

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

# MICROZONAZIONE SISMICA

## Relazione Illustrativa

### MS Livello 1

#### Regione Sicilia

#### Comune di UCRIA (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:  
Novembre 2012

## INDICE

	<b>Premessa</b>	<b>Pag. 4</b>
<b>1.</b>	<b>Introduzione</b>	<b>5</b>
1.1	<i>Finalità degli studi</i>	5
1.2	<i>Descrizione generale dell'area</i>	6
1.3	<i>Definizione della cartografia di base</i>	7
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	8
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	8
<b>2.</b>	<b>Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento</b>	<b>9</b>
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord–Orientale</i>	9
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica nel comune di Ucria</i>	13
2.3	<i>Faglie attive</i>	19
2.4	<i>Pericolosità geo-idrologica</i>	20
<b>3.</b>	<b>Assetto geologico e geomorfologico</b>	<b>21</b>
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	21
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	22
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	24
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Ucria</i>	26
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	26
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	29
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Ucria</i>	32
<b>4.</b>	<b>Dati geotecnici e geofisici</b>	<b>33</b>
4.1	<i>Il database</i>	33
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	34
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	35
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	36
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	38
<b>5.</b>	<b>Modello del sottosuolo</b>	<b>43</b>
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	43
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	46
<b>6.</b>	<b>Interpretazioni e incertezze</b>	<b>48</b>
6.1	<i>Inceteezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	48
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtrempi</i>	48
6.3	<i>Inceteezze sulla stima della profondità del bedrock sismico</i>	49
<b>7.</b>	<b>Metodologie di elaborazione e risultati</b>	<b>50</b>
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	50
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	51
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	52
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	57

<b>8.</b>	<b>Elaborati cartografici</b>	<b>58</b>
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	58
8.2	<i>Carta Geologico – tecnica</i>	59
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	64
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	79
<b>9.</b>	<b>Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati</b>	<b>80</b>
<b>10.</b>	<b>Bibliografia</b>	<b>81</b>
<b>11.</b>	<b>Allegati</b>	<b>86</b>

## PREMESSA

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

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

Lo studio è stato realizzato da ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare che si sono avvalsi della collaborazione di personale a contratto:

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

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

## 1. INTRODUZIONE

### 1.1. Finalità degli studi

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

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

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

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

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

Le finalità dello studio sono:

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

L'analisi di **Livello 2** è richiesta nelle aree nelle quali sono attesi effetti di amplificazione dei parametri di scuotimento ed è ritenuta sufficiente se queste sono prive di particolari complicazioni geologiche e morfologiche. Per uno studio di secondo livello sono richieste indagini geotecniche e geofisiche di tipo standard e la stima dei fattori di amplificazione può essere effettuata tramite tabelle e formule. È 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 comunale di Ucria ricade quasi per intero nel bacino idrografico della Fiumara di Naso (circa il 99,51% della sua superficie totale, con un'estensione di circa 25,99 km<sup>2</sup>), mentre alcune porzioni ad occidente ricadono nel bacino idrografico della Fiumara di Zappulla e costituiscono lo 0,12 % del territorio, per un'estensione complessiva di 0,03 km<sup>2</sup>.

Il territorio comunale di Ucria confina a Nord con quello di Sinagra, ad est con quello di Raccuia, a Sud con il Comune di Floresta e ovest con il Comune di Tortorici.

Il territorio si estende principalmente in sinistra orografica del Torrente Praci, ramo sinistro della Fiumara di Sinagra. Il contesto morfologico dell'area studiata è di tipo montuoso nelle porzioni meridionali, con quote che generalmente superano i 1.200 m s.l.m. (Fig. 1.1).

Verso settentrione la morfologia del territorio è quella di una valle stretta ed asimmetrica, limitata dalle due dorsali montuose ad andamento generale S – N interrotta, nella parte centrale, dalla valle con profilo a "V" del Torrente Praculla.

Il centro urbano di Ucria si sviluppa a mezza costa a quote oscillanti fra circa 710 e 790 metri s.l.m. Il rilievo del Monte Castello, a SW, raggiunge 898 m di quota.

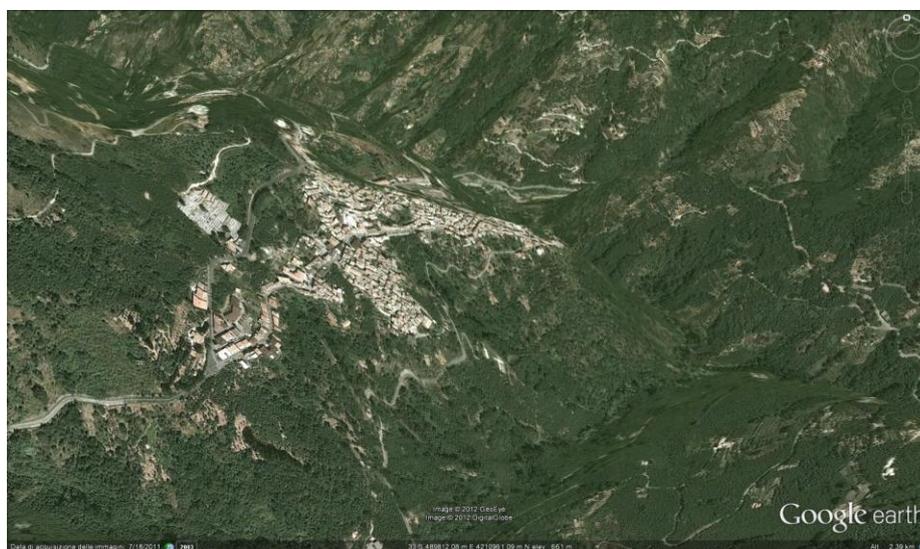


Fig. 1.1 – Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Ucria (vista da sud, esagerazione verticale x2). In basso si nota la valle del Torrente Praculla che decorre verso NE e confluisce nella valle principale, orientata NNW, del Torrente Praci.

Nel centro abitato confluiscono tre importanti vie di transito: la statale N.116 (Capo d'Orlando – Randazzo), la provinciale N.136 (S.Piero Patti – Ucria) ed infine la Provinciale N.139. quest'ultima, passa da Sinagra ed è la strada più breve ed agevole per raggiungere la costa. La Via P. Bernardino, corso principale di Ucria divide in due il paese.



Fig. 1.2 – Panoramica del centro urbano di Ucria

### 1.3 Definizione della cartografia di base

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 - ediz. 2008 – sezioni n. 599110; 599150; Fogli IGMI 1:50.000 n. 599 “Patti”
Cartografia geologica	Carta Geologica Provincia di Messina scala 1:50.000 – Lentini F., Catalano S., Carbone S.- SELCA Firenze 2000. CARG-ISPRA Foglio geologico n. 599 “Patti” scala 1:50.000 Modello Strutturale d'Italia scala 1:500.000 AA.VV. 1990
Ortofoto	Ortofoto Regione Siciliana anno 2007-2008. Realizzazione ripresa aerea digitale pixel 0.25m.
DEM	Modello digitale del terreno passo 2m derivato da dati LIDAR volo ATA 2007-2008

#### 1.4 Elenco archivi consultati

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

#### 1.5 Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione

Per quanto riguarda la perimetrazione dell'area del Comune di Ucria da sottoporre agli studi di microzonazione sismica di primo livello (Fig. 1.2), in assenza di indicazioni da parte del Comune, è stato stabilito nella riunione tecnica del 24/04/2012 fra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e Università degli Studi di Palermo di procedere alla microzonazione sismica del centro urbano principale.



Fig. 1.3 – Comune di Ucria: perimetrazione dell'area da sottoporre a microzonazione sismica.

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

### 2.1 Sismicità storica della Sicilia Nord-Orientale

Numerosi sono i terremoti storici che hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale. La mappa di Fig. 2.1 mostra la distribuzione degli epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e le massime intensità macrosismiche risentite (Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord-Orientale.

Anche se diversi terremoti hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale prima del 1600, non vi sono informazioni sufficienti per ricostruire in maniera dettagliata gli effetti macrosismici risentiti. Tra questi sono comunque degni di nota il terremoto del 361 (lat. 38.15, lon. 15.6,  $I_{max}$  10, Me 6.4), il terremoto del 31.08.853 (lat. 38.183, lon. 15.55,  $I_{max}$  9.5, Me 6.2), il terremoto del 26.09.1172 (ore 13:40 lat. 38.183, lon. 15.55,  $I_{max}$  8, Me 5.6) e il terremoto del 29.05.1494 (ore 02:15, lat. 38.183, lon. 15.55,  $I_{max}$  8, Me 5.6).

Vengono quindi 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.

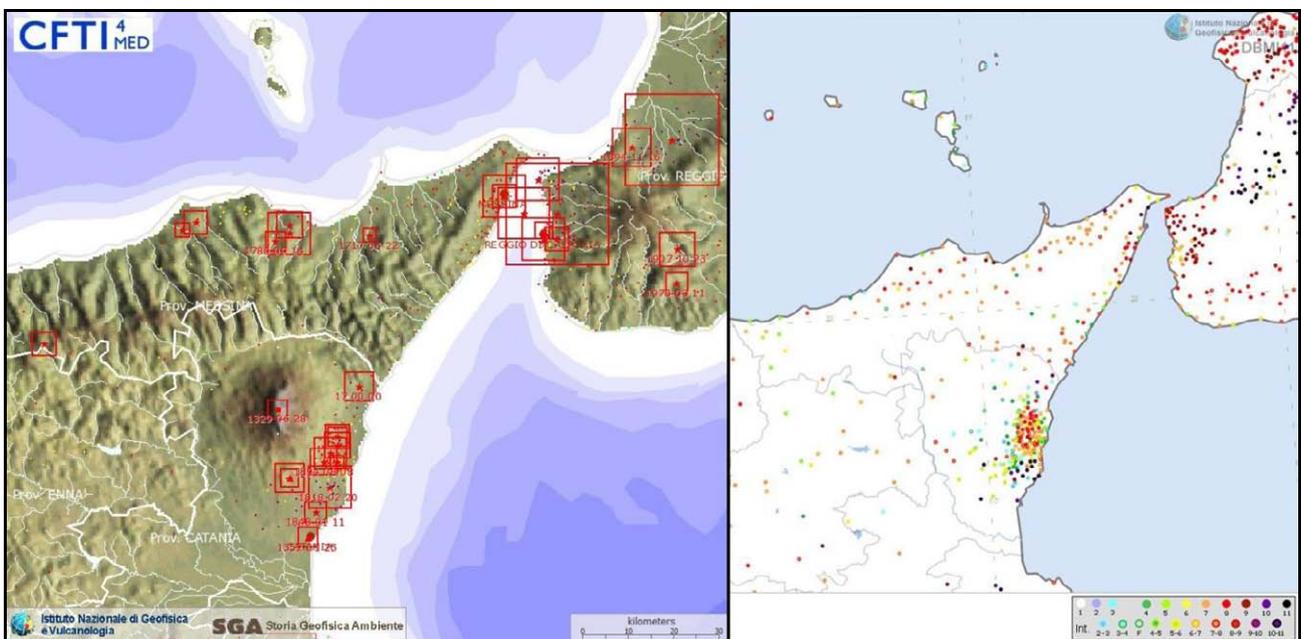


Fig. 2.1 - Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord-Orientale.

**Terremoto del 25.08.1613, ore 05:00, lat=38.117°, lon=14.783°,  $I_{max}$ =9, Me=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, Me=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<sub>max</sub>=8.5, Me=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<sub>max</sub>=8, Me=5.4:** il terremoto avvenne il 14 settembre 1780 e colpì le località della Sicilia nordorientale 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 Basiliiani 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<sub>max</sub>=9.5, Me=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 kmq. 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°,  $I_{max}=9$ , Me=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 Ucria, 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°,  $I_{max}=11$ , Me=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 kmq. 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 crollarono 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, Ucria, 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 Ucria

Il comune di Ucria è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle numerose faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. Questa attività è in media caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di magnitudo locale inferiore a 4 (solo 3 eventi hanno superato tale magnitudo negli ultimi 20 anni). La profondità ipocentrale di questi eventi è variabile da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti localizzati dalla Rete Sismica Nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia tra il 1981 e il 2011. La mappa mostra come numerosi eventi di piccola e media magnitudo siano stati localizzati in prossimità del comune di Ucria.

Gli studi di sismicità storica hanno permesso di individuare diversi forti terremoti con epicentro in Sicilia che, ipotizzando normali leggi di attenuazione dell'Intensità macrosismica, dovrebbero avere avuto a Ucria effetti macrosismici di notevole intensità (> 6 MCS). Più di venti terremoti con queste caratteristiche sono riportati nel "Catalogo dei forti terremoti dal 461 a.C. al 1997" dell'INGV. La Fig. 2.3 mostra la distribuzione degli epicentri di eventi sismici storici, con epicentro distante meno di 100 km da Ucria e magnitudo momento maggiore di 5.5, estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

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

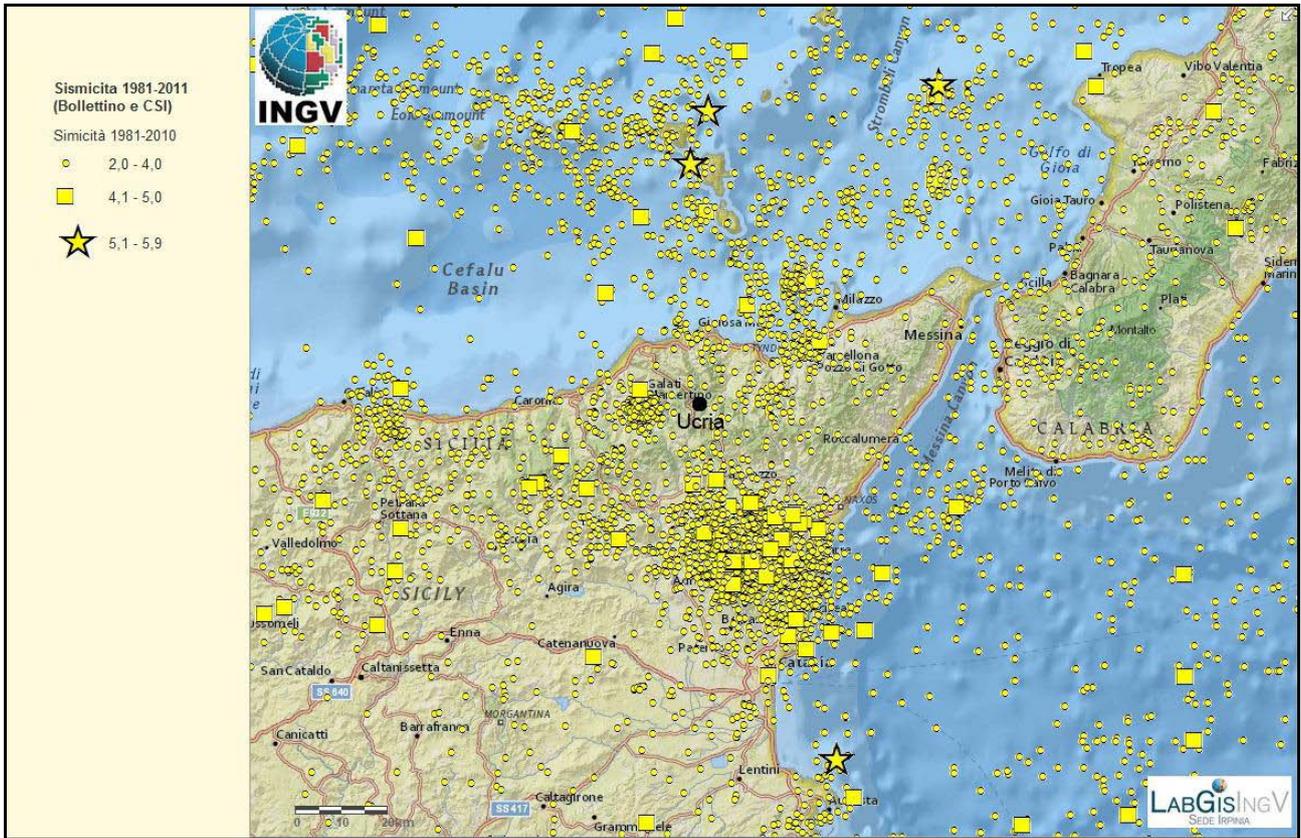


Fig. 2.2 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall'INGV tra il 1981 e il 2011.

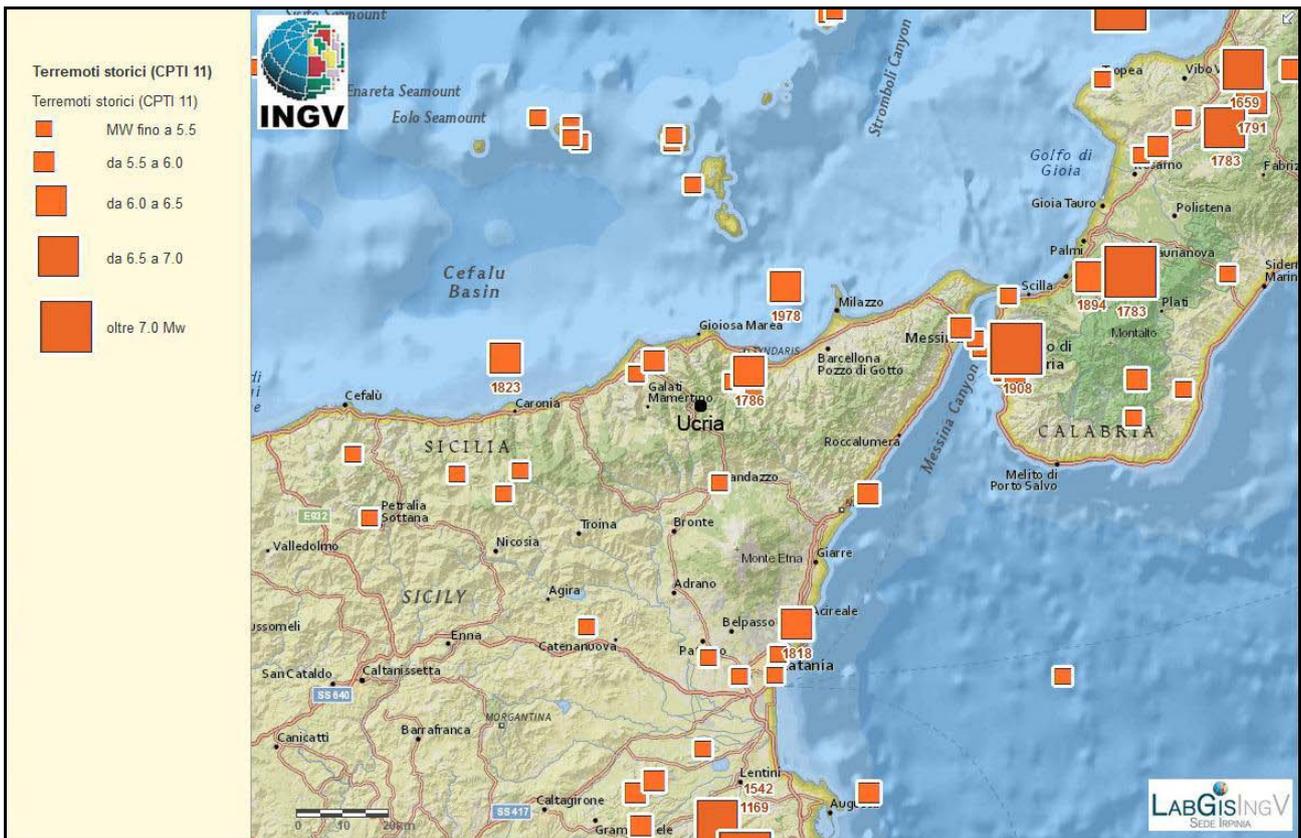


Fig. 2.3 Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Ucria estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come dalla fine del 1700 diversi eventi sismici abbiano prodotto ad Ucria danni a strutture che hanno permesso di stimare l'intensità macrosismica.

Il primo terremoto storico di cui si conosca risentimento a Ucria 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.

### Storia sismica di Ucria [38.046, 14.881]

Numero di eventi: 6

Effetti

In occasione del terremoto del:

Is	Data	Ax	Np	Io	Mw
7	1693 01 11 13:30	Sicilia orientale	185	11	7.41 ±0.15
4	1977 06 05 13:5	MISTRETTA	108	6	4.72 ±0.11
7-8	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06	±0.09
4-5	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7	5.64 ±0.09
5	1999 02 14 11:4	Patti	101	4.69	±0.09
5	2001 05 08 03:5	Entroterra di Patti	21	5	3.88 ±0.21

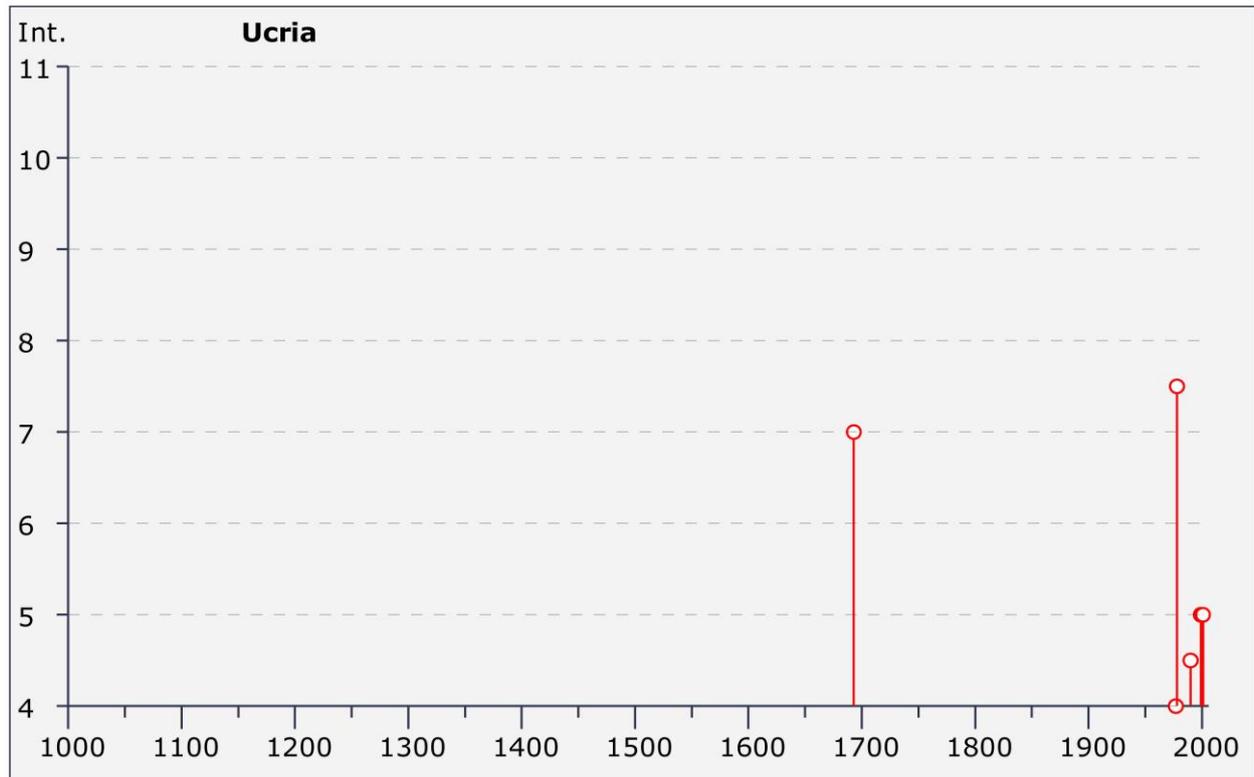


Fig. 2.4 - Storia sismica di Ucria estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); Is è l'intensità macrosismica risentita (MCS); Io è l'intensità macrosismica epicentrale (MCS);  $M_w$  è la magnitudo momento dell'evento; Ax indica l'area epicentrale, Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macrosismica.

In tempi più recenti il comune di Ucria 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 risentita nel comune di Ucria pari al VIII grado MCS. La scossa danneggiò notevolmente l'abitato: 2 case crollarono parzialmente, 65 furono gravemente danneggiate, 250 subirono lievi lesioni (Guidoboni *et al.*, 2007). Furono danneggiate 3 chiese, tra le quali la chiesa madre e le scuole.

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

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

La mappa mostra come il comune di Ucria abbia una pericolosità sismica, espressa in termini di PGA, pari a circa 0.20 g. La Tab. 2.1 riporta i valori di PGA determinati per il comune di Ucria per differenti livelli di probabilità in 50 anni, o differenti periodi di ritorno, e percentile. Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Ucria risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

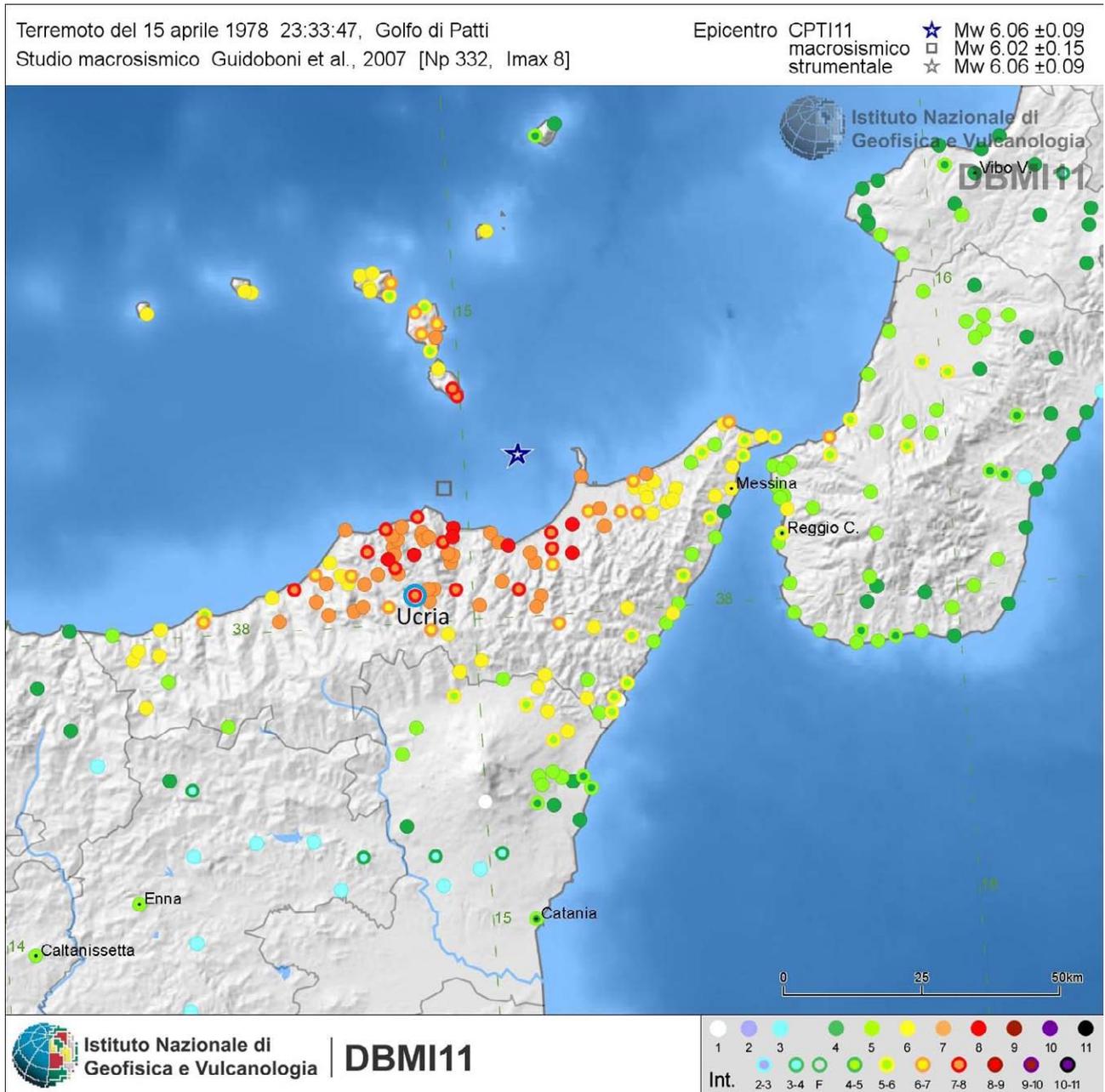


Fig. 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1786, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Ucria.

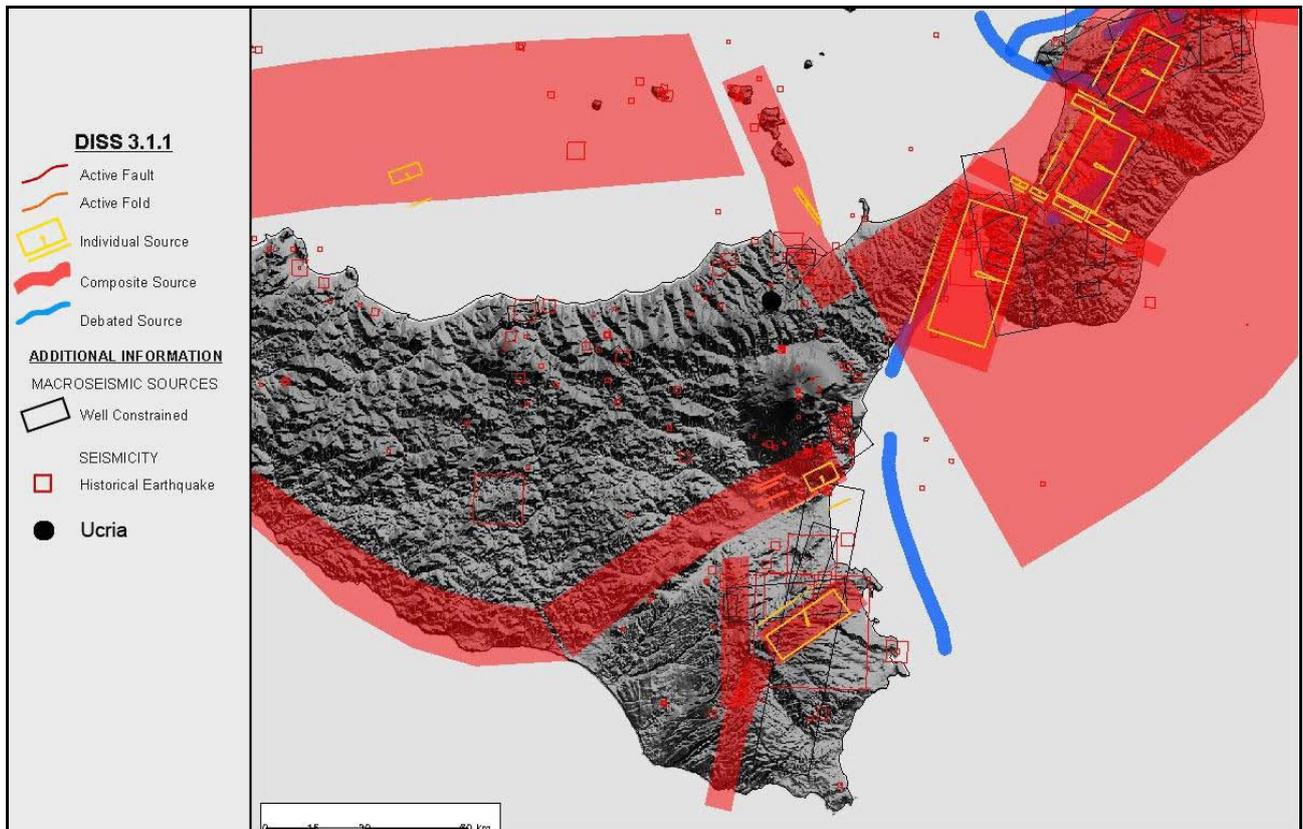


Fig. 2.6 - Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

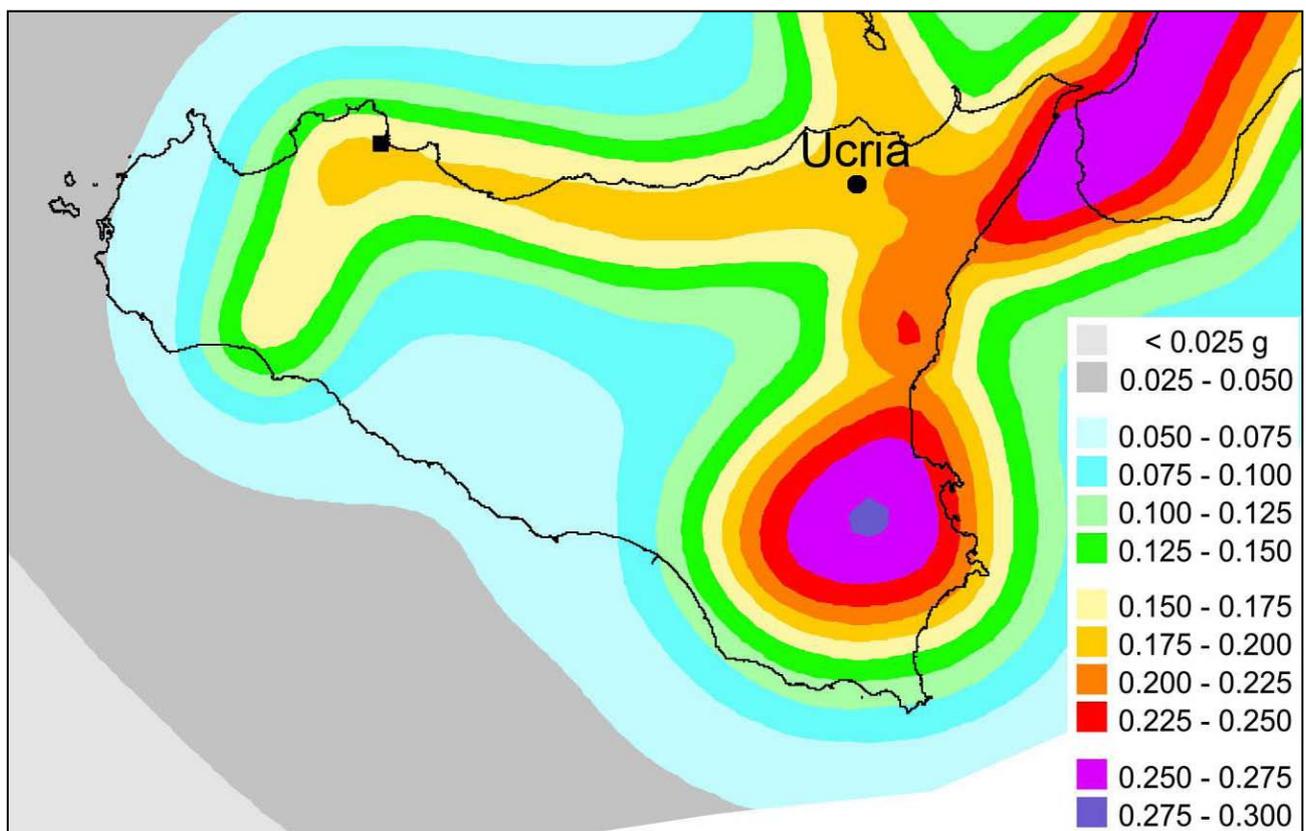


Fig. 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ( $V_s > 800\text{ m}$ ), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>

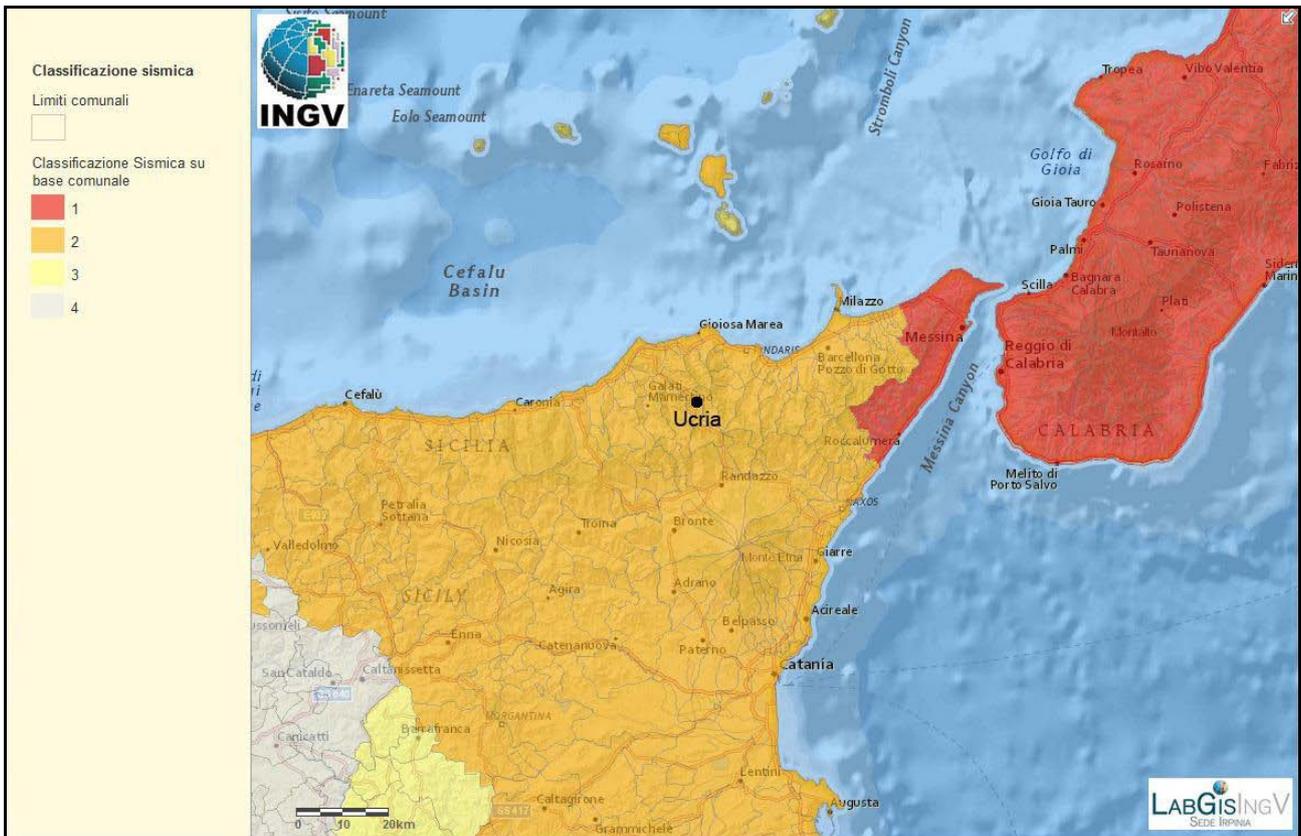


Fig. 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Parametro di scuotimento <b>PGA (g)</b>		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2850	0.2144	0.1674	0.1183	0.1007
	50	0.3198	0.2423	0.1876	0.1422	0.1239
	84	0.3804	0.2760	0.2063	0.1512	0.1302

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

### 2.3 Faglie attive

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

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

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 la prossimità a zone di deformazione attiva, in alcuni casi definite ancora sommariamente, non esclude la presenza di possibili strutture tali da interessare l'area in oggetto.

## **2.4 Pericolosità geo-idrologica**

Per quanto riguarda la pericolosità derivante da fattori geo-idrologici si è tenuto conto del Piano per l'Assetto Idrogeologico (PAI) elaborato ed aggiornato nel corso di questi anni dalla Regione Sicilia. Come previsto dall'OPCM 3907/2010 art. 5 comma 4, sono da escludere dalla MS le aree classificate come soggette a rischio idrogeologico molto elevato (R4), qualora non ricadano all'interno di centri urbani. Al fine di ricostruire in modo completo il quadro dei dissesti eventualmente presenti nelle aree studiate, sono state inoltre acquisite tutte le ulteriori informazioni aggiuntive eventualmente disponibili all'interno di altri elaborati tecnici quali ad esempio le relazioni geologiche allegate ai piani regolatori dei Comuni.

Il territorio comunale di Ucria sorge, a mezza costa, su versanti mediamente acclivi, impostati su terreni arenacei del Flysch di Capo d'Orlando, il che determina condizioni di instabilità gravitativa che si materializzano come frane complesse, di tipo scorrimento rotazionale – colamento, o di tipo colamento semplice di terra/detrito.

Dai dati provenienti dal Piano per l'Assetto Idrogeologico (PAI), si evince che all'interno dell'area da sottoporre agli studi di MS per il Comune di Ucria, sono presenti alcune aree classificate a rischio molto elevato. Alcune di queste si sviluppano a partire dal tratto a monte dell'abitato, altre, si impostano subito a valle dell'area del centro abitato, potendo determinare condizioni di pericolosità per regressione delle testate. coinvolgendo Due di queste interessano la porzione del centro abitato, sita all'estremità della cresta orientata ENE-WSW su cui si sviluppa parte del comune.

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

### 3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

#### 3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Ucria 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 varisco metamorfico di medio-alto grado, costituito da paragneiss e micascisti, gneiss occhiadini e metagraniti, anfiboliti, ultramafiti e marmi, intrusi da plutonici tardo – varisiche, e riequilibrato in età alpina.

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

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

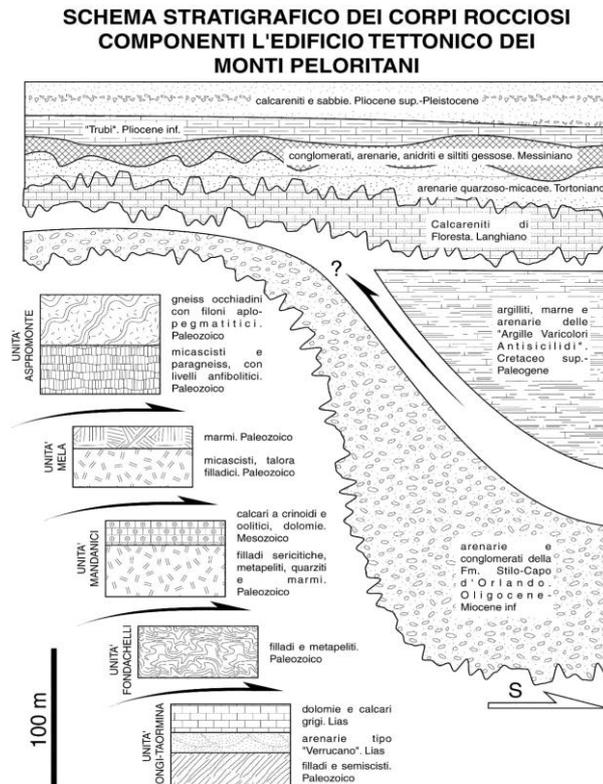


Fig. 3.1 – Schema tettono – stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

### 3.2 Assetto Tettonico

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

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

Il sovrascorrimento delle unità peloritane inizia nell'Oligocene superiore (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1976) e si protrae nel Miocene attraverso diverse fasi deformative (Giunta e Nigro, 1998).

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

Il fronte esterno dell'Arco Calabro, nei settori ionici sommersi antistanti la Calabria è attualmente soggetto a processi di sovrascorrimento (Finetti, 1982; Finetti *et al.*, 1996), mentre nei settori tirrenici sono in atto processi di assottigliamento crostale iniziati a partire dal Miocene superiore probabilmente conseguenti a fenomeni di collasso della catena legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico (Giunta *et al.*, 2000a, Pepe *et al.*, 2000). Le unità tettoniche di primo ordine sono limitate da estese superfici di *thrust* a basso angolo, e spesso mostrano piegamenti alla meso- e 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, 1994a; 1994b; Giunta & Nigro, 1998) o date da strutture di tipo duplex di vario ordine (Nigro, 1994a; 1994b; 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

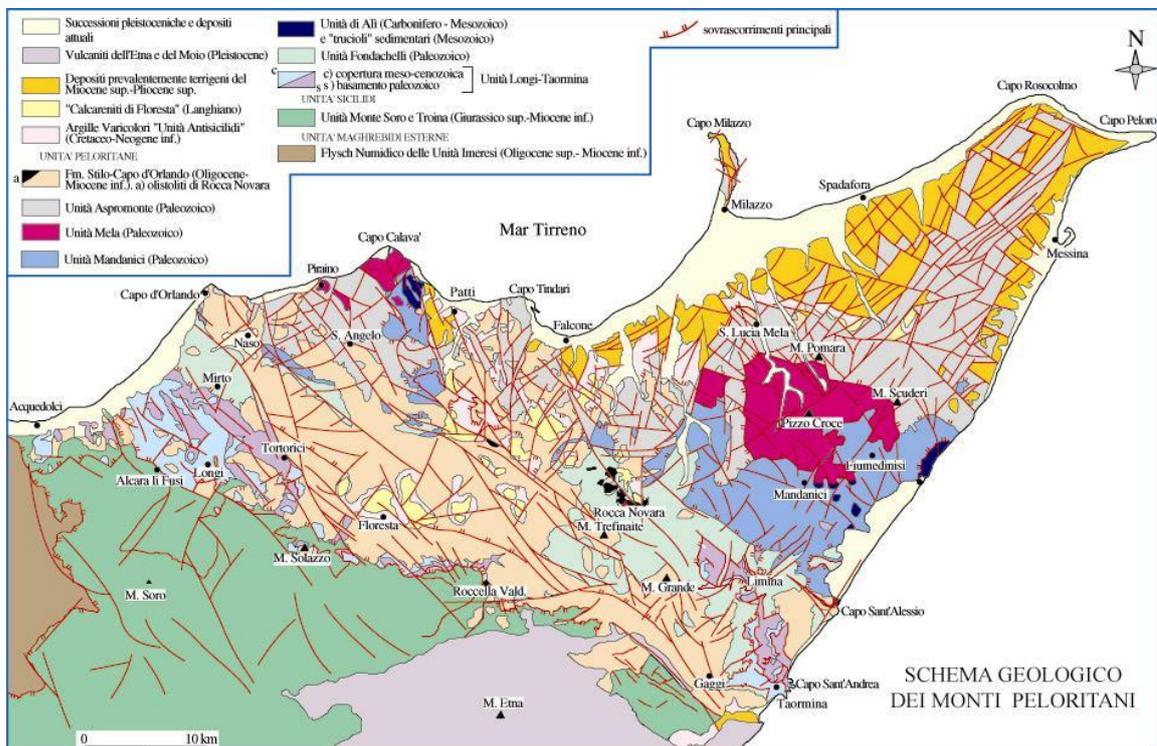


Fig 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la linea di Taormina che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

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

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

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

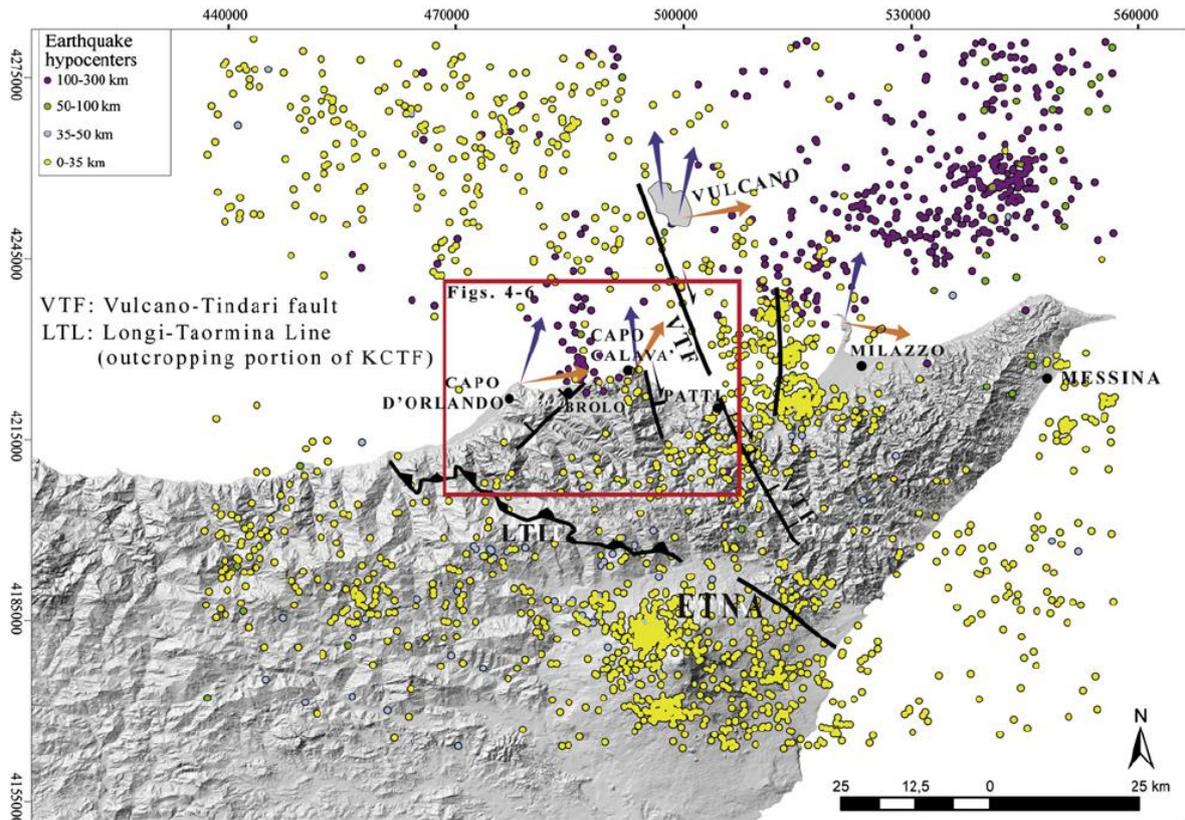


Fig 3.3 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

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 sovrascorrimento. Le strutture neotettoniche corrispondono per lo più a sistemi net- e strike – slip che nel complesso sembrerebbero potersi riferire al meccanismo di taglio semplice destrale di primo ordine ad andamento circa O – E, che controlla lo sviluppo recente del margine meridionale del bacino tirrenico, e contribuisce all'"apertura" del Bacino Tirrenico, ed alla rotazione antioraria dell'Africa stabile (Giunta *et al.*, 1998; Renda *et al.*, 2000).

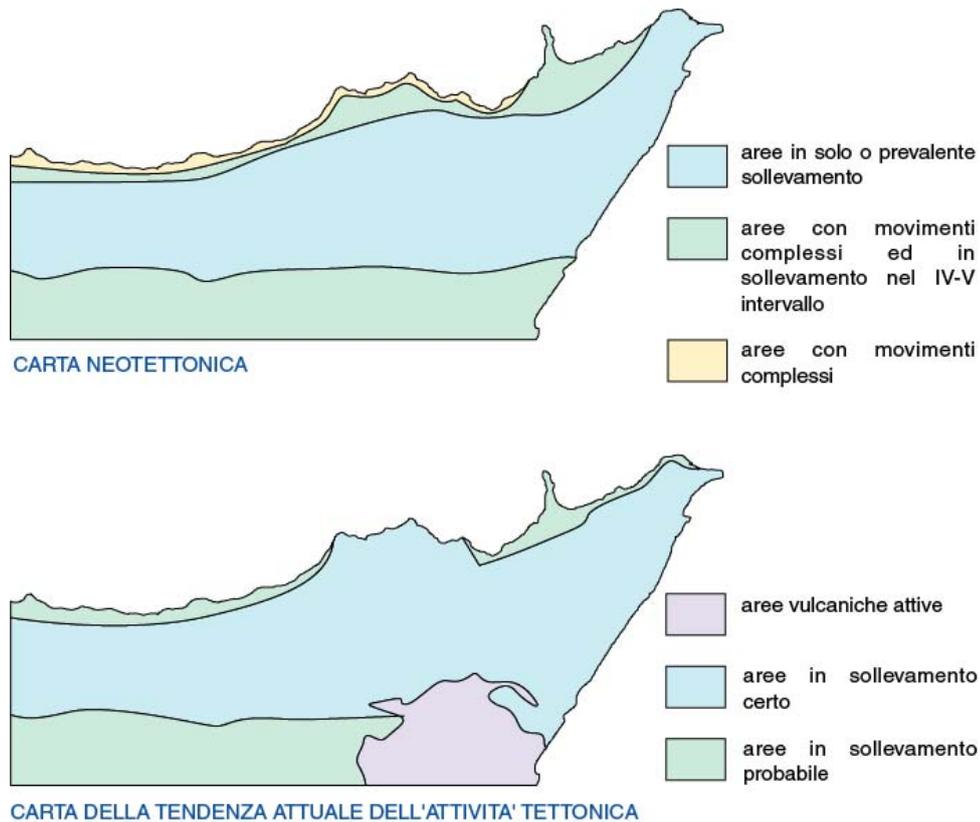


Fig. 3.4 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

### 3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Ucria

#### 3.3.1. Caratteri morfologici

Il territorio comunale di Ucria ricade per la maggior parte nel distretto idrografico della Fiumara di Naso. Il territorio è caratterizzato da una valle asimmetrica con versanti molto ripidi e impluvi di breve lunghezza. La morfologia della zona in esame è principalmente caratterizzata da modellamenti per opera delle acque meteoriche, che generano, specie sui terreni argillosi, forme modellate con angoli di pendenza relativamente bassi. Le successioni che caratterizzano l'area, presentano affioramenti arenacei che spezzano la morfologia con affioramenti di placche sub – verticali alla base delle quali si sviluppano accumuli detritici e secondariamente, accumuli franosi di medie dimensioni.

Il centro abitato di Ucria sorge lungo un versante che dalla dorsale che unisce le cime di Rocca di Poggio e di Monte Raggimulia scende in direzione NNE verso la valle del Torrente Praculla, affluente di sinistra della Fiumara di Sinagra (Fig. 3.5). In particolare il centro abitato si sviluppa a circa 700 m di quota su di un tratto del versante lungo il quale la pendenza diminuisce leggermente, a valle di Monte Castello (Fig. 3.6).

Il tessuto urbano è delimitato da scarpate molto ripide con valori di pendenza che superano i 25°. Gli elementi morfologici riconosciuti nell'area sono scarpate di altezza minore e maggiore di 20 m, creste di displuvio e cime isolate.

I maggiori fenomeni di instabilità dei versanti riguardano le coperture alterate del Flysch di Capo d'Orlando e sono caratterizzati da fenomeni di soliflusso e colamento lento, fenomeni complessi e crolli. Tra i dissesti, che presentano un alto valore di rischio, il colamento rapido (014-5UC-111, sigla PAI) è l'unico a interessare direttamente il centro abitato, in prossimità di via Bernardino.

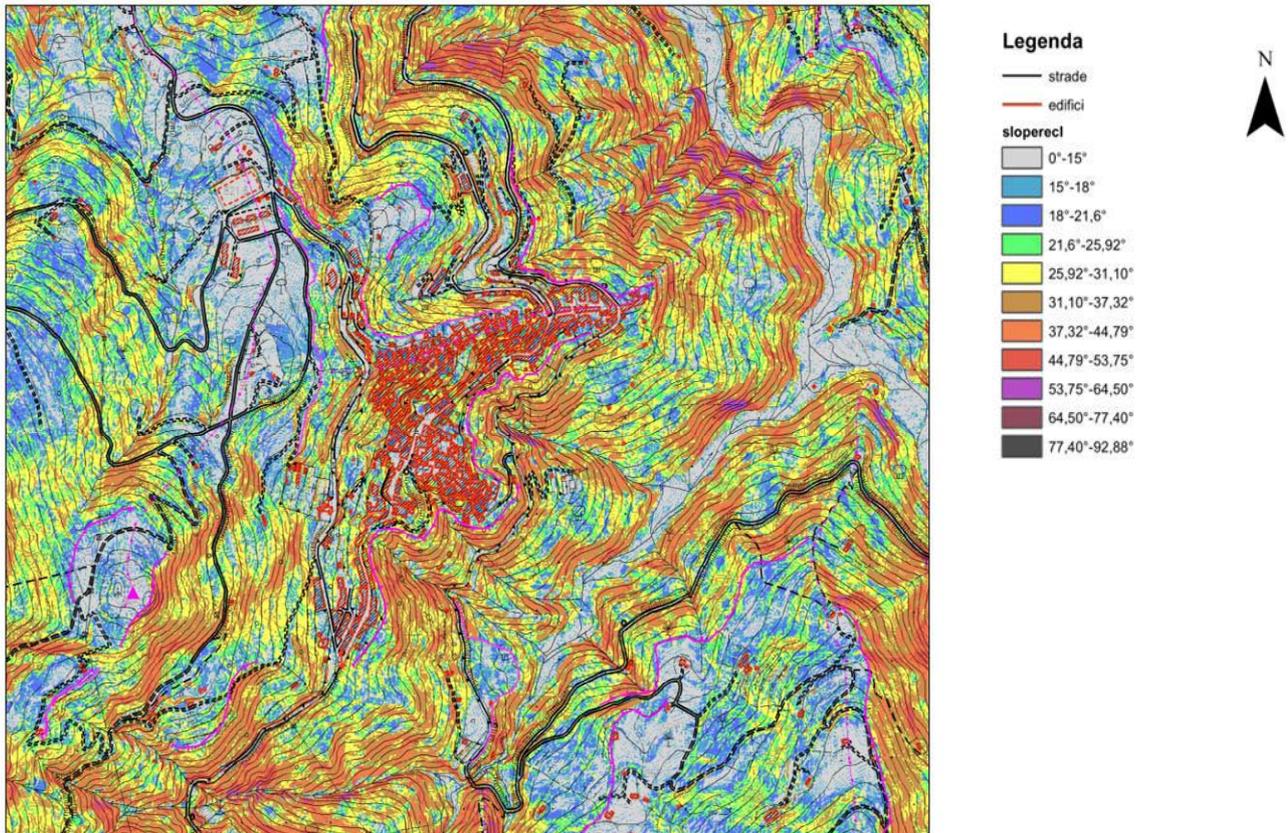


Fig. 3.5 – Carta delle acclività del territorio di Ucria

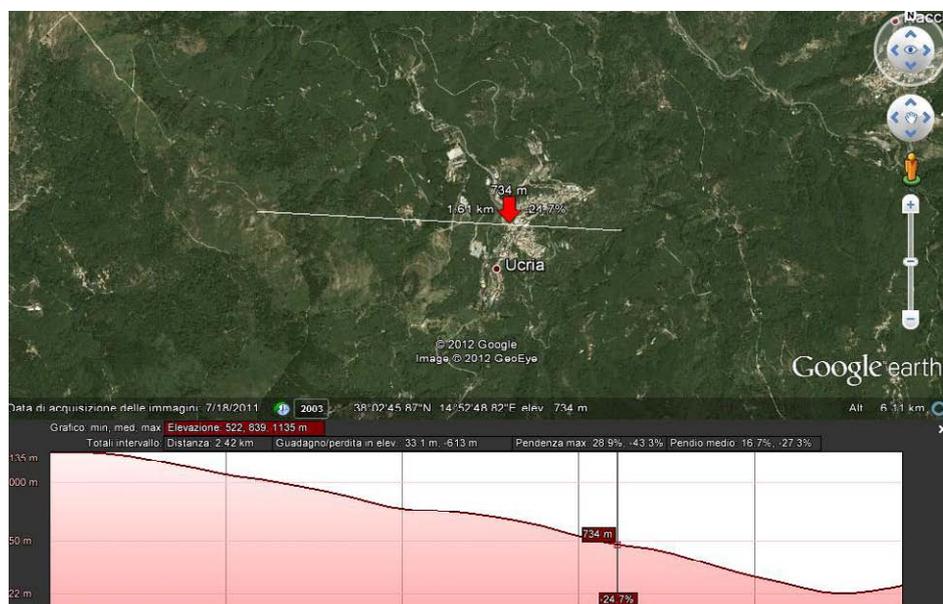


Fig. 3.6 – Immagine Google EarthTM del centro abitato di Ucria e profilo altimetrico.

### Profili Topografici di inquadramento

Al fine di mettere in evidenza le caratteristiche morfologiche dell'area, sono stati realizzati tre profili topografici di inquadramento (Fig. 3.7). Il profilo 1 si sviluppa in direzione OSO - ENS, lungo la direzione principale del versante, mentre i profili da 2 e 3 sono stati tacciati ortogonalmente a tale direttrice. L'analisi dei profili di inquadramento mette in evidenza come non si individui una vera e propria spianata lungo il versante, quanto piuttosto il centro abitato si sviluppi in versante (vedi profilo 1, Fig. 3.8), allungandosi prevalentemente in corrispondenza di due dorsali longitudinali o speroni che si allungano in direzione del versante e che vengono messe in evidenza nei due profili trasversali (Figg. 3.9 e 3.10). Questo sistema è limitato da versanti acclivi che lo raccordano con il fondo valle.

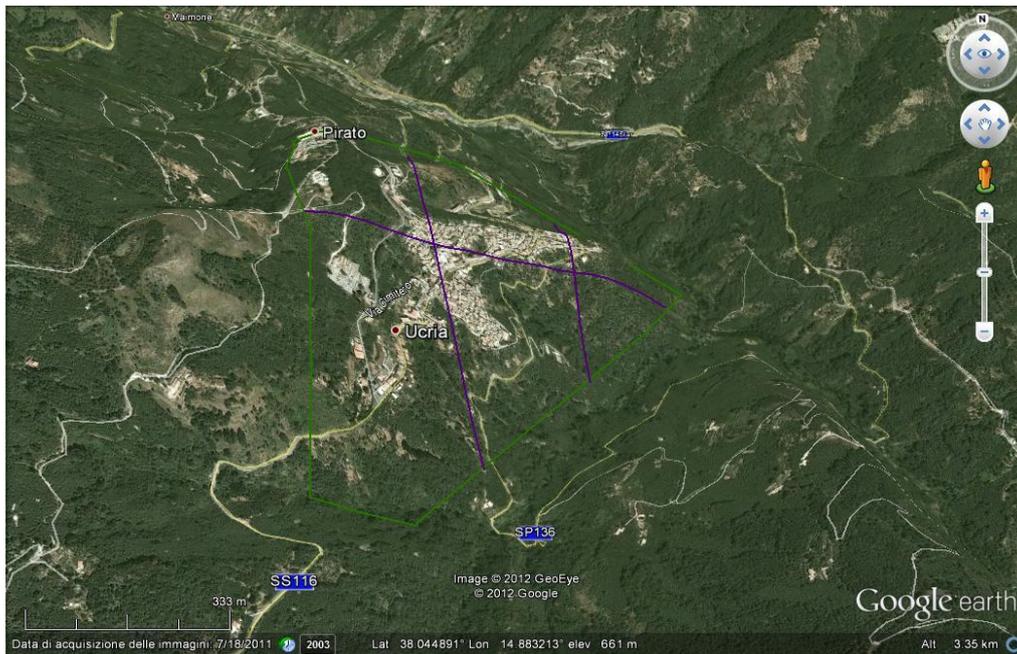


Fig.3.7 – Inquadramento del centro abitato di Ucria e collocazione dei profili topografici in un'immagine di Google Earth™.

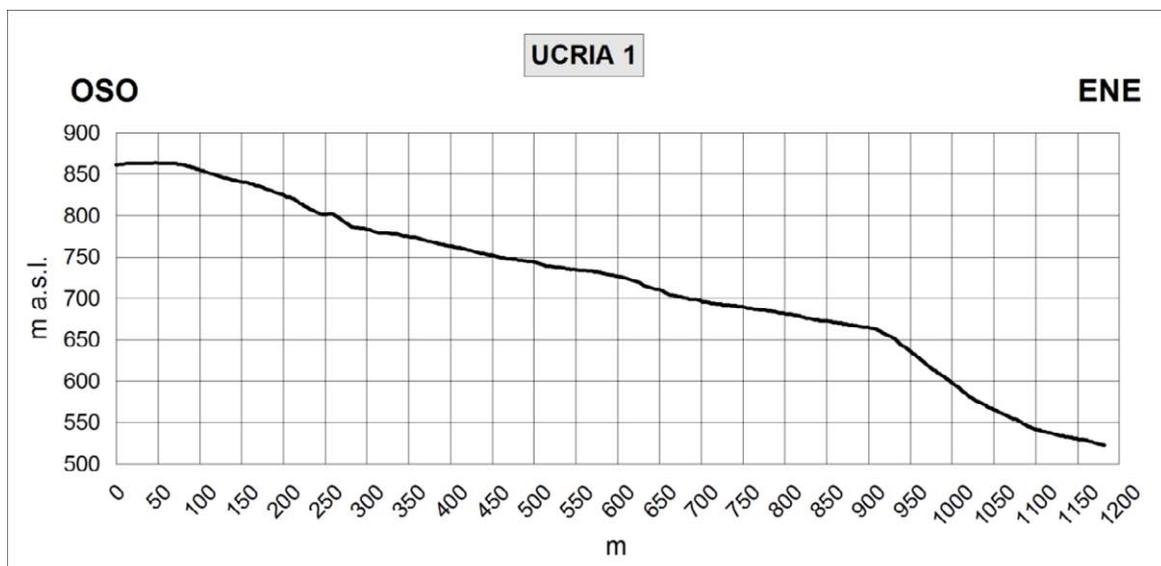


Fig. 3.8 – Profilo topografico di inquadramento Ucria 1.

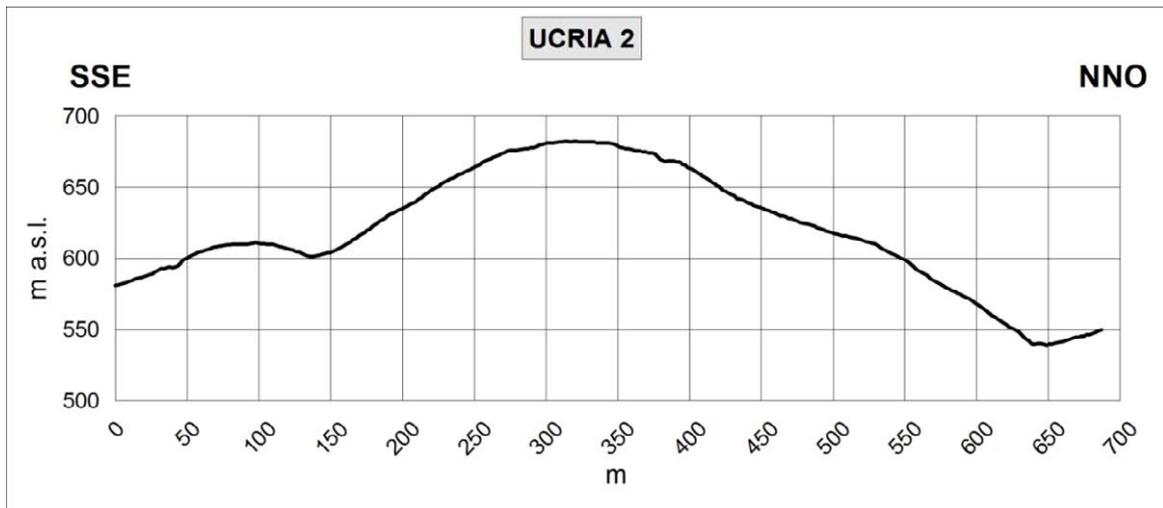


Fig. 3.9 – Profilo topografico di inquadramento Ucria 2.

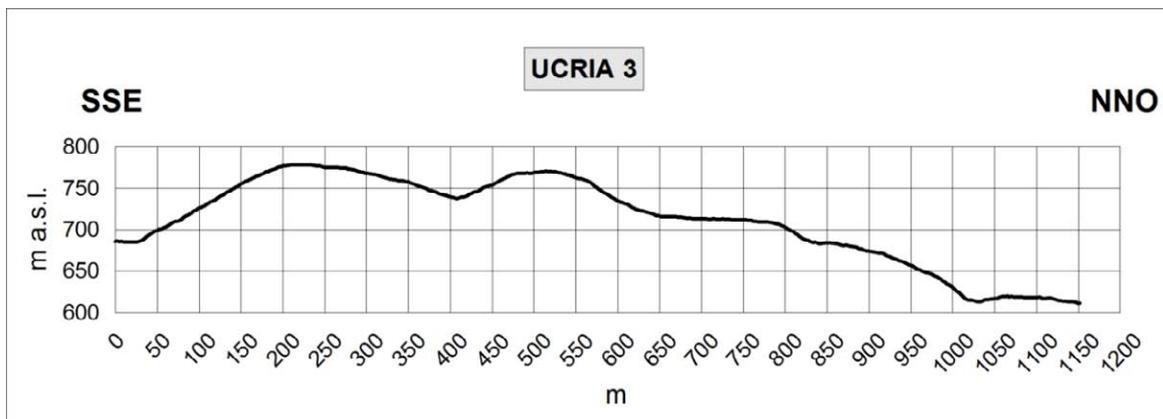


Fig. 3.10 – Profilo topografico di inquadramento Ucria 3.

### 3.3.2 Litostratigrafia

L'assetto litostratigrafico del territorio del Comune di Ucria è caratterizzato da un basamento cristallino costituito da metamorfiti erciniche di diverso grado, riferibili alle Unità dell'Aspromonte e di Fondachelli. Questi terreni affiorano a circa 1 km a N del centro abitato, lungo la valle della Fiumara di Sinagra.

Sui terreni metamorfici poggiano, in discordanza, le facies conglomeratiche ed arenaceo – pelitiche del Flysch di Capo d'Orlando. Quest'ultimi sono i terreni che maggiormente interessano ai fini del presente studio, in quanto si estendono nell'area del centro urbano (Fig. 3.11 e Tab. 3.1).

#### 3.3.2.1 Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore – Burdigaliano)

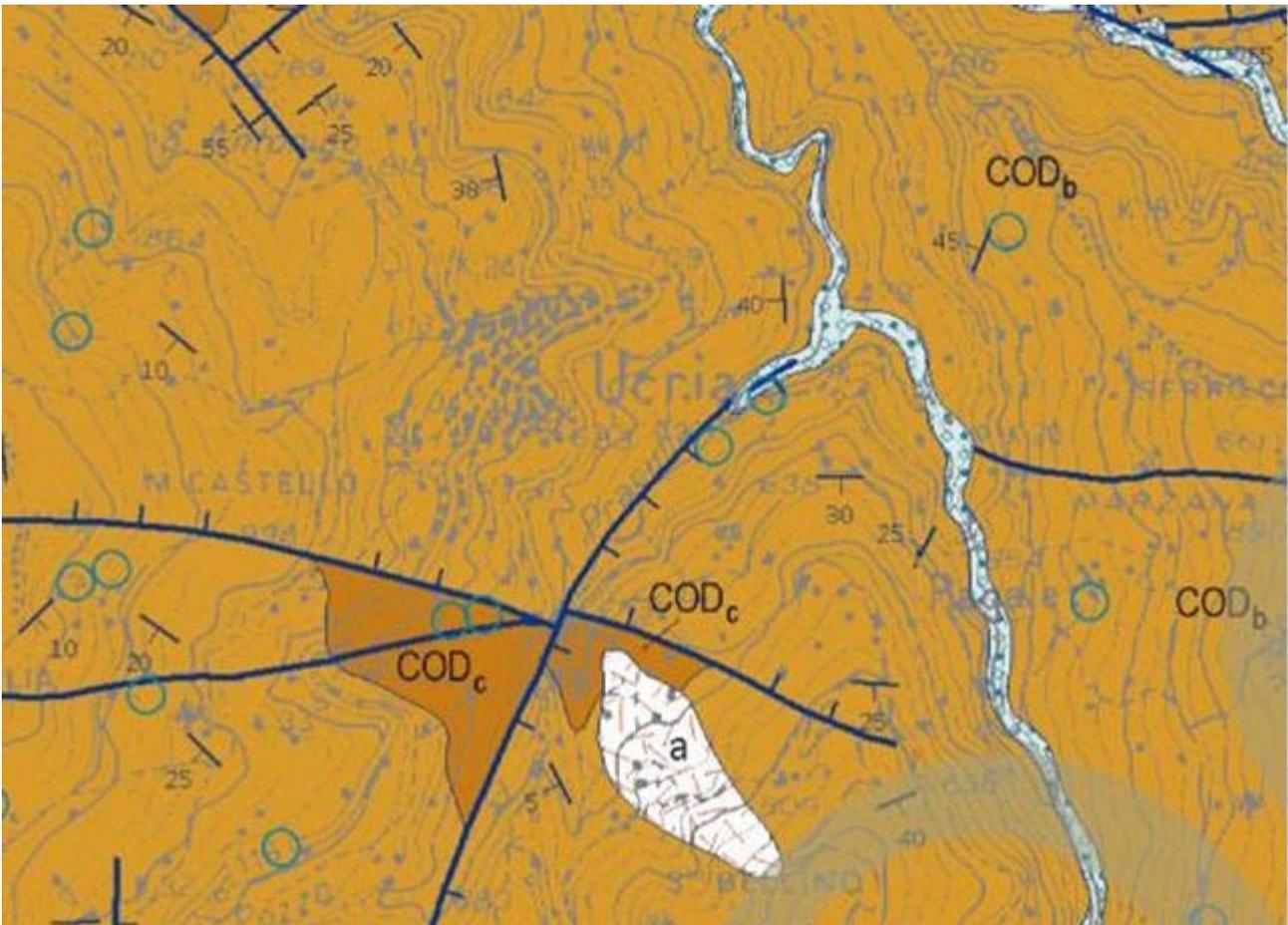
Questa formazione è conosciuta in letteratura anche come "Formazione di Stilo-Capo d'Orlando" (Bonardi *et al.*, 1980). Si tratta di una potente successione torbiditica costituita da depositi conglomeratici alla base, evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee e arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche. La facies conglomeratica generalmente caratterizza i livelli basali di questa unità sedimentaria; si tratta di un deposito grossolano rappresentato da conglomerati poligenici con ciottoli di dimensioni molto variabili; i clasti, costituiti in prevalenza da ciottoli di graniti, gneiss, quarziti, porfidi, filladi e metabasiti, si presentano immersi in una matrice

arcosico – litica di colore grigio-giallastro o grigio-verdastro. La facies arenacea, di colore grigio-verdastro al taglio fresco e grigio-giallastro se alterata, è costituita da arkose a composizione quarzoso – feldspatico – micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un’alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici a composizione argilloso-marnosa. La facies pelitica, invece, si presenta come un’alternanza di strati sottili di argille siltose grigie o nerastre ed arenarie fini e produce rilievi a morfologia blanda.

Di questa formazione, nell’area di Ucria affiorano sia la facies conglomeratica che quella arenacea. La facies conglomeratica si estende a sud del centro urbano mentre la facies arenacea costituisce il substrato del centro abitato. Spesse intercalazioni di corpi conglomeratici nella facies arenacea sono evidenziati dal sondaggio 083070P31-SS53 nel quartiere di Santa Caterina. Il sondaggio attraversa un corpo conglomeratico di spessore rilevante (maggiore di 20 m) al di sotto della facies arenacea.

### **3.3.2.2 Coperture detritiche ed eluvio colluviali**

I terreni precedentemente descritti sono in genere interessati da una coltre superficiale di alterazione e detritica di spessore assai variabile. I sondaggi disponibili indicano spessori che superano i 5 m nella zona di Santa Caterina. Anche nella zona centrale dell’abitato sono presenti coltri detritico-eluviali con spessori che superano 4 m.



### LEGENDA

**a** - depositi di versante

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

**CODc** – Conglomerati poligenici a clasti eterometrici .

Oligocene superiore – Burdigaliano

— — contatto stratigrafico

— — faglia

— — faglia diretta

direzione, immersione ed  
inclinazione degli strati

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

Fig. 3.11 – Stralcio del Foglio Geologico in scala 1:50.000 "Patti" relativo all'assetto geologico dell'area di Ucria.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	<b>Frane e coperture detritiche di versante, eluviali e colluviali</b>	Recente	Sabbie limose, limi sabbiosi con inclusi litoidi eterometrici più o meno alterati, arenarie intensamente alterate	
	<b>Flysch di Capo d'Orlando (facies arenacea)</b>	Oligocene superiore - Burdigaliano	arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzata in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici a composizione argilloso-marnosa.	400 m ca
	<b>Flysch di Capo d'Orlando (facies conglomeratica)</b>	Oligocene superiore	conglomerati poligenici con clasti di dimensioni molto variabili, costituiti in prevalenza da ciottoli di graniti, gneiss, quarziti, porfidi, filladi e metabasiti. Gli elementi del conglomerato si presentano immersi in una matrice arcosico-litica di colore grigio-giallastro o grigio-verdastro.	50 – 100 m
<b>contatto stratigrafico discordante</b>				
	<b>Unità dell'Aspromonte</b>	Paleozoico	basamento metamorfico di medio-alto grado costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti.	
<b>Contatto tettonico</b>				
	<b>Unità di Fondachelli</b>	Paleozoico	Metapeliti e metareniti grigio scure, scistose, Filladi grafitose.	

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

### 3.3.3 Lineamenti tettonici di Ucria

I principali lineamenti tettonici che lambiscono il centro urbano di Ucria sono rappresentati nello stralcio del foglio CARG-ISPRA di Fig. 3.6. Si tratta di due faglie dirette ad alto angolo, orientate secondo due direttrici principali:

La prima, con andamento WNW – ENE, mette a contatto i conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando, a sud, con la facies arenacea della stessa Formazione, a nord. La seconda, con andamento NNE – SSW, disloca la precedente faglia e ribassa, ad est, la successione stratigrafica.

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

## 4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

### 4.1 Il database

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

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

I dati geotecnici raccolti ai fini dello studio derivano da:

a) Studio geologico allegato al P.R.G. del Comune di Ucria (redatto dal Dott. Giorgio Paterna, 06 Dicembre 1990).

b) Regione Siciliana- Dipartimento di Protezione Civile – Indagini geognostiche e geotecniche per lo studio ed il monitoraggio strumentale del centro abitato di Ucria (ME) (Direttore dei Lavori Dott. Giuseppe Basile, 21 dicembre 2007).

E' stato inoltre reperito uno studio di microzonazione sismica effettuato dall'Ufficio di Protezione Civile del Comune di Ucria (Geom. Domenico Rigoli, 28 gennaio 2011).

<b>TIPOLOGIA DI PROVE: UCRIA PRG</b>	<b>QUANTITA</b>
Prove penetrometriche dinamiche leggere	25
Sondaggi elettrici verticali SEV	40

<b>TIPOLOGIA DI PROVE: UCRIA Monitoraggio del Centro abitato</b>	<b>QUANTITA</b>
Sondaggi a carotaggio continuo	6
Prelievo campioni nei sondaggi	15
Indagini Inclino metriche	4
Indagine sismiche di tipo Down Hole	5
Indagini sismiche a rifrazione	3
MASW	3

<b>TIPOLOGIA DI PROVE: UCRIA Microtremori a stazione singola (HVSr) Unipa (Tromini)</b>	<b>QUANTITA</b>
Indagine sismica di Microtremori stazione singola (HVSr)	11

Tab. 4.1 – Prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio disponibili e di nuova acquisizione che riguardano il territorio comunale di Ucria con indicazione della provenienza dei dati.

TIPOLOGIA DI PROVE: UCRIA Totale	QUANTITA
Sondaggi a carotaggio continuo	6
Prelievo campioni nei sondaggi	15
Prove penetrometriche dinamiche leggere	25
Indagini Inclino metriche	4
Indagine sismiche di tipo Down Hole	5
Indagine sismica di Microtremori stazione singola (HVSr)	11
Sondaggi elettrici verticali SEV	40
Indagini sismiche a rifrazione	3
MASW	3

Tab. 4.2 – Sintesi delle prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio che riguardano il territorio comunale di Ucria.

#### 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 terreni di copertura e substrato geologico rigido. Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m.

Per descrivere la litologia dei terreni è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (leggermente modificato, ASTM, 1985), un sistema di classificazione dei suoli, utilizzato sia in ingegneria che in geologia, che può essere applicato alla maggioranza dei materiali non consolidati ed è composto da una sigla formata da 2 lettere (Tabb. 4.3 e 4.4).

##### Terreni di substrato

Unità litostratigrafica	Tipologia di substrato	Sigla	stratificazione
Flysch di Capo D'Orlando	Substrato geologico non rigido	NRS	stratificato
Flysch di Capo D'Orlando	Substrato geologico non rigido	NR	Non stratificato
Flysch di Capo D'Orlando	Alternanza litologica	ALS	stratificata
Flysch di Capo D'Orlando	Granulare cementato	GR	Non stratificato

Tab 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato

##### Terreni di copertura

Coperture eluvio-colluviali	SM Sabbie limose, miscela di sabbia e limo con occasionali elementi litoidi
-----------------------------	---

Tab 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

### 4.3 Indagini geofisiche precedenti

Nella relazione sulle Indagini geognostiche e geotecniche per lo studio ed il monitoraggio strumentale del centro abitato, sono presenti n° 8 sezioni sismiche 2D estrapolate da indagini HVSR, n° 3 indagini MASW, n° 3 tomografie sismiche e n° 5 indagini DH.

Per le 8 sezioni sismiche 2D non sono riportate le ubicazioni delle singole stazioni HVSR, i relativi rapporti spettrali, con l'indicazione di eventuali picchi (e delle relative incertezze) ritenuti significativi. Sebbene nella relazione si affermi che ad un picco è possibile associare uno spessore costante di uno strato omogeneo, se si può indipendentemente stimare la velocità delle onde di taglio, tuttavia non viene spiegato come associare un'interfaccia agli altri picchi. Vengono infatti riportate sezioni continue, che si ritiene rappresentino sezioni 2D della velocità delle onde di taglio, ottenute per interpolazione di modelli 1D non riportati in relazione.

Le immagini relative alle tre indagini 083070L44-MASW44, 083070L45-MASW45, 083070L46-MASW46 non permettono di valutare l'attendibilità delle curve di dispersione. L'andamento delle curve di dispersione sperimentali, se ben determinate, implicherebbe la presenza di inversioni di velocità e forti variazioni laterali, come indirettamente testimoniato dal pessimo accordo fra i dati sperimentali e quelli calcolati. Per questi motivi è molto improbabile che i modelli ottenuti siano rappresentativi delle medie orizzontali della velocità delle onde di taglio.

Una valutazione delle tomografie sismiche 083070L41-SR41, 083070L42-SR42 e 083070L43-SR43 riportate richiederebbe l'analisi dei dati sperimentali che non sono riportati in relazione. Questo limita a priori l'attendibilità del risultato. I dati sembrano infatti insufficienti per vincolare l'inversione nella parte del modello, approssimativamente al disotto di 5 – 7 metri di profondità, per la quale le sole informazioni provengono dai sensori posti all'interno dei fori. Poiché gli scarti tra i dati sperimentali e le risposte dei modelli appaiono ampi e chiaramente correlati spazialmente, si deve ritenere che il modello fosse sensibilmente migliorabile.

Infine l'attendibilità dei risultati relativi alle prove 083070P26-DH29, 083070P27-DH36, 083070P28-DH44, 083070P30-DH52 e 083070P31-DH54, riportate nella relazione, non può essere valutata perché non vengono mostrati i dati sperimentali, non viene indicata l'incertezza media sui tempi di primo arrivo e il *misfit* tra i dati sperimentali e quelli del modello proposto. Inoltre non sembra esserci un buon accordo tra le velocità delle onde di compressione riportate e quelle ottenute nel modello di tomografia sismica. Si sottolinea che la determinazione dei moduli elastici richiederebbe una misura indipendente della densità, di cui non si fa cenno.

Nella relazione relativa allo Studio geologico allegato al P.R.G. del comune di Ucria, sono riportati n. 40 sondaggi elettrici verticali. Le schede relative ai sondaggi riportano soltanto le curve interpolate di resistività apparente - semilunghezza dello stendimento. Non viene specificato il passo di campionamento né le tecniche di interpolazioni adottate. Le curve di resistività apparente non sono state interpretate, ma soltanto descritte con uno o due valori medi di resistività apparente. A causa della limitata lunghezza degli stendimenti, è possibile osservare solo effetti delle alterazioni superficiali (1 – 3 m di copertura) e la presenza di uno strato resistivo posto ad una profondità compresa tra 10 e 30 metri, nei sondaggi 083070L6-SEV6, 083070L7-SEV7, 083070L9-SEV9, 083070L14-SEV14, 083070L16-SEV16, 083070L20-SEV20, 083070L23-SEV23, 083070L24-SEV24, 083070L28-SEV28, 083070L29-SEV29 e 083070L30-SEV30, ubicati a Nord e Sud del centro abitato. La resistività di tale strato non è stimabile a causa della lunghezza limitata degli stendimenti. Soltanto il sondaggio 083070L3-SEV3 evidenzia un conduttivo di base con resistività di circa 2 Ohm\*m. I sondaggi 083070L1-SEV1 e 083070L2-SEV2 sembrano realizzati su una diversa formazione geologica.

#### 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).

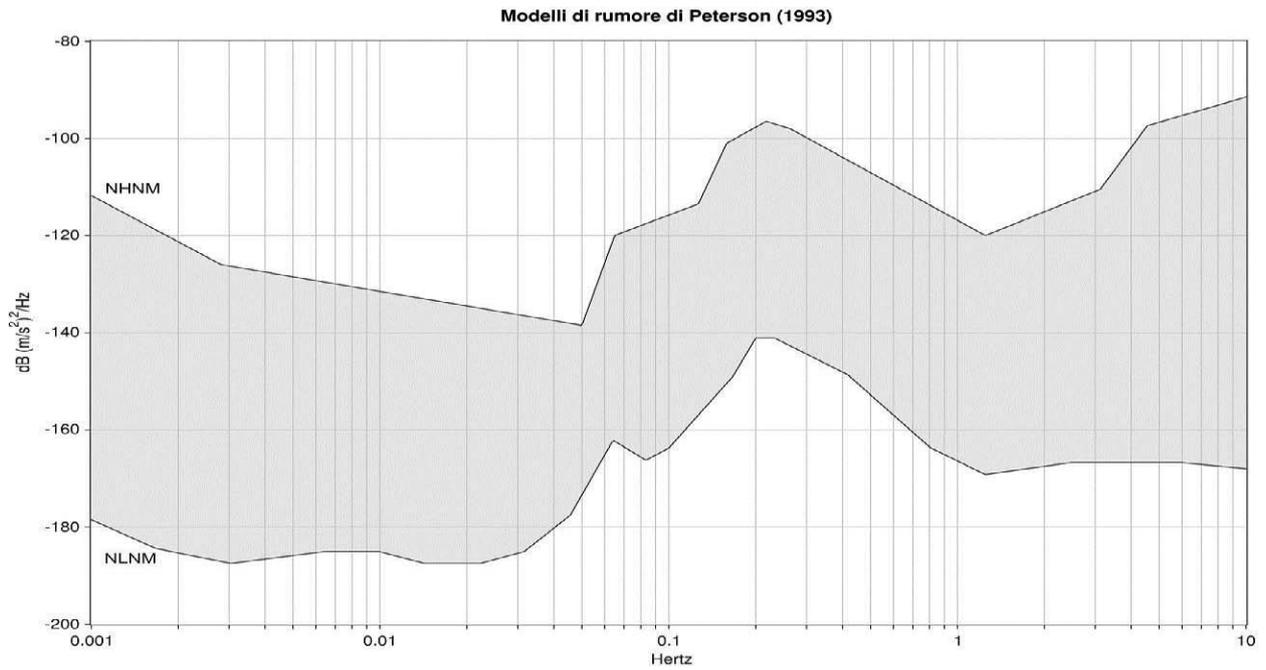


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

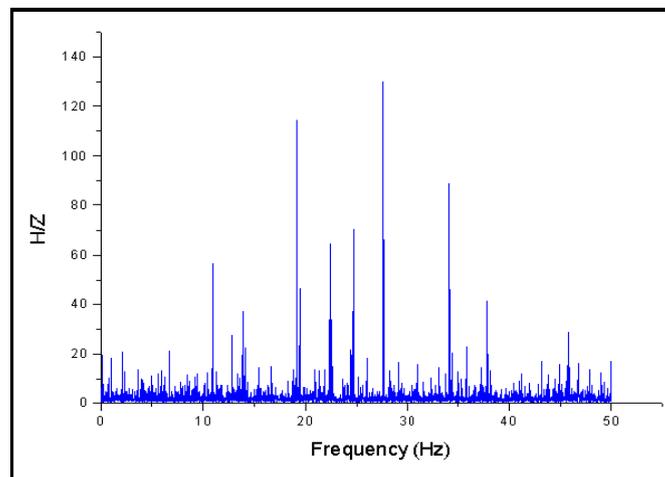


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto  $H/Z$  di uno specifico sito

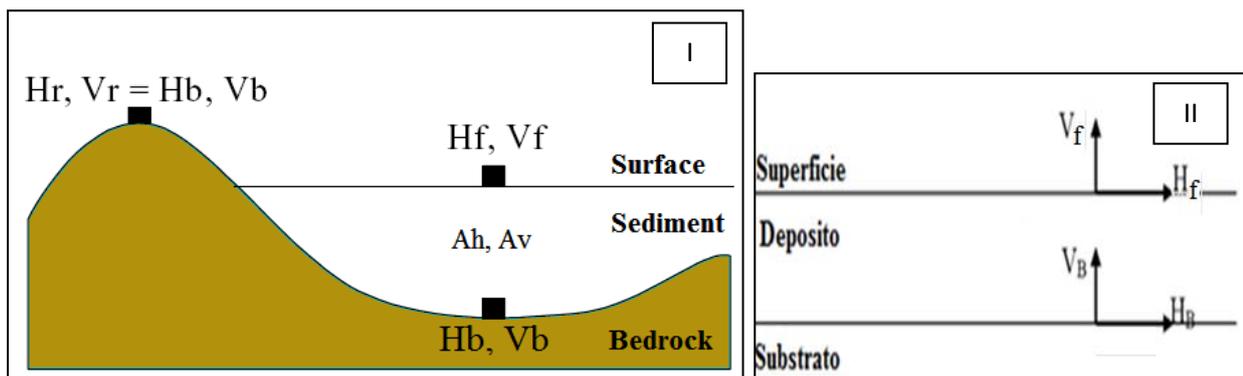


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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  $\approx 1$  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 11 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini. Di questi, 9 punti sono stati ubicati all'interno della zona oggetto della microzonazione. Gli altri 2 punti, esterni all'area, sono stati utilizzati per ottenere ulteriori informazioni sul contesto geologico e per ottimizzare le condizioni a contorno nell'algoritmo di interpolazione delle frequenze di vibrazione e della quota del *bedrock* sismico.

Tutte le misure sono state eseguite utilizzando il rilevatore digitale TROMINO® della Micromed s.p.a., che effettua misure di rumore sismico nell'intervallo di frequenze compreso tra 0.1 e 200 Hz. I sensori sono costituiti da una terna di velocimetri smorzati criticamente che trasmettono il segnale ad un sistema di acquisizione digitale a basso rumore a dinamica non inferiore a 23 bit.

L'accuratezza relativa sulle componenti spettrali al di sopra di 0.1 Hz è dichiarata dal costruttore maggiore di  $10^{-4}$ .

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 secondi ciascuna, è stata effettuata manualmente, analizzando i grafici della variazione temporale e di quella azimutale dello spettro *H/V* e scegliendo soltanto quelle finestre di *noise* caratterizzate da frequenze stabili temporalmente ed azimutalmente. 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.

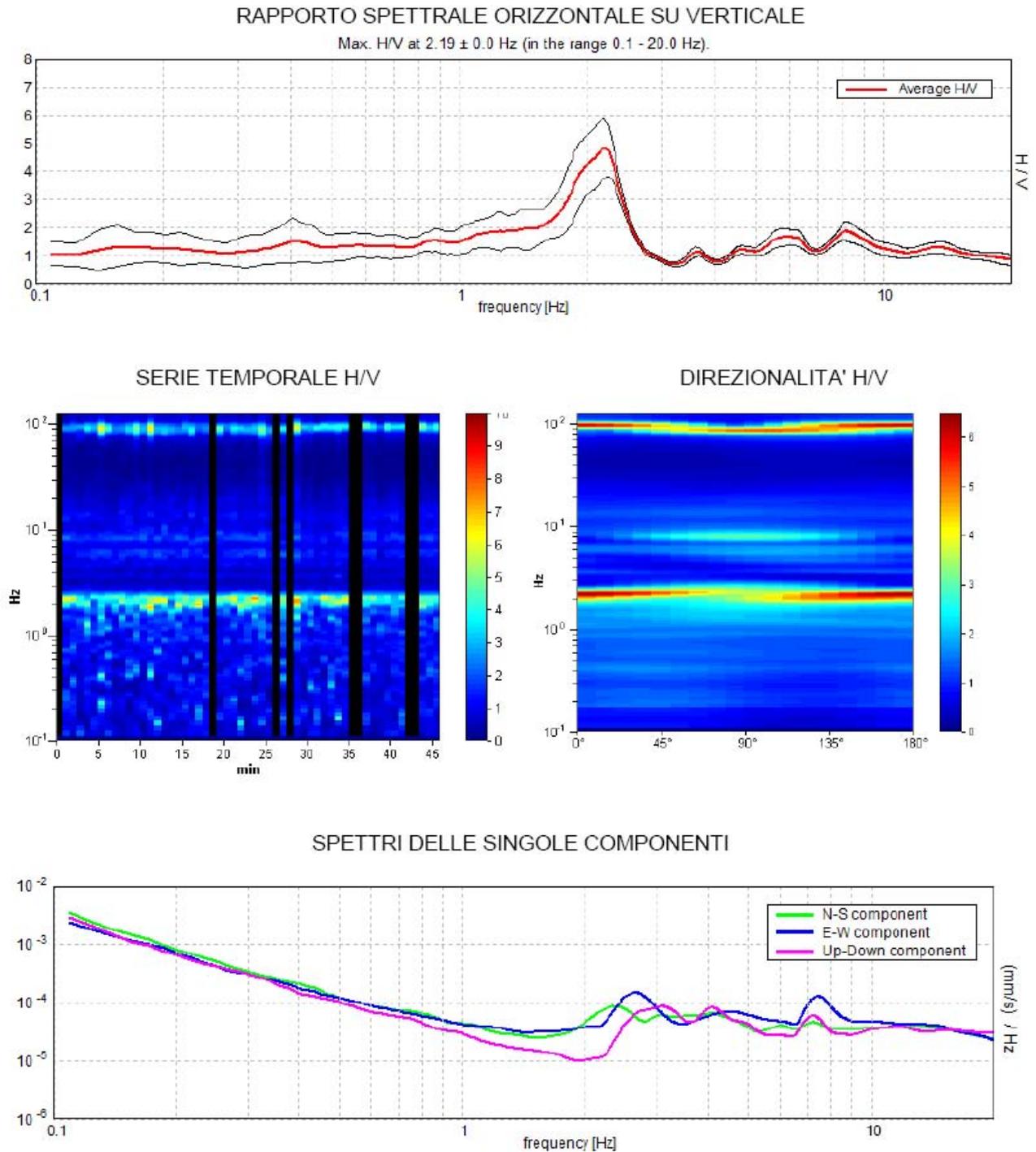


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083070P42-HVSR66.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Ucria hanno messo in evidenza la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovute a fenomeni di risonanza su gran parte del territorio urbano (Fig. 4.5). In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.5. Tutti i picchi significativi relativi alle curve HVSR sono stati inseriti nella tabella 4.5 e utilizzati per individuare eventuali cluster relativi a insiemi di punti con una copertura significativa rispetto all'area totale indagata (Fig. 4.6). La frequenza discriminante tra i due cluster è stata scelta di 3 Hz, tenendo in considerazione anche le correlazioni litologiche dell'area esaminata. Un ulteriore cluster, che raggruppa picchi di amplificazione con frequenze maggiori di 9

Hz, non è stato preso in considerazione in quanto di scarso interesse nella pianificazione territoriale.

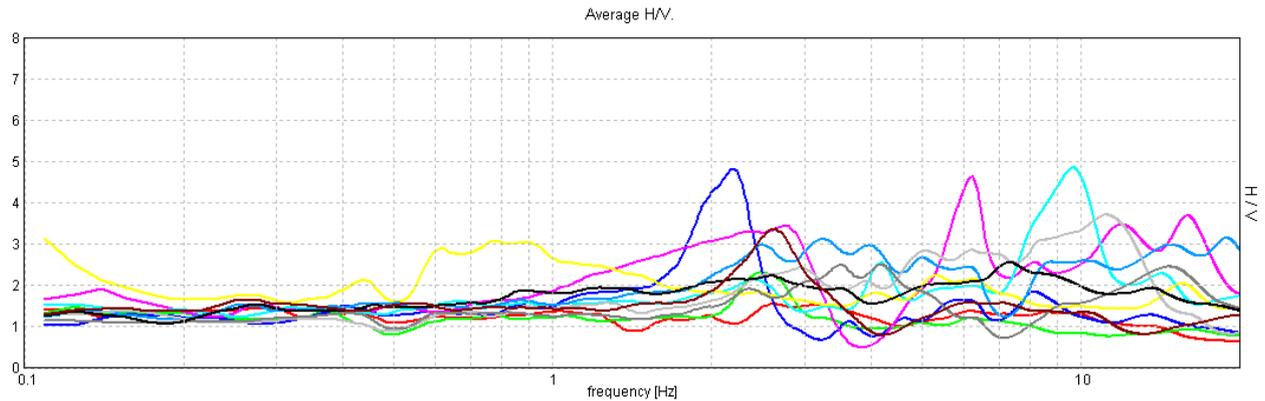


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 11 stazioni singole.

Misure HVSR	$F_0$	H/V $F_0$	$F_1$	H/V $F_1$	$F_2$	H/V $F_2$	Profondità bedrock sismico
083070P32-HVSR56	2.63	1.6					33
083070P33-HVSR57	2.6	6.2					48
083070P34-HVSR58	2.4	2.2	4.2	2.5	9.69	4.8	15
083070P35-HVSR59	0.86	3.3	5.2	2.2			14
083070P36-HVSR60	2.6	2.6	4	2.6	18.91	3.1	28
083070P37-HVSR61	2.9	2.5	5	2.8	11.09	3.7	38
083070P38-HVSR62	2.6	1.8	4.19	2.6	14	2.5	26
083070P39-HVSR63	2.6	2.1	7.34	2.7			42
083070P40-HVSR64	2.63	3.4					37
083070P41-HVSR65	2.47	2.35					35
083070P42-HVSR66	2.19	4.8					38

Tab.. 4.5 – Coordinate dei punti di misura, frequenza e rapporto  $H/V$  dei picchi significativi individuati. I punti evidenziati in verde ricadono all'interno dell'area oggetto di microzonazione.

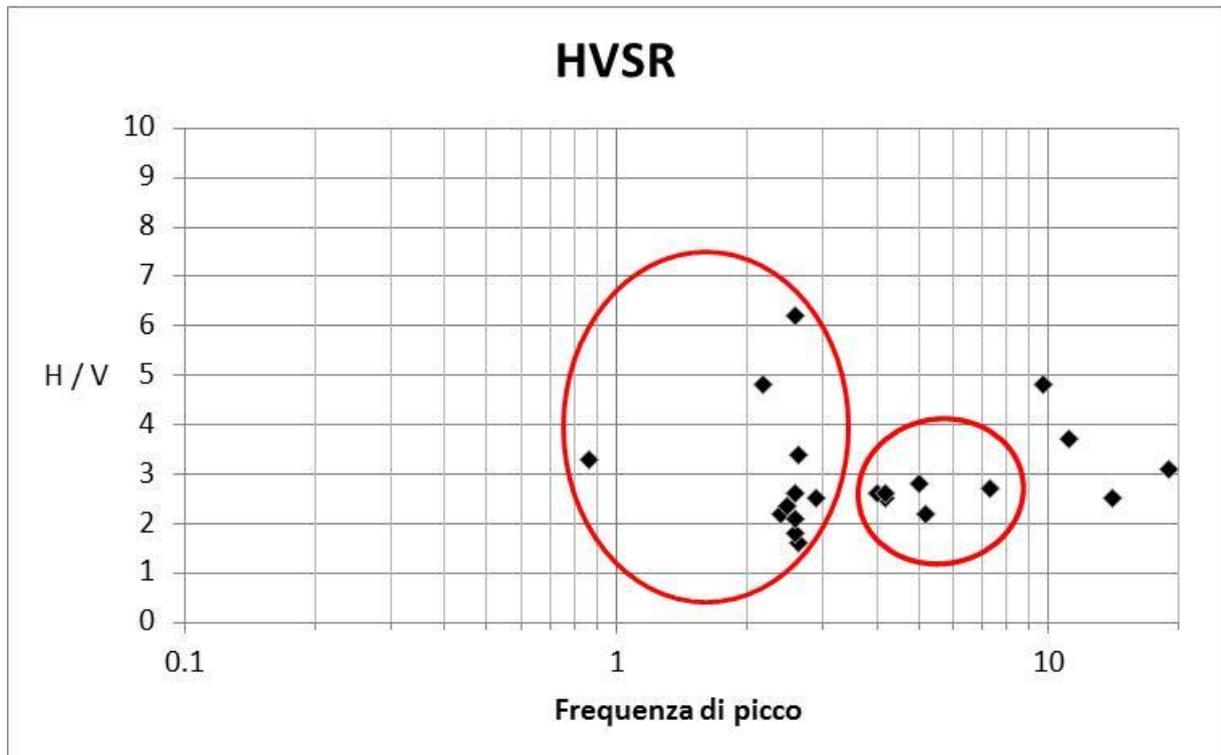


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione dei cluster utilizzati per la costruzione delle carte delle frequenze.

## 5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

### 5.1. Il Modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo

L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie, dai dati di sottosuolo provenienti dai sondaggi e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio, hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico – tecnico del sottosuolo del centro urbano di Ucria. 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 nelle 3 sezioni di Fig. 5.1 – 3. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico – Tecnica.

Le sezioni evidenziano in gran parte dell'area la presenza di un substrato geologico non rigido stratificato affiorante costituito dalla porzione alterata dalla facies arenacea del Flysch di Capo D'Orlando cui si intercalano occasionali corpi conglomeratici con spessore decametrico (sondaggio 083070P3 in località Santa Caterina). L'immersione media dei litotipi stratificati è verso i quadranti occidentali con pendenze variabili fra i 5 ed i 40°. Nella porzione meridionale dell'area considerata, affiora la facies conglomeratica della stessa Formazione, considerata, a causa dei processi di alterazione, come substrato non rigido non stratificato.

In tutta l'area il *bedrock* sismico, individuato sulla base delle indagini HVSR (cfr. par. 5.2), si raggiunge a profondità variabili fra 20 e 40 m.

Come già riportato nei paragrafi 3.3 e 4.2 e nella carta geologico – tecnica tale substrato è a luoghi ricoperto da una coltre detritica di spessore variabile e da frane.

La sezione 2-2' mette in evidenza il contatto tettonico per faglia diretta fra la facies arenacea del Flysch di Capo D'Orlando e quella granulare cementata della facies conglomeratica della stessa Formazione.

**UCRIA**  
**SEZIONE GEOLOGICA 1-1'**

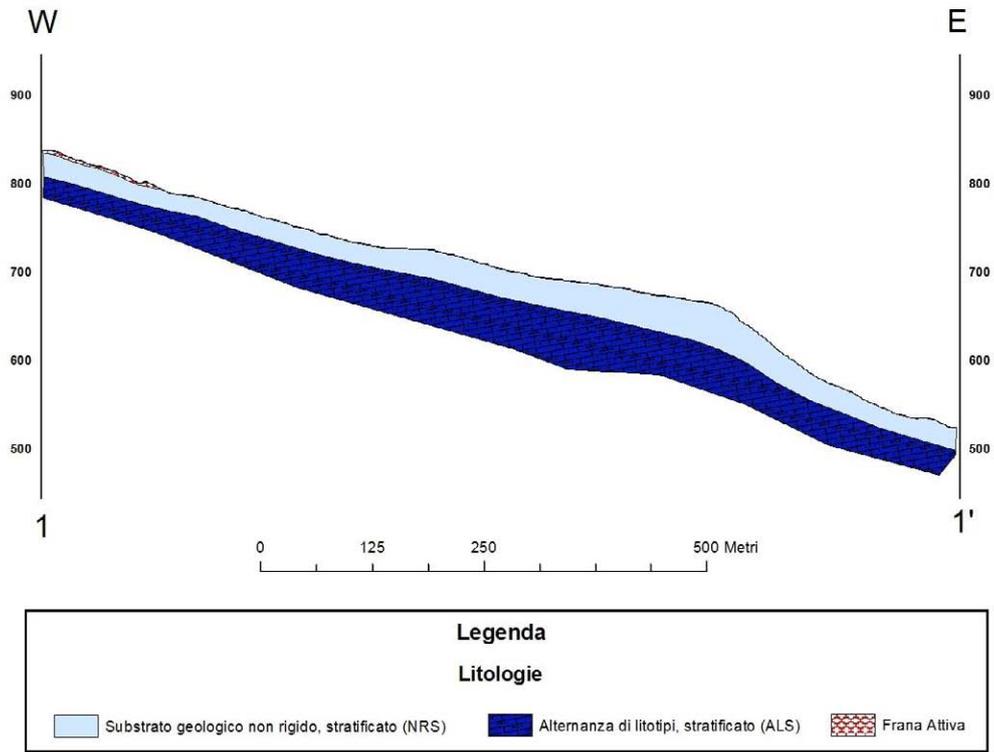


Fig. 5.1 – Sezione geologica W – E attraverso l’abitato di Ucria (per l’ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

**UCRIA**  
**SEZIONE GEOLOGICA 2-2'**

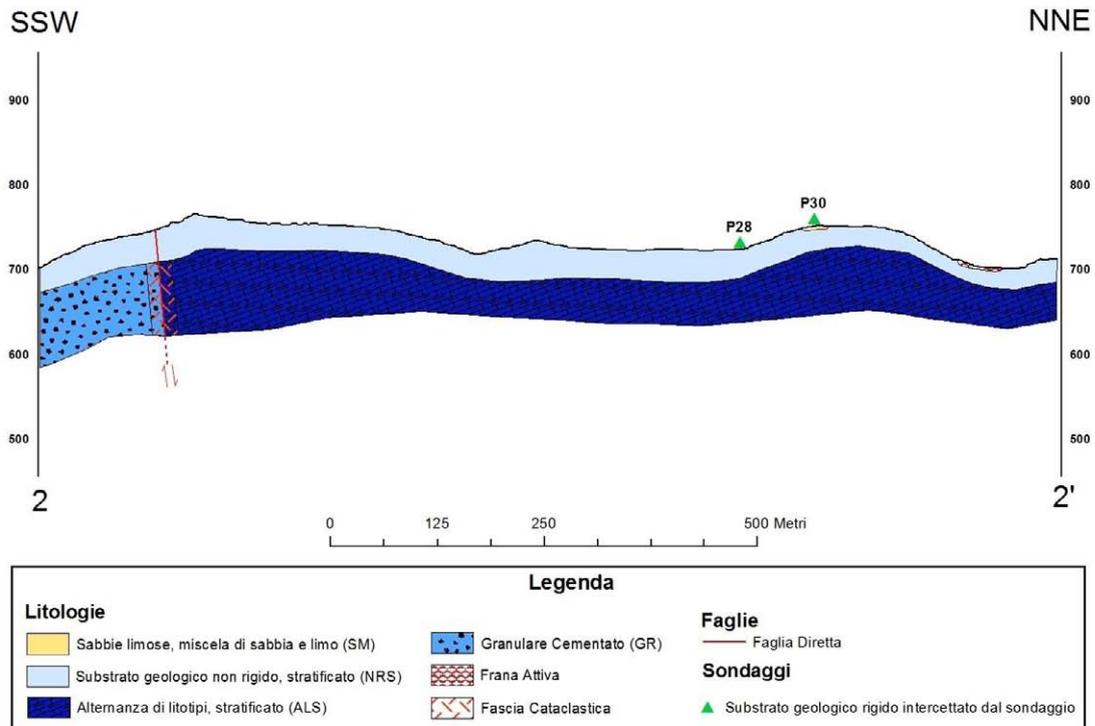


Fig. 5.2 – Sezione geologica SW – NE attraverso l'abitato di Ucria (per l'ubicazione si veda la Carta Geologico – tecnica).

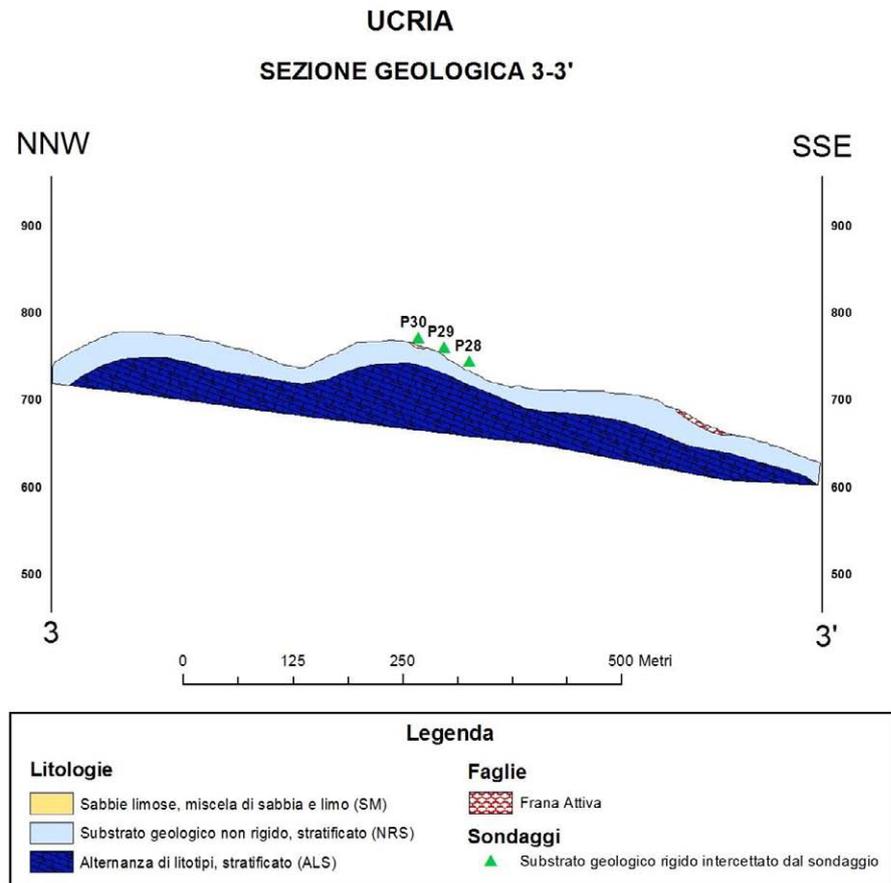


Fig. 5.3 – Sezione geologica NNW – SSE attraverso l’abitato di Ucria (per l’ubicazione si veda la Carta Geologica – tecnica).

## 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 e di informazioni dedotte da misure dirette in foro (sondaggi 083070P26-DH29, 083070P27-DH36, 083070P28-DH44, 083070P30-DH52 e 083070P31-DH54) 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 e la valutazione degli spessori della copertura si sono presi in considerazione solo i dati superficiali riportati nei sondaggi 083070P26-DH29, 083070P27-DH36, 083070P28-DH44, 083070P30-DH52 e 083070P31-DH54, da cui è stato ricavato un valore medio di velocità di propagazione delle onde di taglio della copertura. In particolare, le velocità medie delle onde di taglio delle coperture sono state

considerate in alternanza dell'ordine di 200-250 m/s e di circa 350÷450 m/s, in considerazione della presenza delle alternanze tra le peliti argillose e le arcose.

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall'inversione di alcuni sondaggi HVSr (Tab. 4.5, Fig. 5.4) 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 (Fig. 4.6).

In quasi tutte le misure HVSr (ad esclusione del punto 083070P36-HVSr60), si evidenzia infatti la presenza di un massimo compreso nel range 2.19-2.63 Hz. Tale picco, dai risultati delle inversioni eseguite, sembra essere correlato ad una variazione delle velocità di propagazione delle onde di taglio che, oltre i 20 – 40 m di profondità raggiungono valori attribuibili ad un *bedrock* sismico (circa 800 m/s).

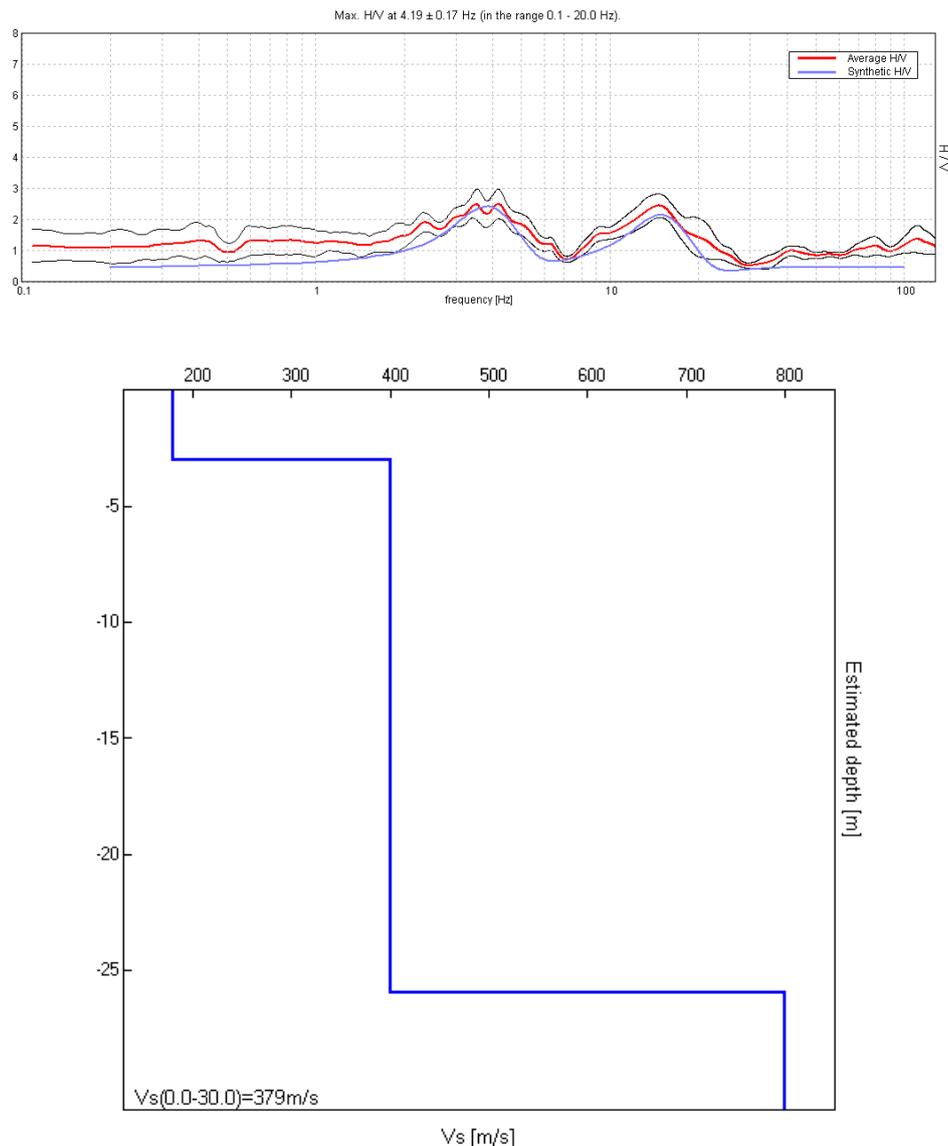


Fig. 5.4 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio (in basso) ottenuta dall'inversione del sondaggio 083070P38-HVSr62 (in alto).

## 6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

### 6.1. Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

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

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 dei corpi rocciosi al di sotto delle coperture;
- 3) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti.

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

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

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

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

Per le considerazioni espresse nel par. 4.3, le velocità di propagazione delle onde di taglio utilizzate per l'interpretazione stratigrafica sono state scelte in funzione dei valori medi caratteristici dei litotipi presenti nell'area, sebbene siano stati tenuti in considerazione alcuni valori superficiali, riportati nelle prove 083070P26-DH29, 083070P27-DH36, 083070P28-DH44, 083070P30-DH52 e 083070P31-DH54.

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

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

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

## 7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

I criteri adottati per individuare le zone soggette ad **amplificazione stratigrafica** si sono basati su l'individuazione dei terreni di copertura con spessori superiori a 3 metri 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<sup>TM</sup>. 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  $10^\circ$

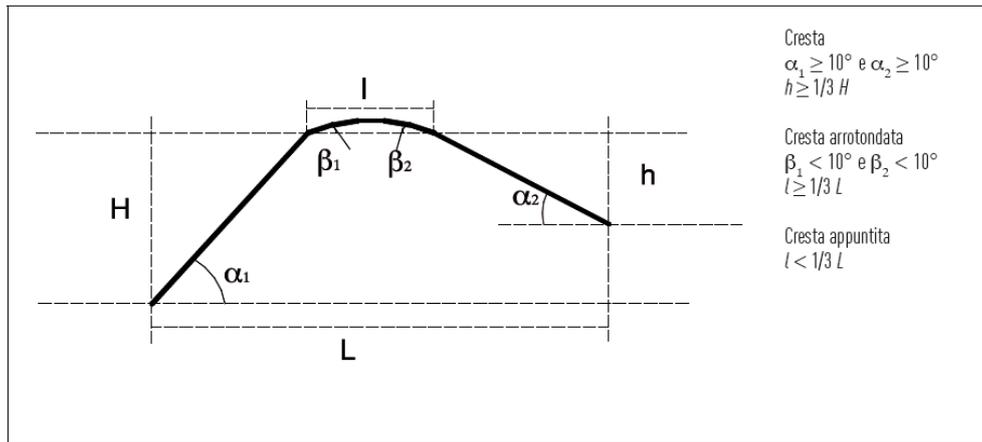


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

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 ai 15-20 m; l'inclinazione ( $\beta$ ) del fronte superiore, inferiore o uguale a un quinto dell'inclinazione ( $\alpha$ ) 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  $\alpha$  pari almeno a  $10^\circ$ .

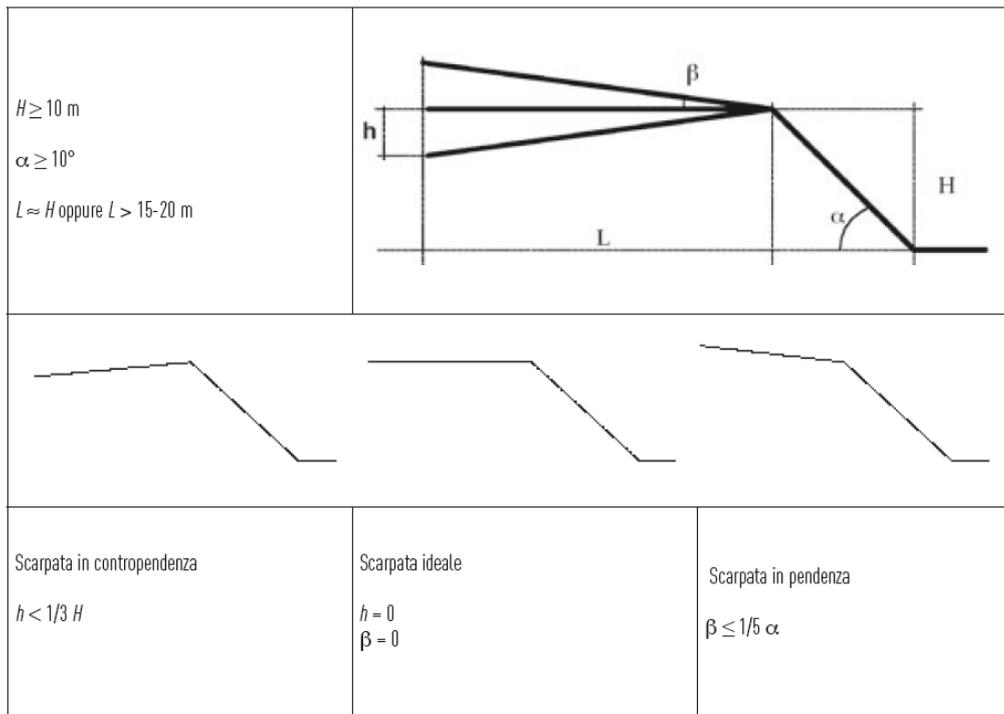


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

I criteri morfometrici e le soglie che connotano gli elementi morfologici di interesse, in quanto potenzialmente in grado di determinare condizioni di amplificazione sismica, suggeriscono come i concetti di scarpata o cresta normalmente utilizzati in ambito geomorfologico, richiedano nelle applicazioni finalizzate alla microzonazione un adattamento. Infatti, in geomorfologia si intende per scarpata una porzione di versante ad elevata acclività. Non esistono standard assoluti di riferimento circa l'angolo di inclinazione minimo per poter classificare un versante o una sua porzione come scarpata, ma è ben evidente come i valori di riferimento siano nell'ordine delle diverse decine di gradi.

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

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

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

### *Analisi delle pendenze*

Per l'individuazione degli elementi morfologici quali scarpate, creste e cime isolate sono stati realizzati degli elaborati intermedi, confrontando i quali è stato poi possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse, da condursi all'interno del perimetro del centro abitato.

Un primo elaborato preso in considerazione è il modello digitale di terreno ad alta risoluzione. A partire da questo, sono stati realizzati, lungo le principali direttrici di sviluppo dei centri abitati analizzati, alcuni profili topografici di inquadramento, utili al riconoscimento dei principali motivi topografici caratterizzanti l'area indagata (creste, rilievi isolati, pendii, scarpate).

Parallelamente, ricavando dal modello digitale di terreno la carta delle pendenze (Fig. 7.3) ed incrociandola con la base topografica in scala 1:10.000, è stato possibile individuare tutti gli allineamenti marcati da notevoli variazioni di pendenza in senso longitudinale. Le classi sono state individuate a partire dalla classe 0-15°, per incrementi successivi di 1/5 del valore soglia della classe precedente, cosicché ad ogni variazione di colore corrisponda una scarpata o pendio significativa in termini di pendenza (Fig. 7.4). 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).

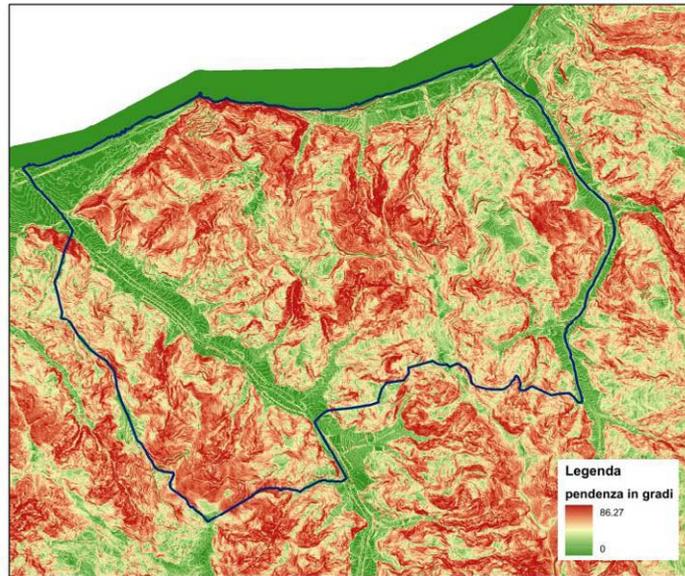


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

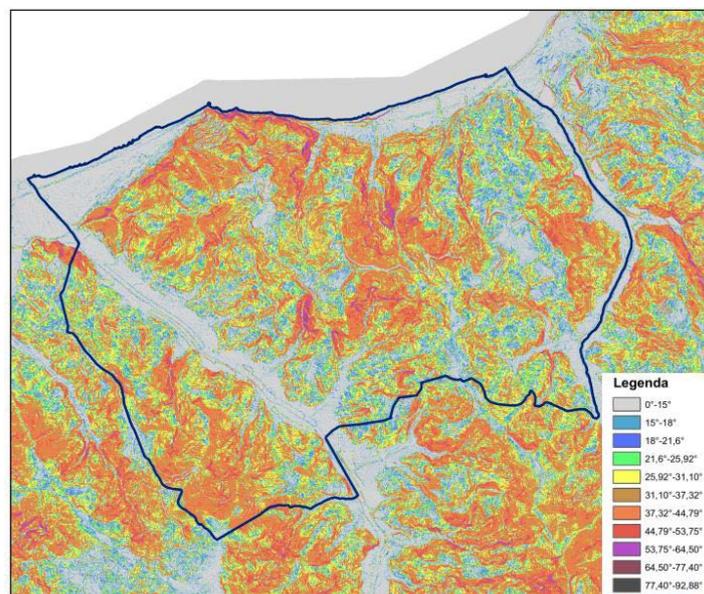


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

#### *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).

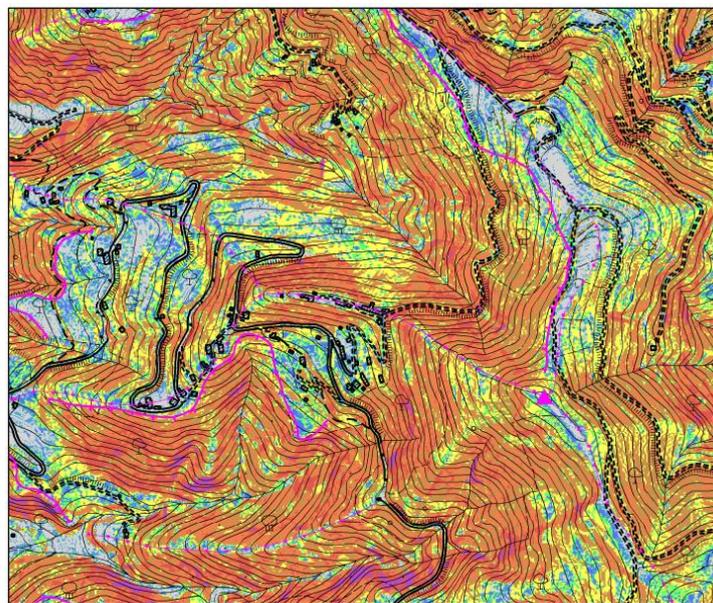
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze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



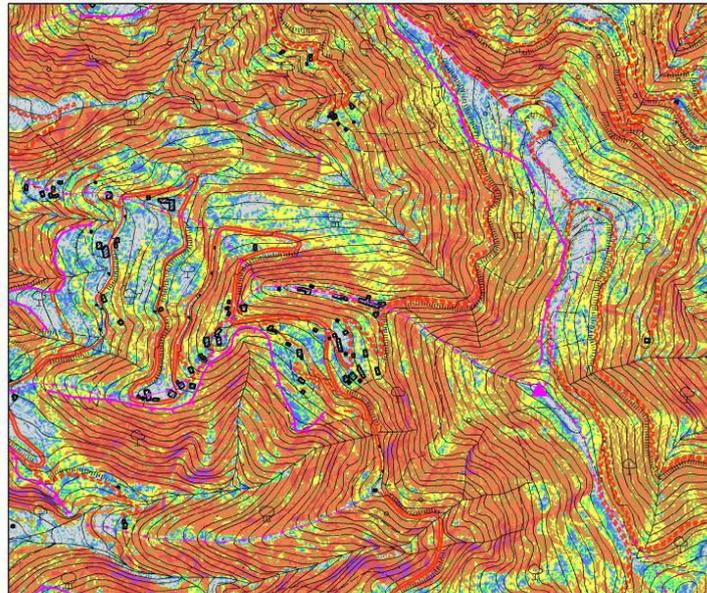
#### Legenda

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 altezza inferiore a 20 metri
— 5042 - scarpate con altezza superiore a 20 metri
— 5060 - creste
— elementi antropici

Fig. 7.6 – Sovrapposizione degli elementi antropici (esempio: Sant'Angelo di Brolo, Me).

#### 7.4. Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze

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

## 8. ELABORATI CARTOGRAFICI

### 8.1 Carta delle indagini

La carta delle indagini (Fig. 8.1) mostra l'ubicazione dei sondaggi e delle prove rese disponibili per lo studio di microzonazione

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

Per quanto riguarda la loro distribuzione, esse sono localizzate prevalentemente all'interno del centro urbano principale. In particolare ricadono all'interno dell'area perimetrata 19 indagini puntuali. Tra queste, 6 sondaggi a carotaggio continuo eseguiti nei pressi di via Vittorio Emanuele e di Santa Caterina (083070P26, 083070P27, 083070P28, 083070P29, 083070P30, 083070P31), hanno permesso di ricostruire, parzialmente la stratigrafia del substrato e lo spessore delle coperture e degli strati di alterazione, anche grazie al prelievo di campioni. In particolare, su quattro di questi sondaggi, i primi tre e l'ultimo, prima di essere attrezzati con tubi inclinometrici, sono state eseguite prove penetrometriche e misure di *down hole*.

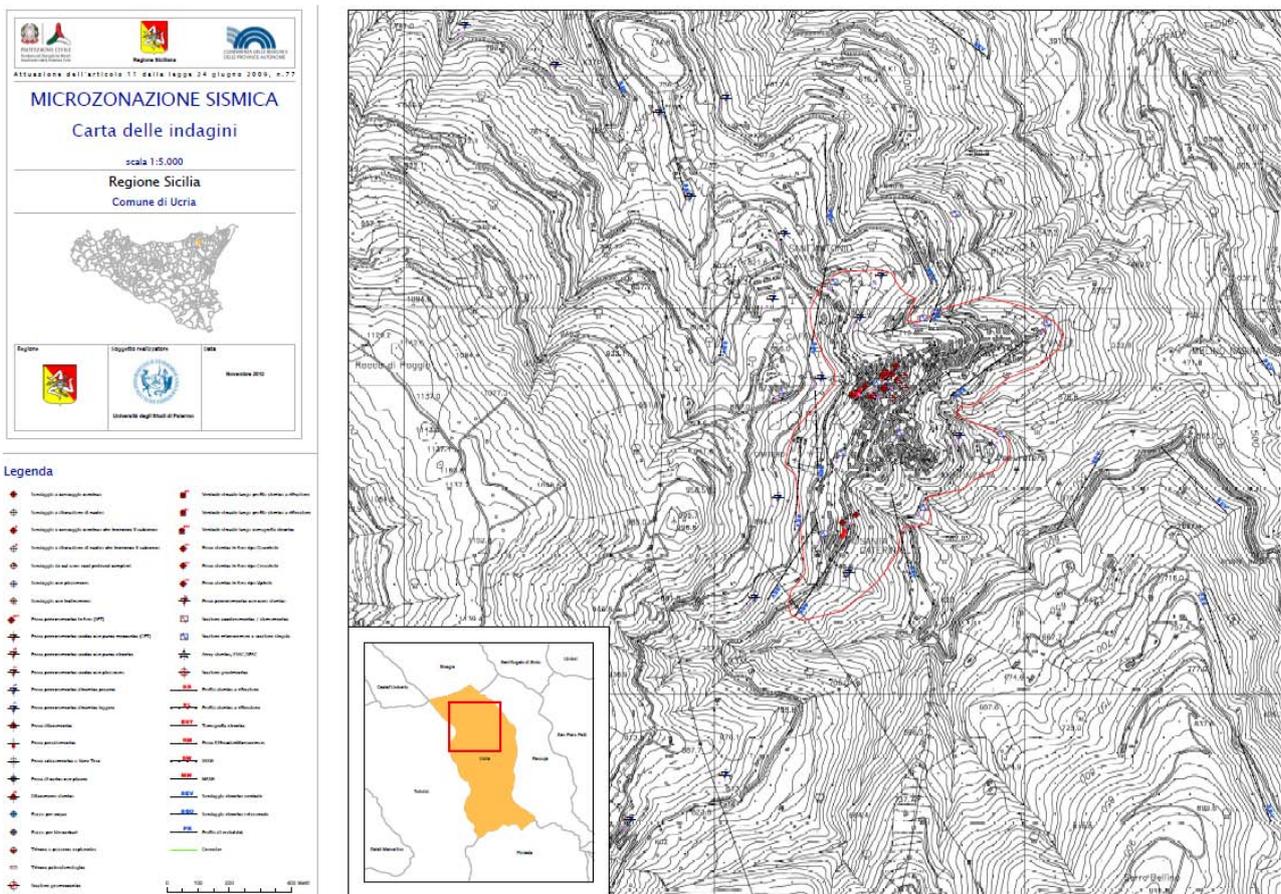


Fig. 8.1 – Riduzione della carta delle indagini di Ucria ed indicazione dell'area oggetto di microzonazione (v. PDF in cartella PLOT).

Questi dati, insieme agli 11 siti dove sono stati eseguite le acquisizioni dei microtremori a stazione singola (HVSr), distribuiti in modo piuttosto uniforme sia all'interno del centro urbano (n°9 indagini HVSr) che all'esterno dell'area perimetrata (n°2 indagini HVSr), sono stati utili per ricostruire la carta del tetto del bedrock sismico.

Tra le indagini lineari sono stati inoltre recuperati i dati riguardanti numerosi SEV (anche se di bassa attendibilità) di cui solo 8 ricadono in prossimità del centro urbano, 3 indagini MASW e 3 profili a rifrazione.

## 8.2 Carta Geologico-tecnica

La carta geologico – tecnica evidenzia come il territorio nel quale ricade il centro urbano di Ucria, sia costituito da un substrato geologico riconducibile ai terreni del Flysch di Capo d’Orlando, frequentemente caratterizzato da spesse coltri di natura detritica ed eluvio-colluviale.

**8.2.1. Il substrato geologico** è rappresentato da due principali unità litotecniche:

- alternanze litologiche (AL) costituite da arkose e arkose litiche grigio giallastre in strati da medi a spessi, cui si intercalano livelli medio spessi di argille marnose e conglomerati (Flysch di Capo d’Orlando). Questa unità che interessa gran parte dell’area di studio, presenta in superficie un elevato grado di alterazione tale da essere classificabile come substrato geologico non rigido stratificato (NRS).
- Granulare cementato (GR). Questa unità litotecnica è costituita dai conglomerati del Flysch di Capo d’Orlando ed interessa soltanto una modesta porzione del settore meridionale dell’area oggetto di studio. A causa dell’ elevato grado di alterazione la porzione superficiale di questa litologia è stata classificata come Substrato geologico non rigido non stratificato (NR).

**8.2.2. I terreni di copertura**, sono stati cartografati solo nei casi in cui lo spessore, valutato sulla base di sondaggi a carotaggio continuo, superava i 3 metri:

- Sabbie limose (SM). Questi terreni rappresentano estese coperture detritiche e di alterazione della facies arenacea del Flysch di Capo d’Orlando, che in alcuni casi raggiungono spessori significativi ai fini dei possibili effetti di amplificazione stratigrafica. Spesso all’interno dei depositi sabbioso limosi, si trovano elementi litoidi derivanti dalle stesse arenarie arkosiche del Flysch di Capo d’Orlando. La mappatura di questi terreni di copertura è da definire con maggiore precisione nelle fasi successive degli studi di microzonazione.

In Fig 8.2 sono presentate le stratigrafie di due sondaggi caratteristici dell’area studiata.

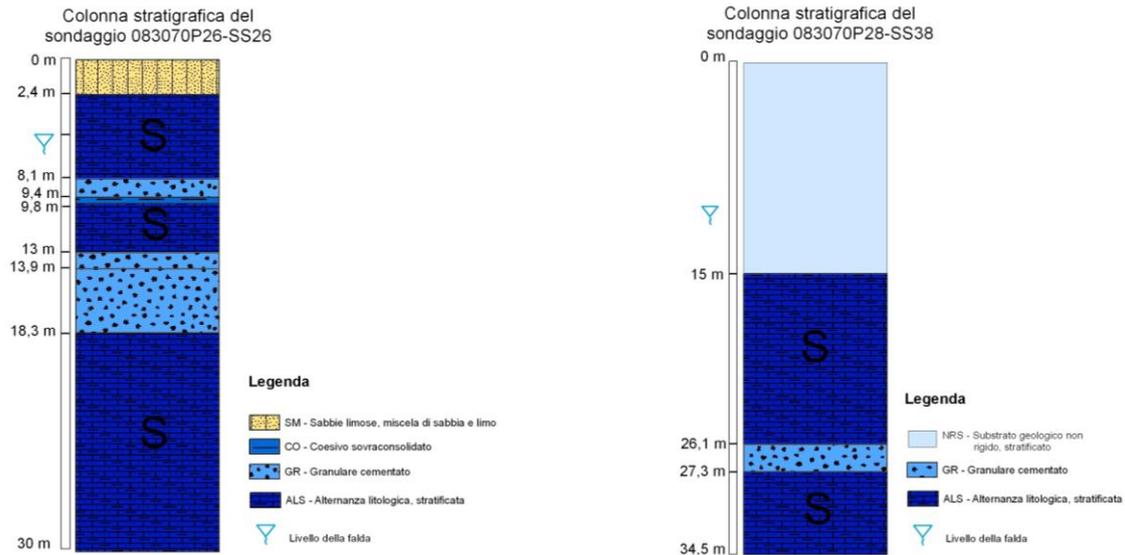


Fig. 8.2 Colonne stratigrafiche di due sondaggi significativi eseguiti presso il centro urbano di Ucria.

**8.2.3. I fenomeni di dissesto** indicati nella carta geologico tecnica sono stati ricavati dalle segnalazioni del PAI e sottoposti a verifiche al fine di dettagliare meglio la forma e la tipologia del fenomeno.

Il PAI segnala, per la zona nei dintorni del centro urbano di Ucria, i seguenti dissesti (Tab 8.1):

### ELENCO DEI DISSESTI CON RELATIVO LIVELLO DI PERICOLOSITÀ E RISCHIO

Sigla	Bacino Idrografico Area Intermedia	Comune	Località	CRI 1:10000	Tipologia	Attività	Pericolosità	Rischio
014-5UC-094	014 Fiumara di Naso	Ucria	Est Monte Castello	599150	1	A	4	4-3
014-5UC-095	014 Fiumara di Naso	Ucria	Sud Cimitero	599150	5	A	3	3
014-5UC-096	014 Fiumara di Naso	Ucria	Nord Cimitero	599150	5	A	3	3-2
014-5UC-097	014 Fiumara di Naso	Ucria	Torrente Praculla	599150	11	A	2	
014-5UC-098	014 Fiumara di Naso	Ucria	Santa Caterina	599150	5	Q	1	
014-5UC-099	014 Fiumara di Naso	Ucria	Est Santa Caterina	599150	2	A	3	
014-5UC-100	014 Fiumara di Naso	Ucria	Est Santa Caterina	599150	4	A	2	2
014-5UC-101	014 Fiumara di Naso	Ucria	Est Santa Caterina	599150	11	A	1	
014-5UC-102	014 Fiumara di Naso	Ucria	Sud Annunziata	599150	9	A	1	2-1
014-5UC-103	014 Fiumara di Naso	Ucria	C.da Callina	599150	5	Q	1	2-1
014-5UC-104	014 Fiumara di Naso	Ucria	Nord Depuratore	599150	4	A	2	
014-5UC-105	014 Fiumara di Naso	Ucria	Est Depuratore	599150	2	A	3	4-3
014-5UC-106	014 Fiumara di Naso	Ucria	Nord Depuratore	599150	11	A	1	
014-5UC-107	014 Fiumara di Naso	Ucria	Nord Depuratore	599150	8	A	1	
014-5UC-108	014 Fiumara di Naso	Ucria	Dx Torrente Praculla	599150	5	S	0	1
014-5UC-109	014 Fiumara di Naso	Ucria	Marzana-Feddo	599150	4	I	1	1
014-5UC-110	014 Fiumara di Naso	Ucria	Ponte Ragale	599150	5	I	1	1
014-5UC-111	014 Fiumara di Naso	Ucria	Via P. Bernardino	599150	2	A	3	4
014-5UC-112	014 Fiumara di Naso	Ucria	Vasile	599150	8	A	1	1

#### STATO DI ATTIVITÀ

A = Attivo  
I = Inattivo  
Q = Quiescente  
S = Stabilizzato artificialmente o naturalmente

#### PERICOLOSITÀ

0 = Bassa  
1 = Moderata  
2 = Media  
3 = Elevata  
4 = Molto elevata

#### RISCHIO

1 = Moderato  
2 = Medio  
3 = Elevato  
4 = Molto elevato

#### TIPOLOGIA

1 = Crollo e/o ribaltamento  
2 = Colamento rapido  
3 = Sprofondamento  
4 = Scorrimento  
5 = Faglia complessa  
6 = Espansione laterale DPGV  
7 = Colamento rapido  
8 = Area a franosità diffusa  
9 = Deformazione superficiale lenta (creep, soliflusso)  
10 = Calanchi  
11 = Dissesti dovuti a processi erosivi intensi

Tab 8.1 Elenco dei dissesti segnalati dal PAI

Ad ognuno di essi è stato ri-assegnato un ID\_i nello *shape file* Instab, secondo gli standard di archiviazione.

#### *ID\_i 1,2,3*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-096 del PAI, classificato come Frana complessa, attiva. Con tutta probabilità si intende un fenomeno di scorrimento rotazionale-colamento. Ciò che è possibile osservare (Fig. 8.3) è la presenza di tre fenomeni di colamento che scendono dal versante intersecando la strada. Di questi fenomeni, per la componente superficiale si ha evidenza chiara anche su street view (Fig. 8.4). Sulla stessa immagine si nota un muro di controripa realizzato a protezione della strada stessa.



Fig 8.3

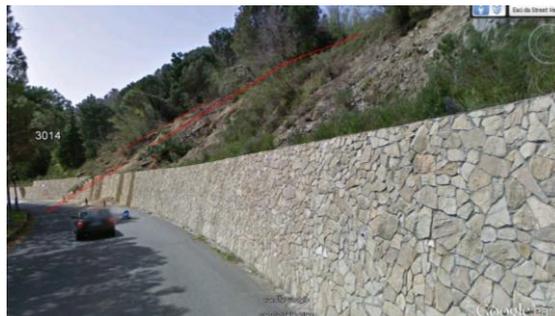


Fig. 8.4

#### *ID\_i 4, 5*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-095 del PAI, classificato come Frana complessa, attiva.

Viene tuttavia, sulla base delle osservazioni condotte, ri-mappato

#### *ID\_i 6*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-098 del PAI, classificato come Frana complessa, quiescente. Si tratta in realtà di un semplice colamento e se ne propone la ri-mappatura e ri-classificazione della tipologia di movimento.

#### *ID\_i 7, 8, 9*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-099 del PAI, classificato come colamento rapido, attivo.

Si segnala tuttavia la presenza di altri evidenti dissesti sullo stesso versante in sinistra anche più importanti per estensione (8 e 9).

#### *ID\_i 10*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-100 del PAI, classificato come scorrimento, attivo. Il fenomeno è confermato e mappato (vedi Fig. 4.1)



Fig. 8.5 – il fenomeno quattro mostra evidenti condizioni di attività

#### *ID\_i 11*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-101 del PAI, classificato come dissesto dovuto ad erosione diffusa, attivo. Il fenomeno è confermato e mappato.

#### *ID\_i 12*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-102 del PAI, classificato come deformazione superficiale lenta del suolo (tipo soliflusso), attivo. Il fenomeno è mappato e convertito in colamento superficiale.

#### *ID\_i 13, 14*

Il fenomeno corrisponde al censimento n. 014-5UC-103 del PAI, classificato come frana complessa (presumibilmente scorrimento-colamento), quiescente. Il fenomeno è mappato individuando due corpi di frana separati; inoltre sulla base delle osservazioni disponibili da street view, i segni lasciati sulla sede stradale sembrano suggerire di classificare il movimento come attivo (Fig 8.6).



Fig 8.6

**ID\_i 15,16**

I fenomeni si sviluppano sul fianco sinistro del fenomeno sette. Entrambi sono confermati e classificati come nel PAI (riferimenti 014-5UC-105 e 014-5UC-104, rispettivamente).

**ID\_i 17, 18, 20**

Il fenomeno dieci corrisponde al censimento n. 014-5UC-107 del PAI, classificato come area soggetta a franosità diffusa, attiva. Si accoglie e si estende la mappatura anche ad altri tre settori poco distanti.

**ID\_i 21**

Il fenomeno undici corrisponde al censimento n. 014-5UC-111 del PAI, classificato come colamento rapido attivo.

**ID\_i 22**

Il fenomeno undici corrisponde al censimento n. 014-5UC-112 del PAI, classificato come area soggetta a franosità diffusa, attiva.

Di seguito viene proposta la Carta geologico-tecnica compilata in base alle informazioni raccolte (Fig. 8.7)

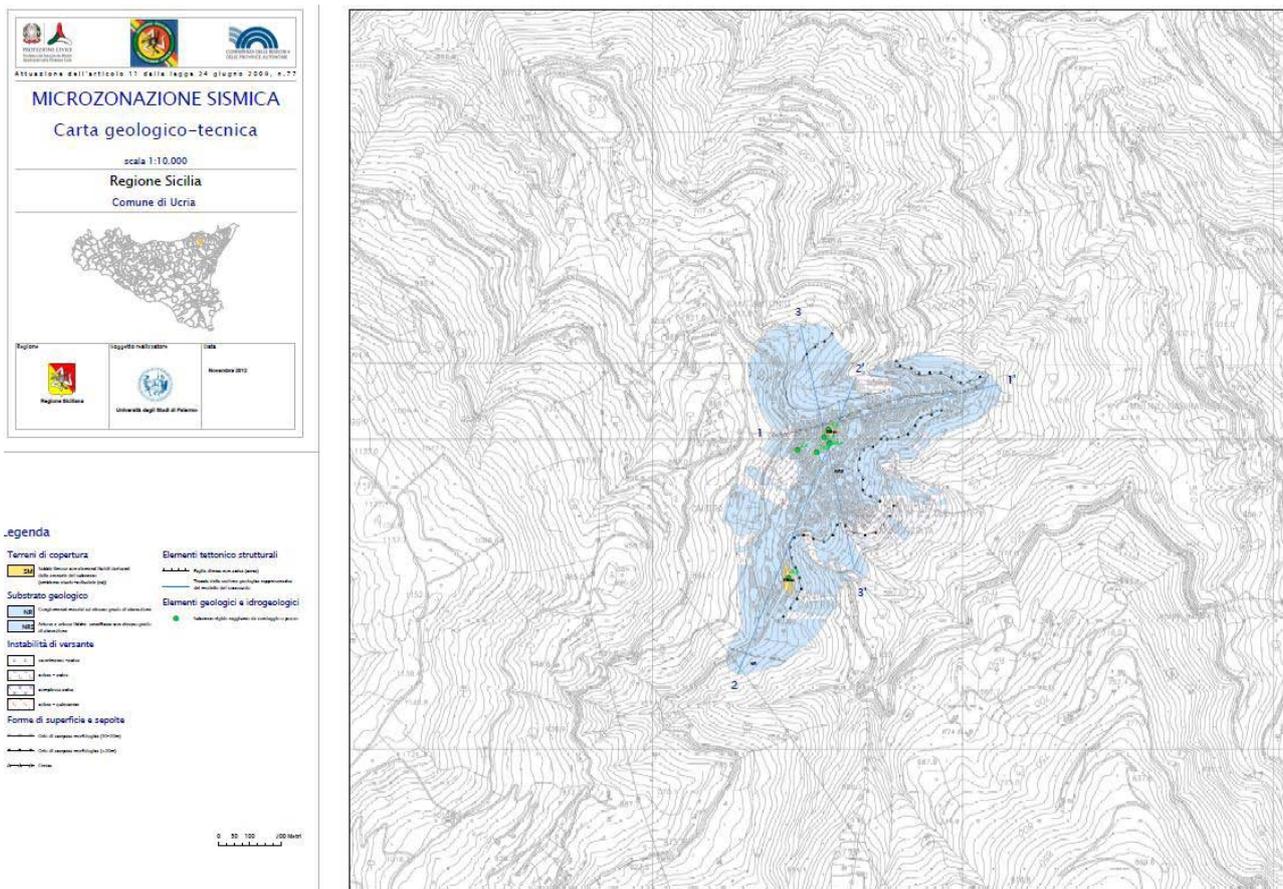


Fig. 8.7 – Riduzione della carta Geologico-Tecnica del Comune di Ucria(v. PDF in cartella PLOT).

### 8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

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

Gli effetti locali attesi nel centro urbano consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate cinque differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.29 e Tab. 8.2):

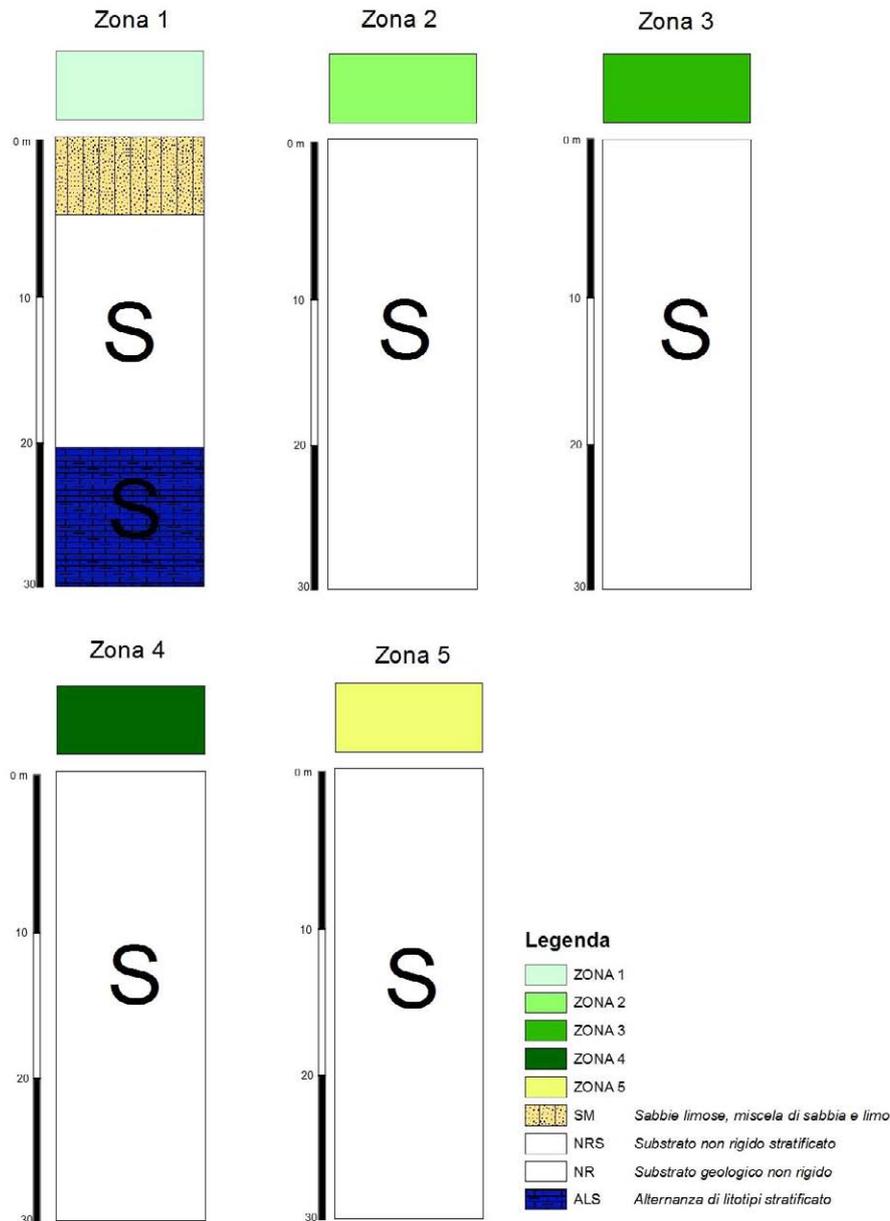


Fig. 8.8 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica.

**Zona 1:** Le amplificazioni per effetti stratigrafici sono legate alla presenza di coperture detritiche assimilabili a sabbie limose e miscele di sabbie e limi con elementi litoidi, superiori ai 3 metri di spessore. Tali zone, identificate come Zon 1, sono presenti presso contrada Santa Caterina e Via Vittorio Emanuele, e presentano una copertura fino ad almeno 5,5 m di spessore costituita da sabbie limose, miscela di sabbie e limi che poggiano su un substrato geologico non rigido

stratificato (NRS). Tale substrato derivante dall'alterazione del Flysch di Capo D'Orlando (ALS), in base alle osservazioni derivanti dai carotaggi continui e dalle indagini HVSR, in queste zone si raggiunge a profondità superiori ai 20 m in condizioni di minore alterazione.

**Zona 2:** Nel settore centrale dell'abitato, in prossimità del Municipio e della chiesa Madre, l'analisi digitale delle acclività risulta viziata dalle importanti alterazioni di natura antropica delle morfologie originarie, presentando, ad oggi bassi valori di inclinazione. L'assenza inoltre di indagini dirette, in quest'area, non consente una esatta definizione dello spessore della coltre di alterazione superficiale la cui presenza è tuttavia indicata dai valori ottenuti tramite indagini HVSR. Pertanto le possibili amplificazioni degli effetti sismici in quest'area per effetti stratigrafici e topografici andranno indagate con opportune indagini nei livelli successivi. Tale zona è stata identificata come Zona 2.

**Zone 3 e 4:** Nelle restanti porzioni del territorio, la natura del substrato geologico affiorante, identificato come non rigido stratificato (NRS) e non stratificato (NR), a causa dei fenomeni di alterazione, passa in profondità, generalmente superiore a 30 m, ad Alternanze Litologiche stratificate (ALS) di tipo pelitico – sabbioso, con intercalazioni decametriche di conglomerati, a nord e Granulare cementato (GR) costituito da sabbie e conglomerati, a sud. Per la maggior parte del territorio questa amplificazione di tipo stratigrafico si somma agli effetti provocati dalle elevate inclinazioni dei versanti. Pertanto si è individuata una vasta area classificata come Zona 3 e una porzione di modeste dimensioni, posta a sud del paese e classificata come zona 4.

**Zona 5** Questa zona identifica aree di possibile amplificazione per fattori stratigrafici e topografici. In particolare si tratta di una porzione territoriale nella quale è presente un substrato non rigido derivante dall'alterazione delle facies arenacee del Flysch di Capo d'Orlando, confinata tra due scarpate con altezza compresa tra i 10 – 20 m metri e > 20 m che bordano la cresta ad andamento ENE-WSW sulla quale si sviluppa il settore settentrionale del centro abitato.

Le zone considerate suscettibili di Instabilità sono quelle interessate da frane con differenti tipologie di movimento (colamenti, scorrimenti e frane complesse) e considerate dal PAI come attive o quiescenti.

Nella Tab. 8.2 sono riassunte le condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Ucria. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica.

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	SM Sabbie limose, miscela di sabbia e limo	Terreni di copertura > 3 m	Amplificazione stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 2	NRS Substrato non rigido affiorante caratterizzato da $V_s < 800$ m/s	Substrato non rigido affiorante	Amplificazione stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 3	NRS Substrato non rigido stratificato ( $V_s < 800$ m/s) in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m	Substrato non rigido affiorante	amplificazione topografica e stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)
Zona 4	NR Substrato non rigido non stratificato	Substrato non rigido affiorante	amplificazione topografica e	secondo livello (stima)

	(Vs < 800m/s) in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m		stratigrafica	amplificazione)
Zona 5	NRS Substrato non rigido stratificato(Vs < 800m/s) associato ad elementi morfologici quali creste e scarpate	Substrato non rigido affiorante	amplificazione topografica e stratigrafica	secondo livello (stima amplificazione)

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Tipo_f	Condizioni geologiche	DESCRIZIONE	Effetti attesi	Livello di approfondimento
301X	Instabilità di versante attiva	Scorrimenti, colate, frane complesse,	Instabilità	secondo livello ed eventuale terzo livello
302X	Instabilità di versante quiescente	Frane complesse	Instabilità	secondo livello ed eventuale terzo livello

Tab. 8.2 – Condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Ucria. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica.



#### Legenda

- Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali**
- 1 Zone 1: Terreno di governo > 1 m
  - 2 Zone 2: Substrato affiorante non rigido stratificato
  - 3 Zone 3: Substrato affiorante non rigido stratificato in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m
  - 4 Zone 4: Substrato affiorante non rigido stratificato in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m
  - 5 Zone 5: Area di pendio instabile con per frane complesse e scarpate
- Punti di misura di rumore ambientale**
- 6 Punt. di misura di rumore ambientale per microzonazione sismica
- Zone suscettibili di instabilità**
- 7 Instabilità di versante attivo
  - 8 Instabilità di versante quiescente
- Forme di superficie e soppita**
- 9 Contorno di superficie morfologica (DEM)
  - 10 Contorno di superficie morfologica < 10 m
  - 11 Contorno di superficie morfologica < 20 m
  - 12 Contorno di superficie morfologica < 30 m
- Traccia di sezione topografica**
- 13 Traccia di sezione topografica

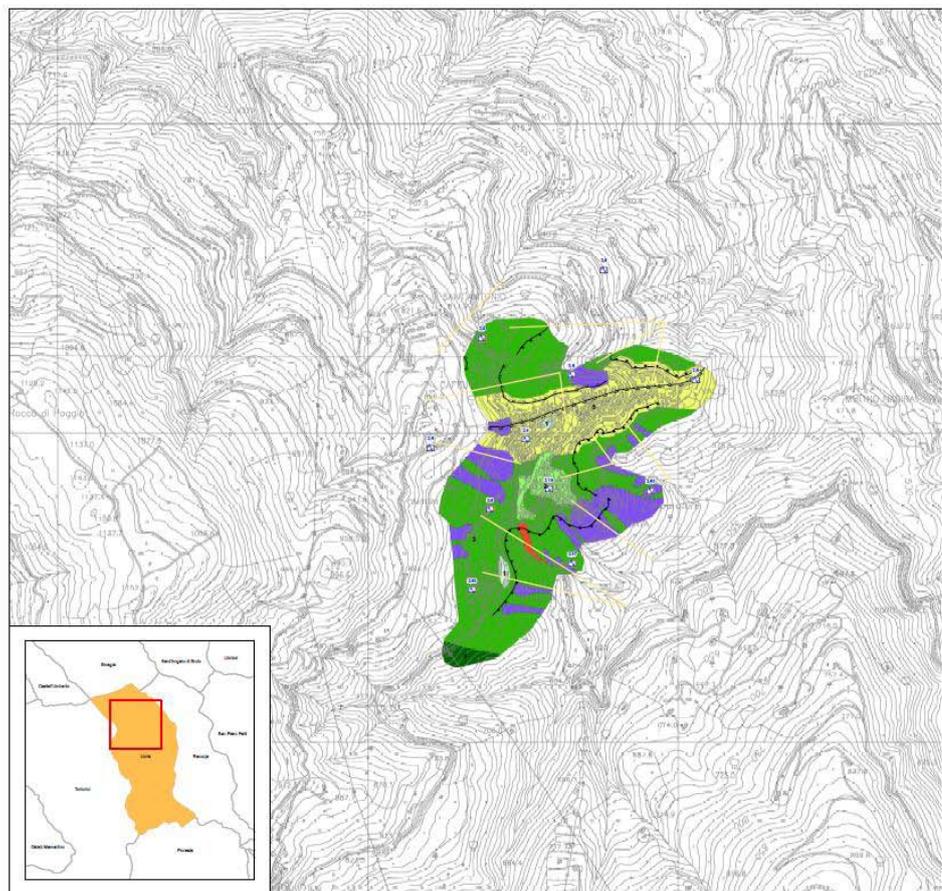


Fig. 8.9 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica di Ucria

### PROFILI TOPOGRAFICI DI DETTAGLIO

Nell'area del centro abitato di Ucria sono state riconosciute numerose scarpate. Ferma restando la continuità geomorfologica degli elementi topografici riconosciuti, è possibile procedere ad una descrizione degli stessi suddividendoli in base ad un criterio di continuità topografica. Al fine di individuare gli elementi morfologici in grado di esercitare, secondo gli standard ICMS (Bramerini *et al.*, 2008), un ruolo nella risposta sismica di sito, è stata dunque condotta una analisi topografica di dettaglio, limitatamente alla sola area del centro urbano, lungo profili topografici che intersecano ortogonalmente le principali scarpate e creste riconosciute (Fig. 8.10).

Nella tabella 8.3 vengono inoltre riportati i codici identificativi inseriti in banca dati nello shape *e\_lineari* corrispondenti ai profili topografici effettuati.

Profilo topografico	Codice identificativo in banca dati
A1	12
A2	15
A3	16
B1	13
B2	24
B3	17
C1	23
C2	18
C3	19
D	21
E1	14
E2	20
F	22

Tab. 8.3.

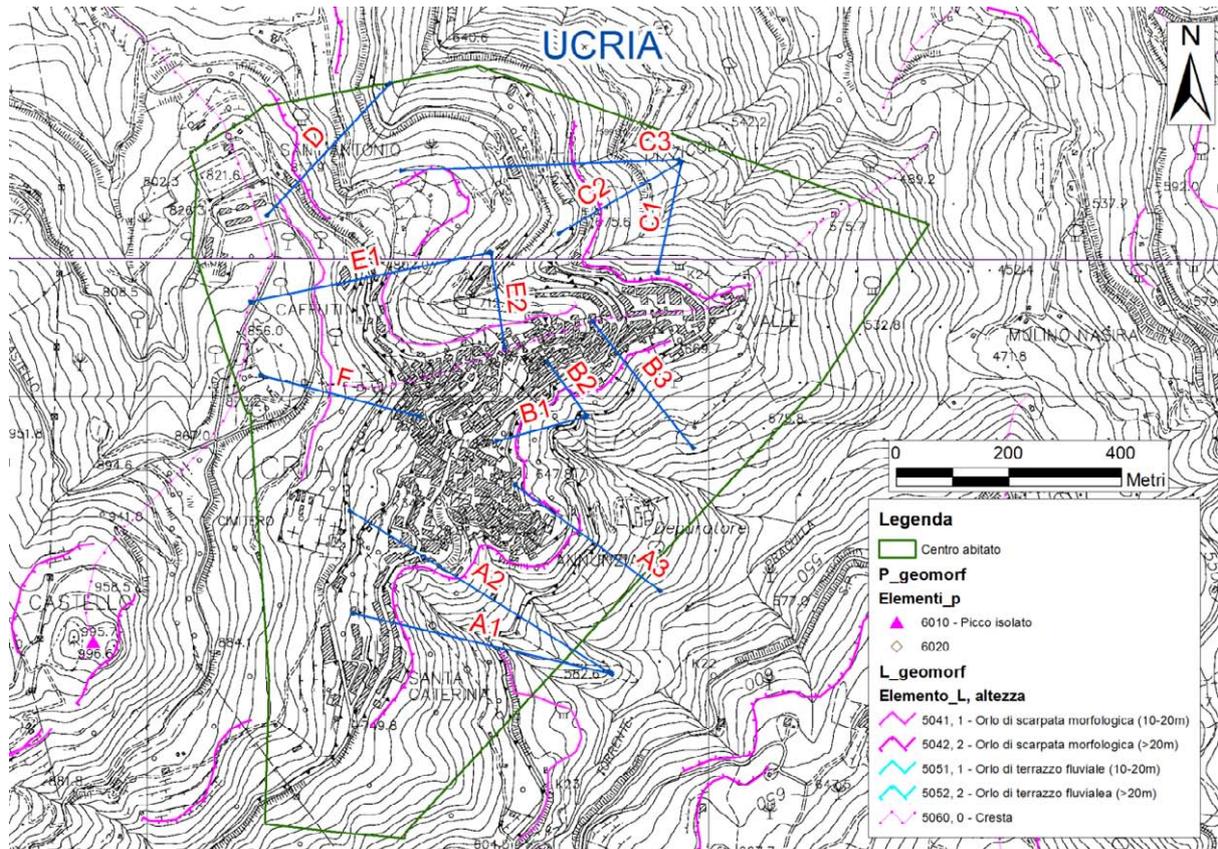


Fig. 8.10 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di inquadramento e di dettaglio.

Infatti, le irregolarità topografiche, pur nella semplicità di assetto geomorfologico del rilievo, fanno sì che l'analisi morfometrica possa essere condotta solo per profili rappresentativi, i quali possono consentire di riconoscere per ciascun elemento riconosciuto "caratteristiche estreme" (in termini di effetti di amplificazione).

L'alternarsi sui versanti delimitati dalle linee di scarpata riconosciute, di tratti in marcata incisione e di tratti in accumulo (falde di detrito), altera fortemente le caratteristiche geometriche delle scarpate stesse. A questo scopo, si sono eseguiti alcuni profili topografici a maggiore dettaglio, con campionamento della quota ogni 2m, che intersecano ortogonalmente gli elementi di sopra descritti, al fine di metterne in evidenza i parametri morfometrici utili per una caratterizzazione in termini di riposta sismica.

Di seguito si presenta una descrizione degli elementi intersecati, per ciascuno dei profili di dettaglio, fornendone anche i principali parametri morfometrici, indispensabili nella caratterizzazione microsismica.

Le linee di scarpata riconosciute all'interno dell'abitato di Ucria marcano, a monte, l'area di raccordo tra il rilievo di Monte Castello e la porzione di versante su cui sorge l'abitato e, procedendo verso la valle del Torrente Praculla, il tratto di versante su cui sorge l'abitato stesso.

#### Scarpata A (Fig. 8.11)

La linea di scarpata si trova all'estremità meridionale del centro abitato, in località Santa Caterina, con una lunghezza di 700 m, sviluppandosi con geometria concava in direzione media SO – NE, ad una quota compresa tra 680 m e 750 m s.l.m. La scarpata è stata analizzata realizzando tre profili di dettaglio: due immediatamente ai lati della concavità principale (A1 e A2), il terzo in corrispondenza del tratto rettilineo che ne costituisce la terminazione settentrionale (A3).



Fig. 8.11 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria A (vista frontale).

Il profilo Ucria A1 (Fig. 8.12) mette in evidenza la presenza, lungo il versante che separa l'area del centro abitato dalla valle del Torrente Pracculla, di una scarpata, con fronte superiore di estensione assai limitata, altezza notevole ( $H=128\text{ m}$ ) ed angolo al piede del fronte principale  $\alpha$ , pari a  $30^\circ$ .

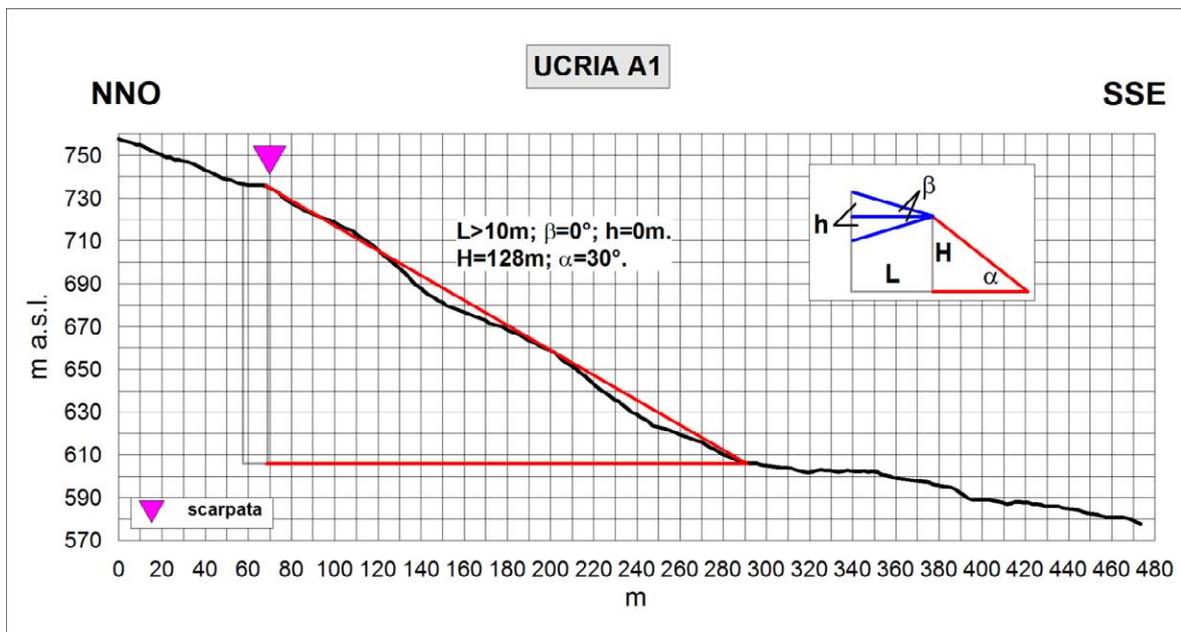


Fig. 8.12 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria A1.

Anche i profili Ucria A2 (Fig. 8.13) e Ucria A3 (Fig. 8.14) mostrano una scarpata con fronte superiore di estensione limitata, altezza notevole ( $H=160$  m, A2;  $H=120$  m, A3) ed angolo al piede del fronte principale  $\alpha$ , pari a  $23^\circ$  e  $30^\circ$ , rispettivamente.

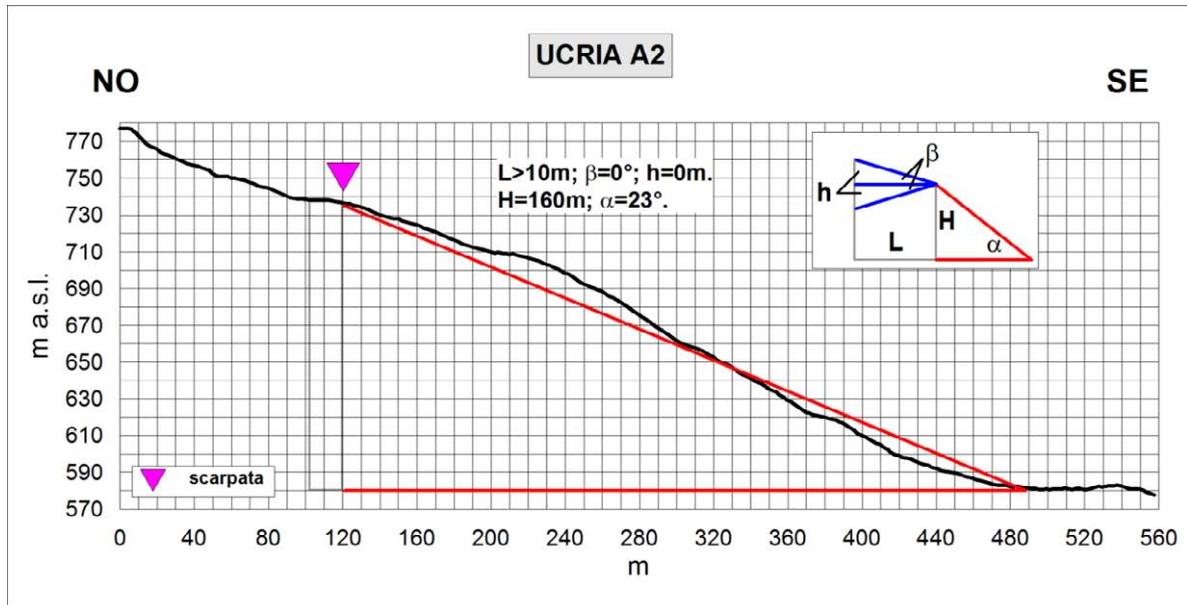


Fig. 8.13 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria A2.

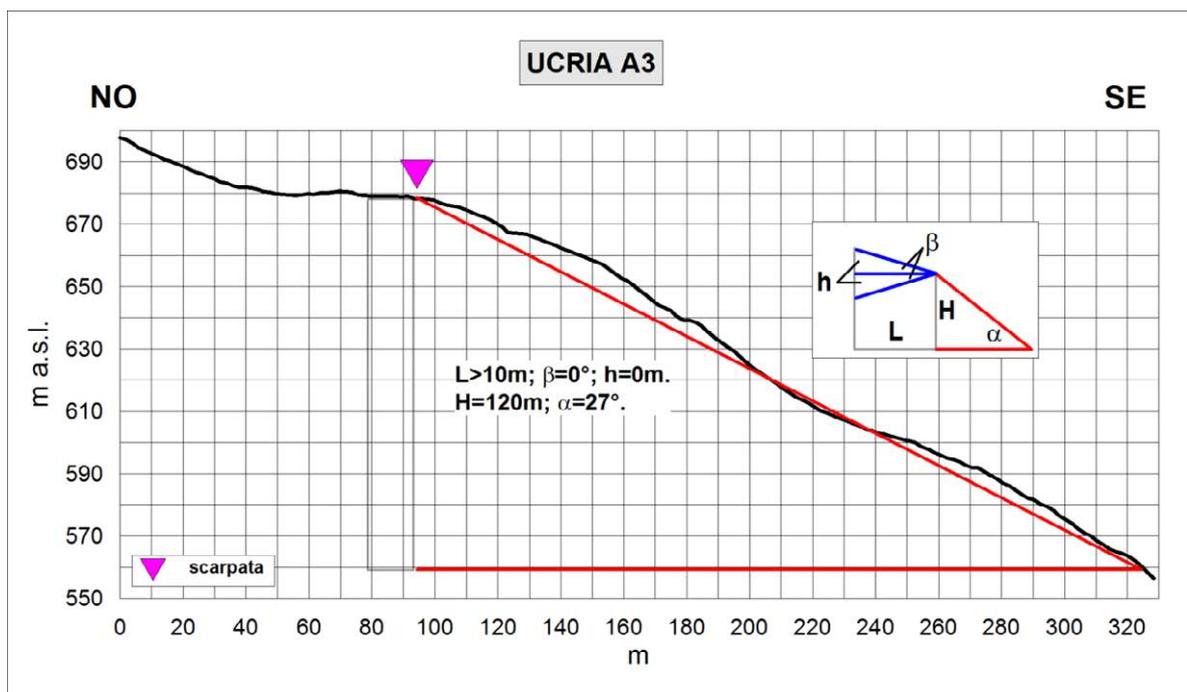


Fig. 8.14 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria A3.

### Scarpata B

La linea di scarpata si trova nel settore centrale del centro abitato, a limitare i versanti che in direzione orientale raccordano questo settore con la valle del Torrente Praccula (Fig. 8.15). La linea, procedendo da Sud verso Nord, presenta una geometria concavo-rettilenea ed

un'esposizione principale verso Sud-Est. La lunghezza dell'elemento morfologico, il quale si sviluppa quote comprese tra 700 m e 750 m s.l.m., è di circa 550 m.

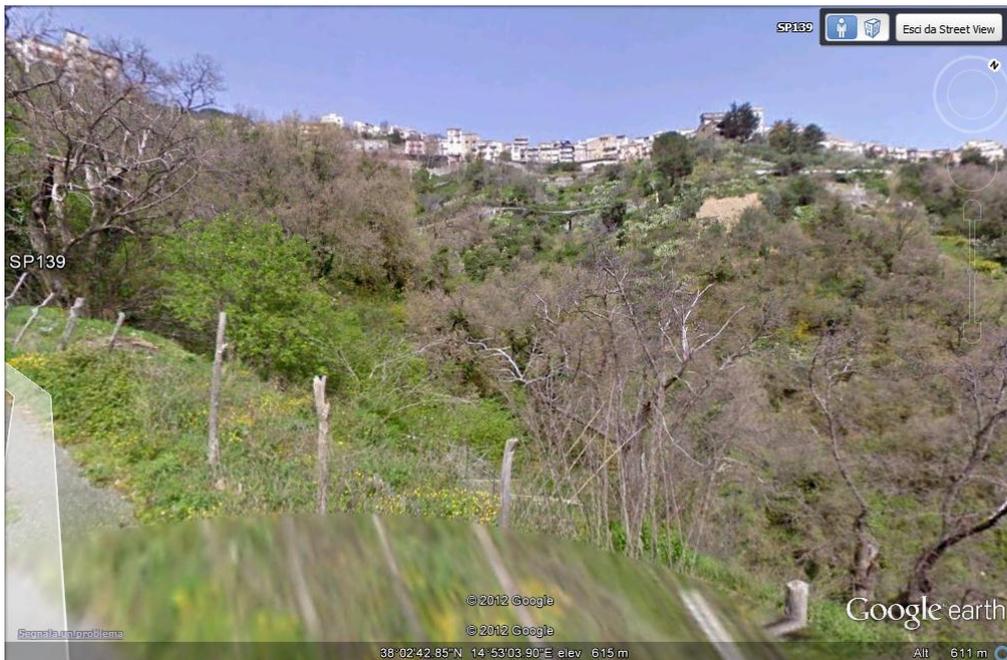


Fig. 8.15 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria B (vista frontale).

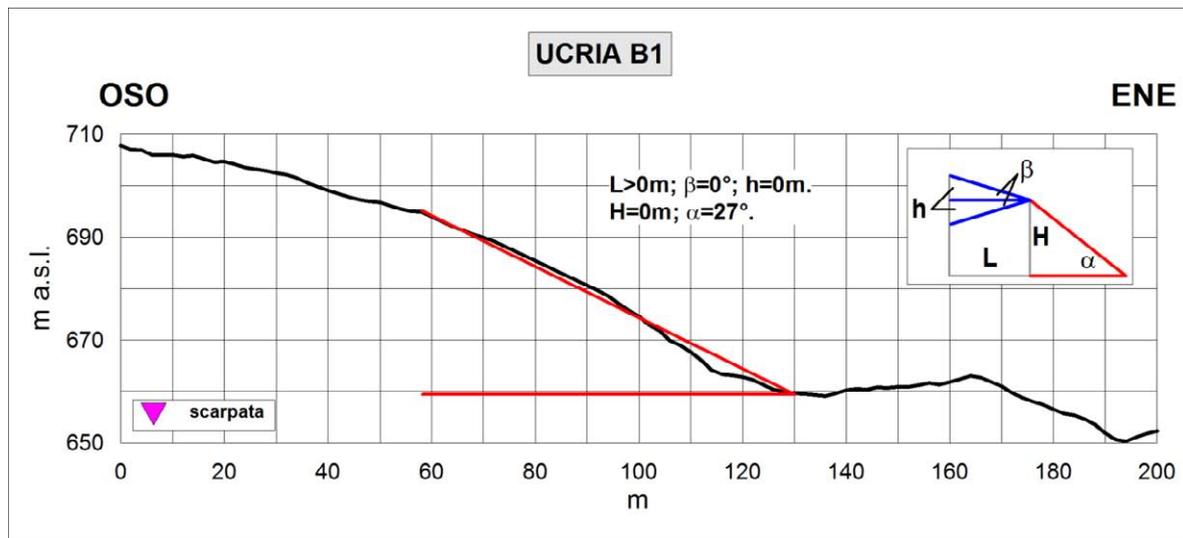


Fig. 8.16 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria B1.

La scarpata è stata analizzata realizzando tre profili di dettaglio: uno (B1), in corrispondenza del tratto concavo, uno nel tratto rettilineo (B3) ed uno nel tratto che raccorda i precedenti (B2). L'analisi dei tre profili (Figg. 8.16 – 8.17 – 8.18) mette in evidenza come la morfologia del territorio di Ucria sia tale, in questo tratto intermedio, da non dar luogo alla presenza di un fronte superiore di estensione almeno pari al minimo richiesto dagli standard (10 m). Per questa ragione, l'analisi morfometrica del versante limitato a monte dalla linea di scarpata B, mette in evidenza la sola presenza di versanti inclinati, con angolo al piede di 27°.

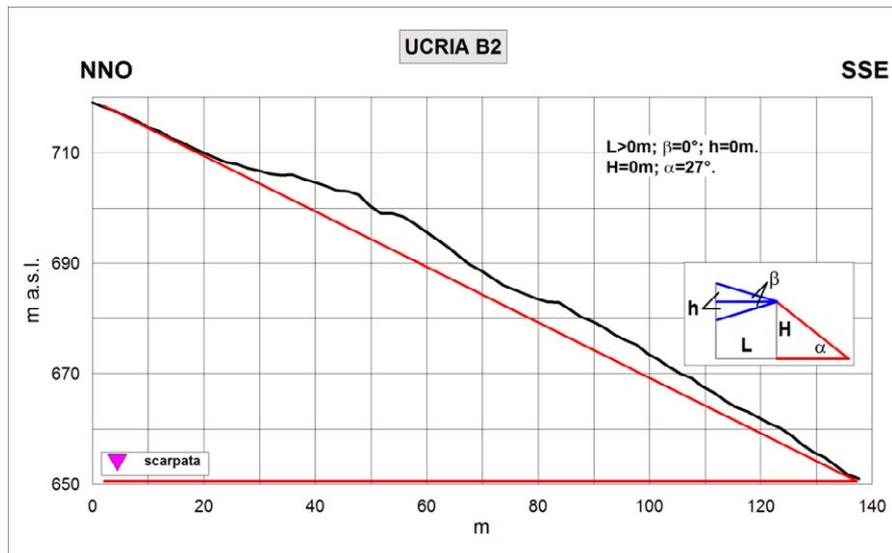


Fig. 8.17 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria B2.

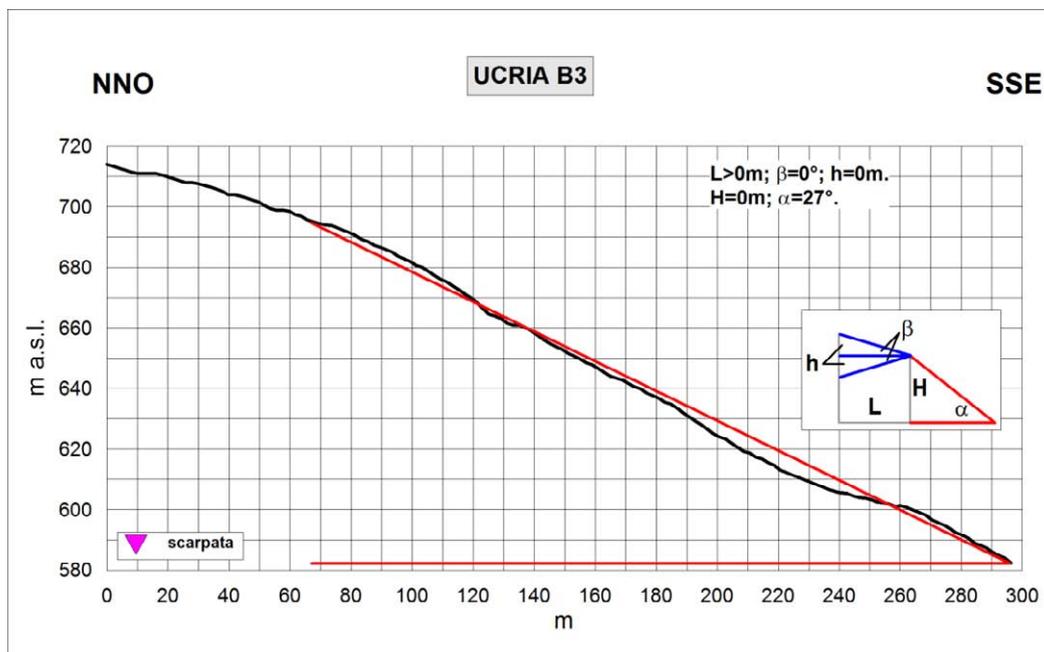


Fig. 8.18 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria B3.

### Scarpata C

La linea di scarpata si trova nel settore settentrionale del centro abitato, a limitare in località Pizzicola i versanti che in direzione nord-orientale raccordano questo settore con la valle del Torrente Praccula (Fig. 8.19).

La linea, procedendo da Sud verso Nord, presenta una geometria concava aperta con una lunghezza dell'elemento morfologico, il quale si sviluppa quote comprese tra 680 m e 720 m s.l.m., di circa 650 m.

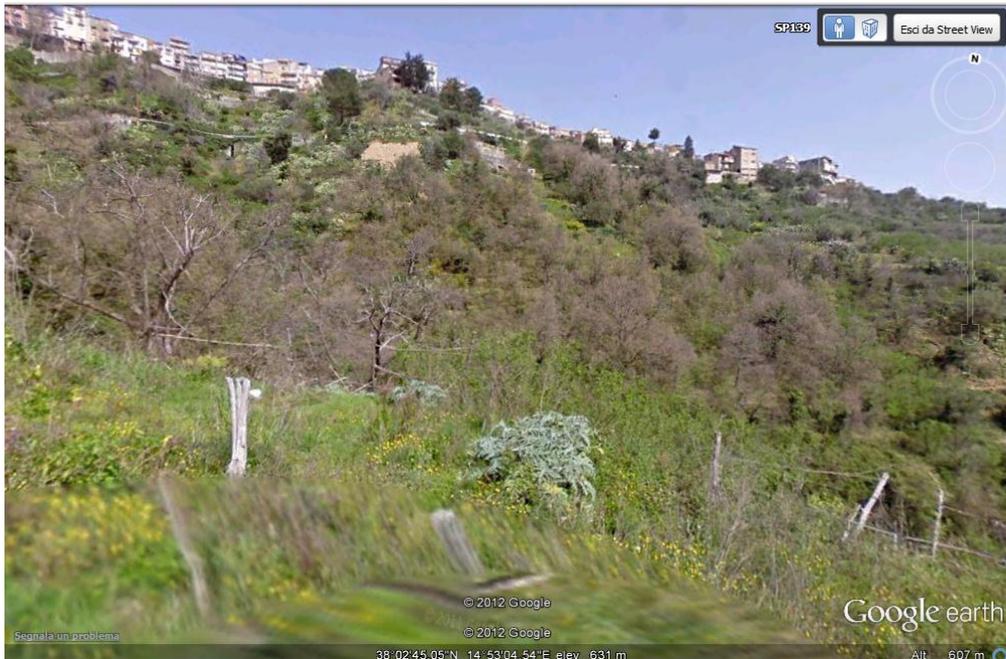


Fig. 8.19 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria C (vista dal piede del fianco destro).

La scarpata è stata analizzata realizzando tre profili convergenti verso valle, con direzione SSO-NNE (C1), SO-NE (C2) e E-O (C3).

I tre mettono in evidenza come, al variare dell'orientazione del profilo, allo stesso elemento morfologico possano essere invero associate differenti caratteristiche delle scarpate delimitate a valle.

Nel caso del profilo C1 (Fig. 8.20) non si riesce, come nel caso della linea di scarpata B, ad individuare un fronte superiore e, dunque, si riscontra la presenza di un versante semplice, inclinato al piede di  $29^\circ$ .

Il profilo C2 (Fig. 8.21) mostra invece un fronte superiore ( $L=20\text{ m}$ ) ed un'altezza della scarpata di  $85\text{ m}$ . L'angolo al piede del fronte principale  $\alpha$  è pari invece a  $24^\circ$ .

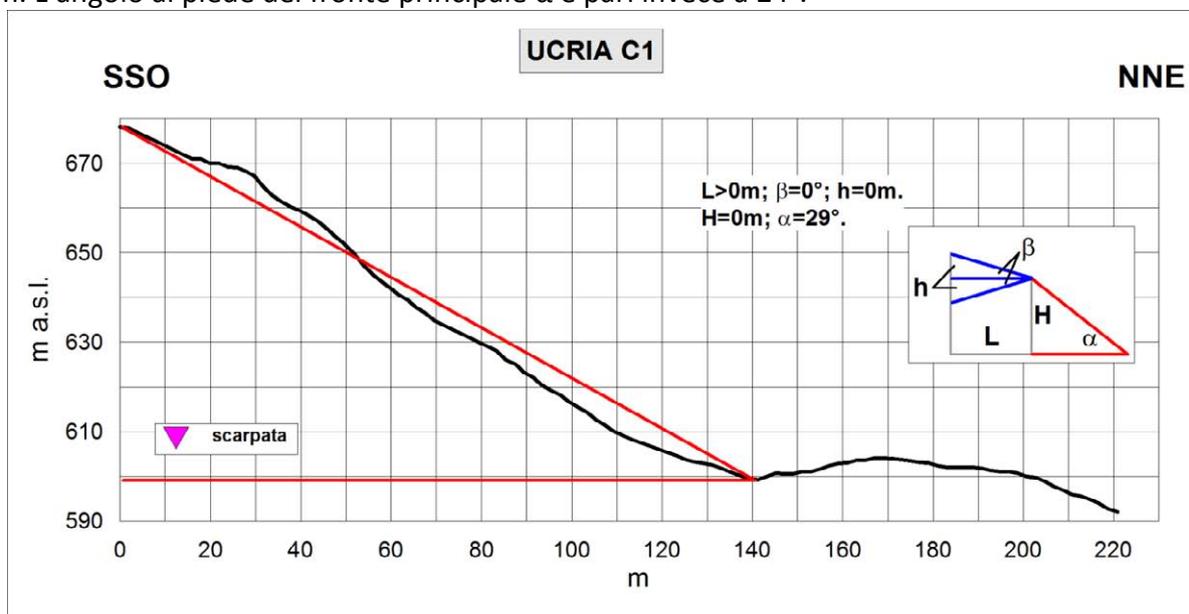


Fig. 8.20 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria C1.

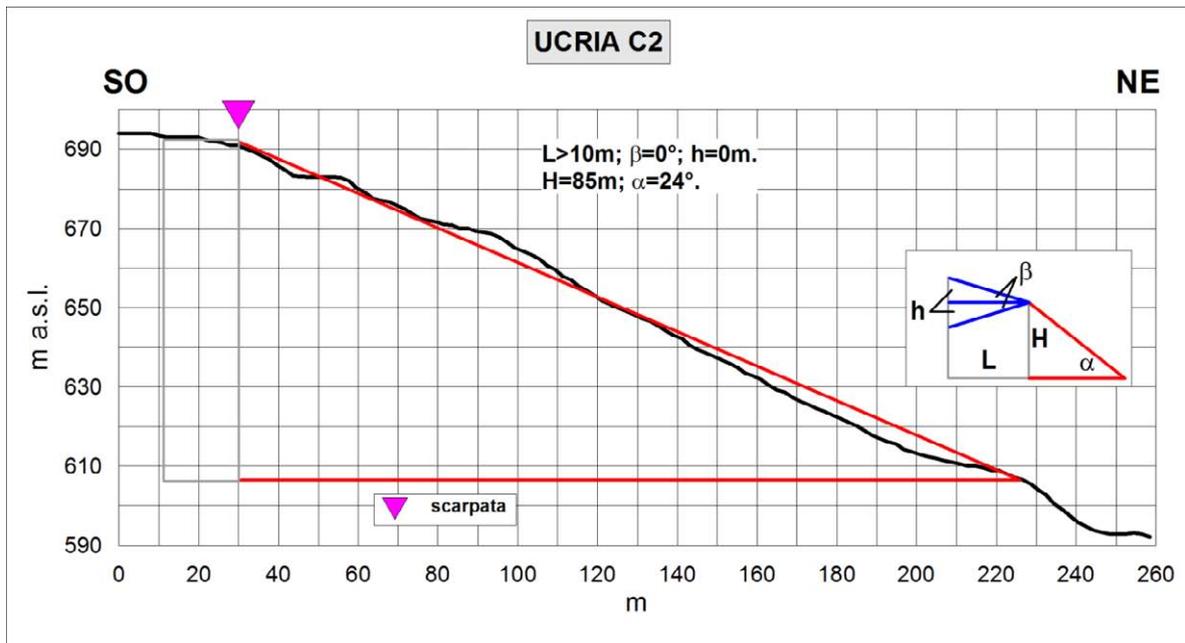


Fig. 8.21 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria C2.

Il profilo C3 (Fig. 8.22) presenta uno sviluppo assai articolato, consentendo di riconoscere tre elementi coniugati. Una scarpata ideale a monte, con fronte superiore ben sviluppato ( $L=50\text{ m}$ ) ed angolo al piede di  $24^\circ$ ; una scarpata in pendenza, con altezza pari a  $85\text{m}$  ed angolo al piede di  $28^\circ$ ; una scarpata ideale di altezza pari a  $28\text{ m}$  ed una angolo al piede di  $24^\circ$ . Le ultime due scarpate presentano un fronte superiore di circa  $30\text{ m}$ .

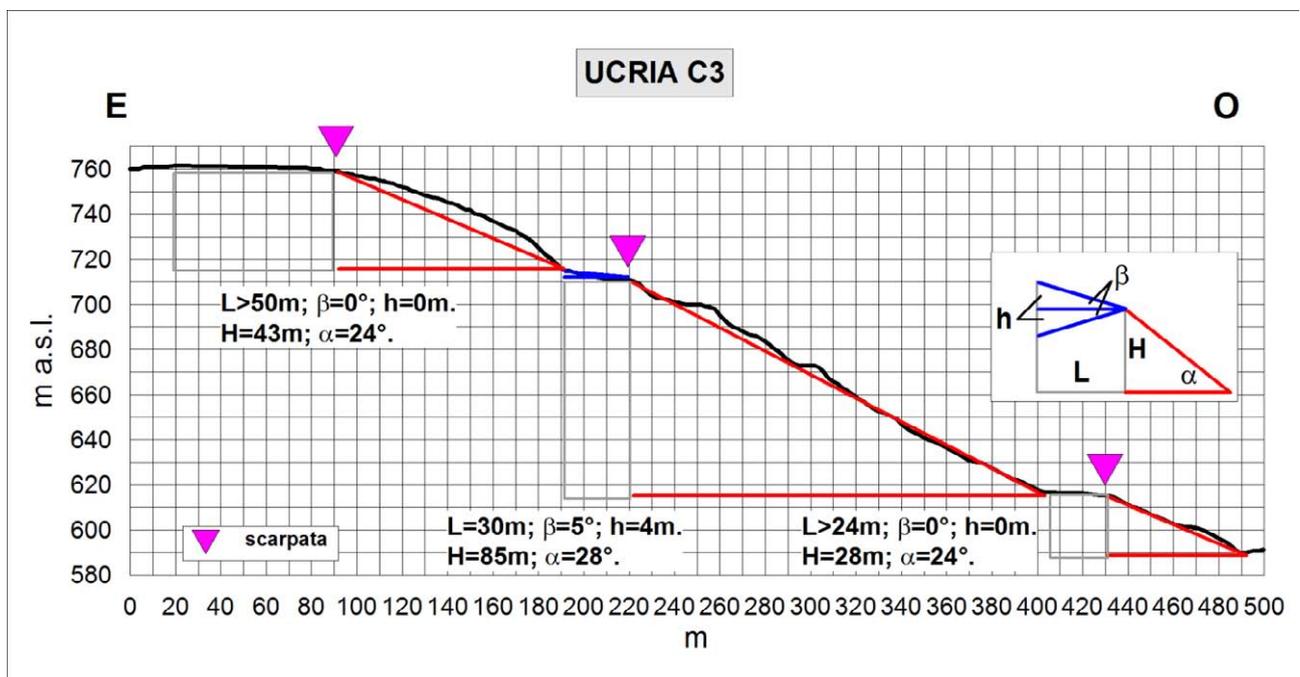


Fig. 8.22 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria C3.

### Scarpata D

La linea di scarpata si trova nell'estremità nord-occidentale del centro abitato, in località Sant'Antonio a limitare verso monte l'area su cui sorge il centro abitato (Fig. 8.23).

La linea, presenta uno sviluppo lineare, allungandosi in direzione SSE-NNO per circa 300 m, ad una quota compresa tra 780 m e 820 m s.l.m.

L'analisi della scarpata è stata condotta realizzando un profilo di dettaglio con direzione ortogonale alla direttrice di sviluppo dell'elemento morfologico (Fig. 8.24).

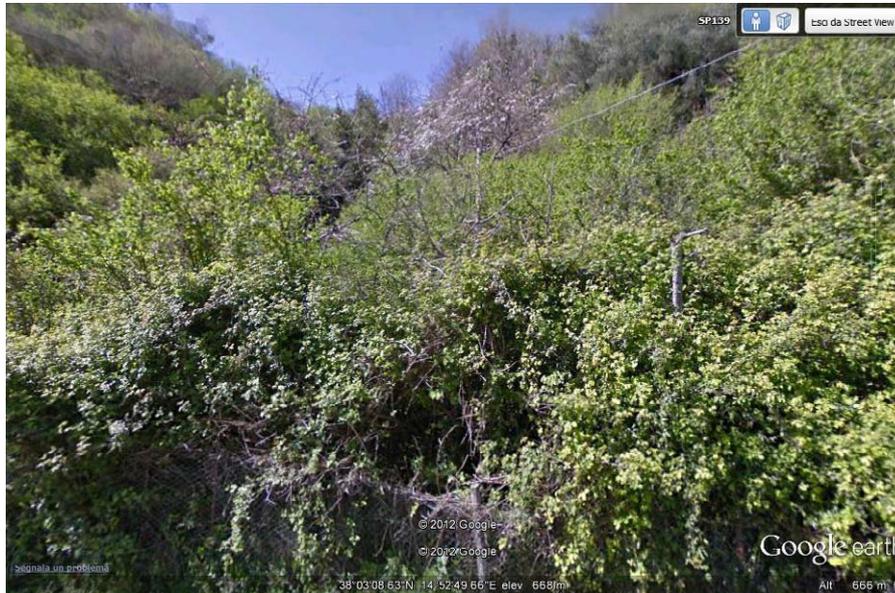


Fig. 8.23 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria D (vista dal piede).

L'analisi del profilo di dettaglio mette in evidenza come lungo il pendio che scende in direzione NE, mette in evidenza la presenza di due scarpate ideali indipendenti, posizionate alle quote di 812 m e 765 m s.l.m., rispettivamente. La scarpata più a monte presenta un'altezza di 34 m, con un angolo al piede  $\alpha$  di  $30^\circ$ , mentre quella più a valle è alta 76 m, con un angolo al piede del fronte principale minore ( $\alpha=25^\circ$ ).

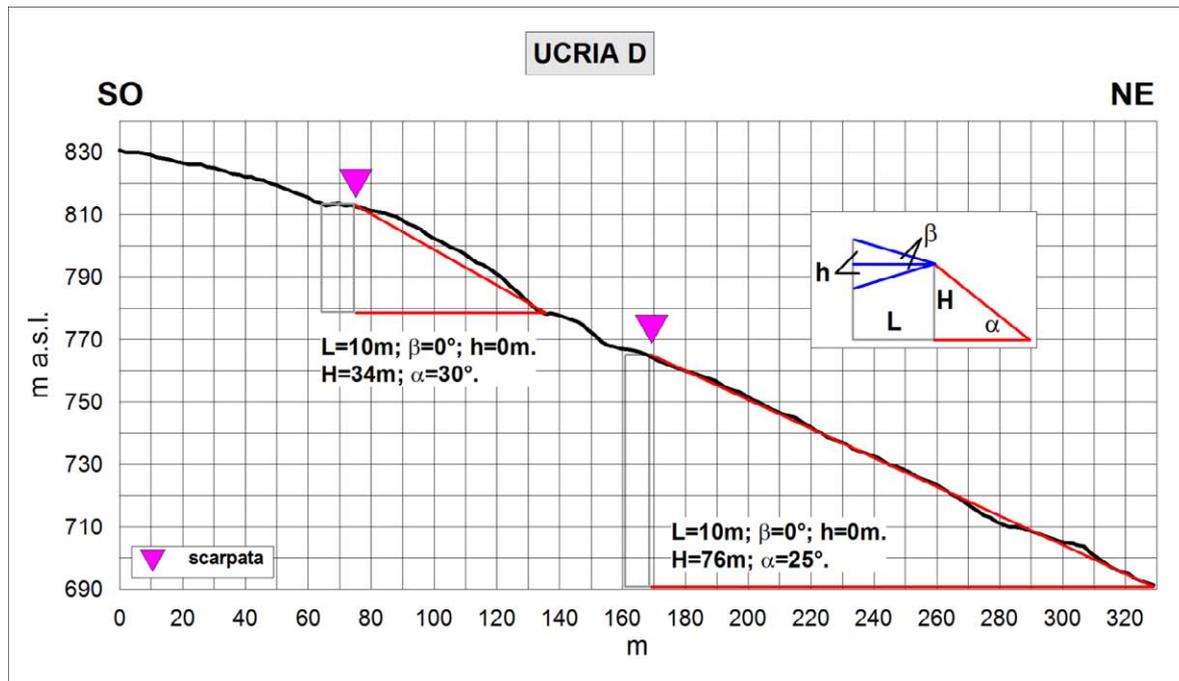


Fig. 8.24 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria D.

### Scarpata E

La linea di scarpata presenta forma curvilinea concava, con una lunghezza di circa 550 m e limita la porzione più alta del centro abitato verso Nord (Fig. 8.25). La linea di scarpata si sviluppa da una quota minima di 700 m s.l.m., nelle sue porzioni estreme, mentre nel settore centrale raggiunge gli 800m s.l.m.

La scarpata E è stata analizzata eseguendo due profili di dettaglio.

Il profilo E1 (Fig. 8.26), attraversa la linea di scarpata nel suo tratto più settentrionale, in direzione ESE-ONO. Il profilo invero inizia più a monte, poco prima della linea di scarpata F, attraversando poco più a valle la linea di scarpata E. vengono dunque messe in evidenza due scarpate ideali coniugate, aventi altezza pari a 10 m e 73 m rispettivamente, con angoli al piede del fronte principale di 36° e 19°.

Il profilo E2 (Fig. 8.27) attraversa invece solamente la linea di scarpata E, risalendo nel suo tratto terminale lungo un impluvio. L'analisi del profilo mette in evidenza la presenza di una scarpata alta 38m, con un angolo al piede del fronte principale di 26°.



Fig. 8.25 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria E (fronte superiore sinistro).

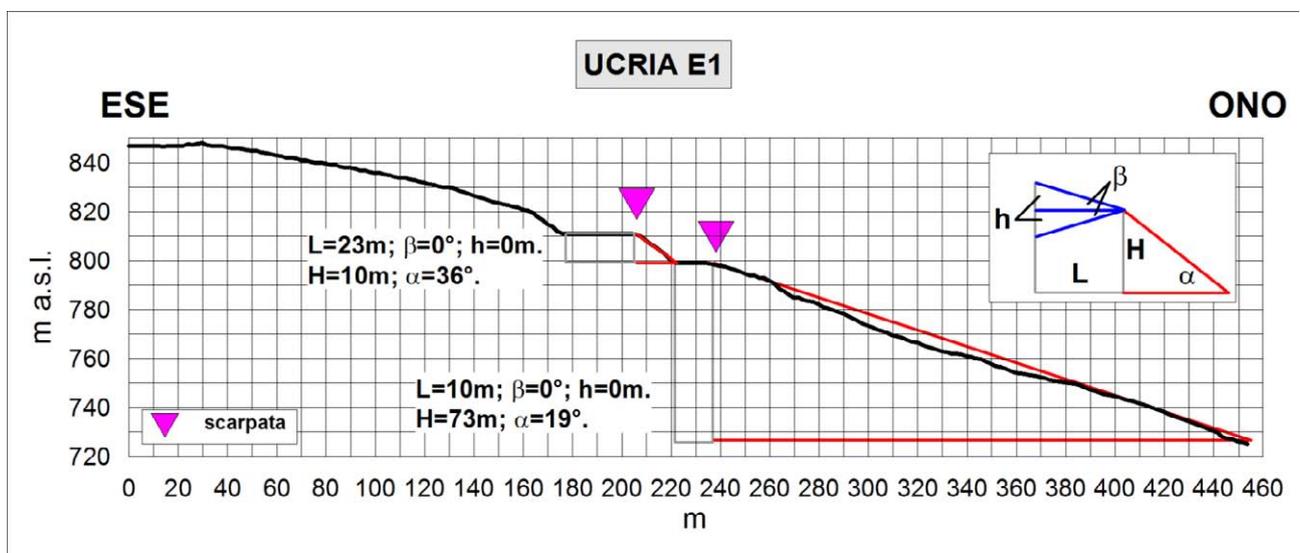


Fig. 8.26 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria E1.

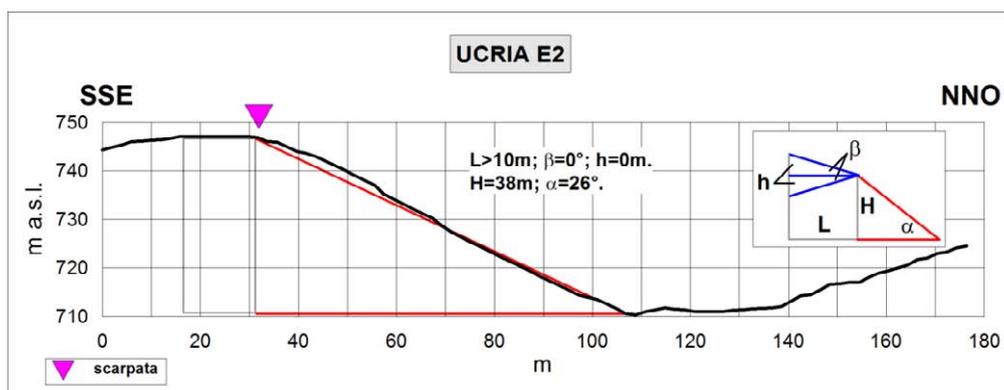


Fig. 8.27 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria E2.

### Scarpata F

La linea di scarpata si allunga per circa 550 m in direzione S-N, nell'estremità occidentale del centro abitato, unendo l'area del cimitero comunale alla località Sant'Antonio (Fig. 8.28).

La linea di scarpata è stata analizzata realizzando il profilo di dettaglio F nel suo settore meridionale. Allo stesso tempo, la scarpata limitata dalla linea F, è attraversata dal profilo di dettaglio E1.

Il profilo F (Fig. 8.29), mette in evidenza la presenza di un sistema di tre scarpate ideali coniugate, aventi altezza, da monte verso valle di 23 m, 42 m e 38 m ed angoli al piede del fronte principale di  $16^\circ$ ,  $28^\circ$  e  $26^\circ$ . La lunghezza del fronte superiore è decrescente da monte verso valle:

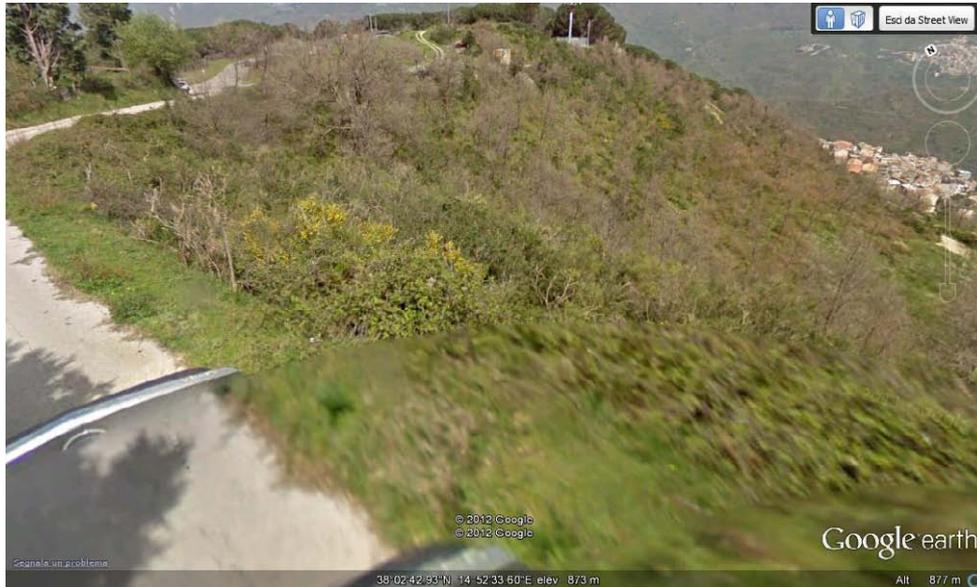


Fig. 8.28 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata Ucria F (fronte superiore destro).

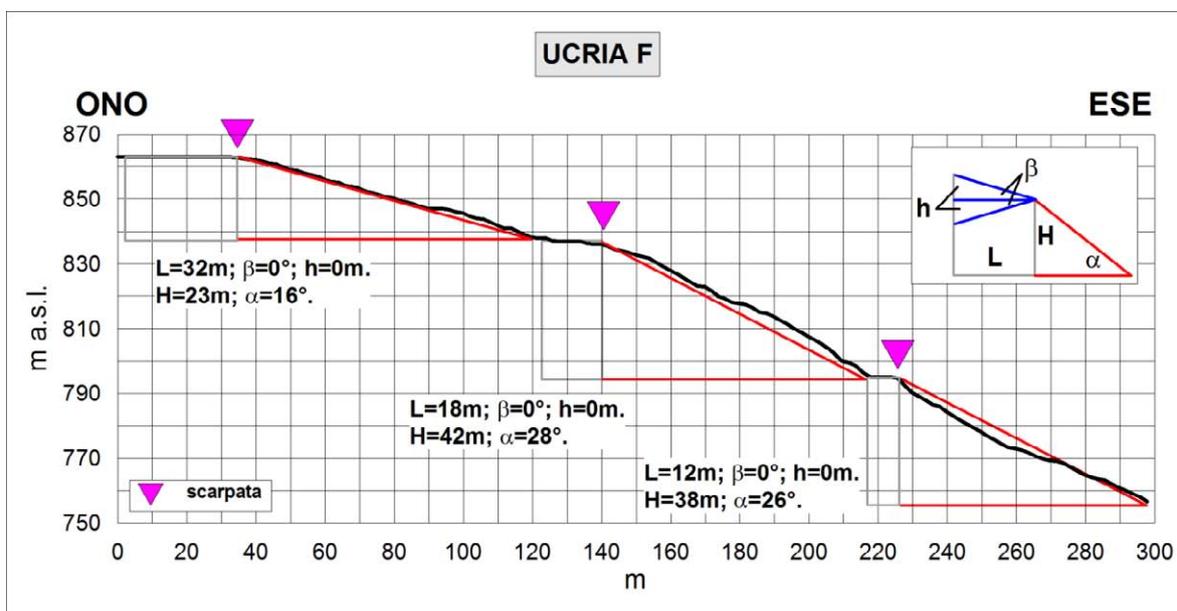


Fig. 8.29 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Ucria F.

## 8.4. Carta delle frequenze

Tutti i punti di misura HVSR eseguiti nel territorio del comune di Ucria mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico del suolo in bassa frequenza (0.86 -2.63 Hz) e quindi di scarso interesse ingegneristico se non per manufatti di grandi dimensioni.

In quasi tutte le misure HVSR, ad esclusione del punto 083070P36-HVSR60, si evidenzia infatti la presenza di un massimo compreso nel range 2.19-2.63 Hz. Il punto 083070P36-HVSR60 mostra invece un picco ad una frequenza minore (0.86 Hz)

È stata inoltre evidenziata anche un'ampia porzione del territorio analizzato (nella parte settentrionale del centro urbano) caratterizzata da possibili fenomeni di amplificazione su più alte frequenze (nell'intervallo 4-7.34 Hz) di maggiore interesse per la pianificazione territoriale.

Si evidenzia inoltre la presenza di fenomeni di amplificazione ad alta frequenza in alcuni punti di misura (083070P34-HVSR58, 083070P36-HVSR60, 083070P37-HVSR61, 083070P38-HVSR62) di scarso interesse ai fini di una pianificazione territoriale.

Tutte le frequenze riconosciute sono state riportate in una mappa delle frequenze di vibrazione misurate in sito attraverso l'esecuzione di prove HVSR (Fig. 8.30).

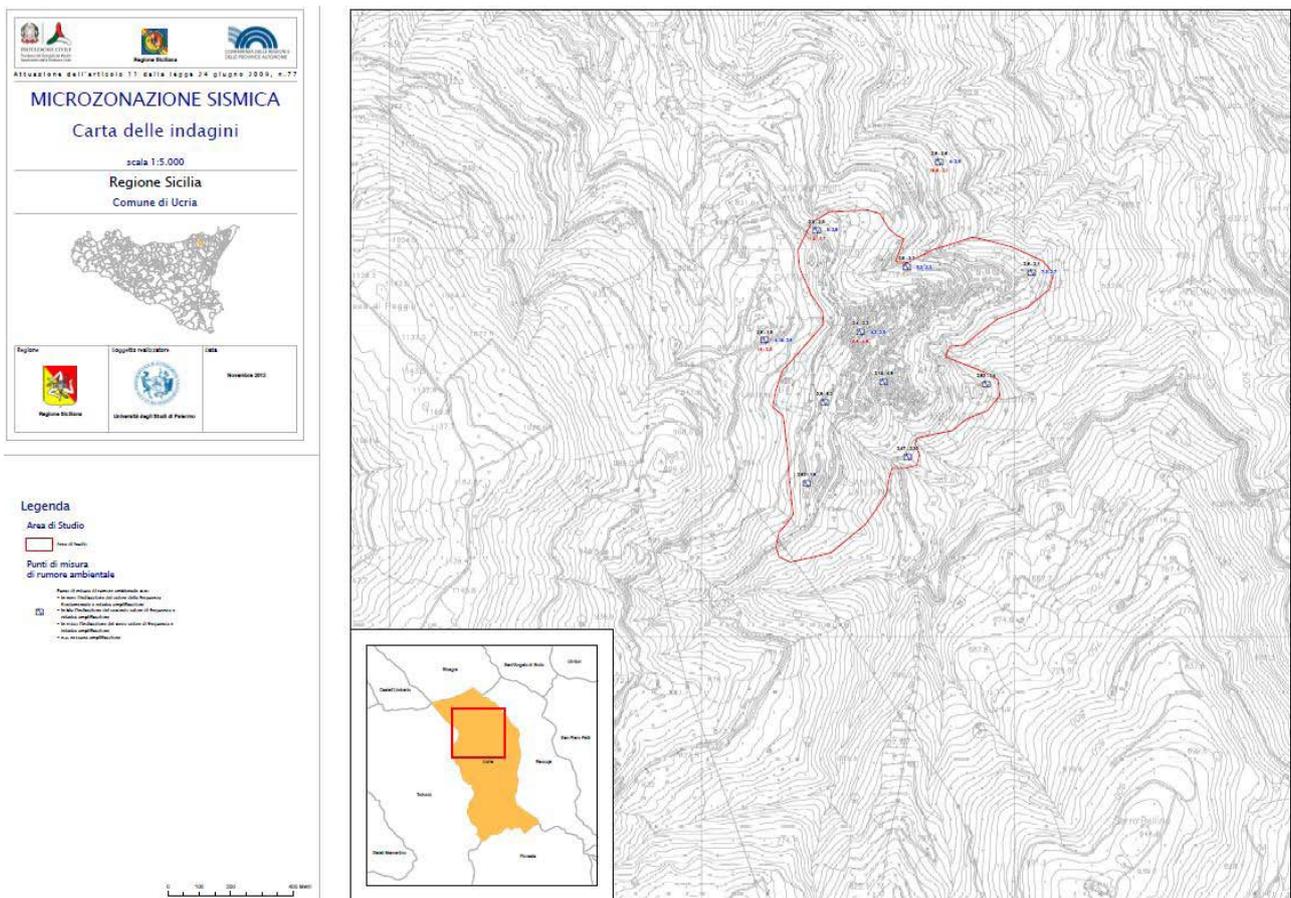


Fig. 8.30 – Riduzione della carta delle frequenze (v. PDF in Cartella PLOT).

## **9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI**

Nell'area del territorio comunale di Ucria 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 rhegmatic-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) - "Pilo-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](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**