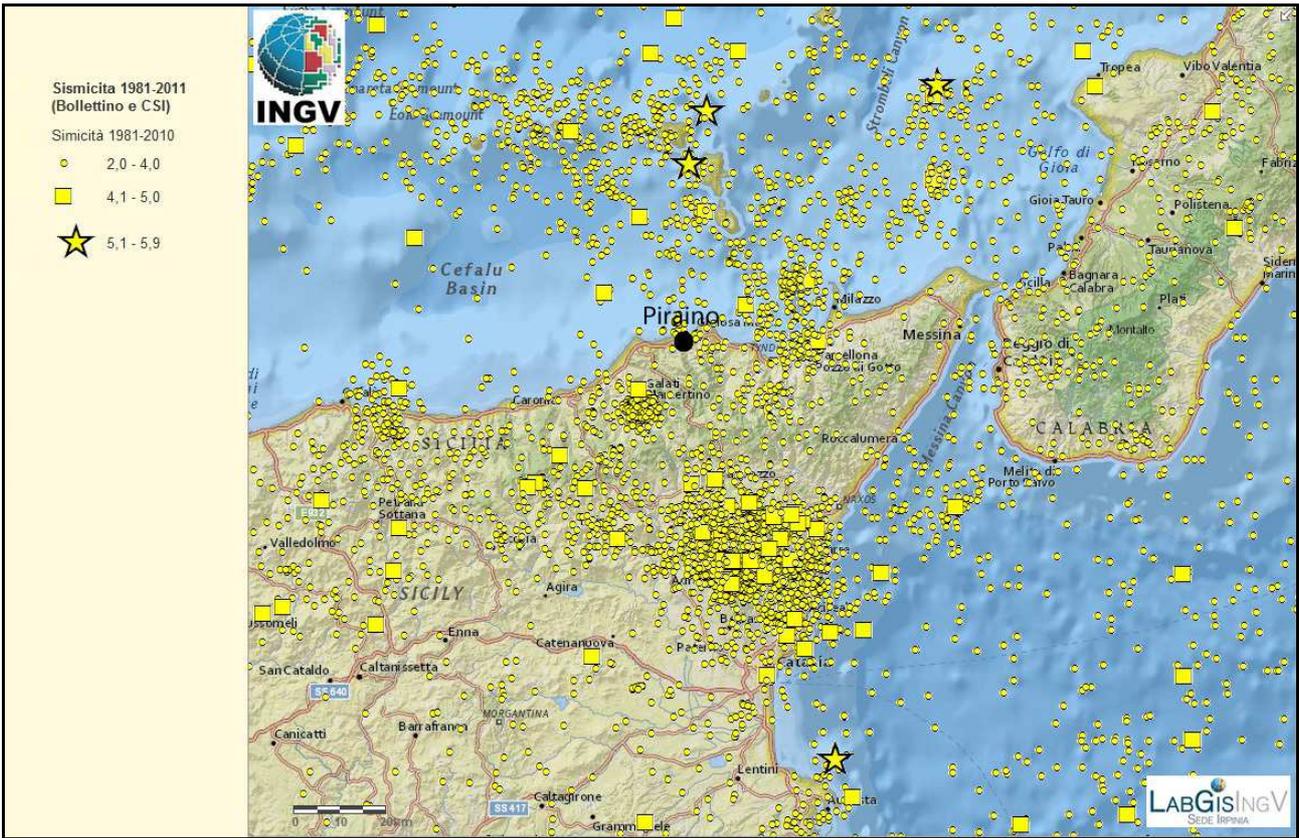


Fig. 2.2 – Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall’INGV tra il 1981 e il 2011.



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 Piraino [38.160, 14.862]

Numero di eventi: 7

Effetti

In occasione del terremoto del:

I [MCS]	Data	Ax	Np	I ₀ Mw
7	1693 01 11 13:30	Sicilia orientale	185	11 7.41 ±0.15
5	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895	7.04 ±0.16
5	1907 10 23 20:28	Calabria meridionale	274	8-9 5.87 ±0.25
7	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06 ±0.09
3-4	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
3	2001 05 08 03:5	Entroterra di Patti	21	5 3.88 ±0.21

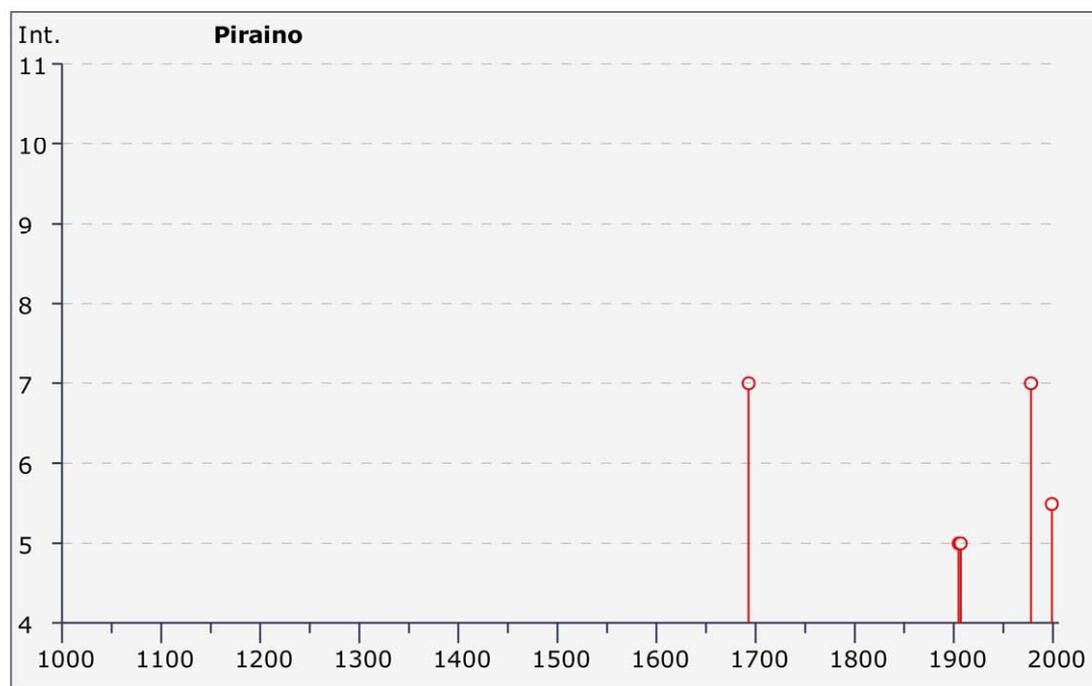


Fig. 2.4 – Storia sismica di Piraino estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); I_s è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; N_p è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica; I₀ è l'intensità macrosismica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

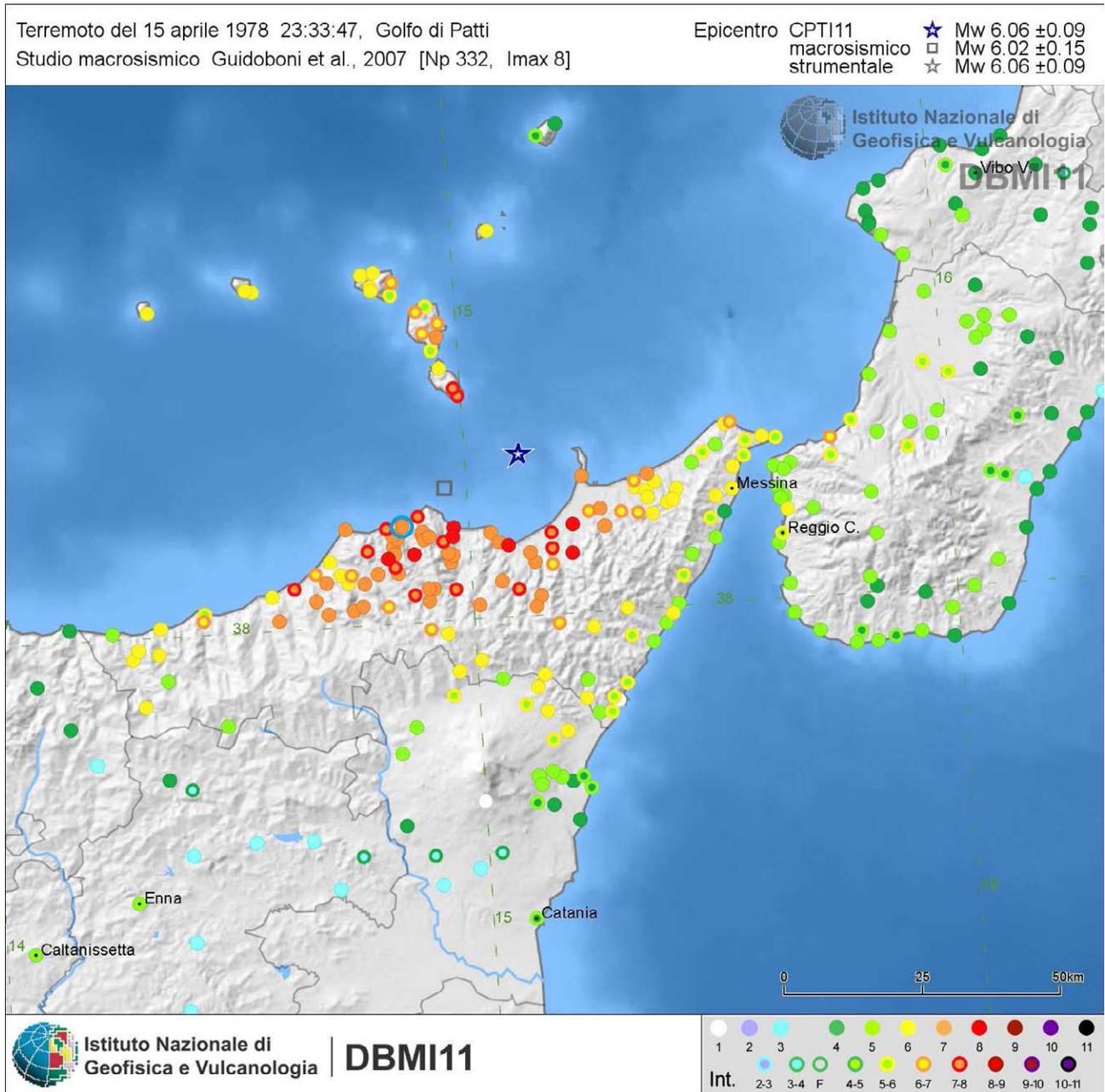


Fig. 2.5 – Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1786, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Piraino.

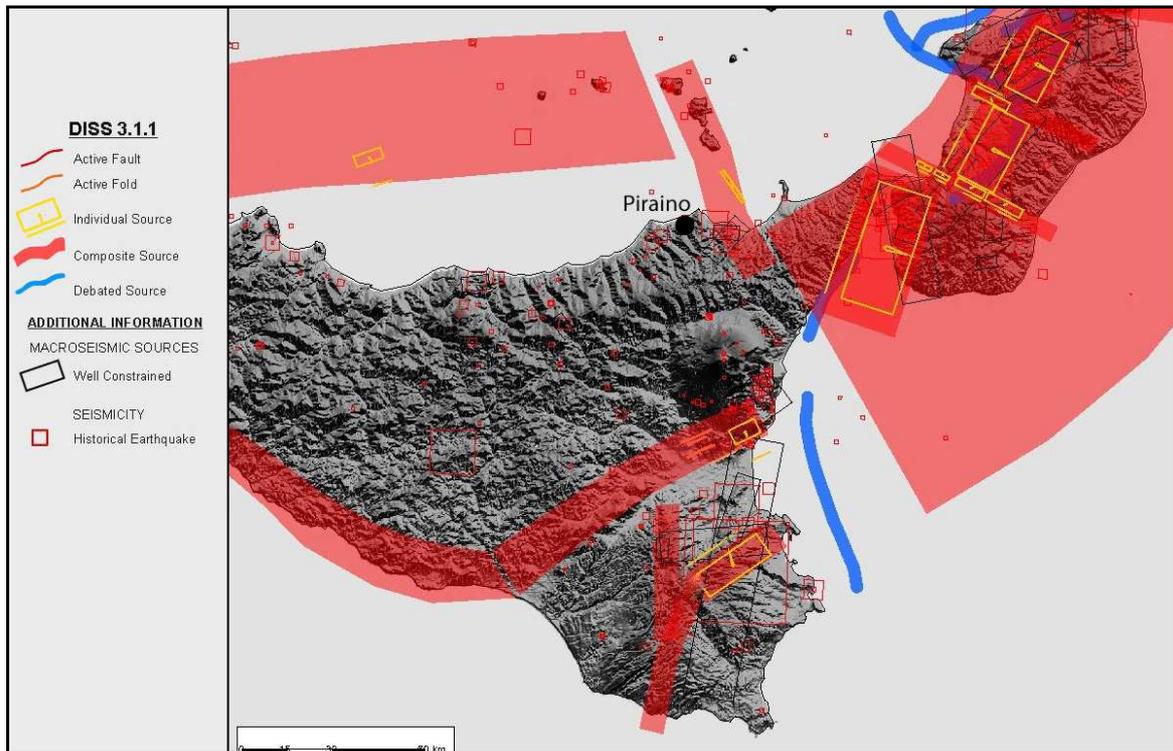


Fig. 2.6 – Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

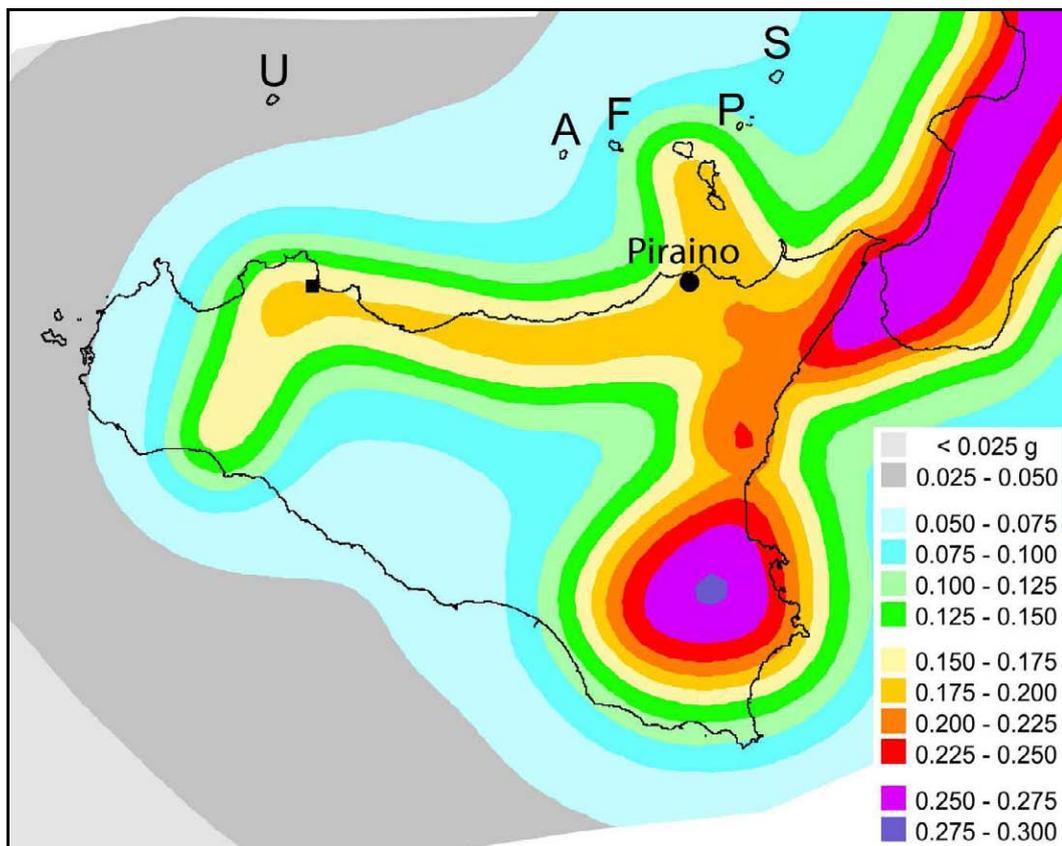


Fig. 2.7 – Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800$ m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>

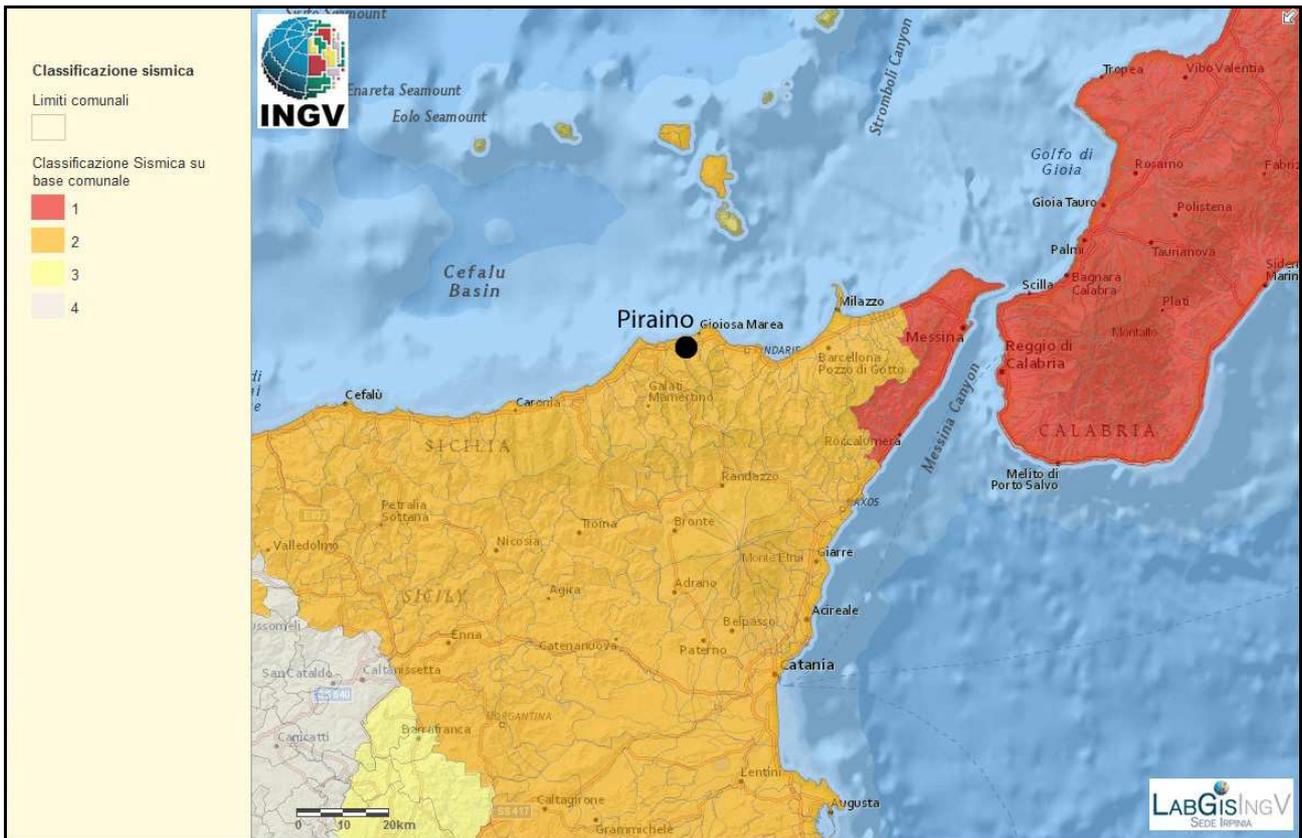


Fig. 2.8 – Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2396	0.1813	0.1434	0.1028	0.0885
	50	0.3100	0.2361	0.1867	0.1378	0.1194
	84	0.3714	0.2703	0.2060	0.1476	0.1267

Tab. 2.1 – Valori di PGA stimati per il comune di Piraino 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

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci, non risultano nei cataloghi consultati (ITHACA-ISPRA, INGV etc...) strutture di tale tipo. Tuttavia diversi lavori riportano la presenza di una faglia attiva con andamento NNE-SSW che decorre alla base del versante che sovrasta la piana di Gliaca (Cfr. par.3.3.3)

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Piraino 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):

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 varisico 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.

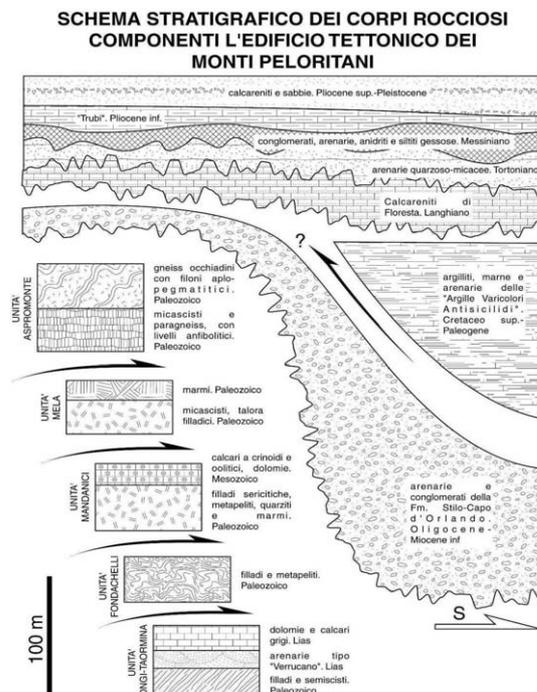


Fig. 3.1 – Schema tettonico – stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

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.

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 subduzione 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 macroscale 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.

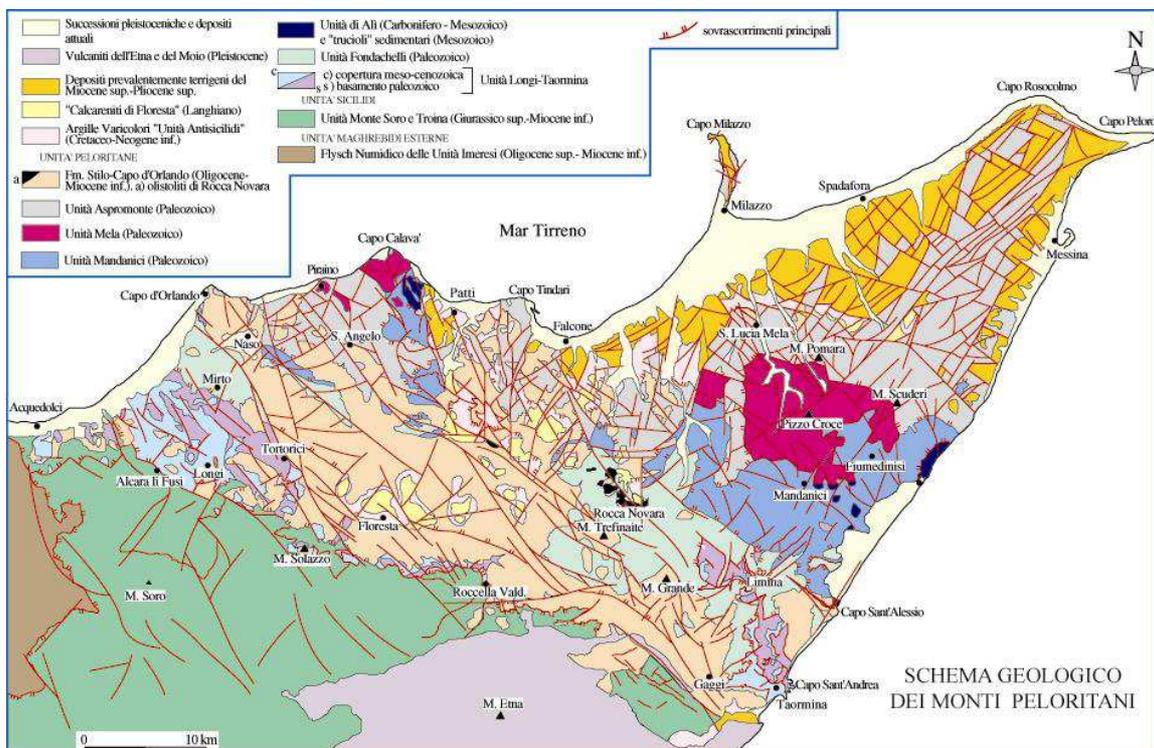


Fig. 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

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 decollement*, *roll – over anticline* e sovrapposizioni di tipo *younger on older*: osservabili sia nei Monti Peloritani che in buona parte delle Maghrebidi 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 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.

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.

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).

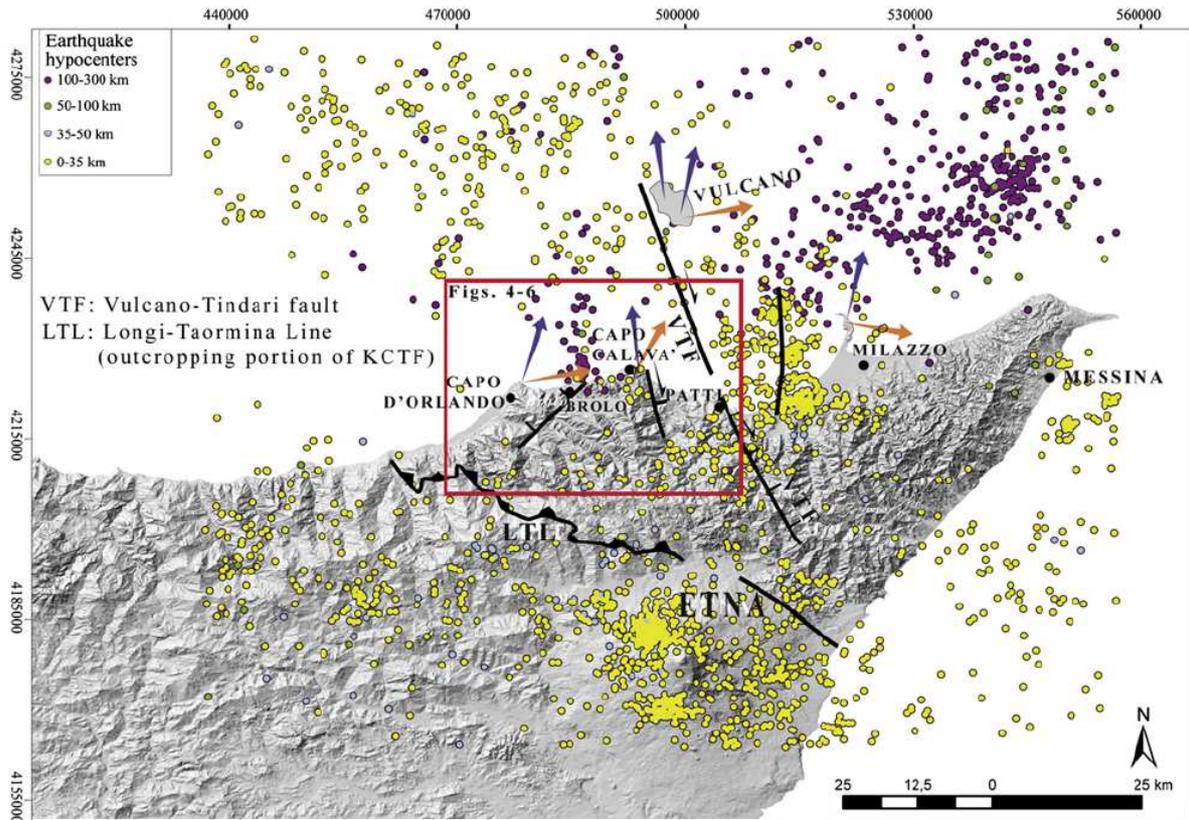


Fig. 3.3 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

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 sovraccorrimiento. 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).

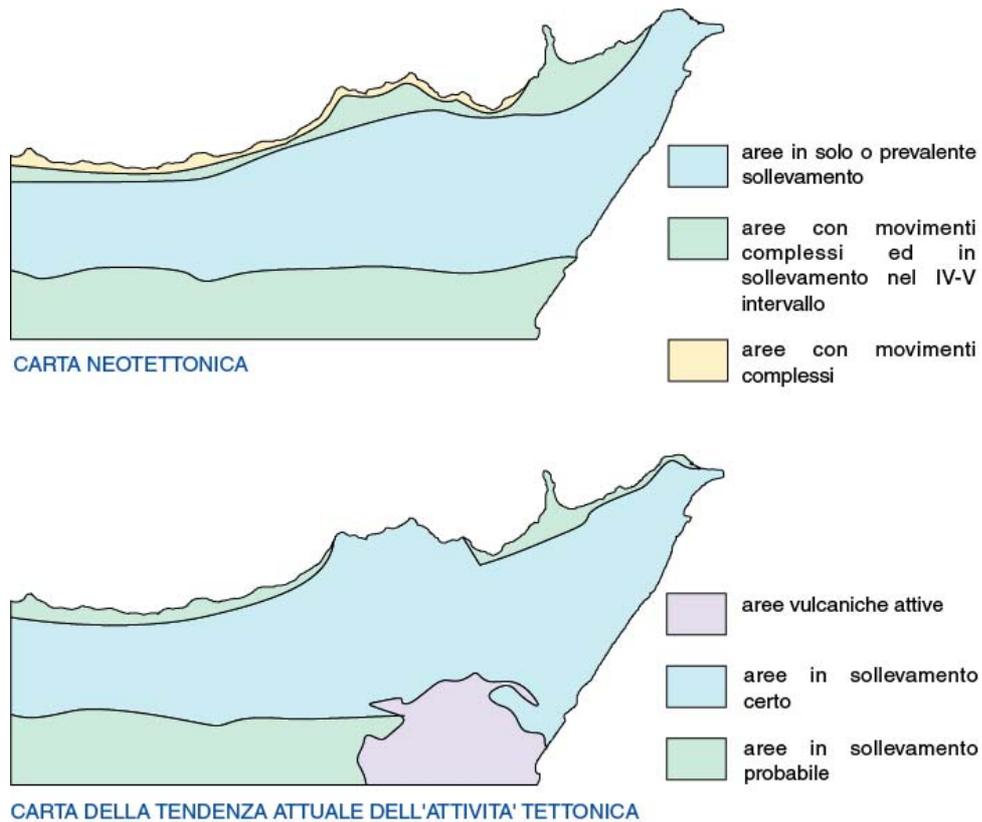


Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Piraino

3.3.1 Caratteri morfologici

L'intero territorio comunale di Piraino (Me), ricade completamente dentro il Foglio I.G.M.I n. 599. All'interno del territorio Comunale (Figg. 3.5) sono state segnalate, oltre all'area corrispondente con il centro abitato principale, tre ulteriori aree d'interesse che si trovano più a Nord-Est, la frazione che corrisponde con Calanovella, a Ovest (Località Gliaca), mentre a Sud del centro abitato principale si trova la località Salinà (Fig. 3.6).

Le aree di interesse perimetrare per gli studi di MS, ricadono totalmente nell'area territoriale tra i bacini del Torrente Timeto e della Fiumara di Naso.

Il centro abitato principale di Piraino sorge su una placca di marmi dell'Unità dell'Aspromonte, poggianti sulle metamorfite della stessa unità e che costituisce la parte alta di un rilievo morfologico avente pendenza dei versanti circostanti elevati, ed una quota altimetrica compresa tra 350 e 400 m.s.l.m.; tale rilievo degrada rapidamente verso Nord con scarpate rocciose fratturate e aggettanti sull'abitato della frazione Gliaca, edificato dalla base del versante fino alla linea di costa. Dal punto di vista litologico affiorano diffusamente metamorfite di alto e medio grado con associati lenti di marmi, riferibili alle unità tettoniche dell'Aspromonte e di Mandanici.

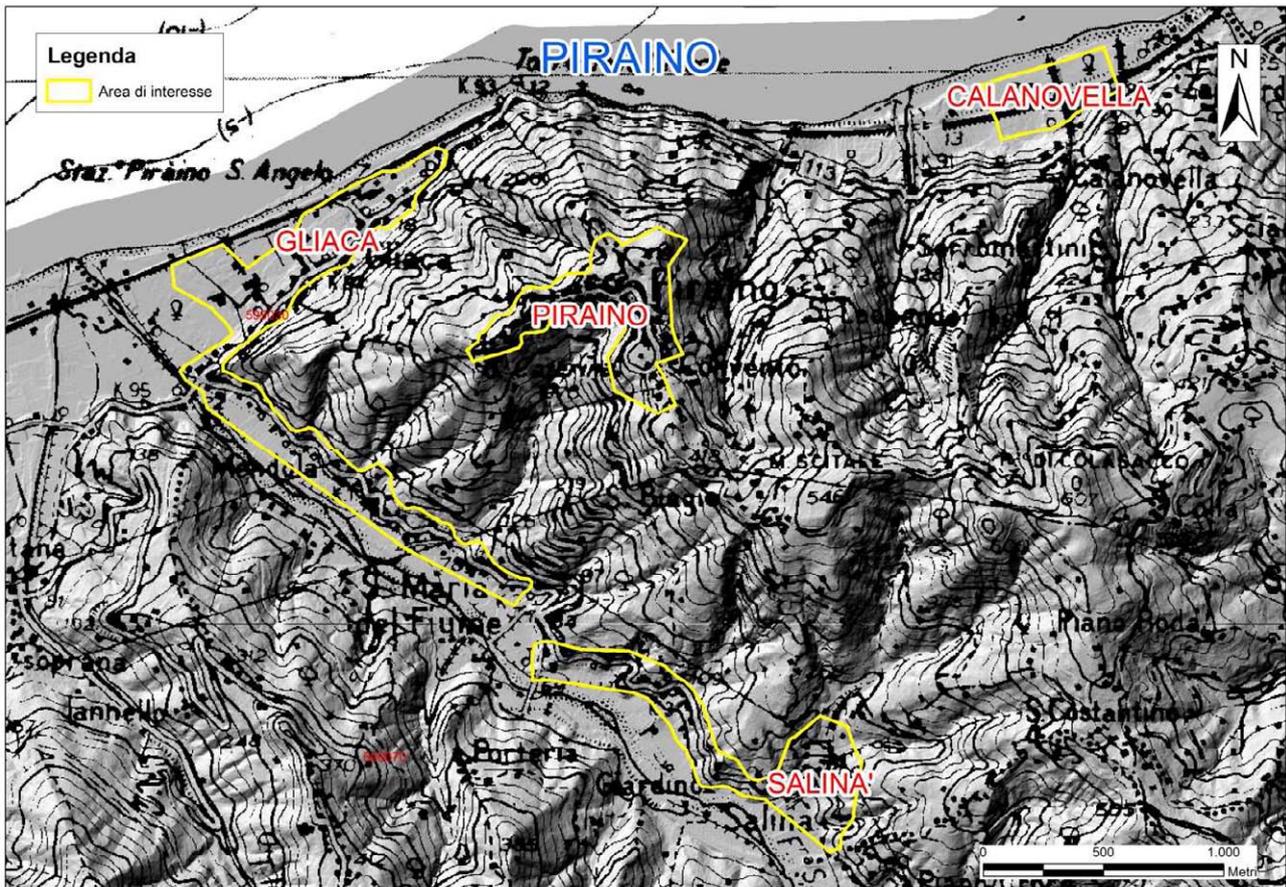


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 599: assetto morfologico del territorio di Piraino (Me) ed individuazione delle aree di interesse (centro abitato e frazioni).

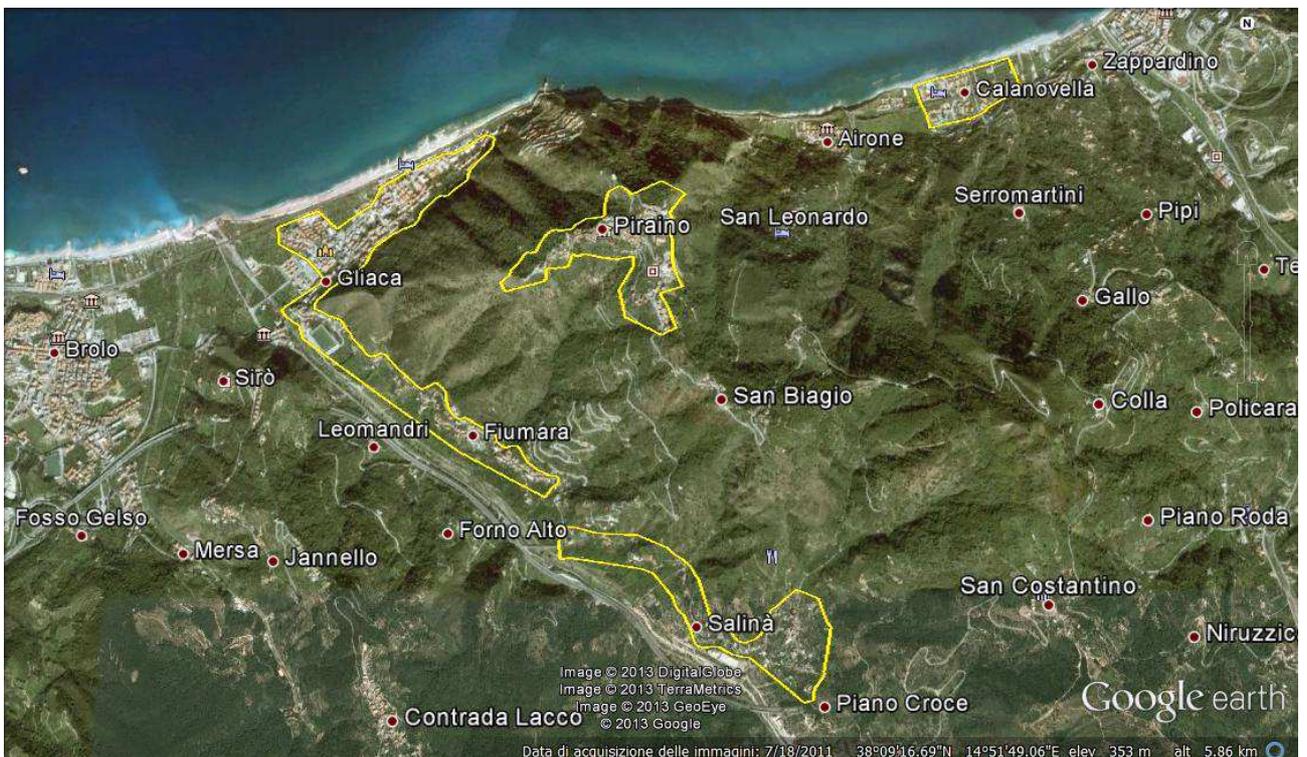


Fig. 3.6 – Immagine Google EarthTM di Piraino: centro abitato principale e delle località di interesse.

Profili topografici di inquadramento

Al fine di rilevare le caratteristiche morfologiche dell'area, sono stati realizzati nove profili topografici d'inquadramento (Fig. 3.7). Due di questi, interessano l'area compresa nel centro abitato principale (Figg. 3.7a-b). Il profilo denominato "Piraino 1" si sviluppa in direzione SO-NE ed è ortogonale al profilo "Piraino 2". Gli altri profili topografici realizzati "Piraino 3,4,5,6" (Figg. 3.7 c-f), permettono di ricostruire la morfologia dei versanti della località Gliaca, della località Salinà (profili "Piraino" 7, 8, 9; Figg. 3.7g-f). Per quanto riguarda la frazione Calanovella non sono stati realizzati profili topografici di inquadramento in quanto la località si estende con una forma rettangolare per meno 0.13 km² su una superficie regolare pianeggiante. L'analisi dei profili topografici ricostruiti allo scopo di descrivere la morfologia del centro urbano principale evidenzia che l'aspetto morfologico del territorio si caratterizza per rilievi collinari allineati secondo la direzione generale SE-NW, limitati da versanti ripidi ed incisi da torrenti con una notevole pendenza dell'alveo. I rilievi si spingono fino alla linea di costa nel tratto tra la punta di Torre delle Ciavole e la foce del Vallone Cucuzza, dove danno luogo a ripide falesie a picco sul mare.

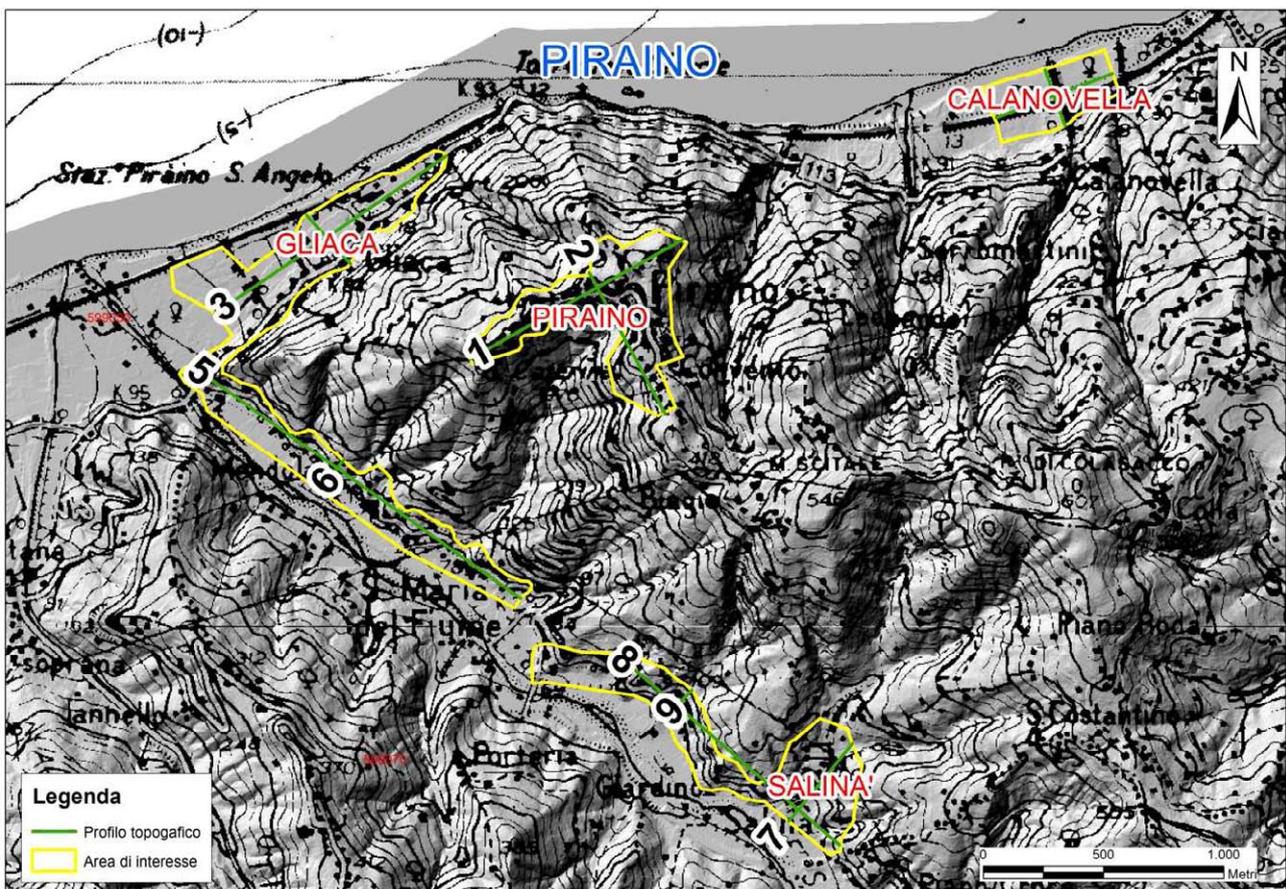


Fig. 3.7 –Piraino: Centro abitato principale e delle località di interesse con la traccia dei profili topografici.

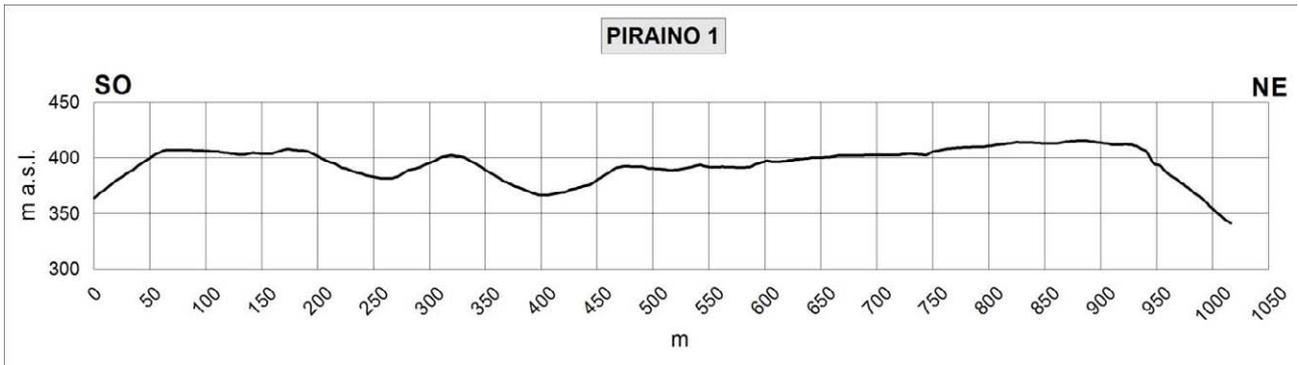


Fig. 3.7a – Profilo topografico di inquadramento Piraino 1.

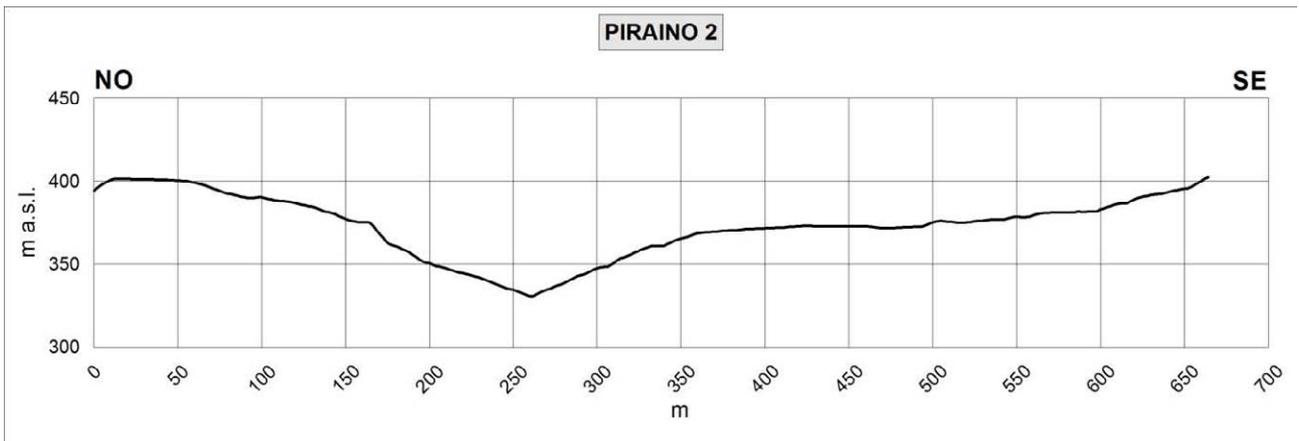


Fig. 3.7b – Profilo topografico di inquadramento Piraino 2.

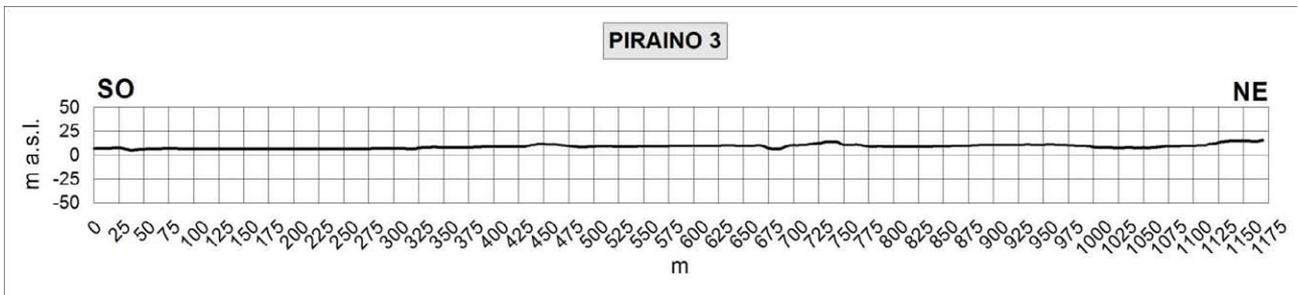


Fig. 3.7c – Profilo topografico di inquadramento Piraino 3.

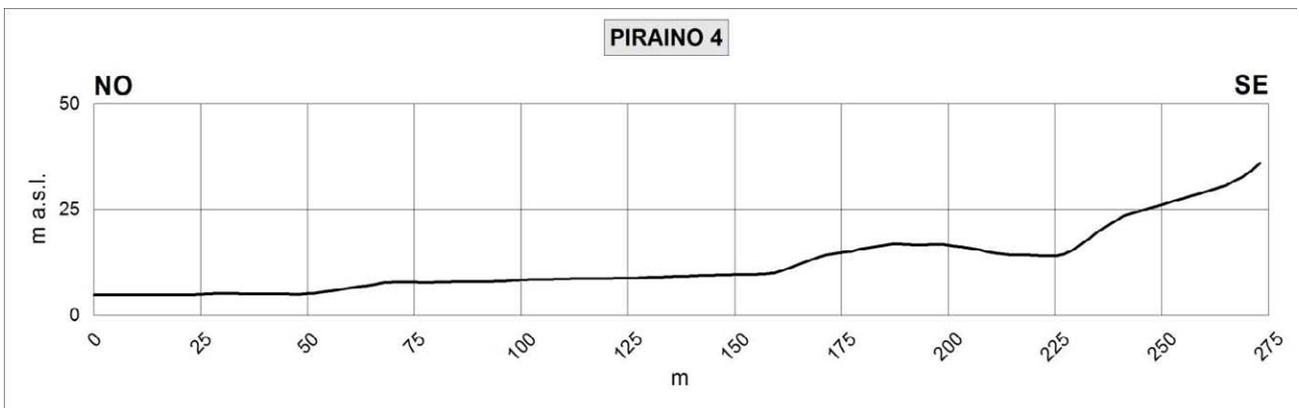


Fig. 3.7d – Profilo topografico di inquadramento Piraino 4.

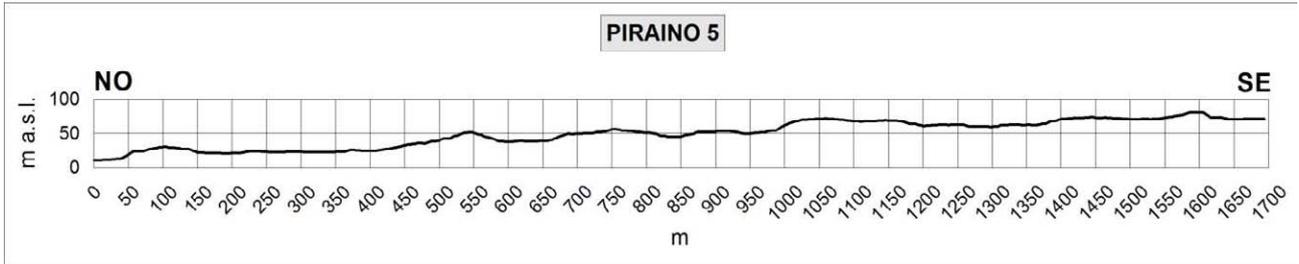


Fig. 3.7e – Profilo topografico di inquadramento Piraino 5.

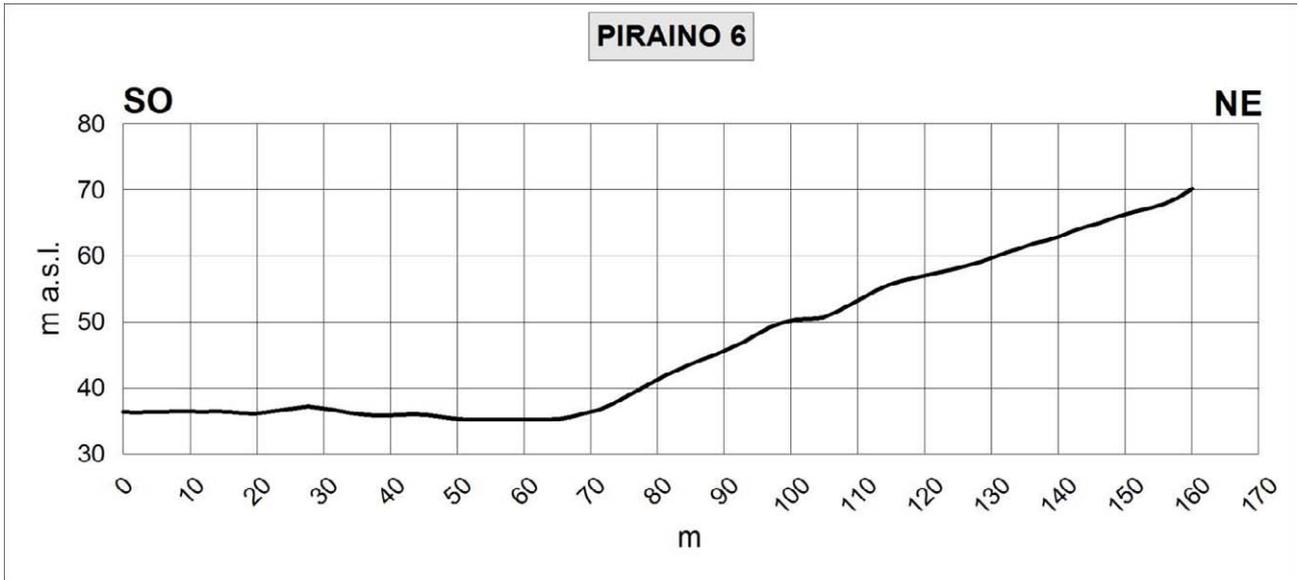


Fig. 3.7f – Profilo topografico di inquadramento Piraino 6.

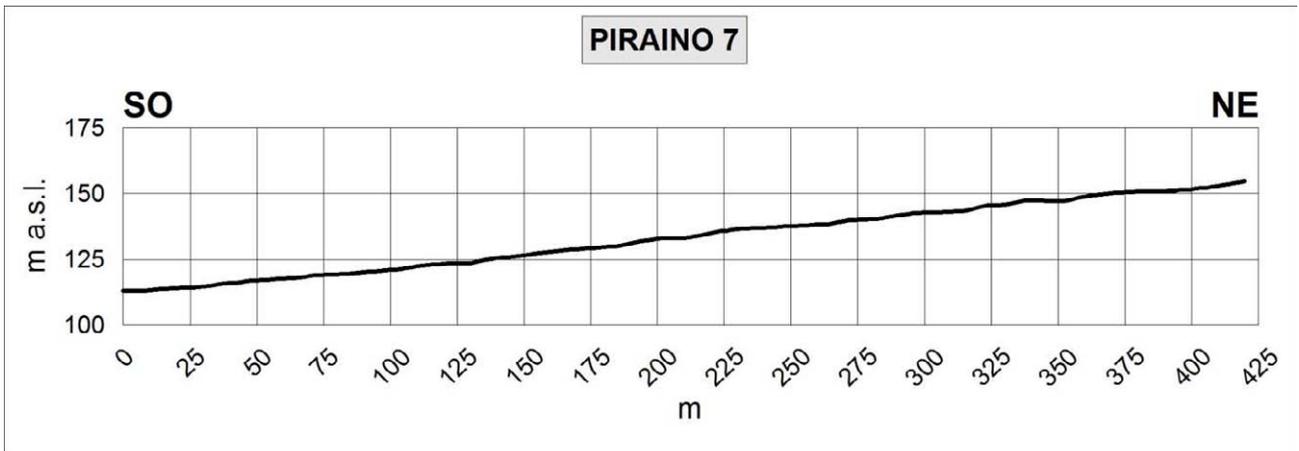


Fig. 3.7g – Profilo topografico di inquadramento Piraino 7.

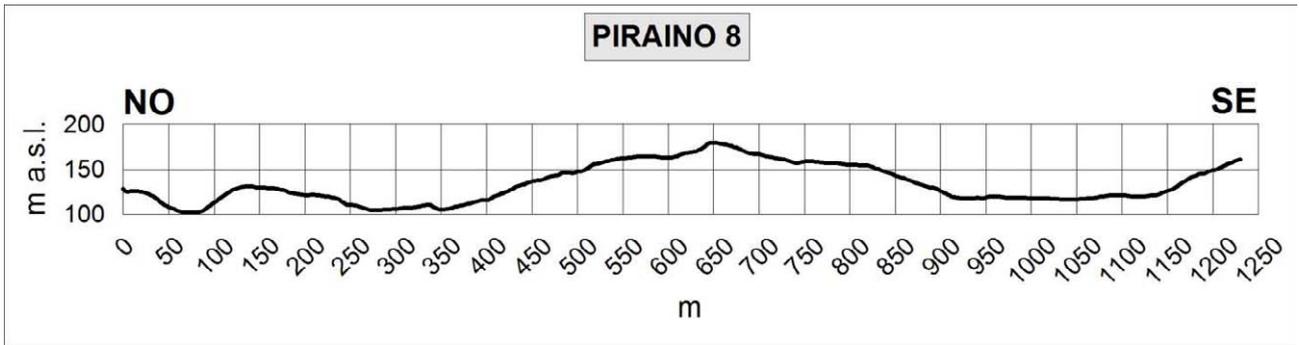


Fig. 3.7h – Profilo topografico di inquadramento Piraino 8.

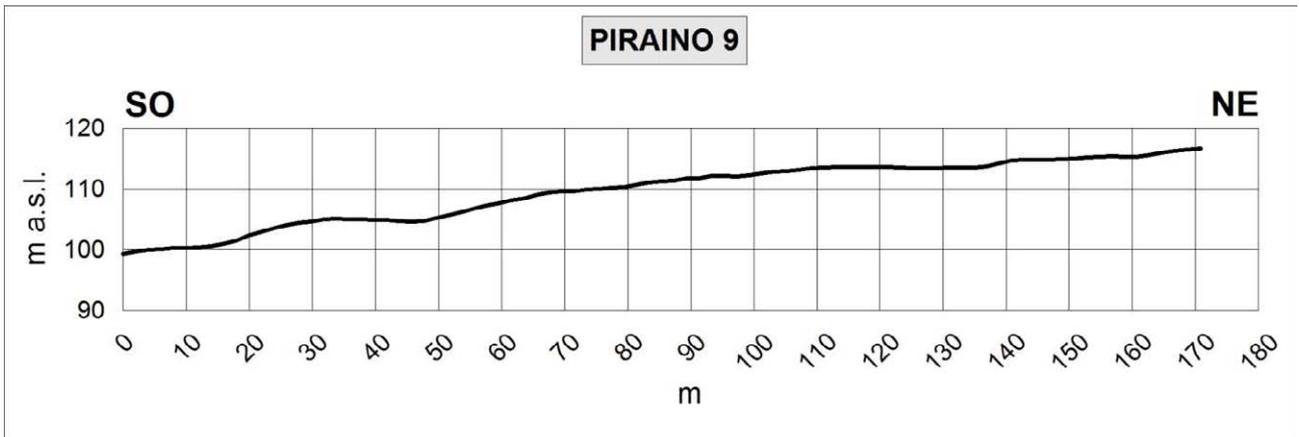


Fig. 3.7i – Profilo topografico di inquadramento Piraino 9.

3.3.2 Litostratigrafia

Il substrato litologico del territorio comunale è costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili alle Unità Tettoniche Peloritane di Aspromonte e Mandanici. Su questi terreni si ritrovano estese coperture alluvionali, concentrate lungo le principali aste torrentizie, i depositi costieri e quelli di spiaggia attuali, oltre a coperture detritiche di versante, riporti antropici e frane. L'attribuzione dei terreni metamorfici dell'area alle diverse Unità Peloritane non è unanime.

Alcuni Autori differenziano una unità del Mela ed una di Piraino, oltre alle unità di Aspromonte e Mandanici. Nella presente relazione si preferisce seguire la suddivisione adottata nel Foglio Geologico n. 599 "Patti" che attribuisce i diversi litotipi metamorfici affioranti alle Unità di Aspromonte e Mandanici. In Fig. 3.10 è riportato lo stralcio di tale Foglio Geologico riguardante il territorio di Piraino. In Fig. 3.11 è riportata una cartografia geologica realizzata nell'ambito del presente studio sulla base dei dati derivanti dalla cartografia ufficiale integrati con dati derivanti dalla cartografia del PRG.

Le unità metamorfiche peloritane affioranti nell'area, dalla più elevata geometricamente, sono:

3.3.2.1 Unità dell'Aspromonte

Si tratta di un basamento Paleozoico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti, con intercalati grossi corpi di gneiss occhiadini, gneiss anfibolitici e metagranitoidi, lenti di anfiboliti, marmi a silicati e quarziti. Una fitta rete di filoni acidi di micrograniti, aplo-pegmatitici e felsiti attraversa in discordanza tutto il basamento e le stesse masse plutoniche. I litotipi più frequenti nell'area sono paragneiss biotitici a grana minuta che passano lateralmente a micascisti biotitico-muscovitici, con grana da medio-grossa a minuta, tessitura orientata e scistosa, struttura porfiroblastica per fenoblasti di granato, staurolite, andalusite e cordierite; tali termini si caratterizzano anche per la costante presenza di muscovite. Le masse di gneiss occhiadini e metagranitoidi da secondari diventano talora prevalenti e si presentano fortemente tettonizzati, da cataclastici a milonitici, con stiramento della foliazione regionale, allungamento degli "occhi" di K-feldspato e/o quarzo e/o plagioclasio e con retromorfosi diffusa per cloritizzazione della biotite; a luoghi le deformazioni pervasive originano ricristallizzazione di abbondante mica bianca e colorazione in rosa del feldspato potassico. Lungo le frequenti fasce cataclastiche le rocce sono brecciate e i processi di retrocessione dei minerali ampiamente diffusi; queste zone risultano di conseguenza più facilmente attaccabili dagli agenti esogeni e le più erodibili.

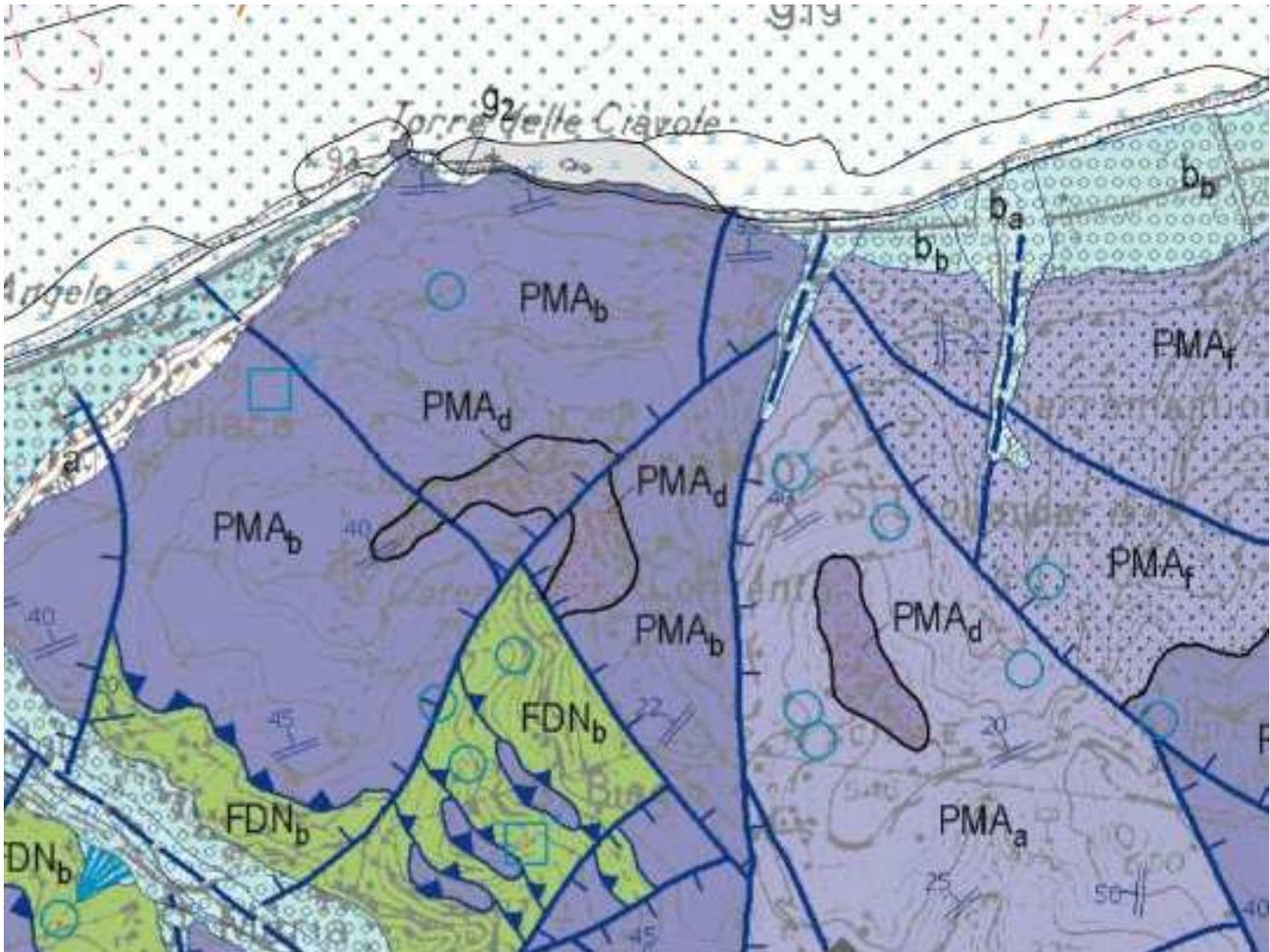
La cima del rilievo sul quale sorge il centro urbano principale è costituita da marmi disposti in banchi di 5-10 cm di spessore, sub-paralleli alla scistosità principale, che è definita dall'alternanza di livelli centimetrici di quarzo e calcite a grana grossa e di livelli millimetrici ricchi in miche, pirite e granato; nella porzione superficiale i marmi sono intensamente fratturati e ricoperti da coltri di alterazione (Fig. 3.8). In alcuni settori essi presentano delle cavità in parte antropizzate.



Fig. 3.8 – Affioramento di Marmi dell'Unità di Aspromonte, in prossimità dell'abitato di Piraino. Si notano le coltri superficiali di alterazione, con spessori molto variabili localmente.



Fig. 3.9 – Particolare del centro urbano di Piraino edificato sui Marmi. Si notano le scarpate subverticali originiate da questo litotipo ed alcune cavità presenti alla base.



ba – depositi alluvionali attuali

bb – depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale

UNITA' TETTONICA DELL'ASPRMONTE - Paleozoico

PMAa – Paragneiss passanti a micascisti

PMAb - Gneiss occhiadini, localmente co metagranitoidi - Metamorfiti dell'Aspromonte -

PMAc - Marmi

PMAf – Paragneiss granatiferi passanti a micascisti

UNITA' TETTONICA DI MANDANICI

FDNb - Filladi e metareniti - Filladi di Mandanici – Paleozoico

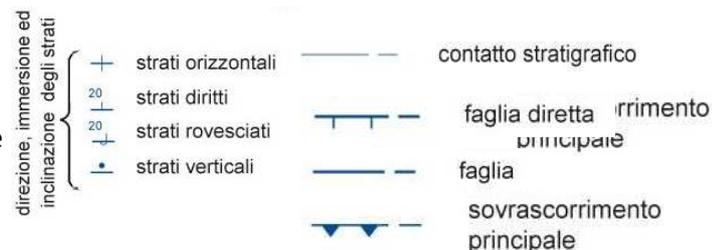


Fig. 3.10 – Stralcio del Foglio Geologico CARG 599 in scala 1:50.000 "Patti" relativo all'assetto geologico dell'area di Piraino.

3.3.2.2 - Unità di Mandanici

Nell'area di Piraino l'unità è costituita prevalentemente da un basamento metamorfico paleozoico, di basso-medio grado costituito da filladi grafitose, sericitiche, cloritiche o biotitiche. Queste rocce hanno grana finissima, tessitura scistosa con cristallinità bassa e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche, che ha subito stiramenti, crenulazioni e zone di taglio, legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente mostrano struttura porfirica con porfiroblasti di clorite e/o biotite e/o granati e/o cloritoide o rara staurolite, inoltre, sono ricche in lenti e noduli di quarzo ed attraversate da fratture tardive rinsaldate da quarzo e/o calcite. Lateralmente, le filladi passano a metareniti massive a grana fine. Intercalate ai litotipi precedenti sono presenti, in corpi talora di notevole estensione, quarziti, lenti di metabasiti (scisti verdi), porfiroidi e marmi. Nell'area non affiorano le coperture sedimentarie dell'unità, costituite da calcari massivi e calcilutiti mesozoico-eoceniche.

Le metamorfite dell'unità di Mandanici affiorano lungo una stretta ma estesa fascia lungo il versante, in destra orografica, della Fiumara di Naso, ad ovest e sud-ovest dell'abitato di Piraino e risultano tettonicamente interposte fra le sovrastanti metamorfite di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte e le sottostanti filladi dell'Unità di Fondachelli.

	Unità litostratigrafica	età	litologia
	Coperture detritiche ed antropiche, frane	Olocene	Materiali incoerenti a tessitura caotica, costituiti da sabbie limose passanti a limi sabbiosi, con ciottoli e blocchi arenacei e metamorfici, depositi di discarica a composizione eterogenea, arenarie intensamente alterate.
	Alluvioni attuali e spiagge	Olocene	Ghiaie e sabbie limose con ciottoli poligenici ed eterometrici arrotondati, presenti nei greti delle principali aste fluviali. Depositi litorali costituiti da ghiaie e prevalenti sabbie con occasionali clasti superiori al decimetro..
	Depositi alluvionali recenti e depositi costieri	Pleistocene sup. - Olocene	Limi, sabbie e ghiaie, talora terrazzati, lungo i corsi d'acqua o nelle piane costiere.
	contatto stratigrafico discordante		
	Unità dell'Aspromonte	Paleozoico	basamento metamorfico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti e marmi.
	contatto tettonico		
	Unità di Mandanici	Paleozoico	Filladi e metareniti Filladi di Mandanici

Tab. 3.1 – Rappresentazione schematica della successione litostratigrafica dell'area di Piraino

3.3.2.3 Depositi alluvionali e depositi costieri

Questi depositi giacciono in discordanza sui terreni del basamento metamorfico. Si tratta di limi, sabbie e ghiaie, con ciottoli poligenici eterometrici. A luoghi originano terrazzi e sono incisi dai depositi alluvionali attuali. Depositi conlomeratici formano inoltre modeste conoidi alluvionali lungo la Fiumara di Naso, allo sbocco di aste torrentizie secondarie.

Limi, sabbie ghiaie poligeniche costituiscono anche le piane costiere di Gliaca e Calanovella.

3.3.2.4 Alluvioni attuali e spiagge Questi depositi, in rielaborazione, sono costituiti da ghiaie e sabbie limose con ciottoli poligenici ed eterometrici arrotondati, presenti nei greti delle principali aste fluviali. Ghiaie e prevalenti sabbie con occasionali clasti superiori al decimetro costituiscono inoltre i depositi litorali in evoluzione.

3.3.2.5 Coperture detritiche ed antropiche, frane.

I terreni precedentemente descritti sono in genere ricoperti da coltri superficiali di alterazione, coltri detritiche di versante, frane e depositi antropici di spessore assai variabile.

In particolare, 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.

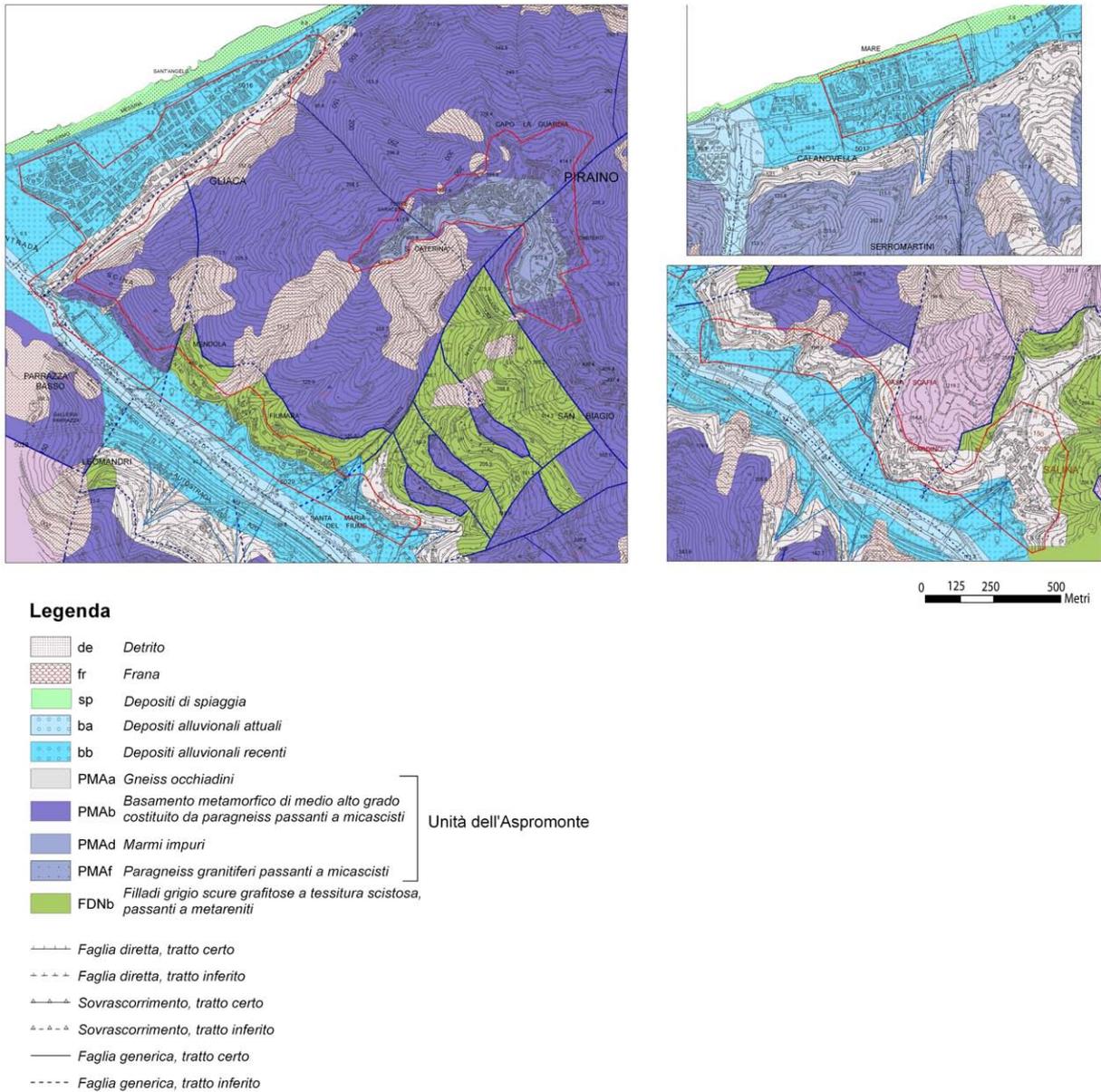


Fig. 3.11 – Carta geologica del territorio di Piraino oggetto dello studio di MS.

3.3.3 Lineamenti tettonici

I principali lineamenti tettonici che interessano l'area del territorio di Piraino nella quale gravitano gli insediamenti urbani, sono costituiti da superfici di sovrascorrimento a basso angolo presenti fra le unità metamorfiche di Mandanici ed Aspromonte che affiorano lungo il versante in destra orografica della Fiumara di Naso, ad ovest e sud-ovest del centro urbano principale.

I sovrascorrimenti sono dislocati da un sistema di faglie ad alto angolo, per lo più dirette, orientate secondo due principali direttrici: NW-SE e NE-SW. In particolare due di queste faglie intercettano il centro urbano principale all'interno dell'area perimetrata. La faglia che decorre in senso NE-SW si estende verso la Fiumara di Naso fra gli abitati di Fiumara e Santa Maria del Fiume.

Una faglia diretta con andamento N-S attraversa l'area di Salinà.

Al di sotto dei depositi alluvionali della Fiumara di Naso è ipotizzata una faglia NW-SE che, secondo le interpretazioni degli Autori del Foglio Patti, interromperebbe le dislocazioni NE-SW.

Non ci sono evidenze che possano far ritenere tali faglie attive.

Particolare attenzione, al riguardo, merita la faglia, presunta al di sotto delle coperture detritiche, che si estende da Torre delle Ciavole, verso la Fiumara di Naso, con decorso NNE-SSW. Questa faglia, che limita a monte la piana costiera di Gliaca è considerata da alcuni Autori come faglia attiva (Sulli et al. 2012 cum bibl.). Anche in questo caso, tuttavia, non è stato possibile raccogliere elementi per poter considerare ai fini del presente studio tale faglia come attiva e capace.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Il database

I dati geotecnici e geofisici acquisiti derivano da:

- a) Studio geologico allegato al PRG (risalente al novembre 2001) elaborato dal Dr. Geol. Franco Miragliotta.
- b) Banca dati sondaggi ISPRA

INDAGINI PRG	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	2
Prove penetrometriche del tipo SPT	4
Prove penetrometriche dinamiche	7
Sondaggi elettrici verticali	4
Indagini sismiche a rifrazione	9

SONDAGGI ISPRA	QUANTITA'
Sondaggi per ricerche idriche	3

Dettaglio prove disponibili per le diverse aree perimetrate:

Piraino Centro	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	1
Prove penetrometriche del tipo SPT	2
Prove penetrometriche dinamiche	3
Indagini sismiche a rifrazione	6

Piraino Gliaca-Fiumara	QUANTITA'
Sondaggi Ispra per ricerche idriche	2
Prove penetrometriche dinamiche	1
Sondaggi elettrici verticali	4
Indagini sismiche a rifrazione	2

Santa Maria del Fiume -Salinà	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	1
Sondaggi Ispra per ricerche idriche	1
Prove penetrometriche del tipo SPT	2
Prove penetrometriche dinamiche	2
Indagini sismiche a rifrazione	1

Calanovella	QUANTITA'
Prove penetrometriche dinamiche	1

Tab. 4.1: sintesi delle prove geognostiche e geofisiche pregresse che riguardano le aree di studio del territorio comunale di Piraino.

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE	QUANTITA'
Misure passive del rumore ambientale (HVSr), mediante tecnica a stazione singola.	20

Localizzazione delle misure passive del rumore ambientale (HVSr), mediante tecnica a stazione singola.	QUANTITA'
Piraino centro	6
Piraino Gliaca-Fiumara	8
Santa Maria del Fiume -Salinà	4
Calanovella	2

Tab. 4.2: Indagini di nuova acquisizione che riguardano le aree di studio del territorio comunale di Piraino.

4.2 Unità geologico - litotecniche

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

Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m e per la loro descrizione 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). E' bene precisare che la differenziazione e la distribuzione di tali terreni nel sottosuolo va corroborata da opportune analisi sedimentologiche e geotecniche (al momento del tutto assenti) da espletare nei livelli di studio successivi.

Terreni di substrato

<i>Unità litostratigrafica</i>	<i>Tipologia di substrato</i>	<i>Sigla</i>	<i>stratificazione</i>
Metamorfiti di Mandanici ed Aspromonte: metamorfiti di grado medio-alto quali filladi, metareniti, paragneiss e marmi profondamente alterati	Non rigido	NR	no
Metamorfiti di Mandanici ed Aspromonte metamorfiti di grado medio-alto (filladi e metareniti ad elevata scistosità, paragneiss e marmi)	Rigido	LP	no

Tab. 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato

Terreni di copertura

Tipo_gt	descrizione
GMtf	Ghiaie limose, miscele di ghiaie, sabbia e limo dei depositi alluvionali
GMec	Ghiaie limose, miscele di ghiaie, sabbia e limo riconducibili a coperture eluvio-colluviali
SWsp	Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose di ambiente di spiaggia in evoluzione
SMzz	Sabbie limose, miscele di sabbia e limo ambiente deposizionale non definito
SMfd	Sabbie limose, miscele di sabbia e limo presenti alla base o lungo i versanti
SMec	Sabbie limose, miscele di sabbia e limo riconducibili a coperture eluvio-colluviali

Tab. 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

4.3 Indagini geofisiche precedenti

Il Comune di Piraino ha commissionato uno studio geologico-tecnico generale a supporto della revisione generale del P.R.G. con r.e. e p.e. ai sensi dell'art. 5 della l.r. 65/81. In questo ambito sono stati eseguiti n. 12 Profili Sismici a Rifrazione e n. 8 Sondaggi Elettrici Verticali.

Dei profili sismici vengono presentati soltanto i modelli finali di velocità (a due o tre strati) in funzione della profondità, ottenuti presumibilmente con il metodo reciproco. Tuttavia una valutazione delle indagini riportate richiederebbe l'analisi dei dati sperimentali che non sono riportati, per cui l'attendibilità di queste indagini va comunque considerata limitata.

Per quanto riguarda i S.E.V. vengono presentate le tabelle riepilogative contenenti i dati acquisiti, la discrepanza tra resistività apparenti misurate e risposte del modello e i parametri dei modelli interpretativi. Inoltre sono presentati i grafici bilogaritmici delle curve di resistività apparente (sperimentali e teoriche) e dei modelli. Il massimo valore di $AB/2$ (70 m) utilizzato in questi sondaggi consente di raggiungere una profondità di indagine non maggiore di 20 m circa. I modelli interpretativi forniti sono quindi da considerare accettabili soltanto fino a questa profondità.

4.4 Il metodo HVSR

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

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

L'andamento dello spettro del rumore di fondo è certamente influenzato dalle caratteristiche delle sorgenti e dal loro peso relativo, ma è anche influenzato da effetti di amplificazione che in certi

intervalli di frequenze possono essere prodotti da eterogeneità della distribuzione dei parametri meccanici nel sottosuolo e da complessità della morfologia della superficie del suolo.

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

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

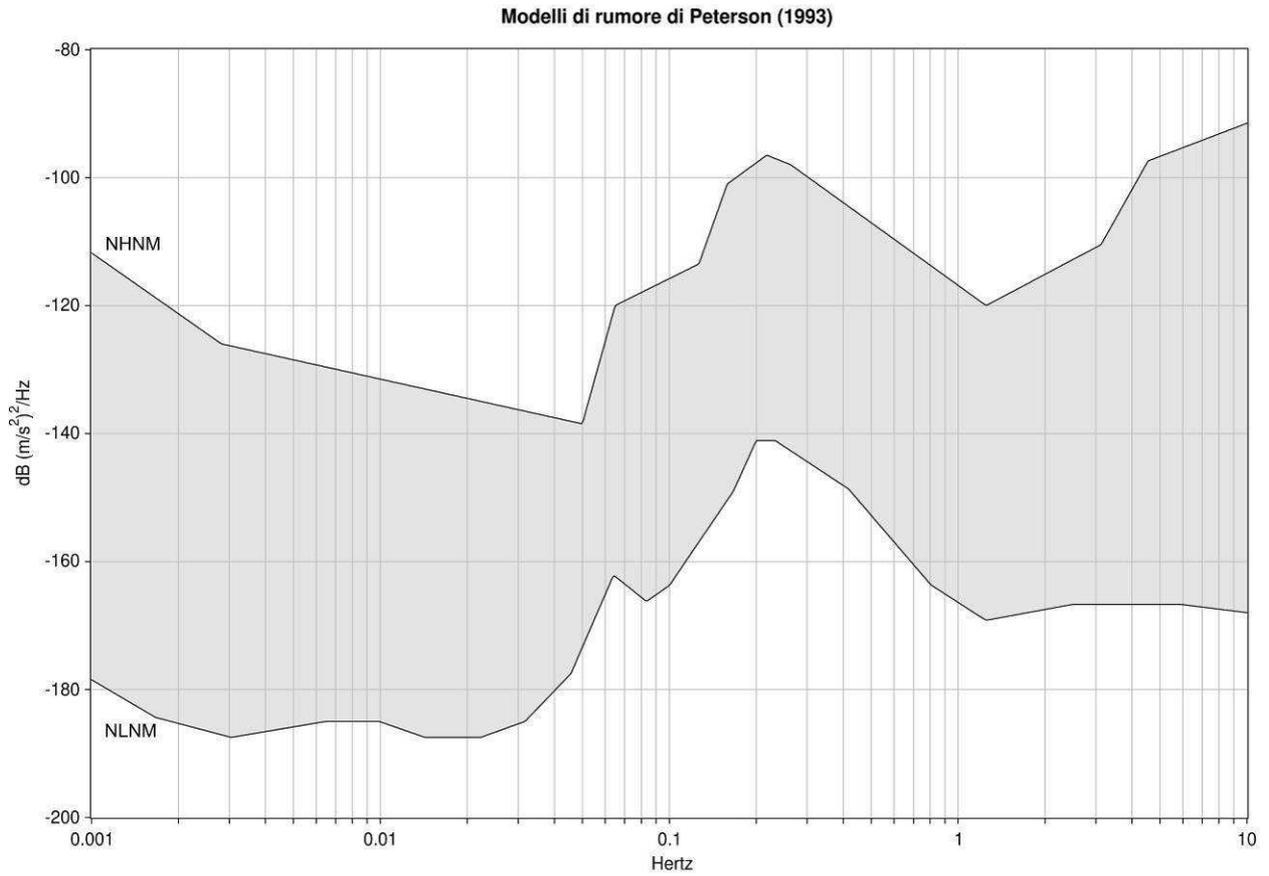


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

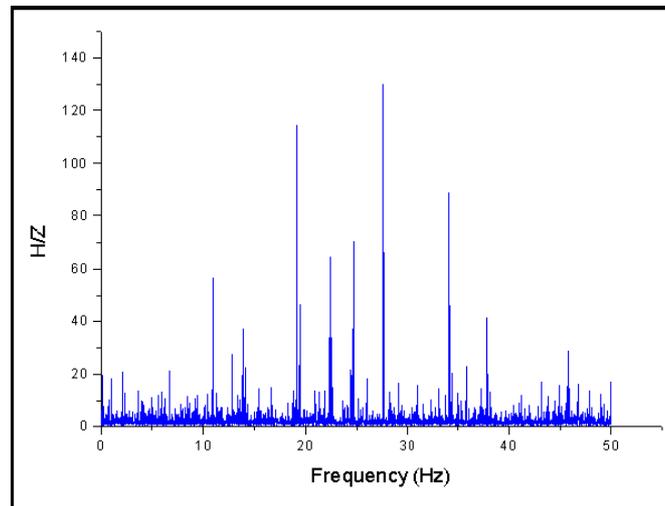


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

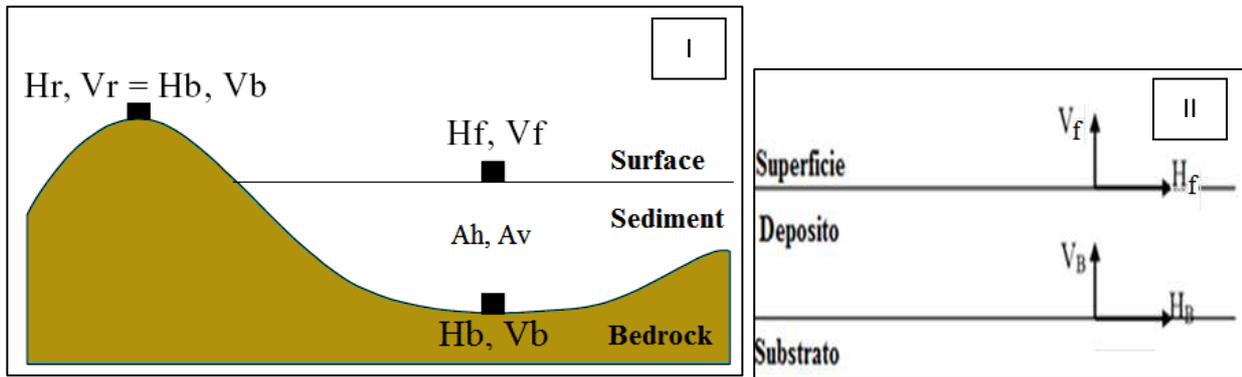


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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.

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 20 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini.

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

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

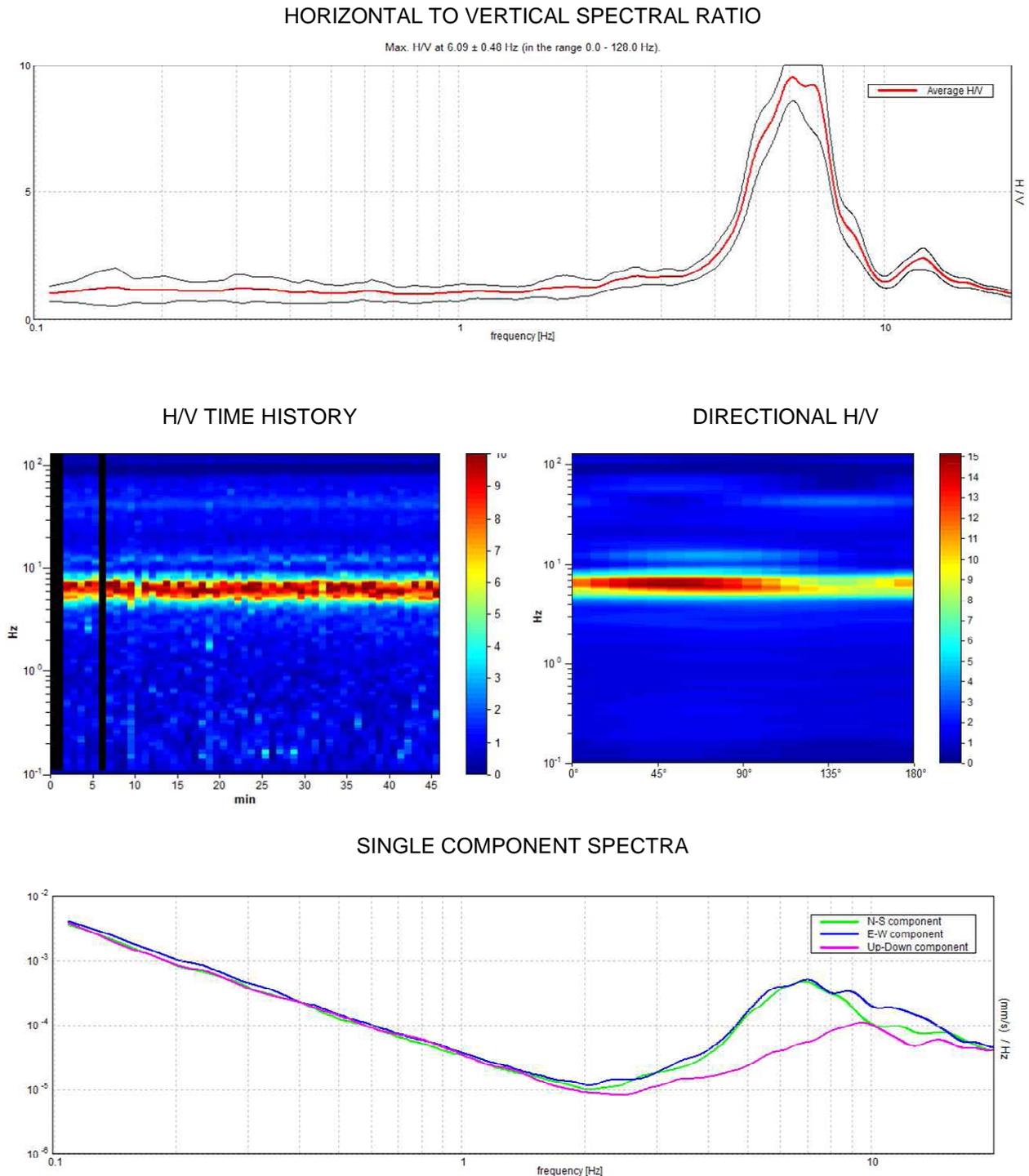


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083068P1-HVSR13.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Piraino 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. 4.7. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico. Dopo avere attribuito ad ogni punto di misura uno o più vettori a 4 componenti contenenti: frequenza del picco, ampiezza dello stesso e coordinate del punto di misura, si è proceduto ad individuare nell'insieme totale di vettori eventuali cluster relativi a insiemi di punti che ricoprissero porzioni significative

dell'area totale indagata. Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare un cluster per le misure eseguite nel centro abitato di Piraino (Fig. 4.6) ed un cluster per le misure eseguite nelle frazioni periferiche di Calanovella, Gliaca e Salina (Fig. 4.7).

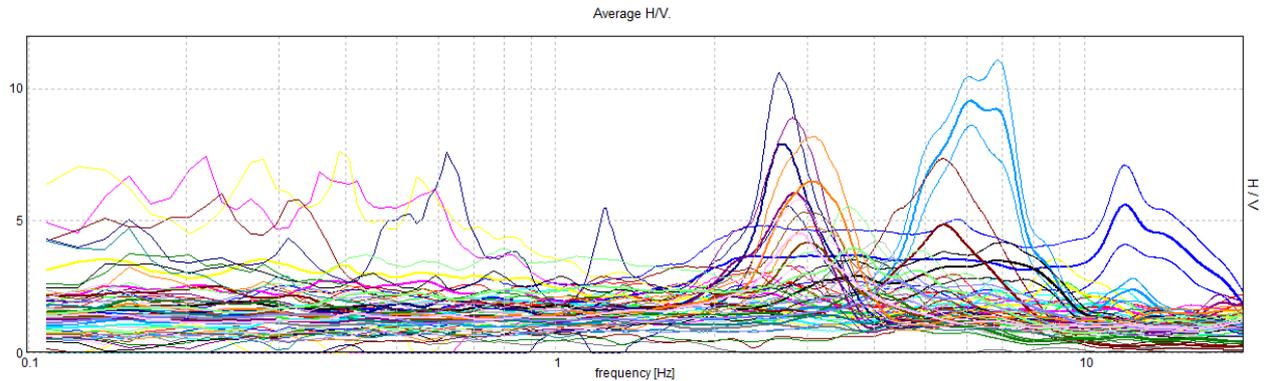


Fig. 4.5 – Segnali HVSR relativi ai 20 punti di misura.

Misure HVSR	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	Profondità bedrock sismico
083068P1HVSR1	2.75	2.65	5.7	2.3			3.5
083068P2HVSR2	2.8	1.93	9.2	1.8			3
083068P3HVSR3	3.4	3.5	11.88	5.55			3
083068P6HVSR6	0.8	2	2.55	2.17			
083068P7HVSR7	1.9	2.05	6.81	2.34	12.5	1.9	3
083068P10HVSR10	8.86	3.08					3
083068P12HVSR12	4.06	3.46					39
083068P13HVSR13	6.09	9.54					13.1
083068P14HVSR14							
083068P15HVSR15	3.8	2.9	6.72	3.43			20.2
083068P16HVSR16	1.2	1.8	5.47	3.91			25
083068P17HVSR17	4.06	2.19					30
083068P18HVSR18	2.73	6.3					40
083068P19HVSR19	2.89	4.57					23.7
083068P20HVSR20							
083068P21HVSR21	4.38	2.72	6.5	2.5			21
083068P22HVSR22	2.97	4.15					42.7
083068P23HVSR23	3.08	6.54					5.2
083068P24HVSR24	3.59	4.71					5.6
083068P25HVSR25	2.89	4.51					4

Tab. 4.7 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati.

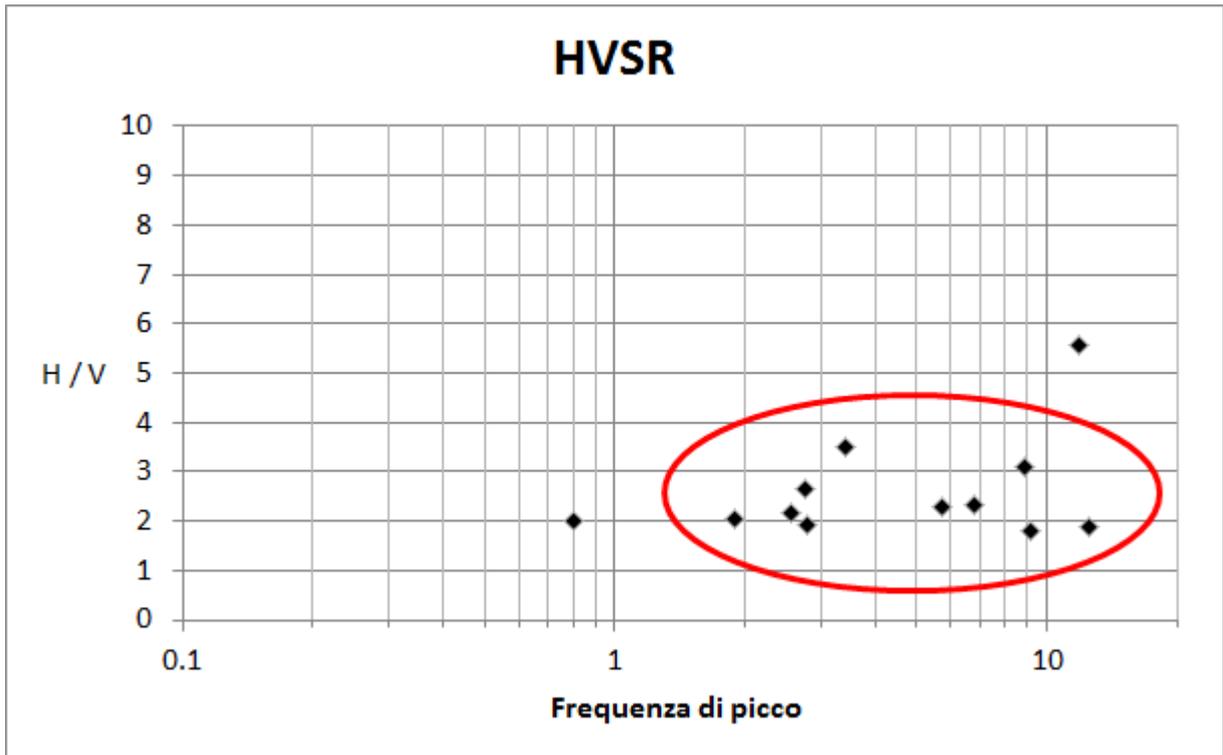


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate nel centro abitato di Piraino.

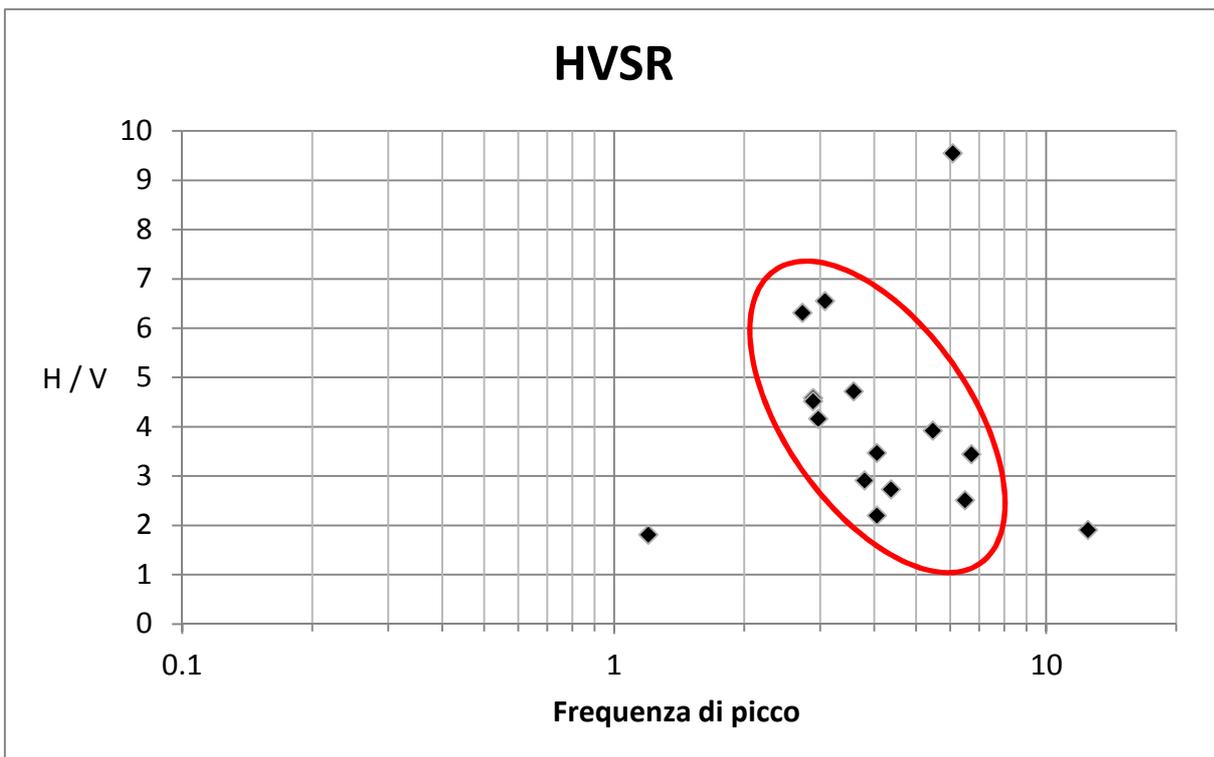


Fig. 4.7 – Frequenze di picco registrate nelle frazioni di Calanovella, Gliaca e Salina.

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 (*cf.* Tab. 4.5), hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico – tecnico del sottosuolo del centro urbano di Piraino e degli altri insediamenti oggetto di studio. Il modello è da ritenersi preliminare e la distribuzione, le caratteristiche geotecniche e l'accertamento di eventuali discontinuità dei corpi rocciosi presenti nel sottosuolo sono da approfondire mediante indagini indirette e dirette nei livelli di studio di microzonazione successivi.

Tale modello è rappresentato in 7 sezioni (Figg. 5.1-5.5) che interessano il centro urbano principale, e le frazioni interessate dagli studi di microzonazione. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico – Tecnica.

In particolare:

Centro urbano principale di Piraino

Le sezioni riportate nelle Figg. 5.1 e 5.2 evidenziano la presenza in affioramento di un substrato geologico non rigido non stratificato, costituito dalla porzione alterata dalle metamorfite di Aspromonte. Gran parte del centro urbano è edificato sui marmi intensamente fratturati ed alterati in superficie che originano ripide scarpate, interessate, a luoghi da cavità naturali ed antropiche. In alcune aree periferiche del centro urbano sono presenti gneiss e micascisti anch'essi intensamente fratturati ed alterati in superficie. I dati ricavati dalle inversioni di velocità delle misure HVSR e da alcuni sondaggi e prove penetrometriche, evidenziano come, in parte del centro urbano principale il substrato rigido con V_s maggiore di 800 m/s si trovi a profondità di circa 10 m. Tale substrato è a luoghi ricoperto da coltri eluvio colluviali di natura ghiaiosa-limosa e sabbioso-limosa, con spessori che superano i 3 m, e da depositi di frana. La morfologia dei luoghi si presenta accidentata a causa della presenza di sottili creste e scarpate.

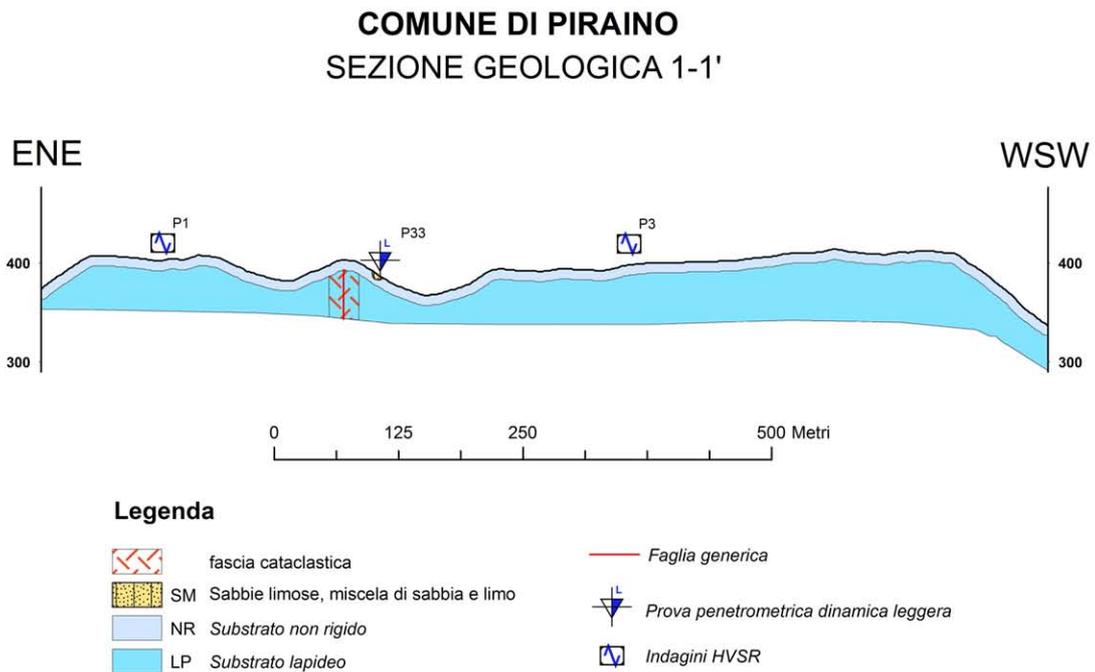


Fig. 5.1. – Sezione geologica 1-1' Piraino centro

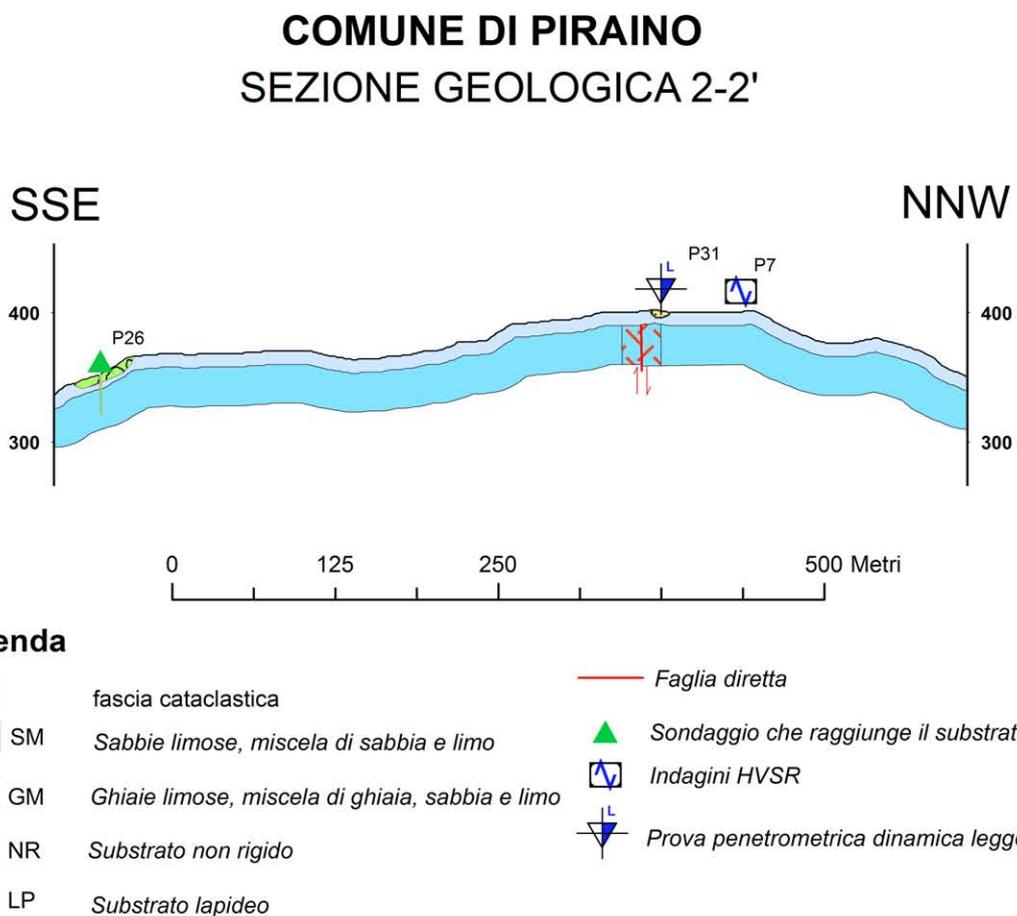


Fig. 5.2. – Sezione geologica 2-2' Piraino centro

Frazione Calanovella

In questa area (Fig. 5.3) non si dispone di sufficienti indagini dirette utili a caratterizzare la profondità del substrato geologico. Attraverso i dati ricavati dalle inversioni di velocità delle misure HVSR è stato possibile stimare una profondità media del bedrock sismico superiore ai 30 m. Le coperture risultano costituite da sedimenti di piana alluvionale costiera, sulla quale confluisce una conoide alluvionale. La granulometria dei depositi, desunta dai pochi dati disponibili è di prevalente composizione sabbioso-limosa. In mancanza di dati sulla profondità della falda idrica si stima la sua profondità, in accordo con la carta di pericolosità geologica redatta per il PRG, a 0 metri sul livello del mare.

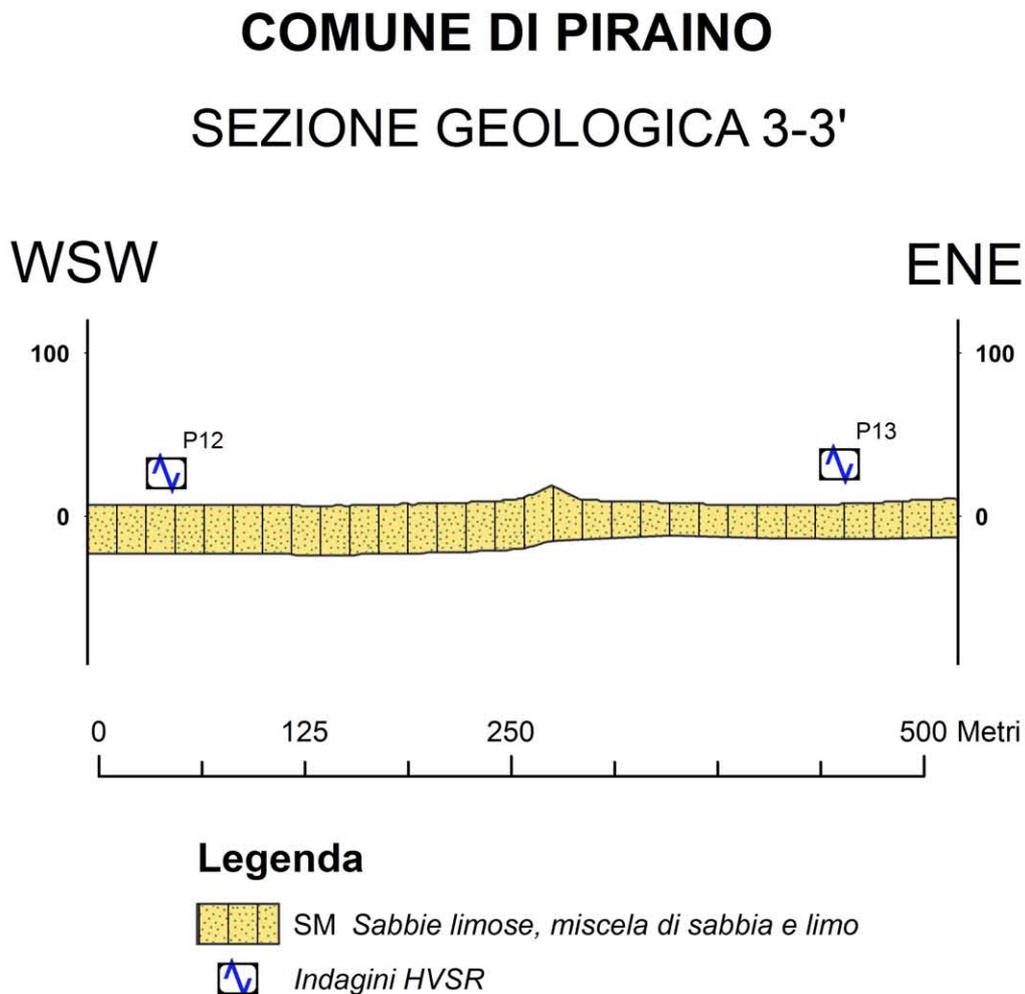


Fig. 5.3. – Sezione geologica 3-3' Frazione di Calanovella

Frazione Gliaca

La frazione Gliaca (Fig. 5.4) si estende lungo una piana alluvionale costiera, bordata verso terra (sud) da una faglia ad andamento NNE-SSW, ritenuta da alcuni studi attiva (Cfr. par.3.3.3). In base ai pochi dati provenienti da un sondaggio per ricerca idrica è stato possibile riconoscere la presenza di un substrato metamorfico rigido alla profondità di 20 metri dal piano di campagna ricoperto da depositi alluvionali e di versante di natura sabbioso-limosa. La profondità del

substrato, nel resto della piana, non è stata individuata con certezza, perché frutto delle sole inversioni di velocità delle misure HVSR, che pongono mediamente il substrato a profondità superiori ai 30 metri. A causa di queste indeterminazioni non è stato possibile valutare il rigetto della faglia. In base alle considerazioni già esposte per la frazione di Calanovella e ai dati di pozzo, è segnalata la presenza di una falda freatica che interessa gli spessi depositi sabbioso limosi.

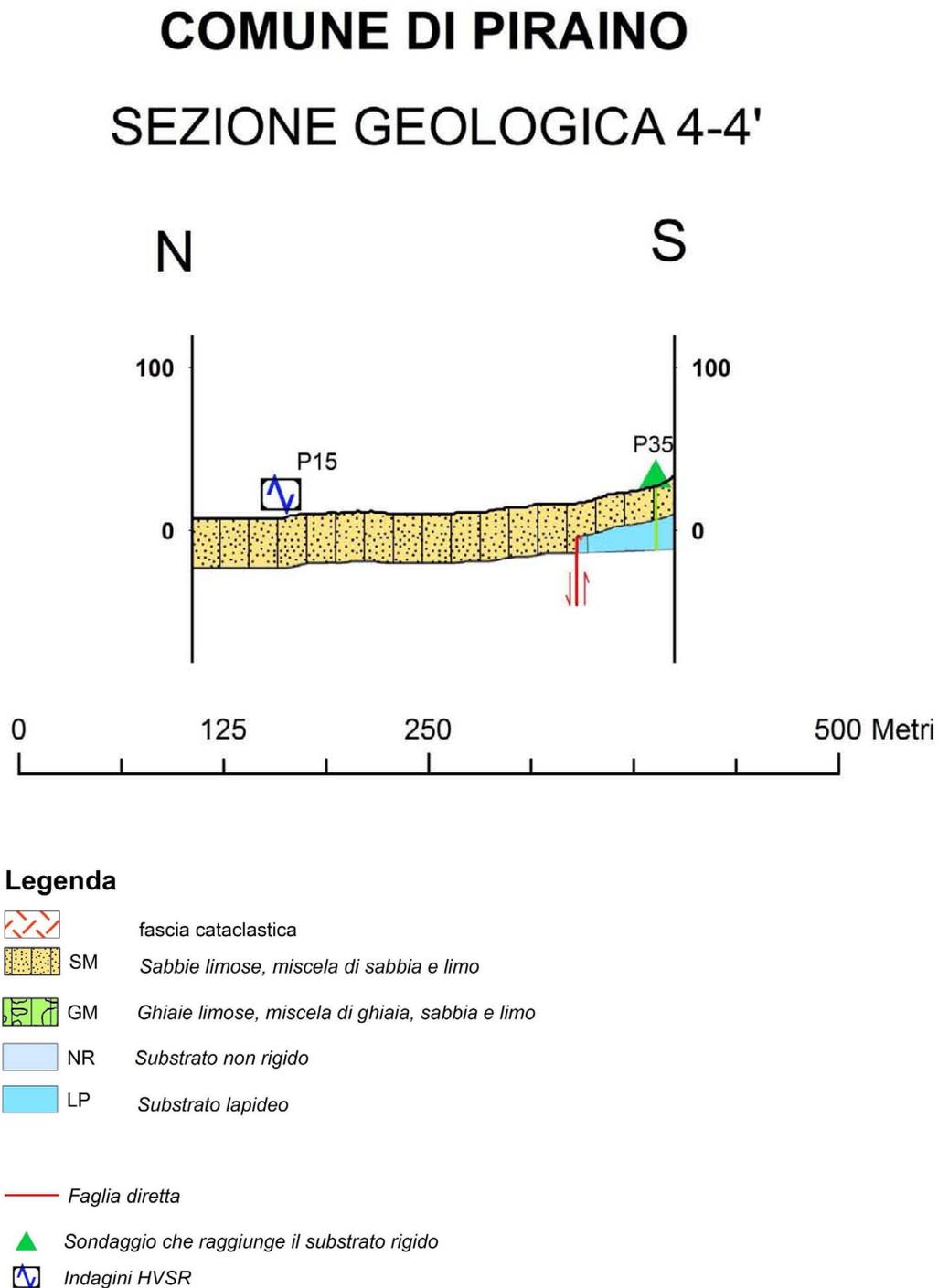
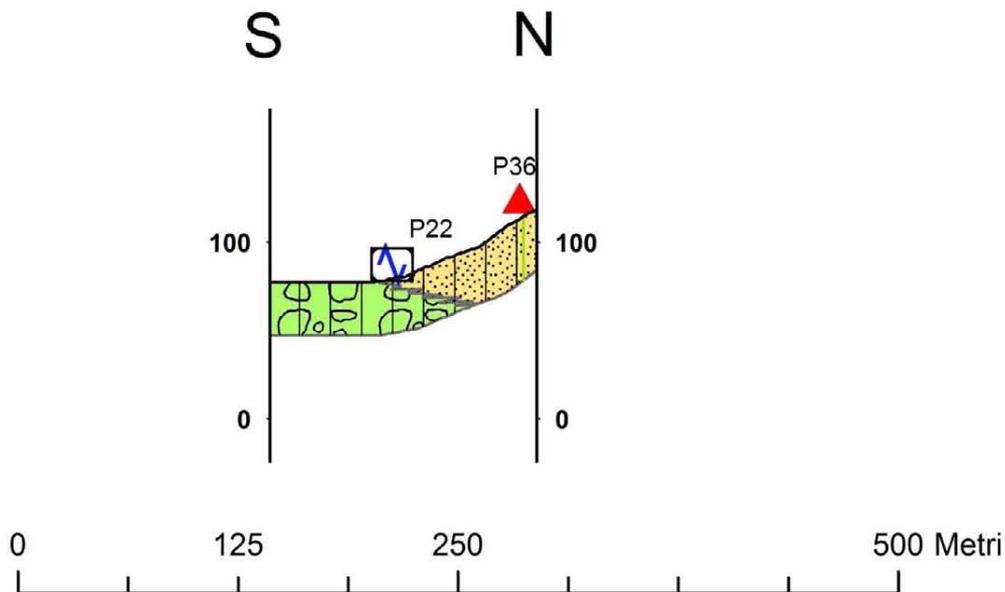


Fig. 5.4. – Sezione geologica 4-4' Gliaca.

COMUNE DI PIRAINO

SEZIONE GEOLOGICA 6-6'



Legenda

- | | |
|--|--|
| | fascia cataclastica |
| | SM Sabbie limose, miscela di sabbia e limo |
| | GM Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo |
| | NR Substrato non rigido |
| | LP Substrato lapideo |
| | Faglia diretta |
| | Sondaggio che raggiunge il substrato rigido |
| | Indagini HVSR |

Fig. 5.6. – Sezione geologica 6-6' Santa Maria del Fiume

Frazioni di Fiumara e Santa Maria del Fiume

Queste due frazioni (Figg. 5.5 e 5.6) sorgono lungo la sponda destra della Fiumara di Sant'angelo, al contatto tra le falde di detritiche che ricoprono i versanti di natura metamorfica e i depositi alluvionali che costituiscono i terrazzi fluviali. Lungo i versanti alcune conoidi alluvionali interrompono la continuità della falda detritica. Nella sezione 5-5' in particolare è possibile

osservare, i depositi ghiaiosi - limosi che si sovrappongono direttamente sul substrato metamorfico. Lo spessore di tali depositi è in media di circa 17 m, ma a luoghi supera i 40 m. All'interfaccia tra coperture e substrato è segnalata la presenza di una falda freatica. Nella sezione 6-6' è possibile osservare una spessa coltre detritica, potente oltre 36 metri, che si sovrappone sui depositi ghiaiosi-limosi delle alluvioni terrazzate. Non è nota la profondità del substrato rigido.

Frazione di Salinà

Tale frazione (Fig. 5.7) sorge alla confluenza tra un'asta secondaria e la Fiumara di Sant'Angelo. Una vasta area depressa, è interessata da depositi alluvionali terrazzati che sono stati attraversati da un sondaggio per 18 m, senza tuttavia rinvenire il substrato rigido.

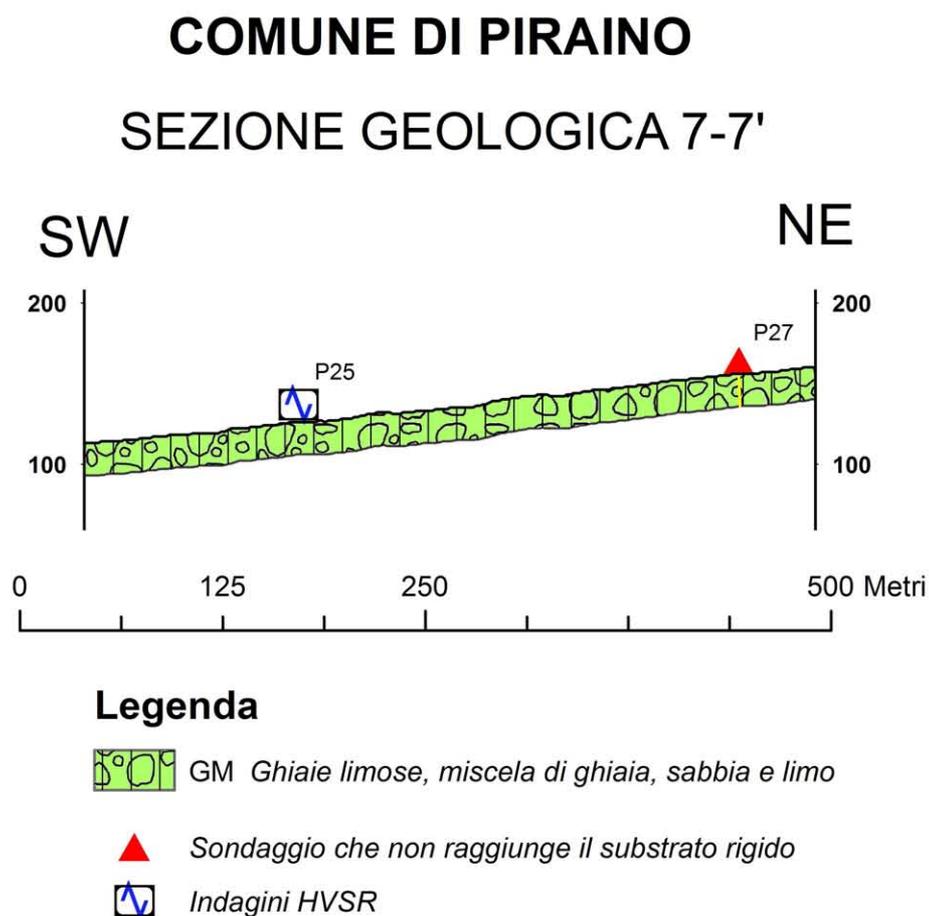


Fig. 5.7. – Sezione geologica 7-7' Salinà

L'esecuzione di alcuni sondaggi per la realizzazione del PRG comunale ha permesso di ricostruire le stratigrafie e gli spessori di alcune coperture nell'area di studio (Fig. 5.8).

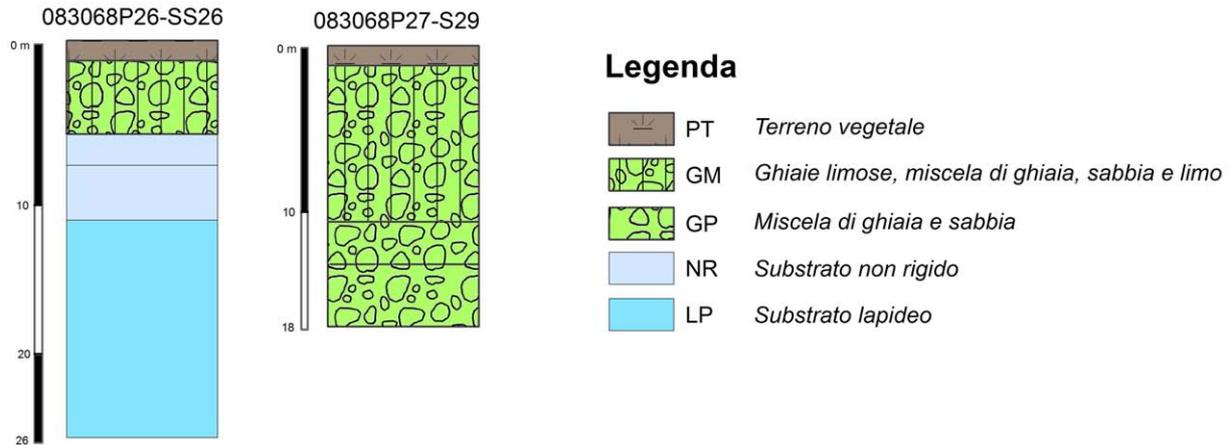


Fig. 5.8 – Colonne stratigrafiche rappresentative del sottosuolo ricavate da alcuni sondaggi eseguiti nell’area di studio

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 velocità di propagazione delle onde S dalle curve HVSR è ampiamente sotto determinato, anche se si ipotizza un sottosuolo rappresentabile mediante strati orizzontali perfettamente elastici, omogenei ed isotropi. E’ quindi necessario integrare l’insieme di equazioni di osservazione con equazioni vincolari provenienti da altri tipi di indagine o da ragionevoli ipotesi geologiche e/o fisiche.

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

La ricostruzione, lungo determinati profili, della profondità dal piano di campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall’inversione di alcuni sondaggi HVSR (Fig. 5.3) 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. 4.7).

EXPERIMENTAL vs. SYNTHETIC H/V

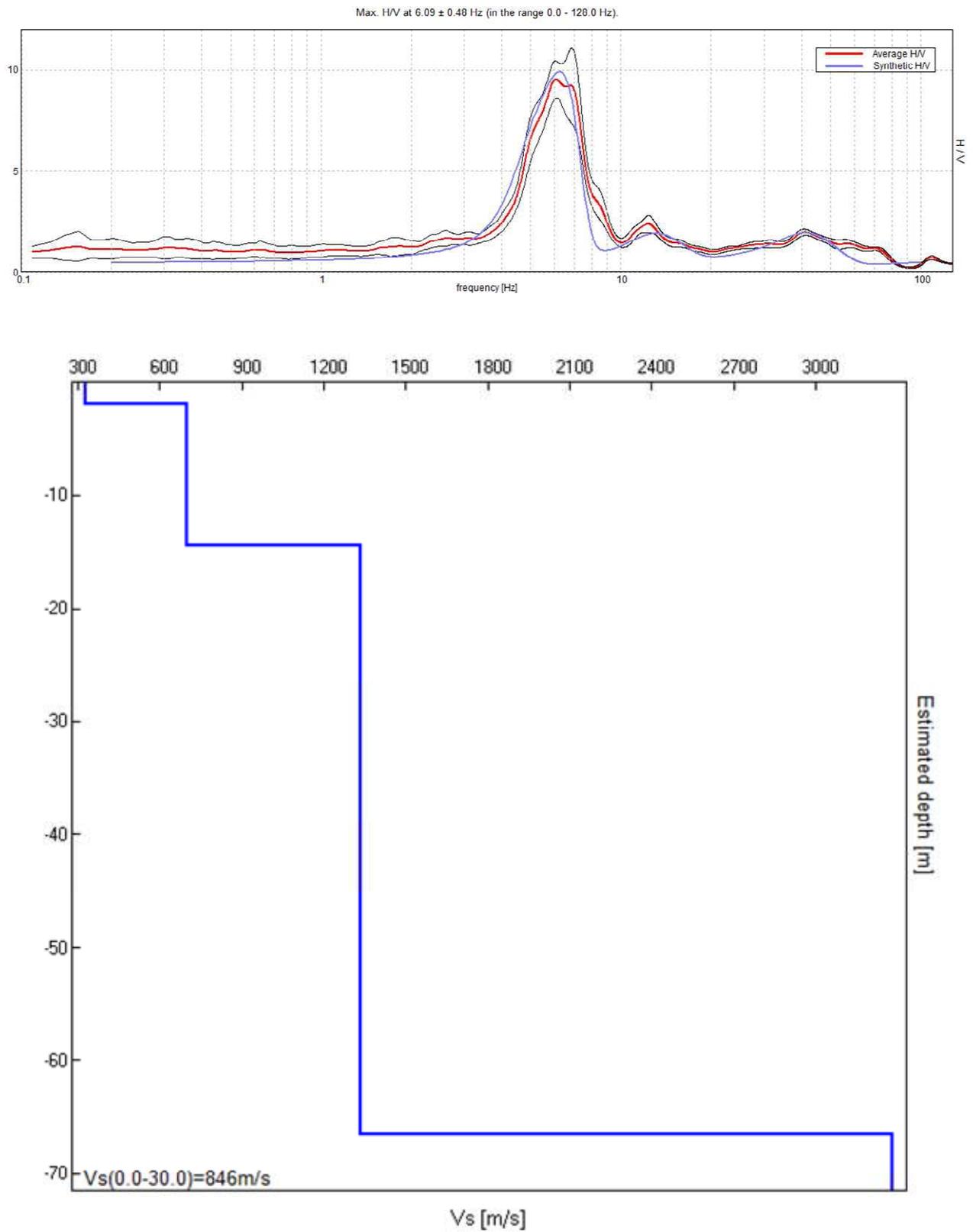


Fig. 5.3 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083068P13-HVSR13.

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

6.1 Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

Le indagini messe a disposizione dal Comune di Piraino, non hanno distribuzione e qualità tali da permettere la definizione di un modello geologico del sottosuolo. Le ragioni possono essere così sintetizzate:

1. La distribuzione delle indagini disponibili è limitata solo a pochi specifici punti, prescindendo da una pianificazione di indagini atta a 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 (superiori 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 Novara di Sicilia.

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 l'assenza di dati geofisici nell'area di Piraino 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 HVSR. In

particolare sono state interpretate tutte le curve relative ai punti di misura, ad esclusione dei punti 083068P14HVSR14 e 083068P20HVSR20 privi di picchi significativi. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione di sette 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 picchi caratterizzati da valori di frequenze simili tra loro (Figg. 4.6 e 4.7). Tuttavia non è possibile escludere che anche valori di frequenze simili 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. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza possono essere altresì individuati punti anomali, attribuibili a effetti topografici o alla predominanza di sorgenti antropiche, che non vengono considerati per la costruzione delle carte.

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

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

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

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

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

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

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

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

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

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

Successivamente, è stata riclassificata la carta delle acclività in due classi di valori (<15° e >15°) e la si è incrociata con la carta geologica 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 m e dei substrati affioranti caratterizzati da velocità di propagazione delle onde di taglio < 800 m/s, a causa delle loro caratteristiche litologiche o dello stato di alterazione e/o fratturazione.

Le **discontinuità morfologiche** in grado di determinare l'amplificazione del moto del suolo in seguito a meccanismi di focalizzazione delle onde sismiche, sono state individuate attraverso diverse fasi di lavoro. In una prima fase è stato acquisito ed elaborato il modello digitale di terreno

con cella 2 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 e 3D, individuare le rotture di pendenza significative, in corrispondenza delle quali sono stati delimitati gli eventuali elementi di amplificazione quali linee di scarpata, creste, selle e cime isolate. A questa prima fase di analisi remota della topografia dell'area, è seguita una fase di verifica diretta sul campo e/o remota, in quest'ultimo caso utilizzando strumenti di visualizzazione quali Google Earth™. Infine, sono state verificate le informazioni ottenute, mediante sovrapposizione degli elementi individuati sulle foto aeree e delle informazioni litologiche, in particolare verificando:

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

7.2 Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

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

A ciascun elemento mappato è dunque associato un record all'interno di una tabella delle proprietà degli elementi, che vengono differenziate a seconda che si tratti di elementi lineari (Tabb. 7.1a-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 scelta in corrispondenza di evidenti rotture morfologiche: sono da considerare creste solo quelle situazioni che presentano il dislivello altimetrico minimo (h) maggiore o uguale a un terzo del dislivello altimetrico massimo (H), con angoli al piede dei due versanti che delimitano la cresta pari almeno a 10° .

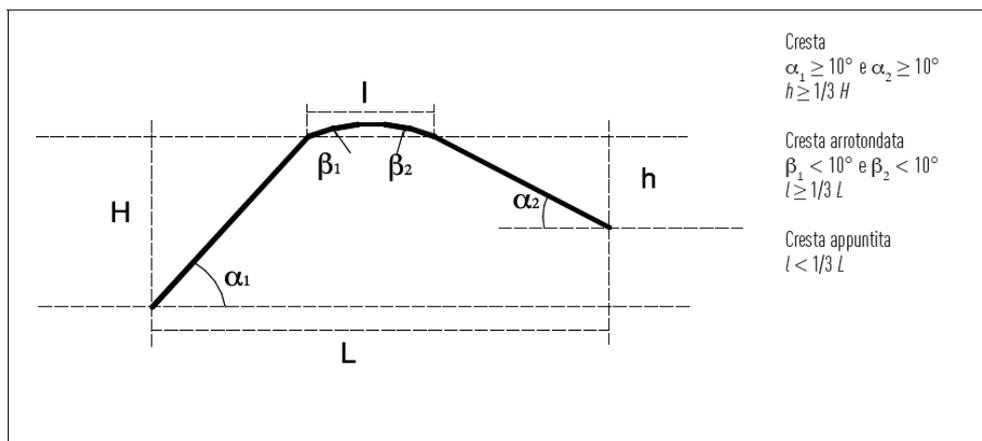


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

Per quanto riguarda il riconoscimento delle scarpate, sono state considerate tali quelle situazioni che presentano (Fig. 7.2): un'altezza H pari almeno a 10 m; un fronte superiore di estensione paragonabile al dislivello altimetrico massimo (H) o comunque non inferiore a 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° .

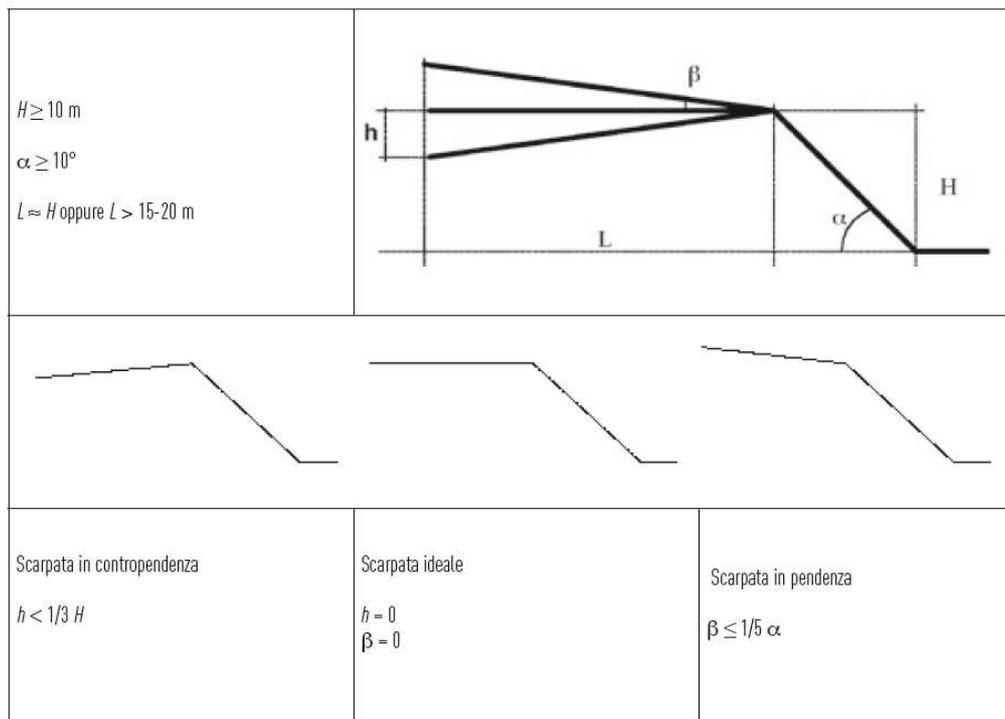


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

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 possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse, 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. 7.4). 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).

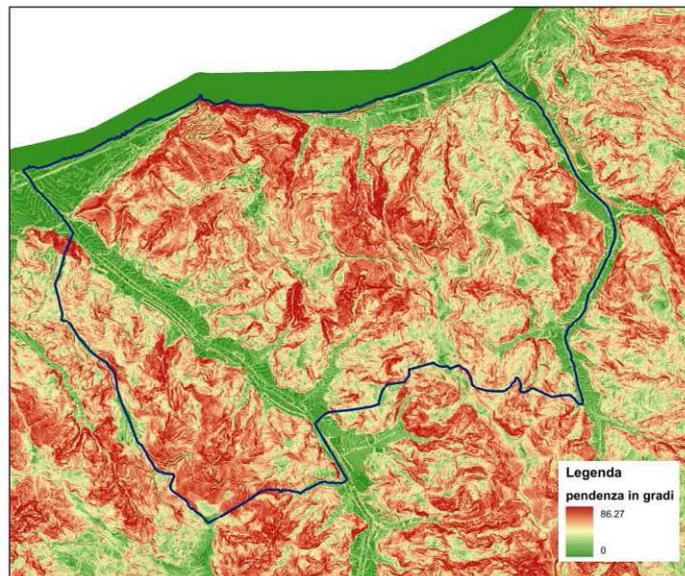


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

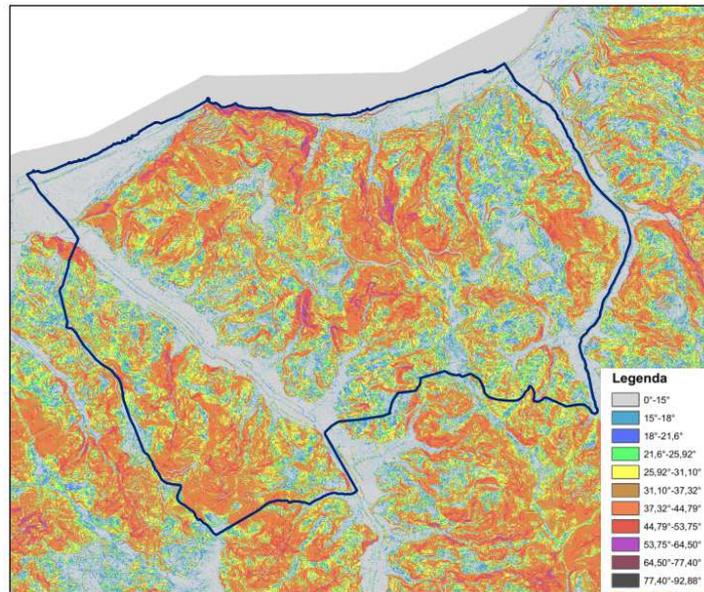


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

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).

Individuazione degli elementi antropici

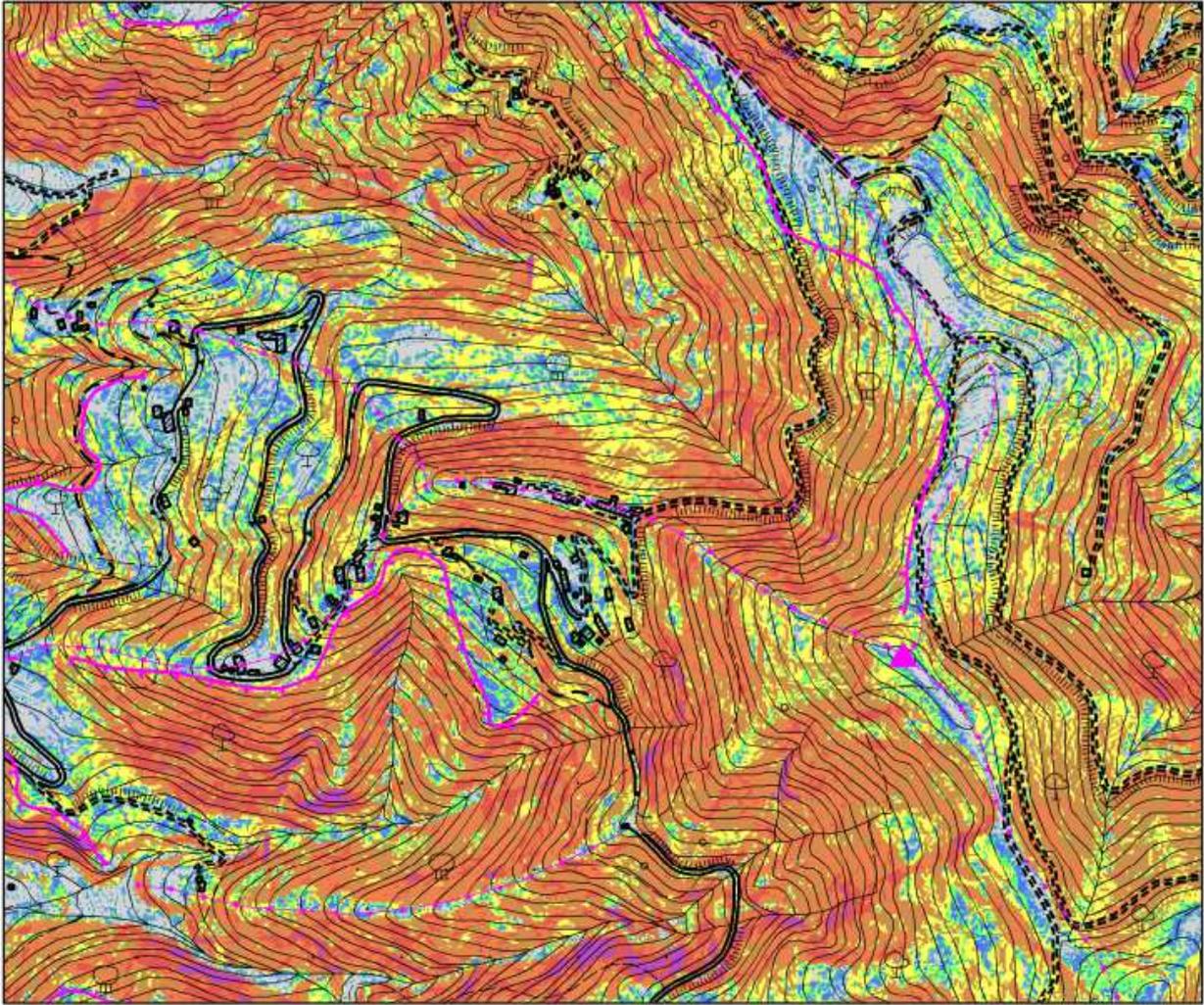
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze (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 < di 15 m
- Faglie attive e capaci, distinte per tipologia (diretta, inversa, trascorrente) e individuazione (accertata, inferita):
- Cedimenti differenziali, aree di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico meccanica molto differenti;

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



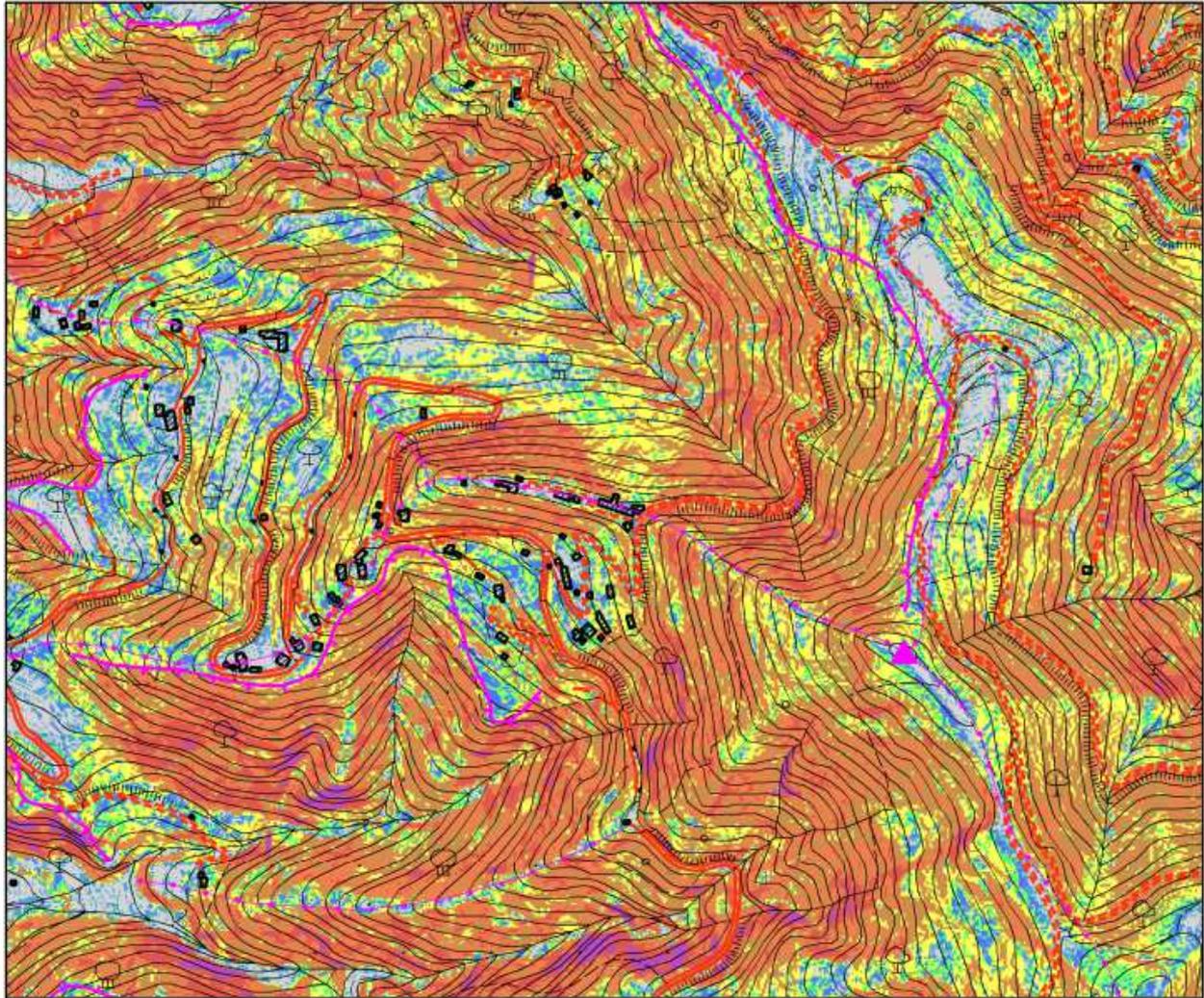
Legenda

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

Elementi morfologici

▲	6010 - cime isolate
—	5041 - scarpate con ltezza 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 ltezza 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. ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1 Carta delle indagini

Le indagini pregresse relative al del territorio del Comune di Piraino sono state ricavate essenzialmente dalla relazione geologica allegata al Piano Regolatore (risalente al novembre 2001) elaborata dal Dr. Geol. Franco Miragliotta e messa a disposizione dallo stesso nel dicembre del 2012. Nonostante le reiterate richieste ed i numerosi contatti, nel corso del 2012, non è stato possibile reperire altri studi geologici eventualmente in possesso dell'Ufficio Tecnico del Comune. In particolare sono stati utilizzati i risultati delle seguenti indagini:

- **Centro urbano principale di Piraino:** Le indagini sono distribuite lungo la cresta NE-SW che caratterizza il paese e nella porzione meridionale dell'area di studio. Sono state eseguite 3 prove penetrometriche dinamiche leggere (DL) che hanno permesso di caratterizzare gli spessori e la natura delle coperture. A questi si aggiunge un sondaggio a carotaggio continuo che ha raggiunto il substrato, nel quale sono state effettuate 2 prove SPT nella porzione meridionale dell'area. Sono state inoltre state eseguite 6 misure HVSR.
- **frazione Calanovella:** le indagini in questa frazione sono limitate ad una prova penetrometrica dinamica leggera (DL) oltre che all'acquisizione di 2 misure HVSR.
- **frazione di Gliaca:** lungo la piana di Gliaca sono state acquisite 4 misure HVSR e sono stati recuperati i dati, provenienti dal catalogo ISPRA, di un pozzo per ricerca idrica.
- **frazioni di Fiumara e Santa Maria del Fiume:** lungo la sponda destra della Fiumara di Santa'Angelo tra gli abitati di Fiumara e Santa Maria del Fiume, sono state acquisite 4 quattro misure HVSR, oltre a recuperare i dati di un pozzo per ricerca idrica (ISPRA) e di una prova penetrometrica dinamica leggera (DL)..
- **frazione di Salinà:** in corrispondenza di Salinà e delle prosecuzione dei nuclei abitati alla base del versante in direzione settentrionale, sono state acquisite altre 4 quattro misure HVSR, 2 prove penetrometriche dinamiche leggere (DL), e i risultati di due sondaggi che non hanno raggiunto il substrato rigido.

Per quanto concerne i sondaggi reperiti presso la banca dati ISPRA (L. 464/84) si valuta in questa sede un grado di attendibilità basso relativamente al loro posizionamento.

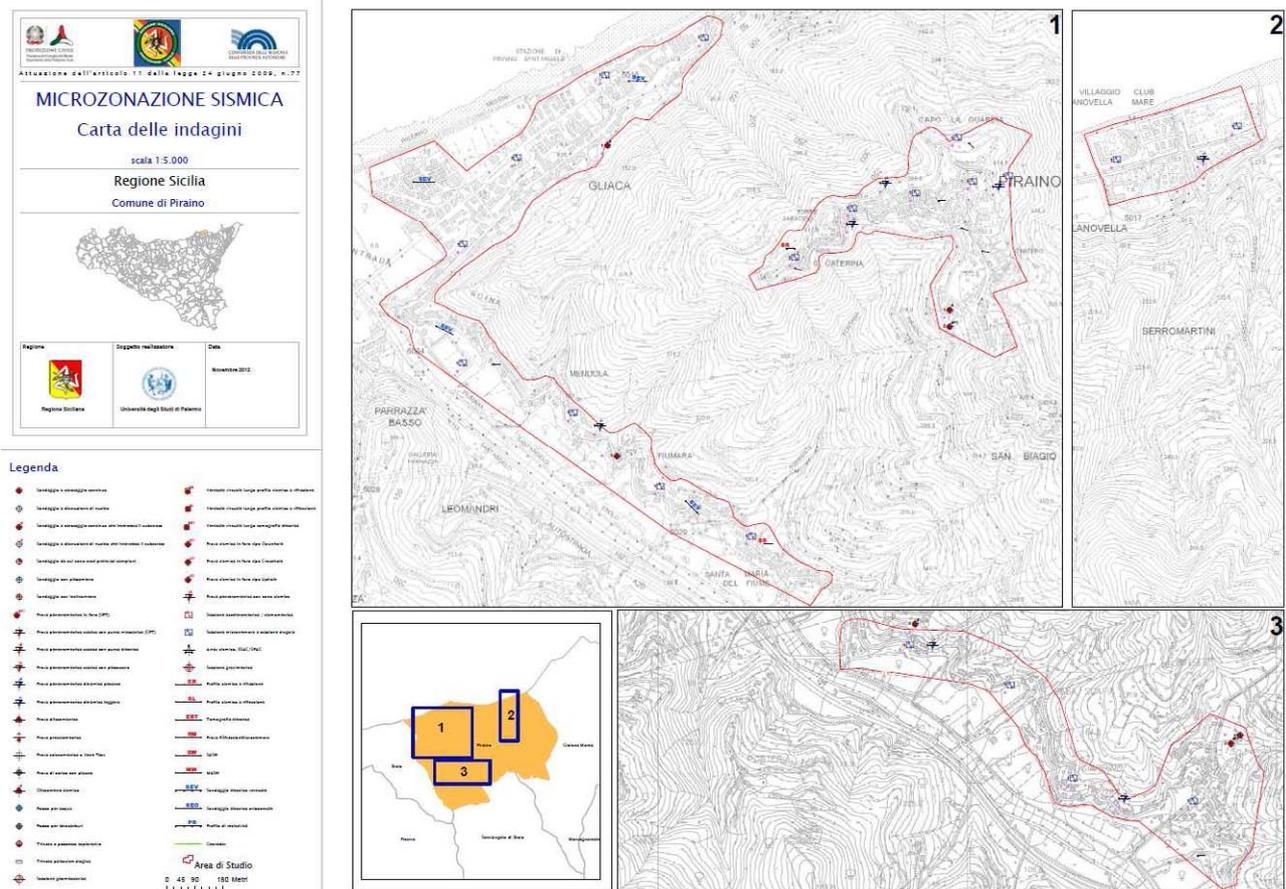


Fig. 8.1 Riduzione della carta delle indagini del territorio di Piraino (v. PDF cartella plot in banca dati).

8.2. Carta Geologico – tecnica

La caratterizzazione dei terreni presenti nelle aree individuate per lo studio di microzonazione del territorio di Piraino ha permesso di cartografare la distribuzione degli affioramenti del substrato geologico e delle coperture oltre agli elementi tettonici e morfologici presenti in tali aree.

8.2.1 il substrato geologico

I terreni del substrato geologico sono rappresentati dalle metamorfite dell'unità di Aspromonte. Tali terreni risultano profondamente alterati nelle porzioni superficiali, con spessori delle coltri di alterazione che, in base ai sondaggi ed alle prove disponibili, risultano in genere superiori a 3 m.

In particolare:

- **Centro urbano principale di Piraino:** il nucleo urbano sorge sui marmi, paragneiss e filladi dell'Unità di Aspromonte. Dal punto di vista litologico questi terreni sono accorpabili come un substrato geologico lapideo non stratificato (LP) su cui si imposta una coltre di alterazione a luoghi spessa fino ad oltre 10 m, rendendo più scadenti le proprietà di tale substrato in affioramento (NR). Alcune dislocazioni tettoniche, tra torre Saracena e S. Caterina, e nella sella che separa il paese dalla zona del cimitero, non fanno che aumentare il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso. Il paese si sviluppa lungo una cresta con direzione NE-SW e sono inoltre presenti diverse scarpate che bordano il paese, anche di elevata altezza (oltre 20 m). Alla base di alcune scarpate è possibile scorgere gli ingressi di alcuni ipogei.

- **Frazioni Calanovella e Gliaca:** in queste due frazioni il substrato geologico non è affiorante, essendo sepolto sotto diverse decine di metri di coperture alluvionali e costiere. Un solo sondaggio a Gliaca permette di riconoscere il substrato metamorfico ad una profondità di 20 metri. Sempre a Gliaca, una importante faglia diretta con direzione NE-SW limita verso meridione la piana costiera.

- **Frazioni Fiumara e Santa Maria del Fiume:** il versante posto in destra orografica e che domina i nuclei abitati è per un lungo tratto caratterizzato dall'affioramento del substrato metamorfico alterato, che si immerge al disotto delle coperture alluvionali della Fiumara. Lo spessore della coltre di alterazione del substrato è variabile fino alla decina di metri. Il versante è interrotto da alcune faglie dirette sub ortogonali ad esso e con immersione verso NW, lungo cui si impostano alcune conoidi alluvionali.

- **Frazione Salinà:** in alcune delle porzioni più elevate dell'area di studio affiora il substrato metamorfico, sempre alterato, ma qui ricoperto da spesse falde detritiche.

8.2.2 I terreni di copertura

I terreni di copertura presenti all'interno dell'area di studio sono piuttosto eterogenei sia per caratteristiche sedimentologiche (prevalenza di ghiaie limose e sabbie limose) che di ambienti di sedimentazione (depositi eluvio-colluviali, depositi di versante, alluvioni e depositi marino costieri).

In particolare:

- **Centro urbano principale di Piraino:** le coperture sono di origine eluvio-colluviale, caratterizzate da una frazione sabbioso limosa e spessori ridotti (3-4 m) per i depositi all'interno dell'area urbana, e spessori più importanti (quasi 12 m) in corrispondenza del limite meridionale dell'area di studio, dove in un sondaggio sono stati rinvenute ghiaie grossolane con abbondante matrice sabbioso-limosa. Non è esclusa la presenza di altri depositi non cartografati per mancanza di sufficienti indagini.

- **Frazione Calanovella:** la piana costiera è caratterizzata da spessi depositi (oltre 30 m) di origine mista (marino – alluvionale), su cui si riversa una grande conoide alluvionale che partendo da Serromartini raggiunge la costa. In prossimità della linea di riva è possibile rinvenire sedimenti sabbiosi di spiaggia ben assortiti che verticalmente e lateralmente passano a sabbie ghiaiose.

- **Frazione Gliaca:** Una spessa e articolata falda di detrito, che decorre in senso NE-SW, si raccorda con la piana alluvionale costiera, seppellendo il substrato geologico sotto diverse decine di metri di sedimenti sabbioso-limosi.

- **Frazioni Fiumara e Santa Maria del Fiume:** I depositi alluvionali terrazzati della Fiumara di Sant'angelo sono costituiti da ghiaie sabbioso limose con spessori stimati, in base all'inversione di misure HVSR, fino a 40 m. Essi si appoggiano sui versanti che degradano verso SW, e si raccordano con alcune conoidi alluvionali che provengono da alcune incisioni vallive orientate NE-SW. A Santa Maria del Fiume due conoidi alluvionali sono eteropiche con una falda di detrito a granulometria sabbiosa limosa, di cui si sconosce tuttavia lo spessore.

- **Frazione Salinà:** La frazione di Salinà presenta versanti ricoperti da coltri detritiche di natura sabbioso-limosa, spessi diverse decine di metri. Essi si raccordano con i depositi alluvionali terrazzati a granulometria ghiaioso - limosa che colmano il fondovalle. Proprio in corrispondenza del centro della frazione di Salinà, un'ampia superficie terrazzata, mostra, in base ai dati ricavati da un sondaggio, spessori superiori ai 18 metri, senza raggiungere il substrato metamorfico.

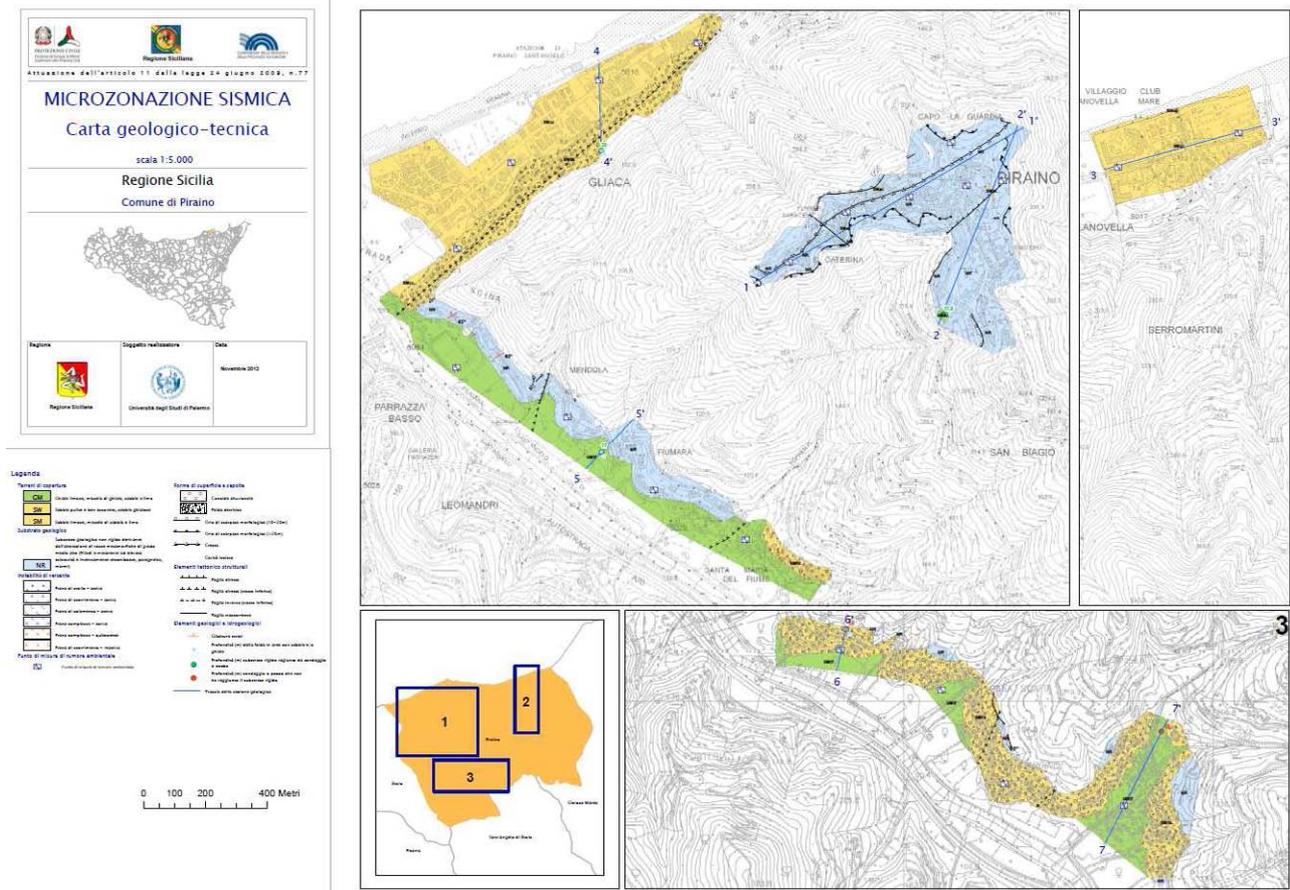


Fig. 8.2 Riduzione della carta Geologico-Tecnica delle aree perimetrate del territorio del Comune di Piraino (v. PDF cartella plot in banca dati).

8.2.3 I fenomeni di dissesto

In questa sede sono stati presi in considerazione tutti i dissesti segnalati nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico), predisposto dall'Assessorato regionale Territorio e Ambiente. Facendo riferimento alle aree di interesse segnalate dall'amministrazione del Comune di Piraino, si procede dunque alla analisi/revisione dei dissesti segnalati all'interno del centro abitato principale e nelle frazioni di Gliaca, Salinà e Calanovella (Fig. 8.3).

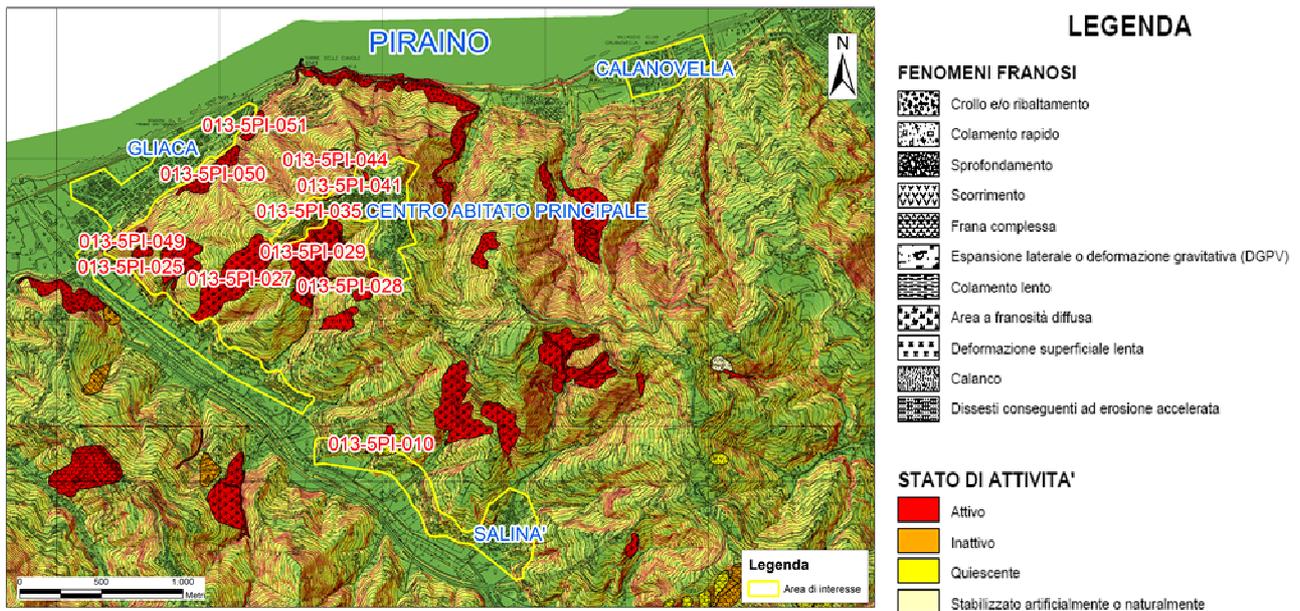


Fig. 8.3 – Comune di Piraino – centro abitato principale: carta dei dissesti censiti nel PAI.

PIRAINO: CENTRO ABITATO

All'interno del perimetro del centro abitato principale, l'analisi del P.A.I. evidenzia le seguenti aree in dissesto:

Fenomeni PAI 013-5PI-035 - PAI 013-5PI-036 - PAI 013-5PI-037 - PAI 013-5PI-038 - PAI 013-5PI-041 - PAI 013-5PI-042 PAI 013-5PI-043

Nel settore Nord-occidentale del Centro abitato principale si concentrano le principali condizioni di dissesto classificabili come frane complesse, di crollo, di scorrimento ed aree a franosità diffusa. Le aree maggiormente pericolose e che determinano una elevata classe di rischio sono ubicate nell'area a valle della Piazza Libertà, dove sono sottoposti a rischio elevato (R3) una strada secondaria ed a rischio molto elevato (R4) la piazza e le abitazioni più prossime alla scarpata, per possibile arretramento del fronte di distacco dei blocchi marmorei (PAI 013-5PI-038), mentre a pericolosità media (P2) e rischio molto elevato (R4) è sottoposta la Chiesa La Matrice (PAI 013-5PI-037).

PIRAINO: GLIACA

Fenomeni PAI 013-5PI-025 - PAI 013-5PI-049 - PAI 013-5PI-050 - PAI 013-5PI-051

La frazione di Gliaca si trova alla base di un versante ad elevata acclività costituito da pareti rocciose verticali che determinano un alto valore di rischio per le aree sottostanti. Lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi determina l'esistenza di blocchi limitati da fratture beanti. Queste pareti, in passato hanno causato fenomeni di crollo che hanno raggiunto le abitazioni della zona settentrionale del centro abitato. In tale zona sono state perimetrate i fronti di crollo (PAI 013-5PI-049 - PAI 013-5PI-050 - PAI 013-5PI-051) attivi che determinano un valore di rischio R4 per gli elementi sottostanti.



Fig. 8.4 – Frazione di Gliaca: versante costituito dalle metamorfiti di alto grado dell'unità di Aspromonte che determina un alto valore di rischio per fenomeni di crollo.

PIRAINO: FIUMARA – SANTA MARIA DEL FIUME E SALINÀ

Questi centri abitati si sviluppano al piede di versanti scoscesi. Costituiti in gran parte dalle coltri di alterazione di bedrock metamorfici delle unità di Mandanici ed Aspromonte, oltre che da coltri detritiche di versante. Sebbene i corpi franosi censiti dal Pai lambiscano le aree perimetrate di tali frazioni, è evidente la generale elevata suscettibilità dell'area a fenomeni di tipo colata e flusso rapido.

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Piraino sottoposta a MS non si individuano zone che si possano classificare con certezza come stabili.

Gli effetti locali attesi nelle aree di studio consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate sette differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.5 , 8.6 e Tab. 8.1):

Zona 1

Questa zona è caratterizzata da un' amplificazione stratigrafica dovuta ad un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo non stratificato (LP) con inclinazione del versante $< 15^\circ$. Affiora in corrispondenza della porzione meridionale del centro urbano principale di Piraino, tra il cimitero e l'imbocco del paese.

Zona 2

Zona di amplificazione stratigrafica per coperture sabbioso limose (SM) > 3 m su substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo (LP) in versanti con inclinazione < 15°. Tale zona caratterizza parte della ampia falda detritica della frazione di Gliaca. Lo spessore delle coperture non è noto con certezza e merita di essere approfondito con adeguate indagini.

Zona 3

Lungo il corso della Fiumara di Sant'Angelo, è possibile individuare una zona di amplificazione stratigrafica dovuta alle coperture ghiaiose limose (GM) maggiori di 3 m, che ricoprono un substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo non stratificato (LP) in versanti con inclinazione < 15°. In particolare tale zona identifica un'ampia fascia tra Fiumara e Santa Maria del Fiume e le aree intorno alla località di Salinà. Lo spessore delle coperture merita tuttavia di essere indagato con sufficiente dettaglio.

Zona 4

Zona di amplificazione stratigrafica e topografica per substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dall'alterazione di un substrato lapideo non stratificato (LP) con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m. I luoghi appartenenti a tale zona sono stati identificati in corrispondenza della porzione meridionale di Piraino centro, ai fianchi del rilievo; lungo il versante in destra idrografica della Fiumara di Sant'Angelo tra Fiumara e Santa Maria del Fiume; in alcune porzioni a quote elevate dell'area intorno al centro di Salinà.

Zona 5

Gran parte delle falde di detrito ricadenti in prossimità dei centri di Gliaca, Fiumara, Santa Maria del Fiume e Salinà sono stati attribuiti a tale zona caratterizzata da un' amplificazione stratigrafica e topografica. Le coperture sabbioso limose (SM) hanno spessori superiori ai 3 m e poggiano su un substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato granulare cementato (GR) e con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m. Lo spessore tuttavia merita di essere indagato approfonditamente così come i caratteri geomeccanici di questi depositi, per i quali non si posseggono sufficienti dati.

Zona 6

Alcuni depositi di conoide alluvionale, in corrispondenza di Santa Maria del Fiume e di depositi eluvio colluviali a sud del centro urbano principale di Piraino, sono stati attribuiti a questa zona di amplificazione stratigrafica e topografica. Si tratta di coperture ghiaiose limose (GM) > 3 m poggianti su un substrato non rigido (NR) derivante dall'alterazione di un substrato granulare cementato (GR) e con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m. Lo spessore e le estensione di questi corpi merita di essere approfondito.

Zona 7

In corrispondenza della cresta del centro urbano principale di Piraino è stata identificata una zona di amplificazione stratigrafica e topografica dovuta alla presenza di elementi morfologici quali creste e scarpate. La presenza di questi elementi presuppone una più approfondita modellazione della risposta sismica di quest'area .

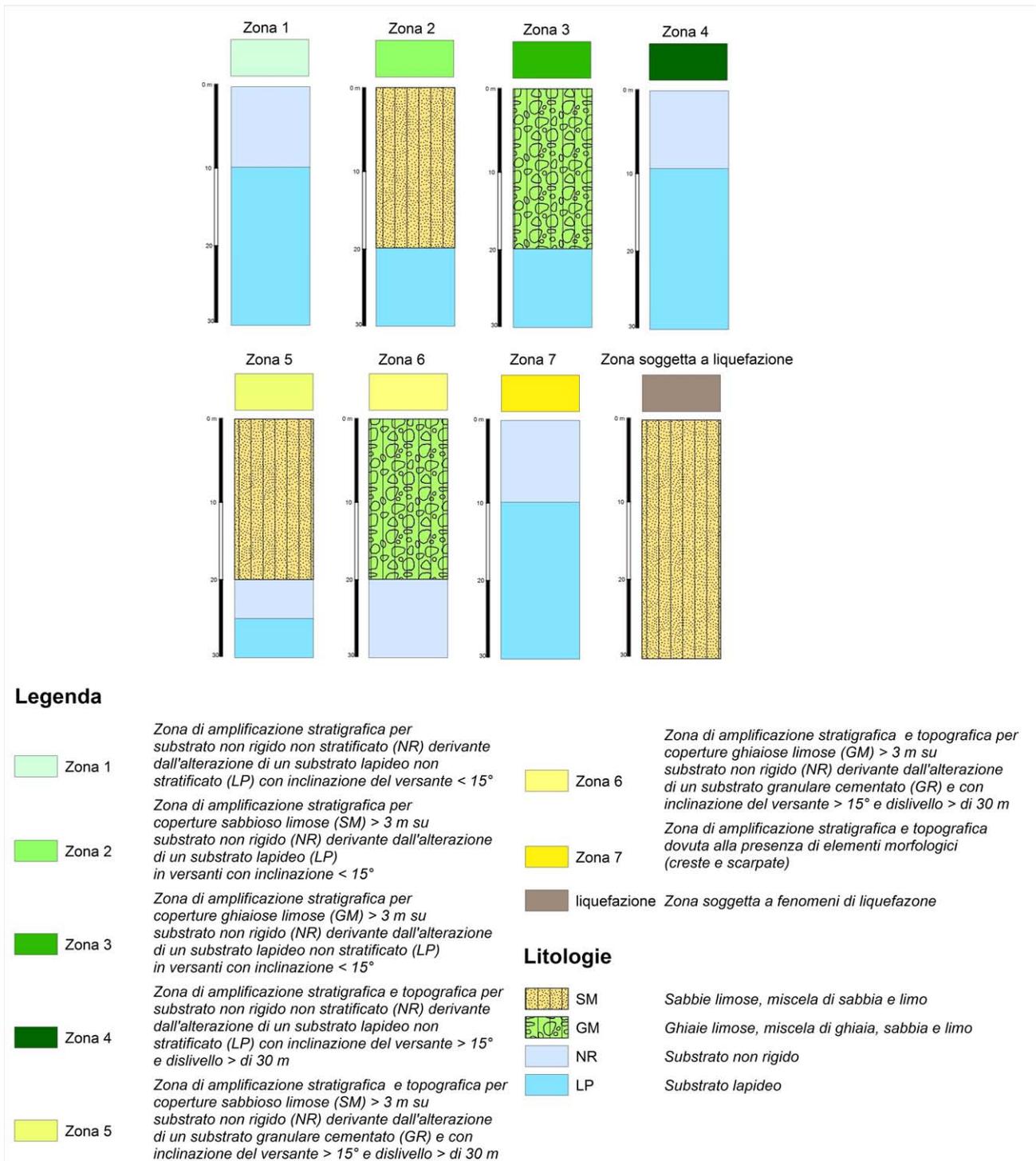


Fig. 8.5 – Stratigrafia delle aree dei centri urbanizzati del territorio di Piraino soggette ad amplificazione per effetti stratigrafici e topografici.

Le zone considerate suscettibili di Instabilità sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (crolli, colamenti, scorrimenti e frane complesse) e considerate dal PAI come attive, quiescenti, inattive oltre a due aree sottoposte a possibili fenomeni di liquefazione. Nella Tab. 8.1 sono riassunte le condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Piraino. 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 non stratificato con inclinazione del versante < 15°	NR	Amplificazione topografica e stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione) ed eventuale terzo livello
Zona 2	coperture sabbioso limose > 3 m in versanti con inclinazione < 15°	SM	Amplificazione stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 3	coperture ghiaiose limose > 3 m in versanti con inclinazione < 15°	GM	amplificazione stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 4	substrato non rigido non stratificato con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	NR	amplificazione stratigrafica e topografica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 5	coperture sabbioso limose (SM) > 3 m con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	SM	amplificazione stratigrafica e topografica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 6	coperture ghiaiose limose (GM) > 3 m con inclinazione del versante > 15° e dislivello > di 30 m	GM	amplificazione stratigrafica e topografica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona7	presenza di elementi morfologici (creste e scarpate)	NR	amplificazione stratigrafica e topografica	secondo livello (stima amplificazione)

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'		
Tipo_f	Condizioni geologiche	Livello di approfondimento
301X	Instabilità di versante attiva	terzo livello
302X	Instabilità di versante quiescente	terzo livello
303X	Instabilità di versante inattiva	terzo livello
3050	Liquefazione	terzo livello

Tabella 8.1 – Condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nelle aree urbanizzate del territorio comunale di Piraino. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di MS.

Per quanto riguarda le aree soggette a liquefazione, è bene precisare che le perimetrazioni sono da considerarsi un primo approccio allo studio dei possibili fenomeni, in assenza di dati sedimentologici e geotecnici sui sedimenti delle piane costiere di Gliaca e Calanovella e di una sufficiente griglia di dati sulla profondità della falda dal p.c.

Un contributo alla individuazione dei possibili fenomeni di liquefazione proviene dalla Carta della Pericolosità Geologica redatta nell'ambito dello studio geologico del PRG che indica la presenza di falda profondità minore di 5 m nella piana di Gliaca.

Per quanto riguarda Calanovella, nella stessa Carta viene indicata una profondità della falda superiore ai 5 m senza, tuttavia, definirne la quota.

Le aree soggette a liquefazione interessano pertanto tutti i depositi posti a meno di 15 metri sul livello del mare, e quindi i depositi di piana costiera e parzialmente la falda di detrito.

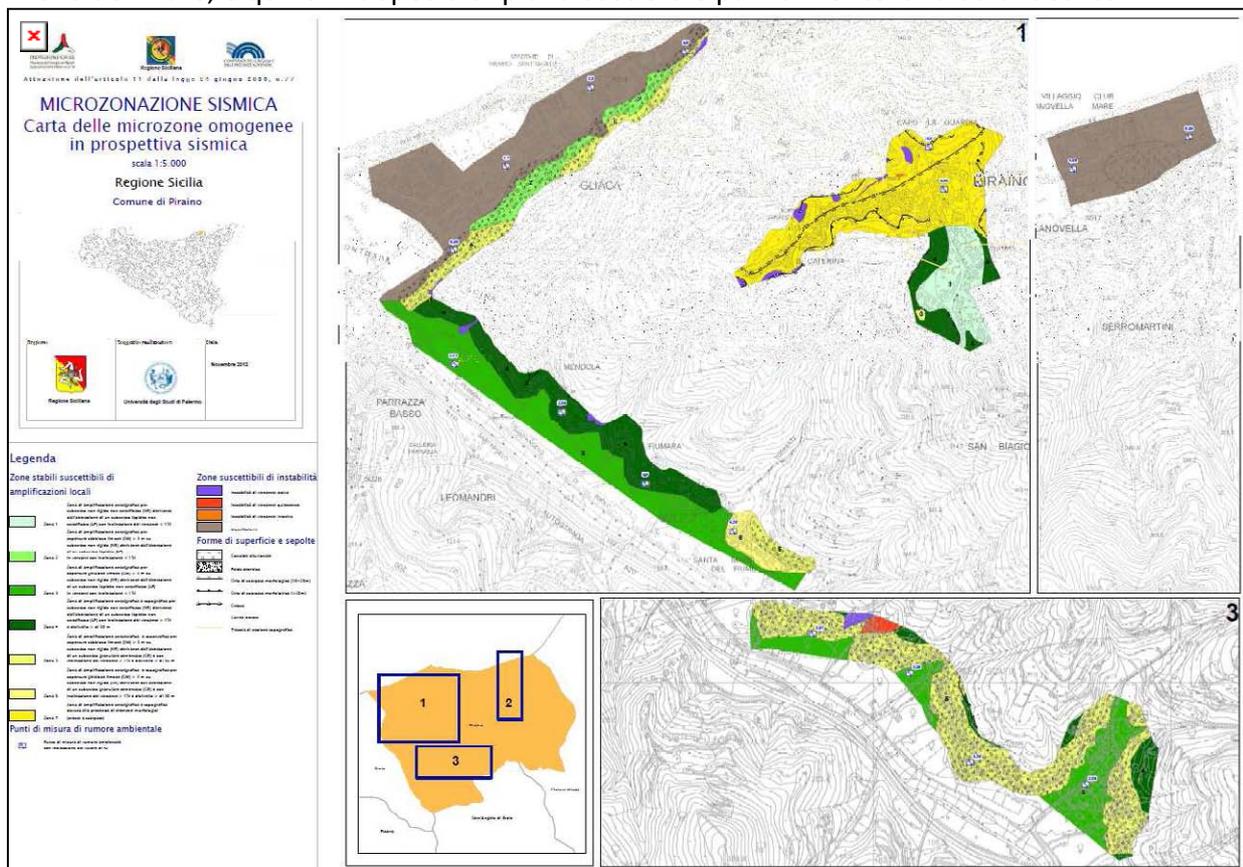


Fig. 8.6 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica delle aree perimetrate relative ai dei centri urbanizzati del Comune di Piraino (v. PDF cartella plot in banca dati)..

8.3.1 Profili topografici di dettaglio

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

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

Di seguito si procede ad una analisi degli elementi riconosciuti, per ciascuno degli ambiti territoriali segnalati dall'Amministrazione Comunale.

Profilo topografico	Codice identificativo in banca dati (ID_el)
A1	8
A2	9
A3	10
A4	11
A5	12

Tab. 8.2 – corrispondenza fra profili topografici di dettaglio e codici identificativi in banca dati

PIRAINO: CENTRO ABITATO

All'interno del centro abitato principale, utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7, è stata viene riconosciuta e cartografata un'unica linea di scarpata che borda completamente l'edificato principale marcando il Comune di Piraino come la parte più elevata di una dorsale collinare (Scarpata A).

La carta di dettaglio del Centro abitato principale (Fig. 8.2) evidenzia come la linea di scarpata che borda il comune di Piraino.

Scarpata A

L'alto morfologico su cui sorge l'abitato è interamente limitato da una linea di scarpata (linea di scarpata A) chiusa, con forma bi-lobata, determinata dalla rientranza in direzione SO-NE costituita da Torrente Fontana.

L'analisi morfologica della linea di scarpata è stata realizzata in corrispondenza di cinque sezioni di dettaglio (A1-A5; figg. 8.2-8.5). La scarpata presenta in generale un'altezza del fronte principale sempre superiore a 20m, superando anche i 200 metri in corrispondenza della sezione codificata come "Piraino A2" ed una pendenza sempre maggiore di 20°.

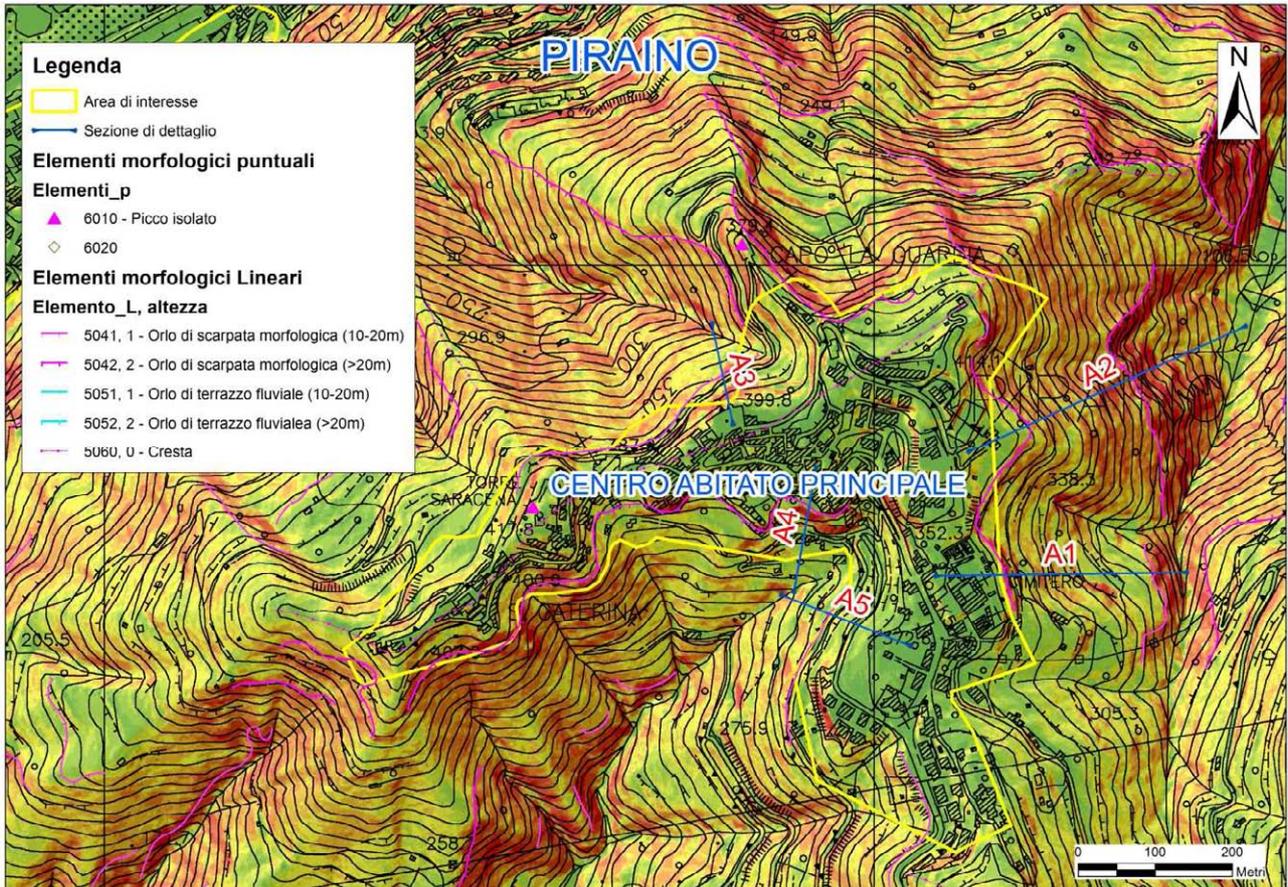


Fig. 8.2 – dettaglio della carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (centro abitato).

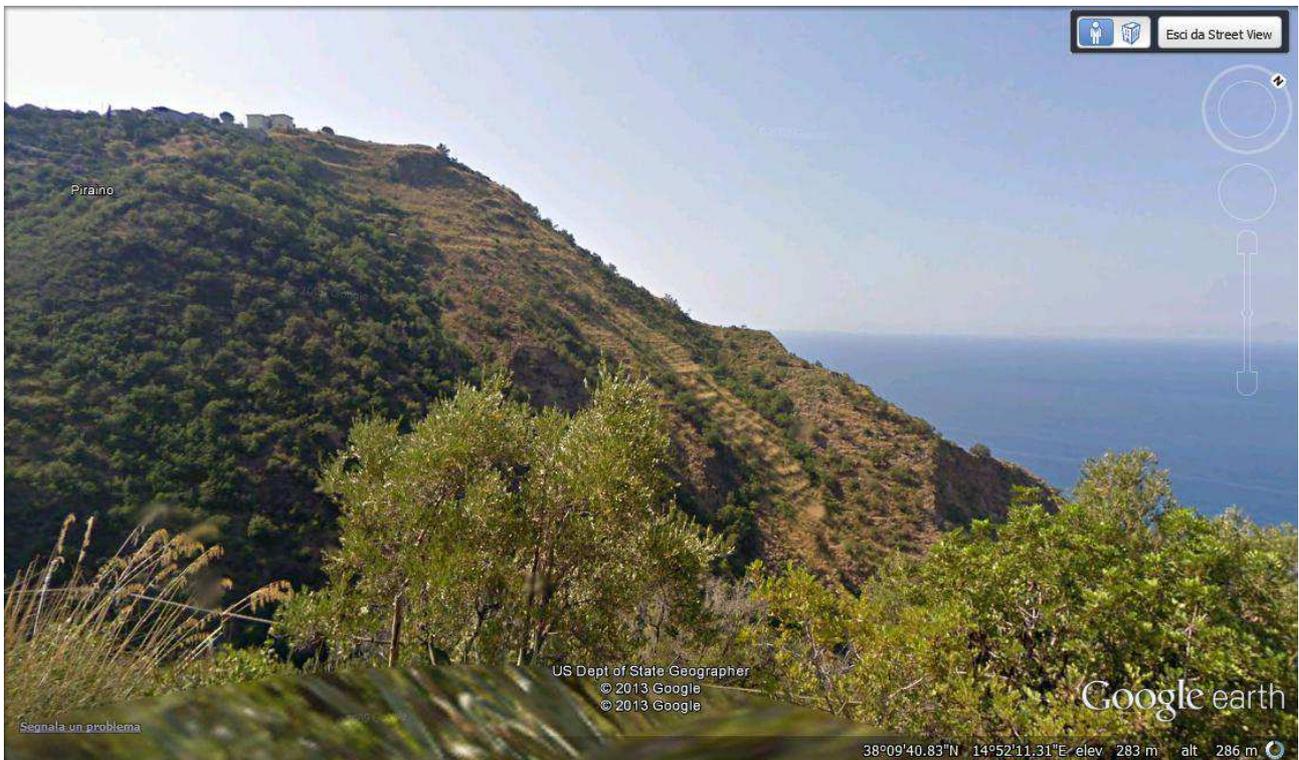


Fig. 8.3a – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.



Fig. 8.3c – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

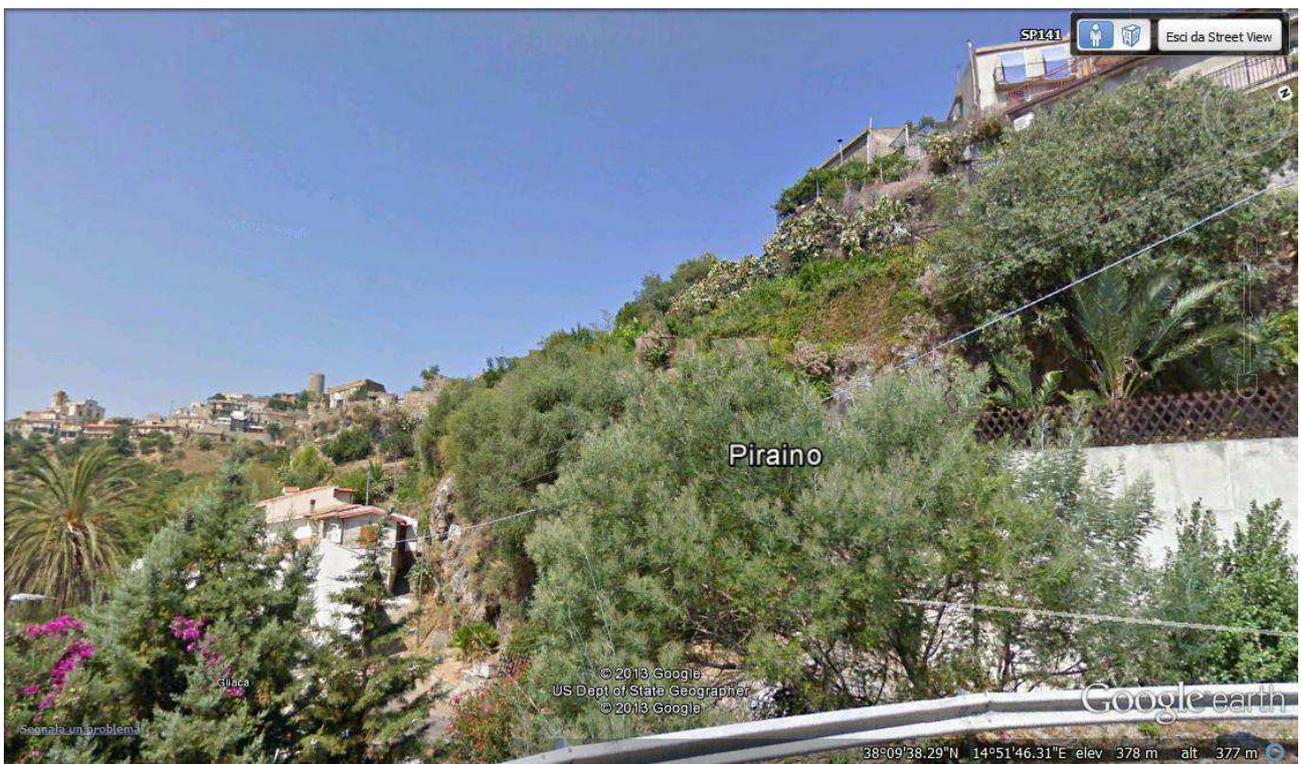


Fig. 8.3c – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

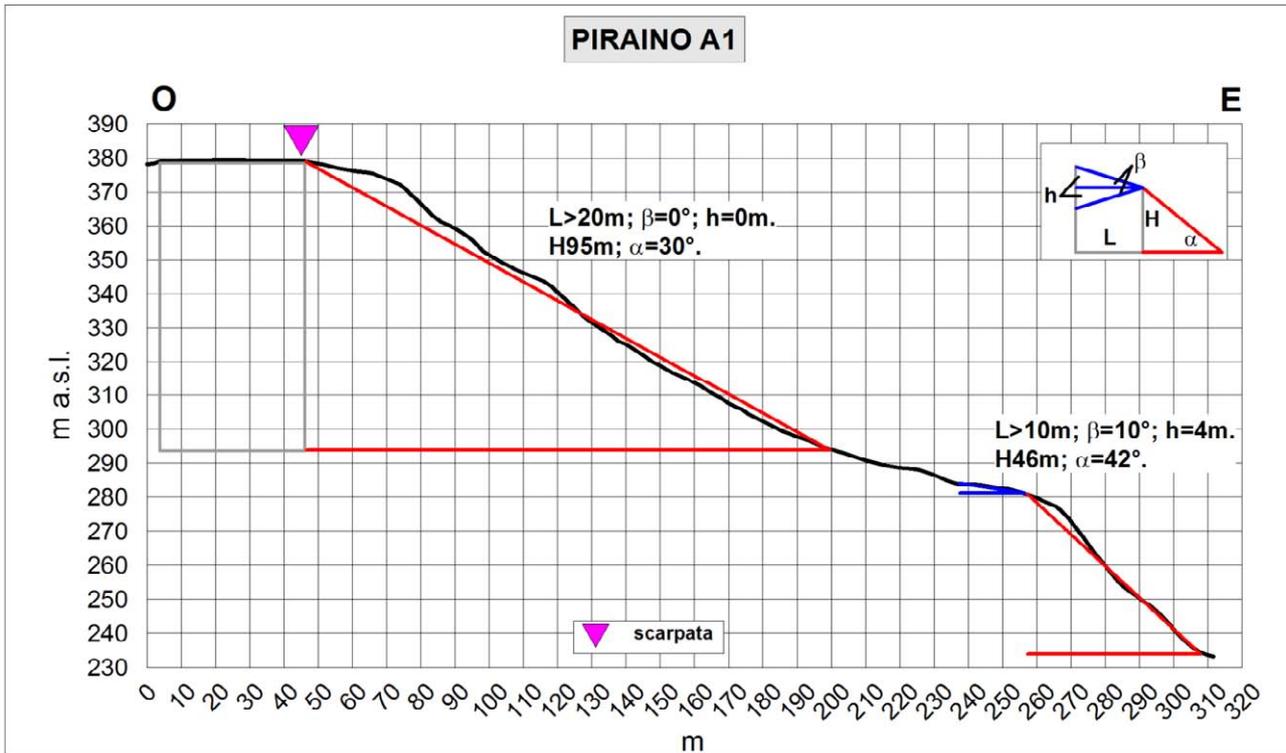


Fig. 8.4 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Piraino A1.

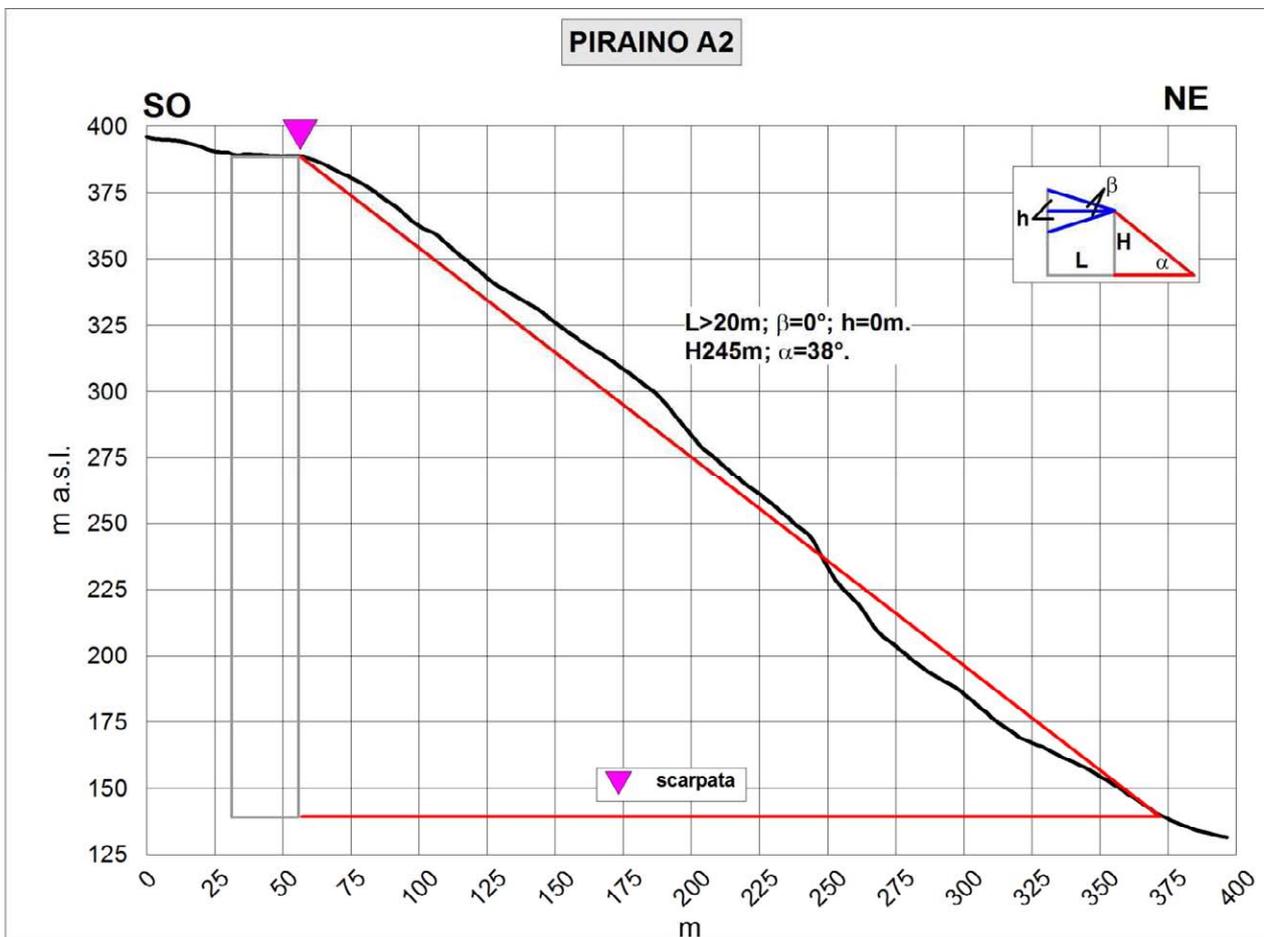


Fig. 8.5 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Piraino A2.

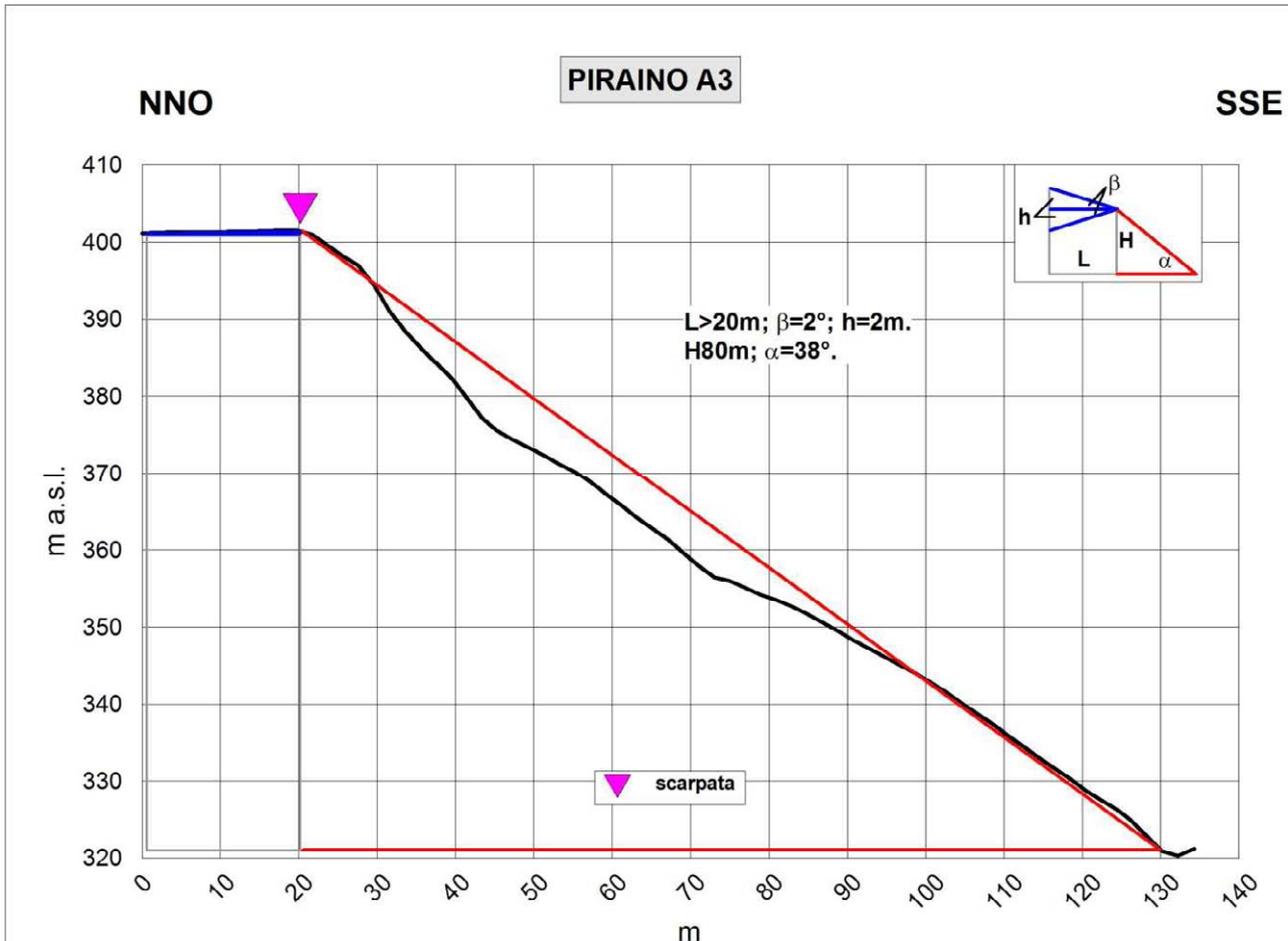


Fig. 8.6 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Piraino A3.



Fig. 8.7 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Piraino A4.

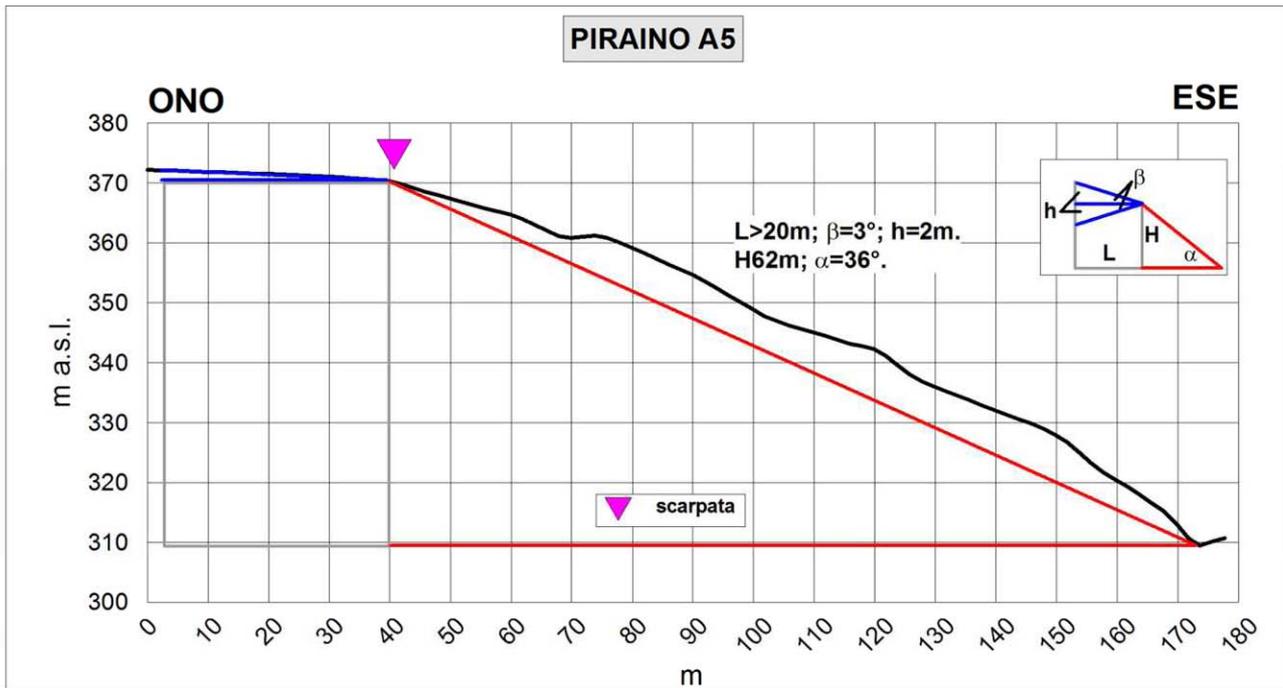


Fig. 8.8 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Piraino A5.

8.4. Carta delle frequenze

Tutti i punti di misura HVSR, ad esclusione dei punti 083068P14HVS14 e 083068P20HVS20, che non mostrano picchi significativi, mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico con un ampio range di frequenze (0.8 – 12.5 Hz).

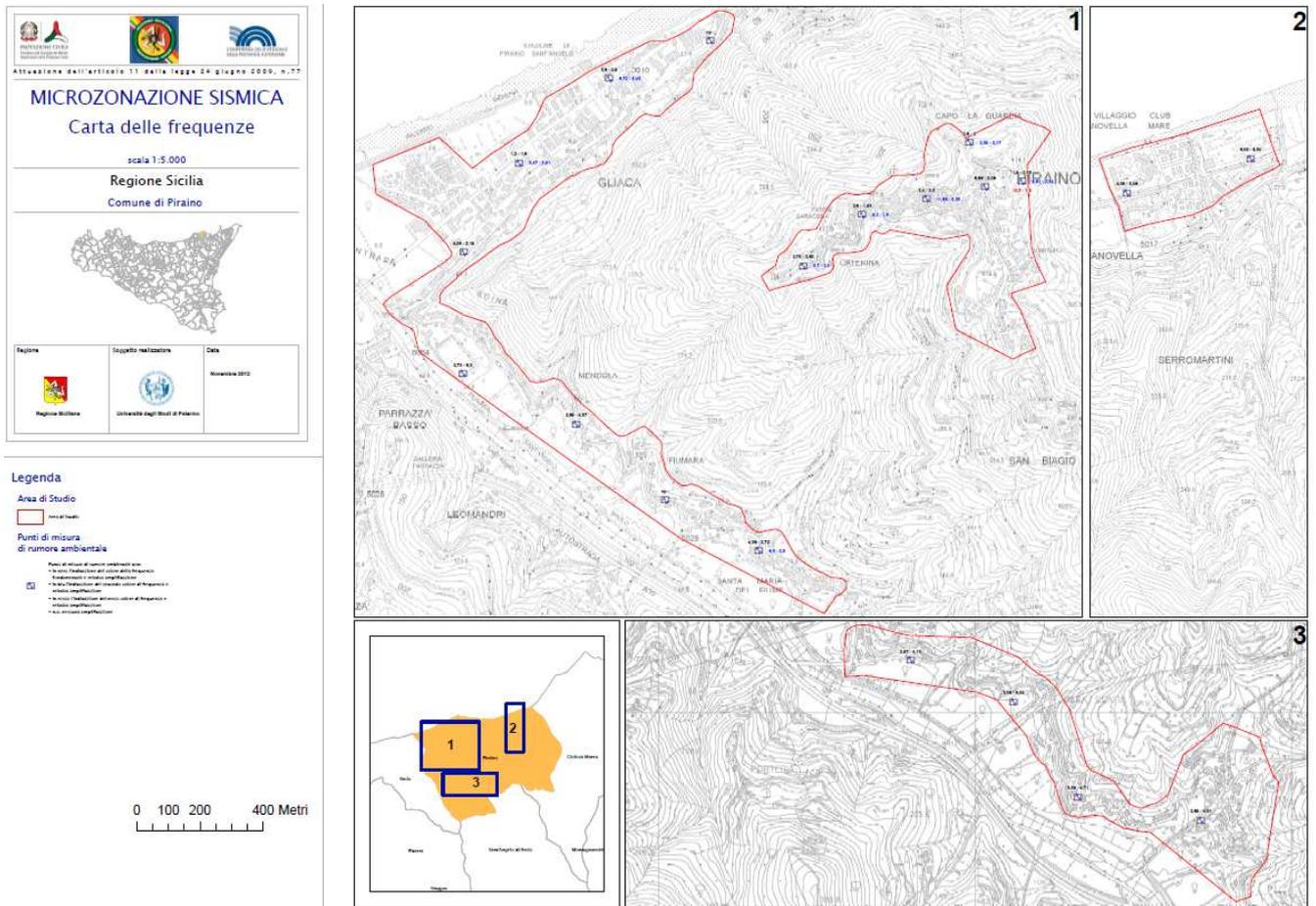


Fig. 8.15 – Riduzione della carta delle frequenze del centro urbano di Piraino (v. PDF in Cartella PLOT).

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

Nell'area del territorio comunale di Piraino 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 rhagmatic-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