

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI “G. d’Annunzio”
Chieti-Pescara**

SCUOLA SUPERIORE “G. d’Annunzio”

DOTTORATO DI RICERCA IN

Engineering, Earth and Planetary Sciences

Curriculum: Earth and Planetary Sciences

CICLO XXXVII

*ANALISI DELLA SUSCETTIVITÀ DA FRANE DA CROLLO NEL CONTESTO DI AREE
SISMICHE E VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ: CASI DI STUDIO IN AMBIENTI
MONTANI, COLLINARI E COSTIERI (REGIONE ABRUZZO, ITALIA CENTRALE)*

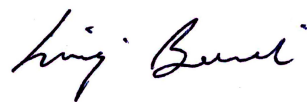
Dipartimento di Ingegneria e Geologia

Settore Scientifico Disciplinare GEOS-03/A

Dottorando
Dott. Valerio Piattelli



Coordinatore
Prof. Luigi Berardi



Tutor
Prof. Tommaso Piacentini



Elenco delle pubblicazioni

Durante il periodo del Dottorato, i seguenti articoli sono stati pubblicati su riviste internazionali. Si elencano, inoltre, i contributi a convegni nazionali ed internazionali.

Articoli

Piattelli V., Cinosi J., Paglia G., Mancinelli V., Esposito G., Miccadei E. (2025). Geomorphological Analysis, Rockfall Susceptibility, and Preliminary Hazard Assessment: Case Studies from the Abruzzo Region (Central Italy). *Earth Systems and Environment*. <https://doi.org/10.1007/s41748-024-00545-3>.

Cinosi J., Piattelli V., Paglia G., Sorci A., Ciavattella F., Miccadei E. (2023). Rockfall susceptibility assessment and landscape evolution of San Nicola Island (Tremi Islands, Southern Adriatic Sea, Italy). *Geosciences*, 13(11): 352. <https://doi.org/10.3390/geosciences13110352>.

Piattelli V., Cinosi J., Esposito G., Mancinelli V., Paglia G., Ciaglia S., Colasante P., Defilippis D., de Iure F., Desiderio S., Dezio L., Di Cecco F., Di Cesare B., Di Croce N., D'Intino J., Di Zio D., Donatelli V., Faieta D., Gagliardi M., Giuliani C., Innamorato L., Luciani A., Mantanera P., Molaro L., Montebello A., Moschella P., Pica J., Santucci G., Soldano M., Spedaliere D., Sticca S., Troilo P., Troisi C., Varisco G., Zeppa M., Buccolini M. & Miccadei E. (2023). Geomorphological analysis of San Nicola Island (Tremi Islands, Southern Adriatic Sea). Results from the 2021 and 2022 Environmental Geomorphology field camps of the MSc in Geological Sciences and Technologies of Earth and Planets (University 'G. d'Annunzio' of Chieti-Pescara). *Journal of Maps*. <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2164748>.

Mascioli F., Piattelli V., Cerrone F., Cinosi J., Kunde T. & Miccadei E. (2023). Sediments and bedforms of the Harle tidal inlet (Wadden Sea, Germany). *Journal of Maps*, 19(1). <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2154175>.

Romano E., Bergamin L., Berto D., Chiocci F. L., Miccadei E., Paglia G., Piattelli V., Pierfranceschi G., Rampazzo F., Sorci A., Taddei Ruggiero E. (2023). Geomorphological, sedimentological, and ecological characterization of marine caves from Capraia Island (Tremiti Archipelago, southern Adriatic Sea, Italy): An integrated approach. *Marine Geology*, 455: 106952. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106952>.

Carabella C., Cinosi J., Piattelli V., Burrato P., Miccadei E. (2022). Earthquake-induced landslides susceptibility evaluation: a case study from Abruzzo Region (Central Italy). *Catena*, 208. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105729>.

Contributi a Convegni

Zei C., Tarabusi G., Ciuccarelli C., Mariotti D., Baranello S., Sgattoni G., Piattelli V., Cinosi J., Piacentini T., Miccadei E., Burrato P. Earthquake-induced landslides: from historical data to new empirical relationships. Abstract book of the 6th World Landslide Forum, 14-17 novembre 2023, Firenze, p. 585.

Burrato, P., Parrino, N., Piacentini, T., Zei, C., Tarabusi, G., Cinosi, J., Piattelli, V., Miccadei, E. Mapping Earthquake Induced Landslide Hazard in Italy. Abstract book of the 6th World Landslide Forum, 14-17 novembre 2023, Firenze, p. 297.

Piattelli, V., Zei, C., Cinosi, J., Ciuccarelli, C., Tarabusi, G., Piacentini, T., Burrato, P., Miccadei, E. New empirical relationships relating earthquake induced landslides density and seismological parameters derived from the Italian historical earthquake record. Abstract book of the XXI INQUA Congress 2023, 13-20 July 2023, Roma, p. 835. <https://doi.org/10.5281/zenodo.12749221>.

Mascioli F., Piattelli V., Cerrone F., Cinosi J., Kunde T., Miccadei E. Seabed sediment and geomorphological mapping in a tidal coastal area: case studies from the Wadden Sea (Germany). In: Chiocci F.L., Budillon F., Innamorati G., Loreto M.F., Senatore M.R., Sulli A. (eds.). Abstract Book della Società Geologica Italiana, “La geologia marina in

Italia, Quinto convegno dei geologi marini italiani – Roma, 14-15 febbraio 2023”, p. 46.
<https://doi.org/10.3301/ABSGI.2023.01>.

Paglia G., Piattelli V., Bergamin L., Chiocci F.L., Miccadei E., Pierfranceschi G., Romano E. Coastal geoforms supporting marine habitat diversity: examples from Capraia Island (Tremi Archipelago, southern Adriatic Sea, Italy). In: Chiocci F.L., Budillon F., Innamorati G., Loreto M.F., Senatore M.R., Sulli A. (eds.). Abstract Book della Società Geologica Italiana, “La geologia marina in Italia, Quinto convegno dei geologi marini italiani – Roma, 14-15 febbraio 2023”, p. 50. <https://doi.org/10.3301/ABSGI.2023.01>.

Cinosi J., Zei C., Piattelli V., Ciuccarelli C., Tarabusi G., Piacentini T., Miccadei E., Burrato P. Earthquake Induced Landslides (EILs) occurrence and earthquake parameters: new empirical relationships developed using the updated CFTI historical dataset. Abstract book of the 41st National Conference of the GNGTS, “Geophysics for the future of the Planet”, 7-9 February 2023. <https://doi.org/10.13120/2tf2-1j75>.

Cinosi J., Piattelli V., Esposito G., Mancinelli V., Paglia G., Miccadei E. Earthquake-induced landslides susceptibility assessment of the Abruzzo Region (Central Italy): a geomorphological approach. 10th IAG International Conference on Geomorphology, Coimbra (Portugal), 12-16 September 2022, ICG2022-255. <https://doi.org/10.5194/icg2022-255>.

Paglia G., Mancinelli V., Esposito G., Miccadei E., Cinosi J., Piattelli V., Fazzini M. Landslide hazard in the Abruzzo Region (Central Italy): landslides case studies in different geomorphological/morphostructural environments. 10th IAG International Conference on Geomorphology, Coimbra (Portugal), 12-16 September 2022, ICG2022-148. <https://doi.org/10.5194/icg2022-148>.

Indice

RIASSUNTO	5
ABSTRACT	6
RIASSUNTO ESTESO	7
EXTENDED ABSTRACT	13
1 INTRODUZIONE	19
2 LE FRANE DA CROLLO NEL QUADRO DEL DISSESTO IDROGEOLOGICO: DEFINIZIONI, CRITERI DI VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIVITÀ E MODELLI DI SIMULAZIONE	23
2.1 DISSESTO IDROGEOLOGICO E MOVIMENTI FRANOSI	23
2.1.1 LE FRANE DA CROLLO	28
2.1.2 LE FRANE DA CROLLO SISMOINDOTTE	35
2.2 STATO DELL'ARTE SULLA VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIVITÀ DA FRANA	44
2.2.1 I METODI EURISTICI	45
2.2.2 I METODI STATISTICI	49
2.2.3 I METODI DETERMINISTICI	51
2.2.4 VANTAGGI E CRITICITÀ DEI DIVERSI APPROCCI	53
2.3 MODELLI NUMERICI PER LA SIMULAZIONE DEI CROLLI	55
3 INQUADRAMENTO REGIONALE	60
3.1 INQUADRAMENTO FISIOGRAFICO	60
3.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	64
3.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	70
3.4 INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO	81
4 METODOLOGIA	86
4.1 ANALISI MULTITEMPORALE E MULTISCALARE DI FOTO AEREE/ORTOFOTO	86
4.1.1 METODOLOGIA GENERALE	86
4.1.2 APPLICAZIONE AI CASI DI STUDIO	89
4.2 ANALISI MORFOMETRICHE	92
4.2.1 METODOLOGIA GENERALE	92
4.2.2 APPLICAZIONE AI CASI DI STUDIO	97
4.3 RILEVAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO E ANALISI DELLE DISCONTINUITÀ DEGLI AMMASSI ROCCIOSI	98
4.3.1 METODOLOGIA GENERALE	98
4.3.2 APPLICAZIONE AI CASI DI STUDIO	99
4.4 VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIVITÀ	103
4.4.1 METODOLOGIA GENERALE	103
4.4.2 APPLICAZIONE AI CASI DI STUDIO	108
4.5 VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ	117

4.5.1	METODOLOGIA GENERALE	117
4.5.2	APPLICAZIONE AI CASI DI STUDIO	120
5	INQUADRAMENTO DELLE AREE DI STUDIO	132
5.1	GOLE DI CELANO (AQ)	132
5.1.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	132
5.1.2	INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO	142
5.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	148
5.2.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	148
5.2.2	INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO	156
5.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	160
5.3.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	160
5.3.2	INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO	167
6	RISULTATI	171
6.1	ELEMENTI DEDOTTI DALL'ANALISI MULTISCALARE E MULTITEMPORALE	171
6.1.1	GOLE DI CELANO (AQ)	171
6.1.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	176
6.1.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	179
6.2	PARAMETRI MORFOMETRICI	181
6.2.1	GOLE DI CELANO (AQ)	181
6.2.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	187
6.2.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	193
6.3	CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DELLE AREE DI STUDIO E DISCONTINUITÀ DEGLI AMMASSI ROCCIOSI	197
6.3.1	GOLE DI CELANO (AQ)	197
	LITOLOGIA	197
	TETTONICA	199
	GEOMORFOLOGIA	208
6.3.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	214
	LITOLOGIA	214
	TETTONICA	216
	GEOMORFOLOGIA	219
6.3.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	223
	LITOLOGIA	223
	TETTONICA	226
	GEOMORFOLOGIA	228
6.4	SUSCETTIVITÀ DA CROLLO E DA CROLLO SISMOINDOTTO	231
6.4.1	GOLE DI CELANO (AQ)	231
6.4.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	234

6.4.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	237
6.5	RISULTATI DELLE SIMULAZIONI E PERICOLOSITÀ DA CROLLO SISMOINDOTTO	240
6.5.1	GOLE DI CELANO (AQ)	240
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “MOLTO BASSA”	240
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “BASSA”	244
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “MEDIA”	248
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “ALTA”	252
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “MOLTO ALTA”	256
	PERICOLOSITÀ DA CROLLO SISMOINDOTTO	260
6.5.2	RUPE DI TURRIVALIGNANI (PE)	265
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “MOLTO BASSA”	265
	PERICOLOSITÀ PARZIALE – CLASSE DI SUSCETTIVITÀ “BASSA”	268
	PERICOLOSITÀ DA CROLLO SISMOINDOTTO	271
6.5.3	LIDO RICCIO DI ORTONA (CH)	274
	PERICOLOSITÀ DA CROLLO SISMOINDOTTO	274
7	DISCUSSIONI	279
7.1	FATTORI DI CONTROLLO DELLA SUSCETTIVITÀ E DELLA PERICOLOSITÀ	279
7.2	ANALISI DEI RISULTATI	287
7.3	VANTAGGI E CRITICITÀ DELLA METODOLOGIA PROPOSTA	296
8	CONCLUSIONI	300
	BIBLIOGRAFIA	304

Riassunto

Le frane da crollo sono fenomeni geomorfologici che possono minacciare la vita umana sia direttamente che indirettamente, causando feriti o morti e compromettendo la funzionalità di servizi essenziali alla vita. In tale contesto, la corretta valutazione della suscettività e della pericolosità da crollo è di importanza strategica per la mitigazione del rischio associato. Nella presente tesi è stata sviluppata una metodologia euristica per la valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto. Inoltre, è stato proposto un approccio innovativo per la stima della pericolosità da crollo sismoindotto. Per valutare la bontà del metodo, sono stati selezionati tre casi di studio, rappresentativi di diversi contesti fisiografici, morfostrutturali e sismotettonici della regione Abruzzo: le Gole di Celano (AQ), la Rupe di Turrivalignani (PE) e l'area di Lido Riccio di Ortona (CH). I dati necessari per la valutazione della suscettività da crollo sono stati acquisiti attraverso l'analisi multiscalare e multitemporale di foto aeree e ortofoto, l'elaborazione dei principali parametri morfometrici che influiscono sulla stabilità dei versanti e il rilevamento geologico-geomorfologico delle aree di studio, con analisi del grado di fratturazione degli ammassi rocciosi. Per valutare la suscettività da crollo sismoindotto, tra i diversi fattori proposti in letteratura è stato quindi introdotto il parametro della distanza dalle faglie attive. La valutazione della pericolosità da crollo sismoindotto è stata infine ottenuta simulando i fenomeni franosi tramite modellazioni numeriche e classificando l'energia degli stessi in funzione della suscettività delle aree di distacco. L'analisi della suscettività ha prodotto risultati coerenti con le caratteristiche geologiche e geomorfologiche locali e la modellazione dei fenomeni franosi ha permesso una definizione accurata di tutte le potenziali aree di invasione. Più in generale, la combinazione della probabilità spaziale e della magnitudo dell'evento franoso rappresenta un passo importante verso la definizione completa della pericolosità da crollo. A livello applicativo, infine, la metodologia sviluppata risulta facilmente adattabile a diverse scale di indagine e costituisce una valida base per lo sviluppo di strategie finalizzate alla mitigazione del rischio connesso ai fenomeni di crollo.

Abstract

Rockfalls are geomorphological phenomena that can threaten human life both directly and indirectly, causing injuries or fatalities and compromising the functionality of services essential to life. In this context, the correct assessment of susceptibility and hazard related to rockfalls is of paramount importance for mitigating associated risks. This thesis presents a heuristic methodology for assessing rockfall and earthquake-induced rockfall susceptibility. Furthermore, an innovative approach is proposed for estimating the earthquake-induced rockfall hazard. To evaluate the reliability of the method, three case studies were selected, representing different physiographic, morphostructural, and seismotectonic contexts within the Abruzzo region: the Celano Gorges (AQ), the Turrivalignani Cliff (PE), and the Lido Riccio area (CH). The data necessary for assessing rockfall susceptibility were acquired through multiscale and multitemporal analysis of aerial photos and orthophotos, the computation of main morphometric parameters influencing slope stability, and geological-geomorphological surveys of the study areas, along with the analysis of discontinuity systems affecting rock masses. For assessing the earthquake-induced rockfall susceptibility, among the various factors proposed in the literature, the distance from active faults was then introduced. The assessment of earthquake-induced rockfall hazard was ultimately achieved by simulating rockfall events through numerical modeling and classifying rockfall magnitude based on the susceptibility level of the source area. The susceptibility analysis produced results consistent with local geological and geomorphological characteristics, and the landslide modeling allowed for a detailed definition of all potential invasion areas. More generally, the combination of the spatial probability and the landslide event magnitude represents an important step towards a comprehensive definition of the rockfall hazard. Finally, the developed methodology is easily adaptable to various investigation scales and represents a solid foundation for the development of strategies aimed at mitigating the risk associated with rockfall phenomena.

Riassunto esteso

Il dissesto idrogeologico può essere definito come l'insieme dei processi che alterano l'equilibrio del suolo e delle acque superficiali, causando fenomeni di degradazione ambientale quali alluvioni, frane, processi di erosione e di subsidenza e altri. Tali fenomeni, in dipendenza della magnitudo e dell'area interessata, possono produrre conseguenze rovinose, influenzando su popolazione, ambiente, patrimonio culturale, infrastrutture e trasporti, nonché sul sistema economico e produttivo. In questo contesto i movimenti franosi rappresentano dei fenomeni geomorfologici che possono minacciare la vita umana sia direttamente che indirettamente, arrivando a causare feriti o morti e compromettendo la funzionalità di servizi essenziali alla vita. Tra di essi, le frane da crollo rappresentano una delle tipologie di dissesto più devastanti, per la rapidità ed imprevedibilità con cui avvengono. Esse, infatti, sono caratterizzate dal distacco improvviso di materiale da un pendio e dal suo moto verso il basso, sotto la spinta della gravità, sia in caduta libera (nel caso di versanti particolarmente acclivi), sia con rimbalzi e rotolamenti lungo le superfici di transito. Gli eventi scatenanti una frana da crollo possono essere diversi e tra essi compaiono condizioni meteorologiche particolarmente avverse (precipitazioni intense e forti raffiche di vento) e lo scuotimento del suolo conseguente all'attivazione di una sorgente sismogenetica ed alla propagazione dell'energia sismica associata all'evento.

Data la complessità dei fattori che concorrono al verificarsi delle frane da crollo, la loro occorrenza rimane un processo aleatorio e negli ultimi anni i ricercatori hanno proposto e sviluppato diversi approcci per ridurre l'incertezza nella loro previsione. In questo contesto, in questa tesi è stata sviluppata una metodologia finalizzata all'analisi ed alla definizione della propensione (susceptività) alla franosità da crollo e da crollo sismoindotto, basata su di un approccio euristico sviluppato in ambiente GIS. In questo lavoro si propone inoltre una metodologia finalizzata alla zonazione del territorio in classi di pericolosità da crollo sismoindotto, con la classificazione dell'energia cinetica dei

blocchi in frana (i.e. della loro magnitudo) in classi di pericolosità in funzione della suscettività delle aree di distacco.

L'Italia è particolarmente predisposta alle fenomenologie di dissesto idrogeologico, a causa delle sue caratteristiche geologiche, geomorfologiche, sismotettoniche e climatiche; sviluppare misure di prevenzione adeguate risulta quindi di fondamentale importanza, soprattutto in ragione dell'elevata antropizzazione. Tra le tipologie di dissesto che colpiscono il territorio italiano, le instabilità gravitative hanno spesso un impatto devastante sulla società e sull'ambiente, causando danni economici significativi e provocando, sia direttamente che indirettamente, la perdita di numerose vite umane. In questo contesto la regione Abruzzo, con la sua varietà di ambienti sismotettonici e morfostrutturali, è particolarmente adatta per lo sviluppo e la verifica di nuove metodologie di valutazione della suscettività e della pericolosità da frana. Fatte queste premesse, per validare l'approccio metodologico proposto in questo studio, sono state selezionate tre aree all'interno del suo territorio, che spaziano dal settore montano a quello costiero e sono rappresentative di diversi contesti geologici, geomorfologici e sismotettonici. Nello specifico, le aree di studio scelte sono: le Gole di Celano (AQ), situate nel settore fisiografico di catena; la rupe di Turrivalignani (PE), nel settore pedemontano; e l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), nel settore costiero.

L'approccio seguito ha previsto diverse fasi. La prima è stata una valutazione critica degli approcci proposti in letteratura per la valutazione della suscettività e della pericolosità da crollo e da crollo sismoindotto. Per ognuna delle aree di studio, è stata quindi effettuata un'analisi multiscalare e multitemporale di foto aeree e ortofoto per l'individuazione dei principali fotolineamenti connessi alle frane da crollo e di eventuali variazioni morfologiche avvenute nell'arco di tempo considerato. A seguire, sulla base di dati altimetrici ad alta risoluzione (dimensione di cella 1 m), sono stati elaborati in ambiente GIS i parametri morfometrici che maggiormente influiscono sulla suscettività da crollo. Lo studio è quindi proseguito con il rilevamento geologico e geomorfologico di dettaglio

delle aree di studio (scala 1:2.500); sono stati acquisiti inoltre dati su distribuzione e orientazione delle discontinuità presenti negli ammassi rocciosi, attraverso la tecnica della linea di scansione.

La valutazione della suscettività da frana può essere effettuata seguendo diversi approcci, dal fisicamente basato, all'euristico, allo statistico, ai più moderni metodi di machine learning. Tra questi, l'approccio euristico – o *expert-based* – si basa principalmente sulla conoscenza esperta e consente di unire nozioni multidisciplinari, sia quantitative che qualitative, e rappresenta uno strumento prezioso quando mancano dati geotecnici completi e/o inventari esaustivi per l'area di studio. Inoltre, nei cataloghi attualmente disponibili gli eventi franosi sono spesso mappati in corrispondenza delle aree di accumulo, inficiando l'individuazione e l'analisi delle aree di distacco. Fatte queste premesse, per l'analisi della suscettività i dati geotematici raccolti sono stati sintetizzati seguendo un approccio *expert-based*. Dapprima, per ogni area di studio è stata realizzata una carta della suscettività da crollo, che descrive l'instabilità intrinseca degli ammassi rocciosi, sulla base dei fattori predisponenti al crollo individuati nella fase preliminare di analisi, scevra quindi del fattore sismico. Successivamente, le carte di suscettività da crollo sismoindotto sono state ottenute seguendo un approccio analogo. Nello specifico, gli approcci proposti in letteratura prevedono l'utilizzo di parametri che spaziano dalla distanza dalle faglie e dagli epicentri, ai valori di accelerazione massima (*Peak Ground Acceleration – PGA*) subita dal suolo in caso di sisma. In questo studio, è stato considerato il parametro della distanza dalle faglie attive, che gioca un ruolo chiave nell'attivazione e nella distribuzione delle fenomenologie sismoindotte. Nelle carte di suscettività ottenute i settori analizzati sono stati quindi categorizzati in cinque classi, applicando una scala di suscettività comune, che tiene conto della massima e della minima suscettività potenziali tra le diverse aree di studio.

La valutazione della pericolosità da crollo sismoindotto è stata quindi ottenuta integrando i dati di suscettività da crollo sismoindotto nella modellazione dei movimenti franosi. In

questo contesto, è stato utilizzato il modello di simulazione Rockyfor3D, il quale calcola le traiettorie tridimensionali dei singoli blocchi rocciosi, combinando algoritmi deterministici, fisicamente basati, con approcci stocastici, considerando quindi sia il processo fisico, sia le incertezze associate ai parametri coinvolti. Per la sua duttilità, questo programma è ampiamente utilizzato per scopi di ricerca e nell'industria. I dati necessari alla simulazione sono stati ricavati attraverso l'analisi della bibliografia o acquisiti in campagna durante le attività di rilevamento. La zonazione del territorio in 5 classi di pericolosità è stata quindi effettuata classificando il dato di magnitudo (energia cinetica media, di traslazione e di rotazione) degli eventi franosi in funzione della suscettività delle aree di distacco. A tal fine, è stata introdotta una matrice che correla questi due parametri secondo il criterio “maggiori la suscettività e l'energia, maggiore la pericolosità”.

I risultati ottenuti si mostrano coerenti con le caratteristiche geologico–geomorfologiche locali delle aree di studio e, più in generale, con l'assetto sismotettonico regionale.

Le Gole di Celano (AQ) presentano un assetto geomorfologico complesso, legato all'interazione dinamica tra processi morfotettonici e di superficie. Nel settore meridionale si ha una prevalenza di elementi morfostrutturali; le discontinuità della struttura rocciosa giocano un ruolo preminente nella determinazione della suscettività – sempre alta e molta alta in corrispondenza dei settori più acclivi – e la notevole dimensione dei blocchi coinvolti nei movimenti franosi risulta in una pericolosità dell'area generalmente molto alta. Nel settore settentrionale i processi esogeni prevalgono e valori di suscettività alti e molto alti si ottengono in corrispondenza dei settori a maggiore pendenza e con un grado di fratturazione elevato; quelli di pericolosità risultano leggermente inferiori rispetto al settore meridionale, con le classi molto alte localizzate in corrispondenza dei canali con scariche di detrito e delle incisioni della rete di drenaggio.

La rupe di Turrialignani (PE) è impostata su un rilievo monoclinale nel settore collinare–pedemontano e mostra una chiara morfologia a *cuesta*. I processi morfosculturali prevalgono nettamente su quelli morfostrutturali e i versanti sono interessati da fenomeni di erosione regressiva, con lo sviluppo di fratture di estensione parallele al versante nel settore centro-settentrionale. I valori di suscettività sono in accordo con le osservazioni di terreno, con i massimi individuati lungo la scarpata principale della rupe verso nord. Per quanto riguarda la suscettività da crollo sismoindotto, questa presenta valori bassi in corrispondenza della rupe, molto bassi altrove. Ciononostante, il calcolo della pericolosità restituisce valori alti alla base del versante nel settore centro-settentrionale e lungo le incisioni della rete di drenaggio a direzione est-ovest, impostate sui depositi argilloso–marnosi a valle della rupe.

Il settore costiero di Lido Riccio di Ortona (CH) è modellato da processi morfostrutturali e morfosculturali. Le litologie sono interessate da discontinuità tettoniche con orientazione sia parallela che obliqua rispetto ai versanti, che favoriscono l’isolamento dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi. In tale contesto, inoltre, i processi di erosione differenziale producono morfologie aggettanti in corrispondenza di orizzonti meno erodibili, che rappresentano potenziali aree di distacco. La valutazione della suscettività ha restituito valori molto bassi in corrispondenza dei settori pianeggianti o a debole pendenza; valori maggiori, invece, caratterizzano le scarpate impostate sui litotipi fratturati del substrato. Per quanto riguarda i valori di suscettività e pericolosità da crollo sismoindotto, questi risultano inferiori rispetto a quelli calcolati nelle altre aree.

In tutti i casi di studio, i settori con i valori maggiori di suscettività corrispondono alle sorgenti dei crolli identificate durante le attività di rilevamento. In particolare, i valori più elevati sono stati ottenuti per le scarpate impostate su litotipi altamente fratturati e carsificati. Al contrario, i valori più bassi caratterizzano le morfologie pianeggianti o a debole pendenza. Per quanto riguarda la suscettività da crollo sismoindotto, inoltre, si verifica una diminuzione dei valori spostandosi dal settore montano verso est, in accordo

sia con la maggiore distanza dalle sorgenti sismogenetiche, sia con le caratteristiche morfometriche, litologiche e geomorfologiche delle aree di catena, pedemontana e costiera. In questo contesto, i valori più elevati caratterizzano l'area di studio delle Gole di Celano (AQ), all'interno del settore appenninico, dove enucleano i principali terremoti. I valori più bassi, invece, contraddistinguono l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), nel settore costiero della regione Abruzzo, in accordo con l'aumento della distanza dalle principali sorgenti sismogenetiche.

La modellazione dei fenomeni di crollo ha permesso una definizione accurata di tutte le potenziali aree di invasione. Più in generale, la combinazione della probabilità spaziale – rappresentata dalla suscettività – e della magnitudo dell'evento franoso costituisce un passo importante verso la definizione completa della pericolosità da crollo.

Per quanto riguarda i dati di input, la metodologia sviluppata risulta facilmente applicabile anche in assenza di cataloghi di eventi franosi ampi ed accurati e questo rappresenta un indubbio vantaggio per la caratterizzazione di aree in cui tali inventari sono assenti o incompleti. In tale contesto, per i casi di studio scelti le attività di rilevamento geologico-geomorfologico hanno giocato un ruolo fondamentale sia per l'elaborazione dei prodotti cartografici, sia per la loro discussione e validazione.

A livello applicativo, infine, la metodologia sviluppata risulta facilmente adattabile a diverse scale di indagine e costituisce una valida base per lo sviluppo di strategie finalizzate alla mitigazione del rischio connesso ai fenomeni di crollo.

Extended abstract

Hydrogeological instability can be defined as the set of processes that alter the balance of soil and surface waters, causing environmental degradation phenomena such as floods, landslides, erosion, subsidence, and others. These phenomena, depending on their magnitude and the affected area, can produce devastating consequences, impacting the population, the environment, the cultural heritage, infrastructure and transportation routes, as well as the economic and productive system. In this context, landslides are geomorphological phenomena which can severely threaten human lives both directly and indirectly, up to causing injuries or deaths and compromising the functionality of services essential to life. Among them, rockfalls represent one of the most devastating types of landslides due to their speed and unpredictability. They are characterized by the sudden detachment of material from a slope and its downward movement under the force of gravity, either in free fall (in the case of particularly steep slopes) or bouncing and rolling along transit surfaces. The triggering events of a rockfall can vary, including, for example, adverse weather conditions (intense rainfall and strong winds) and ground shaking resulting from the activation of a seismogenic source and the propagation of the seismic energy associated with the event.

Given the complexity of factors contributing to the occurrence of rockfall landslides, their occurrence remains a random process and, in recent years, researchers have proposed and developed various approaches to reduce the uncertainty in their prediction. In this context, in this thesis a methodology was developed aimed at analysing and defining the propensity (susceptibility) to rockfall and earthquake-induced rockfall, following a heuristic approach developed within a GIS environment. Additionally, this work proposes a methodology for the zonation of analysed areas into rockfall hazard classes, classifying the kinetic energy of falling blocks (i.e., their magnitude) into hazard classes based on the susceptibility level of the detachment areas.

Italy is particularly prone to the hydrogeological instability due to its geological, geomorphological, seismotectonic, and climatic setting; therefore, developing adequate prevention measures is crucial, especially given the high degree of anthropization. In this context the Abruzzo region, within its variety of seismotectonic and morphostructural environments, is particularly suitable for the development and verification of new methods for the assessment of the landslide susceptibility and hazard. Given these premises, three areas were selected within its territory for this study, ranging from the mountainous to the coastal sector, and representing different geological, geomorphological, and seismotectonic contexts. Specifically, the chosen study areas are: the Celano Gorges (AQ), located in the mountain chain sector; the Turrivalignani cliff (PE), in the hilly-piedmont sector; and the Lido Riccio area in the municipality of Ortona (CH), pertaining the coastal sector.

The followed approach included several phases. The initial phase focused on a critical assessment of the methods proposed in the literature for evaluating the rockfall and earthquake-induced rockfall susceptibility and hazard. Subsequently, for each study area a multiscale and multitemporal analysis of aerial photographs and orthophotos was conducted to identify the main photo-lineaments connected to rockfall events and any morphological changes occurred over the considered period. Subsequently, based on high-resolution elevation data (cell size of 1 m), morphometric parameters that most influence the rockfall susceptibility were elaborated in a GIS environment. The study proceeded with detailed geological and geomorphological field surveys of the study areas (1:2,500 scale); data concerning the distribution and orientation of discontinuity systems affecting rock masses were also acquired, by applying the scan line technique.

Landslide susceptibility assessment can be carried out using different approaches, including physically based, heuristic, statistical, and more modern machine learning methods. Among these, the heuristic - or expert-based - approach primarily relies on the expert knowledge and allows for the integration of multidisciplinary knowledge, both

quantitative and qualitative. This makes it a valuable tool when comprehensive geotechnical data and/or exhaustive inventories for the study areas are lacking. Additionally, in available databases, landslide events are often mapped in correspondence with accumulation areas, hindering the identification and analysis of detachment zones. Given this context, for the susceptibility analysis, geothematic data were synthesized using an expert-based approach. First, for each study area, a rockfall susceptibility map was created, describing the intrinsic instability of rock masses based on predisposing factors identified in the preliminary analytical phase, thus excluding the seismic factor. Subsequently, earthquake-induced rockfall susceptibility maps were created following a similar approach. In specific, approaches proposed in the literature involve the use of parameters ranging from the distance from faults and epicentres to the acceleration experienced by the ground during an earthquake. In this study, the distance from active faults was considered, as it plays a key role in triggering and distributing earthquake-induced phenomena. Finally, in the resulting susceptibility maps, the analysed areas were categorized into five classes applying a common susceptibility scale, accounting for the maximum and minimum potential susceptibility values across different study areas.

The assessment of earthquake-induced landslide hazard was obtained by integrating earthquake-induced rockfall susceptibility data into the numerical modelling of slope phenomena. In this context, the Rockyfor3D simulation model was chosen, which computes the 3D fall trajectories for individual rock blocks by combining physically-based, deterministic algorithms with stochastic approaches, thus accounting for the physical process and for the uncertainties associated to input parameters. Given its feasibility, this program is widely used for research and industry purposes. The data required for simulations were obtained through bibliographic analysis or collected on the field during survey activities. The classification of the territory into five hazard classes was then conducted by classifying the magnitude data (represented by the average kinetic energy, translational and rotational, of falling blocks) of the landslide events based on the susceptibility of the detachment sectors. To this end, a matrix correlating these two

parameters was introduced according to the criterion "the greater the susceptibility and energy, the greater the hazard".

The results obtained are consistent with the local geological and geomorphological characteristics of the study areas and, more generally, within the regional seismotectonic setting.

The Celano Gorges (AQ) show has a complex geomorphological setting, due to the dynamic interaction between morphotectonic and surface processes. In the southern sector, morphostructural elements prevail; rock structure discontinuities play a major role in determining susceptibility - always high to very high in the steepest sectors - and the large size of the blocks involved in landslide movements results in a very high hazard level. In the northern sector, exogenous processes prevail, with high and very high susceptibility values observed in steeper sectors with a high fracture density; hazard levels are slightly lower than in the southern sector, with very high hazard classes localized in correspondence of couloirs with debris discharge and drainage incisions.

The Turrivalignani Cliff (PE) is located on a monocline relief in the hilly-piedmont sector and exhibits a distinct *cuesta* morphology. Morphosculptural processes clearly predominate over morphostructural ones, and the slopes are affected by regressive erosion, with the development of parallel fractures, especially affecting the slope in the central-northern sector. The susceptibility values are consistent with field observations, with maximum values identified along the main cliff towards the north. Concerning the earthquake-induced rockfall susceptibility, this presents low values in correspondence with the cliff, very low elsewhere. Nevertheless, the hazard computation shows high values at the base of the slope and along east-west-oriented drainage incisions, set on clayey-marly deposits at the base of the cliff.

The coastal sector of Lido Riccio (CH) is shaped by morphostructural and morphosculptural processes. Lithologies are affected by tectonic discontinuities with parallel and oblique orientation to the slopes, which enhances the isolation of blocks

potentially involved in landslide movements. In this context, differential erosion processes produce overhanging morphologies in correspondence with less erodible horizons, which therefore represent potential detachment areas. The rockfall susceptibility assessment resulted in very low values in correspondence with flat to gently sloping sectors; higher values characterize scarps set on fractured bedrock. Concerning earthquake-induced rockfall susceptibility and hazard, their values are lower compared to those obtained in other areas, mainly due to the greater distance from seismogenic sources.

In all case studies, the sectors with the highest susceptibility correspond to the rockfall sources identified during field surveys. In particular, the highest values were obtained for cliffs located on highly fractured and karstified lithotypes. Conversely, the lowest values characterize flat to gently sloping morphologies. Concerning earthquake-induced rockfall susceptibility, values decrease moving from the mountainous sector towards the east, which is consistent with both the greater distance from seismogenic sources and the morphometric, lithological, and geomorphological characteristics of the chain, piedmont, and coastal areas. In this context, the highest values characterize the Celano Gorges (AQ), within the Apennine sector where major earthquakes occur, while the lowest ones characterize the Lido Riccio area (CH) in the coastal sector of the Abruzzo region, reflecting the increased distance from major seismogenic sources.

The modelling of rockfall phenomena allowed a clear definition of all potential invasion areas. More in general, the combination of the spatial probability - represented by the susceptibility - and landslide event magnitude represents an important step toward a comprehensive definition of rockfall hazard.

In terms of input data, the developed methodology proves easily applicable even in the absence of extensive and accurate landslide event catalogues, representing an undeniable advantage for characterizing areas where such inventories are lacking or incomplete. In this context, for the selected case studies, geological-geomorphological survey activities

played a crucial role both in the development of cartographic products and in their discussion and validation.

Finally, from an application perspective, the developed methodology is easily adaptable to different scales of investigation and constitutes a solid basis for the development of strategies aimed at mitigating the risk associated with rockfall phenomena.

1 Introduzione

Nell'ambito dello studio delle pericolosità geomorfologiche in aree sismiche, questa tesi vuole contribuire alle ricerche sulla valutazione della suscettività e della pericolosità da frana da crollo, con un'attenzione specifica rivolta ai fenomeni innescati dagli eventi sismici. A tal fine, è stata sviluppata una metodologia euristica per la stima della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto, che garantisce coerenza tra i risultati ottenuti e le caratteristiche geologiche, geomorfologiche e sismotettoniche locali e regionali. Inoltre, è stato introdotto un approccio innovativo per la zonazione delle aree di studio in termini di pericolosità da crollo sismoindotto, sulla base della suscettività delle aree di distacco e della magnitudo dell'evento franoso atteso. Il progetto è nato dalla collaborazione tra l'Autorità di Bacino Distrettuale idrografico dell'Appennino Centrale (ABDAC), la Struttura Commissariale del Governo italiano per la ricostruzione a seguito della sequenza sismica del 2016/2017 del Centro Italia e l'Università degli Studi "G. d'Annunzio" di Chieti-Pescara.

Le frane da crollo rappresentano una forma di instabilità di versante che si verifica quando una massa rocciosa si distacca da un versante generalmente da pendente a sub-verticale e scende verso il basso con un moto di caduta libera, rimbalzo o rotolamento, in dipendenza della geometria del rilievo (Varnes, 1978). Sebbene la loro fenomenologia possa essere schematizzata in maniera piuttosto elementare, la complessa interazione tra parametri predisponenti ed innescanti rende questi processi estremamente difficili da analizzare e prevedere. Nel caso specifico degli eventi sismoindotti, in particolare, l'innescamento non dipende unicamente dalle caratteristiche e dall'intensità dell'oscillazione sismica che accompagna il verificarsi di un terremoto, quanto piuttosto dall'interazione tra questi fattori e le proprietà intrinseche del versante interessato (tra le quali, a titolo di esempio, litotipo, pendenza, grado di fratturazione e geometria delle discontinuità presenti; Carabella et alii, 2022; Mokhtari et alii, 2020; Yi et alii, 2019; Zhou & Che, 2023).

In questo contesto, la metodologia sviluppata in questa tesi è articolata in modo da tenere conto dell'influenza di tutti i parametri considerati, ognuno con il proprio contributo.

L'analisi della suscettività da frana può essere effettuata seguendo un metodo euristico, statistico o deterministico. In questo caso, è stato sviluppato un approccio euristico in ambiente GIS, il quale permette la combinazione di conoscenze multidisciplinari, sia quantitative che qualitative. Inoltre, esso rappresenta un criterio valido in assenza di dati geotecnici e inventari di fenomeni franosi ampi, accurati e temporalmente estesi (Leoni et alii, 2015), una limitazione che è comunque sempre opportuno prevenire nello studio della franosità di un'area. Queste tecniche, infine, permettono di identificare le potenziali aree di distacco dei crolli, che possono essere utilizzate come dato di input nella modellazione numerica dei fenomeni, aumentando l'attendibilità dei risultati (Alvioli et alii, 2022). Per quanto riguarda la stima della pericolosità da crollo, l'approccio sviluppato prevede la modellazione numerica dei fenomeni di crollo e la classificazione dei valori di magnitudo ottenuti per gli eventi franosi simulati in funzione della suscettività delle aree di distacco, valutata nel passaggio precedente.

La metodologia presentata consta dei seguenti passaggi:

- analisi multiscalare e multitemporale di foto aeree e ortofoto per l'individuazione dei fotolineamenti connessi ai fenomeni di crollo;
- analisi di dati altimetrici ad alta risoluzione ed elaborazione dei parametri morfometrici che maggiormente contribuiscono all'instabilità di versante;
- rilevamento geologico e geomorfologico delle aree di studio, in accordo con le linee guida nazionali e la letteratura tematica, e analisi del grado di fratturazione degli ammassi rocciosi in settori rappresentativi delle condizioni globali di fratturazione dei versanti (SGN, 1992, 1994; GNGFG, 1994; ISPRA, 2009, 2021, 2022; APAT, 2007; Smith et alii, 2011; Thornbush et alii, 2014; Otto et alii, 2011);
- combinazione dei dati raccolti e valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto attraverso un approccio euristico in ambiente GIS;

- valutazione della pericolosità da crollo sismoindotto attraverso la simulazione dei fenomeni di crollo e la classificazione del dato di energia cinetica in funzione della suscettività delle aree di distacco.

Per l'applicazione e la verifica dei passaggi appena descritti, sono state individuate aree di studio fortemente eterogenee, in modo da valutare l'attuabilità e l'affidabilità dell'approccio proposto in diversi ambienti. L'Italia è un paese particolarmente predisposto alle frane da crollo, tant'è che negli ultimi decenni il paese ha subito numerosi episodi disastrosi in tal senso, i quali hanno provocato danni rilevanti sia in termini di vite umane che di perdita di infrastrutture e beni, mettendo a rischio comunità intere e costringendo le autorità a sviluppare piani di gestione e mitigazione del rischio sempre più avanzati (Guzzetti, 2000; Guzzetti et alii, 2005b). In tale contesto, sono state selezionate tre aree di studio all'interno del territorio della regione Abruzzo, in Italia centrale, con un setting geologico e geomorfologico eterogeneo, che offre la possibilità di sviluppare e validare metodologie innovative per la stima della suscettività e della pericolosità da frana (Demangeot, 1965; D'Agostino et alii, 2001; Amato et alii, 2023; Miccadei et alii, 2017; Carabella et alii, 2022). Tali aree sono le Gole di Celano (AQ), la Rupe di Turrivalignani (PE) e l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), distribuite lungo un transetto orientato circa SO-NE e rappresentative dei contesti fisiografici e morfostrutturali di catena, collinare-pedemontano e di piana costiera della regione Abruzzo (D'Alessandro et alii, 2003; Figura 1).

Per ognuna delle tre aree sono stati seguiti i passaggi metodologici descritti, con la realizzazione finale delle carte di suscettività da crollo e da crollo sismoindotto, e la loro zonazione in classi di pericolosità da crollo sismoindotto.

Nei capitoli seguenti sono descritti i fenomeni da crollo nel quadro generale del dissesto idrogeologico e le diverse metodologie per la valutazione della suscettività da frana (capitolo 2), le caratteristiche geologiche, geomorfologiche e sismotettoniche della regione Abruzzo (capitolo 3), la metodologia applicata, con una spiegazione dettagliata di tutti i passaggi seguiti (capitolo 4), le caratteristiche geologiche, geomorfologiche e

sismotettoniche locali delle aree di studio (capitolo 5) e i risultati derivanti dall'applicazione dei passaggi metodologici descritti in metodologia (capitolo 6). Infine, i risultati ottenuti sono discussi e contestualizzati nella più ampia cornice della letteratura nazionale ed internazionale sui temi trattati in questa tesi (capitolo 7). L'ultimo capitolo (capitolo 8) è dedicato alle conclusioni generali, in cui sono riassunti i principali contributi scientifici del lavoro; viene inoltre effettuata una riflessione sui possibili sviluppi futuri, sia in termini metodologici che applicativi. Parte dei contenuti di questa tesi è stata pubblicata in Piattelli et alii (2025), che fornisce una sintesi della metodologia e dei principali risultati ottenuti, qui approfonditi e sviluppati in modo esteso.

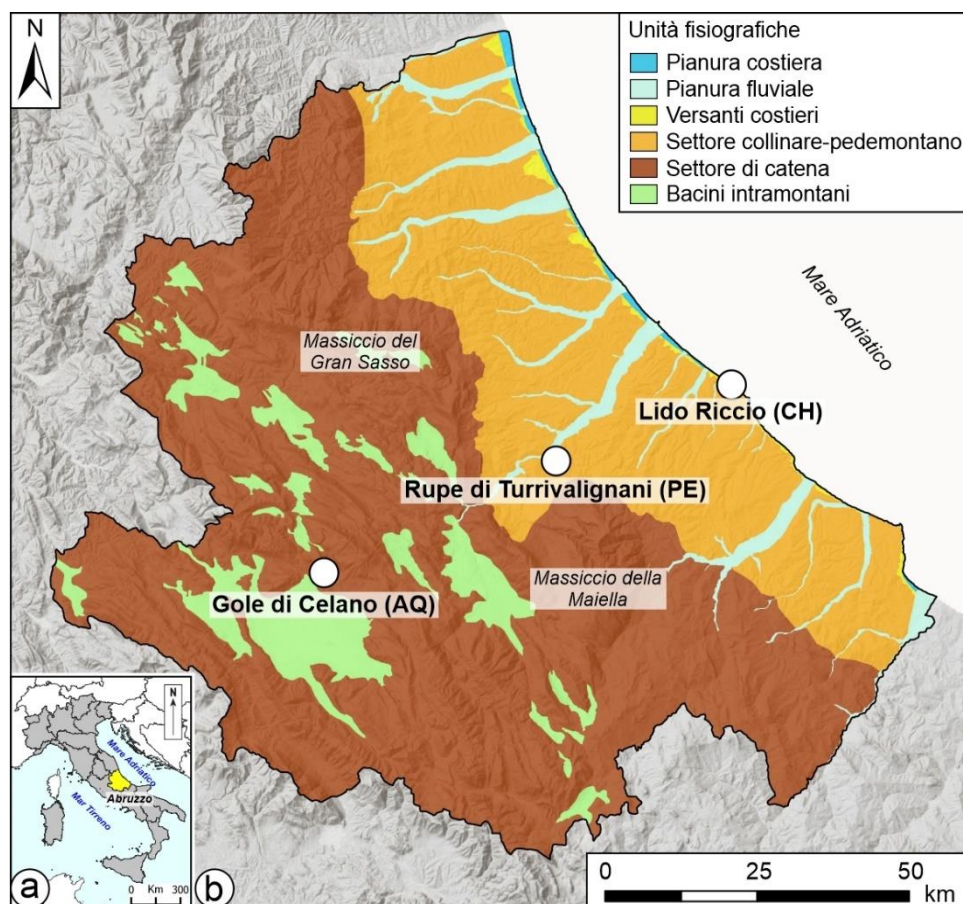


Figura 1. a) Localizzazione della regione Abruzzo all'interno del territorio italiano; b) ubicazione delle Gole di Celano (AQ), della rupe di Turrivalignani (PE) e dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH), all'interno del contesto fisiografico della Regione Abruzzo (Piacentini et alii, 2013).

2 Le frane da crollo nel quadro del dissesto idrogeologico: definizioni, criteri di valutazione della suscettività e modelli di simulazione

2.1 Dissesto idrogeologico e movimenti franosi

Il dissesto idrogeologico rappresenta un problema di estrema rilevanza a livello globale. In tale contesto, l'Italia presenta un'elevata predisposizione ai fenomeni di instabilità, che si coniuga negativamente con una forte antropizzazione (Salvati et alii, 2010; Trigila et alii, 2021). Alcuni esempi di questa propensione al dissesto sono i numerosi eventi che hanno duramente colpito il suo territorio in tempi recenti (Guzzetti et alii, 1994); tra questi primeggiano alluvioni come quelle di Genova, 9 e 10 ottobre 2014 (Faccini et alii, 2015, 2018), Livorno, 9 e 10 settembre 2017 (Arrighi & Castelli, 2020), Emilia-Romagna, 16 e 17 maggio 2023 (Arrighi & Domeneghetti, 2023) e frane come quelle di Maierato, 15 febbraio 2010 (Gattinoni et alii, 2012; Conte et alii, 2018), San Vito di Cadore, 4 agosto 2015 (Luino, 2015), Casamicciola, 26 novembre 2022 (Romeo et alii, 2023).

In questo contesto i movimenti franosi, noti anche come frane o movimenti in massa, rappresentano fenomeni di instabilità del terreno e si verificano quando volumi di terra, roccia o detriti si muovono lungo un versante sotto l'azione della forza di gravità, generalmente a causa di una combinazione di fattori tra i quali assetto geologico e geomorfologico, condizioni meteorologiche, input sismici, eruzioni vulcaniche, erosione costiera/fluviale e azioni antropiche (Peruccacci et alii, 2023; Zei et alii, 2024a, b; McColl, 2015; Jaboyedoff et alii, 2016; Schuster & Wieczorek, 2002; Keefer, 1984, 2002). Queste instabilità rappresentano spesso un rischio significativo per l'ambiente, le infrastrutture e la popolazione umana e si manifestano con diverse tipologie e cinematismi (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996; Turner & Schuster, 1996).

Tra le numerose classificazioni esistenti dei movimenti franosi (e.g., Sharpe, 1938; Terzaghi, 1950; Hutchinson, 1968; Crozier, 1973; Hungr et alii, 2014), la più conosciuta è quella proposta da Varnes nel 1978 (nata dal perfezionamento di un precedente lavoro

del 1958). Questa si basa sia sul materiale coinvolto che sul tipo di movimento e distingue le seguenti tipologie di frana:

- crollo (*fall* o *rockfall*), in cui una massa si distacca da un pendio generalmente ripido e si sposta verso il basso con un moto di caduta libera o attraverso rimbalzi e rotolamenti;
- ribaltamento (*topple*), in cui una massa di terra o roccia ruota verso l'esterno del pendio attorno ad un centro di rotazione posto al di sotto del baricentro della massa stessa;
- scivolamento (*slide*, con movimento planare o rotazionale), in cui una massa di terra o roccia si muove verso la base del pendio a causa di deformazioni di taglio impostate lungo una o più superfici piana o concava verso l'alto;
- espansione laterale (*lateral spread*), in cui un livello coesivo o roccioso si espande e subisce una leggera subsidenza, spesso fratturandosi, a seguito della deformazione di uno strato sottostante a comportamento plastico;
- colamento (*flow*), in cui una massa di materiale, tipicamente terra, fango o detriti, si comporta in maniera simile a un fluido viscoso, scorrendo lungo un pendio;
- movimenti complessi (*complex movements*).

Le tipologie sopra descritte sono sintetizzate in Figura 2.

TYPE OF MOVEMENT			TYPE OF MATERIAL		
			BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
				Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS			Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES			Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	FEW UNITS	Rock slump	Debris slump	Earth slump
	TRANSLATIONAL		Rock block slide	Debris block slide	Earth block slide
			MANY UNITS	Rock slide	Debris slide
	LATERAL SPREADS			Rock spread	Debris spread
FLOWS			Rock flow (deep creep)	Debris flow * (soil creep)	Earth flow
COMPLEX			Combination of two or more principal types of movement		

Figura 2. Classificazione abbreviata dei movimenti franosi proposta da Varnes (1978) e successivamente ripresa da Cruden & Varnes (1996).

In Figura 3 è riportata una schematizzazione delle diverse tipologie di movimenti franosi.

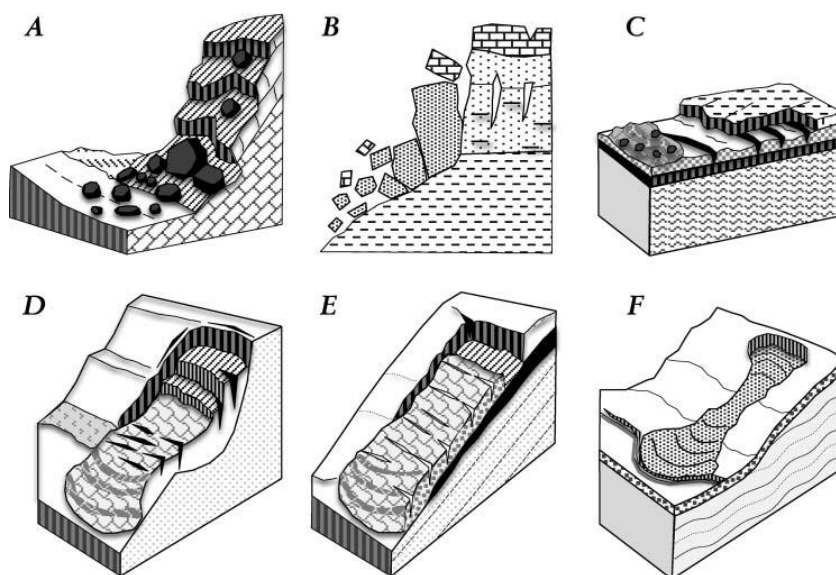


Figura 3. Tipi di movimenti franosi: A) Crollo, B) Ribaltamento, C) Espansione laterale, D) Scivolamento rotazionale, E) Scivolamento planare, F) Colamento (Guzzetti, 2015; modificato da Varnes (1978) e Cruden e Varnes (1996)).

Successivi autori hanno rivisto le classificazioni esistenti dei movimenti franosi. Un esempio è la classificazione proposta da Hungr et alii (2014) e basata su quella di Varnes (1978), sviluppata per garantire la compatibilità con la terminologia geologica e geotecnica riferita a terreni e rocce ed attualmente accettata a livello internazionale. L'aggiornamento è anche stato proposto in ragione dei recenti sviluppi nelle conoscenze nel campo dei movimenti franosi. Nel sistema proposto, le frane complesse sono escluse dalla classificazione in quanto possono essere descritte dalla combinazione di due o più delle tipologie di movimenti presenti (Figura 4).

Un'ulteriore tipologia di movimento gravitativo, non descritta finora, è rappresentata dalle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (o DGPV). Questi fenomeni avvengono alla scala del versante, con volumi coinvolti nell'ordine del chilometro cubo, arrivando ad interessare l'intero sistema crinale-versante-fondovalle; inoltre, sono caratterizzati da deformazioni piuttosto lente (che possono manifestarsi lungo intervalli temporali anche di 100÷100.000 anni) e possono avere luogo in ambienti geologici e geomorfologici molto diversi, esercitando un forte controllo sul contesto morfo-evolutivo dell'area. Come per altri movimenti franosi, l'insorgenza e l'evoluzione delle DGPV è strettamente connessa alla presenza e alla geometria di elementi quali pieghe, faglie ed

altre discontinuità (Bianchi Fasani et alii, 2011; Pánek & Klimeš, 2016; Martino et alii, 2017; Discenza & Esposito, 2021).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> ^a	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> ^a
Topple	3. <i>Rock block topple</i> ^a	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> ^a
	4. <i>Rock flexural topple</i>	
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>
	7. <i>Rock planar slide</i> ^a	12. <i>Clay/silt planar slide</i>
	8. <i>Rock wedge slide</i> ^a	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> ^a
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>
	10. <i>Rock irregular slide</i> ^a	
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> ^a
		17. <i>Sensitive clay spread</i> ^a
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> ^a	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> ^a
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> ^a
		22. <i>Debris flow</i> ^a
		23. <i>Mud flow</i> ^a
		24. <i>Debris flood</i>
		25. <i>Debris avalanche</i> ^a
		26. <i>Earthflow</i>
		27. <i>Peat flow</i>
Slope deformation	28. <i>Mountain slope deformation</i>	30. <i>Soil slope deformation</i>
	29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>
		32. <i>Solifluction</i>

Figura 4. Rivisitazione proposta della classificazione di Varnes del 1978 (Hungr et alii, 2014).

I movimenti franosi possono anche essere classificati in base alla loro attività. In tale contesto, Cruden & Varnes (1996) distinguono 1) lo Stato di attività, che descrive la temporalità con cui avvengono i movimenti franosi, 2) la Distribuzione dell'attività, che descrive “dove” la frana si sta muovendo e 3) lo Stile dell'attività, che indica il modo in cui i diversi movimenti contribuiscono a definire l'evento franoso (Figura 5).

ACTIVITY		
STATE	DISTRIBUTION	STYLE
Active	Advancing	Complex
Reactivated	Retrogressive	Composite
Suspended	Widening	Multiple
Inactive	Enlarging	Successive
Dormant	Confined	Single
Abandoned	Diminishing	
Stabilized	Moving	
Relict		

Figura 5. Glossario dei termini riferiti all'attività dei movimenti franosi secondo Cruden & Varnes (1996).

Tale classificazione è stata poi ripresa dall'UNESCO Working Party on World Landslide Inventory – WP/WLI (1993). Per quanto riguarda lo Stato di attività, in particolare, valgono le seguenti definizioni:

- *attivo*, detto di un movimento franoso attualmente in movimento;
- *riattivato*, detto di un movimento franoso attualmente in movimento a seguito di un periodo di sospensione/inattività;
- *sospeso*, detto di un movimento franoso che si è mosso entro l'ultimo ciclo stagionale ma non è attivo al momento;
- *inattivo*, detto di un movimento franoso che si è mosso per l'ultima volta prima dell'ultimo ciclo stagionale. I movimenti inattivi possono essere ulteriormente distinti nelle seguenti sottocategorie:
 - *quiescente*, detto di un movimento franoso che può essere riattivato qualora le cause del movimento originale si ripresentino;
 - *abbandonato*, detto di un movimento franoso le cui cause originarie non siano più presenti;
 - *stabilizzato*, naturalmente o artificialmente, detto di un movimento franoso che non subisce più l'azione delle cause originarie a seguito di protezione naturale o antropica dalle stesse;
 - *relitto*, detto di un movimento franoso che si è sviluppato in un contesto geomorfologico o climatico diverso dall'attuale.

I parametri che contribuiscono alle instabilità di versante vengono generalmente suddivisi in predisponenti (o strutturali) e innescanti (o scatenanti; Tabella 1).

Tabella 1. Elenco dei parametrici predisponenti ed innescanti (o aggravanti) i movimenti franosi.

<i>Parametri predisponenti o strutturali</i>	<i>Parametri innescanti o scatenanti</i>
Parametri morfologici • Pendenza del versante • Esposizione del versante • Curvatura del versante Parametri idrologici • Piovosità dell'area • Distanza dagli impluvi • Densità del drenaggio	Parametri naturali • Scuotimento sismico • Eventi meteorici intensi • Erosione e scalzamento al piede dei versanti • Eruzioni vulcaniche Parametri antropici • Scavi e sbancamenti • Attività di disboscamento

Parametri geologici • Assetto litologico • Assetto strutturale • Caratteri geomeccanici • Geometria e distribuzione delle discontinuità • Spessori di copertura • Sismicità dell'area Parametri antropici • Uso del suolo • Distanza dalle strade	• Sovraccarichi
---	---

I parametri strutturali “predispongono” il versante al fenomeno franoso, determinando le sue condizioni di stabilità/instabilità intrinseche; i parametri innescanti causano l’attivazione del movimento franoso.

2.1.1 Le frane da crollo

Tra i movimenti franosi descritti nella classificazione di Varnes (1978) e successivi autori, le frane da crollo costituiscono una tipologia di dissesto potenzialmente molto pericolosa. Tuttavia, il livello di rischio associato può variare significativamente a seconda del contesto in cui la frana si manifesta e delle specifiche caratteristiche del fenomeno.

Per definizione, una frana da crollo avviene quando una massa di dimensioni variabili si distacca da un versante, generalmente da pendente a sub-verticale, lungo una superficie su cui si verifica una deformazione di taglio al più modesta, e scende verso il basso con un moto di caduta libera, rimbalzo o rotolamento, in dipendenza della geometria del versante (Figura 6).

Tali movimenti possono essere da rapidi a estremamente rapidi (Figura 7) e possono essere preceduti o meno da spostamenti di entità minore che portano al progressivo distacco della massa dalla sorgente dal versante interessato (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996).

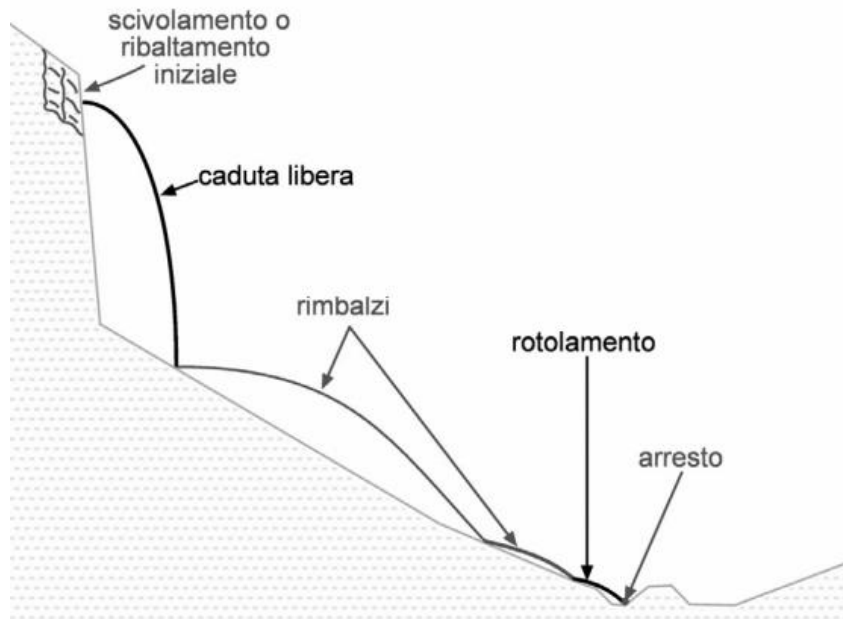


Figura 6. Possibili moti di propagazione di un blocco soggetto a crollo (Del Maschio et alii, 2007).

Velocity (ft/sec)	Description	Typical Velocity	Velocity Class	Description	Velocity (mm/sec)	Typical Velocity
10 ²	Extremely Rapid		7	Extremely Rapid		
10 ¹		10ft/sec = 3 m/sec	6	Very Rapid	5x10 ³	5 m/sec
10 ⁰	Very Rapid				5x10 ¹	3 m/min
10 ⁻¹		1ft/min = 0.3 m/min	5	Rapid		
10 ⁻²	Rapid				5x10 ⁻¹	1.8 m/hr
10 ⁻³		5ft/day = 1.5 m/day	4	Moderate		
10 ⁻⁴	Moderate				5x10 ⁻³	13 m/month
10 ⁻⁵		5ft/mo = 1.5 m/mo	3	Slow		
10 ⁻⁶	Slow				5x10 ⁻⁵	1.6 m/year
10 ⁻⁷	Very Slow	5ft/yr = 1.5 m/yr	2	Very Slow		
10 ⁻⁸		1ft/5yr = 60 mm/yr			5x10 ⁻⁷	16 mm/year
10 ⁻⁹	Extremely Slow		1	Extremely Slow		

Figura 7. A sinistra, classificazione dei movimenti franosi in base alle velocità di spostamento della massa in frana proposta da Varnes (1978); a destra, stessa classificazione modificata da Cruden & Varnes (1978).

Le frane da crollo, specialmente se in roccia, rappresentano quindi dei fenomeni estremamente rapidi – quindi più energetici di altri a parità di masse coinvolte – e il più delle volte imprevedibili, in cui l'assenza di precursori specifici rende estremamente

difficile attuare misure preventive come l'evacuazione (Crosta et alii, 2015; Scavia et alii, 2020; Feng et alii, 2021). Inoltre, proprio a causa dell'energia posseduta dalla massa in movimento, esse possono avere un impatto devastante sulle strutture e sugli esseri umani che si trovano lungo la traiettoria del movimento, arrivando a causare la distruzione di edifici, strade e altre infrastrutture, oltre a numerose vittime.

I volumi coinvolti nei fenomeni di crollo possono essere estremamente variabili (Hung & Evans 1988; Hung et alii, 1999; Ruiz-Carulla & Corominas, 2020). In caso di volumi di roccia particolarmente ingenti (dell'ordine del milione di metri cubi), questi possono interessare aree di decine di chilometri quadrati, estendendosi talvolta per diversi chilometri dai piedi dei versanti in collasso; queste fenomenologie, alle quali ci si riferisce con l'espressione "rock avalanches" (letteralmente "valanghe di roccia"), possono avere effetti distruttivi e modificare profondamente il paesaggio in cui avvengono, ad esempio causando tsunami o generando imponenti dighe di sbarramento (Nicoletti et alii, 1993; Blikra et alii, 2005; Bozzano et alii, 2009; Hu et alii, 2021; Pfiffner et alii, 2021; Strom, 2021).

Per quanto concerne l'attivazione di questa tipologia di frana, l'assenza di vincoli statici rappresenta una condizione necessaria perché un versante vada incontro a fenomeni di instabilità. In base alle caratteristiche dei sistemi di discontinuità che caratterizzano l'ammasso roccioso, inoltre, si possono avere diversi cinematismi di rottura.

I movimenti avvengono prevalentemente per rottura piana e rottura a cuneo in cui lo scivolamento avviene, rispettivamente, lungo una discontinuità con immersione concorde con il versante o lungo due discontinuità la cui intersezione immerge concordemente con il versante (Figura 8a, b).

In caso di blocchi aggettanti, invece, i cinematismi di rottura possono consistere nella rottura per taglio con distacco sub-verticale o nella rottura per flessione (quest'ultima nel caso in cui il blocco aggettante presenti uno sviluppo prevalentemente orizzontale).

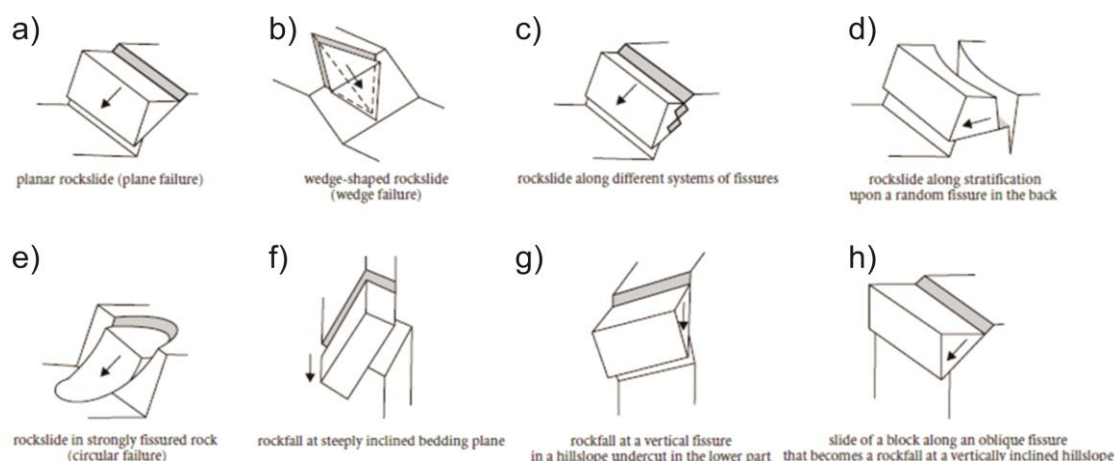


Figura 8. Rappresentazione dei possibili cinematismi di rottura delle frane da crollo (modificato da Zorn, 2002).

In base al cinematismo di rottura (e, quindi, alle caratteristiche geometriche delle discontinuità presenti), le masse di roccia coinvolte nei movimenti franosi possono presentare volumi e caratteristiche geometriche molto variabili.

Alcuni esempi di classificazione sono riportati in Figura 9 (tratta da Umili et alii, 2023): nel diagramma triangolare (Figura 9a) proposto da Kalenchuk et alii (2006), il parametro β indica l'elongazione del blocco, mentre il parametro α ne indica la planarità; nel diagramma logaritmico (Figura 9b), la classificazione dei blocchi avviene considerando due valori, ossia il rapporto tra la lunghezza dello spigolo maggiore (L) e quella dello spigolo minore (S) e il rapporto tra la lunghezza dello spigolo intermedio (I) e S (Palmstrøm, 2001).

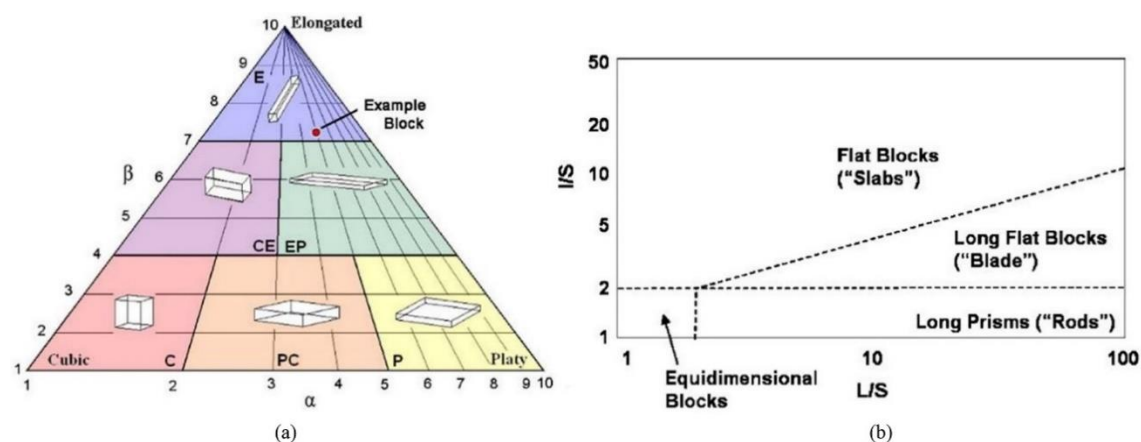


Figura 9. Diagramma triangolare di classificazione della forma dei blocchi proposto da Kalenchuk et alii (2006) e diagramma di classificazione della forma dei blocchi proposto da Palmstrøm (2001).

Dal punto di vista geometrico, per descrivere compiutamente un movimento franoso della tipologia crollo, occorre definire un'area sorgente o di distacco, un'area di propagazione o di transito e un'area di deposizione o accumulo (Losasso et alii, 2017). La traiettoria seguita dai massi coinvolti nei fenomeni e la distanza percorsa prima dell'arresto dipendono da diversi fattori, quali volume e forma dei blocchi, posizione dell'area di distacco, proprietà meccaniche dell'ammasso roccioso, topografia del versante, scabrezza dell'area di transito, presenza di vegetazione e altri (Ritchie, 1963; Giani et alii, 2004; Ferrari et alii, 2013; Hungr et alii, 2014; Torsello et alii, 2021). In questo contesto, giocano un ruolo fondamentale l'altezza e la pendenza del versante, che influenzano direttamente non solo il tipo di movimento con cui avviene il transito dei blocchi in caduta, ma anche la quantità di energia cinetica posseduta dal corpo in caduta in ogni istante del movimento (Figura 10).

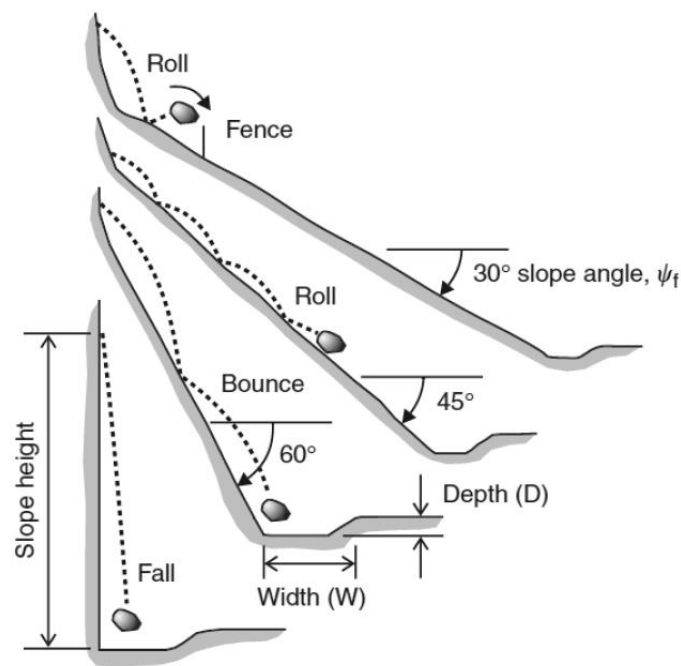


Figura 10. Possibili moti di propagazione di un blocco soggetto a crollo rispetto alla pendenza media del versante (Bar et alii, 2016).

Più nello specifico, per versanti da molto acclivi a sub-verticali, il moto si esplica attraverso una caduta libera, con progressiva conversione dell'energia potenziale (E_p , direttamente dipendente dall'altezza del versante) in energia cinetica (E_k , in relazione quadratica con la velocità del corpo), secondo la relazione

$$Ep_i + Ek_i = EP_f + Ek_f$$

in cui i pedici i ed f indicano, rispettivamente, il momento iniziale e finale del moto (nell'equazione l'energia dispersa a causa dell'attrito con l'aria viene considerata trascurabile, in accordo con Bozzolo & Pamini, 1986). Per versanti con pendenza generalmente compresa tra 45° e 75° gradi il moto avviene con impatti intermedi lungo il versante e rimbalzi, con conseguente dissipazione dell'energia cinetica posseduta. Per versanti con pendenze inferiori ai 45° , invece, il moto avviene generalmente per rotolamento. Inoltre, il moto dei blocchi è spesso di natura roto-traslatoria, con rotazione intorno al baricentro e contemporanea traslazione lungo il versante.

Dal punto di vista energetico, dato il tipo di movimento, a parità di masse coinvolte, pendenze maggiori risultano generalmente in una maggiore energia cinetica, a meno di condizioni locali particolari (González de Vallejo et alii, 2020). I moti che avvengono con rimbalzi e rotolamenti risultano di modellazione assai più complessa rispetto a quelli di caduta libera, poiché nell'impatto con il suolo entrano in gioco ulteriori fattori quali l'elasticità del terreno, la scabrosità della superficie, la presenza di vegetazione e altri (Lopez-Saez et alii, 2016; Song et alii, 2023). Un'ulteriore complicazione del moto di caduta può essere data da una velocità iniziale di caduta non nulla, sotto l'effetto di input esterni sia naturali (oscillazione sismica) che antropici, che modifica la traiettoria prevedibile nel caso statico.

In base ai volumi coinvolti nei movimenti franosi, si possono poi avere diversi comportamenti del corpo in caduta. Per volumi significativi, il materiale in frana va incontro a processi di frammentazione, in cui le singole parti si propagano con interazione variabile tra le stesse (Giacomini et alii, 2009; Corominas et alii, 2017; Gili et alii, 2022). L'area di accumulo presenta spesso un'estensione areale significativamente più estesa rispetto alla nicchia di distacco. Nel caso di volumi inferiori coinvolti nel movimento, la distribuzione dei depositi mostra una forte dipendenza con la morfologia del versante. In questo caso, versanti di altezza significativa promuovono movimenti franosi altamente

energetici, per cui i depositi tendono a distribuirsi su un areale esteso, sempre in ragione del gradiente topografico del versante e del settore individuato alla base dello stesso; versanti di limitata altezza, invece, promuovono movimenti franosi meno energetici, per cui il deposito tende ad accumularsi alla base del versante, andando a costituire un cono di detrito di estensione dipendente dal gradiente topografico dell'area di accumulo. Infine, qualora i movimenti franosi coinvolgano volumi modesti, il materiale in transito tende ad arrestare piuttosto rapidamente il proprio moto, anche nelle parti alte del versante, per effetto combinato della minore energia cinetica e della presenza di ostacoli (vegetazione e generale scabrezza della superficie topografica).

Come introdotto nel precedente paragrafo, sono diversi i parametri predisponenti e innescanti che contribuiscono alle instabilità di versante. Per quanto riguarda i fenomeni di crollo, tra i fattori predisponenti giocano un ruolo fondamentale le caratteristiche morfologiche del versante (quali pendenza, esposizione e curvatura) e l'assetto litologico-strutturale; sebbene spesso considerate di secondaria importanza, anche il grado permeabilità e di alterazione chimico-fisica della roccia, le condizioni climatiche, nonché le modifiche antropiche al paesaggio (quale, ad esempio, la riprofilatura dei versanti) concorrono a determinare il livello di instabilità (Barisone et alii, 1994; Çevik & Topal, 2003; Lee & Dan 2005; Sturzenegger et alii, 2007; Parise & Lollino 2011; Yalcin et alii, 2011; Capitani et alii, 2013; Henriques et alii, 2015; Messenzehl et alii, 2017; Pham et alii, 2017; Sarro et alii, 2018; Khan et alii, 2019; Esposito et alii, 2021; Rossi et alii, 2021; Bajni et alii, 2023). In questo contesto, i parametri innescanti sono rappresentati principalmente da input sismici ed eventi meteorici intensi; secondariamente, anche le variazioni di pressione interstiziale dovute alla circolazione delle acque o a fenomeni di crioclastismo e termoclastismo, come pure l'escavazione alla base dei versanti ad opera dell'uomo o altre attività antropiche, possono indurre fenomeni di crollo. Queste forzanti esterne inducono l'attivazione dei crolli agendo sulle porzioni di roccia isolate dal resto del versante a causa dei sistemi di discontinuità preesistenti (piani di strato, faglie o altre

fratture di origine tettonica, come anche discontinuità di neoformazione; Sun et alii, 2022; Wang et alii, 2022).

2.1.2 Le frane da crollo sismoindotte

Gli eventi sismici rappresentano un fattore scatenante per i movimenti franosi, i quali a loro volta possono causare danni ingenti, fino a superare quelli direttamente imputabili al solo terremoto; le frane sismoindotte, difatti, possono avere effetti devastanti su infrastrutture, economia, ambiente e vita umana (Fan et alii, 2019; Nowicki Jessee et alii, 2020; Petrucci, 2022).

Storicamente, la documentazione circa l'avvenimento di frane sismoindotte è molto ampia. Una delle prime segnalazioni risale all'epoca dell'Impero Romano quando Tito Livio, nel descrivere la disfatta dell'esercito romano ad opera del condottiero cartaginese Annibale durante la battaglia del Lago Trasimeno, scrisse:

“[...] tantusque fuit ardor animorum, adeo intentus pugnae animus, ut eum motum terrae qui multarum urbium Italiae magnas partes prostravit auertitque cursu rapidos amnes, mare fluminibus inuexit, montes lapsu ingenti proruit, nemo pugnantium senserit”

“[...] e tale fu l'ardore degli animi, così concentrata sulla battaglia la loro attenzione, che nessuno tra i combattenti si accorse del terremoto che abbatté gran parte di molte città d'Italia, deviò il corso dei fiumi impetuosi, riversò il mare nei fiumi e fece crollare montagne con enormi frane”

(Ab urbe condita, XXII, 5)

Spostandosi verso tempi più recenti, le testimonianze si fanno più definite, con la produzione dei primi report e delle prime corografie, per arrivare all'acquisizione delle prime fotografie (Figura 11; Zei et alii, 2024a, b).

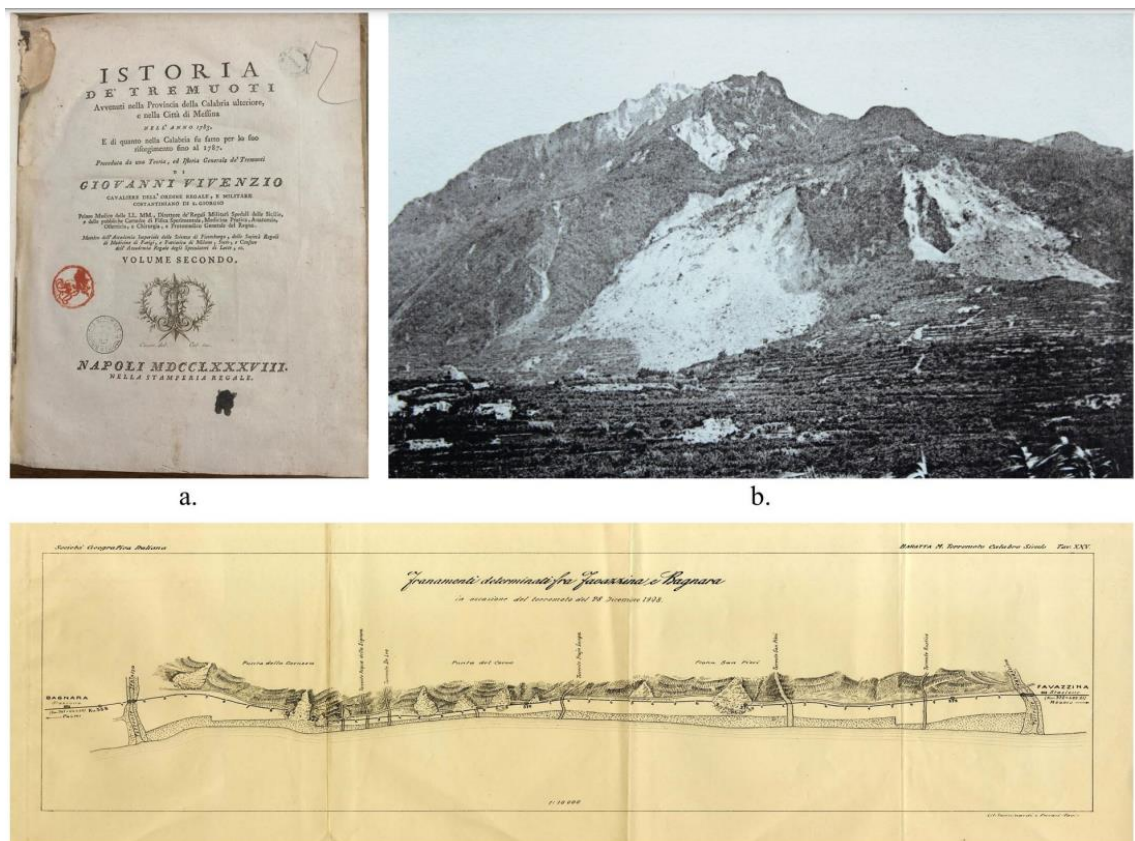


Figura 11. Esempi di fonti storiche utilizzate per la stesura del catalogo CFTI landslides (Zei et alii, 2024a, b). a) Report storico originale del terremoto della Calabria del 1783 (Vivenzio, 1783); b) Fotografia della frana del Monte Epomeo conseguente al terremoto dell'Isola d'Ischia del 1883 (Johnston-Lavis UCL Geology Collection; Bianchi et alii, 2022); c) Mappa delle frane accadute tra Favazzina e Bagnara conseguenti al terremoto dello Stretto di Messina del 1908 (Baratta, 1910).

Ad oggi numerose ricerche hanno evidenziato la stretta correlazione tra il verificarsi di un terremoto e l'innescio di frane, che possono manifestarsi sia durante l'evento sismico che nelle fasi post-sismiche (e.g., Keefer 1984, 2002; Rodriguez et alii, 1999; Bommer & Rodriguez, 2002; Hancox et alii, 2002; Esposito et alii, 2013; Livio & Ferrario, 2020; Zhao et alii, 2023). Questo legame tra sismi e frane è stato ampiamente documentato e studiato nel corso del tempo, soprattutto nei contesti geologicamente e geomorfologicamente maggiormente predisposti. Negli ultimi anni, poi, si è assistito a un notevole aumento della produzione scientifica su questo tema, con un'attenzione sempre più marcata verso la valutazione del rischio associato agli eventi franosi indotti da terremoti. Questo incremento nella letteratura riflette la crescente consapevolezza dell'importanza di analizzare e quantificare tali rischi, al fine di migliorare la prevenzione

e la gestione delle emergenze legate ai disastri naturali (Briones-Bitar et alii, 2020; Schilirò et alii, 2023; Figura 12).

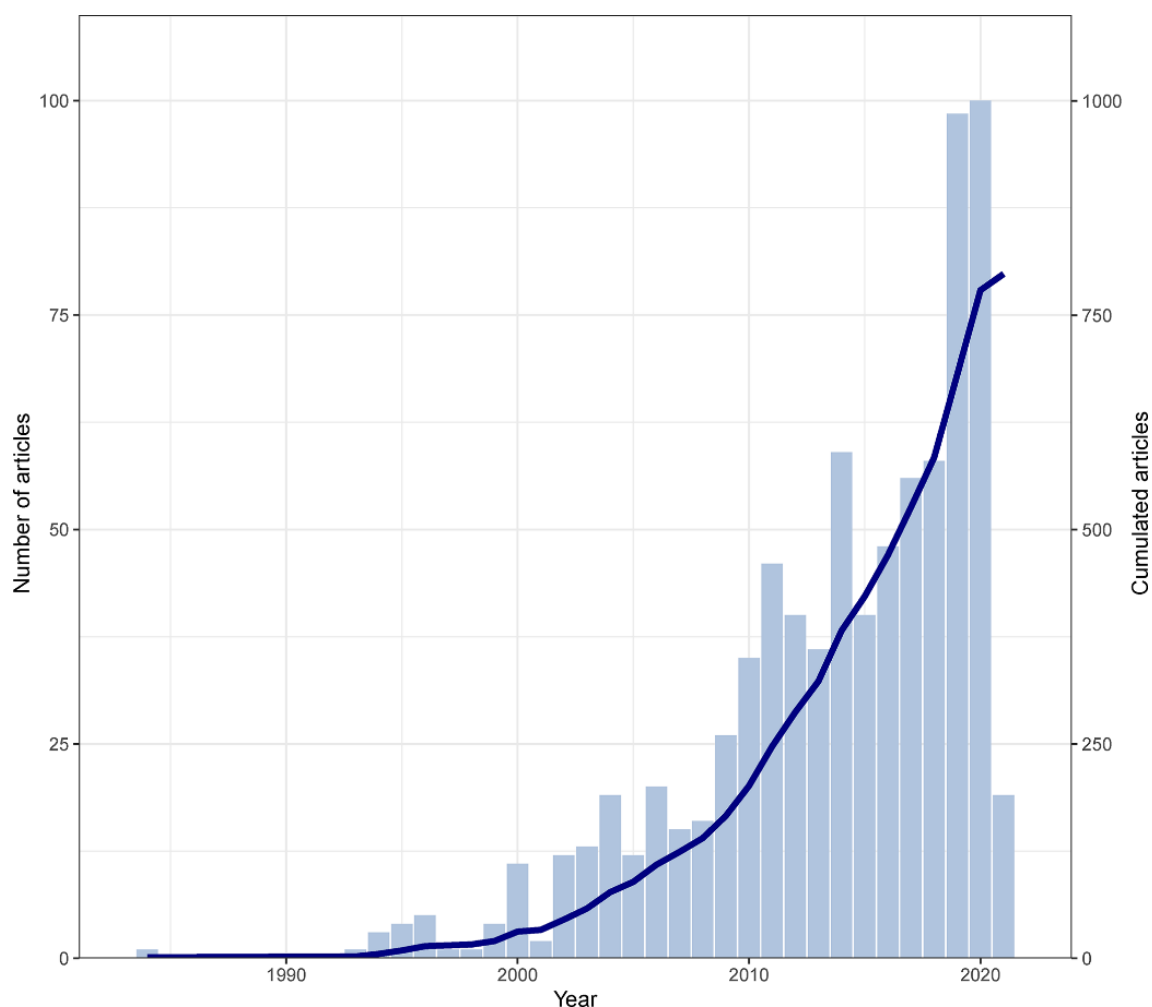


Figura 12. Numero di articoli scientifici prodotti sull'argomento delle frane sismoindotte nel periodo aprile 1984-febbraio 2021 (Schilirò et alii, 2023).

Un effetto di questa crescente consapevolezza è anche lo sviluppo e il continuo aggiornamento di database sugli effetti cosismici, tra i quali le instabilità di versante occupano una posizione preminente.

Un esempio di tali banche dati è il *Comprehensive Global Database of Earthquake-Induced Landslide Events and Their Impacts* (lett. Database Globale Completo degli Eventi Franosì Sismoindotti e del loro impatto, ver. 2.0, febbraio 2022; Seal et alii, 2023), che riunisce i dati di tutti i movimenti franosi sismoindotti documentati in letteratura per il periodo 1772-agosto 2021. Il catalogo annovera 281 terremoti storici, a 162 dei quali sono associate fatalità per frana (Figura 13).



Figura 13. Distribuzione globale delle fatalità per frana sismoindotta (Seal et alii, 2022).

Le principali finalità di questi inventari sono la mappatura e la classificazione degli eventi co-sismici (principalmente frane), la valutazione dell’impatto su infrastrutture, società e ambiente, l’acquisizione di dati per la pianificazione urbana e territoriale e lo sviluppo di strategie per la mitigazione del rischio. Essi, inoltre, costituiscono un’importante base di dati per la ricerca scientifica nel campo della geologia, della geomorfologia e della sismologia, favorendo l’avanzamento delle conoscenze scientifiche.

Nel contesto generale dei movimenti franosi, l’Italia figura tra i paesi maggiormente colpiti, a causa del suo assetto geologico, geomorfologico e sismotettonico (Zei et alii, 2024a). Ad oggi, secondo l’Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, circa l’8% del territorio è interessato da processi franosi attivi, con oltre 5 milioni di persone che vivono in aree ad elevata pericolosità da frana; tali fenomeni interessano estesamente sia il settore di catena che il pedemontano (Trigila et alii, 2021; Figura 14). Allo stesso tempo, però, il paese è caratterizzato da zone ad elevata pericolosità sismica, come mostrato dal modello di pericolosità nazionale MPS04-S1 (Stucchi et alii, 2011; Figura 15) e dalla più recente proposta rappresentata dal modello MPS19 (Meletti et alii, 2021), con i valori maggiori previsti per il settore appenninico centro meridionale e per il settore alpino nord-orientale.

Dal confronto tra Figura 14 e Figura 15, inoltre, si osserva che alle fasce a più alta pericolosità sismica corrispondono grossomodo i settori a maggiore indice di franosità. Ciò conferma l'interconnessione tra i processi di tettonica attiva, che nel lungo periodo creano i fattori geologici e geomorfologici predisponenti ai movimenti franosi, e questi ultimi, che agiscono come agente di degradazione degli ambienti collinari e montani (Carlini et alii, 2016; Fan et alii, 2019). In tale contesto, la combinazione del frequente – e spesso ingente – rilascio di energia sismica e l'elevata suscettività da frana connessa al contesto geomorfologico, rende il territorio italiano particolarmente pronò ai fenomeni di frana sismoindotta (Guzzetti et alii, 2009).

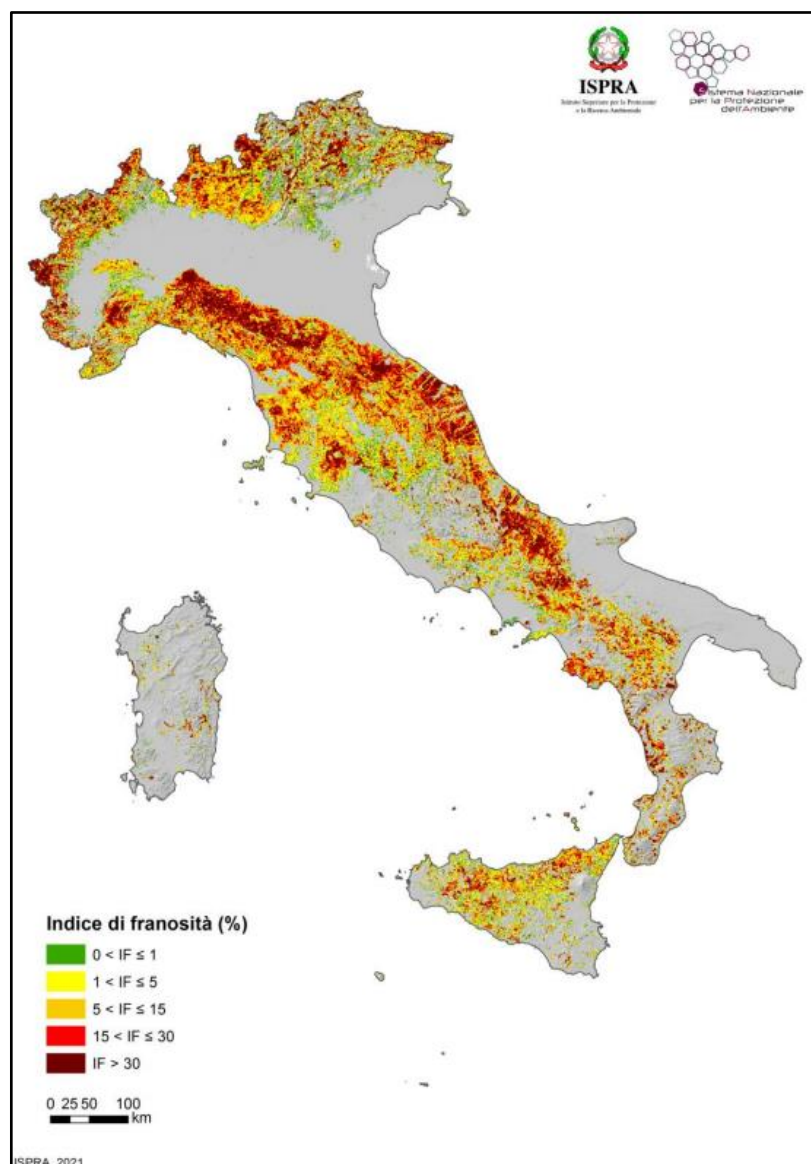


Figura 14. Indice di franosità percentuale (area in frana dell'Inventario IFFI / area cella $\times 100$) su maglia di lato 1 km (Trigila et alii, 2021).

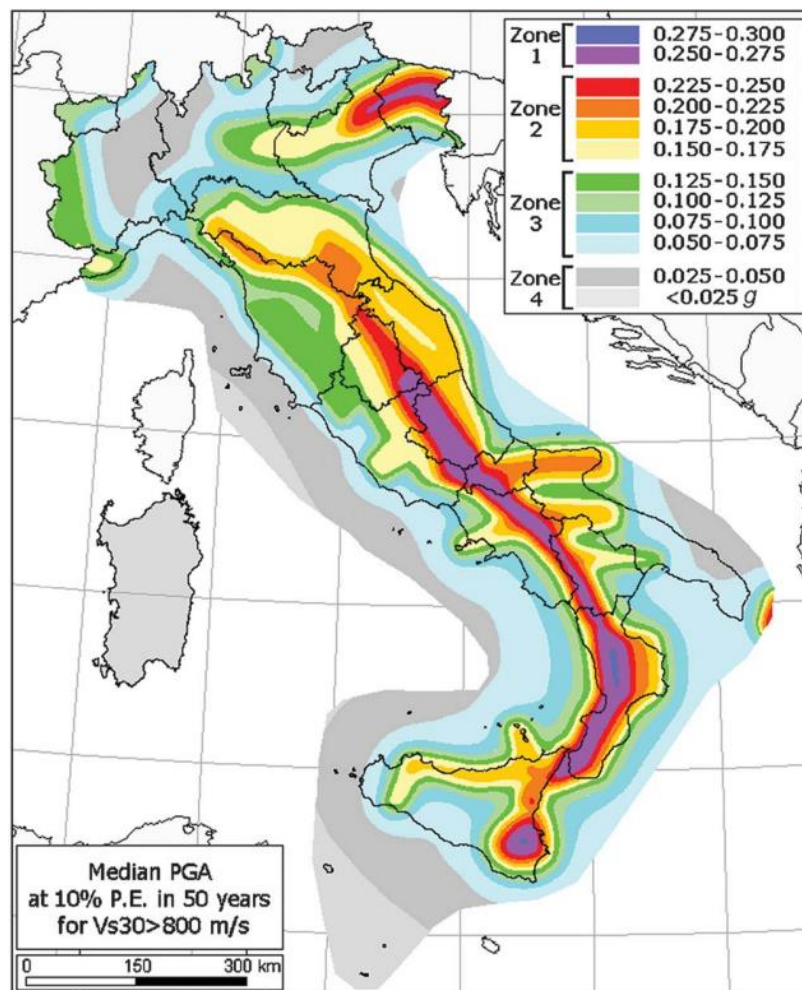


Figura 15. Mappa della pericolosità sismica nazionale che mostra la distribuzione dei valori di PGA con una probabilità di eccedenza pari al 10% in 50 anni, calcolata per suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; Stucchi et alii, 2011).

Le diverse tipologie di movimento franoso hanno diverse probabilità di attivarsi in caso di sisma.

Le frane da crollo sono tra i fenomeni maggiormente sismoinducibili, poiché l'oscillazione prodotta dal sisma porta con estrema facilità al distacco dei blocchi già precariamente ancorati (Martino et alii, 2014; Romeo et alii, 2017; Caprari et alii, 2018). Inoltre, in un assetto geologico-geomorfologico come quello italiano, i settori a maggiore pericolosità sismica (Figura 15), corrispondono a quelli con la maggiore propensione alle frane da crollo, come dimostrato da Loche et alii (2022; Figura 16).

I ribaltamenti, d'altra parte, si verificano quando l'accelerazione sismica produce una rotazione del blocco attorno al suo baricentro; tuttavia, l'assetto geomorfologico-

strutturale richiesto per l'attivazione di un *topple* è piuttosto specifico, per cui questi movimenti avvengono con minore probabilità rispetto ai crolli.

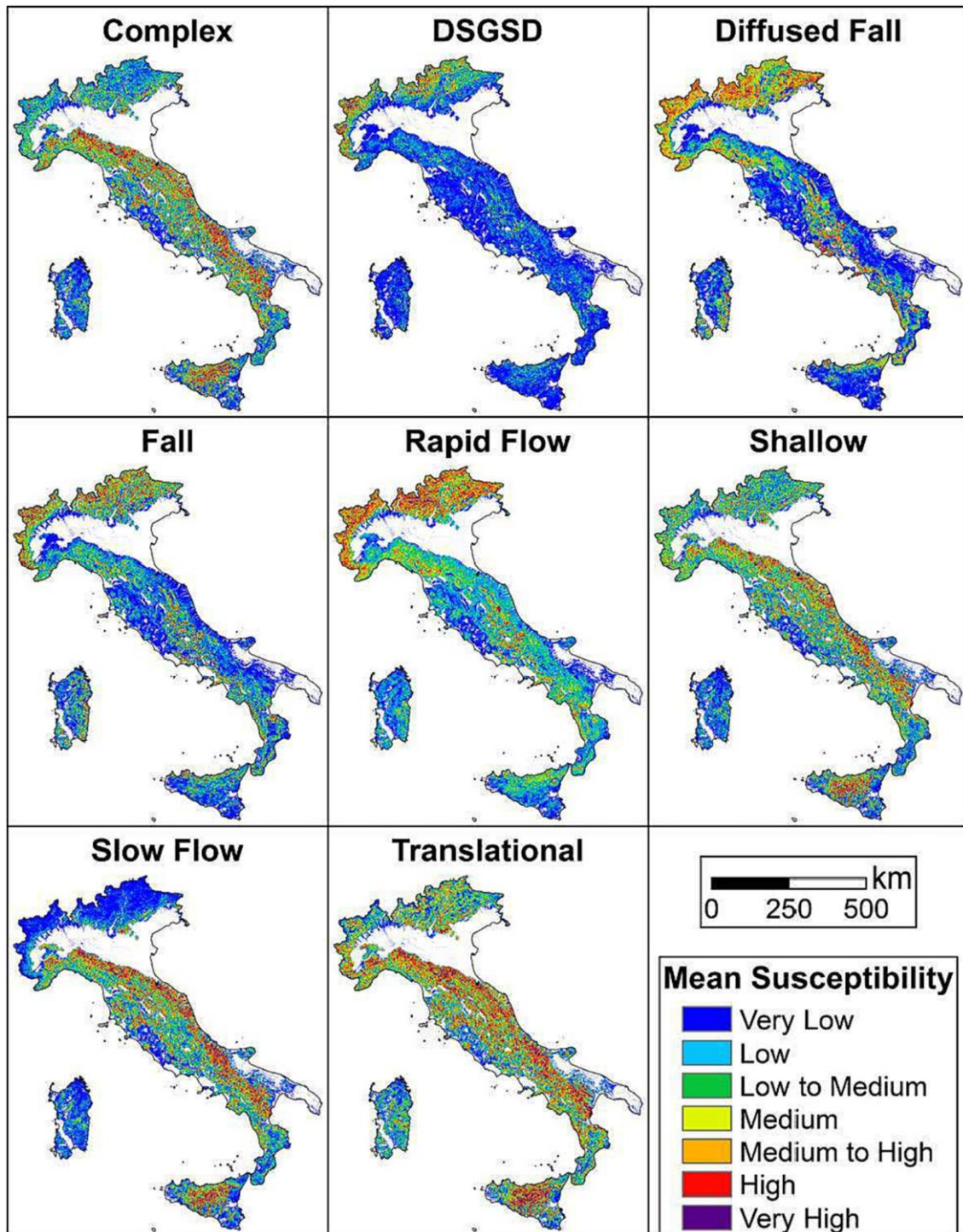


Figura 16. Carte della suscettività da frana suddivise per tipologia di movimento (Loche et alii, 2022).

Per quanto riguarda le instabilità di versante sismoindotte a cinematica lenta, si possono verificare movimenti di tipo roto-traslatoivo, con innesco spesso differito nel tempo

rispetto ad un evento scatenante (Song et alii, 2022; Zei et alii, 2024a). Il processo di attivazione (o riattivazione) è difatti strettamente legato alla risposta idraulica del mezzo poroso, in quanto le sollecitazioni sismiche possono produrre una variazione delle pressioni interstiziali e conseguente riduzione della resistenza al taglio dei materiali (Doi & Kamai, 2020). Inoltre, esse possono provocare una riorganizzazione della struttura interna del terreno, modificandone la permeabilità ed influenzando la dinamica del movimento franoso a lungo termine.

Quanto finora detto, è confermato per il territorio italiano dall'analisi dei database disponibili (Fortunato et alii, 2012; Guerrieri, 2015; Caprari et alii, 2018; Martino et alii, 2012, 2021). Tra questi, il *CFTIlandslides* (Zei et alii, 2024a; <https://doi.org/10.13127/cfti/landslides>) costituisce il database italiano delle frane storiche sismoindotte, con oltre 1.000 fenomeni censiti ed associati ai relativi eventi sismici. Dall'analisi della distribuzione degli eventi riportati nel catalogo, risulta evidente la relazione tra franosità generale (Figura 14), pericolosità sismica (Figura 15) e distribuzione dei fenomeni sismoindotti (Figura 17).

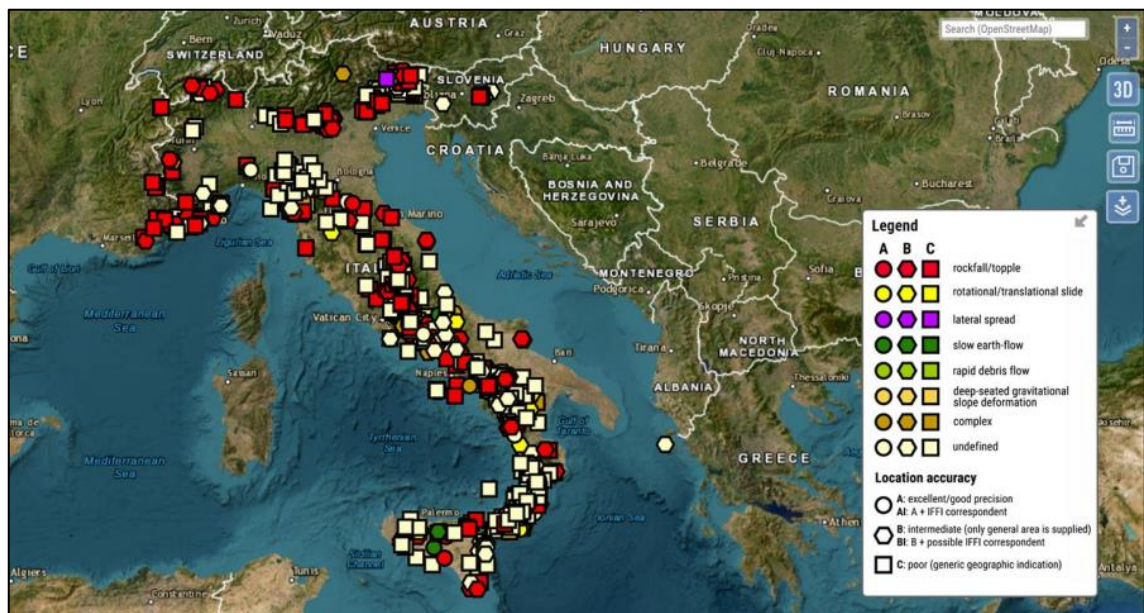


Figura 17. Interfaccia grafica (parziale) della versione webGIS del database delle frane storiche sismoindotte, il *CFTIlandslides* (Zei et alii, 2024a).

In Figura 18, è riportata la distribuzione delle frane sismoindotte, suddivise per tipologia, presenti nel catalogo *CFTIlandslide*.

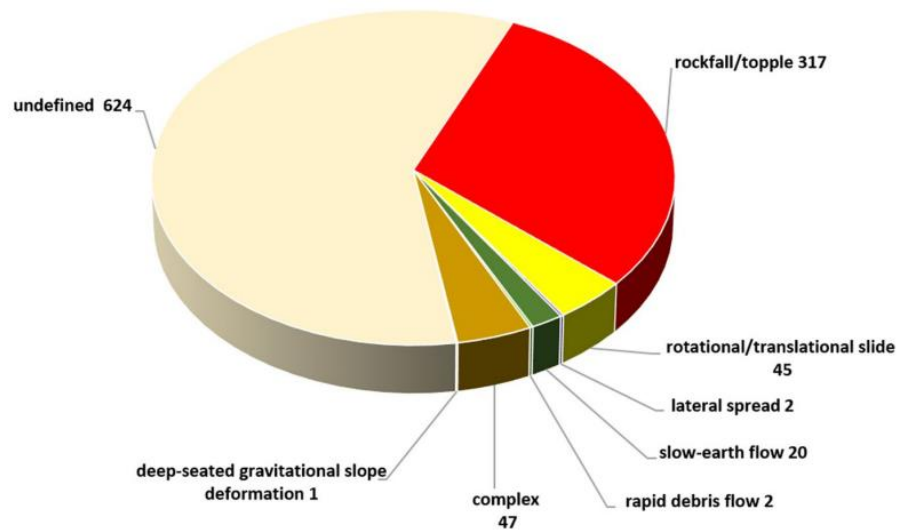


Figura 18. Distribuzione delle frane sismoindotte suddivise per tipologia (Zei et alii, 2024a).

Il grafico mostra chiaramente che, fatta eccezione per i movimenti non classificati (*undefined*), le frane da crollo (*rockfall*) e i ribaltamenti (*topple*) predominano vistosamente, seguite dai movimenti complessi (*complex*), i quali per definizione possono comunque presentare una componente di crollo e/o ribaltamento (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996).

2.2 Stato dell'arte sulla valutazione della suscettività da frana

La suscettività da frana rappresenta una misura della propensione di un'area al dissesto gravitativo, senza alcun riferimento esplicito alla componente temporale o alla magnitudo potenziale dell'evento atteso e indipendentemente dal fatto che tali dissesti siano già accaduti o meno (Varnes, 1984; Canuti & Casagli, 1994; Guzzetti et alii, 1999; Glade et alii, 2005; Guzzetti et alii, 2005a; van Westen et alii, 2006; Fell et alii, 2008).

In letteratura sono stati proposti svariati approcci per la valutazione della suscettività da frana, in dipendenza del contesto analizzato, dello scopo del lavoro e della scala di indagine (Dong et alii, 2023). Storicamente, le prime metodologie per la realizzazione di *carte della stabilità dei versanti* furono pubblicate nei primi anni '70', data la crescente necessità di comprendere meglio i rischi naturali, in relazione particolare a frane e smottamenti del terreno, nel generale contesto di espansione urbanistica (e.g., Papani & Tellini, 1973). Da allora sono stati proposti diversi approcci, riconducibili alle seguenti macrocategorie: euristici, statistici, deterministici, metodi di *machine learning* (Aleotti & Chowdhury, 1999; Fell et alii, 2008; Rapolla et alii, 2012; Pourghasemi et alii, 2018; Reichenbach et alii, 2018; Marsala et alii, 2019; Merghadi et alii, 2020; Shano et alii, 2020; Ma et alii, 2021; Liu et alii, 2023). Sommariamente, i metodi euristici si basano prevalentemente sull'esperienza dell'operatore; questi sono di natura qualitativa e prevedono la valutazione soggettiva dei fattori che influenzano le frane, come la topografia, la geologia, l'uso del suolo e la vegetazione. Sebbene i risultati dell'analisi dipendano fortemente dalla sensibilità dell'analista, risultando potenzialmente imprecisi, i metodi euristici rappresentano l'alternativa più valida in assenza di dati quantitativi (cataloghi di movimenti franosi o dati geotecnici esaustivi) o per valutazioni preliminari. I metodi statistici richiedono una notevole quantità di dati storici di movimenti franosi, che vengono utilizzati per derivare i rapporti esistenti tra frane (avvenute) e caratteristiche geologico-geomorfologiche locali; le relazioni statistiche ottenute vengono poi utilizzate per costruire modelli di suscettività. I metodi deterministici sono basati su modelli fisico-matematici che descrivono i processi sottesi all'attivazione dei movimenti franosi;

richiedono una grande quantità di dati geotecnici e idrologici e permettono una caratterizzazione esaustiva dell'area analizzata in termini di suscettività. I metodi di *machine learning*, infine, richiedono estesi dataset geospaziali e ambientali; i diversi modelli (tra cui *Random Forest*, *Support Vector Machine*, *Artificial Neural Networks*) permettono di elaborare un'enorme mole di dati, arrivando ad individuare eventuali relazioni non lineari tra le variabili. Date le procedure sottese di analisi dei dati, queste tecniche sono spesso ricondotte ad approcci di tipo statistico multivariato. In questo ambito, l'utilizzo dei Sistemi di informazioni geografici (Geographic Information Systems, GIS) e di tecniche di acquisizione dei dati basate sul *remote sensing*, costituisce una base fondamentale per l'analisi dei movimenti franosi da parte di ricercatori e tecnici, a tutto vantaggio della difesa e di una gestione ponderata del territorio (Carrara et alii, 1995; Hasegawa et alii, 2009; Bozzano et alii, 2010; Marchesini et alii, 2014).

2.2.1 I metodi euristici

Come premesso, i metodi euristici si basano essenzialmente sul giudizio di un operatore esperto, il quale analizza i dati a disposizione per arrivare ad una classificazione dell'area di indagine in termini di suscettività.

Dal punto di vista operativo, il primo passo di un'analisi euristica prevede la selezione dei parametri da raccogliere e analizzare, in base alla loro capacità di influenzare la predisposizione al dissesto. Una volta individuati, questi parametri vengono organizzati in categorie, come ad esempio intervalli di pendenza, classi di esposizione, caratteristiche litologiche e altri fattori rilevanti. L'obiettivo di tale suddivisione è garantire che l'influenza dei parametri all'interno di ciascuna classe sia il più possibile uniforme in termini di impatto sulla franosità. In seguito, un operatore esperto attribuisce un "peso" a ciascuna classe di ogni parametro, che riflette il grado con cui tale classe contribuisce alla suscettività da dissesto: a un peso maggiore corrisponde una minore stabilità del versante. Infine, i vari strati informativi "pesati" vengono combinati tramite semplici operazioni

matematiche, portando alla definizione delle classi di suscettività, che rappresentano il livello di instabilità di ciascun settore (Carabella et alii, 2020; Leoni et alii, 2015; Ruff & Czurda, 2008; Figura 19).

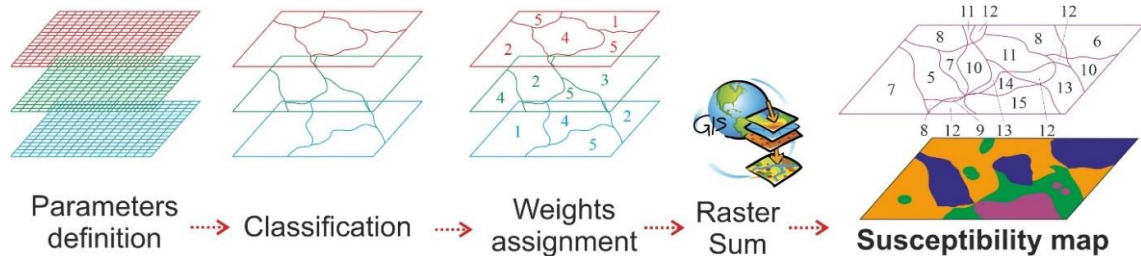


Figura 19. Schematizzazione del procedimento euristico dalla definizione dei parametri, alla loro classificazione, all'assegnazione dei pesi, fino alla realizzazione della carta di suscettività (preliminare e classificata; modificato da Carabella et alii, 2022).

Tra i primi studi eseguiti con approccio euristico va segnalato quello di Amadesi & Vianello (1978), nel quale gli autori analizzano litologia, pendenza dei versanti, grado e tipo di erosione di questi ultimi (caratteri geomorfologici), la loro esposizione (soprattutto nelle zone di montagna), la giacitura degli strati, la copertura vegetale, le condizioni climatiche e le caratteristiche sismiche, al fine di realizzare una “carta previsionale, a scala medio-grande, della stabilità dei versanti” (Figura 20).

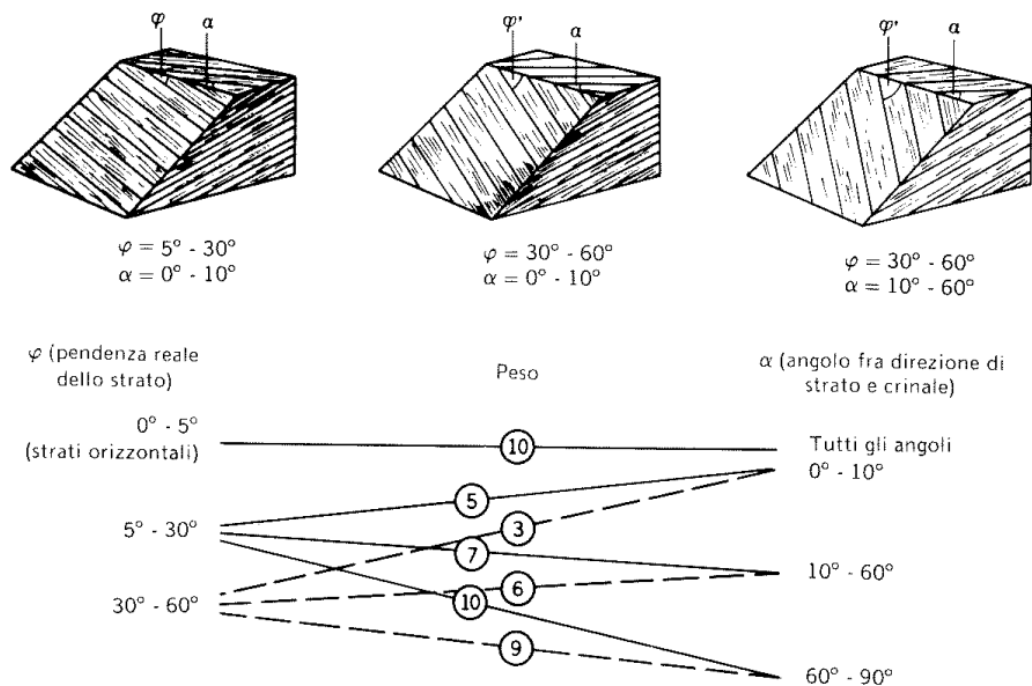


Figura 20. Criteri per l'assegnazione dei pesi in caso di versanti con stratificazione a traverspoggio (φ è l'angolo di immersione reale dello strato, α è l'angolo tra la direzione di strato e l'andamento del pendio; Amadesi & Vianello, 1978).

Al giorno d'oggi, grazie all'avvento e allo sviluppo dei sistemi GIS, l'analisi della suscettività da frana si realizza attraverso la combinazione di opportuni tematismi, riprodotti in formato digitale.

Nonostante la metodologia più diffusa per integrare i vari parametri sia rappresentata dalla somma pesata dei tematismi, esistono studi che suggeriscono strategie alternative. Questi approcci sono stati sviluppati con l'intento di attribuire una maggiore importanza a determinati fattori, che vengono considerati di peso maggiore rispetto ad altri. In sostanza, l'obiettivo è quello di modulare il contributo di ciascun parametro, evidenziando quelli che, in base al contesto o alle finalità dell'analisi, si ritiene abbiano un impatto più significativo sugli esiti finali, rispetto a un'applicazione uniforme di pesi. Questo permetterebbe di affinare il modello in modo da renderlo più aderente alla realtà osservata. Un esempio è rappresentato dalla seguente equazione, proposta da Leoni et alii (2009):

$$S_l = P_l P_s \frac{\sum_n i_n w_n}{\sum_n w_n}$$

in cui S_l rappresenta la suscettività da frana, P_l la litologia affiorante, P_s la pendenza del versante, i_n e w_n , rispettivamente, l'indice e il peso dell' n -esimo fattore predisponente. In questo approccio, litologia affiorante e pendenza sono chiamati fattori discriminanti, e assumono il valore 0 o 1 in base alla loro assenza o presenza.

Un altro metodo spesso impiegato per ricalibrare l'importanza relativa dei vari fattori nella valutazione della suscettività di un versante è l'uso del cosiddetto *contribution ratio* (letteralmente "rapporto di contributo"). Questo indice viene attribuito a ciascun parametro al fine di rappresentare il suo impatto complessivo sulla suscettività del versante. Durante il processo di calcolo della suscettività, il *contribution ratio* di ogni parametro viene moltiplicato per il peso assegnato alle singole classi di quel fattore, in modo che il valore finale sia comparabile con quelli assegnati agli altri fattori considerati.

In questo modo, si ottiene una valutazione equilibrata del contributo di ciascun parametro, a favore di un'analisi più accurata della suscettività (Marsala et alii, 2019).

Le fasi di lavoro appena descritte si possono sintetizzare nel seguente ordine:

- definizione dei parametri che contribuiscono all'instabilità del versante;
- classificazione dei parametri in un numero congruo di classi, i cui elementi danno un contributo alla suscettività confrontabile;
- attribuzione di un peso ad ogni classe di ogni parametro, in base al contributo dato all'instabilità di versante;
- attribuzione di un *contribution ratio* ad ogni parametro (facoltativo);
- combinazione dei diversi tematismi attraverso sommatoria (o altra operazione matematica) dei fattori pesati e sintesi della carta di suscettività preliminare;
- classificazione della carta preliminare in un numero opportuno di classi di suscettività.

L'approccio euristico presenta numerosi vantaggi rispetto ad altre metodologie, che lo rendono una scelta particolarmente interessante in diversi contesti. In primis, risulta di facile applicazione e non richiede necessariamente una mole ingente di dati, per cui si presta alla perfezione a contesti con risorse limitate. Un altro aspetto positivo è la sua capacità di integrare vari tipi di dati, consentendo una prospettiva multidisciplinare. Inoltre, è adattabile a diverse scale di indagine (in dipendenza dello scopo del lavoro e dei dati a disposizione) e i criteri di classificazione sono facilmente comprensibili, anche da non esperti. A ciò si aggiunge il fatto che l'approccio euristico è relativamente economico, sia in termini di costi diretti che di tempo impiegato, e i risultati ottenuti possono essere aggiornati e perfezionati con facilità quando si rendono disponibili nuovi dati.

Nonostante queste premesse, l'approccio euristico mostra alcune importanti criticità, di cui va tenuto debitamente conto. La principale criticità risiede nella componente soggettiva, che si basa in gran parte sul giudizio dell'operatore esperto. Questa soggettività, inevitabile in un approccio non “matematico”, può condurre a interpretazioni

diverse dello stesso fenomeno. Ad esempio, due esperti potrebbero valutare diversamente l'influenza di un determinato fattore sulla suscettività da frana, arrivando a classificazioni differenti o attribuendo pesi diversi agli elementi in gioco. Ciò potrebbe tradursi in risultati non sempre confrontabili tra loro. Questa variabilità è una conseguenza naturale della soggettività del giudizio umano, influenzato dal *background* culturale, dall'esperienza e dalla formazione di ciascun operatore.

2.2.2 I metodi statistici

Nei metodi statistici, la suscettività da frana viene determinata attraverso l'analisi della distribuzione dei parametri predisponenti ed innescanti i movimenti franosi rispetto alla distribuzione spaziale di questi ultimi (Carrara et alii, 1991; Falaschi et alii, 2008; Reichenbach et alii, 2018; Yuvaraj & Bhagyasree, 2023).

Genericamente, le tecniche di analisi con approccio statistico possono essere suddivise in bivariate e multivariate (Yalcin, 2008; Schicker & Moon, 2012; Kavzoglu et alii, 2015; Conoscenti et alii, 2015). Le analisi statistiche bivariate (*Frequency Ratio* (FR), *Weight of Evidence* (WoE), *Certainty Factor* (CF), *Information Value* (IV), altre), si basano sulla relazione tra singoli fattori predisponenti o innescanti (e.g., pendenza, litologia, uso del suolo, altri) e la presenza di frane (Figura 21).

Tali approcci sono considerati robusti e flessibili, pur presentando diverse limitazioni, tra cui la perdita di qualità e accuratezza dei dati a causa dell'eccessiva semplificazione dei dati tematici di input. Le tecniche di analisi multivariate (*Logistic Regression* (LR), *Maximum Entropy* (ME), *Linear Discriminant Analysis* (LDA), altre) considerano simultaneamente più fattori per determinare la suscettività, risultando più complesse ma fornendo allo stesso tempo risultati più accurati. Le recenti tecniche di *machine learning* (*Artificial Neural Network* (ANN), *Random Forest* (RF), *Support Vector Machines* (SVM), altre), permettono infine di identificare e modellare le relazioni tra variabili geologiche, climatiche e ambientali e la distribuzione dei movimenti franosi, analizzando

più variabili indipendenti e fornendo stime più accurate rispetto ai metodi tradizionali (Merghadi et alii, 2020; Achu et alii, 2023).

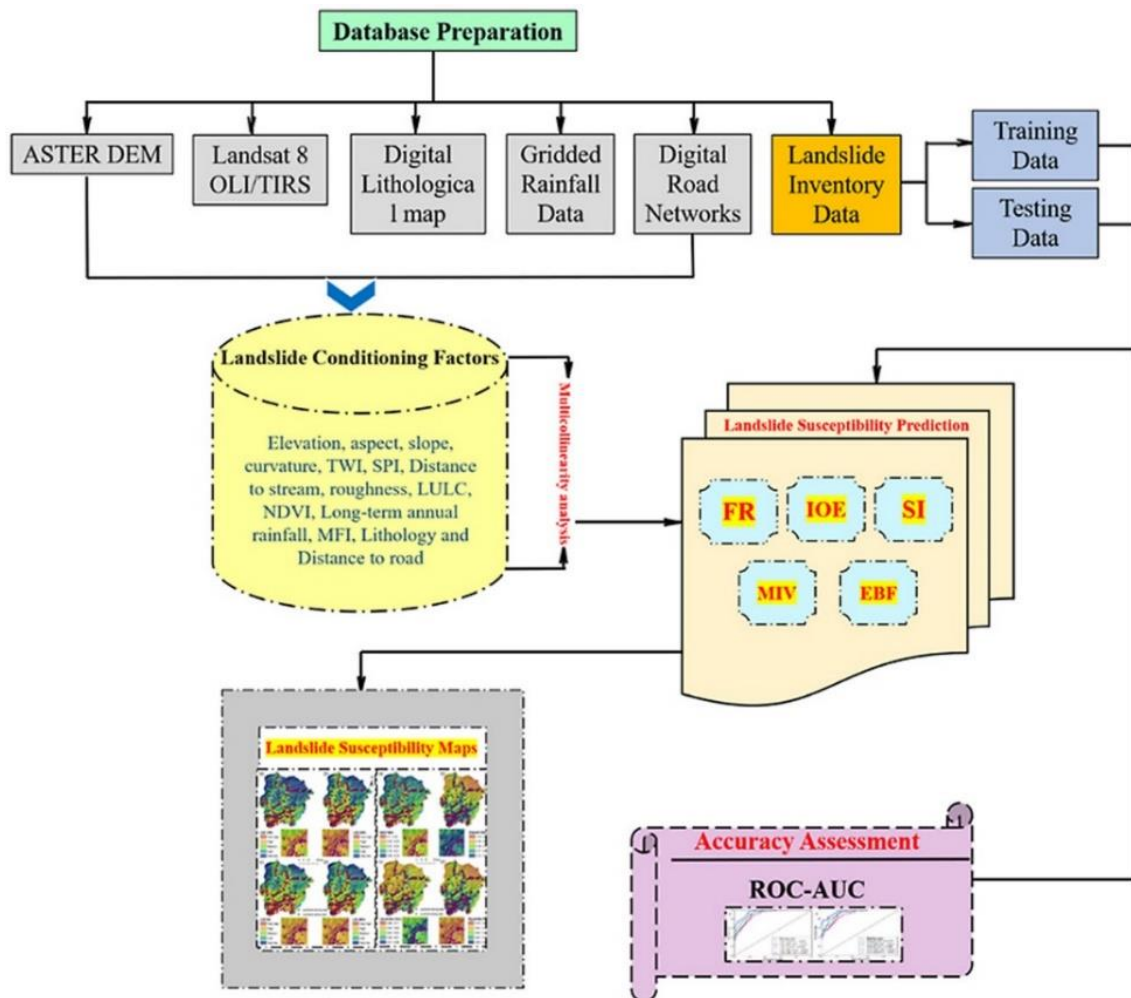


Figura 21. Esempio di diagramma di flusso di un'analisi statistica bivariata della suscettività da frana (Das et alii, 2023).

Sebbene le analisi statistiche presentino numerosi vantaggi rispetto agli approcci qualitativi, quali il conseguimento di risultati più oggettivi e meno operatore-dipendenti, i procedimenti adottati possono presentare diverse criticità. La prima, e più importante, consiste nella qualità delle informazioni sui movimenti franosi a disposizione, poiché il contributo dei singoli fattori alla suscettività finale viene valutato sulla loro base (Xu, 2015; Carabella et alii, 2022); i cataloghi disponibili, o i dati raccolti ex-novo per le finalità del lavoro, possono difatti essere incompleti o non rappresentare correttamente la distribuzione effettiva dei movimenti franosi. Questa criticità può essere legata a diversi fattori, quali l'impossibilità di rilevare determinati settori per cause naturali o antropiche,

la bassa risoluzione spaziale dei cataloghi meno recenti, la tendenza a rilevare in modo non uniforme (preferendo le aree più accessibili o quelle ritenute strategiche – e.g., le vie di comunicazione).

Un'altra criticità è rappresentata dalla scelta delle variabili predittive che, alle volte, mostrano correlazioni spurie con la suscettività da frana (alcune variabili altamente correlate possono interferire con i risultati nei modelli multivariati); tale aspetto è spesso affrontato attraverso l'impiego di metodi multivariati, i quali analizzano queste interazioni, permettendo di risolverle, ma richiedono un dataset più esteso. Infine, alcuni modelli si basano su assunzioni forti, come la normalità delle distribuzioni o la linearità delle relazioni, non sempre applicabili ai dati di suscettività da frana.

In sintesi, la scelta del metodo statistico da applicare, la quantità e la qualità dei dati a disposizione e l'interpretazione delle relazioni rappresentano dei fattori estremamente complessi nella modellazione statistica della suscettività da frana.

2.2.3 I metodi deterministici

I metodi deterministici si basano sulla valutazione delle condizioni di stabilità di un versante attraverso il calcolo del fattore di sicurezza (F_s), definito dal rapporto tra le forze resistenti (stabilizzanti) e le forze trainanti (destabilizzanti) che agiscono lungo una superficie di rottura (Terlien et alii, 1995; Terlien, 1998; Finicelli et alii, 2016; Roslee et alii, 2017). Il fattore di sicurezza di un versante corrisponde al fattore di sicurezza della superficie di scorrimento più critica (F_s più basso). Un valore di F_s maggiore di 1 indica stabilità del versante; un valore minore di 1 indica instabilità del versante e quindi suscettività da frana. Il principio base di funzionamento dei modelli deterministici prevede quindi che una frana si verifichi quando le forze destabilizzanti superano quelle stabilizzanti.

A differenza degli altri approcci finora discussi, i metodi deterministici richiedono un'estesa ed accurata conoscenza delle caratteristiche geotecniche del materiale che costituisce il pendio (angolo di attrito interno, coesione, peso dell'unità di volume, permeabilità del suolo e del terreno, pressione dell'acqua nei pori), della geometria del versante (pendenza e morfologia del terreno), delle caratteristiche idrologiche dell'area di studio (presenza e profondità della falda) e della sismicità locale (frequenza e magnitudo degli eventi sismici che possono interessare l'area di studio, riducendo temporaneamente la resistenza al taglio del materiale).

Esistono diversi modelli utilizzati per la valutazione deterministica della stabilità di un pendio. Alcuni di questi, a titolo di esempio, sono il modello a pendio indefinito (*Infinite Slope Model – ISL*; Taylor, 1948), il metodo dell'equilibrio limite (*Limit Equilibrium Method – LEM*; Fellenius, 1936; Bishop, 1955; Spencer, 1967), il TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope Stability*; Baum et alii, 2022, 2008), lo SHALSTAB (*SHALlow Landslides STABility*; Montgomery & Dietrich, 1994), il SINMAP (*Stability INDEX MAPping*; Pack et alii, 1998, 2005).

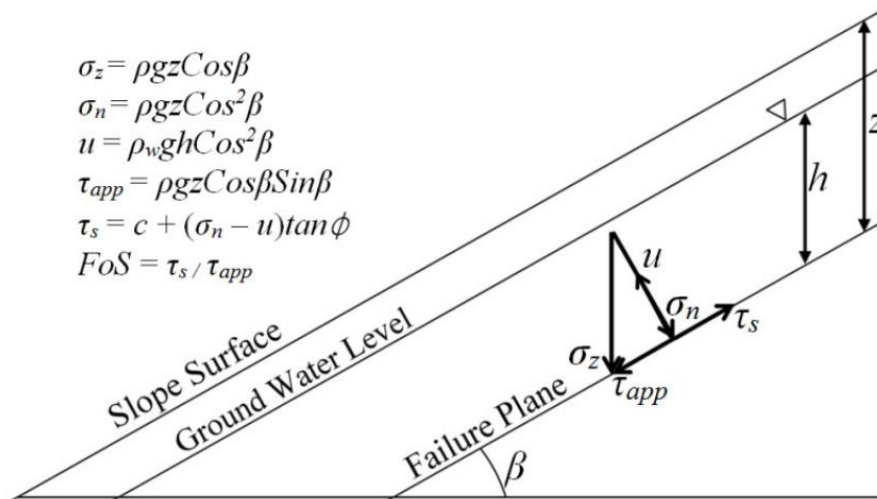


Figura 22. Modello a pendio indefinito (Sarma et alii, 2015).

Per loro stessa natura, i metodi deterministici possiedono una base fisica rigorosa, seguendo leggi matematiche che descrivono i processi meccanici che portano all'attivazione dei fenomeni franosi. A condizione che il contesto di applicazione sia noto

e la quantità e la qualità dei dati acquisiti sia sufficientemente alta, le valutazioni che si ottengono risultano molto affidabili. Rispetto ai metodi euristici e a quelli statistici, le aree indagabili sono tuttavia assai più ridotte, a causa della mole di dati richiesta, da cui costi spesso elevati (si analizzano singoli versanti o sezioni di un pendio). Un'altra delle maggiori criticità dei metodi deterministici consiste delle assunzioni iniziali, spesso eccessivamente semplificate, necessarie all'applicazione del modello, quali condizioni di scivolamento omogenee; inoltre, i modelli sono molto sensibili ai dati di input, per cui piccole variazioni nelle parametrizzazioni iniziali comportano spesso grandi variazioni nei risultati finali.

In conclusione, i metodi deterministici sono strumenti estremamente validi nella valutazione della suscettività da frana a scala locale, a condizione che i dati a disposizione siano esaustivi ed affidabili. Valutazioni più accurate sono comunque ottenibili attraverso l'integrazione dei modelli descritti con altri metodi, quali quelli statistici. Questo approccio, difatti, consente di superare i limiti intrinseci ai diversi modelli e fornire una valutazione più completa della stabilità del pendio e della suscettività da frana.

2.2.4 Vantaggi e criticità dei diversi approcci

Dalle premesse fatte, rispetto agli obiettivi del lavoro e all'estensione dell'area analizzata, i metodi per la valutazione della suscettività da frana differiscono per vantaggi e/o criticità, tra cui qualità e quantità dei dati richiesti per l'analisi, estensione dell'area indagabile e qualità dei risultati attesi. In tale contesto, la Tabella 2 offre un confronto immediato tra i diversi approcci discussi nei paragrafi precedenti.

Tabella 2. Vantaggi e criticità delle metodologie per la valutazione della suscettività da frana.

<i>Metodo</i>	<i>Vantaggi</i>	<i>Criticità</i>
Euristico	Alternativa valida in assenza di dati quantitativi o per valutazioni preliminari	Risultati dipendenti dalla sensibilità dell'analista e potenzialmente imprecisi

	Procedure per l'elaborazione dei dati semplici ed economiche Possibilità di integrare dataset di varia tipologia Adattabilità a diverse scale di indagine	Replicabilità in nuove aree dipendente dal contesto geologico-geomorfologico
Statistico	Risultati oggettivi in relazione ai dati di input Facile replicabilità del metodo Adattabilità a diverse scale di indagine	Richiesta spesso un'ingente mole di dati Risultati dipendenti dalla qualità dei dataset di input Procedure per l'elaborazione dei dati potenzialmente complesse Correlazioni potenzialmente spurie tra le variabili predittive Approccio potenzialmente dispendioso in termini economici e temporali
Deterministico	Risultati affidabili rispetto ai dati di input Caratterizzazione esaustiva del sito di indagine Procedura rigorosa e replicabile in diversi contesti	Assunzioni iniziali spesso eccessivamente semplificate Modelli sensibili ai dati di input Approccio potenzialmente dispendioso in termini economici e temporali Applicabilità alla scala del versante

2.3 Modelli numerici per la simulazione dei crolli

Negli ultimi anni, sono stati sviluppati diversi codici di calcolo avanzati che permettono la modellazione numerica delle traiettorie dei blocchi coinvolti nelle frane da crollo. Questi strumenti si basano su algoritmi matematici e fisici che consentono di simulare il comportamento dei blocchi rocciosi nel moto di caduta, considerando variabili quali la geometria del rilievo, le caratteristiche meccaniche del materiale in movimento e le condizioni ambientali. I risultati prodotti sono di grande valore nell'ambito della mitigazione del pericolo e del rischio da frana, poiché permettono una stima accurata dell'area potenzialmente interessata dai fenomeni di crollo e dell'impatto che tali eventi possono avere sulla società, sull'ambiente antropico e su quello naturale. L'evoluzione delle conoscenze nel campo e l'aumento della potenza di calcolo connessa all'avanzamento tecnologico, inoltre, stanno garantendo un'accuratezza delle simulazioni effettuate progressivamente maggiore.

Tra i software disponibili sul mercato si hanno Rockyfor3D (Dorren, 2016), Stone (Guzzetti et alii, 2002; Alvioli et alii, 2021, 2023), RockGIS (Matas et alii, 2017, 2020), 2D CRSP (Jones et alii, 2000), 3D CRSP (Yepes et alii, 2017), RAMMS::Rockfall (Leine et alii, 2014), Flow-R (Horton et alii, 2013), Hy-STONE (Agliardi & Crosta, 2003).

Rockyfor3D è un modello di simulazione, fisicamente basato, che combina algoritmi deterministici con approcci stocastici per calcolare la traiettoria di caduta di singoli blocchi rocciosi nelle tre dimensioni (3D). Il modello adotta un approccio fisico-probabilistico, tenendo conto sia delle leggi fisiche che descrivono il movimento dei massi, sia delle incertezze legate alla misurazione dei parametri coinvolti. Le analisi possono essere svolte a diversa scala, permettendo di caratterizzare settori circoscritti come singoli versanti ma anche aree geografiche ampie. Tutto ciò rende il modello uno strumento efficace sia per studi locali altamente specifici, sia per valutazioni a livello regionale o nazionale (Dorren, 2016).

Grazie alla sua applicabilità, il modello ha trovato impiego in una vasta gamma di contesti. In ambito accademico, viene utilizzato a scopo di ricerca, consentendo lo sviluppo di nuove teorie, la verifica di ipotesi e l'approfondimento e la comprensione di fenomeni complessi (e.g., Dorren & Berger, 2010; Fuhr et alii, 2015; Netti et alii, 2016; Robiati et alii, 2019; Žabota et alii, 2021; Dorren et alii, 2022; Lukovic et alii, 2022; Noël et alii, 2023). Parallelamente, il modello ha trovato largo impiego in ambito industriale; la sua flessibilità e la capacità di adattarsi a diversi scenari lo rendono, difatti, uno strumento essenziale sia per la ricerca avanzata che per l'implementazione di soluzioni pratiche nel mondo reale.

Le tre maggiori componenti di Rockyfor3D sono: 1) il calcolo della caduta libera con moto parabolico e la sua intersezione con la topografia; 2) il calcolo dei rimbalzi lungo il pendio; 3) il calcolo della direzione di caduta a seguito dei rimbalzi (Bourrier et alii, 2009; Figura 23).

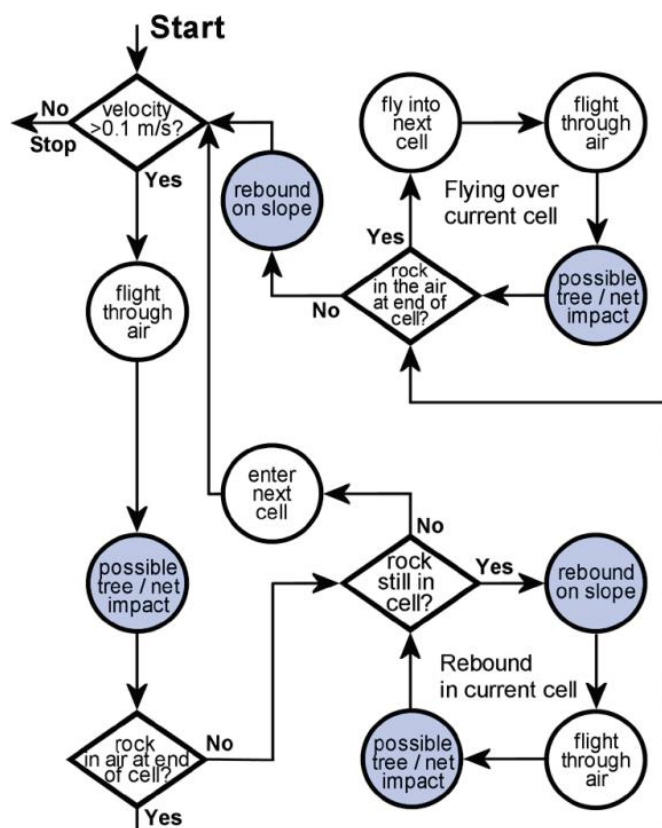


Figura 23. Diagramma di flusso di Rockyfor3D. I cerchi colorati in blu indicano i punti del modello in cui possono avvenire variazioni della direzione simulata di caduta del blocco (Dorren, 2016).

In questo contesto, Rockyfor3D non modella lo scivolamento dei massi, inteso come slittamento prolungato lungo il terreno, concentrandosi principalmente sui movimenti di caduta e rimbalzo. Se richiesto, inoltre, nella simulazione può essere integrato l'effetto frenante degli urti contro gli alberi o di reti paramassi, la cui conoscenza risulta spesso fondamentale nella progettazione e nella realizzazione di interventi di prevenzione adeguati nei contesti esposti a pericoli naturali (Figura 23).

Rockyfor3D richiede diversi dati di input, necessari ad una modellazione dei crolli coerente rispetto alle caratteristiche delle aree di studio. La modellazione di base necessita di dieci carte, in formato *raster*, di uguale estensione e risoluzione, che riportano informazioni su topografia, densità dei blocchi rocciosi, forma e dimensione di questi, rugosità della topografia e tipologia del suolo. Per quanto riguarda l'accuratezza delle simulazioni, è preferibile lavorare con una dimensione di cella compresa tra $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ e $10\text{ m} \times 10\text{ m}$, sia in ragione di una maggiore precisione spaziale delle mappe risultanti e di una maggiore accuratezza delle dinamiche cinematiche simulate, sia per la migliore qualità dei dati di input (Dorren, 2016).

Entrando nello specifico, i *raster* necessari alla simulazione sono i seguenti:

- *dem*, che rappresenta il modello digitale del terreno (i.e., la topografia);
- *rockdensity*, che indica la densità del materiale coinvolto nei movimenti franosi in ogni cella sorgente;
- *d1*, *d2* e *d3*, che definiscono altezza, larghezza e lunghezza dei blocchi in ogni cella sorgente;
- *blshape*, che indica la forma del blocco in caduta (parallelepipedo, blocco ellissoidale, blocco sferico, blocco discoidale);
- *rg70*, *rg20* e *rg10*, che definiscono la scabrezza della superficie inclinata, intesa come i blocchi depositati lungo il pendio che possono ostacolare la caduta di nuovi gravi;
- *soiltype*, che definisce la tipologia del suolo.

Come anticipato, Rockyfor3D permette di simulare l'effetto degli urti contro eventuali alberi presenti nell'area di studio. A tale scopo, si può procedere in due modi: il primo prevede l'elaborazione di un file con le coordinate di ogni singolo albero e il diametro del fusto misurato all'altezza del petto; il secondo prevede l'elaborazione di quattro carte (sempre in formato *raster*), con le informazioni sulla vegetazione ritenute più rilevanti ai fini dell'analisi. Queste carte sono:

- *nrtrees*, che riporta il numero di alberi per ettaro all'interno di ogni cella;
- *dbhmean*, che indica il diametro del fusto misurato all'altezza del petto;
- *dbhstd*, che riporta la deviazione standard della misura del diametro del fusto misurato all'altezza del petto;
- *conif_percent*, che descrive la percentuale media di alberi di conifere all'interno di ogni cella.

Per le simulazioni con reti paramassi, infine, sono richiesti ulteriori file per la descrizione dei quali si rimanda a Dorren (2016).

Rockyfor3D richiede ulteriori parametri per l'esecuzione delle simulazioni, che possono essere inseriti direttamente attraverso l'interfaccia grafica del software (Figura 24).

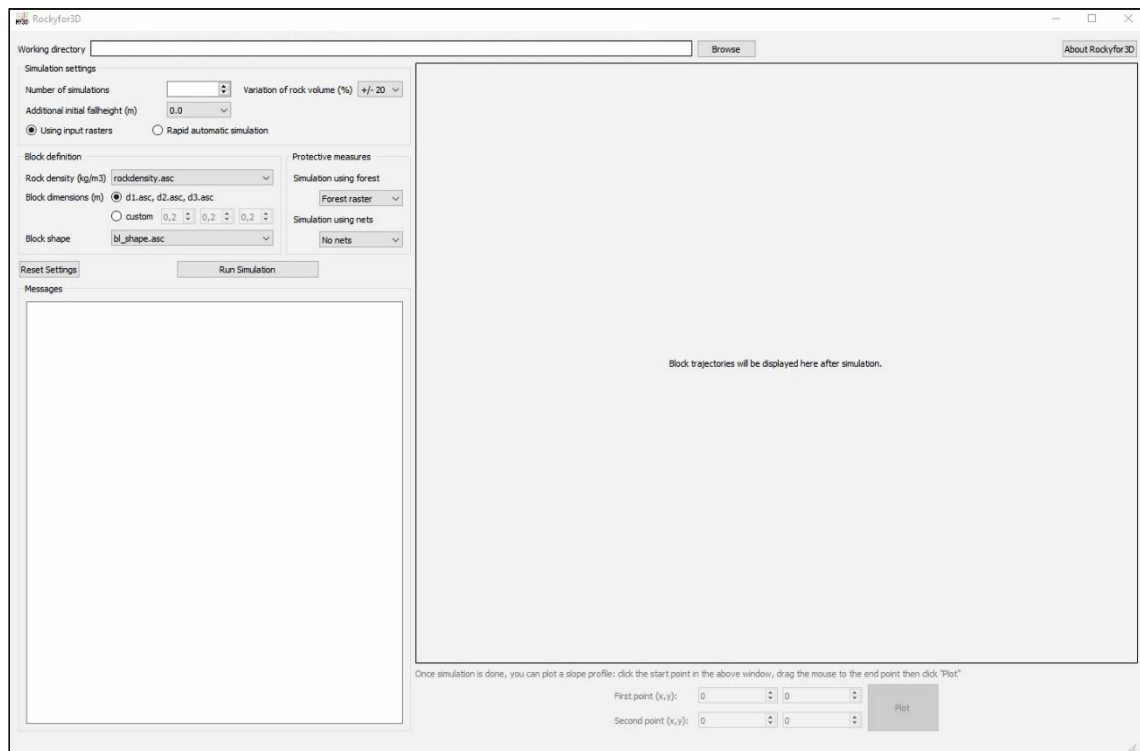


Figura 24. Interfaccia grafica (GUI) di Rockyfor3D.

Tali parametri sono:

- numero di simulazioni (per cella sorgente);
- altezza di caduta dei massi iniziale aggiuntiva;
- variazione percentuale del volume dei blocchi in caduta (ricalcolato in modo casuale durante la simulazione di ogni traiettoria nell'intervallo definito);
- simulazione con foresta;
- simulazione con reti paramassi;
- caratteristiche dei blocchi in caduta (file sorgente con le informazioni sulla densità dei blocchi; file sorgente con le informazioni sulle dimensioni dei blocchi o impostazione diretta del parametro; file sorgente con le informazioni sulla forma dei blocchi o impostazione diretta del parametro).

Inoltre, in ogni simulazione sono fissati di default i seguenti parametri: velocità iniziale orizzontale pari a 0,5 m/s; velocità iniziale verticale pari a -0,5 m/s.

Il modello restituisce una serie di output in formato *raster*, i quali consentono di visualizzare e analizzare in modo dettagliato le aree potenzialmente vulnerabili, tra cui i seguenti:

- *Nr_passages*, che indica il numero di blocchi transitati in ogni cella durante la simulazione;
- *Nr_deposited*, che indica il numero di blocchi che hanno arrestato il loro moto in ogni cella durante la simulazione;
- *Reach_probability*, che indica quanto è probabile che un masso raggiunga una data cella;
- *E_mean*, che indica la media dei massimi valori di energia cinetica (di rotazione e di traslazione), espressa in kJ e riferita a tutti i blocchi in transito attraverso quella cella.

I risultati prodotti dalla simulazione possono essere visualizzati ed elaborati in ambiente GIS. Essi costituiscono una base fondamentale per la valutazione delle pericolosità e dei rischi connessi al verificarsi delle frane da crollo, per una gestione ponderata del territorio e per la protezione di vite umane e infrastrutture.

3 Inquadramento regionale

La regione Abruzzo presenta un territorio con caratteristiche geologiche, geomorfologiche e sismiche eterogenee, per cui offre la possibilità di sviluppare e testare metodologie innovative per la stima della suscettività e della pericolosità da crollo e da crollo sismoindotto.

Per valutare la robustezza dell'approccio proposto in questa tesi (capitolo 4), sono stati quindi selezionati tre casi di studio all'interno dei suoi confini, appartenenti ai settori fisiografici di catena, pedemontano e costiero e rappresentativi di diversi contesti morfostrutturali e sismotettonici.

Fatte queste premesse, nei seguenti paragrafi viene proposto un quadro sintetico dell'assetto fisiografico, geologico, geomorfologico e sismotettonico abruzzese, al fine di incorniciare le aree di studio nel più ampio contesto regionale prima di procedere alla trattazione delle loro caratteristiche locali (capitolo 5).

3.1 Inquadramento fisiografico

La regione Abruzzo è localizzata nel settore centro-orientale della penisola italiana. Da ovest verso est, il suo paesaggio è caratterizzato dai tre domini fisiografici di catena, pedemontano e costiero (Figura 25).

Il settore di catena costituisce la maggior parte del territorio abruzzese e presenta quote che variano nell'intervallo 1.000-2.900 m s.l.m. Le dorsali montuose si sviluppano con direzione prevalente da NO-SE a NNO-SSE e presentano le quote massime in corrispondenza delle cime del Gran Sasso d'Italia (Corno Grande, 2.912 m s.l.m.), della Maiella (Monte Amaro, 2.793 m s.l.m.) e delle montagne del Morrone (Monte Morrone, 2.061 m s.l.m.). All'aspro paesaggio montano si interpongono valli a direzione circa parallela alle strutture montuose ed ampie conche intermontane quali, ad esempio, la

Conca del Fucino, quella di Sulmona o quella de L'Aquila (Bosi et alii, 1995; Parotto et alii, 2004).

Il settore pedemontano presenta quote nell'intervallo 100-1.000 m s.l.m. che decrescono spostandosi dal settore occidentale verso quello orientale ed è rappresentato da rilievi collinari con direzione circa parallela all'asse della catena appenninica, che si alternano ad estese zone sub-pianeggianti che digradano dolcemente verso nord-est. L'uniformità del paesaggio è localmente interrotta dalla presenza di valli a direzione media da SO-NE a SSO-NNE, impostate lungo il corso dei fiumi principali (Miccadei et alii, 2017).

La fascia costiera, infine, si estende per circa 125 km in direzione NNO-SSE dal fiume Tronto (verso nord) al fiume Trigno (verso sud) e presenta un'alternanza di coste basse e sabbiose e di coste alte e rocciose, che occupano circa l'80% e il 20% del territorio, rispettivamente. Pianori, spiagge sabbiose e piane costiere di modesta estensione caratterizzano le porzioni centrale e settentrionale; promontori, spiagge ciottolose e piccole baie la porzione meridionale (Calista et alii, 2019; Miccadei et alii, 2019b).

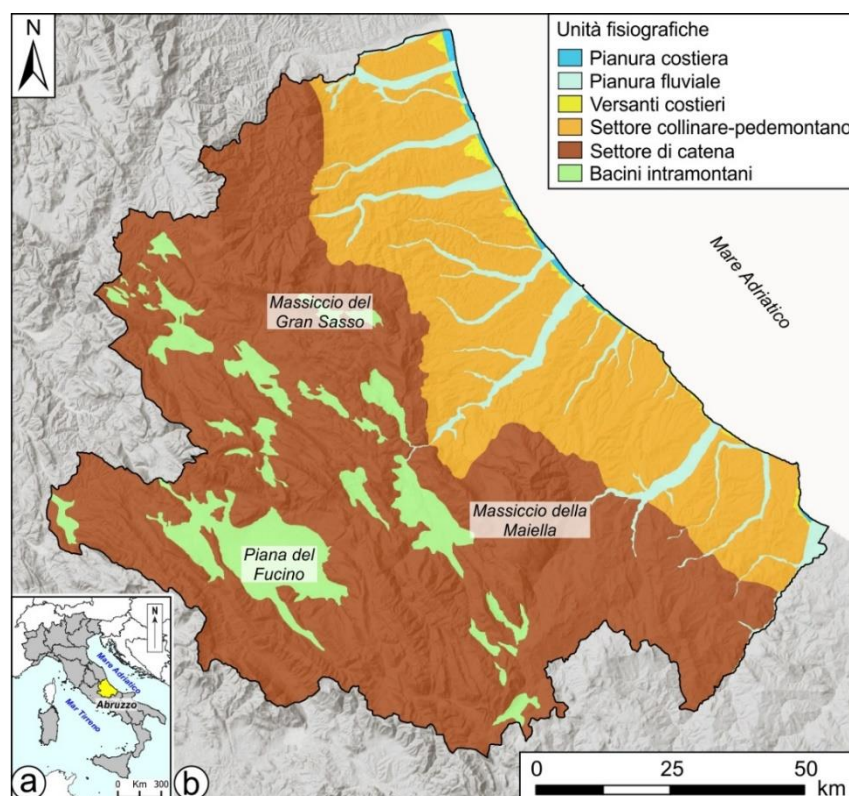


Figura 25. a) Ubicazione della regione Abruzzo nel territorio italiano e b) Schema fisiografico della stessa (modificato da Piacentini et alii, 2013).

I diversi ambienti fisiografici della Regione Abruzzo presentano caratteristiche morfometriche distintive (Figura 26).

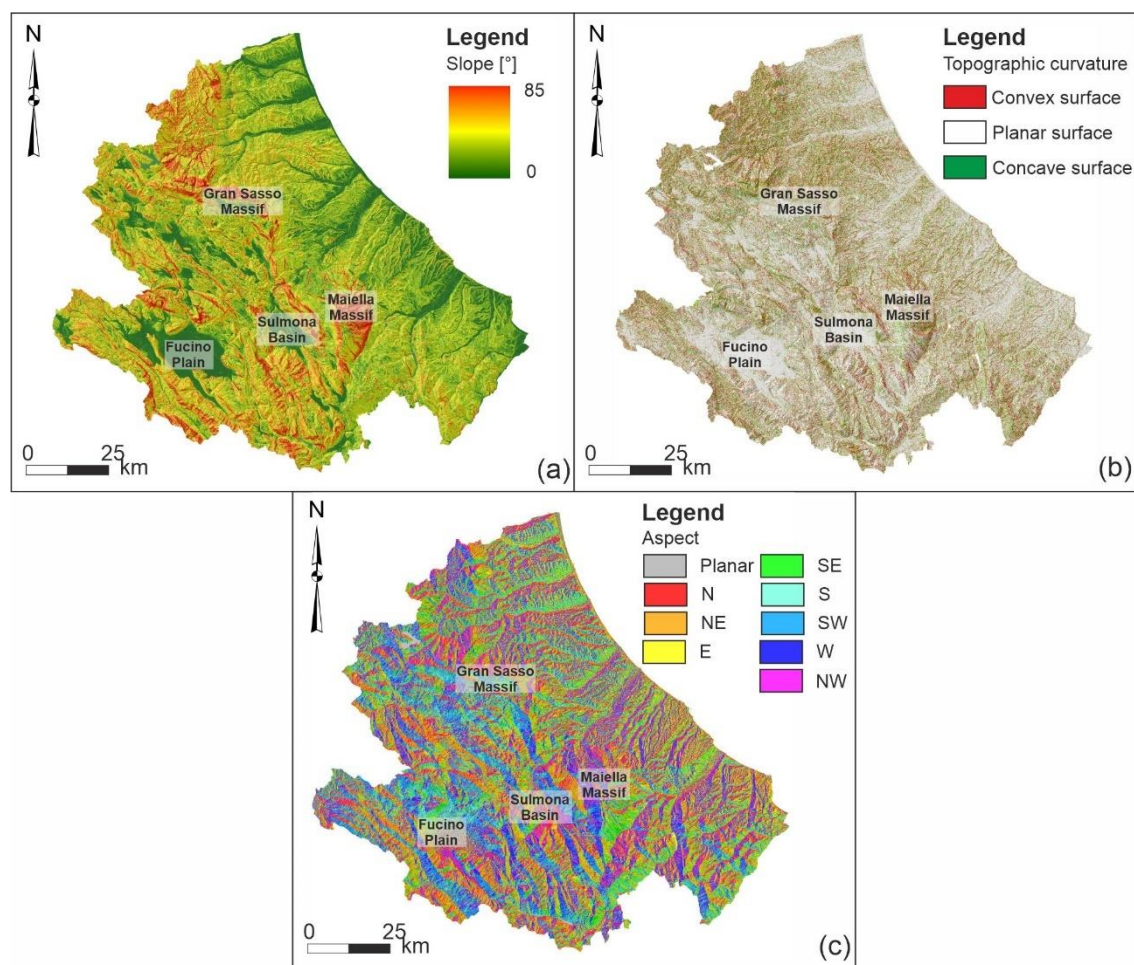


Figura 26. Carte a) della pendenza, b) della curvatura topografica e c) dell'esposizione dei versanti ottenute per la Regione Abruzzo dall'elaborazione del modello digitale del terreno con dimensione di cella 10 m x 10 m (Carabella et alii, 2022).

Dal punto di vista morfometrico, la regione Abruzzo presenta valori di pendenza che variano approssimativamente tra 0 e 90° (Figura 26a). I valori tra 20 e 40° caratterizzano estesamente il settore di catena; in tale contesto, valori superiori si individuano in corrispondenza dei rilievi montuosi del Gran Sasso e della Maiella, come anche lungo le valli minori e le forre. Valori nell'intervallo 5-20° descrivono il settore pedemontano e le aree che bordano i bacini intermontani. I valori minori, infine, contraddistinguono le aree costiere, le pianure alluvionali e i bacini intermontani.

Per quanto riguarda la curvatura topografica, i settori pianeggianti corrispondono alle aree costiere, alle pianure alluvionali nel pedemontano e ai bacini intermontani (Figura 26b).

Regioni concave e convesse si alternano regolarmente nell'area, descrivendo un paesaggio montano e collinare dominato da creste, rilievi isolati e valli longitudinali e trasversali.

Infine, la carta dell'esposizione dei versanti mostra una chiara differenziazione tra il settore di catena e quello pedemontano/costiero (Figura 26c). Nel dettaglio, il primo è caratterizzato da versanti con direzione da NO-SE a NNO-SSE ed esposizione principalmente variabile tra Ovest/Sud-Ovest ed Est/Nord-Est, secondariamente Nord o Sud. Il settore pedemontano/costiero, d'altra parte, presenta versanti con direzione principale da SO-NE a SSO-NNE ed esposizione variabile da SE a NO.

3.2 Inquadramento geologico

Dal punto di vista geologico, la Regione Abruzzo presenta una struttura piuttosto articolata, dovuta alle differenti fasi tettonico-sedimentarie che si sono avvicendate nel corso del tempo geologico.

La strutturazione dell'area ha avuto origine nel tardo triassico, in corrispondenza di un'insenatura della paleo-Tetide, con una sedimentazione tipica di acque basse che ha portato alla deposizione delle unità che costituiscono il basamento dell'Appennino centrale (Anidridi di Burano dell'area umbro-marchigiana; dolomia principale abruzzese; Cosentino et alii, 2010). La fase di *rifting* giurassica (Hettangiano superiore-Sinemuriano inferiore) ha indotto quindi uno smembramento della piattaforma, con l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese e lo sviluppo di un sistema ad *horst* e *graben*, che ha comportato l'annegamento di alcuni settori e l'instaurarsi di ambienti di sedimentazione variabili da quello di acque basse a quelli di mare profondo (Santantonio & Carminati, 2011; Carminati et alii, 2013). Successivamente a questa fase, le faglie giurassiche hanno mostrato un'attività blanda o nulla; questo assetto è perdurato per tutto il Giurassico, portando alla deposizione di spessori di sedimenti rilevanti. Nel Cretacico inferiore una fase di *rifting* ha indotto l'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e la convergenza delle placche dell'Africa e dell'Eurasia (Eagles, 2007; Schettino & Turco, 2011). In conseguenza di ciò, ha avuto inizio la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese, con la subduzione della placca oceanica sotto quella africana, fino alla collisione di quest'ultima con la placca continentale europea e all'orogenesi alpina (Carminati et alii, 2004). Nel Miocene inferiore, la rotazione del blocco Sardo-Corso ha dato quindi il via all'orogenesi appenninica, con sollevamenti asincroni e asimmetrici (Fanucci & Morelli, 2000; Edel et alii, 2001; Nisio & Fumanti, 2002; Beltrando et alii, 2010; Cosentino et alii, 2010). In tale contesto, il settore centrale della catena appenninica ha quindi attraversato una fase compressiva, con l'attivazione di sovrascorrimenti lungo piani a direzione da NO-SE a N-S, che è perdurata fino al Pliocene inferiore. Successivamente, nell'area si è impostato un regime di trascorrenza seguito, a partire dal Pleistocene inferiore, da processi di

sollevamento regionali, accompagnati dall'attivazione di un regime distensivo tuttora in atto ed in migrazione verso est, che ha generato le ondulazioni della topografia (Galadini & Messina, 2001, 2004; Boncio et alii, 2004; Miccadei et alii, 2017; Figura 27). A questa fase risalgono la formazione delle principali valli tettoniche e conche intermontane e l'emersione del settore pedemontano adriatico (Dramis, 1992; Calamita & Pizzi, 1994; Ascione & Cinque, 1999; D'Alessandro et alii, 2003; Parotto et alii, 2004; Patacca et alii, 2008; Giaccio et alii, 2012).

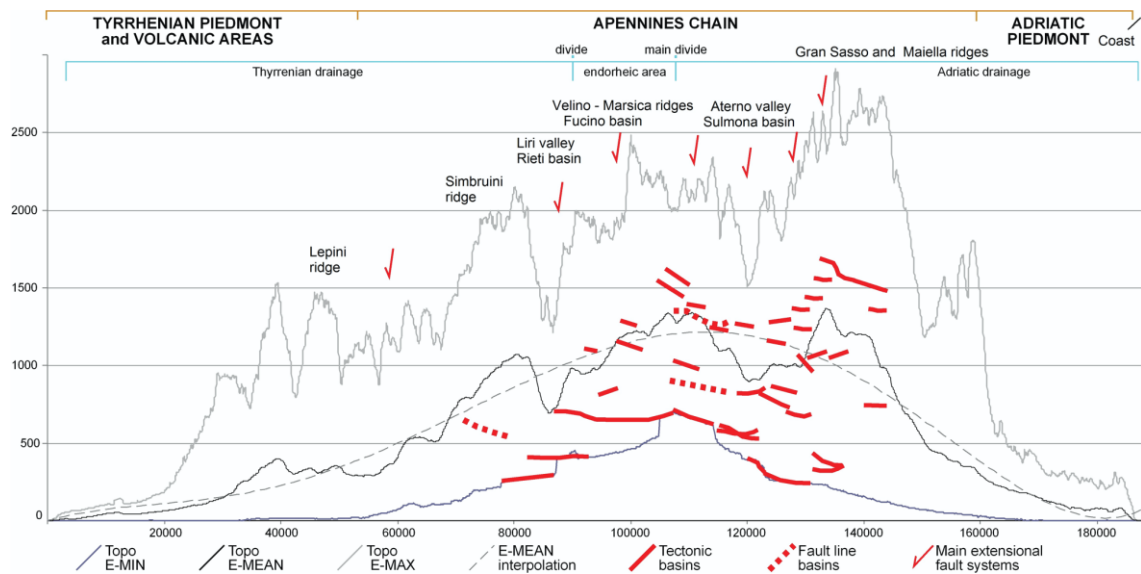


Figura 27. Swath profile elaborati in direzione SO-NE lungo l'Appennino centrale sulla base di un modello digitale del terreno con dimensione di cella 40 m x 40 m. Sono mostrate le quote massime, medie e minime, come anche i sistemi di faglie dirette e la posizione degli spartiacque principali (Miccadei et alii, 2017).

Attualmente, L'Appennino centrale presenta un assetto geologico-strutturale complesso, derivante dall'azione combinata dei processi tettonici e di sollevamento regionale appena descritti.

Esso è contraddistinto dalla sovrapposizione di differenti domini paleogeografici marini pre-orogenici di piattaforma carbonatica, scarpata e bacino, da successioni torbiditiche sin- e tardo-orogeniche e da depositi continentali post-orogenici che riempiono le principali valli e conche intermontane (Parotto & Pratlurion, 1975; Accordi & Carbone, 1988; Parotto & Pratlurion, 2004; Patacca & Scandone, 2007; Patacca et alii, 2008; Figura 28).

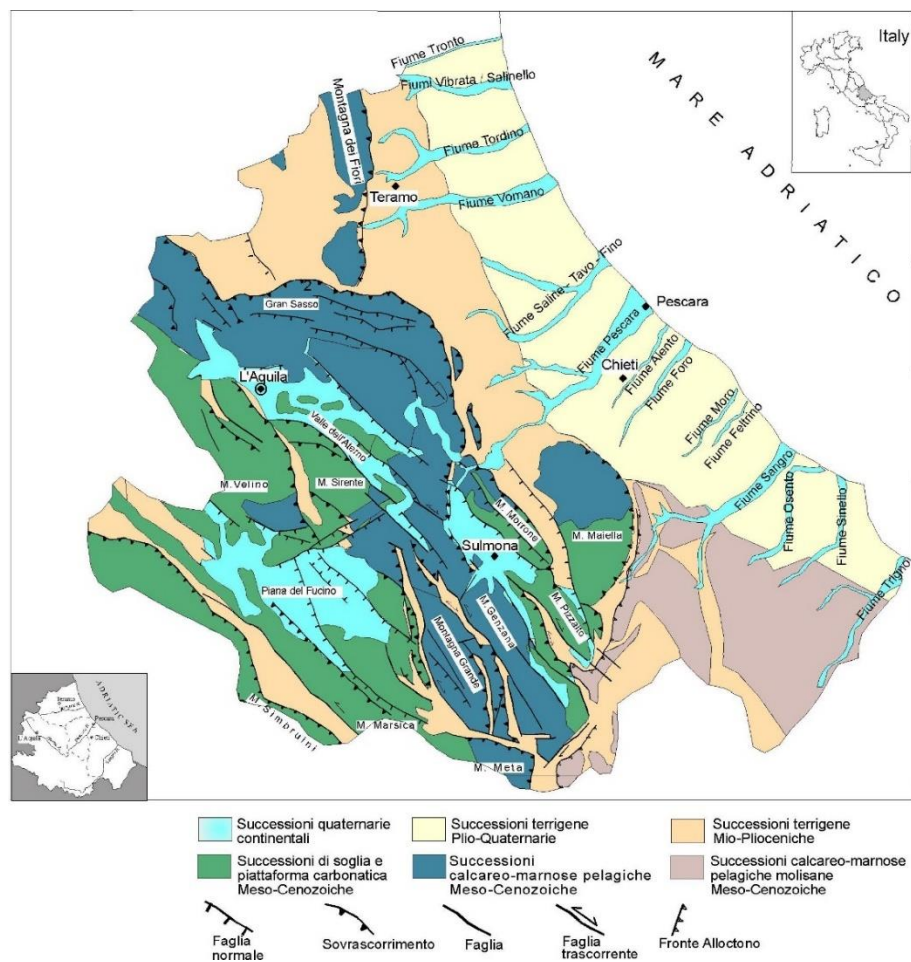


Figura 28. Schema geologico semplificato della regione Abruzzo (D'Alessandro et alii, 2007).

Dal punto di vista strutturale, il settore di catena presenta una struttura a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza nord-orientale. I principali elementi tettonici sono rappresentati da sovrascorrimenti con orientazione da NO-SE a N-S e da faglie con orientazione da NO-SE a NNO-SSE, secondariamente N-S (Parotto & Praturlon, 1975; Cavinato et alii, 1994; Calamita et alii, 2000; Parotto et alii, 2004; Miccadei et alii, 2017, 2019a; Figura 29).

Il settore pedemontano si imposta su successioni terrigene o emipelagiche sin- e tardo-orogeniche; successioni quaternarie continentali caratterizzano le valli dei principali corsi d'acqua a direzione media da SO-NE a SSO-NNE (Bigi et alii, 1995a; D'Alessandro et alii, 2008; Della Seta et alii, 2008; Figura 28). Le successioni mio-plioceniche sono interessate da strutture plicative di ampiezza variabile; le successioni plio-quaternarie presentano, invece, un assetto monoclinale debolmente immergente verso nord-est (Bigi

et alii, 2013b; Miccadei et alii, 2017). Faglie dirette con direzione prevalente appenninica e, subordinatamente, SO-NE caratterizzano l'area, con rigetti di entità spesso modesta (Farabollini et alii, 2004; D'Alessandro et alii, 2008; Della Seta et alii, 2008; Kastelic et alii, 2013).

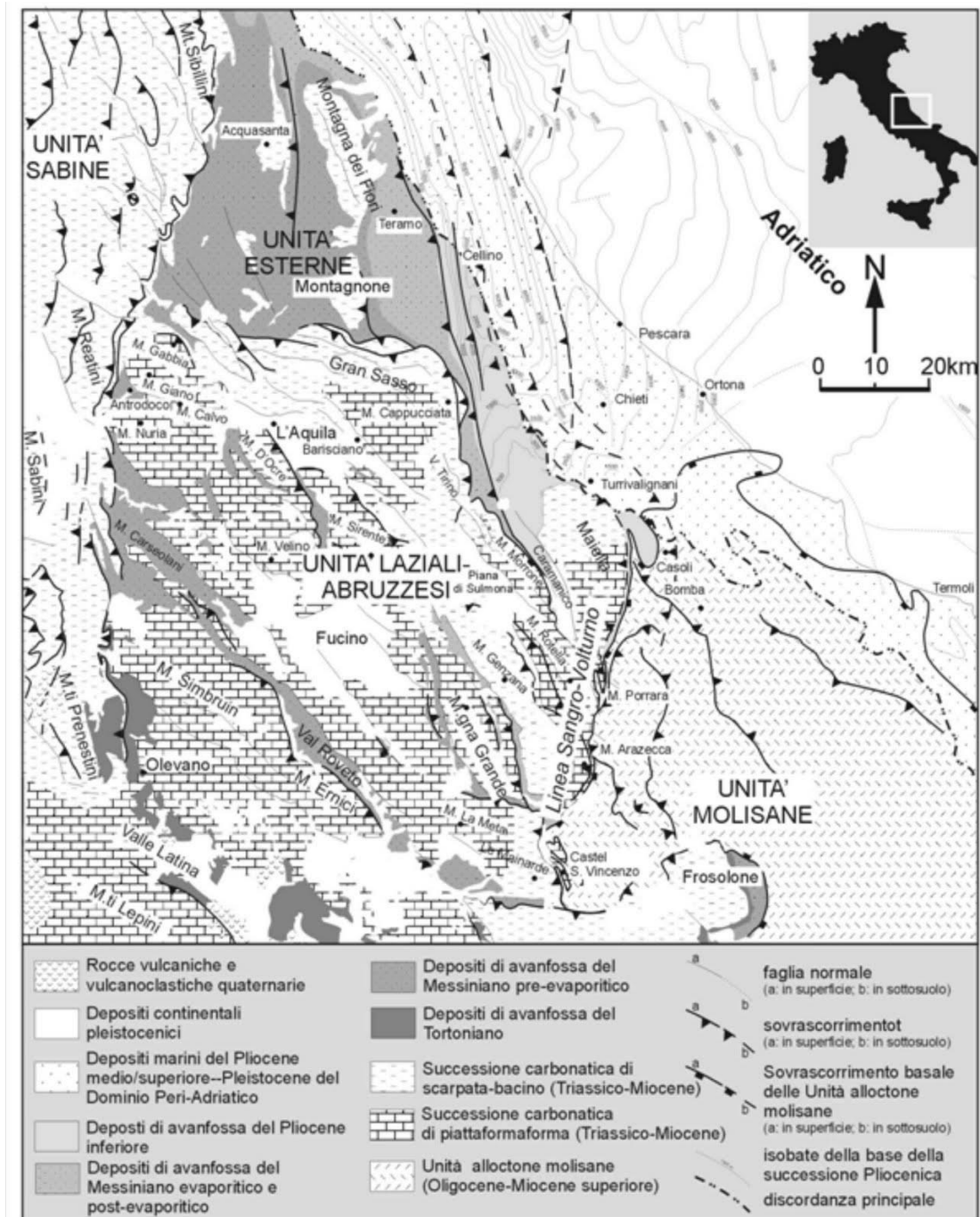


Figura 29. Schema geologico-strutturale dell'Appennino centrale esterno (Calamita et alii, 2004).

Il settore costiero, infine, è caratterizzato da successioni terrigene tardo-orogeniche e da depositi di transizione; le unità quaternarie continentali affiorano lungo i settori di costa

bassa e in corrispondenza delle piane alluvionali allo sbocco dei principali fiumi (Calista et alii, 2019; Miccadei et alii, 2019b; Figura 28). Il substrato presenta una stratificazione sub-orizzontale; i sistemi di faglie risultano organizzati in due sistemi principali, con orientazioni da SO-NE a N-S il primo, da NNO-SSE a ONO-ESE il secondo (Bigi et alii, 1995a, b; Miccadei et alii, 2019b).

Dal punto di vista litologico, nel settore di catena appenninico i depositi del substrato sono prevalentemente calcarei o calcareo-marnosi ed affiorano estesamente lungo i versanti dei rilievi; depositi pelitico-arenacei costituiscono il *bedrock* delle principali valli (Angelucci & Praturlon, 1968; Vezzani & Ghisetti, 1998; Parotto et alii, 2004; APAT, 2005a, b; Patacca et alii, 2008; ISPRA, 2010d; Figura 30).

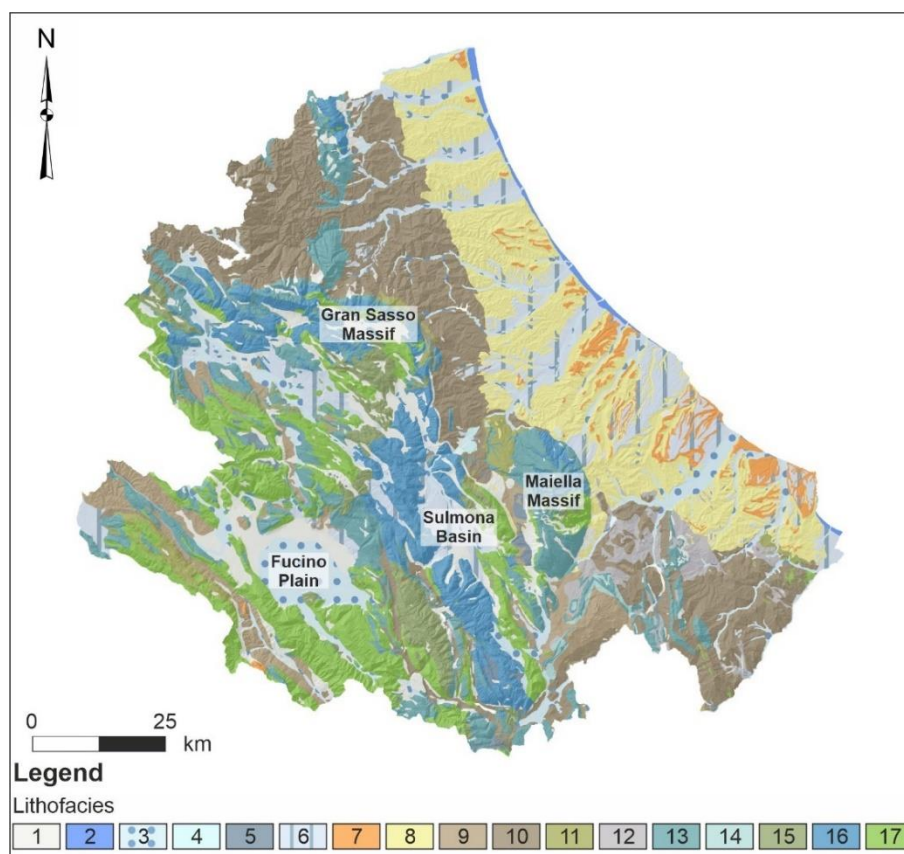


Figura 30. Carta delle litofacies della regione Abruzzo (tratta da Carabella et alii, 2022 e modificata da Accordi & Carbone, 1988; Vezzani & Ghisetti, 1998; ISPRA, 2017; Esposito et alii, 2021). 1) depositi eluvio-colluviali, 2) depositi di spiaggia sabbiosi, 3) depositi fluvio-lacustri recenti, 4) travertini, 5) depositi morenici, 6) depositi fluvio-lacustri antichi, 7) conglomerati, 8) depositi argilloso-sabbiosi, 9) torbiditi sabbiose, 10) torbiditi pelitiche, 11) calcari in facies conglomeratiche e calcarenitiche, 12) depositi pelagici alloctoni, 13) calcari in facies di rampa carbonatica, 14) calcari e marne in facies di bacino, 15) calcari in facies di scarpata, 16) calcari in facies di piattaforma carbonatica aperta-margine, 17) calcari e dolomie in facies di piattaforma carbonatica.

Nel settore pedemontano il substrato è costituito da litotipi terrigeni arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei, spesso con orizzonti conglomeratici intercalati (Centamore et alii, 1992; ISPRA 2010a, b; Bigi et alii, 2013a; Figura 30).

Il settore costiero, infine, presenta depositi argilloso-arenaceo-conglomeratici (ISPRA 2010b, c, 2011; Calista et alii, 2019; Miccadei et alii, 2019b; Figura 30).

Per quanto riguarda i depositi superficiali, infine, questi sono rappresentati da coltri eluvio-colluviali, alluvionali, lacustri, palustri, di versante; depositi di spiaggia si ritrovano lungo il settore costiero (Accordi & Carbone, 1988; Bosi et alii, 2003; D'Alessandro et alii, 2008; Miccadei et alii, 2011).

3.3 Inquadramento geomorfologico

L'attuale paesaggio della regione Abruzzo deriva da un'evoluzione geomorfologica articolata, governata dall'interazione tra I) le caratteristiche lito-strutturali delle unità del substrato e dei depositi superficiali, II) i processi tettonici che hanno portato all'impilamento dei paleodomini meso-cenozoici ed alla loro successiva dissezione, III) i fenomeni di sollevamento regionali verificatisi a partire dal Pleistocene inferiore e IV) le variazioni climatiche ed eustatiche che hanno profondamente contribuito alla morfogenesi dei versanti (Demangeot, 1965; Miccadei et alii, 2012, 2017).

Il **settore di catena** è caratterizzato da dorsali, valli e conche intermontane, distinte per caratteristiche strutturali e geomorfologiche riconducibili a morfostrutture (o forme tettoniche; Gerasimov, 1946; Mescerjakov, 1968; Panizza, 1997; Bartolini, 1992), forme lito-strutturali (o controllate dalla struttura; Bartolini, 1992; Ascione & Cinque, 1999) e forme erosivo-deposizionali o morfosculture (Gerasimov, 1946; Mescerjakov, 1968; Panizza, 1997; D'Alessandro et alii, 2003; Figura 31 e Figura 32). I rilievi presentano orientazione prevalente NO-SE e sono costituiti da dorsali da sovrascorrimento parzialmente esumate, dorsali monoclinali fagliate e dorsali anticlinali parzialmente esumate, impostate su sequenze meso-cenozoiche carbonatiche – di piattaforma, margine e scarpata – o successioni calcareo-marnose. Genesi ed evoluzione di queste forme sono connesse alle fasi tettoniche che hanno interessato l'area, a partire da quella compressiva neogenica che ha guidato la strutturazione iniziale dell'orogene, ed a fenomeni di erosione differenziale successivi, esacerbati dai processi di sollevamento regionali e dalla conseguente evoluzione del reticolo idrografico. In tale contesto, le dorsali monoclinali fagliate costituiscono delle forme tettoniche o morfostrutture; le dorsali da *thrust* e le dorsali anticlinali parzialmente esumate delle forme lito-strutturali. Le valli e le conche intermontane possono costituire morfostrutture (valli e conche tettoniche) o forme lito-strutturali (valli di linea di faglia e conche tettono-carsiche); le valli trasversali e radiali, infine, costituiscono delle morfosculture.

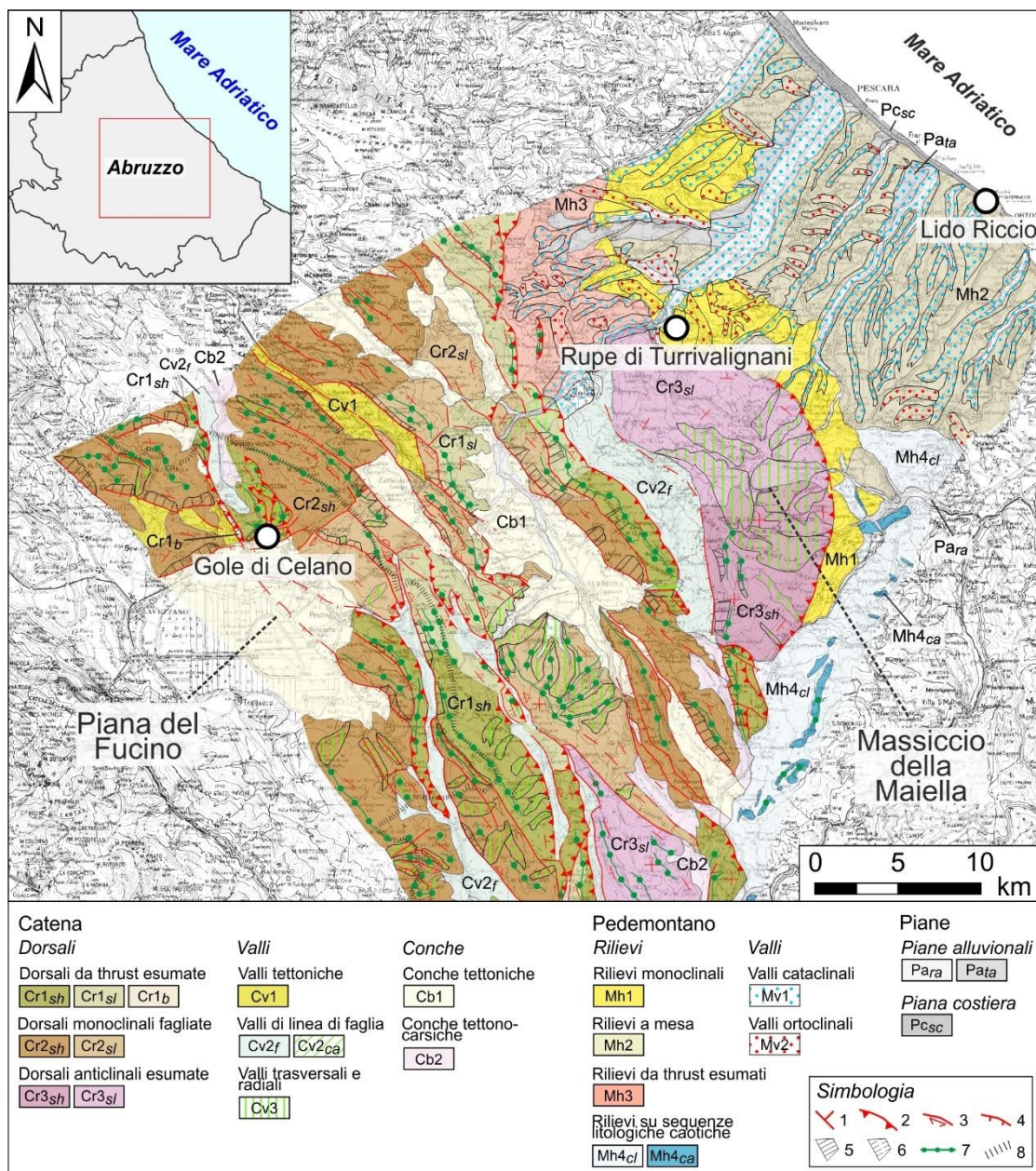


Figura 31. Schema morfostrutturale del settore centro-orientale della regione Abruzzo (modificato da D'Alessandro et alii, 2003). Catena. Dorsali – Dorsali da thrust esumate: Cr1sh (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma e di margine), Cr1sl (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di scarpata), Cr1b (sequenze calcareo-marnose meso-cenozoiche); Dorsali monoclinali fagliate: Cr2sh (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma e di margine), Cr2sl (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di scarpata); Dorsali anticlinali esumate: Cr3sh (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma e di margine), Cr3sl (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche di scarpata). Valli – Valli tettoniche: Cv1; Valli di linea di faglia: Cv2f (sequenze arenaceo-argillose neogeniche di avanfossa), Cv2ca (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche); Valli trasversali e radiali: Cv3. Conche – Conche tettoniche: Cb1; Conche tettono-carsiche, Cb2. Pedemontano. Rilievi – Rilievi monoclinali: Mh1 (sequenze argilloso-sabbiose plio-quadernarie); Rilievi a mesa: Mh2 (sequenze argilloso-sabbioso-conglomeratiche plio-quadernarie); Rilievi da thrust esumati: Mh3 (sequenze arenaceo-argillose neogeniche di avanfossa); Rilievi su sequenze litologiche caotiche: Mh4cl (complesso “Argille varicolori” Auctorum e sequenze marnose cenozoiche), Mh4ca (sequenze carbonatiche meso-cenozoiche). Valli – Valli cataclinali: Mv1; Valli ortoclinali: Mv2. Piane. Piane alluvionali – Para (depositi alluvionali recenti), Pata (depositi alluvionali terrazzati pleistocenici); Piana costiera – Pcsc (depositi sabbiosi e ciottolosi recenti). Simbologia: 1) Giacitura (trend regionale), 2) Sovrascorrimento (attività mio-pliocenica), 3) Faglia trascorrente (attività pliocenica), 4) Faglia diretta (attività Pliocene superiore-Quaternario), 5) Scarpata di faglia principale, 6) Scarpata di linea di faglia principale, 7) Cresta principale, 8) Spartiacque principale.

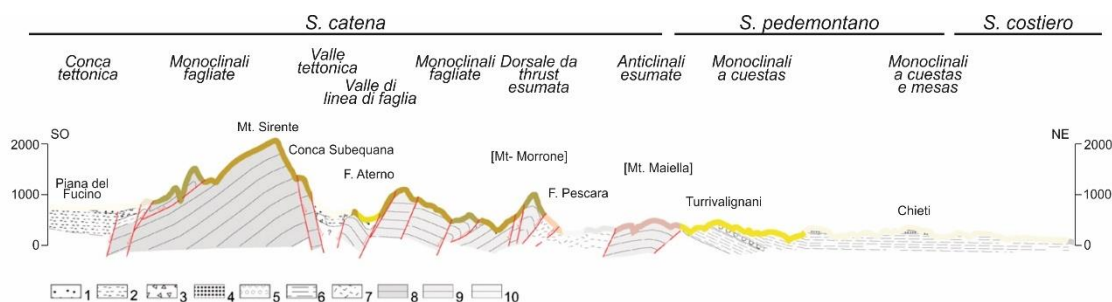


Figura 32. Profilo dell'Abruzzo centro-orientale con indicazione dei principali elementi morfostrutturali.

Le valli e le conche tettoniche si presentano come depressioni con una struttura a *graben* o *semi-graben*, colmata da depositi lacustri, alluvionali e di versante. Nella maggior parte dei casi, la loro origine è ricondotta a movimenti lungo sistemi di faglie dirette, che hanno prodotto fenomeni di subsidenza tettonica durante le fasi di sollevamento regionale pleistoceniche (rientrano tra queste forme la piana del Fucino, la Conca de L'Aquila, la Conca Subequana, la Conca di Sulmona e altre; Zarlenga, 1987; Giraudi, 1988b; Galadini & Messina, 1994; Bosi et alii, 1995; Galadini & Giuliani, 1995; Cavinato et alii, 2002; Santo et alii, 2014; Nocentini et alii, 2017; Di Roberto et alii, 2018; Lanari et alii, 2021; Famiani et alii, 2022; Caielli et alii, 2023). Le valli di linea di faglia sono spesso delimitate da piani di sovrascorrimento lungo i bordi occidentali e da faglie dirette o trascorrenti lungo i fianchi orientali. Lungo di esse affiorano depositi terrigeni sin-orogenici, su cui giacciono in discordanza angolare depositi continentali quaternari (Cavinato et alii, 2002; D'Alessandro et alii, 2003; Mancinelli et alii, 2022). Le valli trasversali e le valli radiali devono la loro origine principalmente alla forte erosione regressiva dei corsi d'acqua indotta dai fenomeni di sollevamento regionale avvenuti nel Pleistocene (D'Alessandro et alii, 2003). Esse incidono profondamente il substrato, attraverso un processo eventualmente favorito dalla presenza di sistemi di faglie secondari o processi carsici, tagliando alcuni dei principali rilievi carbonatici in direzione NO-SE, OSO-ENE e E-O e dando origine a profonde forre (Miccadei et alii, 2017).

I processi e le forme che caratterizzano il settore di catena sono di tipo tettonico, lito-strutturale, gravitativo, dovuto all'azione delle acque correnti superficiali, carsico,

glaciale e periglaciale. Le forme tettoniche sono rappresentate da scarpate di faglia e versanti di faglia con morfologia triangolare o trapezoidale (Figura 33).

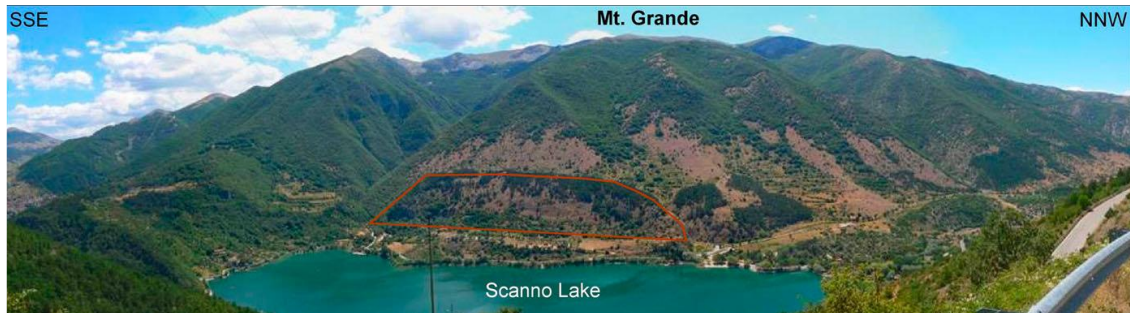


Figura 33. Faccetta trapezoidale nell'area del Lago di Scanno impostata sul versante nord-est della Montagna Grande (Miccadei et alii, 2019a).

Le forme lito-strutturali sono connesse al ruolo passivo della struttura e rappresentate principalmente da selle, scarpate di degradazione, scarpate di linea di faglia, creste e superfici strutturali.

Le forme e i processi gravitativi interessano estesamente i versanti principali, alla cui base risulta comune l'accumulo di falde e coni di detrito proveniente dai settori più elevati. Le tipologie di movimento franoso consistono in crolli, ribaltamenti, colate rapide di detrito e rock avalanches in corrispondenza delle dorsali carbonatiche, favorite dall'acclività considerevoli dei versanti e dalla presenza di sistemi di fratturazione che tendono ad isolare elementi rocciosi di dimensioni variabili (Nicoletti et alii, 1993; Francioni et alii, 2019a; Figura 34).

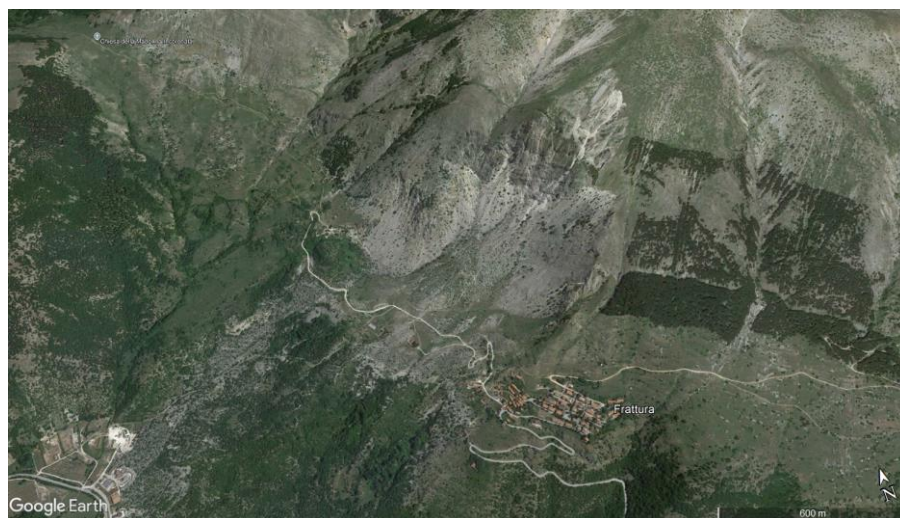


Figura 34. Rock avalanches impostata sul versante sud-occidentale del Monte Rava (Google Earth Pro).

Le successioni terrigene, d’altre parte, favoriscono movimenti quali scivolamenti e colate (D’Alessandro et alii, 2007; Calista et alii, 2020; ISPRA, 2007). Infine, deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) interessano sia i litotipi carbonatici che i terrigeni, con espansioni laterali, *sackung*, scivolamenti a blocchi e sdoppiamenti di cresta (Crescenti et alii, 1987; Gori et alii, 2014; Del Rio et alii, 2021).

Le forme dovute alle acque correnti superficiali sono ben documentate nel settore di catena. Quelle erosive sono rappresentate da solchi di ruscellamento concentrato e vallecicole a V, che si sviluppano lungo i versanti su litotipi sia calcerei che terrigeni; non mancano, inoltre, forme spettacolari quali forre profondamente incise nei rilievi carbonatici (Figura 35).



Figura 35. Gole del Sagittario con orientazione SE-NO, profondamente incise nei rilievi carbonatici (Miccadei et alii, 2019a).

Le forme deposizionali sono principalmente costituite da conoidi alluvionali al raccordo tra i versanti carbonatici e le valli o i bacini intermontani, piane alluvionali e superfici di terrazzo lungo le valli principali.

Per quanto riguarda le forme e i processi carsici, le caratteristiche litologiche del settore di catena favoriscono largamente il loro sviluppo. Nel dettaglio, l’area presenta forme sia epigee che ipogee, spesso associate a discontinuità tettoniche che promuovono la circolazione delle acque e i processi di dissoluzione (Magaldi et alii, 2004; Miccadei et alii, 2019a; Saroli et alii, 2022; Figura 36). Tra le forme epigee più comuni si ritrovano

karren, doline, *polje*, *sinkhole*; le forme ipogee consistono in strutture a sviluppo sia verticale che orizzontale quali ampie grotte, condotti e altre (e.g., le Grotte di Stiffe, le Grotte del Cavallone). Non mancano, inoltre, forme quali conche tettono-carsiche o altopiani carsici e canyon fluvio-carsici.

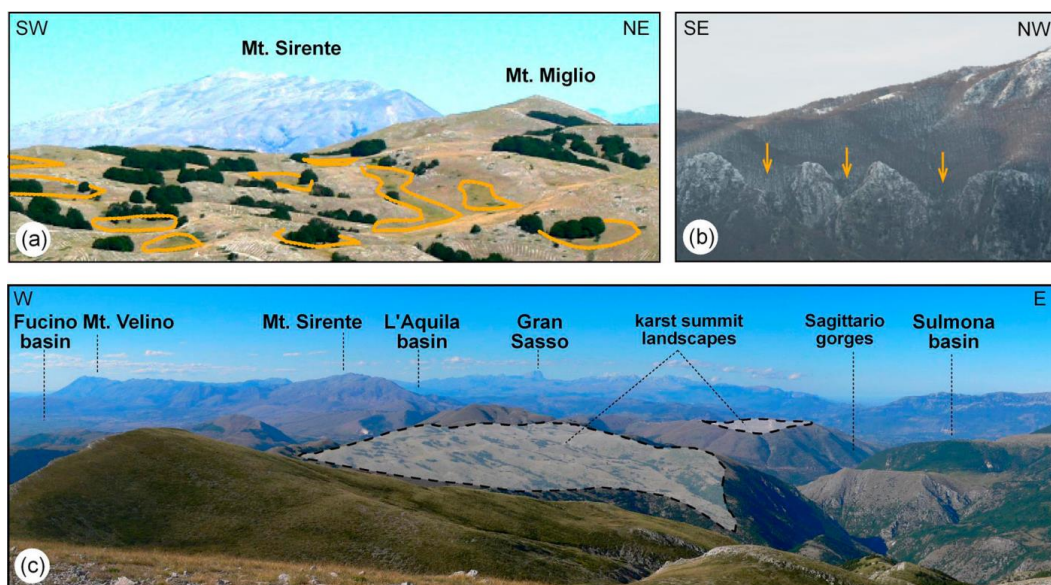


Figura 36. Morfologie carsiche della Valle del Sagittario. a) Area carsica e doline del Monte Miglio, b) doline semi-preserved, sul versante nord-orientale del Mone Miglio, c) Vista panoramica del settore sommitale della Valle del Fiume Sagittario incisa tra le conche del Fucino, dell'Aquila e di Sulmona (Miccadei et alii, 2019a).

Infine, l'area di catena presenta forme di origine glaciale e periglaciale, ereditate dalle fasi fredde pleistoceniche. Tali forme, in stato quasi esclusivo di inattività, consistono in circhi, valli glaciali, *rock glacier*, rocce montonate, morene (Damiani & Pannuzi, 1987; Cinque et alii, 1990; Giraudi & Frezzotti, 1997; Giraudi, 1998; Esposito et alii, 2023; Figura 37).

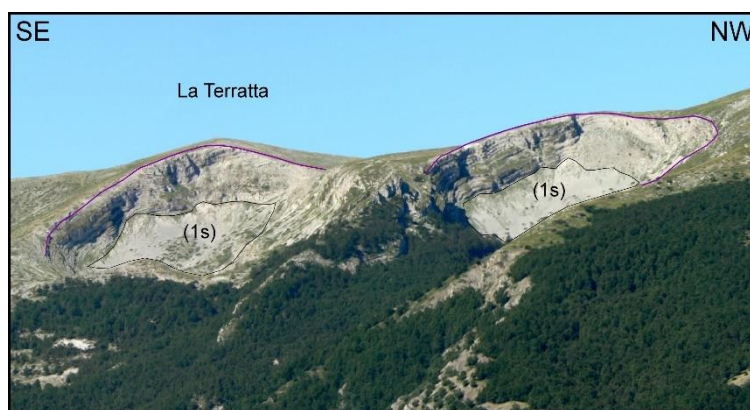


Figura 37. Circhi glaciali del Monte La Terratta (Miccadei et alii, 2019a).

Il **settore pedemontano** è caratterizzato da rilievi e valli riconducibili a forme lito-strutturali e morfosculture, interrotte dalla presenza di piane alluvionali cataclinali ed ortoclinali impostate su depositi alluvionali recenti o terrazzati.

I rilievi presentano direzione prevalente appenninica e sono suddivisibili in rilievi monoclinali, rilievi a *mesa*, rilievi da *thrust* esumati e rilievi su sequenze litologiche caotiche (Figura 31 e Figura 32).

I rilievi monoclinali sono morfosculture impostate su successioni argilloso-sabbiose plio-quaternarie e si individuano in prevalenza ai piedi del settore di catena. In presenza di livelli conglomeratici si generano morfologie a *cuestas*, come nel caso di Turrivalignani (Figura 38).

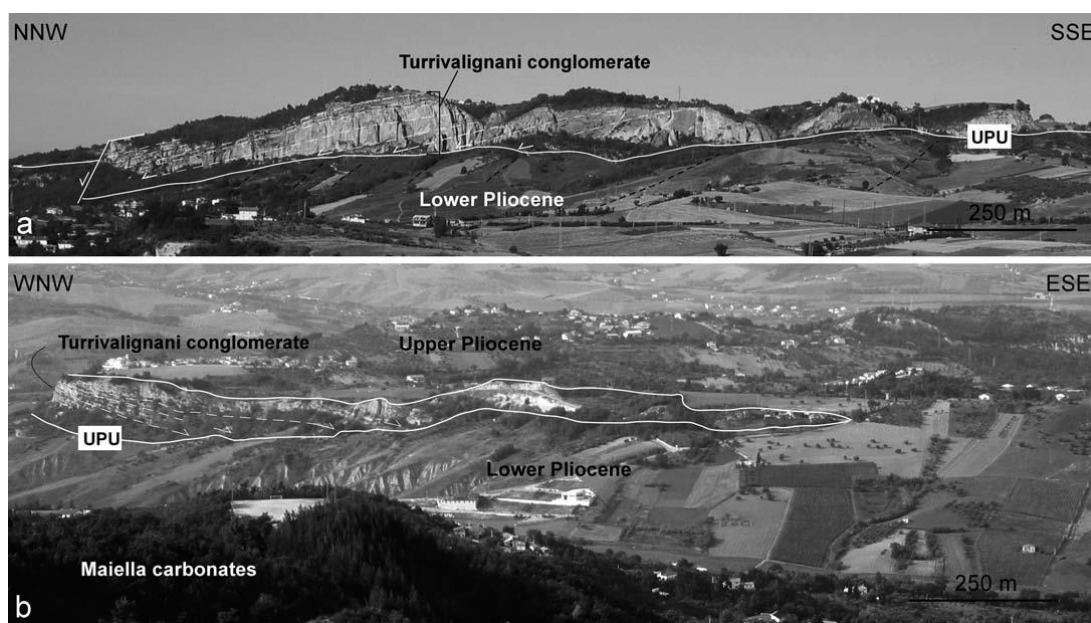


Figura 38. Panoramica della morfologia a *cuestas* della rupe di Turrivalignani, impostata su conglomerato affiorante sul fianco nordorientale dell'Anticlinale della Maiella (visibile nella parte bassa della foto). Le linee bianche rappresentano i limiti in affioramento del conglomerato. In bianco tratteggiato sono indicate le superfici di stratificazione; da notare le terminazioni degli strati che si chiudono in *downlap* verso NW (a) e ad *onlap* verso SE (b). UPU: Discontinuità del Pliocene superiore (Rusciadelli, 2005).

I rilievi a *mesa* sono lito-strutture su sequenze argilloso-sabbioso-conglomeratiche plio-quaternarie e caratterizzano estesamente il settore pedemontano centrale ed orientale. A questi sono riferibili le alture in cui affiorano i livelli più elevati della successione di litotipo sabbioso-conglomeratico o, più raramente, lastroni di travertino (e.g., Civitella del Tronto, situata su una rupe rocciosa di questo litotipo; Figura 39).

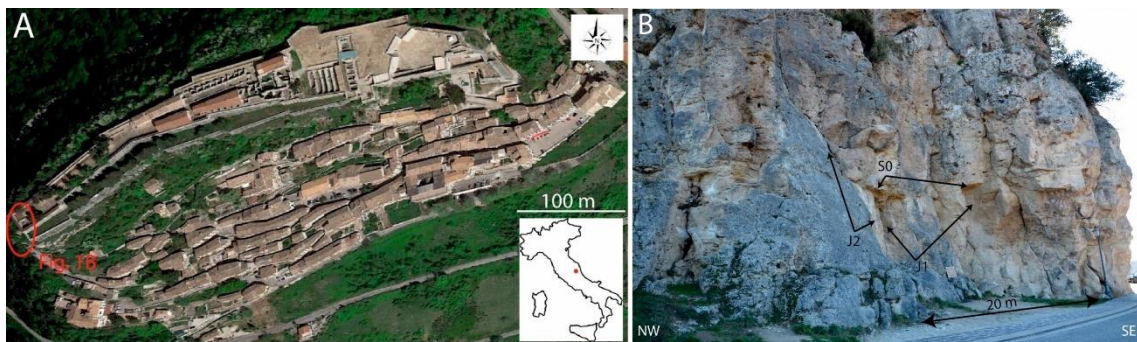


Figura 39. a) Abitato di Civitella del Tronto (TE) e b) affioramento di travertini sul lato occidentale dello stesso. Il versante è caratterizzato da due sistemi di fratture sistematici, J1 e J2, e da una giacitura degli starti sub-orizzontale (modificata da Francioni et alii, 2019b).

I rilievi da *thrust* esumati sono morfosculture individuate tra i settori di catena e pedemontano. Essi si impostano su sequenze arenaceo-argillose neogeniche di avanfossa, che risultano interessate da sovrascorrimenti e vistose deformazioni plicative. Le forme principali sono state modellate da processi erosivi ad opera dei corsi d'acqua durante le fasi di sollevamento regionale. Per quanto riguarda i rilievi su sequenze litologiche caotiche, questi sono modellati da processi fluviali e di versante e si impostano sul complesso delle “Argille varicolori” Auctorum e su sequenze marnose cenozoiche (costituendo delle morfosculture) o su sequenze carbonatiche meso-cenozoiche (costituendo delle forme lito-strutturali). Alcune unità presentano vistose deformazioni ricondotte ai processi tettonici avutisi in regime compressivo prima, trascorrente poi.

Per quanto riguarda le valli, infine, queste presentano direzione prevalente NE-SO (valli cataclinali), NO-SE (valli ortoclinali) e risultano occupate da piane alluvionali che si estendono dal settore di catena a quello costiero (D'Alessandro et alii, 2003).

I processi e le forme che caratterizzano il settore pedemontano sono di tipo strutturale, gravitativo e dovuto all'azione delle acque correnti superficiali. Le forme associate ai processi tettonici risultano meno evidenti rispetto al settore di catena e la loro espressione morfologica si manifesta principalmente nelle caratteristiche e nella geometria del reticolo idrografico.

Le forme lito-strutturali sono rappresentate da scarpate di degradazione, creste, superfici sub-orizzontali ad influenza strutturale (*mesa*), *cuestas* e *hogback*.

I processi gravitativi interessano l'area con forme attive, inattive e quiescenti di estensione fortemente variabile. I versanti più acclivi impostati su litologie argillose tendono a sviluppare colamenti e movimenti di tipo rotazionale e traslativo; litotipi sabbiosi e conglomeratici, invece, sono interessati da fenomeni quali crolli, ribaltamenti e scorrimenti. Le coltri eluviali e colluviali, infine, sono spesso caratterizzate da soliflusso (Centamore et alii, 1996; ISPRA, 2007; D'Alessandro et alii, 2007).

Le forme dovute all'azione delle acque correnti superficiali sono ben rappresentate e costituite da morfologie da erosione e da accumulo. Le forme di accumulo si individuano principalmente in corrispondenza dei settori sud-pianeggianti o a debole pendenza. Quelle a maggiore diffusione sono le superfici di terrazzo, che si presentano organizzate in diversi ordini. Gli elementi più recenti, spesso corrispondenti alle piane tuttora inondabili dei principali corsi d'acqua, mostrano una buona continuità laterale; gli elementi più antichi, d'altra parte, si presentano in lembi (Carabella et alii, 2020; Mancinelli et alii, 2023; Figura 40).

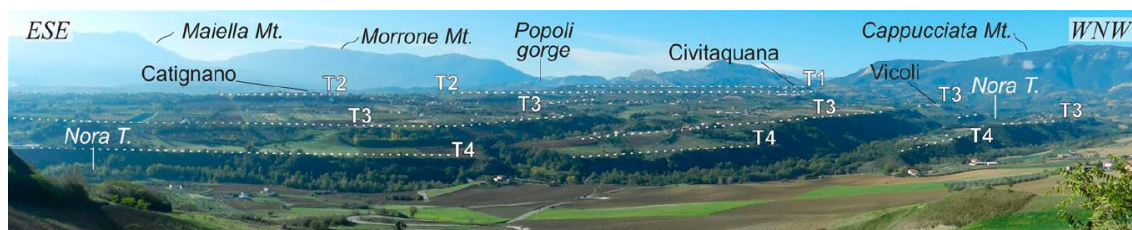


Figura 40. Vista panoramica dei depositi terrazzati nella Valle del Nora (T1: Pleistocene medio, T2: alto Pleistocene medio; T3: tardo Pleistocene medio; T4: Tardo Pleistocene; Urbano et alii, 2017).

Altre forme deposizionali nell'area sono le conoidi alluvionali, largamente presenti al raccordo tra i versanti più esterni del settore di catena e le valli fluviali, come si verifica lungo il versante orientale della Maiella (D'Alessandro et alii, 2008; Della Seta et alii, 2008). Le forme erosive sono costituite da solchi di ruscellamento concentrato e calanchi. Questi ultimi si sviluppano su litotipi argillosi o argilloso-sabbiosi, dove i versanti presentano acclività maggiori (Anselmi et alii, 1994; D'Intino et alii, 2020).

Il **settore costiero**, infine, è caratterizzato da estese piane costiere e alluvionali e da settori di costa alta (D'Alessandro et alii, 2003).

Le piane costiere sono morfosculture rappresentate da fasce di territorio comprese tra il margine orientale del settore pedemontano e la linea di costa, impostate su depositi sabbiosi e ciottolosi recenti. Esse devono la loro origine ai processi marini – erosivi e deposizionali – che hanno agito sui depositi argilloso-sabbioso-ghiaiosi plio-quaternari dei rilievi a *mesa* che le bordano verso sud-ovest. Questi settori sono localmente interrotti dalle piane alluvionali individuate nelle aree di foce dei corsi d'acqua.

Le forme geomorfologiche che caratterizzano l'area presentano geni lito-strutturale, gravitativa, dovuta all'azione delle acque correnti superficiali, costiera ed eolica.

Le forme lito-strutturali sono rappresentate essenzialmente da scarpate di erosione selettiva e superfici sub-orizzontali ad influenza strutturale (*mesa*), impostate sulle successioni clastiche plio-quaternarie che caratterizzano i settori di costa alta.

I processi gravitativi interessano i promontori delle coste alte; essi consistono principalmente in crolli e ribaltamenti, e la loro genesi è da ricondursi tanto all'assetto litologico quanto a quello lito-strutturale delle falesie (D'Alessandro et alii, 2001, 2003; Calista et alii, 2019; Miccadei et alii, 2019b; Figura 41).

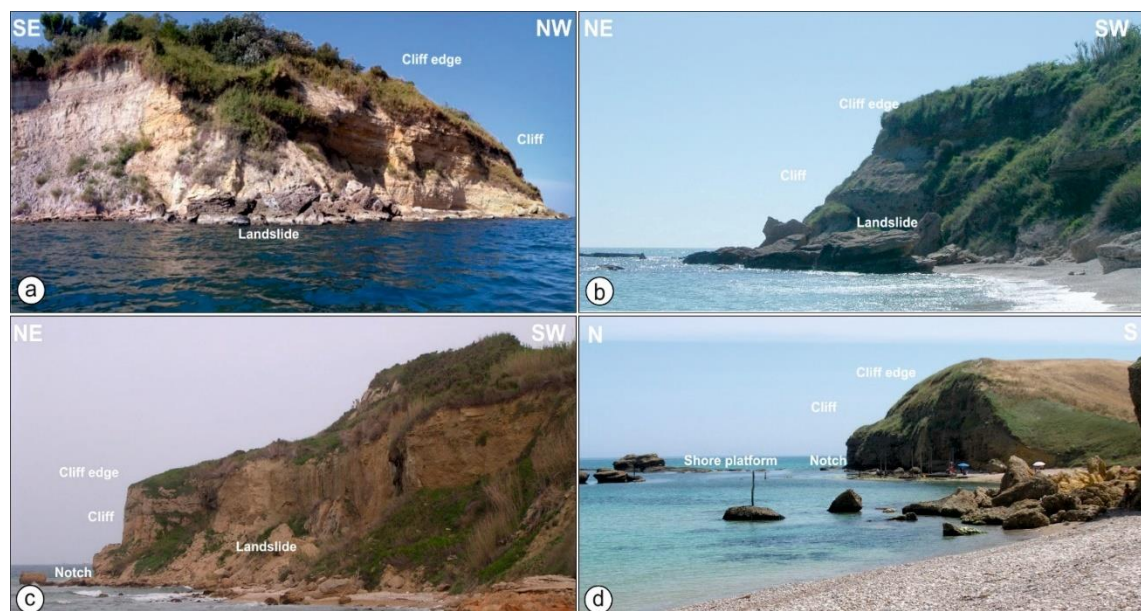


Figura 41. Panoramiche dei settori di costa alta di a) Torre Mucchia (Ortona, CH), b) Punta Lunga (Ortona, CH), c) Punta Ferruccio (Ortona, CH) e d) Punta Aderci (Vasto, CH; modificata da Calista et alii, 2019).

Le forme dovute alle acque correnti superficiali si individuano lungo le piane alluvionali dei principali corsi d'acqua e consistono in superfici di terrazzo recenti, scarpate con andamento parallelo ai principali corsi d'acqua, solchi di erosione concentrata e vallecole a V.

Le forme costiere sono di tipologia erosiva e deposizionale. Tra le forme erosive si hanno falesie in diverso stato di attività, caratterizzate o meno dalla presenza di un solco di battente; rari sono gli archi e i faraglioni. Le forme di accumulo sono rappresentate essenzialmente dalle spiagge sabbiose o ciottolose.

Infine, nelle aree di spiaggia sabbiosa sono presenti settori caratterizzati da cordoni dunari, che rappresentano forme eoliche di accumulo (Figura 42).



Figura 42. Caratteristiche geomorfologiche delle dune costiere (D1: incipienti; D2: stabilizzate). a) Ghiomera, vista del settore di costa alta, che mostra le dune sviluppate alla base della paleofalesia (PC); b) Punta della Lotta, dune incipienti e stabilizzate tra il settore di spiaggia (B) e la paleofalesia (PC); c) Casalbordino, dune incipienti, intensamente erose; in primo piano spiaggia ciottolosa (B); d) Vasto Marina, dune stabilizzate attraversate da corridoi ortogonali e settore urbanizzato sullo sfondo (Miccadei et alii, 2011).

3.4 Inquadramento sismotettonico

La regione Abruzzo è caratterizzata da una sismicità piuttosto elevata (Rovida et alii, 2022). Con riferimento alla classificazione sismica del territorio nazionale (O.P.C.M. 3519/2006), essa risulta suddivisa in aree a sismicità *alta* (zona 1, $0,25 < a_g \leq 0,35$) lungo il settore di catena e lungo quello pedemontano ai suoi piedi, *media* (zona 2, $0,15 < a_g \leq 0,25$) nel settore pedemontano centrale e nord-orientale e verso ovest, a confine con la regione Lazio, e *bassa* (zona 3, $0,05 < a_g \leq 0,15$) nei settori pedemontano e costiero verso sud-est (Figura 43).

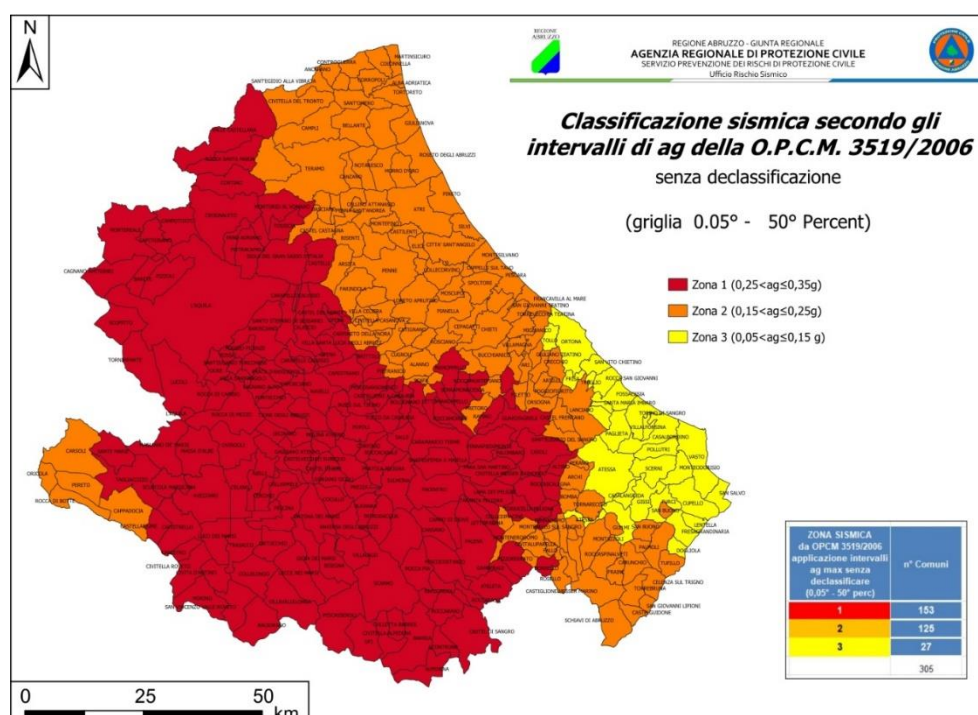


Figura 43. Classificazione sismica della Regione Abruzzo adottata dalla Giunta Regionale con DGR 425 15/07/2024 sulla base dei criteri nazionali dettati dalla O.P.C.M. 3519/2006.

Il suo territorio comprende una delle aree sismogenetiche più pericolose di tutta Europa, con una magnitudo potenziale pari a 7 per terremoti poco profondi. Esso è difatti attraversato da diverse faglie di estensione e profondità variabile, molte delle quali mostrano evidenze di attività e possono essere associate ad uno dei numerosi terremoti che hanno colpito l'area (Burrato et alii, 2012).

Il primo resoconto dettagliato sui fenomeni di fagliazione all'interno della regione è stato realizzato da Oddone (1915) il quale, in seguito al terremoto della Marsica del 13 gennaio

1915 (M_w 7,08), descrisse la formazione di numerose rotture del terreno che non potevano essere spiegate come meri effetti di superficie e dovevano avere una qualche relazione genetica con la sorgente del terremoto in profondità. Per le sue caratteristiche geologiche, dagli anni '40 l'Abruzzo è quindi diventato il terreno ideale per lo sviluppo di nuovi modelli tettonici, come quello dei "cunei compositi" (Migliorini, 1948) o quello della "tettonica traslativa" (Accordi, 1966). Da allora, diversi autori hanno collaborato alla mappatura delle faglie attive o potenzialmente attive; a partire dal lavoro di Bosi (1975), si è quindi approfondita la conoscenza in merito ai sistemi di faglie dell'Appennino centrale, per cui ad oggi è riconosciuta la presenza di numerosi elementi a direzione prevalente NO-SE e SO-immergenti, per i quali il dibattito è ancora aperto in seno alla comunità scientifica circa stato di attività, relazione tra i diversi segmenti e con i terremoti storici, potenziale sismogenetico (Pace et alii, 2002; Barchi et alii, 2021; Buttinelli et alii, 2021; Maceroni et alii, 2022).

In tale contesto, il Database delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali (DISS; Basili et alii, 2008; DISS Working Group, 2021) contiene le sorgenti sismogenetiche principali situate all'interno della penisola italiana e nei territori limitrofi, ossia quelle per cui si ritiene plausibile l'enucleazione di terremoti di magnitudo 5,5 o superiore (Basili et alii, 2008). All'interno del database si distinguono due categorie di sorgenti, le Sorgenti Sismogenetiche Individuali (ISS) e le Sorgenti Sismogenetiche Composite (CSS). Le prime consistono in segmenti specifici di faglia e sono caratterizzate da parametri geometrici, cinematici e sismologici. L'identificazione e la caratterizzazione si basano su dati geologici e geofisici di nuova acquisizione o tratti da letteratura e su vincoli sismologici dati dalla sismicità storica e/o strumentale e da considerazioni di carattere geodinamico. Le seconde sono descritte da parametri geometrici e cinematici. Esse ricomprendono diverse ISS e la loro identificazione avviene sulla base di dati geologici regionali di superficie e di sottosuolo. Le CSS, di conseguenza, possono essere usate per la valutazione della pericolosità sismica a scala regionale e per investigare processi geodinamici su larga scala (Burrato et alii, 2012). Dall'analisi dei dati contenuti nel

database (<https://diss.ingv.it/mapper/>; Figura 44), si nota che le sorgenti sismogenetiche si localizzano primariamente a sud-ovest del Massiccio del Gran Sasso e del Massiccio della Maiella, secondariamente nella fascia pedemontana.

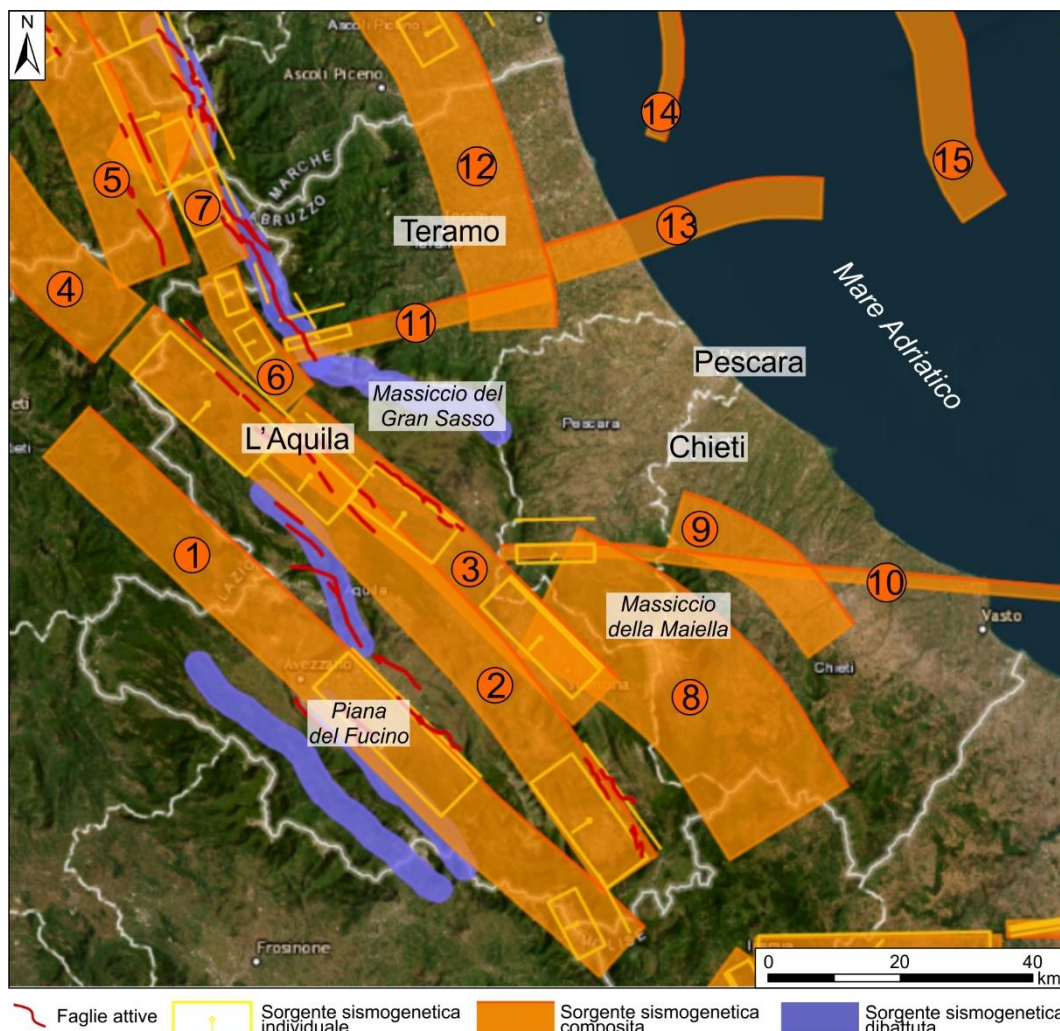


Figura 44. Principali sorgenti sismogenetiche del Database delle Sorgenti Sismogenetiche Italiane (DISS Working Group, 2021). Legenda: 1) Salto Lake-Ovindoli-Barrea (ITCS025), 2) Borbona-L'Aquila-Aremogna (ITCS013), 3) Barisciano-Sulmona (ITCS040), 4) Mugello-Citta' di Castello-Leonessa (ITCS037), 5) Colfiorito-Cittareale (ITCS028), 6) Campotosto Lake (ITCS130), 7) Accumoli-Amatrice (ITCS128), 8) Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust (ITCS078), 9) Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust (ITCS079), 10) Tocco Casauria-Tremeti (ITCS059), 11) Castelnuovo Vomano-Campotosto (ITCS135), 12) Southern Marche (ITCS020), 13) Roseto degli Abruzzi (ITCS134), 14) S. Benedetto-Giulianova offshore (ITCS159), 15) Edmond (ITCS154).

Nello specifico, esse mostrano una direzione principale NO-SE (appenninica; e.g., le sorgenti sismogenetiche composite *Salto Lake-Ovindoli-Barrea*, *Borbona-L'Aquila-Aremogna* e *Barisciano-Sulmona*), sebbene alcune di esse si sviluppino in direzione circa est-ovest (e.g., le CSS *Tocco Casauria-Tremeti* e *Castelnuovo Vomano-Campotosto*). Nell'area, infine, risultano alcune sorgenti sismogenetiche ancora dibattute (DSS).

L'elevata sismicità dell'area è ben documentata dagli eventi riportati nei cataloghi storici e strumentali e in letteratura (Baratta, 1901; ISIDE Working Group, 2007; Guidoboni et alii, 2018, 2019; Rovida et alii, 2022; Figura 45).

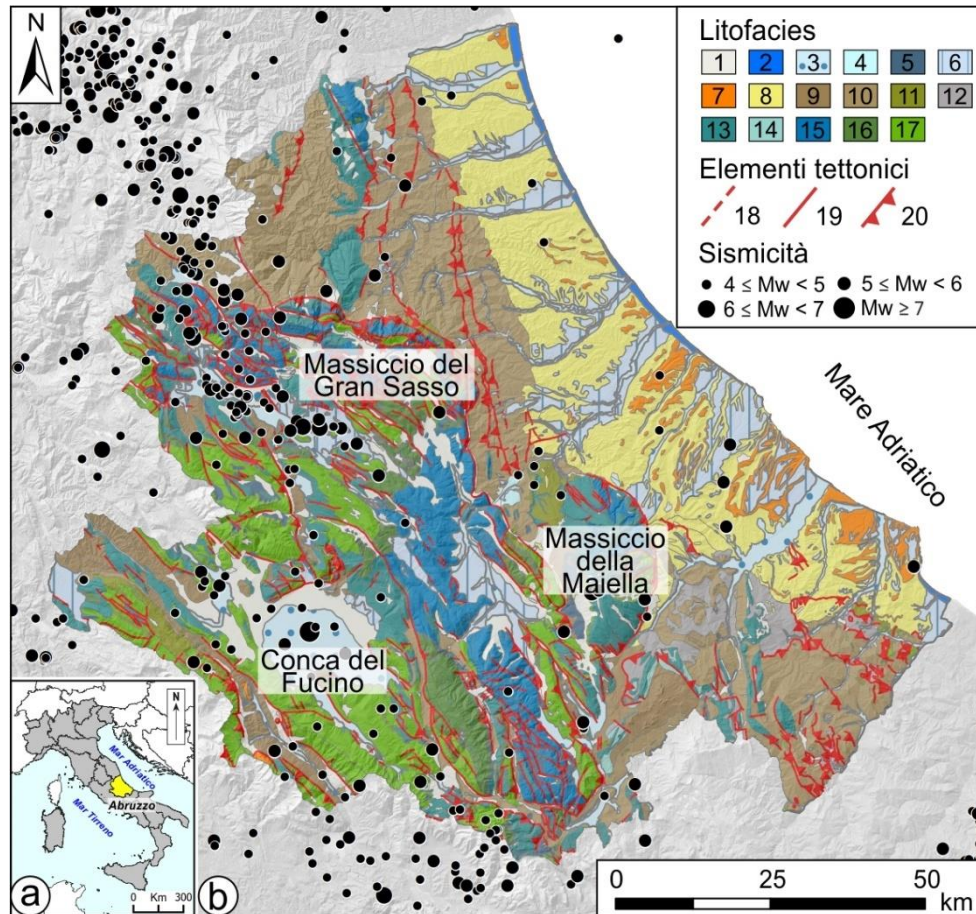


Figura 45. a) Ubicazione della regione Abruzzo nel territorio italiano e b) Carta delle litofacies della regione Abruzzo (modificata da Accordi & Carbone, 1988; Vezzani & Ghisetti, 1998). Per la descrizione delle litofacies è possibile fare riferimento alla legenda di Figura 30. Elementi tettonici: 18) faglia incerta, 19) faglie dirette o faglie con cinematica trascorrente, 20) sovrascorrimento o faglie inverse. Dati di sismicità estratti dal catalogo CPTI v4.0 (Rovida et alii, 2022).

Sulla base dei dati riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiano (Rovida et alii, 2022), tra l'anno 1000 e il 2020 all'interno del territorio abruzzese hanno enucleato numerosi sismi con magnitudo maggiore di 5, di cui cinque con $M_w > 6$ (Tabella 3). Il sisma di maggiore intensità e maggiormente distruttivo risulta quello della Marsica del 13 gennaio 1915, con una magnitudo superiore a 7 ed un'intensità macrosismica massima pari a 11 risentita nei comuni di Avezzano, Cappelle, Gioia dei Marsi e San Benedetto dei Marsi, in provincia de L'Aquila (DBMI15; Locati et alii, 2022; Oddone, 1915; Galadini et alii, 1997; Molin et alii, 1999; Scarascia Mugnozza et alii, 2015). Il più recente risulta

il terremoto de L'Aquila, con una magnitudo di 6,29 ed un'intensità massima pari a 9-10, risentita nei comuni di Castelnuovo e Onna, sempre in provincia de L'Aquila (Galli et alii, 2009, Tertulliani et alii, 2009).

Tabella 3. Terremoti con epicentro all'interno della Regione Abruzzo con $M_w > 6,0$ (Rovida et alii, 2022).

Epicentro	Data	Magnitudo
Aquilano	27 novembre 1461	6,50
Aquilano	2 febbraio 1703	6,67
Maiella	3 novembre 1706	6,84
Marsica	13 gennaio 1915	7,08
Aquilano	6 aprile 2009	6,29

Occorre sottolineare che l'Abruzzo risente anche gli effetti dei terremoti con epicentro nelle aree limitrofe, come osservato in occasione della sequenza sismica del Centro Italia del 2016-2017 (Martino et alii, 2019; Rossi et alii, 2019). Inoltre, sebbene i terremoti di magnitudo maggiore si verificano lungo il settore di catena, l'area pedemontana e quella costiera sono caratterizzate da una sismicità moderata, con terremoti poco profondi che possono indurre scuotimenti anche importanti (Gorini et alii, 2002). A titolo di esempio, si ricorda il sisma del chietino del 10 settembre 1881 (M_w 5,41), che ha prodotto un'intensità macrosismica locale massima pari a 8.

4 Metodologia

Come anticipato nei capitoli introduttivi, i fenomeni di crollo e di crollo sismoindotto costituiscono dei processi estremamente complessi, il più delle volte imprevedibili e dagli effetti potenzialmente rovinosi. Sviluppare misure di prevenzione al dissesto adeguate è quindi di fondamentale importanza per garantire la protezione di vite umane, la riduzione dei danni a infrastrutture e abitazioni, la salvaguardia dell'ambiente e del patrimonio naturale e culturale, nonché la riduzione dei costi a lungo termine. In questo contesto, in letteratura sono stati proposti diversi approcci per la valutazione della suscettività e della pericolosità da frane da crollo, con metodologie strutturate in base alla finalità del lavoro, alla scala di analisi, alla quantità e qualità dei dati disponibili (e.g., Falaschi et alii, 2008; Fell et alii, 2008; Schicker & Moon, 2012; Horton et alii, 2013; Conoscenti et alii, 2015; Finicelli et alii, 2016; Marsala et alii, 2019; Yi et alii, 2019; Psomiadis et alii, 2020; Alvioli et alii, 2021; Carabella et alii, 2022; Achu et alii, 2023; Amato et alii, 2023; Bajni et alii, 2023; Guerriero et alii, 2024).

In questo lavoro viene proposta una metodologia a carattere multidisciplinare, basata sull'elaborazione di dati morfometrici e geotematici, finalizzata alla caratterizzazione geomorfologica dei settori analizzati, alla valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto e alla stima della pericolosità connessa. Nei successivi paragrafi sono dettagliati i passaggi analitici proposti, con applicazione ai casi di studio selezionati.

4.1 Analisi multitemporale e multiscalare di foto aeree/ortofoto

4.1.1 Metodologia generale

Al giorno d'oggi, gli strumenti di osservazione della Terra offrono all'uomo una vasta gamma di immagini che rappresentano l'intera superficie terrestre con diversi gradi di dettaglio e permettono di ottenere una visione completa e articolata della topografia del pianeta. In ambito geologico, l'utilizzo di queste immagini rappresenta uno strumento

fondamentale, poiché permette un'analisi a diverse scale – spaziali e temporali – delle caratteristiche del territorio.

La tecnica di analisi che permette di dedurre elementi geologici e geomorfologici a partire da un'immagine telerilevata è detta fotointerpretazione. Nel caso in cui le immagini acquisite vengano ortorettificate, in modo da presentare una scala costante in ogni settore dell'immagine, si parla di ortofoto (Biasion et alii, 2004). Queste possono essere georeferenziate, permettendo un confronto immediato tra immagini riferite a diversi anni nonché tra differenti tematismi, attraverso la loro sovrapposizione in ambiente GIS. Nelle ortofoto, solo due delle tre dimensioni di un oggetto sono visibili, sebbene alle volte l'altezza degli oggetti analizzati possa essere dedotta a partire dalla lunghezza dell'ombra proiettata. Per quanto riguarda lo studio della superficie topografica nelle tre dimensioni è possibile ricorrere alla stereoscopia, nota anche come stereofotografia o stereografia, una tecnica utilizzata per visualizzare immagini, disegni, fotografie e talvolta filmati in 3D, producendo una visione simile a quella del sistema visivo umano. La tecnica consiste nell'analisi di stereocoppie, ossia di fotogrammi della medesima area acquisiti da diversi punti di presa per mezzo di aeromobili, droni o satelliti o altri mezzi equipaggiati con opportuna apparecchiatura fotografica. Queste immagini vengono successivamente sovrapposte utilizzando uno stereoscopio, un dispositivo ottico progettato per facilitare la ricomposizione dei due stereogrammi in un'unica vista tridimensionale. Esso sfrutta un sistema di specchi che permette di allineare le due immagini in modo preciso, creando l'illusione della profondità. Inoltre, lo strumento può essere dotato di lenti di ingrandimento, che migliorano nitidezza e dettaglio delle immagini (Figura 46).

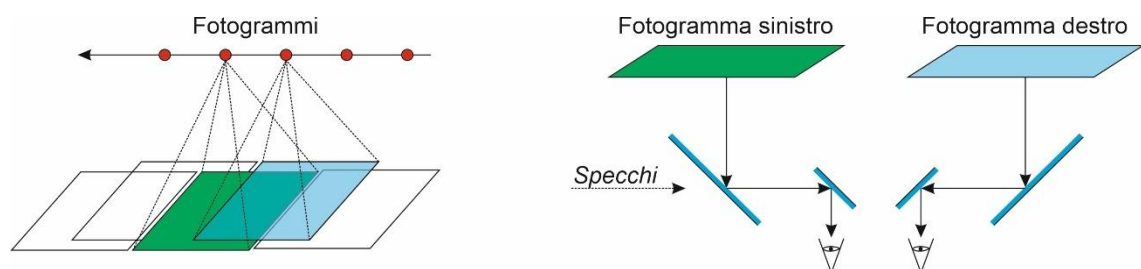


Figura 46. Schematizzazione del processo di acquisizione dei fotogrammi necessari all'analisi stereoscopica (a sinistra) e dell'analisi effettuata mediante l'utilizzo di uno stereoscopio (a destra).

Negli ultimi anni, i progressi della tecnologia nell'acquisizione e nell'elaborazione digitale delle immagini hanno reso l'analisi delle foto aeree e delle ortofoto ancora più accessibile ed efficiente, migliorando ulteriormente le capacità di rilevamento e monitoraggio del territorio.

Gli elementi da considerare per una corretta fotointerpretazione sono numerosi, spaziando da quelli spettrali (come tono e colore), a quelli geometrici (forma e dimensione delle morfologie individuate, tessitura dell'immagine, *pattern* degli oggetti, ombre), a quelli temporali (variabilità nel tempo dei precedenti elementi). Attraverso la loro analisi, il fotointerprete può ottenere una serie di informazioni quali, a titolo di esempio, le forme presenti nell'area indagata e la loro estensione spaziale, i processi morfogenetici in atto o passati e la tendenza evolutiva del territorio.

Nel contesto dell'analisi geologico-geomorfologica, l'analisi delle ortofoto e l'analisi stereoscopica delle foto aeree svolge un ruolo fondamentale per lo studio di settori inaccessibili o caratterizzati da un livello di pericolosità elevato, dove gli studi sul campo risultano pericolosi o impraticabili. Essa, inoltre, riduce i costi associati alle indagini in situ e mette in evidenza relazioni spaziali difficilmente desumibili attraverso le attività di terreno (Dramis et alii, 2011). Tra le caratteristiche indagabili si ritrovano:

- morfologia dei versanti;
- idrografia;
- elementi tettonici;
- forme geomorfologiche (strutturali, gravitative, legate all'azione delle acque correnti superficiali, carsiche, marine e antropiche);
- variazioni avvenute nell'arco di tempo analizzato.

Nell'ambito delle frane da crollo, l'analisi di ortofoto e foto aeree risulta di importanza strategica. Questa tipologia di movimento franoso, difatti, si verifica spesso in aree fortemente instabili, originando da settori acclivi impostati su litotipi altamente fratturati. In questo contesto, la fotointerpretazione può essere utilizzata sia nelle fasi di studio preliminari che nella successiva elaborazione dei dati. Essa, difatti, può fornire un

sostanziale contributo alle indagini di terreno, permettendo di individuare affioramenti rocciosi e possibili aree di distacco, di transito ed accumulo del materiale in frana nonché eventuali ostacoli prima delle attività di rilevamento, a vantaggio della sicurezza del rilevatore e della fattibilità dello studio.

4.1.2 Applicazione ai casi di studio

In questo studio è stata analizzata una serie di immagini aeree e di ortofoto a diversa scala, riferite ad anni differenti, attraverso la tecnica della fotointerpretazione. Le analisi sono state finalizzate all'identificazione delle potenziali aree di distacco, transito ed accumulo del materiale coinvolto nei fenomeni di crollo. Nello specifico, sono stati individuati e mappati le scarpate, che costituiscono le aree preferenziali di distacco dei crolli, le morfologie che maggiormente influiscono sulla distribuzione dei movimenti franosi quali creste e vallecule, i depositi di versante e di frana. Queste analisi hanno restituito una rappresentazione accurata dell'evoluzione morfologica e delle dinamiche di instabilità in corso nelle aree di studio selezionate. Questa metodologia ha permesso, inoltre, di integrare dati storici e attuali, costituendo un approccio dinamico nello studio dei fenomeni franosi e delle altre forme di dissesto.

Nello specifico, per le aree delle Gole di Celano (AQ), della Rupe di Turrivalignani (PE) e di Lido Riccio di Ortona (CH) sono state selezionate ed analizzate foto aeree riferite agli anni 1954 (Volo Base IGM 1954), 1985-1986 (Volo IGM 1985 – 1986) e 2007 (Volo Regione Abruzzo 2007; Tabella 4).

Tabella 4. Fotogrammi analizzati per l'analisi fotogeologica multiscalare e multitemporale delle aree di studio selezionate.

	Volo	Scala	Striscia	Fotogrammi
Celano (AQ)	Volo Base IGM 1954	1:33.000	51	1783-1784
			53	1981-1982
	Volo IGM 1985 - 1986	1:33.000	L	438-439-440
			M	501-502-503

	Volo Regione Abruzzo 2007	1:5.000	6066	2058-2059-2060
			6074	2148-2149-2150
			7040	1015-1016
Turrivalignani (PE)	Volo Base IGM 1954	1:33.000	64	2459-2460
	Volo IGM 1985 - 1986	1:33.000	125	3025-3026
			E	225-226
	Volo Regione Abruzzo 2007	1:5.000	4011	1218-1219-1220
Lido Riccio di Ortona (CH)	Volo Base IGM 1954	1:33.000	70	2834-2835
			71	2857-2858
	Volo IGM 1985 - 1986	1:33.000	120	2659-2660
	Volo Regione Abruzzo 2007	1:5.000	2001	258-259-260
			2003	228-229-230

Per quanto riguarda l'analisi delle ortofoto, i dati utilizzati per le aree integrano l'intervallo temporale coperto dalle foto aeree; nello specifico, le immagini acquisite vanno dal 1997, con le ortofoto dell'*Azienda di stato per gli interventi nel mondo agricolo* (AIMA, oggi sostituita dall'AGEA) al 2019, con le ortofoto AGEA (*l'Agenzia per le erogazioni in agricoltura*; Tabella 5).

Tabella 5. Ortofoto analizzate per l'analisi fotogeologica multiscalare e multitemporale delle aree di studio selezionate.

	Ortofoto	Elemento/i
Celano (AQ)	Ortofoto digitale AIMA 1997	
	Ortofoto digitale CGR 2000	368070-368110
	Ortofoto Regione Abruzzo 2001-2005	368072-368111
	Ortofoto Regione Abruzzo 2007	368072-368111
	Ortofoto AGEA 2010	368072-368111
	Ortofoto AGEA 2013	368070e-368110e
	Ortofoto AGEA 2016	368072e-368111e
	Ortofoto AGEA 2019	368072e-368111e
Turrivalignani (PE)	Ortofoto digitale AIMA 1997	
	Ortofoto digitale CGR 2000	361090
	Ortofoto Regione Abruzzo 2007	361093
	Ortofoto AGEA 2013	361090e

	Ortofoto AGEA 2016	361093e
	Ortofoto AGEA 2019	361093e
Lido Riccio di Ortona (CH)	Ortofoto digitale AIMA 1997	
	Ortofoto digitale CGR 2000	362010
	Ortofoto Regione Abruzzo 2007	362011-362014
	Ortofoto Regione Abruzzo 2009	362011-362014
	Ortofoto AGEA 2013	362010e
	Ortofoto AGEA 2016	362011e- 362014e
	Ortofoto AGEA 2019	362011e- 362014e

A valle delle attività di fotointerpretazione, gli elementi individuati sono stati sintetizzati nella cartografia geomorfologica prodotta per le diverse aree di studio, in accordo con le linee guida nazionali e la letteratura nazionale ed internazionale.

4.2 Analisi morfometriche

4.2.1 Metodologia generale

L'analisi delle caratteristiche topografiche è di cruciale importanza nella valutazione dei processi geomorfologici, sia attuali che passati. Questo studio può essere condotto sia esaminando le basi topografiche disponibili per l'area di studio, sia utilizzando modelli digitali del terreno (DTM) in formato raster.

I DTM sono rappresentazioni della superficie topografica, definita tramite un insieme di punti discreti, ad ognuno dei quali è associato un valore di quota rispetto ad una superficie di riferimento (generalmente il livello del mare). Tali punti sono organizzati in una griglia regolare e sono descritti da coordinate (geodetiche o planari) che ne definiscono la posizione nello spazio. I DTM sono largamente utilizzati in diversi campi delle scienze come la geomorfologia, l'ingegneria civile e l'idrologia, per analizzare e rappresentare le caratteristiche del terreno (Hirt, 2014).

Al giorno d'oggi, i DTM sono strumenti fondamentali negli studi di stabilità dei versanti in ambiente informatizzato. Grazie alla loro analisi, difatti, è possibile ottenere un largo numero di informazioni di carattere quantitativo sulle caratteristiche morfologiche del terreno, che influenzano direttamente la stabilità dei versanti. Essendo composti da una griglia regolare in cui ciascun punto possiede un valore specifico, la qualità e la fruibilità di queste informazioni dipende strettamente dalla qualità e dalla risoluzione del dato di input rispetto alla scala di indagine. Analisi alla scala del versante, per esempio, richiedono dati di input a risoluzione maggiore, e quindi una griglia più fitta, rispetto a quelli necessari per una valutazione a scala regionale. In generale, comunque, una risoluzione elevata permette di caratterizzare gli elementi più fini del paesaggio, mentre una risoluzione troppo bassa può portare ad un'eccessiva semplificazione della topografia, compromettendo la qualità dello studio (Figura 47).

Dal punto di vista analitico, esistono diversi programmi che permettono di calcolare i parametri morfometrici a partire da un DTM. In questo studio, per quantificare le

caratteristiche morfometriche delle aree di studio, ci si è avvalsi del software ArcMap (v.10.6.1), rilasciato dall'*Environmental System Research Institute (ESRI)*, che consente di creare mappe, eseguire analisi spaziali e gestire dati geografici (<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/>). Nei prossimi paragrafi, verranno introdotti i parametri morfometrici utilizzati nell'analisi della stabilità dei versanti (i.e., pendenza, curvatura topografica ed esposizione dei versanti) e verrà brevemente illustrato il procedimento analitico utilizzato dal software per il loro calcolo.

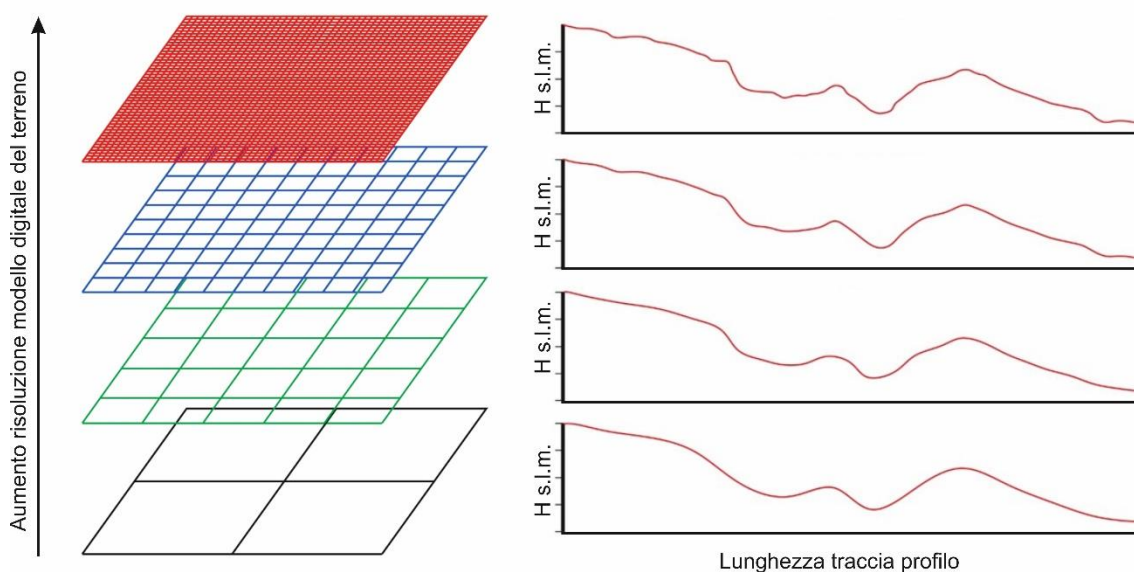


Figura 47. Rappresentazione schematica della dipendenza tra risoluzione del dato di elevazione e qualità del prodotto ottenuto dalla sua elaborazione. Sulla sinistra, sono riportati quattro modelli digitali del terreno (DTM) della stessa area, a risoluzione crescente (i.e., con dimensione di cella progressivamente minore) spostandosi dal basso verso l'alto. Sulla destra, sono mostrati quattro profili topografici ideali ottenuti dall'interpolazione dei dati di elevazione dei diversi DTM, in cui si nota un dettaglio topografico maggiore all'aumentare della risoluzione del dato in input.

Pendenza

Per definizione, la pendenza (o acclività) di una superficie topografica in un suo punto è l'angolo che il piano tangente alla superficie in quel punto forma con l'orizzontale.

In ambiente GIS, considerando la superficie digitale di un modello del terreno, la pendenza viene calcolata per ogni pixel utilizzando i dati altimetrici all'interno di una griglia di estensione pari a 3x3 celle, di cui il pixel considerato rappresenta il centro. Nello

specifico, il valore di acclività assegnato corrisponde al valore di pendenza del piano che meglio interpola i valori di quota delle celle all'interno della griglia. Da quanto detto, segue che non è possibile determinare i valori di pendenza per i pixel localizzati lungo il bordo di un'immagine raster (Figura 48).



Figura 48. Esempio di analisi della pendenza a partire da un dato raster (sulla sinistra) in cui ad ogni pixel è assegnato un valore di quota. I riquadri rossi indicano le celle per le quali è possibile calcolare la pendenza. Il colore grigio indica l'assenza del dato.

Il dato di acclività può essere rappresentato in maniera continua ed espresso in percentuale (%) o in gradi (°), oppure classificato in intervalli di estensione variabile in ragione dello scopo del lavoro (Elewa & Qaddah, 2011; Dissanayake & Wijesekera, 2017; Psomiadis et alii, 2020).

Tra le caratteristiche morfometriche del terreno, la pendenza rappresenta uno dei fattori di maggiore rilevanza nella determinazione della suscettività da crollo (Çevik & Topal, 2003; Yalcin et alii, 2011). Non esiste, tuttavia, una relazione univoca tra inclinazione del versante e propensione alla franosità, la quale, come premesso, è funzione complessa di più fattori. Il contributo di questi ultimi dev'essere valutato con attenzione all'interno del più ampio contesto geologico, geomorfologico e sismotettonico in cui l'area di studio si inserisce.

Curvatura topografica

Una superficie topografica può essere pianeggiante, concava o convessa. E' possibile distinguere una curvatura generale, una curvatura di profilo (*profile curvature*) e una curvatura planare (*plan* o *planform curvature*). L'analisi del DTM in ambiente GIS assegna un valore di curvatura ad ogni pixel, utilizzando i dati altimetrici all'interno di una griglia di estensione pari a 3x3 celle, di cui il pixel considerato rappresenta il centro. Il software restituisce come output opzionali anche la curvatura di profilo e la curvatura planare. Valori di curvatura positivi indicano che la superficie è convessa verso l'alto in corrispondenza di quella cella; valori negativi, che la stessa è concava verso l'alto. Per quanto riguarda la curvatura di profilo, valori negativi indicano convessità, mentre valori positivi concavità. Nella curvatura planare, valori positivi indicano convessità, valori negativi concavità. In tutti i casi, un valore pari a 0 indica che la superficie è planare (<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/curvature.htm>; Figura 49).

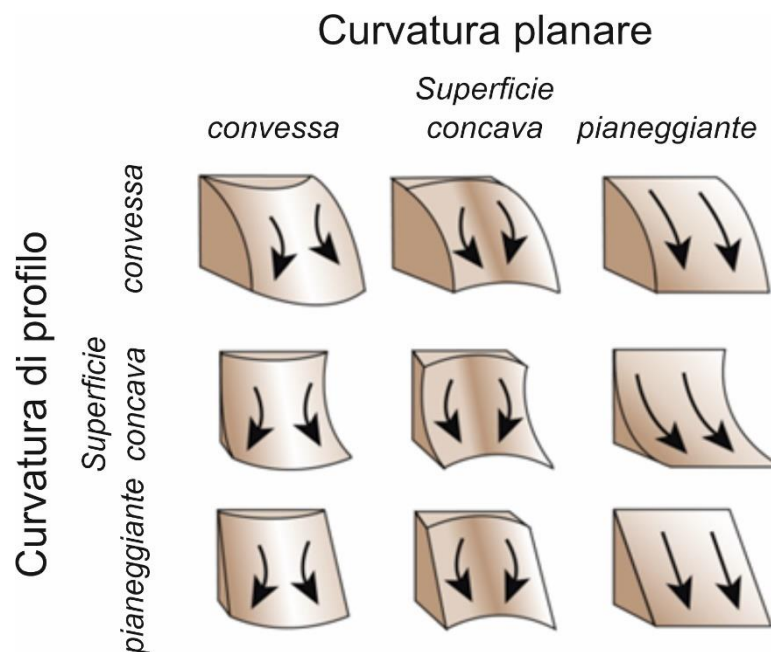


Figura 49. Curvatura standard generata dall'unione tra la curvatura di profilo e la curvatura planare.

Come si evince dalla Figura 49, la curvatura di profilo identifica zone pianeggianti, concave o convesse lungo la linea di massima pendenza del versante. Essa può fornire un

dato importante sulla stabilità dello stesso, poiché i versanti convessi sono maggiormente predisposti ai processi erosivi; i versanti planari e concavi sono tendenzialmente più stabili (Peckham, 2011; Gantimurova & Parshin, 2024). La curvatura planare è invece definita come la curvatura delle isoipse o come la curvatura di una linea data dall'intersezione tra un piano immaginario orizzontale e la superficie topografica. Essa determina la convergenza (superfici concave) o la divergenza (superfici convesse) di un flusso nel suo moto verso il basso lungo una superficie, sia esso costituito da materiale in frana, acqua o altro (Ohlmacher, 2007).

Esposizione dei versanti

L'esposizione dei versanti è definita come la direzione geografica verso cui guarda un pendio. In ambiente GIS, questo parametro viene calcolato considerando una griglia di 3x3 celle, come nel caso della pendenza e della curvatura topografica. Numericamente, l'esposizione è espressa in gradi sessagesimali che indicano la direzione misurata rispetto al nord, in senso orario, del piano che meglio approssima i valori di quota nella griglia. Un valore di -1 è solitamente assegnato ai settori pianeggianti, per i quali non è possibile specificare un'esposizione.

L'esposizione dei versanti è spesso considerata un fattore di secondaria importanza nella valutazione della suscettività da frana di un pendio. Ciononostante, questo parametro contribuisce a definire le condizioni di stabilità dello stesso, poiché da esso dipende la quantità di radiazione solare incidente, da cui anche la temperatura, il tasso di umidità e la copertura vegetale locali. Inoltre, esso può influenzare l'intensità dei cicli di gelo-disgelo e i relativi processi di degradazione che inducono una diminuzione della resistenza globale degli ammassi rocciosi (Jaiswal et alii, 2024).

4.2.2 Applicazione ai casi di studio

In questo lavoro, la pendenza, la curvatura topografica e l'esposizione dei versanti sono state calcolate utilizzando, rispettivamente, gli strumenti *Slope*, *Curvature* e *Aspect* (dall'estensione *Spatial Analyst* di ArcMap).

Come dato di input è stato utilizzato un DTM ad alta risoluzione, con dimensione di cella 1 m, messo a disposizione dal Ministero dell'Ambiente e della Sicurezza Energetica (M.A.S.E., <https://www.mase.gov.it/>). I risultati sono stati utilizzati per una caratterizzazione delle aree di studio preliminare e propedeutica all'attività di rilevamento sul terreno e come input per la valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto, come descritto nei paragrafi successivi.

4.3 Rilevamento geologico e geomorfologico e analisi delle discontinuità degli ammassi rocciosi

4.3.1 Metodologia generale

Le attività di rilevamento geologico e geomorfologico, insieme all'analisi del grado di fratturazione degli ammassi rocciosi, rappresentano operazioni fondamentali nella valutazione della stabilità dei versanti. Attraverso di esse, difatti, è possibile acquisire i dati che rappresentano gli strumenti di base per le successive elaborazioni cartografiche.

Le attività di rilevamento sono mirate al riconoscimento ed alla mappatura delle litologie che costituiscono il substrato e i depositi continentali quaternari, nonché delle forme e dei processi geomorfologici che agiscono (o hanno agito) nell'area di studio, siano essi a influenza strutturale, gravitativi, dovuti alle acque correnti superficiali, carsici, marini o antropici. Le informazioni raccolte possono essere di natura puntuale, lineare o areale; a seguito di acquisizione sul campo, queste possono essere informatizzate ed inserite in appositi *geodatabase*, per la successiva consultazione ed analisi e la realizzazione di prodotti cartografici precisi ed accurati.

Per le procedure da seguire durante le attività di rilevamento e i criteri di stesura degli elaborati geotematici, è possibile fare riferimento alle linee guida nazionali, nonché alla letteratura nazionale ed internazionale sul tema (e.g., SGN, 1992, 1994; GNGFG, 1994; ISPRA, 2009, 2021, 2022; APAT, 2007; Smith et alii, 2011; Thornbush et alii, 2014).

Nell'analisi delle frane da crollo, le attività di terreno rivestono un ruolo di primaria importanza, poiché consentono di acquisire dati fondamentali per l'identificazione delle aree di distacco, transito ed accumulo legate ai processi già avvenuti. Tali attività, inoltre, permettono di comprendere le dinamiche geomorfologiche che caratterizzano il territorio, fornendo indicazioni utili non solo per la ricostruzione dei fenomeni passati, ma anche per la previsione di scenari futuri. Esse, infine, risultano indispensabili per definire le aree potenzialmente soggette a movimenti di prima generazione.

Per una corretta valutazione della suscettività da crollo, è necessario considerare diversi elementi che sono in stretta relazione con questa fenomenologia. Tra i dati che è opportuno acquisire in campagna ci sono:

- aspetti litologici, i.e. composizione, tessitura e struttura dei litotipi in affioramento;
- aspetti stratigrafici, quali i rapporti geometrici e cronologici tra i corpi rocciosi;
- elementi strutturali, sia di origine primaria (sedimentaria, come la stratificazione) che secondaria (tettonica, come piani di clivaggi, fratture, pieghe e faglie);
- stato di fratturazione dei corpi rocciosi, con dettaglio su geometria, persistenza, apertura, frequenza e spaziatura delle discontinuità individuate;
- morfologia dei versanti (con particolare attenzione rivolta agli elementi non facilmente individuabili tramite studi indiretti quali strutture verticali, elementi aggettanti, forme erosive impostate alla base dei versanti);
- forme e processi geomorfologici che possono influenzare la stabilità dei versanti tra cui, a titolo di esempio, i gravitativi (scarpate, nicchie di distacco, aree di transito e di invasione dei fenomeni franosi), i carsici (cavità, condotti, livelli indeboliti da processi di alterazione), i marini (presenza del solco di battente).

Nelle attività di rilevamento sul terreno è inoltre utile acquisire dati sulla struttura e la geometria dei corpi di frana, utili per successive modellazioni e stime della pericolosità. Tutte queste attività sono fortemente coadiuvate dalle analisi multiscalarari e multitemporali di foto aeree e ortofoto, e dallo studio delle caratteristiche morfometriche dei versanti – passaggi, quindi, da svolgersi preferibilmente a monte del rilievo in situ.

4.3.2 Applicazione ai casi di studio

In questo lavoro, per una caratterizzazione esaustiva dei processi in atto nelle aree di studio e per derivare le relazioni esistenti tra caratteristiche geomorfologiche, litologiche e tettoniche e le instabilità di versante, è stata condotta una serie di rilevamenti geologico-

geomorfologici alla scala 1:2.500. Le attività di rilevamento sono state effettuate integrando i metodi tradizionali con strumenti e tecniche moderni. Nello specifico, l'acquisizione dei dati è avvenuta su supporto cartografico sia analogico che digitale, direttamente sul terreno.

Le attività di rilevamento sono state precedute dalla strutturazione, in ambiente GIS, di un progetto che garantisca la possibilità di cartografare, con opportuna simbologia, tutti gli elementi potenzialmente utili alle successive analisi. Per la mappatura digitale di questi elementi ci si è avvalsi dell'applicativo *Qfield* (<https://qfield.org/>; Figura 50), installato su tablet per consentire la portabilità del progetto, che permette inoltre l'acquisizione di documentazione iconografica georeferenziata.

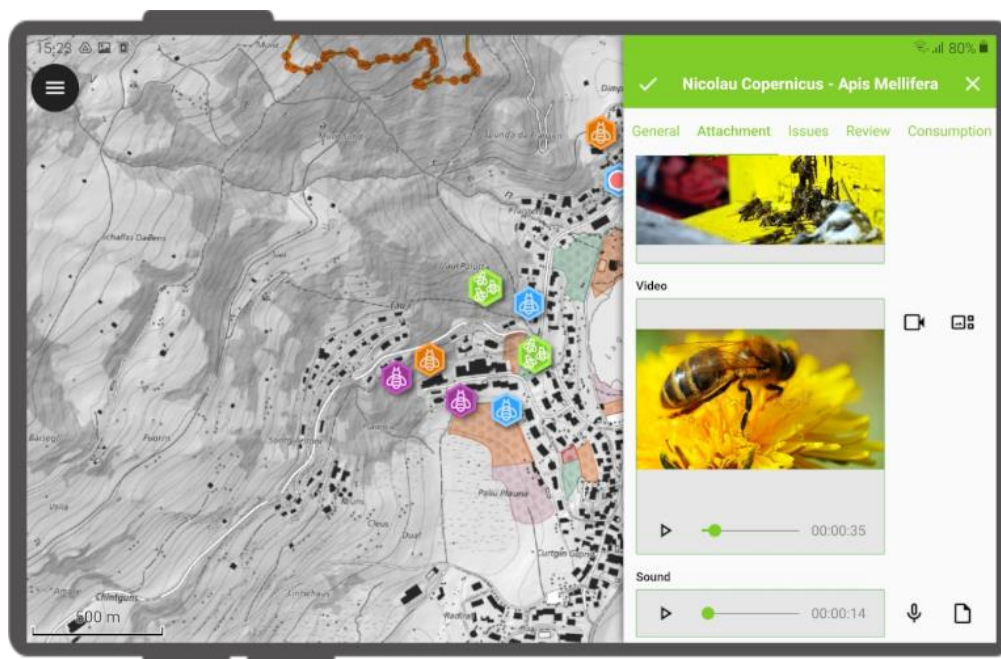


Figura 50. Esempio di documentazione allegata ad un progetto tramite l'applicativo *Qfield* (<https://docs.qfield.org/it/how-to/pictures/>).

Durante le attività di terreno, sono state acquisite informazioni sullo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi. In presenza di affioramenti di dimensioni tali da permettere la raccolta di dati statisticamente validi, le misurazioni sono state effettuate utilizzando la tecnica della linea di scansione (*scan line*), la quale fornisce una descrizione dettagliata delle discontinuità presenti nell'ammasso roccioso.

Tale tecnica consiste nell'individuare un affioramento pulito, piano o comunque poco irregolare, che contenga un numero sufficiente di discontinuità. Su questo affioramento viene stesa una fettuccia metrica e vengono acquisiti parametri quali la distanza a cui i piani di discontinuità intersecano la linea, la loro giacitura, apertura e persistenza, eventuale riempimento e altri (Figura 51).

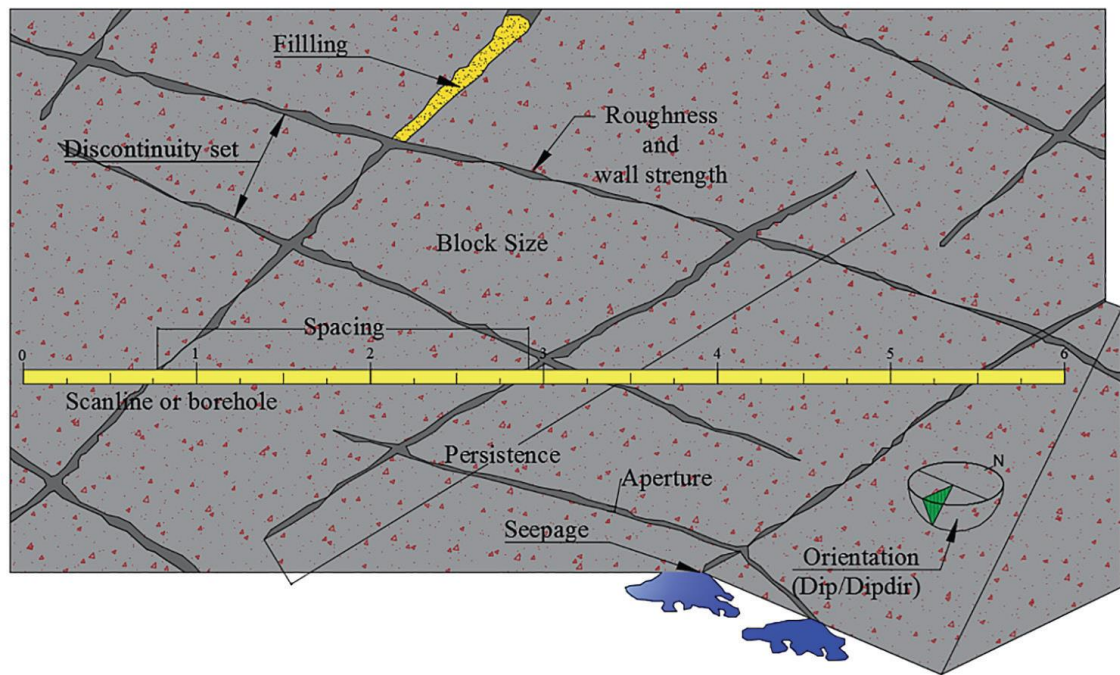


Figura 51. Esempio di analisi delle discontinuità presenti in un ammasso roccioso tramite la tecnica della linea di scansione (Monsalve et alii, 2018).

In caso di affioramenti con estensione insufficiente all'analisi, o privi di un numero adeguato di discontinuità, l'analisi è stata eseguita in maniera speditiva, acquisendo i dati di giacitura della parete analizzata e delle discontinuità individuate, oltre ad informazioni importanti quali la persistenza delle fratture. Nei settori maggiormente propensi all'innescio di fenomeni di crollo, le misure sono state acquisite in maniera comunque speditiva per ragioni di sicurezza. I dati raccolti sono stati utilizzati per valutare la tipologia di dissesto prevalente nell'area, per determinare lo stato di fratturazione generale degli affioramenti rocciosi nelle aree in esame e per una stima della dimensione dei blocchi potenzialmente coinvolti nei fenomeni di crollo.

Le informazioni ottenute sono state sintetizzate su carte geomorfologiche, corredate da sezioni per evidenziare le principali caratteristiche delle aree di studio.

4.4 Valutazione della suscettività

4.4.1 Metodologia generale

Come descritto nei capitoli introduttivi, esistono diverse tecniche per la valutazione della suscettività da frana. L'applicabilità di ognuna di esse dipende dalla scala di analisi e dalla quantità e dalla qualità dei dati a disposizione.

In questo studio è stata sviluppata una metodologia euristica in ambiente GIS, per valutare la suscettività da crollo e da crollo sismoindotto delle possibili aree di distacco, senza alcun riferimento ai settori di transito e/o accumulo del materiale in frana. L'approccio è stato strutturato per risultare flessibile e facilmente adattabile a situazioni in cui i dati quantitativi, quali cataloghi di eventi franosi o dati geotecnici, non sono disponibili o risultano insufficienti per le aree di studio.

Per la valutazione della suscettività da crollo sono stati considerati sei parametri, scelti sulla base dell'influenza che essi esercitano sulla propensione al dissesto in esame. Nello specifico, tali parametri sono I) la pendenza, II) l'esposizione dei versanti, III) la curvatura topografica, IV) le litologie in affioramento, V) la presenza e la severità delle discontinuità presenti negli ammassi rocciosi (più avanti, per semplicità, "discontinuità della struttura") e VI) l'incidenza del carsismo (Carabella et alii, 2022; Mokhtari et alii, 2020; Yi et alii, 2019; Zhou & Che, 2023).

La pendenza esercita una grande influenza sulla stabilità dei versanti, con un'acclività maggiore spesso connessa ad una maggiore probabilità di avvenimento delle frane da crollo (Çevik & Topal, 2003; Yalcin et alii, 2011). Numerosi studi, inoltre, adottano determinati valori di pendenza come limiti (*cut off*) al di sotto dei quali la probabilità che si verifichi una frana da crollo è considerata nulla o comunque molto bassa (Gupta et alii, 1999; Leoni et alii, 2009; Saroglou, 2019).

L'esposizione dei versanti può influire sulla stabilità degli stessi, condizionando la quantità di luce solare intercettata dalla superficie e, di conseguenza, le condizioni

microclimatiche locali. In tale contesto, alcuni autori hanno dimostrato che i versanti esposti a sud presentano un regime microclimatico con variazioni di temperatura significativamente maggiori rispetto ai versanti con diversa esposizione. Conseguentemente, essi vanno incontro a processi di degradazione più efficaci, il che aumenta il livello di instabilità generale (Mazzoccola & Hudson, 1996; Capitani et alii, 2013; Pham et alii, 2017; Figura 52).

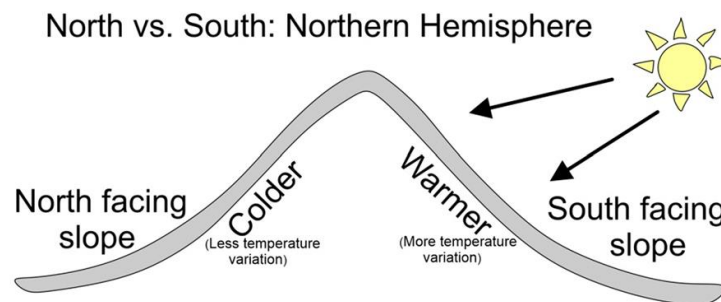


Figura 52. Variazioni di temperatura in relazione all'esposizione dei versanti, con riferimento specifico al diverso comportamento tra i versanti esposti a sud e quelli esposti a nord (Jaiswal et alii, 2024).

La curvatura topografica influenza la suscettività, con i settori convessi maggiormente propensi ai fenomeni di crollo (Bajni et alii, 2023); inoltre, questo parametro controlla la focalizzazione o la dispersione delle onde sismiche, influenzando direttamente l'oscillazione del suolo e l'attivazione di fenomeni co-sismici (Pischiutta et alii, 2017). Generalmente, i valori di curvatura topografica vengono divisi in tre classi che identificano settori pianeggianti (valori nell'intorno di 0 m^{-1}), concavi (valori strettamente negativi) e convessi (valori strettamente positivi).

Le litologie in affioramento condizionano la stabilità dei versanti a causa delle proprietà intrinseche degli ammassi rocciosi. Le frane da crollo, difatti, tendono a verificarsi più facilmente in materiali lapidei coerenti come, ad esempio, calcari e dolomie; rocce a comportamento duttile tendono ad originare movimenti di altre tipologie, quali colamenti o espansioni laterali (Esposito et alii, 2021; Henriques et alii, 2015).

Con l'espressione "discontinuità della struttura" si intendono tutti quegli elementi che si impostano sulla struttura del versante e ne incrementano il livello di instabilità. Questo parametro, pertanto, non fa riferimento ad uno specifico elemento destabilizzante, quanto

piuttosto all'effetto sintetizzato di tutti quegli elementi che possono ridurre la resistenza dell'ammasso roccioso, determinando i cinematismi di rottura e la geometria del movimento franoso. Tra le discontinuità della struttura considerate si hanno faglie e sistemi di frattura, cavità naturali o antropiche, forme erosive alla base dei versanti e altre (Lee & Dan, 2005; Parise & Lollino, 2011; Khan et alii, 2019). L'analisi di questo parametro richiede pertanto un approccio multidisciplinare, che tenga conto di tutte le informazioni di carattere geologico-strutturale e geomorfologico disponibili per i settori in esame.

L'incidenza del carsismo sulle rocce carbonatiche ed evaporitiche influenza la suscettività da frana, con il collasso potenziale di cavità spesso non segnalate in risposta a stimoli esterni, quali l'oscillazione sismica, come anche fenomeni di instabilità connessi a tassi di erosione differenziali, scivolamenti lungo superfici di debolezza e altri (Santo et alii, 2007; Andriani et alii, 2020; El-Haddad et alii, 2022).

Per la valutazione della suscettività da crollo, nell'approccio euristico si procede classificando i parametri sopra elencati, i quali descrivono le condizioni di stabilità intrinseche degli ammassi rocciosi, senza alcun riferimento ad input destabilizzanti esterni (terremoti, forti precipitazioni, altro). Nello specifico, ogni geotematismo viene suddiviso in un numero congruo di classi, in modo tale che gli elementi contenuti all'interno di queste producano un'influenza paragonabile sulla suscettività da crollo. In seguito, ad ogni classe viene assegnato un peso (W), sulla base del contributo dato all'instabilità di versante: maggiore è il peso, minore la stabilità. Dal momento che i parametri selezionati danno contributi globalmente diversi alla suscettività da crollo, è possibile quindi introdurre un rapporto di contributo (Cr) per calibrarne l'effettiva influenza.

Un passaggio fondamentale nella valutazione della suscettività da crollo è la combinazione dei parametri pesati, che può avvenire tramite semplice somma dei diversi contributi in ambiente GIS o attraverso operazioni di prodotto e/o divisione, che

assegnano di conseguenza a specifici parametri ruoli più o meno importanti nella determinazione dell'instabilità. In questo studio, è stata proposta la seguente equazione:

$$Rs = p_s \cdot \sum_{i=1}^n w_n Cr_n \quad (1)$$

in cui Rs indica la suscettività da crollo, p_s il parametro della pendenza, w_n e Cr_n il peso e il rapporto di contributo assegnati alla classe dell' n -esimo fattore, rispettivamente.

Per quanto riguarda la suscettività da crollo sismoindotto, tra i diversi fattori proposti in letteratura, è stato introdotto il parametro della distanza dalle faglie attive. Questa gioca un ruolo chiave nell'attivazione e nella distribuzione di queste fenomenologie, con un *damping* dell'input sismico allontanandosi dalla traccia delle faglie in superficie o dalle aree epicentrali per motivi geometrici, a causa di fenomeni di riflessione e rifrazione delle onde nel sottosuolo o per smorzamento interno dei materiali, e il conseguente decremento dei fenomeni associati (Keefer, 1984, 2002; Livio & Ferrario, 2020; Figura 53). È opportuno precisare che la distanza dalle faglie attive non è a rigore l'unico aspetto da considerare, se non in un approccio semplificato. Per una valutazione avanzata della suscettività, a questo fattore andrebbe aggiunta un'analisi della Risposta Sismica Locale.

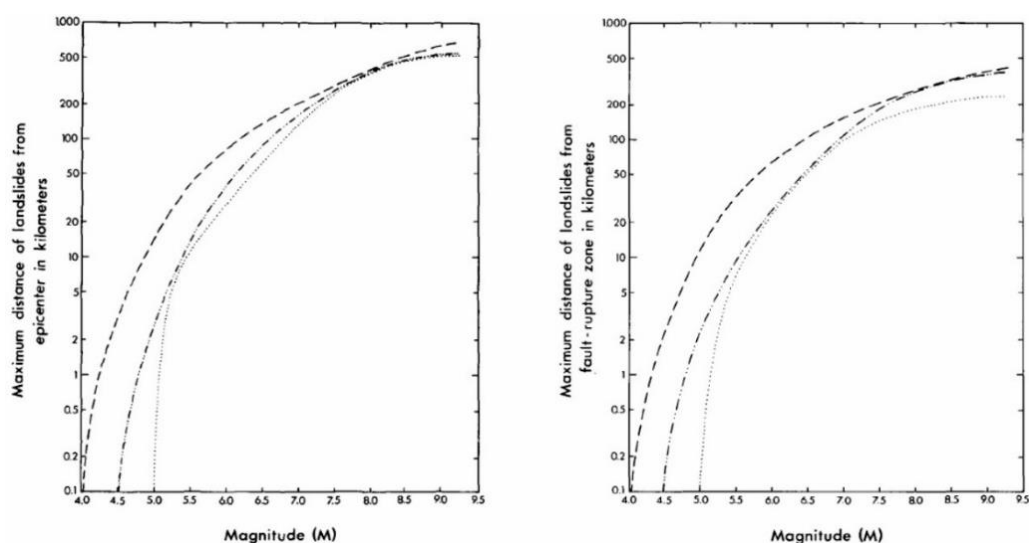


Figura 53. Sulla sinistra, rapporto tra magnitudo e distanza massima di occorrenza di una frana sismoindotta rispetto all'epicentro del terremoto; sulla destra rapporto tra magnitudo e distanza massima di occorrenza di una frana sismoindotta rispetto alla zona di rottura della faglia in superficie. La curva a tratteggio indica frane da crollo e scorrimento, la curva a tratto-punto frane da scorrimento in terreni coesivi, la curva a punti espandimenti laterali e colate (Keefer, 1984).

Inoltre, la prossimità delle faglie può influenzare la suscettività da frana dal momento che le discontinuità strutturali accentuano i processi di *weathering* degli ammassi rocciosi, facilitando l'infiltrazione dei fluidi ed accentuando fenomeni erosivi, carsici, di crioclastismo e termoclastismo (Conforti et alii, 2012).

Per quantificare la suscettività da crollo sismoindotto, è stata quindi proposta la seguente equazione:

$$EIRs = p_{Df} \cdot Rs \quad (2)$$

in cui il termine *EIRs* indica la suscettività da crollo sismoindotto, p_{Df} il peso assegnato al parametro della distanza dalle faglie attive, *Rs* la suscettività da crollo calcolata attraverso l'equazione (1).

La metodologia proposta è schematizzata in Figura 54.

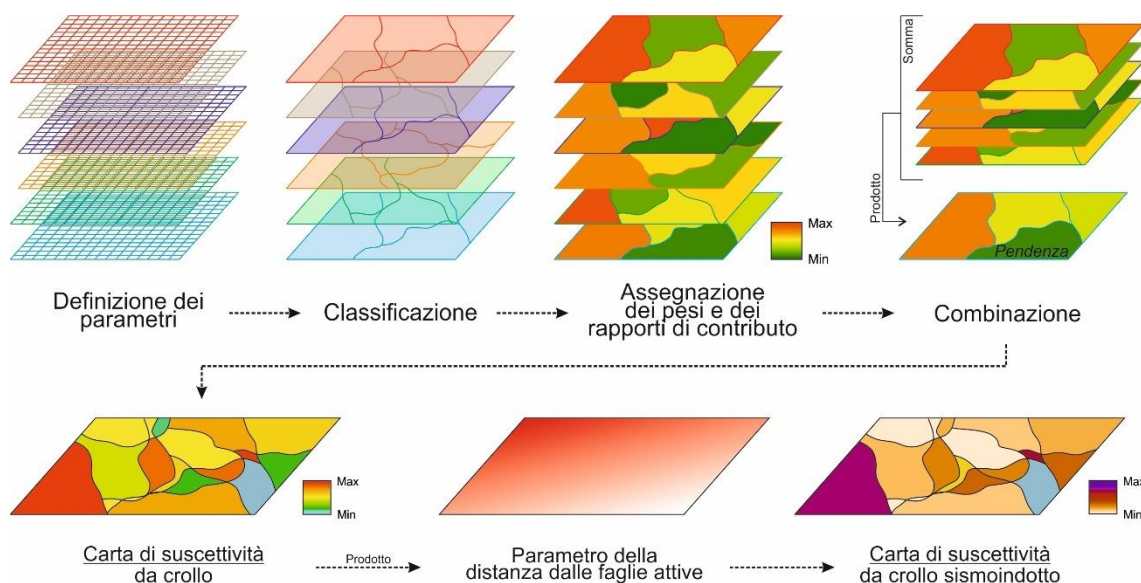


Figura 54. Diagramma di flusso per la valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto seguendo l'approccio euristico proposto in questo lavoro.

Con riferimento alle due equazioni proposte, l'input sismico rappresenta la causa innescante dei fenomeni di crollo sismoindotti, per cui la distanza dalle faglie attive gioca un ruolo fondamentale nella definizione della suscettività da queste. Il parametro della pendenza, d'altra parte, è cruciale per individuare le aree maggiormente propense ai

fenomeni di crollo. In tale contesto, questi due parametri sono stati introdotti nella valutazione della suscettività come fattori e non come semplici addendi, per dare loro un valore proporzionale al contributo nella definizione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto ed evitare valutazioni inaccurate.

Infine, per ottenere risultati confrontabili tra diverse aree di studio, è stato proposto l'utilizzo di una scala di suscettività di riferimento, con valori minimo e massimo corrispondenti al minimo e al massimo potenziale tra tutte le aree, suddivisa in classi di uguale estensione etichettate, con riferimento alla suscettività, da “Molto bassa” a “Molto alta” (Carabella et alii, 2022).

4.4.2 Applicazione ai casi di studio

Entrando nello specifico dei casi di studio selezionati, la metodologia euristica si presta più agevolmente alla valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto rispetto alle altre tecniche possibili. I cataloghi di movimenti franosi disponibili per l'area di studio, difatti, mostrano delle limitazioni intrinseche che li rendono inadoperabili per analisi di natura statistica. D'altra parte, l'acquisizione di dati sufficientemente dettagliati per l'applicazione di un metodo deterministico risulta infattibile, data l'estensione delle aree di studio.

Nel merito dei cataloghi, le maggiori criticità sono descritte nei paragrafi seguenti.

In primis, gli eventi mappati possono presentare una localizzazione poco accurata; un esempio è rappresentato dai fenomeni di crollo spesso mappati in corrispondenza della zona di accumulo e non di quella di distacco (Figura 55a). Considerato lo scopo del presente lavoro, ossia la valutazione della suscettività delle aree di distacco, un simile dato giocherebbe fortemente a sfavore del processo analitico, andando ad assegnare alle aree di accumulo un valore di suscettività eccessivamente elevato, a svantaggio dei settori che invece rappresentano effettivamente le aree sorgenti dei crolli. Occorre sottolineare,

comunque, che a scale di indagine minori il metodo si dimostra estremamente valido, andando a caratterizzare correttamente versanti, bacini, eccetera (Loche et alii, 2022; Amato et alii, 2023). Spesso, inoltre, nelle attività di rilevamento si tende a mappare più eventi localizzati in aree circoscritte come un evento singolo per questioni di praticità e/o di scala (Figura 55b). L'utilizzo di questo dato, nuovamente, porterebbe alla sottostima della suscettività dei versanti per i quali diversi movimenti di crollo sono sintetizzati, a livello cartografico, in uno solo.

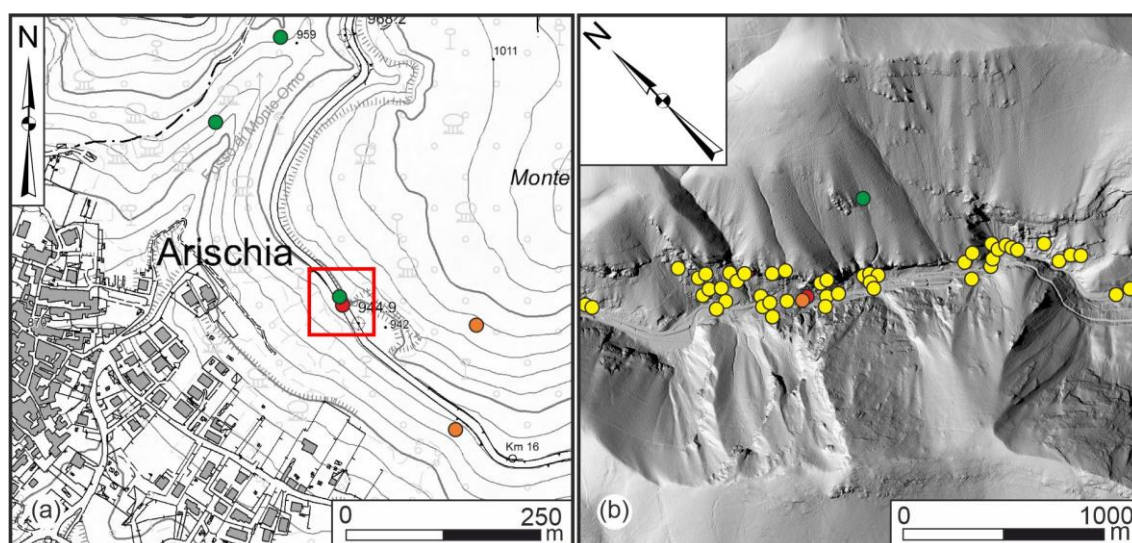


Figura 55. Movimenti franosi riportati nel catalogo CEDIT (in verde, Martino et alii, 2021), nel catalogo EEE (in arancione, Guerrieri et alii, 2015), nel catalogo PAI (in rosso, Regione Abruzzo, 2011). Modificata da Carabella et alii (2022).

Un'altra criticità è rappresentata dalla propensione a rilevare preferenzialmente i settori di interesse strategico (vie di comunicazione, aree densamente abitate) che spesso necessitano di ripristino a seguito di terremoto. Si vedano, a tale proposito, i risultati delle attività di rilevamento effettuate a seguito della sequenza sismica del Centro Italia del 2016-2017 e pubblicati sul catalogo CEDIT (<https://gdb.ceri.uniroma1.it/>; Figura 56).

Infine, i cataloghi disponibili risultano spesso incompleti, sia temporalmente che spazialmente. Un esempio è dato dal catalogo *CFTIlandslides* (Zei et alii, 2024a, b), in cui i terremoti più recenti presentano mediamente un numero maggiore di eventi sismoindotti associati, indipendentemente dalla magnitudo dell'evento sismico (Figura 57).

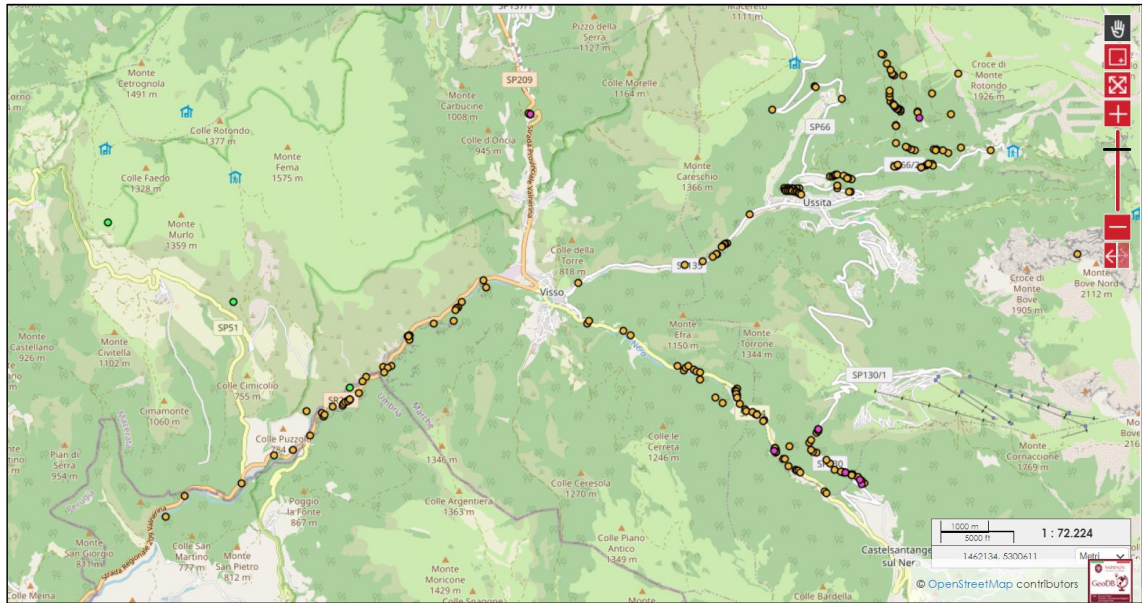


Figura 56. Esempio di distribuzione degli effetti deformativi al suolo indotti da forti terremoti e censiti nel catalogo CEDIT (Martino et alii, 2021; <https://gdb.ceri.uniroma1.it/>). La località al centro della figura, Visso (MC), è stata interessata dagli eventi della sequenza sismica del Centro Italia del 2016-2017.

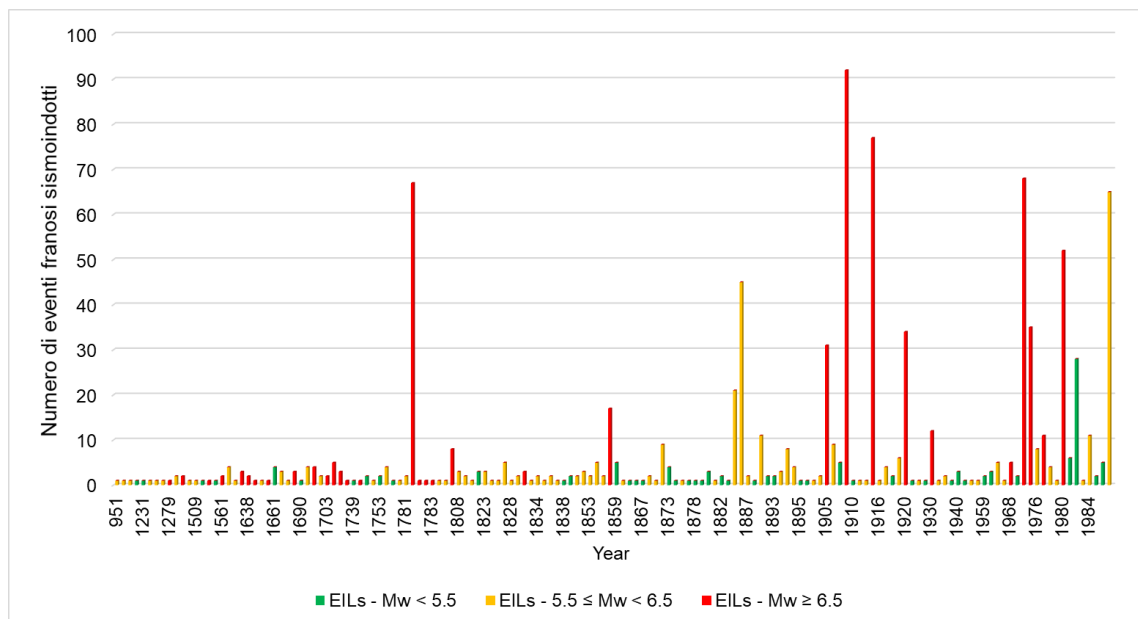


Figura 57. Distribuzione delle frane sismoindotte nel CFTIlandslides (Zei et alii, 2024a, b), divise in base alla magnitudo del terremoto di riferimento. L'asse orizzontale indica la data di occorrenza dell'evento sismico secondo il CFTI5med catalogue (Guidoboni et alii, 2018, 2019). Le analisi sono state effettuate su una versione preliminare del CFTIlandslides che può differire da quella attualmente disponibile.

A seguito di quanto detto, in questo studio si è proceduto alla valutazione euristica della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto.

Sulla base dell'analisi comparativa dei dati di letteratura, dei cataloghi di eventi franosi e delle informazioni ottenute dalle attività di rilevamento geomorfologico, per ognuna delle

classi dei parametri selezionati per la valutazione della suscettività da crollo sono stati derivati ed applicati i pesi (W) e i rapporti di contributo (Cr) indicati in Tabella 6.

Tabella 6. Parametri analizzati, classi, pesi (W) e rapporti di contributo (Cr) assegnati per la valutazione della suscettività da crollo.

Parametro	Classe	W	Cr [%]
Pendenza [°]	0–10	1,0	-
	10–20	2,4	
	20–30	4,7	
	30–40	7,0	
	40–50	8,6	
	50–60	9,5	
	60–70	9,8	
	70–80	9,9	
	80–90	10	
Esposizione [°]	Superficie pianeggiante	0	5
	337.5–22.5 – N	0	
	22.5–67.5 – NE	0	
	67.5–112.5 – E	3	
	112.5–157.5 – SE	6	
	157.5–202.5 – S	10	
	202.5–247.5 – SO	6	
	247.5–292.5 – O	3	
	292.5–337.5 – NO	0	
Curvatura topografica (T_c) [m^{-1}]	$T_c \leq -0.5$ – Superficie concava	0	10
	$-0.5 < T_c \leq 0.5$ – Superficie piana	3	
	$T_c > 0.5$ – Superficie convessa	10	
Litologie affioranti	Depositi di spiaggia	0	40
	Depositi antropici (barriere con blocchi in calcestruzzo)	0	
	Depositi eluvio-colluviali	2	
	Depositi di frana da crollo	2	
	Depositi di frana rotazionale in litologia arenacea	8	
	Depositi fluviali recenti	0	
	Depositi fluviali recenti misti a deposito di versante e blocchi franati	2	
	Deposito di versante alimentato da crolli e ribaltamenti	2	
	Marne, marne argillose e argille marnose	4	
	Calcari marnosi e marne	6	
	Conglomerati	8	

	Arenarie con intercalazioni conglomeratiche	8	
	Calcari	10	
	Cataclasite cementata	10	
Discontinuità della struttura	Molto rare o assenti	0	30
	Rare	2	
	Moderate	4	
	Avverse per la stabilità	7	
	Molto avverse per la stabilità	10	
Incidenza del carsismo	Nulla	0	15
	Limitata	3	
	Moderata	6	
	Frequente	10	

Al parametro pendenza non è stato assegnato alcun rapporto di contributo, come previsto dall'equazione (1); la distribuzione dei pesi assegnati rispetto alle classi di pendenza è riportata in Figura 58.

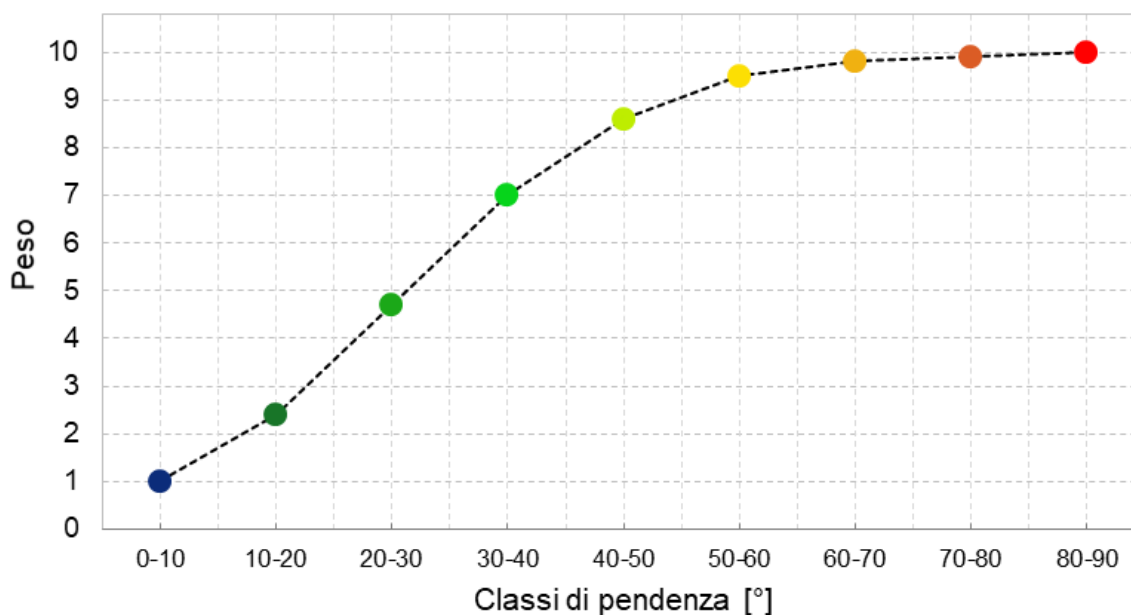


Figura 58. Classi di pendenza e relativi pesi definiti per la valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto nelle aree di studio.

Esposizione e curvatura presentano Cr minori per la minore influenza esercitata; al parametro dell'incidenza del carsismo, nonostante l'importante ruolo giocato nella predisposizione al dissesto, è stato assegnato un valore basso per non sovrastimare la tendenza al collasso di calcari ed altre rocce potenzialmente soggette ai processi carsici,

rispetto alle quali il fattore presenta una indubbia correlazione (Lewin & Woodward, 2009; De Waele, 2017; Ezersky et alii, 2023).

Per quanto riguarda i parametri morfometrici, per ogni area di studio l'assegnazione dei pesi è avvenuta a seguito di elaborazione dei diversi tematismi sulla base del modello digitale del terreno e riclassificazione degli stessi in ambiente GIS, secondo le classi e i pesi riportati in Tabella 6.

Per quanto riguarda i parametri geotematici, la classificazione è avvenuta sulla base delle analisi di terreno e dei dati di letteratura.

Nell'area delle Gole di Celano (AQ), le litologie del substrato sono interessate da discontinuità della struttura da avverse a molto avverse per la stabilità dei pendii, come evidenziato dai risultati delle analisi geologiche e geomorfologiche; di conseguenza, i pesi assegnati variano da 7 per le litologie marnose a 10 per quelle carbonatiche. Rispetto al grado di carsificazione degli ammassi rocciosi, le attività di rilevamento hanno messo in evidenza la presenza di strutture altamente pervasive; è inoltre ragionevole ipotizzare la presenza di forme ipogee o comunque non facilmente individuabili, capaci di ridurre drasticamente la stabilità intrinseca degli ammassi carbonatici. A questi ultimi, di conseguenza, è stato assegnato un peso di 10, in via cautelativa.

Nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE), i sistemi di discontinuità individuati nei settori centrale e settentrionale della rupe si mostrano molto avversi alla stabilità del versante, per cui alla struttura è stato assegnato un peso massimo di 10 in corrispondenza della scarpata principale, progressivamente decrescente spostandosi verso est; ai conglomerati in affioramento nel settore meridionale, invece, sono stati assegnati pesi minori, con massimi di 7 in corrispondenza delle aree dove le attività di rilevamento hanno evidenziato la presenza di elementi moderatamente avversi alla stabilità dei versanti. Per quanto riguarda il grado di carsificazione degli ammassi rocciosi, le litologie in affioramento nell'area sono debolmente o per nulla predisposte ai processi carsici, per cui al relativo parametro è stato assegnato un peso pari a 0.

Nell'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH), infine, le litologie del substrato sono affette da discontinuità della struttura che riducono la resistenza globale dei versanti. Di conseguenza, alle litologie è stato assegnato un peso di 7 nel settore settentrionale, un peso di 4 in quello meridionale. Nello specifico, nonostante la presenza di elementi destabilizzanti quali cavità antropiche e solchi di battente, oltre a fratture a direzione sia parallela che obliqua rispetto ai versanti, alle litologie nel settore nord non sono stati assegnati pesi maggiori per la presenza di opere di difesa aderenti alla riva e di estesi depositi di frana che prevengono l'ulteriore scalzamento al piede dei versanti. Per quanto riguarda il grado di carsificazione degli ammassi rocciosi, infine, alle litologie è stato assegnato un peso di 0, analogamente a quanto fatto per l'area di Turrivalignani.

Passando alla valutazione della suscettività da crollo sismoindotto, per tenere conto del contributo dei fattori sismici e per commisurare la loro influenza nella dinamica delle frane da crollo, è stata innanzitutto calcolata la distanza dalle faglie attive attraverso lo strumento *Euclidean distance* (dall'estensione *Spatial Analyst* di ArcMap).

Le tracce di queste sono state estratte dal *Fault2SHA Central Apennines database* (Faure Walker et alii, 2020), un esteso catalogo che raccoglie i dati di terreno sulle faglie attive nell'Appennino centrale, fornendo anche informazioni su attività, tassi di spostamento medi e vettori di spostamento, nonché dati sulla geometria di superficie.

I valori di distanza sono stati quindi convertiti nell'intervallo (0; 1], sulla base delle relazioni empiriche tra la densità di eventi franosi sismoindotti e la distanza dalle faglie dell'Appennino centrale proposte da Livio & Ferrario (2020), assumendo una distanza di 100 km come la massima alla quale una frana indotta da un terremoto può verificarsi nel contesto in esame, considerando una magnitudo attesa massima nell'intorno di 7 (Burrato et alii, 2012; Rovida et alii, 2022; Figura 59).

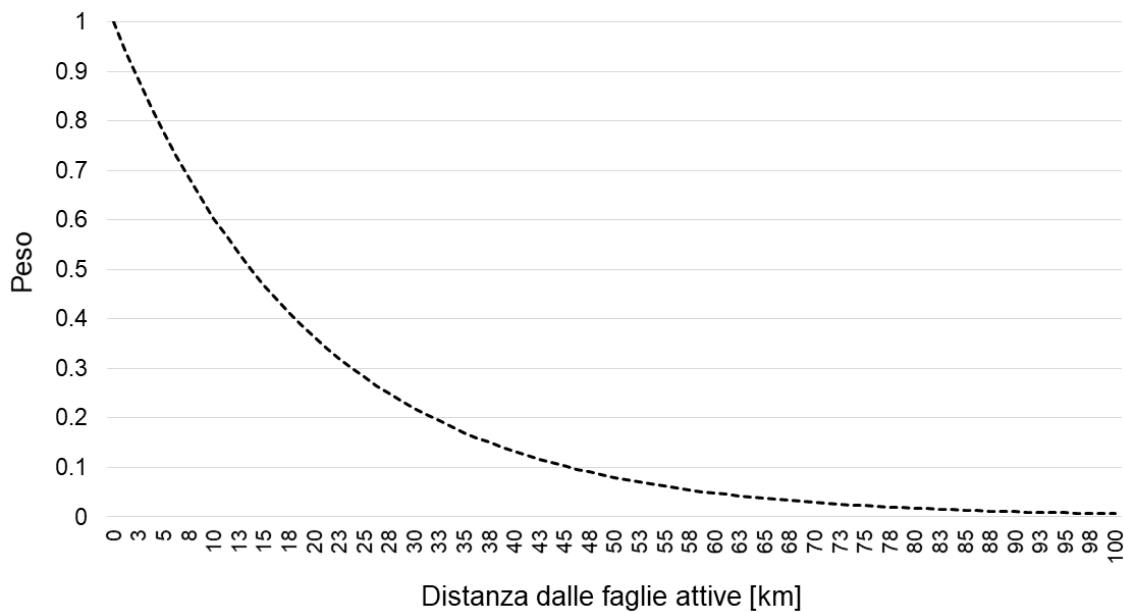


Figura 59. Distanza dalle faglie attive e relativi pesi.

Tale distanza è stata stimata sulla base dei dati riportati nello stesso lavoro ed analizzando i movimenti franosi sismoindotti contenuti nei cataloghi disponibili (CEDIT, Martino et alii, 2021; CFTIlandslides, Zei et alii, 2024a, b; EEE, Audemard et alii, 2015).

Sebbene rari fenomeni siano stati registrati anche a distanza maggiore di 100 km, questi non sono stati considerati nella valutazione del limite per evitare stiramenti eccessivi del dato e sovrastima del contributo sismico.

Entrando nello specifico, nell'analisi del parametro della distanza dalle faglie attive si è tenuto conto delle sorgenti sismogenetiche localizzate all'interno della regione Abruzzo e nelle aree limitrofe. Dall'analisi dei lineamenti estratti dal *Fault2SHA Central Apennines database*, risulta che la distanza dalle faglie attiva varia da un minimo di 0 km, in corrispondenza dei lineamenti tettonici nel settore di catena, a circa 60 km, nei settori di costa a nord e sud-est. Questi valori sono distribuiti secondo fasce a direzione NNO-SSE, circa parallele all'asse della catena centro-appenninica. Di conseguenza, i pesi mostrano un andamento decrescente spostandosi dal settore di catena a quello costiero, in ragione del legame tra l'assetto sismotettonico e la propensione dei diversi settori ad essere interessati da fenomeni da crollo sismoindotti (Figura 60).

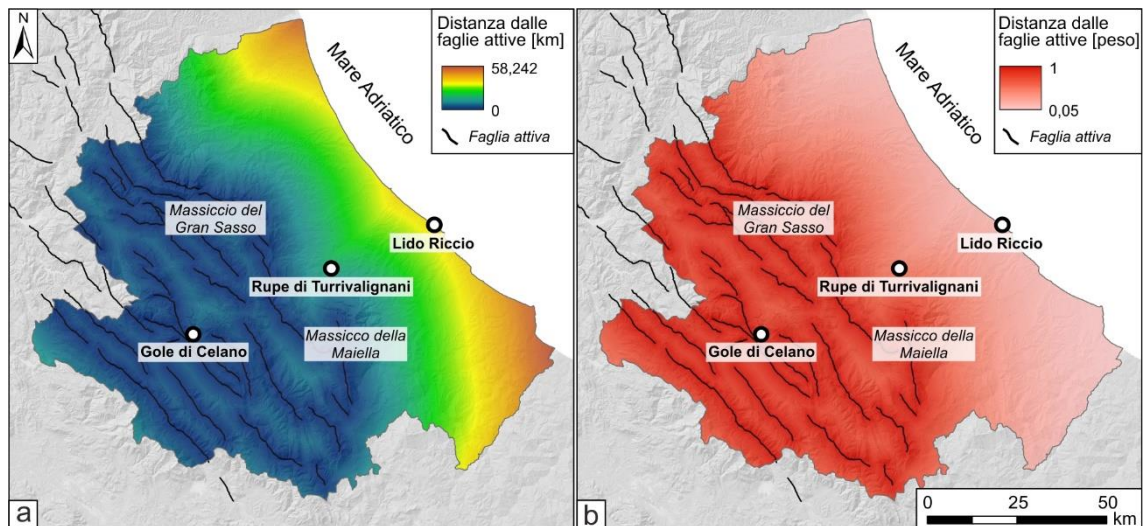


Figura 60. a) Distanza dalle faglie attive calcolata sulla base dei lineamenti estratti dal Fault2SHA Central Apennines database (Faure Walker et alii, 2020) e b) andamento dei pesi assegnati al parametro della distanza dalle faglie attive sulla base del lavoro pubblicato da Livio e Ferrario (2020).

I risultati della valutazione della suscettività da crollo sismoindotto ottenuti applicando la metodologia appena descritta, sono stati utilizzati per la valutazione preliminare della pericolosità da crollo sismoindotto, come descritto a seguire.

4.5 Valutazione della pericolosità

4.5.1 Metodologia generale

La pericolosità da frana può essere complessivamente definita come la probabilità di occorrenza di un movimento franoso di magnitudo nota, in un preciso momento e in una data area (Guzzetti et alii, 1999). Fatta questa premessa, in questo lavoro si propone una metodologia finalizzata ad una stima preliminare della pericolosità da frana da crollo, che consideri sia la probabilità spaziale di occorrenza, sia la magnitudo del fenomeno.

Al giorno d'oggi esistono diversi modelli numerici per la simulazione dei fenomeni di crollo, che permettono di stimare le probabili aree di distacco, transito ed accumulo, oltre a parametri quali l'energia dei blocchi in caduta, la velocità degli stessi in ogni punto dell'area analizzata e altri. In questo contesto, Rockyfor3D è un modello basato su principi fisici che utilizza algoritmi deterministici combinati con approcci stocastici per calcolare la traiettoria tridimensionale di caduta di singoli blocchi rocciosi, considerando quindi sia il processo fisico, sia le incertezze associate ai parametri coinvolti (Dorren, 2016). Per la sua duttilità, questo programma è ampiamente utilizzato per scopi di ricerca e nell'industria (e.g., Guerriero et alii, 2024; Lukovic et alii, 2022; Robiati et alii, 2019).

L'approccio sviluppato in questo lavoro prevede l'integrazione, nel processo di simulazione, del dato di suscettività e di quello di magnitudo dell'evento franoso atteso. Per ottenere ciò, si effettua una modellazione dei crolli per ogni classe di suscettività individuata nell'area di studio. A tal fine, è possibile designare come celle sorgenti dei crolli solo quelle che ricadono all'interno della classe considerata ed escludere tutte le altre, assegnando a queste ultime un valore di densità degli ammassi rocciosi pari a 0 kg/m³ (Dorren, 2016; Figura 61a).

In seguito, è necessario definire per ogni classe di suscettività le aree con la maggiore probabilità di essere interessate da fenomeni di crollo. Per ottenere ciò, tra i risultati di ogni simulazione si acquisiscono i raster della *probabilità di raggiungimento*, che esplicita la probabilità di ogni cella di essere raggiunta da un blocco in frana, il raster del

numero dei passaggi, che riporta il numero di blocchi transitati per ogni cella e il raster del *numero dei depositi*, che indica il numero di blocchi che arrestano il loro moto in ogni cella. Dal punto di vista geomorfologico, i valori più elevati all'interno di questi raster descrivono le aree di distacco (*probabilità di raggiungimento*), transito (*numero dei passaggi*) e accumulo (*numero dei depositi*) del materiale in frana. Per ognuno di questi raster, si definisce quindi un valore soglia al di sopra del quale la possibilità di un'area di essere colpita da crolli diventa rilevante; fissato tale limite, si procede alla classificazione del dato, da cui risulta un raster binario in cui si distinguono le aree potenzialmente interessate dai crolli, da quelle per cui tale probabilità può essere considerata irrisoria. Anche in questo caso è possibile adottare un approccio euristico, per cui tali limiti sono definiti sulla base dell'esperienza dell'operatore. L'ultimo passaggio consiste nella sintesi dei tre raster acquisiti e classificati, per la definizione complessiva dei settori verosimilmente interessati da fenomeni di crollo generati dalle celle sorgenti che ricadono nella classe di suscettività considerata (Figura 61b).

Il terzo passaggio consiste nell'acquisizione del raster dell'*energia cinetica media*, ulteriore risultato del processo di modellazione, che esprime la media dei massimi valori di energia cinetica (di rotazione e di traslazione) in kJ di tutti i blocchi simulati in quella cella (Dorren, 2016). Per ogni simulazione, tale raster deve essere ritagliato, conservando solo le celle con una probabilità rilevante di essere raggiunte dai crolli ed assegnando alle altre un valore di 0 kJ (Figura 61c).

L'ultimo passaggio consiste nella categorizzazione del dato di energia cinetica in cinque classi di pericolosità, da "Molto bassa" a "Molto alta", sulla base della suscettività dell'area sorgente (Figura 61d). Per fare ciò, è stata introdotta una matrice che correla il parametro suscettività e il parametro magnitudo, secondo il criterio "maggiori la suscettività e l'energia, maggiore la pericolosità". Come limiti per le classi di energia cinetica sono stati adottati 30, 300, 1.500 e 3.000 kJ. I primi due valori sono presi da

Raetzo et alii (2002) e fanno riferimento, rispettivamente, alla massima energia di impatto a cui una barriera rigida in legno di quercia o un muro di cemento rinforzato può resistere.

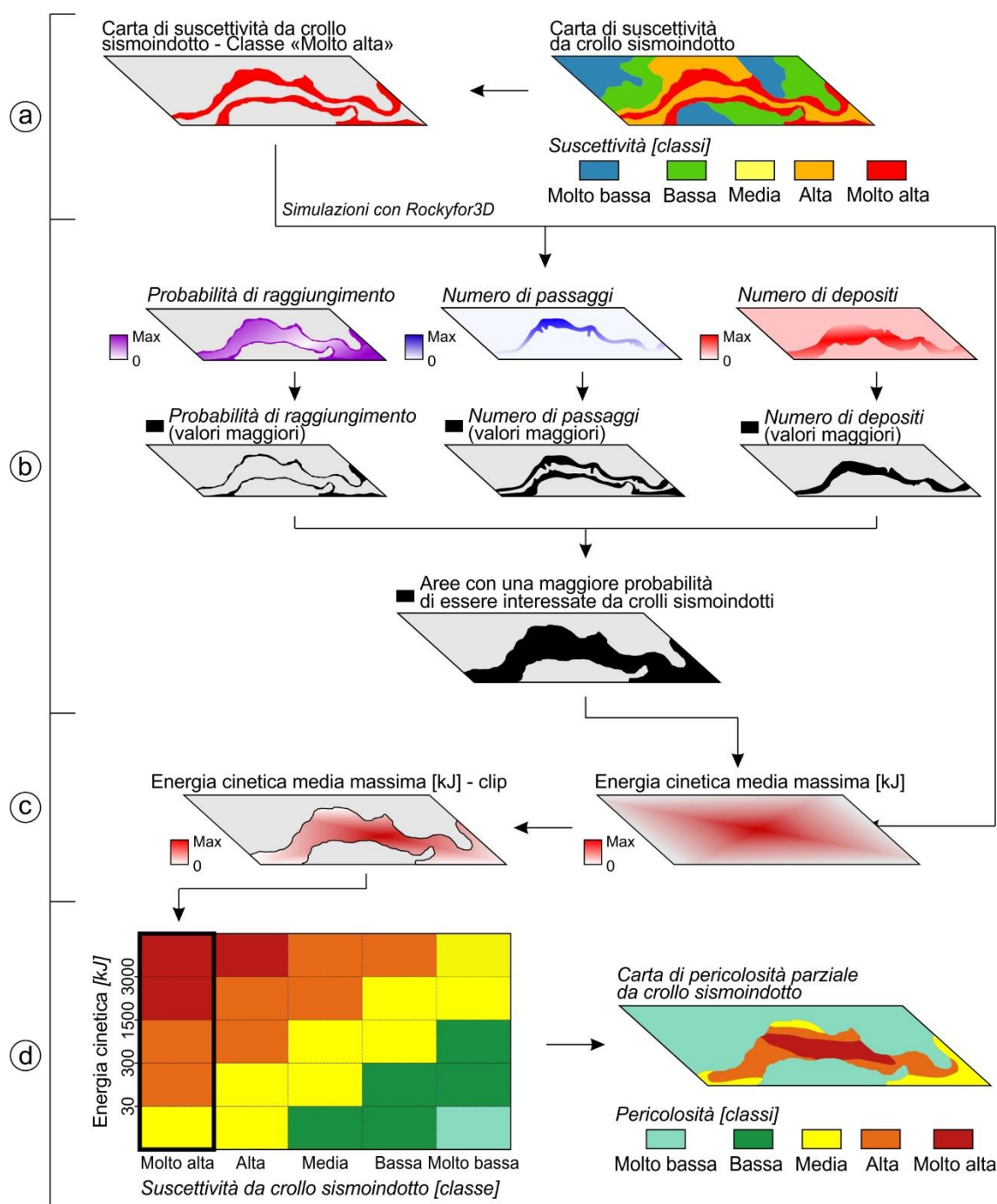


Figura 61. Diagramma di flusso della procedura applicata per derivare le carte di pericolosità parziali, basate sul livello di suscettività dell'area sorgente e la magnitudo degli eventi franosi attesi. a) definizione delle aree sorgenti all'interno della classe di suscettività considerata; b) acquisizione dei raster della probabilità di raggiungimento, del numero dei passaggi e del numero dei depositi e definizione dei settori con la maggiore probabilità di essere interessati da movimenti franosi sismoindotti originati dalle celle all'interno della classe; c) acquisizione del raster dell'energia cinetica ed estrazione delle celle con la maggiore probabilità di essere interessate da movimenti franosi sismoindotti; d) classificazione dei valori di energia cinetica sulla base del livello di suscettività dell'area sorgente e creazione della carta di pericolosità parziale relativa alla classe di suscettività analizzata.

I valori di 1.500 e 3.000 kJ, invece, corrispondono alla massima energia di intercettazione garantita da una barriera per crolli di classe 4 o 6, rispettivamente (EOTA, 2013, 2018); questi valori sono stati considerati nella matrice per tenere conto anche di fenomenologie che sorpassano ampiamente i limiti energetici proposti da Raetzo e coautori. Alle aree con una probabilità irrisoria di essere interessate da un fenomeno di crollo viene assegnata la classe di pericolosità “Molto bassa” (Figura 61d).

Una volta eseguiti questi passaggi per tutte le classi di suscettività individuate nell’area di studio, la carta finale di pericolosità si ottiene sovrapponendo tutte le carte parziali ed assegnando ad ogni cella la classe massima di pericolosità individuata tra queste ultime, in via cautelativa.

4.5.2 Applicazione ai casi di studio

Entrando nel merito dei casi di studio proposti, tutte le informazioni necessarie alla valutazione della pericolosità sono state ricavate attraverso le attività di rilevamento o dalla letteratura disponibile.

Per condurre un’analisi probabilistica significativa, sono state effettuate 100 simulazioni per ogni classe di suscettività individuata. Per ogni sito di indagine, sono stati elaborati 10 raster a celle quadrate di lato 2 m, che riportano informazioni su quote, caratteristiche dei blocchi in caduta (densità, forma e dimensioni), scabrezza della superficie topografica ed elasticità del suolo espressa attraverso il coefficiente di restituzione normale del suolo. Nello specifico, i valori di densità utilizzati e le relative fonti bibliografiche sono indicati in Tabella 7.

Tabella 7. Valori di densità delle rocce utilizzati per le simulazioni dei crolli (Aswin et alii, 2020; Calista et alii, 2019; Fereidooni & Khajevand, 2018; Schön, 2015).

Litologia	Densità [kg/m ³]
Depositi di spiaggia sabbiosi	1.800
Depositi antropici (barriere con blocchi in calcestruzzo)	2.400

Depositi eluvio-colluviali	1.800
Depositi di frana da crollo	1.800
Depositi di frana rotazione in litotipo arenaceo	2.100
Depositi fluviali recenti	1.800
Depositi fluviali recenti misti a deposito di versante e blocchi franati	2.000
Deposito di versante alimentato da crolli e ribaltamenti	1.800
Argille, argille marnose e marne argillose	2.200
Calcari marnosi e marne	2.600
Depositi conglomeratici	2.300
Arenarie con livelli conglomeratici intercalati	2.300
Calcari	2.600
Cataclasite cementata	2.600

Oltre ai tematismi elencati, sono stati creati quattro ulteriori raster con informazioni sulla copertura arborea locale, per tenere conto dell'energia dei blocchi dissipata a causa degli urti contro gli alberi.

Una volta eseguite le simulazioni, tra i risultati sono stati acquisiti i raster della *probabilità di raggiungimento*, del *numero dei passaggi* e del *numero dei depositi*. La Tabella 8 indica i valori di *cut off* al di sopra dei quali si assume che un'area abbia una probabilità significativa di essere interessata da fenomeni di crollo.

Tabella 8. Raster ottenuti dalle simulazioni effettuate con il software Rockyfor3D e valori di *cut off* selezionati per definire le aree maggiormente propense a subire crolli.

Raster	Valore di <i>cut off</i>
Probabilità di raggiungimento	2%
Numero dei passaggi	20% del valore massimo
Numero dei depositi	20% del valore massimo

La scelta di questi limiti è stata effettuata analizzando gli scenari risultanti dall'applicazione di diversi valori e determinando quelli che meglio riflettono il contesto analizzato. In questo studio, per quanto riguarda il raster del *numero dei passaggi*, prima di procedere all'applicazione del limite di *cut off* è stata eseguita una pulizia del dato, con il "taglio" di tutti i valori superiori al 99 percentile. Questo passaggio è necessario per

evitare eccessive stirature della scala e classificazioni errate dovute alla presenza di eventuali *outlier* nelle distribuzioni. La stessa procedura è stata eseguita per il raster del *numero dei depositi*.

Per ogni simulazione, avendo definito i settori più propensi a subire fenomeni di crollo, il dato dell'energia cinetica è stato acquisito e classificato, applicando la matrice in Figura 61d. Infine, per ogni area di studio è stata sintetizzata una carta finale di pericolosità da crollo sismoindotto, sulla base dei risultati ottenuti per le diverse classi di suscettività individuate. Infine, i risultati ottenuti sono stati analizzati e la loro attendibilità è stata valutata sulla base dei dati di letteratura e delle informazioni di terreno acquisite con le attività di rilevamento geologico-geomorfologico.

Nei paragrafi seguenti sono descritti i parametri utilizzati per le simulazioni nelle diverse aree di studio selezionate.

In linea generale, oltre ai dati riportati a seguire, per ogni area è stato impiegato come input anche il parametro della topografia, rappresentato attraverso un modello digitale del terreno a celle quadrate di lato 2 m; per una sua descrizione, si rimanda al paragrafo relativo alle caratteristiche morfometriche delle aree di studio, nel capitolo dei risultati.

Inoltre, per quanto riguarda il parametro della scabrezza topografica, i valori richiesti sono stati ottenuti durante le attività di rilevamento sul campo, misurando le dimensioni dei massi che vanno ad ostacolare la caduta dei blocchi lungo i pendii. La rugosità dei versanti principali, individuata anche attraverso l'analisi delle foto aeree e delle ortofoto, è stata trascurata in quanto il parametro della scabrezza topografica non è inteso a rappresentare l'andamento della micro-topografia; gli elementi che producono la rugosità locale, inoltre, sono spesso di dimensione tale da essere già considerati nella modellazione attraverso l'utilizzo del dato di elevazione. Infine, tale parametro non è stato calcolato nelle aree che rappresentano le naturali zone di accumulo dei fenomeni di crollo.

Gole di Celano (AQ)

Nell'area delle Gole di Celano (AQ) le litologie in affioramento presentano valori di densità compresi nell'intervallo 1.800-2.600 kg/m³ (Figura 62).

I valori più elevati caratterizzano i versanti in destra e in sinistra idrografica delle gole, la Serra di Celano, la porzione centrale e meridionale della piana di San Vittorino e i versanti che bordano quest'ultima. Valori di circa 2.000 kg/m³ si individuano lungo la base delle gole, nel settore centrale e meridionale. Infine, valori di 1.800 kg/m³ caratterizzano i depositi in affioramento nel settore di raccordo tra la Serra di Celano e la Piana di San Vittorino, le aree pianeggianti o a debole pendenza individuate nella porzione centrale delle gole e la porzione meridionale dell'area di studio.

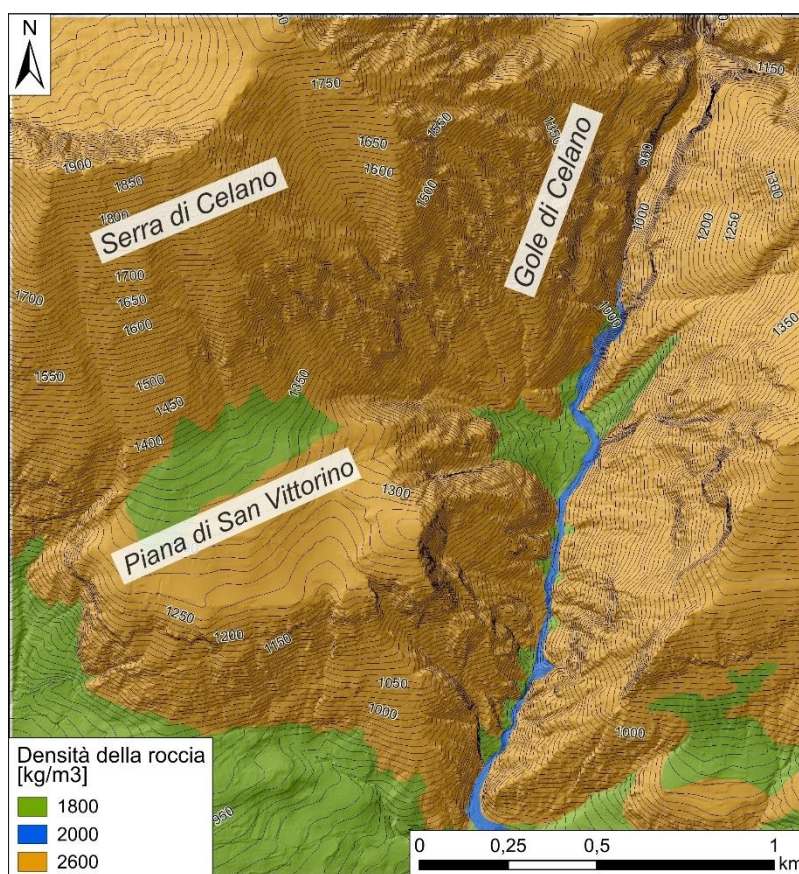


Figura 62. Carta della densità della roccia dell'area delle Gole di Celano (AQ).

Per quanto riguarda le dimensioni dei blocchi potenzialmente coinvolti nei crolli, queste sono state stimate sulla base dei risultati delle attività di rilevamento. Nello specifico, le misure dei blocchi che costituiscono il deposito di frana da crollo nei diversi settori

dell'area di studio sono state rilevate e confrontate con i risultati dell'analisi dello stato di fratturazione degli ammassi rocciosi e con la distribuzione degli elementi geomorfologici di genesi gravitativa e strutturale.

Dalle analisi effettuate risulta che i blocchi presentano prevalentemente forma di parallelepipedo, secondariamente ellissoidale.

Le dimensioni modali maggiori si rilevano nel settore meridionale delle gole, con assi maggiori di lunghezza superiore ai 2 metri, assi minori nell'ordine del metro. Anche nel settore settentrionale delle gole si rilevano depositi di dimensioni considerevoli. Le misure minori, d'altra parte, si ritrovano nel settore centrosettentrionale, con lunghezze massime degli assi intorno ai 60 cm (Figura 63).

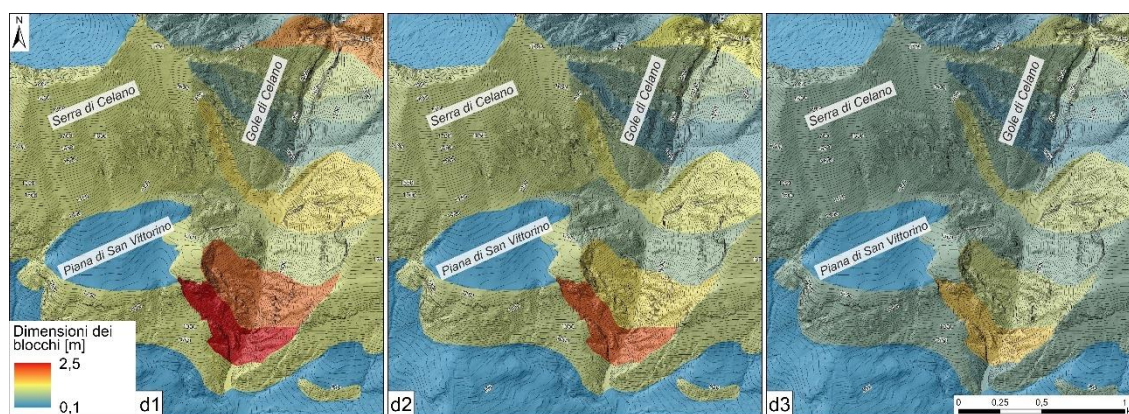


Figura 63. Carta delle dimensioni dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi dell'area delle Gole di Celano (AQ), realizzata sulla base dei dati raccolti. d1: misura dell'asse maggiore, d2: misura dell'asse intermedio, d3: misura dell'asse minore.

Ai valori assegnati è stata attribuita una variabilità pari al 20%, in maniera tale da tenere conto delle differenze nelle misure osservate.

Le misure rilevate sono state estese alle potenziali aree sorgenti a monte dei depositi, definite su base morfologica e dal confronto con i risultati delle analisi precedenti; tali aree sono delimitate da elementi quali creste e scarpate.

Per quanto riguarda il tipo di suolo, in Figura 64 sono sintetizzate le caratteristiche rilevate nell'area di studio.

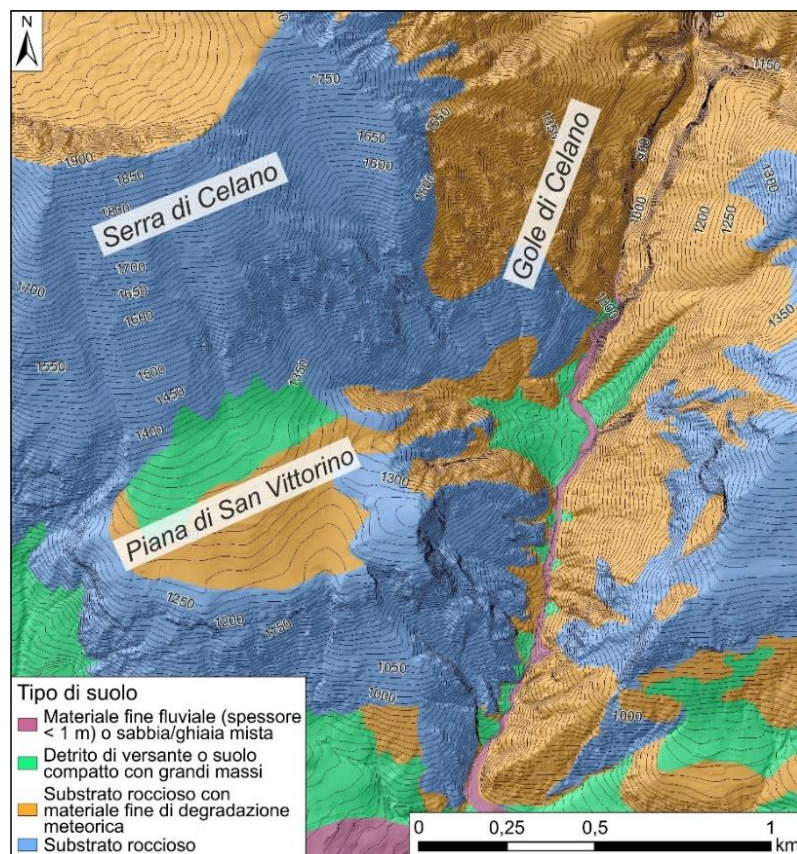


Figura 64. Carta del tipo di suolo dell'area delle Gole di Celano (AQ).

Questo parametro permette di stimare la risposta elastica del terreno in caso di urti. Materiali fini fluviali o sabbie/ghiaie miste caratterizzano il letto delle gole, dove scorre il torrente effimero La Foce, e il settore meridionale dell'area di studio; detrito di versante o livelli di suolo compatto con grandi massi si rilevano alla base dei versanti principali e nel settore centrale delle gole; un substrato roccioso coperto da materiale fine di degradazione meteorica caratterizza i settori sub-pianeggianti della Piana di San Vittorino e, a nord-ovest, della Serra di Celano, oltre ai versanti sui quali si imposta la vegetazione arborea. Il substrato roccioso, infine, affiora estesamente lungo i versanti spogli a sud e sud-est della Serra di Celano o che bordano la Piana di San Vittorino.

Per quanto riguarda la vegetazione, una densità di alberi elevata si rileva a sud dell'area indagata e lungo la base delle gole, minore lungo i versanti che bordano la forra in destra e in sinistra idrografica (Figura 65). Il numero di alberi per ettaro e il diametro dei fusti è

stato stimato durante le attività di rilevamento e attraverso l'analisi delle ortofoto riferite agli anni più recenti.

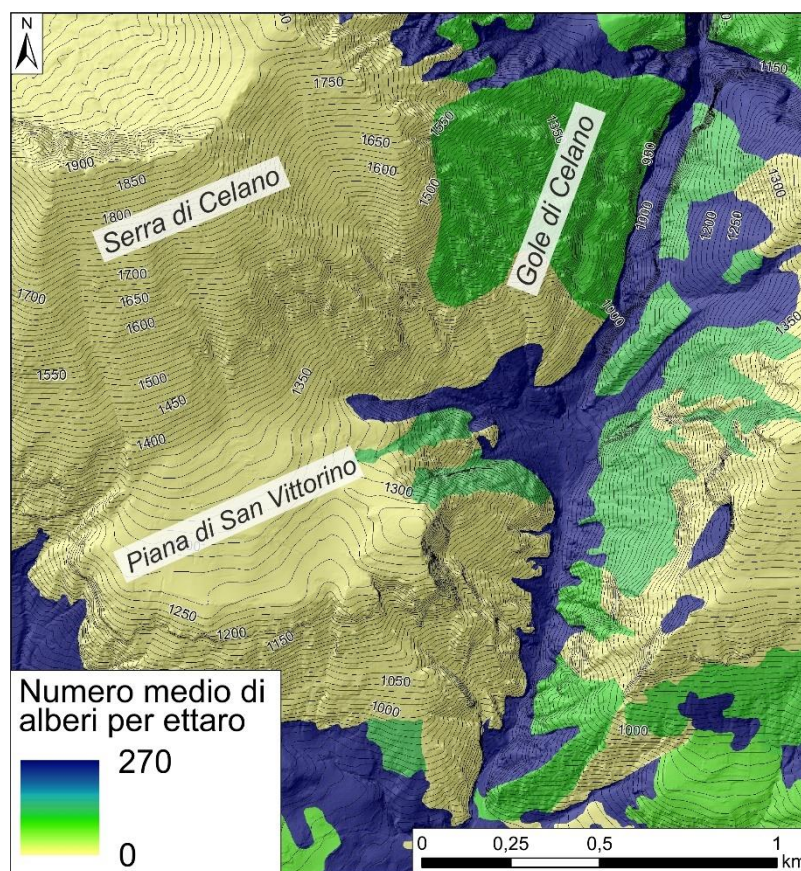


Figura 65. Carta del numero medio di alberi per ettaro dell'area delle Gole di Celano (AQ).

Rupe di Turrivalignani (PE)

Nell'area di Turrivalignani (PE), i valori di densità assegnati variano da 1.800 a 2.300 kg/m^3 (Figura 66). I valori maggiori caratterizzano la rupe per tutta la sua estensione. Una densità pari a 2.200 kg/m^3 , invece, è stata assegnata ai settori sub-pianeggianti a monte e a valle della stessa; in tale contesto, in presenza di una copertura quaternaria di spessore ridotto, all'unità in affioramento è stato assegnato il valore di densità del substrato sottostante. Infine, densità pari a 2.000 e 1.800 kg/m^3 caratterizzano, rispettivamente, le unità in affioramento a valle del settore centrale della rupe e quelle in corrispondenza della piana alluvionale del fiume Pescara, a nord-ovest dell'area di studio.

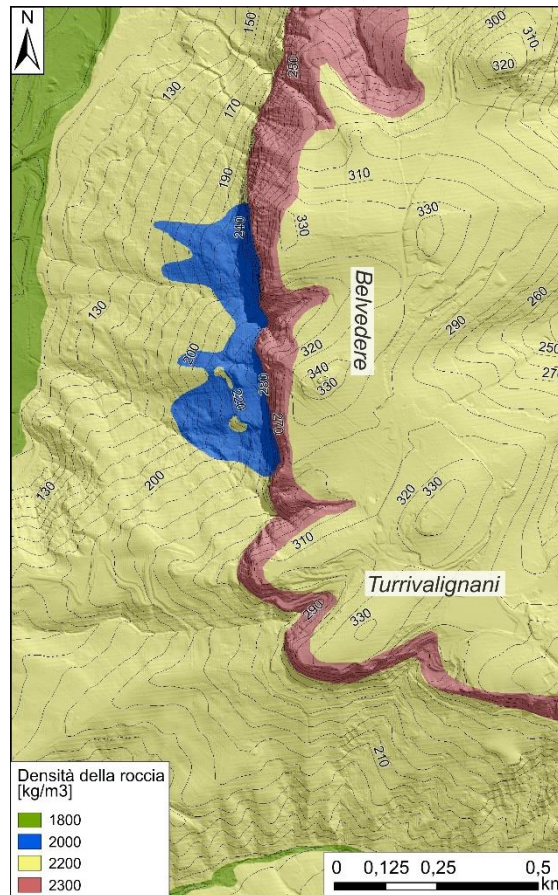


Figura 66. Carta della densità della roccia dell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Per quanto riguarda la dimensione dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi, i valori maggiori sono stati assegnati ai settori centrale e settentrionale della rupe e alle porzioni di versante a sud in cui i sistemi di discontinuità tendono ad isolare blocchi di misure considerevoli (Figura 67). Per le lunghezze dei tre assi del parallelepipedo è stata ammessa una variabilità pari al 20%.

Per quanto riguarda il tipo di suolo, nell'area di studio si rilevano: materiali fini con spessore complessivo superiore ad 1 m nell'area di piana alluvionale del fiume Pescara, nel settore nord-ovest dell'area di studio; sabbia/ghiaia mista in gran parte delle aree sub-pianeggianti o a bassa pendenza a monte e valle della rupe; detrito di falda o suolo compatto medio nel settore a valle della rupe verso nord; detrito di versante o suolo compatto con grandi massi nella porzione centrale dell'area di studio, sempre a valle della rupe; substrato roccioso costituito principalmente dai conglomerati, secondariamente

dalle unità argilloso-marnose esumate in corrispondenza di aree incise o soggette a dilavamento superficiale; strade asfaltate (Figura 68).

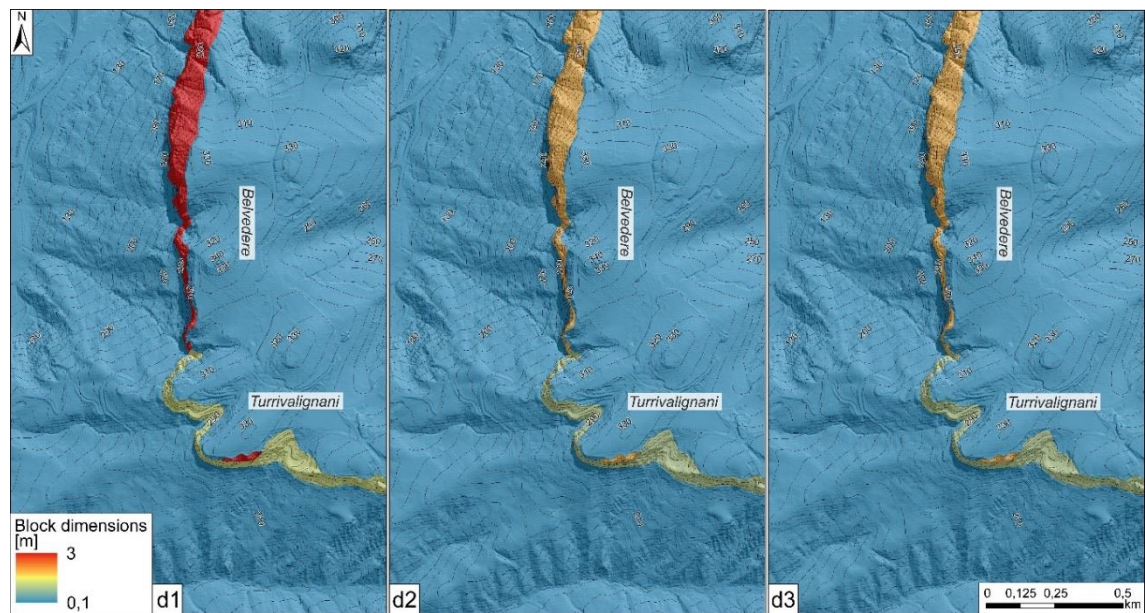


Figura 67. Carte delle dimensioni dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi dell'area della Rupe di Turrivalignani (PE). d1: misura dell'asse maggiore, d2: misura dell'asse intermedio, d3: misura dell'asse minore.

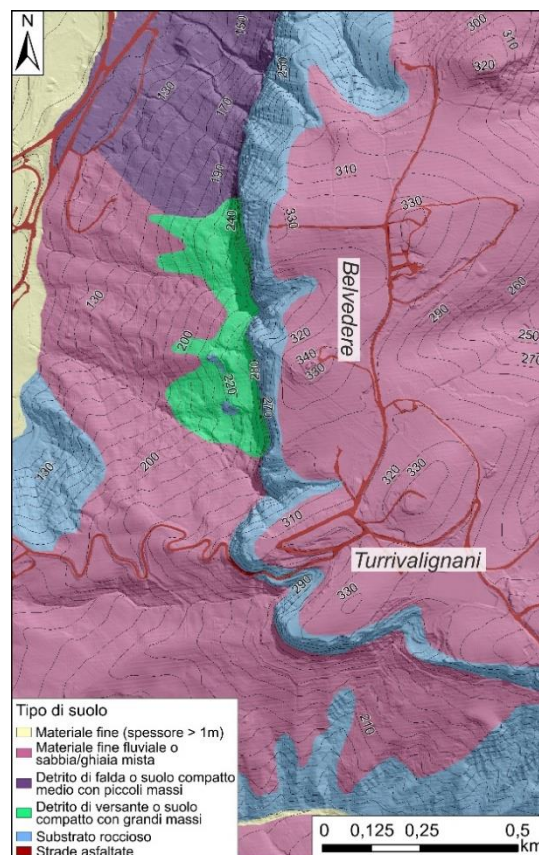


Figura 68. Carta del tipo di suolo dell'area della Rupe di Turrivalignani (PE) realizzata per stimare la risposta elastica del terreno attraverso il coefficiente di restituzione normale.

Una copertura arborea mediamente fitta, infine, si individua in prevalenza nella porzione settentrionale dell'area di studio, a valle della rupe o a monte della stessa, in corrispondenza delle zone ad acclività moderata. Ulteriori settori alberati sono presenti nell'area centrale e meridionale, ai piedi della scarpata o lungo le incisioni a direzione media est-ovest (Figura 69).

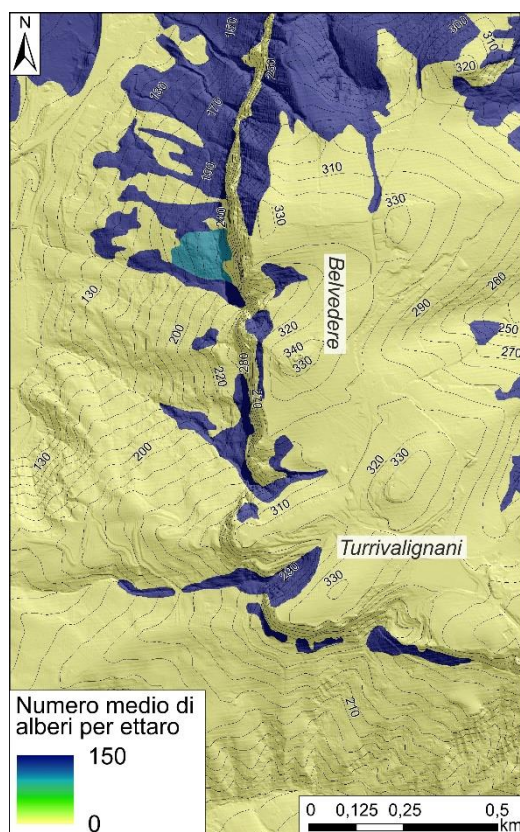


Figura 69. Carta del numero medio di alberi per ettaro dell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Area di Lido Riccio di Ortona (CH)

Nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH) affiorano litologie con densità comprese nell'intervallo 1.800-2.400 kg/m³ (Figura 70). La densità maggiore caratterizza le opere antropiche di difesa aderenti alla riva realizzate in calcestruzzo. Valori pari a 2.300 kg/m³ sono tipici delle unità di substrato che affiorano estesamente lungo i versanti presenti nell'area di studio; anche qui, in presenza di una copertura quaternaria di spessore ridotto, alle unità in affioramento è stato assegnato il valore di densità del substrato sottostante.

Infine, valori pari a 1.800 kg/m^3 caratterizzano i depositi rilevati in corrispondenza della valle a fondo piatto presente verso ovest e del settore di spiaggia.

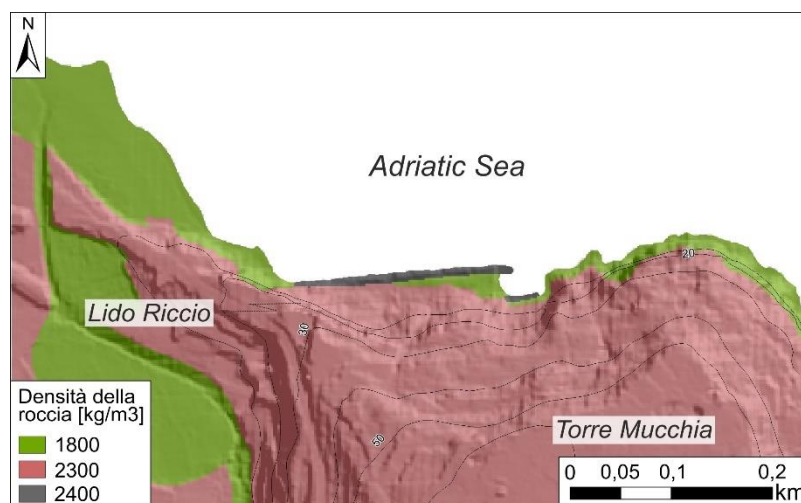


Figura 70. Carta della densità della roccia dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Per quanto riguarda la forma e la dimensione dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti di crollo, queste sono state impostate sulla base dei risultati delle attività di rilevamento e dell'analisi delle ortofoto. Nello specifico, i blocchi analizzati presentano quasi tutti una forma di parallelepipedo. Per quanto riguarda le loro dimensioni, queste presentano una forte variabilità, andando da decimetriche a plurimetriche; piuttosto comuni risultano i blocchi con asse maggiore superiore ai 3 m. A seguito di queste osservazioni ed in via cautelativa, la dimensione dell'asse maggiore è stata posta pari a 3 m, le altre due pari a 2 e 1,2 m. Data l'estensione ridotta dell'area di studio, questi valori sono stati assegnati a tutti i versanti potenzialmente interessati da fenomeni di crollo, ammettendo una variabilità del 20%.

Per quanto riguarda il tipo di suolo, materiale fine con uno spessore complessivo superiore al metro affiora nel settore di spiaggia verso nord-ovest. Materiale fine fluviale o sabbia/ghiaia mista si individuano in corrispondenza della valle a fondo piatto nel quadrante sud-ovest. Detrito di versante o suolo compatto con grandi massi caratterizzano estesamente il settore costiero a nord di località Torre Mucchia. Un substrato roccioso coperto da materiale fine di degradazione meteorica affiora estesamente lungo i versanti

e nel settore pianeggiante di località Torre Mucchia. Per quanto riguarda le barriere in calcestruzzo realizzate lungo la riva, queste sono state categorizzate come substrato roccioso, in ragione della loro risposta elastica. Nell'area, infine, sono presenti alcune strade asfaltate nel settore occidentale (Figura 71).

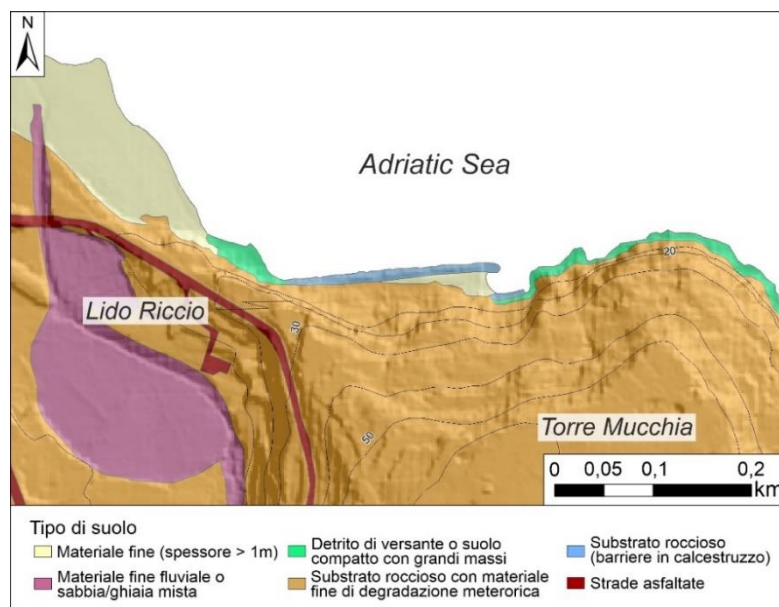


Figura 71. Carta del tipo di suolo dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH), realizzata per stimare la risposta elastica del terreno attraverso il coefficiente di restituzione normale.

Per quanto riguarda la vegetazione arborea, una copertura mediamente fitta caratterizza parte dei versanti che bordano il settore pianeggiante di località Torre Mucchia, con una densità maggiore verso est e verso ovest, minore verso nord (Figura 72). Gli altri settori vegetati dell'area di studio sono caratterizzati da una vegetazione arbustiva o erbacea.

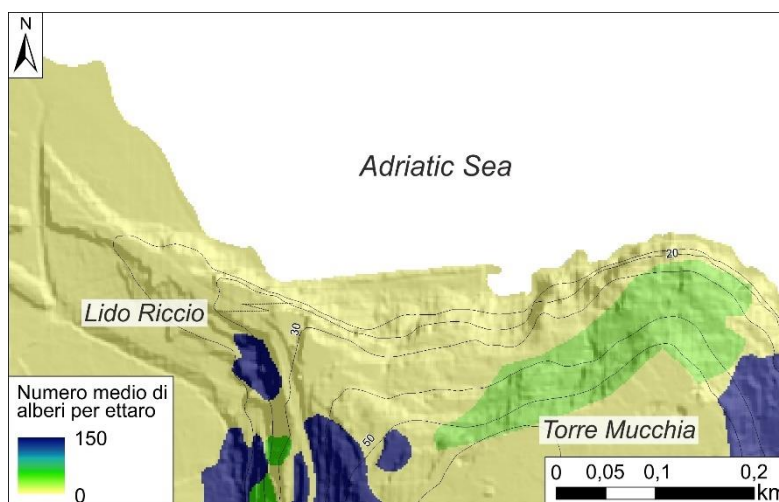


Figura 72. Carta del numero medio di alberi per ettaro dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

5 Inquadramento delle aree di studio

5.1 Gole di Celano (AQ)

5.1.1 Inquadramento geografico, geologico e geomorfologico

L'area di studio delle Gole di Celano è localizzata nel settore centrale della catena appenninica, a nord della Piana del Fucino (Figura 73).

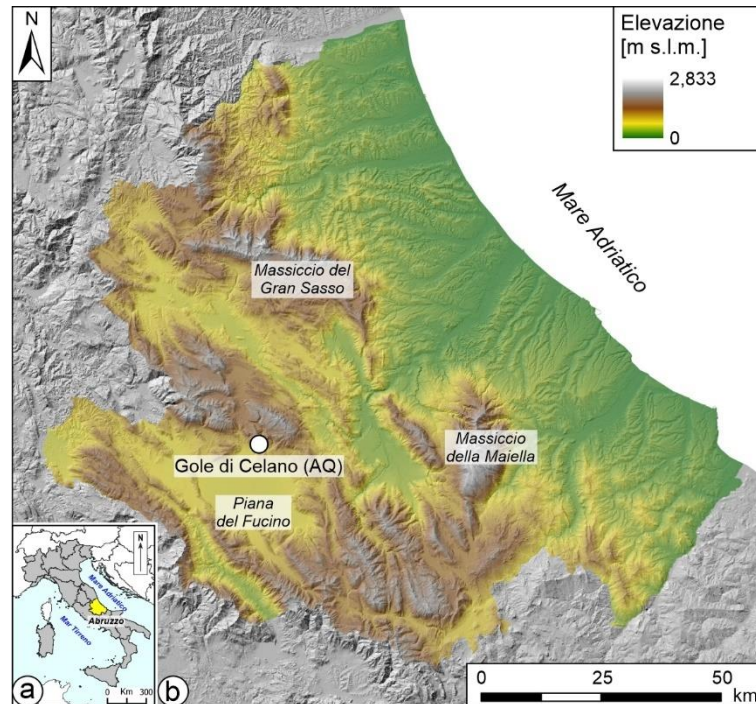


Figura 73. a) Posizione della regione Abruzzo nell'Italia centrale e b) ubicazione dell'area di studio all'interno del suo territorio.

Le Gole si estendono per circa 4 km in direzione nord-sud, lungo la valle del torrente effimero La Foce. Nel settore orientale esse sono delimitate verso nord dal Monte Etra (1.818 m s.l.m.) e verso sud dal Monte Secino (1.506 m s.l.m.); nel settore occidentale dal Monte Serra di Celano (1.923 m s.l.m.; Figura 74).

Nell'area di studio le quote variano da 783 a 1.923 m s.l.m. La regione è caratterizzata da versanti con un'acclività media di 30-40°, che si alternano a superfici pianeggianti o a debole pendenza. Il paesaggio montano è interrotto dalla morfologia della forra, profondamente incisa nei versanti rocciosi. Il reticolo idrografico è rappresentato dal

torrente La Foce e da una serie di incisioni minori circa perpendicolari al suo corso (Figura 75).

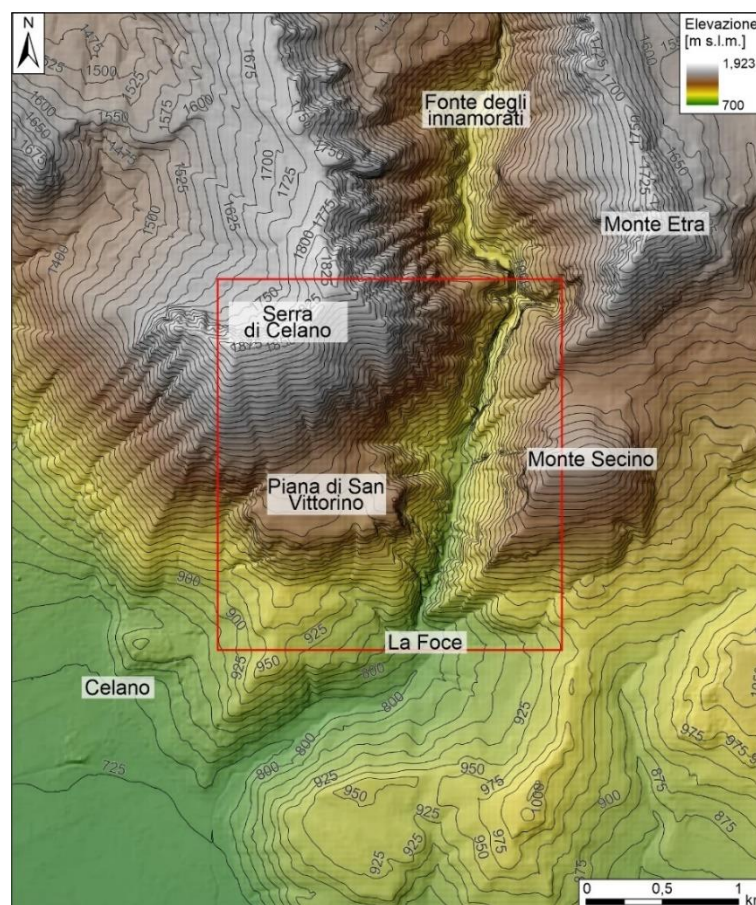


Figura 74. Carta dell'elevazione dell'area di studio delle Gole di Celano (AQ), indicata dal riquadro rosso, e dei settori limitrofi.



Figura 75. Ingresso delle gole in cui è evidente l'elemento predominante nell'area, la forra delle Gole di Celano (AQ), attraversata dal torrente effimero La Foce (790 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.

Dal punto di vista amministrativo, il complesso delle Gole di Celano è ricompreso nei comuni di Aielli, Celano e Ovindoli, in provincia de L'Aquila. Esso, inoltre, ricade all'interno del Parco Naturale Regionale dei Monti Sirente-Velino e costituisce il Sito di Importanza Comunitaria "Serra e Gole di Celano - Val d'Arano" (SIC IT7110075), istituito con Deliberazione della Giunta Regionale 562 del 5/10/2017. Per quanto riguarda il settore analizzato in questo lavoro, esso si estende a nord-est dell'abitato di Celano per un totale di circa 5,5 km².

Dal punto di vista geologico, l'area di studio si inserisce nel contesto dell'Appennino centrale, che risulta dall'evoluzione di un sistema catena-avampaese-avanfossa che ha portato all'impilamento di domini paleogeografici meso-cenozoici (Cosentino et alii, 2010). Questo settore di catena è caratterizzato da sovrascorrimenti e rilievi monoclinali fagliati, impostati su successioni pre-orogeniche in facies di rampa e di scarpata, localmente interrotte da bacini intermontani. Dal punto di vista litologico, queste unità sono costituite essenzialmente da calcari e marne; depositi pelagici alloctoni argilloso-marnosi caratterizzano i settori orientali dell'appennino molisano (Parotto et alii, 2004; Angelucci & Praturlon, 1968; D'Alessandro et alii, 2003; Patacca et alii, 2008). Le successioni sin- e tardo-orogeniche sono costituite da depositi terrigeni silicoclastici di età tardo-miocenica, le cui litofacies presentano rapporti variabili di conglomerati, arenarie e peliti (Bellotti et alii, 1981, 1984; Chiocchini & Cipriani, 1989; Bigi et alii, 2013). Le unità post-orogeniche, infine, risultano dall'interazione tra processi erosivi e deposizionali di ambiente principalmente continentale. Esse sono rappresentate da depositi alluvionali, lacustri, palustri, di versante ed eluvio-colluviali (Bosi et alii, 2003; Miccadei et alii, 2019a).

Dal punto di vista tettonico, l'area ha attraversato una fase compressiva dal Miocene superiore al Pliocene inferiore, con l'attivazione di sovrascorrimenti con orientazione da NO-SE a N-S. A questa è seguita una fase di trascorrenza lungo discontinuità orientate

principalmente da NO-SE a NNO-SSE, mascherate da successivi movimenti distensivi attivi dal Pleistocene inferiore (Ascione et alii, 2008; Miccadei et alii, 2017, 2021).

Dal punto di vista della Cartografia Geologica di Stato alla scala 1:50.000 (progetto CARG, <https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/>), l'area di studio delle Gole di Celano è situata nella porzione centro-orientale del Foglio Geologico 368 "Avezzano" (APAT, 2005; Figura 76).

I depositi in affioramento sono riconducibili a successioni pre-orogeniche, sin-orogeniche e post-orogeniche.

Le unità pre-orogeniche affiorano estesamente lungo i versanti dei principali rilievi dell'area e sono costituite da successioni di piattaforma e di rampa carbonatica di età compresa tra il Giurassico superiore e il Miocene superiore. Tali unità sono riferibili alle seguenti Formazioni: Calcari ad Ellipsactinie (ELL), Calcari a coralli e diceratidi (CCD), Calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG), Calcari a requenie, caprotine e ostreidi (RCO), Calcari ciclotemici a requenie (CIR), BLS (Calcari bioclastici superiori), Calcareniti a macroforaminiferi (CFR), Calcari a briozoi e litotamni (CBZ), Unità argilloso-marnosa (UAM).

I depositi sin-orogenici sono rappresentati dall'Unità arenaceo-pelitica (UAP) del Messiniano inferiore.

Le unità post-orogeniche, infine, sono costituite dai depositi di versante del Sintema di Valle Majelama (AVM) del Pleistocene superiore e dai depositi olocenici (OLO) eluvio-colluviali e di versante.

L'assetto tettonico è caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti che determinano il raddoppio della serie calcarea cretaco-miocenica, oltre allo sviluppo di importanti deformazioni plicative. Nel settore meridionale, invece, si rinviene un sistema di faglie dirette con direzione da ENE-OSO a E-O ed immersione verso sud (Angelucci & Praturlon, 1968; De Vittorio & Faccenna, 1987).



Per quanto riguarda l'assetto geomorfologico, i fenomeni di versante caratterizzano il settore di catena, con tipologie di frana che variano da crolli e ribaltamenti, a *debris flow*, a scivolamenti in relazione al contesto litologico e morfostrutturale; i fenomeni carsici interessano estesamente i rilievi carbonatici (Calista et alii, 2020; Esposito et alii, 2021).

Nell'area di studio, l'elemento principale è rappresentato dalla profonda forra, che si sviluppa in direzione circa nord-sud. L'agente morfogenetico principale è rappresentato dalle acque correnti del torrente effimero La Foce, che hanno modellato il fondovalle a V incidendo profondamente le litologie calcaree del substrato. Solchi e incisioni a sviluppo sub-orizzontale si ritrovano a più livelli lungo le pareti delle gole, a testimonianza delle diverse fasi di approfondimento.

Oltre ai processi fluviali, nell'area agiscono principalmente quelli lito-strutturali, gravitativi e carsici che contribuiscono in modo significativo a modellare e definire il paesaggio.

Per quanto riguarda le forme tettoniche e lito-strutturali, queste sono connesse ai movimenti tettonici o ai processi erosivi governati passivamente dalla struttura. Tra le forme tettoniche l'elemento predominante è rappresentato dal sovrascorrimento che sovrappone termini calcarei meso-cenozoici; altri elementi sono costituiti dalle faglie dirette già descritte nei paragrafi precedenti. Le forme lito-strutturali sono costituite da versanti denudazionali a controllo strutturale, scarpate e ripiani morfologici, questi ultimi individuati prevalentemente al passaggio tra litologie a diversa competenza o all'intersezione tra i piani di sovrascorrimento e la topografia.

Le forme gravitative sono largamente presenti, come documentato nella Carta Geomorfologica del PSAI dell'Autorità di bacino Liri-Garigliano-Volturno, in scala 1:25.000 (Autorità di bacino Liri-Garigliano-Volturno, 2006a; Figura 77). I versanti in destra ed in sinistra idrografica delle gole risultano di degradazione, soggetti a flussi e crolli detritici; gli stessi presentano anche zone di transito e/o erosione con frane di flusso rapido.

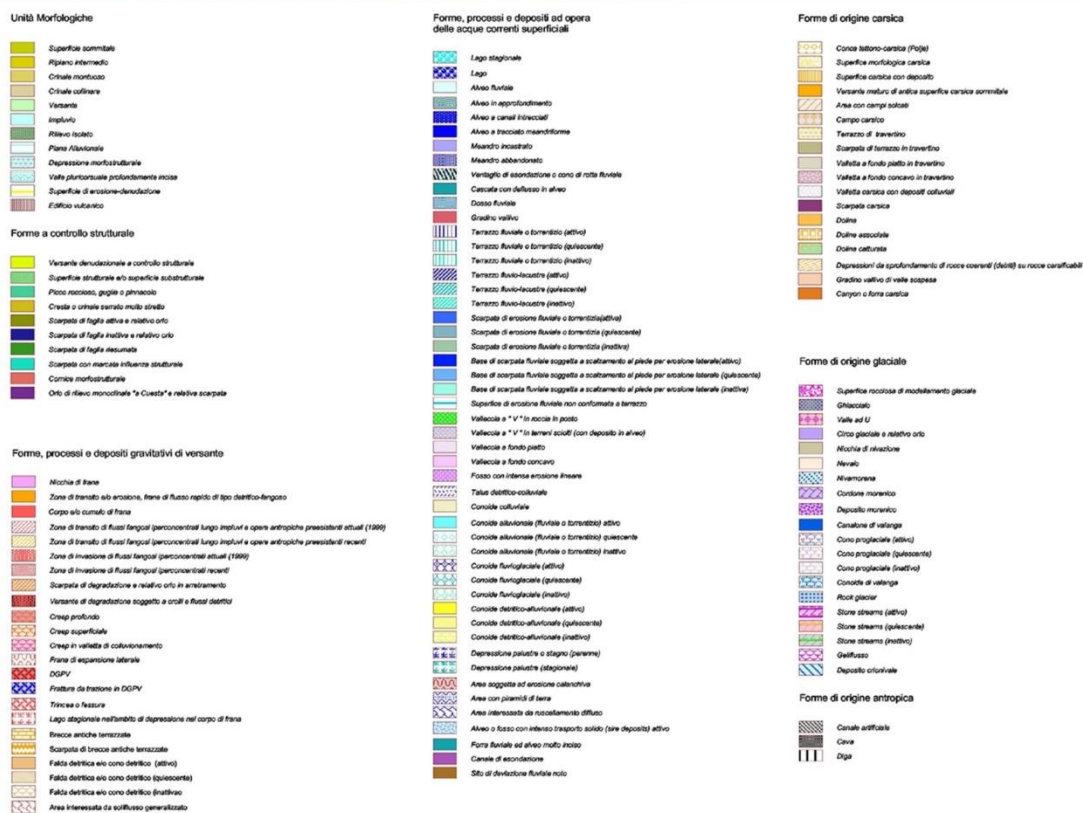
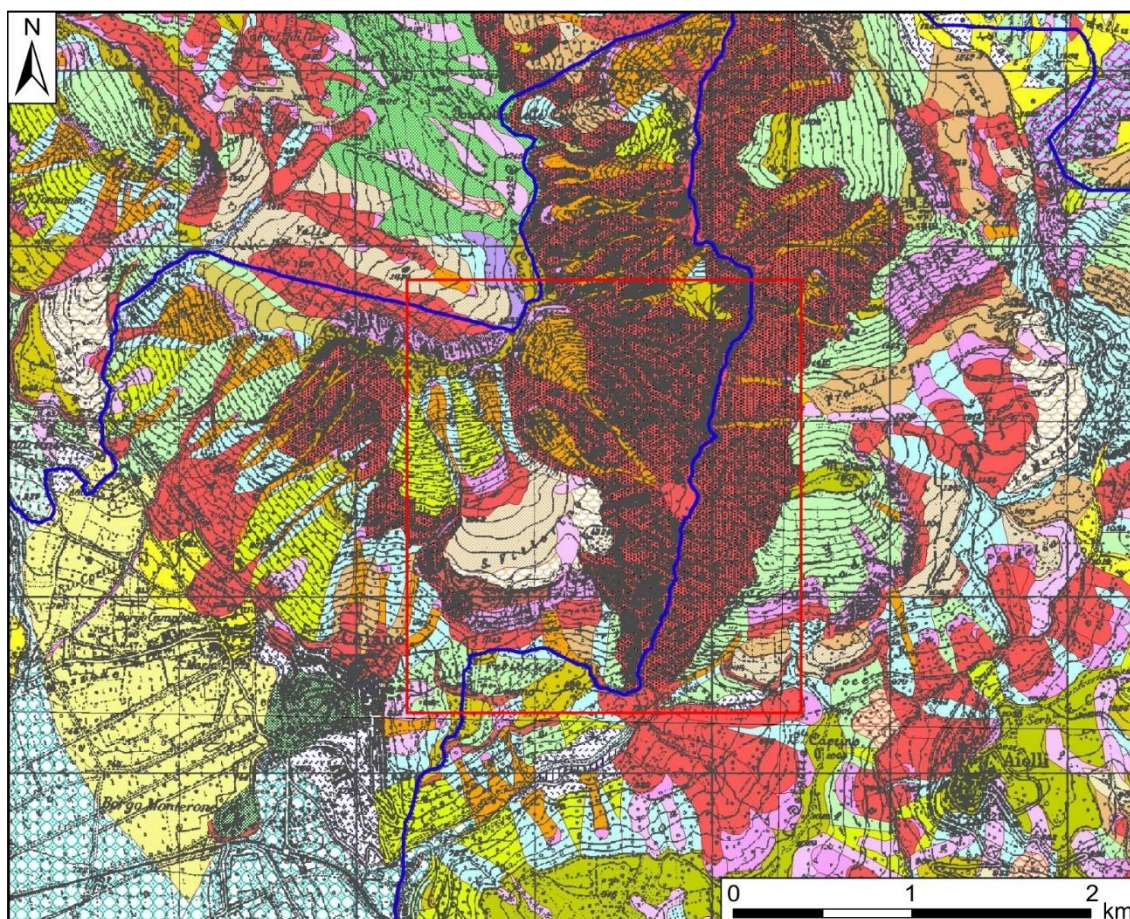


Figura 77. Stralcio del foglio n° 146 III della Carta Geomorfologica in scala 1:25.000 dal Piano Stralcio Assetto Idrogeologico dell'Autorità di bacino Liri-Garigliano. Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

Corpi e/o accumuli di frana si ritrovano nel settore sub-pianeggiante al centro delle gole, alla base dei versanti a nord e a sud della Piana di San Vittorino e in corrispondenza del settore a debole pendenza in cima al Monte Serra di Celano, nell'angolo nord-occidentale dell'area di studio; tali forme presentano spesso nicchie di distacco associate. Falde detritiche e coni detritici quiescenti e inattivi, infine, caratterizzano estesamente la Piana di San Vittorino e nuovamente il settore a debole pendenza in cima al Monte Serra di Celano.

Per quanto riguarda le morfologie carsiche, queste sono rappresentate da forme sia ipogee che epigee che si impostano sulle litologie calcaree del substrato. Nello specifico, nell'aerea si rinvencono microforme quali scannellature, docce e le cosiddette vaschette di corrosione. Le macroforme, invece, sono rappresentate da cavità e condotti di dimensioni anche plurimetriche.

L'attuale paesaggio, in definitiva, è il risultato dell'interazione di diversi processi morfogenetici che hanno portato all'assetto attuale delle gole. La forma stessa, sebbene principalmente di origine fluviale, deve il suo sviluppo all'azione combinata delle acque correnti superficiali, dei fenomeni carsici e di quelli di degradazione lito-strutturali.

Per quanto riguarda la pericolosità geomorfologica associata ai movimenti franosi, stando alla mosaicatura ISPRA delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (Trigila et alii, 2021), una pericolosità molto elevata (P4) contraddistingue la maggior parte dell'area di studio, caratterizzando sia i versanti che le aree sub-pianeggianti alla base di questi (Figura 78).

Aree di attenzione si individuano lungo il versante meridionale del Serra di Celano, ad ovest e a sud-ovest della Piana di San Vittorino e lungo i versanti esposti a sud in destra ed in sinistra idrografica rispetto all'ingresso delle gole.

Aree a pericolosità elevata (P3), infine, si individuano limitatamente lungo il bordo sud-orientale dell'area di studio.

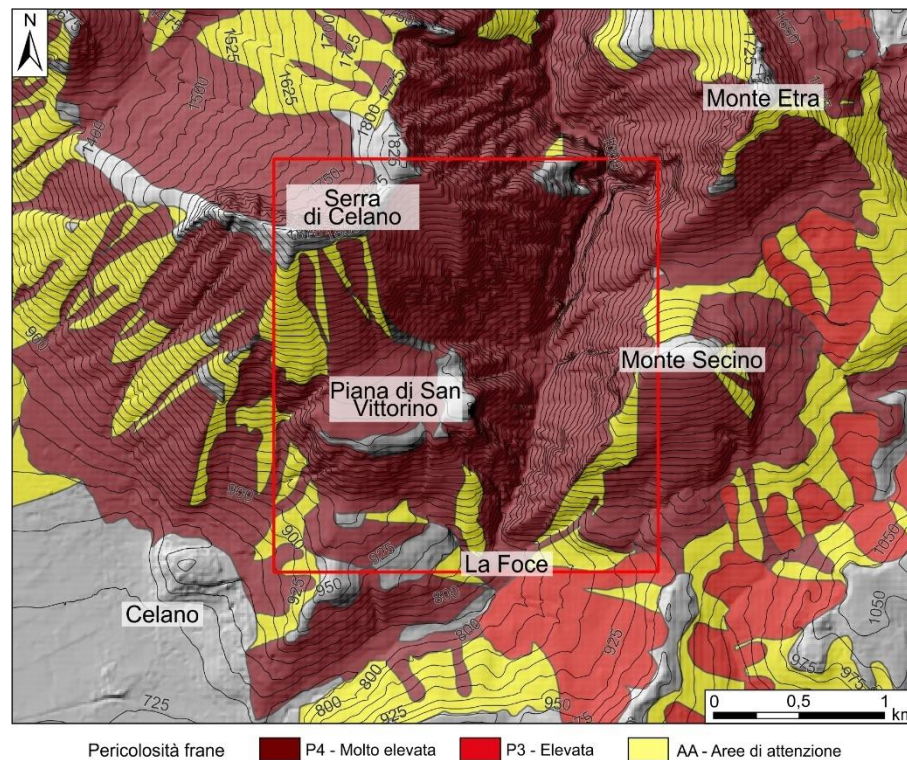


Figura 78. Stralcio della Mosaicatura ISPRA (2020-2021) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico PAI (Trigila et alii, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

Con riferimento alla Carta del rischio da frana del PSAI dell'Autorità di bacino Liri-Garigliano-Volturno in scala 1:25.000 (Autorità di bacino Liri-Garigliano-Volturno, 2006b; Figura 79), un livello di rischio molto elevato (R4) caratterizza la porzione centrale e settentrionale delle gole, il settore a nord-ovest del Serra di Celano e l'area centrale e nord-occidentale della Piana di San Vittorino. Il settore meridionale della stessa, il versante a sud e l'ingresso delle gole, d'altra parte, sono categorizzati come aree di alta attenzione (A4).

L'inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (IFFI; ISPRA, 2007) non riporta alcun evento franoso all'interno delle gole (Figura 80). Gli unici movimenti riportati sono un colamento lento nel settore nord-occidentale del Serra di Celano con movimento verso ONO, ed una frana complessa a sud-ovest dell'area di studio, a valle dei versanti che bordano la Piana di San Vittorino verso sud-ovest.

Aree con crolli e/o ribaltamenti diffusi sono indicate unicamente alla base dei versanti localizzati verso ovest, esternamente all'area di studio.

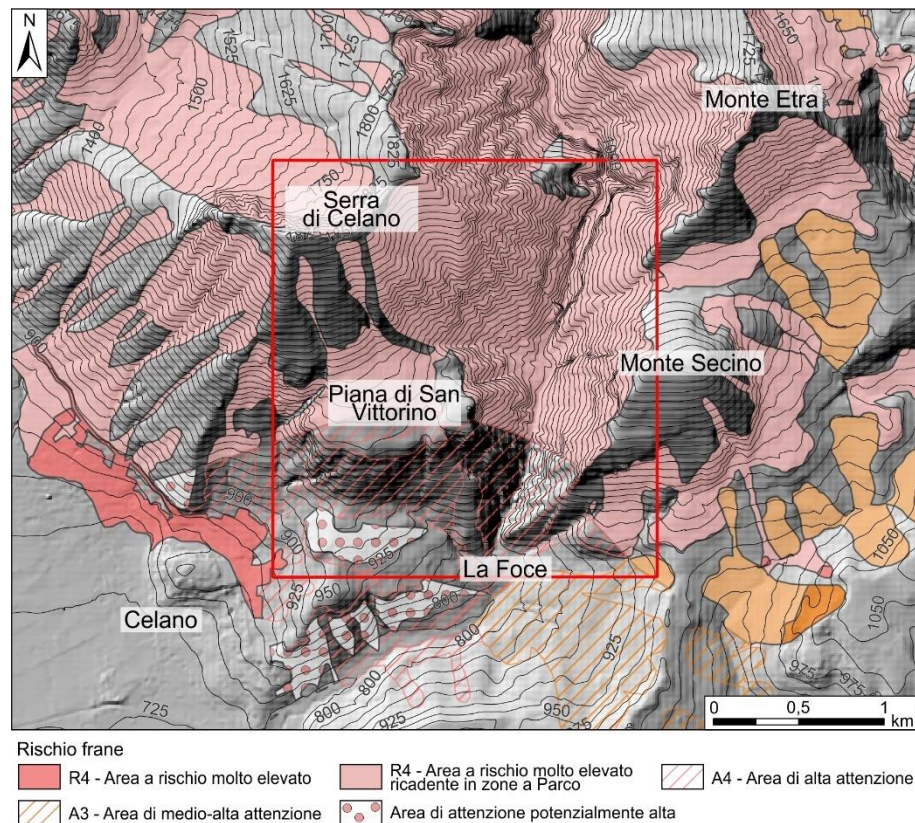


Figura 79. Stralcio della Carta del rischio da frana dal Piano Stralcio Assetto Idrogeologico dell'Autorità di bacino Liri-Garigliano. Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

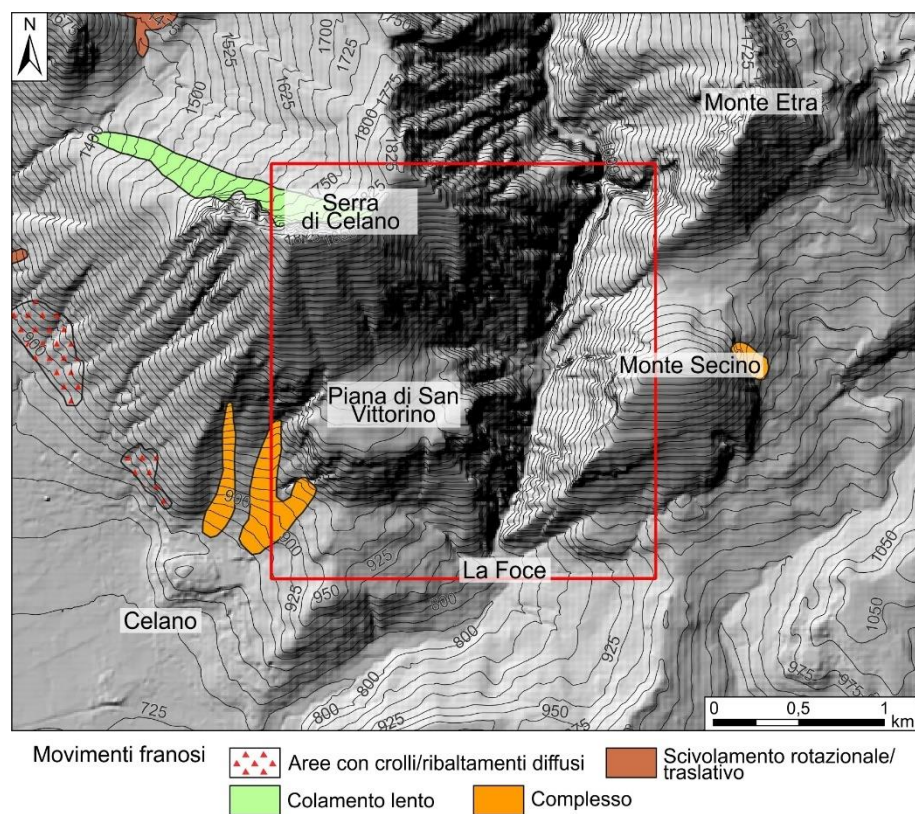


Figura 80. Stralcio della Carta inventario dei fenomeni franosi in Italia (ISPRA, 2007). Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

Per quanto riguarda i cataloghi di movimenti franosi sismoindotti, infine, nell'area delle gole non è riportato alcun evento (Figura 81).

All'esterno dell'area di studio, tuttavia, il catalogo CEDIT (Martino et alii, 2021) riporta un *rock slump* a sud-ovest delle gole, nei pressi dell'abitato di Celano, indotto dal terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915 (M_w 7,08). Spostandosi verso la Piana del Fucino, il catalogo *CFTIlandslides* (Zei et alii, 2024a) indica due crolli in roccia verso sud-est e verso sud, riferiti allo stesso evento sismico. Infine, spostandosi verso Ovindoli, il catalogo EEE (Guerrieri et alii, 2015) riporta 5 movimenti franosi attivatisi in occasione del terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 (M_w 6,29; Rovida et alii, 2022).

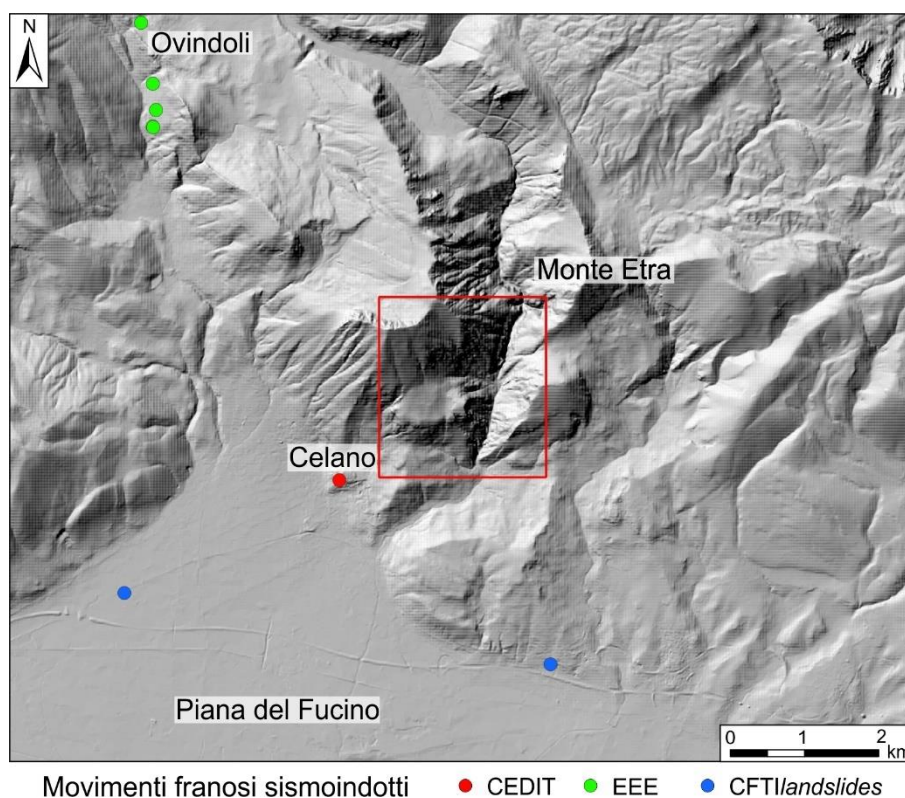


Figura 81. Ubicazione dei movimenti franosi sismoindotti riportati nei cataloghi CEDIT (Martino et alii, 2021), EEE (Guerrieri et alii, 2015) e CFTIlandslides (Zei et alii, 2024a). Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

5.1.2 Inquadramento sismotettonico

L'area di studio delle gole di Celano ricade in un settore dell'Italia centrale ad elevata sismicità. In base alla classificazione sismica della regione Abruzzo, recentemente

aggiornata con DGR n. 425 del 15 luglio 2024 sulla base dei criteri nazionali dettati dalla OPCM 3519/2006, essa è difatti inclusa all'interno della zona 1 ($0,25 < a_g \leq 0,35$).

Dal punto di vista sismotettonico, in base alle informazioni riportate nel Database delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali v.3.3.0 (DISS; Basili et alii, 2008; DISS Working Group, 2021), il settore analizzato è localizzato tra la sorgente sismogenetica composita ITCS013 *Borbona-L'Aquila-Aremogna*, verso nord-est, e la sorgente sismogenetica composita ITCS025 *Lago del Salto-Ovindoli-Barrea*, verso sud-ovest. Inoltre, essa è attraversata dalla sorgente sismogenetica dibattuta ITDS072 *Ovindoli-Monte D'Ocre* (Figura 82).

La sorgente sismogenetica composita ITCS013 *Borbona-L'Aquila-Aremogna* attraversa il bacino di Montereale (verso nord-ovest), la media Valle dell'Aterno e la Piana delle Cinque Miglia (verso sud-est). Questa sorgente appartiene all'esteso sistema estensionale SO-immerso dell'Appennino centrale, al passaggio tra i sistemi di faglie dirette SO-immergenti (in Abruzzo) e NE-immergenti (in Molise) dall'Appennino centrale a quello meridionale. Questa sorgente include alcuni estesi segmenti che sono stati associati a terremoti distruttivi, inclusi eventi preistorici, tra i quali il più recente e meglio conosciuto è il sisma dell'Aquila del 6 aprile 2009 (M_w 6,29; D'Addezio et alii, 2001; Chiarabba et alii, 2009; EMERGEO Working Group, 2009).

La sorgente sismogenetica composita ITCS025 *Lago del Salto-Ovindoli-Barrea* si trova a cavallo tra i rilievi a sud-est della Piana di Rieti (verso nord-ovest) e l'alta valle del Fiume Sangro (verso sud-est), attraversando la Piana del Fucino. Questa sorgente ricade nel nucleo del sistema di faglie dirette SO-immergenti nel settore interno della regione Abruzzo e marca il bordo occidentale estensionale dell'Appennino centrale. In corrispondenza di essa hanno enucleato alcuni dei terremoti più distruttivi dell'area, quali il sisma dell'Appennino laziale-abruzzese del 9 settembre 1349 (M_w 6,27) e quello della Marsica del 13 gennaio 1915 (M_w 7,08). Inoltre, il terremoto dei Monti della Meta del 7

maggio 1984 (M_w 5,86) si è verificato in corrispondenza del settore meridionale estremo di questa sorgente (Ward & Valensise, 1989; Galli & Naso, 2009; Pace et alii, 2002).

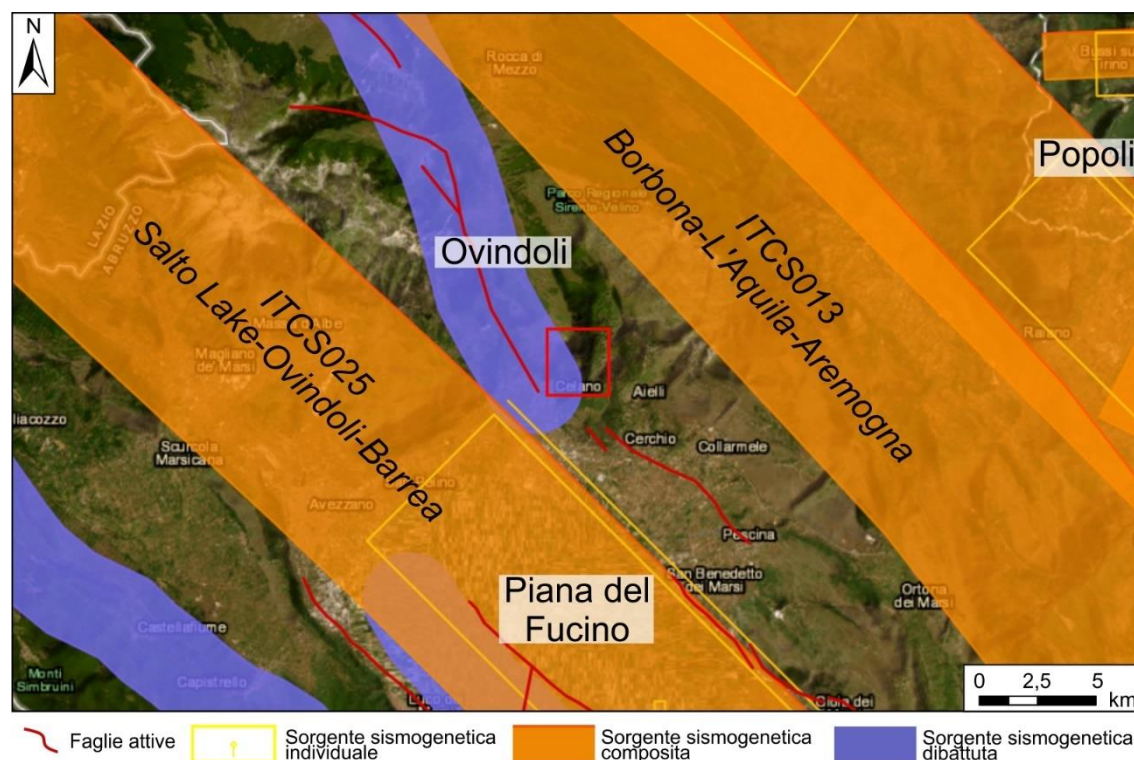


Figura 82. Stralcio della Carta delle sorgenti sismogenetiche (modificato da DISS Working Group, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Gole di Celano (AQ).

Infine, la sorgente sismogenetica dibattuta ITDS072 *Ovindoli-Monte D'Ocre* è stata proposta per la prima volta da Giraudi (1988a). Essa si estende per circa 30 km con direzione circa NNO-SSE tra i comuni di Lucoli (a nord-ovest) e Celano (a sud-est), in provincia dell'Aquila.

A valle di questo quadro generale, la sismicità dell'area è ben documentata dagli eventi sia storici che strumentali riportati nei cataloghi disponibili.

Sebbene all'interno dell'area di studio non ricada alcun epicentro di terremoti noti in letteratura, nel suo intorno hanno enucleato diversi sismi con M_w associata nell'intervallo 4,01-5,00 (Figura 83). Inoltre, ad una distanza di circa 10 km verso SSO, ricade l'epicentro del terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915 (M_w 7,08), uno degli eventi di maggiore intensità e più distruttivi della storia recente.

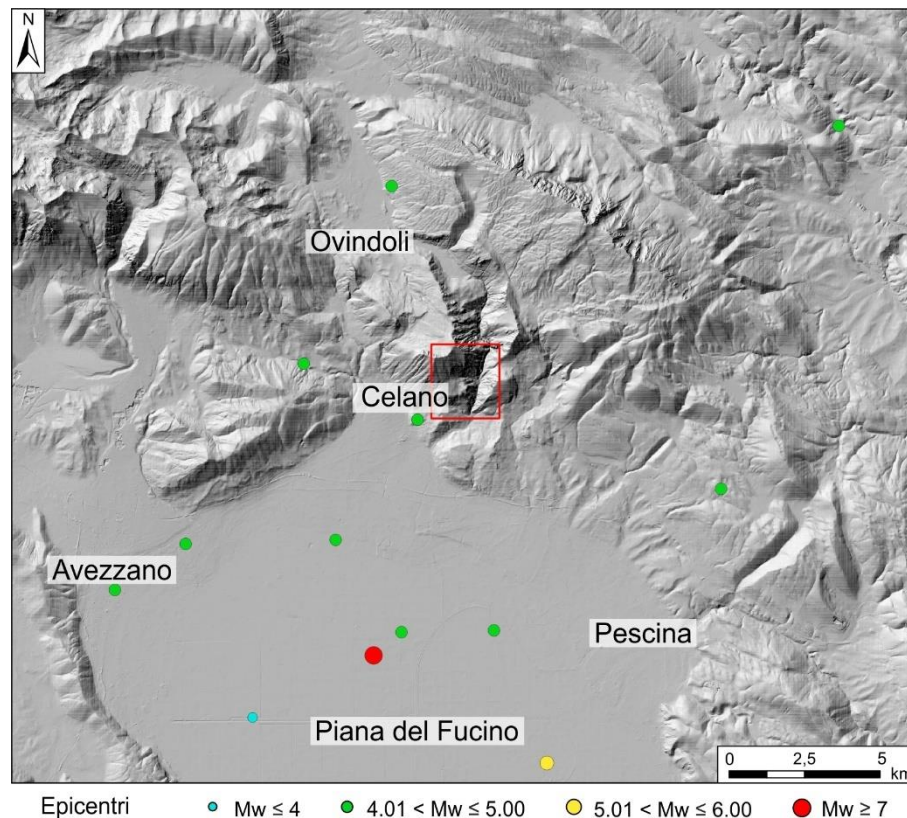


Figura 83. Epicentri dei terremoti riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et alii, 2022) suddivisi per classi di magnitudo. Il riquadro rosso indica l'area di studio delle Gole di Celano (AQ).

Detto ciò, il comune di Celano ha risentito gli effetti di numerosi terremoti, a partire da quello della Maiella del 3 novembre 1706 (M_w 6,84) fino al più recente sisma dell'Aquila del 6 aprile 2009 (M_w 6,29). In questo intervallo temporale, l'evento che ha prodotto gli effetti più distruttivi è quello della Marsica del 13 gennaio 1915 (M_w 7,08), con epicentro nella Piana del Fucino, ad una distanza di circa 8 km dall'abitato, ed un'intensità macrosismica risentita pari a 9 (Tabella 9 e Figura 84).

Tabella 9. Terremoti storici che hanno indotto danneggiamenti nel comune di Celano (AQ) nel periodo 1000-2020 d.C. (DBMI, Locati et alii, 2022).

Effetti	In occasione del terremoto del				
Int.	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area epicentrale	NMDP	Io	M_w
7	1706 11 03 13	Maiella	99	10-11	6,84
5-6	1742	Marsica	1	5-6	4,40
HF	1742 04	Marsica	1	5	4,16
HF	1742 05	Marsica	1	5	4,16
F	1743	Marsica	3	5-6	4,40
6-7	1778 01 24 07 45	Marsica	6	6-7	4,86
F	1904 02 24 15 53 2	Marsica	56	8-9	5,68

F	1904 02 25 00 29 1	Marsica	34	5-6	4,56
NF	1906 07 01 00 50	Reatino	41	5	4,29
NF	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5	4,75
NF	1910 02 22 15 35	Magliano de' Marsi	13	5	4,16
NF	1910 12 26 16 30	Monti della Laga	50	5-6	4,56
4-5	1914 04 14 02 49	Marsica	22	5	4,26
9	1915 01 13 06 52 4	Marsica	1041	11	7,08
2	1916 11 16 06 35	Alto Reatino	40	8	5,50
F	1917 01 03 01 35	Marsica	57		
F	1917 07 08 02	App. laziale-abruz.	44	5-6	4,68
3	1919 04 20 06 32	Marsica	11	4-5	4,11
4-5	1922 12 29 12 22 0	Val Roveto	119	6-7	5,24
5	1926 12 18 21 07 2	Marsica	24	5	4,24
5-6	1927 10 11 14 45 0	Marsica	81	7	5,20
4	1929 01 14 04 01	Monti della Meta	32	4-5	4,42
6	1933 09 26 03 33 2	Maiella	325	9	5,90
4	1958 06 24 06 07	Aquilano	222	7	5,04
NF	1961 04 06 11 34 4	Val Roveto	13	6	4,55
NF	1961 04 12 00 44	Alto Aniene	44	6-7	4,62
4	1961 10 31 13 37	Reatino	84	8	5,09
F	1967 12 03 21 29 5	Aquilano	32	5	4,37
5	1979 09 19 21 35 3	Valnerina	694	8-9	5,83
3	1980 06 09 16 02 4	Aquilano	28	6	4,64
4	1980 06 14 20 56 5	Marsica	69	5-6	4,96
4	1980 11 23 18 34 5	Irpinia-Basilicata	1394	10	6,81
4	1983 08 12 19 36 3	Monti della Meta	53	5	4,76
NF	1984 04 29 05 02 5	Umbria settentrionale	709	7	5,62
5-6	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	911	8	5,86
4	1984 06 24 22 02 4	Monti della Meta	79	6	4,57
3	1984 07 01 07 47 1	Monti della Meta	74	6	4,63
4	1985 05 20 10 00 2	Aquilano	29	5-6	4,51
NF	1986 10 13 05 10 0	Monti Sibillini	322	5-6	4,46
NF	1990 05 05 07 21 2	Potentino	1375		5,77
NF	1991 05 05 06 33 3	Aquilano	64	6	3,86
NF	1994 06 02 17 38 1	Aquilano	106	5	4,21
NF	1994 08 05 22 01 2	Val Roveto	81	5-6	4,15
NF	1994 08 07 06 31 1	Val Roveto	103	5-6	4,25
2-3	1997 09 26 00 33 1	App. umbro-marchigiano	760	7-8	5,66
3-4	1997 10 14 15 23 1	Valnerina	786		5,62
3	1998 05 12 21 46 3	Monti Simbruini	48	5	3,77
NF	1998 08 15 05 18 0	Reatino	233	5-6	4,42
2	2000 03 11 10 35 2	Valle dell'Aniene	214	6	4,25

NF	2000 06 27 07 32 3	Valle dell'Aniene	138	6	4,24
3-4	2002 11 01 15 09 0	Molise	638	7	5,72
5-6	2009 04 06 01 32 4	Aquilano	316	9-10	6,29

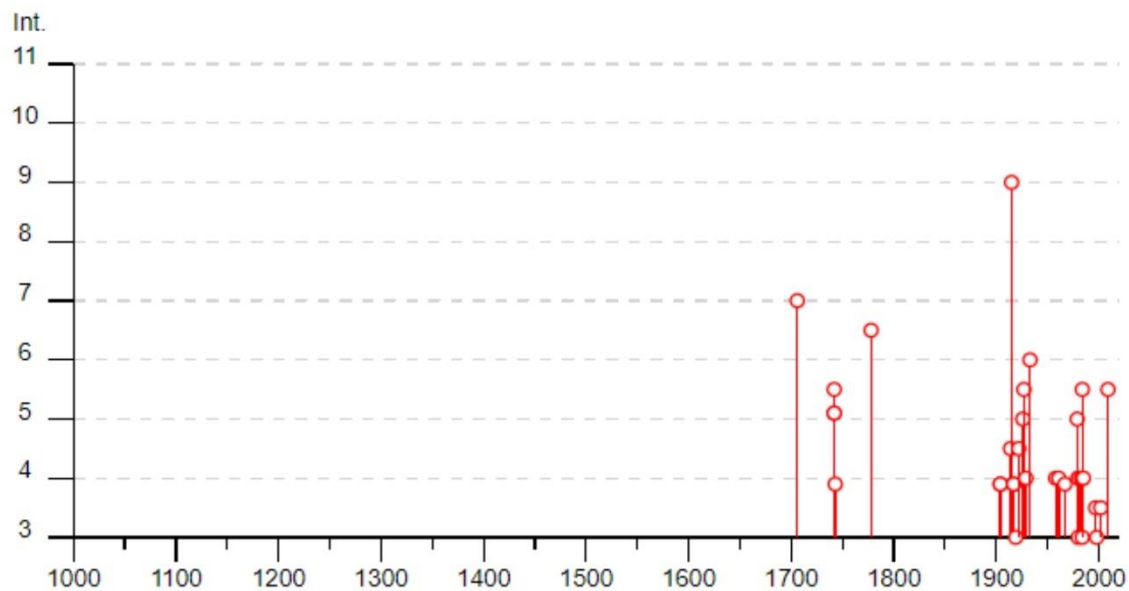


Figura 84. Intensità macrosismiche risentite nel comune di Celano (AQ) nel periodo 1000-2020 d.C. (DBMI, Locati et alii, 2022).

5.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

5.2.1 Inquadramento geografico, geologico e geomorfologico

L'area di studio della rupe di Turrivalignani è situata nel settore pedemontano-collinare della regione Abruzzo, a nord del Massiccio della Maiella (Figura 85).

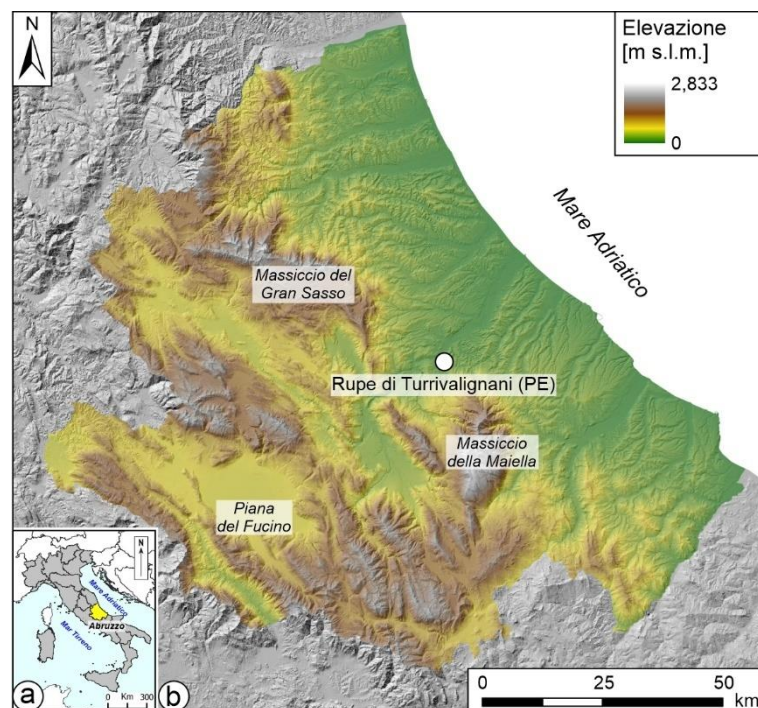


Figura 85. Posizione della regione Abruzzo nell'Italia centrale e b) ubicazione dell'area di studio all'interno del suo territorio.

Essa si estende per circa 3 km² in destra idrografica della Val Pescara e ricomprende il centro abitato del comune di Turrivalignani (PE).

Il territorio analizzato presenta due superfici sub-pianeggianti o a debole pendenza, poste a quote comprese tra 80 e 280 m s.l.m. la prima, tra 230 e 340 la seconda. Tali superfici sono separate da un'imponente rupe, che si estende con direzione nord-sud nella porzione settentrionale dell'area, con una morfologia da molto pendente a sub-verticale; nel settore meridionale, la sua direzione varia a est-ovest e i versanti mostrano una minore acclività. Il reticolo idrografico è rappresentato da una serie di incisioni a direzione media est-ovest, di cui la principale individuata nel settore meridionale a valle della rupe (Figura 86 e Figura 87).

Dal punto di vista amministrativo, l'area di studio ricade interamente all'interno del comune di Turrivalignani e comprende la porzione meridionale del Sito di Importanza Comunitaria e Zona Speciale di Conservazione "Rupe di Turrivalignani e Fiume Pescara" (SIC/ZSC IT7130105).

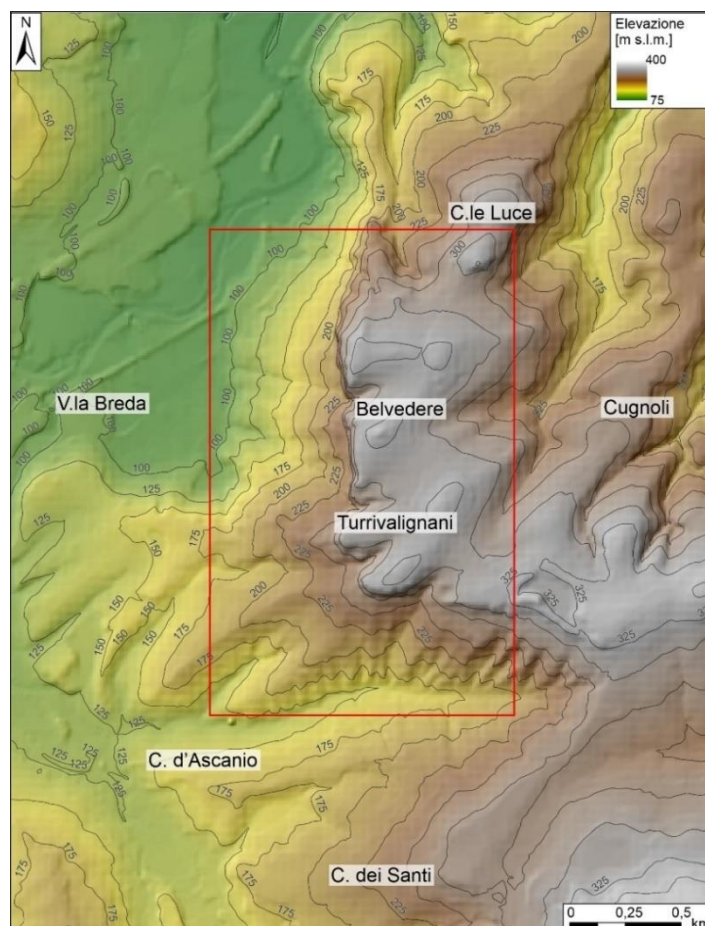


Figura 86. Carta dell'elevazione dell'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE), indicata dal riquadro rosso, e dei settori limitrofi.



Figura 87. Panoramica della rupe di Turrivalignani (PE; quota scatto 255 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.

Dal punto di vista geologico, l'area di studio si inserisce nel contesto collinare-pedemontano abruzzese, con quote nell'intervallo 100-900 m s.l.m.

Le litologie del substrato sono costituite da sequenze pelitico-arenacee sin- e tardo-orogeniche, spesso coperte da depositi marini plio-pleistocenici di litotipo argilloso-sabbioso con livelli di conglomerati (Rusciadelli, 2005).

Le unità superficiali sono rappresentate da depositi fluviali, lacustri, travertinosi ed eluvio-colluviali.

Dal punto di vista tettonico, i depositi di substrato presentano un generale assetto monoclinale, debolmente immergente verso nord-est e interessato da discontinuità con dislocazioni modeste. Il contesto attuale deriva dell'evoluzione pliocenico-aternaria dell'avanfossa adriatica, governata dall'interazione tra i processi di sollevamento regionale e l'attività tettonica locale (Bigi et alii, 1995). I depositi superficiali poggiano in discordanza su di loro.

Dal punto di vista della Cartografia Geologica di Stato alla scala 1:50.000 (progetto CARG), l'area di studio ricade nel quadrante SO del Foglio 361 "Chieti" (ISPRA, 2010; Figura 88).

I depositi in affioramento sono riconducibili a successioni sin-/tardo-orogeniche e post-orogeniche.

Le prime sono costituite da successioni bacinali torbiditiche di età plio-pleistocenica, riferibili alla Formazione di Cellino (CEN) e alla Formazione di Mutignano (FMT).

Le successioni post-orogeniche, invece, sono rappresentate prevalentemente da depositi olocenici (OLO) alluvionali, di versante ed eluvio-colluviali e, secondariamente, dai depositi alluvionali del Supersistema di Aielli-Pescina (AP) del Pleistocene medio.

L'assetto tettonico è caratterizzato dalla presenza di faglie dirette a direzione NO-SE o SO-NE, individuate nel settore centro-meridionale dell'area di studio o immediatamente a nord della stessa.



151

interessano l'area, quali scivolamenti rotazionali/traslativi, colamenti, crolli e movimenti complessi (Esposito et alii, 2021).

Con riferimento alla Carta geomorfologica realizzata in seno al Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021), nell'area si ritrovano forme strutturali, forme gravitative, forme legate all'azione delle acque correnti superficiali e forme antropiche (Figura 89).

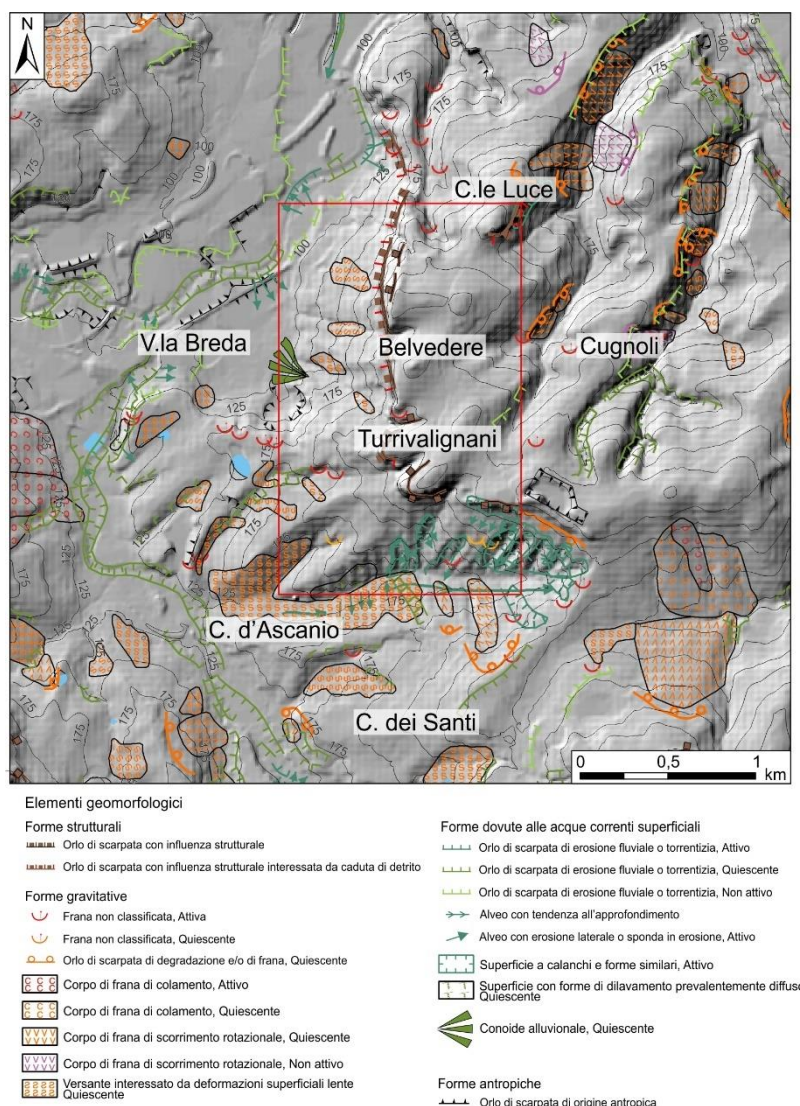


Figura 89. Stralcio della Carta geomorfologica, dal Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

Le forme strutturali sono rappresentate da orli di scarpata con influenza strutturale, localmente interessati da cadute di detrito, in corrispondenza delle rotture di pendio a monte della rupe.

Le forme gravitative sono costituite da deformazioni superficiali lente in stato di quiescenza, nel settore a debole pendenza a valle della rupe.

Le forme dovute alle acque correnti superficiali sono rappresentate da orli di scarpata di erosione fluviale o torrentizia, individuate nel settore nord-ovest, in corrispondenza della piana alluvionale del fiume Pescara ed in quello meridionale, a bordare le incisioni presenti ad orientazione media NNO-SSE. Nel settore meridionale si rileva anche un alveo con tendenza all'approfondimento e orientazione circa est-ovest. Altre forme di uguale genesi sono delle superfici a calanchi, in destra idrografica dell'incisione con tendenza all'approfondimento appena menzionata ed un conoide alluvionale lungo il margine centro-occidentale dell'area di studio; si individua anche un settore caratterizzato da forme di dilavamento prevalentemente diffuso verso sud-ovest. Sono inoltre presenti alcuni alvei con erosione laterale.

Le forme antropiche, infine, sono costituite da scarpate localizzate lungo il margine centro-occidentale dell'area di studio.

Con riferimento alla mosaicatura ISPRA delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (Trigila et alii, 2021; Figura 90), le superfici calanchive individuate nel settore meridionale dell'area di studio presentano una pericolosità sempre molto elevata (P4).

Le aree soggette a deformazioni superficiali lente a valle del settore centro-settentrionale della rupe e lungo il bordo sud-orientale presentano una pericolosità elevata (P3).

Le aree soggette a deformazioni superficiali lente e quelle caratterizzate da forme di dilavamento diffuso individuate verso sud-ovest, una pericolosità moderata (P1).

Per quanto riguarda il livello di rischio associato alle fenomenologie in esame, con riferimento alla Carta delle aree a rischio redatta dal Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021), esso risulta globalmente basso (R1; Figura 91).

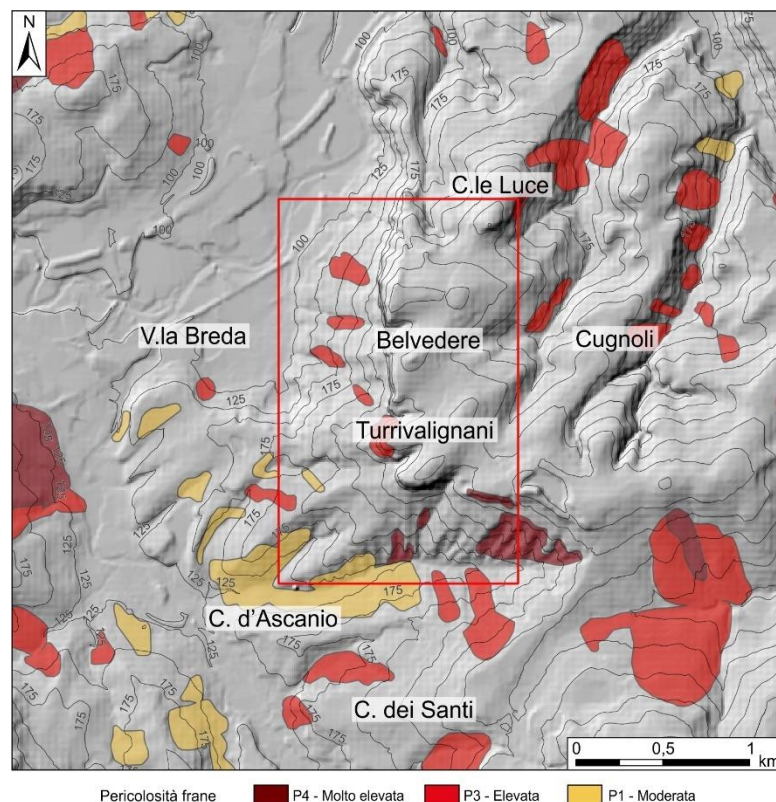


Figura 90. Stralcio della Mosaicatura ISPRA (2020-2021) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (Trigila et alii, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

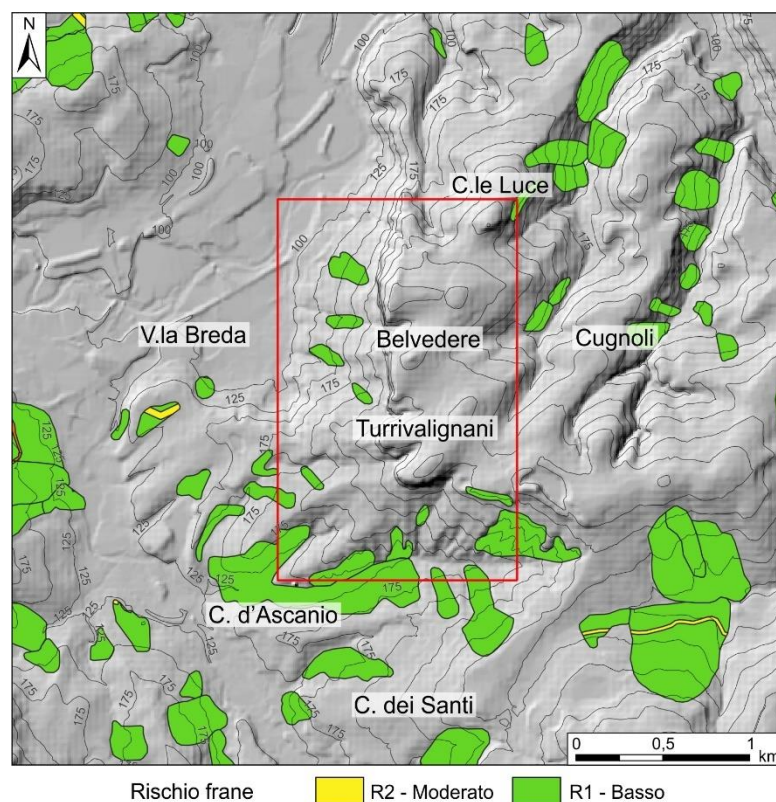


Figura 91. Stralcio della Carta delle aree a rischio, dal Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

L'inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (IFFI; ISPRA, 2007) individua alcuni movimenti franosi all'interno dell'area analizzata. Nello specifico, il settore centrale a valle della rupe è interessato da scivolamenti rotazionali/traslativi e da colamenti lenti; il settore meridionale, invece, presenta estese aree con frane superficiali diffuse (Figura 92).

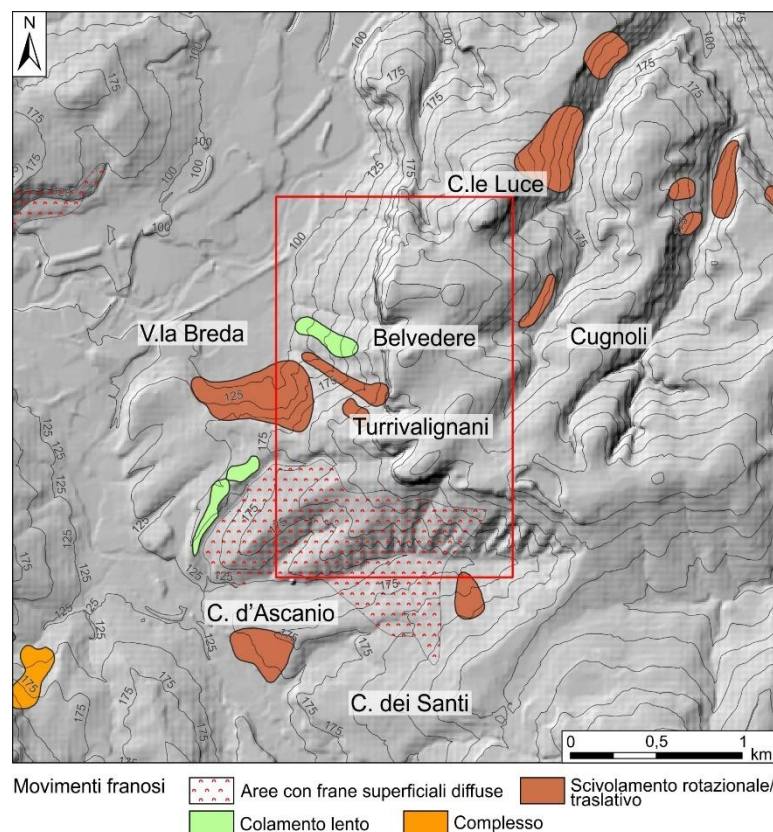


Figura 92. Stralcio della Carta inventario dei fenomeni franosi in Italia (ISPRA, 2007). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

L'analisi dei cataloghi dei movimenti franosi sismoindotti non evidenzia fenomeni all'interno del perimetro considerato.

In tale contesto, nei dintorni dell'area il catalogo CEDIT (Martino et alii, 2021) riporta un movimento franoso indotto dall'evento sismico della Maiella del 3 novembre 1706 (M_w 6,84) presso il comune di San Valentino in Abruzzo Citeriore, ad oltre 3 km di distanza da Turrivalignani verso sud-ovest. Il catalogo EEE, invece, indica come eventi più prossimi all'area di studio alcune frane individuate verso nord-ovest, a circa 8 km di distanza, riferite al terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 (M_w 6,29).

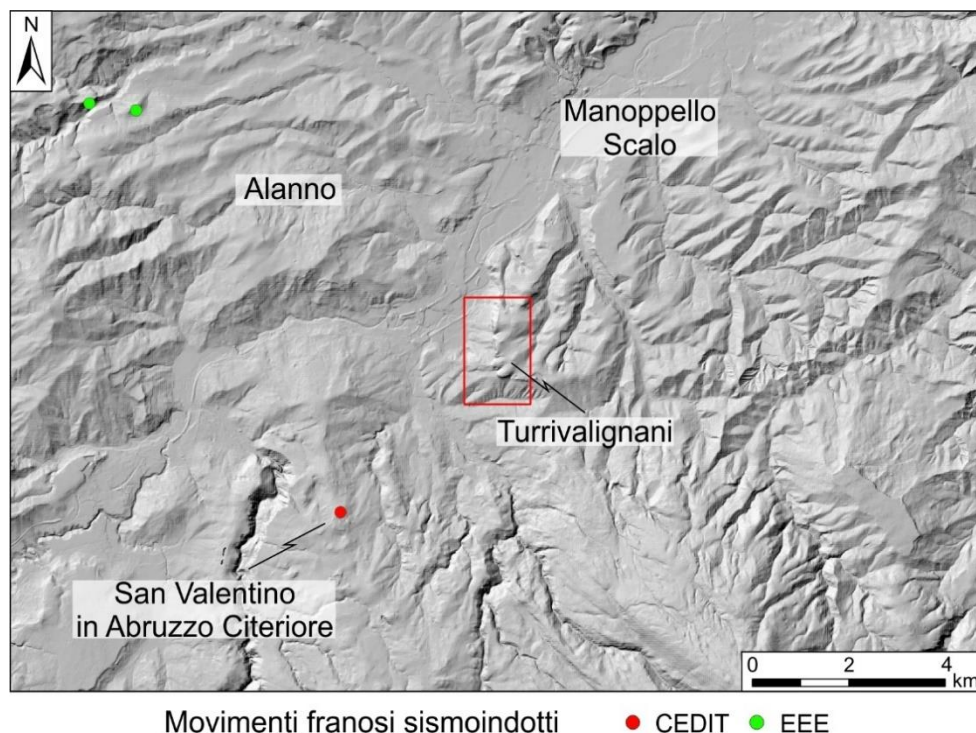


Figura 93. Ubicazione dei movimenti franosi sismoindotti riportati nei cataloghi CEDIT (Martino et alii, 2021), EEE (Guerrieri et alii, 2015) e CFTIlandslides (Zei et alii, 2024a). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

5.2.2 Inquadramento sismotettonico

L'area di studio della Rupe di Turrivalignani ricade in un settore dell'Italia centrale a sismicità moderata. In base alla classificazione sismica della regione Abruzzo, essa ricade all'interno della zona 2 ($0,15 < a_g \leq 0,25$).

Dal punto di vista sismotettonico, il Database delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali (DISS; Basili et alii, 2008; DISS Working Group, 2021) riporta diverse sorgenti composite nell'intorno del settore considerato. Nello specifico, esso individua verso sud le sorgenti sismogenetiche composite ITCS059 *Tocco Casauria-Tremi* e la ITCS078 *Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust*, verso est la ITCS079 *Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust* (Figura 94).

La sorgente sismogenetica composta ITCS059 *Tocco Casauria-Tremi* rappresenta un sistema di faglie trascorrenti con cinematica destra. Si sviluppa in direzione approssimativamente est-ovest, dal settore situato tra la catena del Gran Sasso e il

Massiccio della Maiella (verso ovest) fino alle Isole Tremiti (verso est), attraversando l'alta valle del fiume Pescara e la bassa valle del fiume Sangro.

Le sorgenti sismogenetiche composite ITCS078 *Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust* e ITCS079 *Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust* si estendono a cavallo del Massiccio della Maiella, nel settore sud-orientale dell'Appennino centrale (Lavecchia & de Nardis, 2009). La loro struttura corrisponde approssimativamente alla porzione medio-crostante di un sovrascorrimento a basso angolo immergente verso sud-ovest. Il segmento maggiore dell'*Abruzzo Citeriore Basal Thrust* viene interpretato come la sorgente del terremoto della Majella del 3 novembre 1706 (M_w 6,84), mentre un segmento di estensione minore e più superficiale come la sorgente del terremoto della Maiella del 26 settembre 1933 (M_w 5,90). Infine, un settore crostante superiore individuato verso est viene considerato come la sorgente del terremoto del Chietino del 10 settembre 1881 (M_w 5,41).

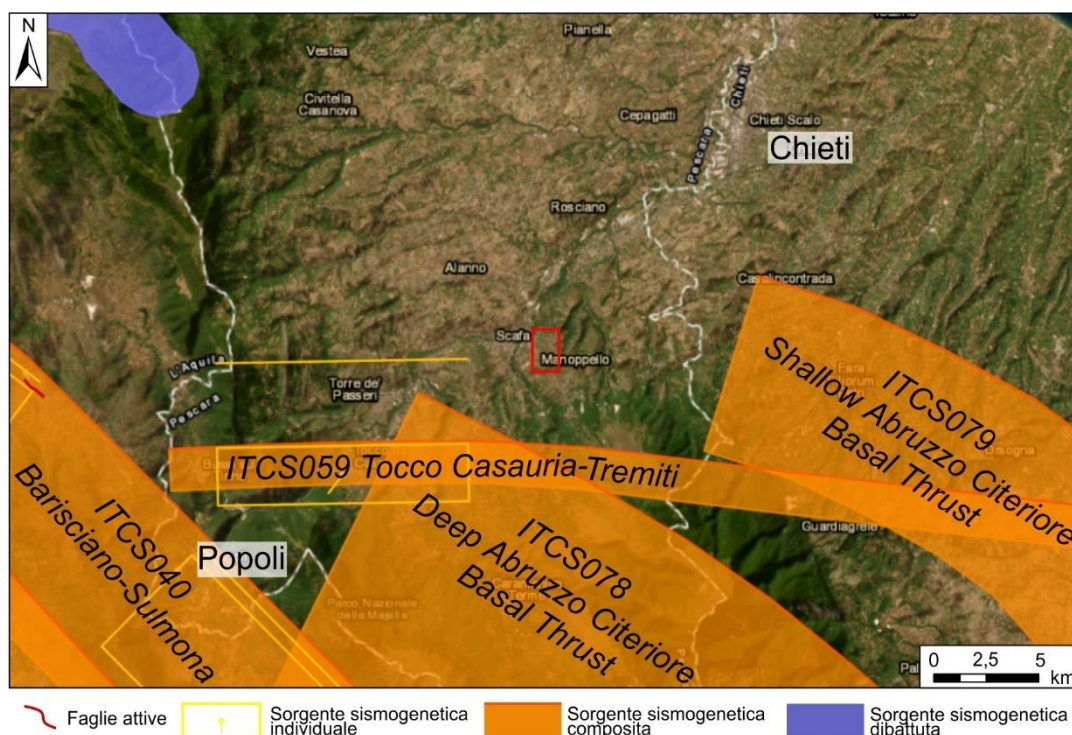


Figura 94. Stralcio della Carta delle sorgenti sismogenetiche (modificato da DISS Working Group, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

Gli eventi sismici sia storici che strumentali riportati nei cataloghi disponibili (CPTI15, Rovida et alii, 2022; CFTI5med, Guidoboni et alii, 2018, 2019; ISDe, ISDe Working Group, 2007) delineano per l'area in esame una sismicità moderata.

In Figura 95 è riportata la distribuzione degli epicentri dei sismi documentati per il periodo 1000-2020 d.C. e indicati nel CPTI15. Gli eventi enucleati nei pressi di Turrivalignani presentano una magnitudo nell'intervallo 4,01-5,00. A distanze di poco superiori ai 20 km, tuttavia, si individuano eventi di magnitudo compresa negli intervalli 5,01-6,00 verso nord-ovest e verso est, fino a 6,01-7,00 verso sud, in corrispondenza del Massiccio della Maiella.

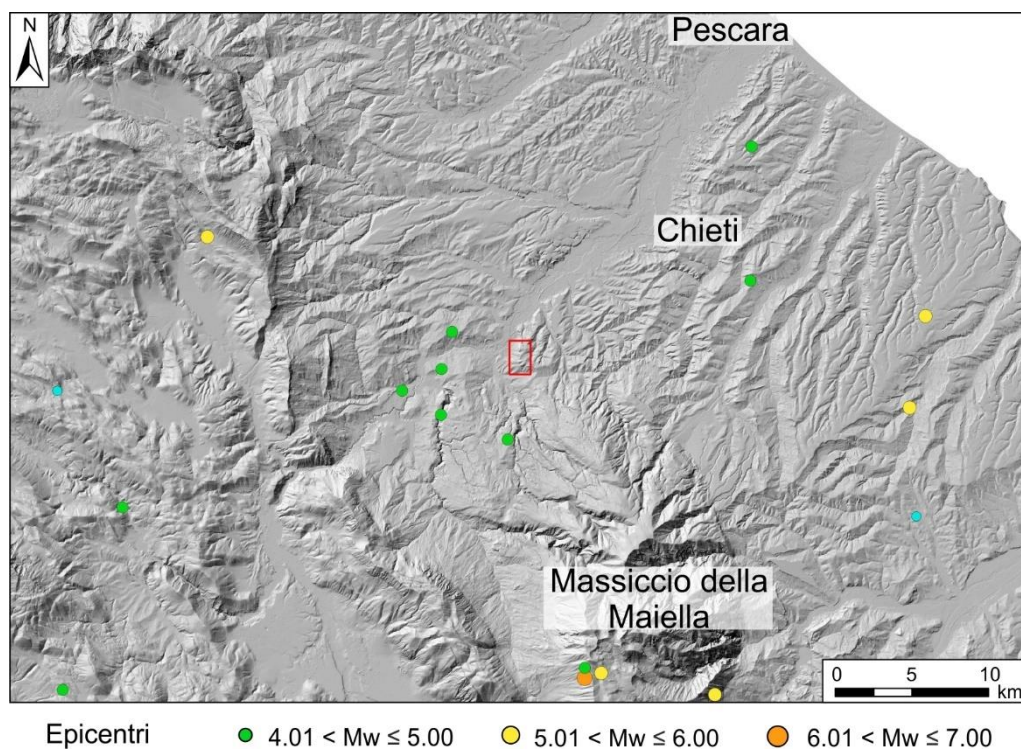


Figura 95. Epicentri dei terremoti riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et alii, 2022) suddivisi per classi di magnitudo. Il riquadro rosso indica l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE).

In conseguenza di quanto detto, il comune di Turrivalignani è stato colpito dagli effetti di numerosi terremoti (Tabella 10 e Figura 96). Il primo di questi, in ordine temporale ma anche quello che ha prodotto il maggiore risentimento, è il terremoto della Maiella del 3 novembre 1706 (M_w 6,84), con un'intensità macrosismica locale di 9. In tempi più recenti, i terremoti della Marsica del 13 gennaio 1915 e quello della Maiella del 26 settembre 1933 hanno prodotto effetti per un'intensità macrosismica locale pari a 7.

Tabella 10. Terremoti storici che hanno indotto danneggiamenti nel comune di Turrivalignani (PE) nel periodo 1000-2020 d.C. (DBMI, Locati et alii, 2022).

Effetti	In occasione del terremoto del				
Int.	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area epicentrale	NMDP	Io	M _w
9	1706 11 03 13	Maiella	99	10-11	6,84
7	1915 01 13 06 52 4	Marsica	1041	11	7,08
7	1933 09 26 03 33 2	Maiella	325	9	5,90
5-6	1950 09 05 04 08	Gran Sasso	386	8	5,69
4	1958 06 24 06 07	Aquilano	222	7	5,04
3	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6,15
6-7	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	911	8	5,86
NF	1990 05 05 07 21 2	Potentino	1375		5,77
NF	1991 05 05 06 33 3	Aquilano	64	6	3,86
3-4	1992 02 18 03 30 0	Chietino	73	5-6	4,11
NF	1992 07 16 05 38 5	Chietino	107	5-6	4,22
NF	2004 12 09 02 44 2	Teramano	213	5	4,09

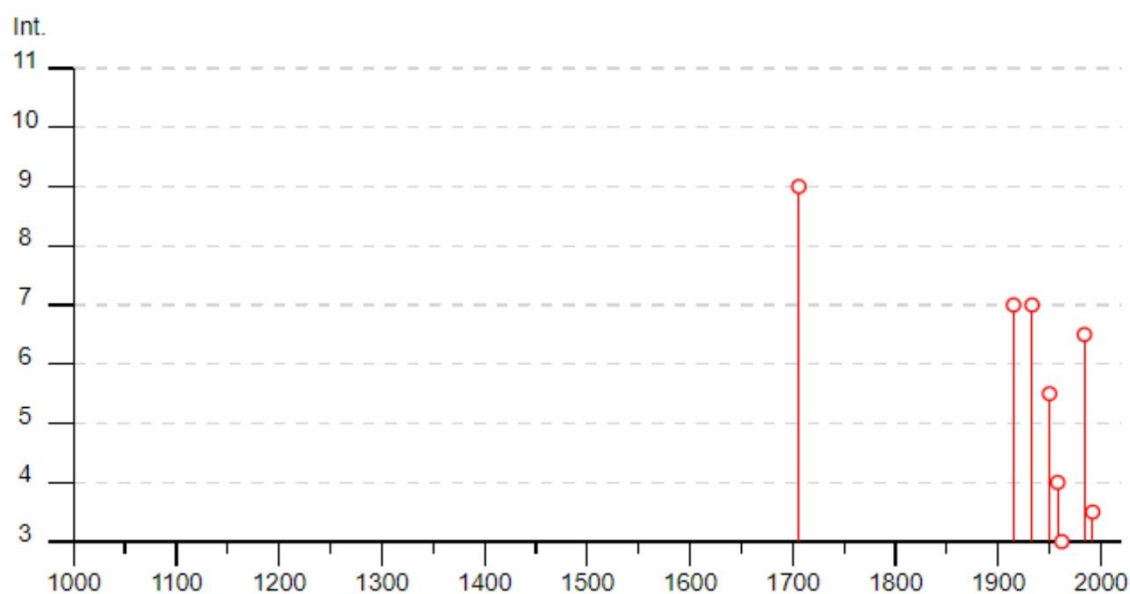


Figura 96. Intensità macrosismiche risentite nel comune di Turrivalignani (PE) nel periodo 1000-2020 d.C. (Locati et alii, 2022).

5.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

5.3.1 Inquadramento geografico, geologico e geomorfologico

L'area di studio di Lido Riccio di Ortona è situata nel settore costiero della regione Abruzzo (Figura 97).

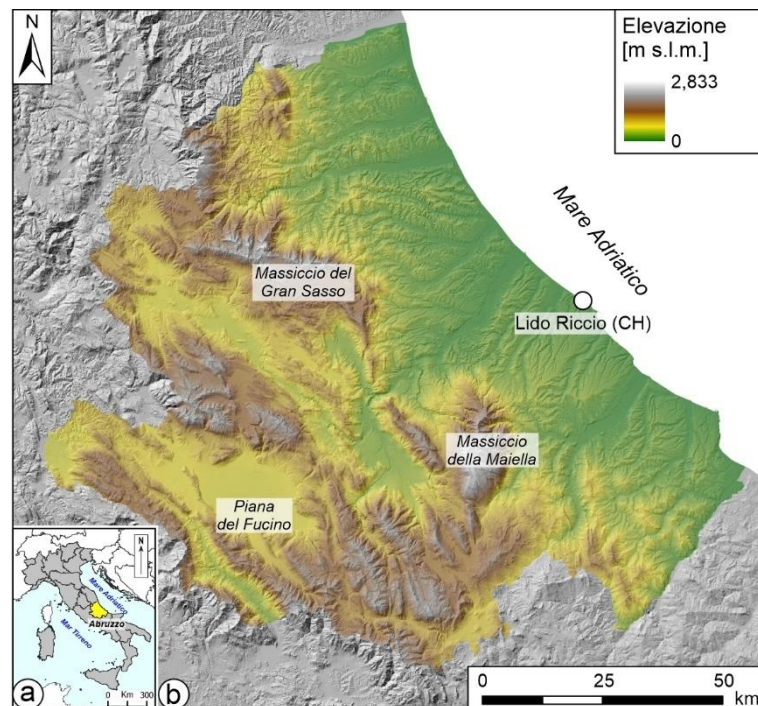


Figura 97. a) Posizione della regione Abruzzo nell'Italia centrale e b) ubicazione dell'area di studio all'interno del suo territorio.

Essa risulta caratterizzata da settori di costa bassa, verso ovest, e settori di costa alta, verso est (Figura 98 e Figura 99). Le quote variano da 0 a circa 60 m s.l.m. Il settore sommitale, corrispondente all'area di Torre Mucchia verso sud-est, si presenta sub-pianeggiante ed è bordato da versanti con una pendenza media intorno ai 30°. Il reticolo idrografico è essenzialmente rappresentato dal F.so Riccio, che corre in direzione media SSO-NNE, attraversando il settore sub-pianeggiante individuato verso ovest.

Dal punto di vista amministrativo, l'area di studio ricade interamente nella municipalità di Ortona (CH), estendendosi per circa 0,2 km². Nessuna delle sue parti è compresa all'interno di aree parco o di Siti di Importanza Comunitaria (SIC)/Zone Speciali di Conservazione (ZSC).

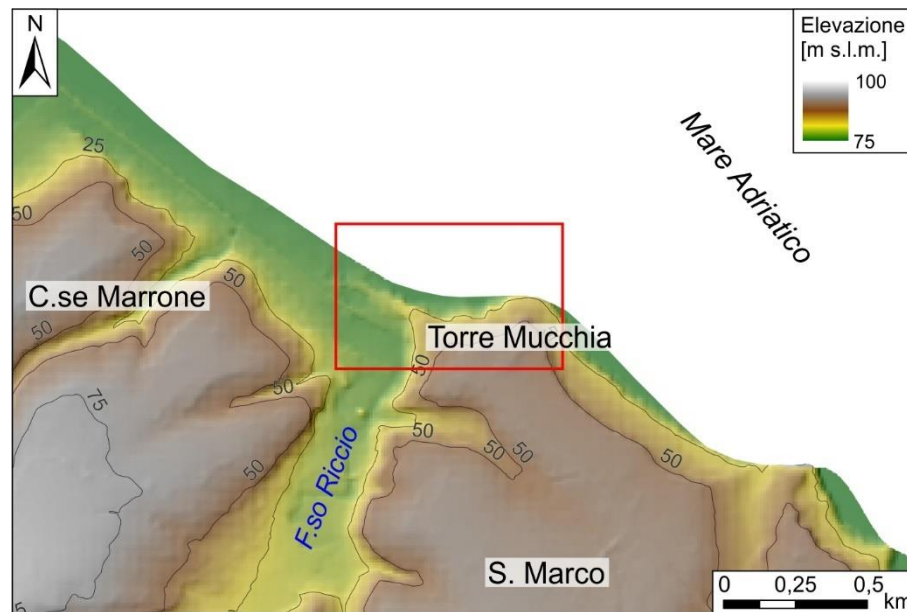


Figura 98. Carta dell'elevazione dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH), indicata dal riquadro rosso, e dei settori limitrofi.

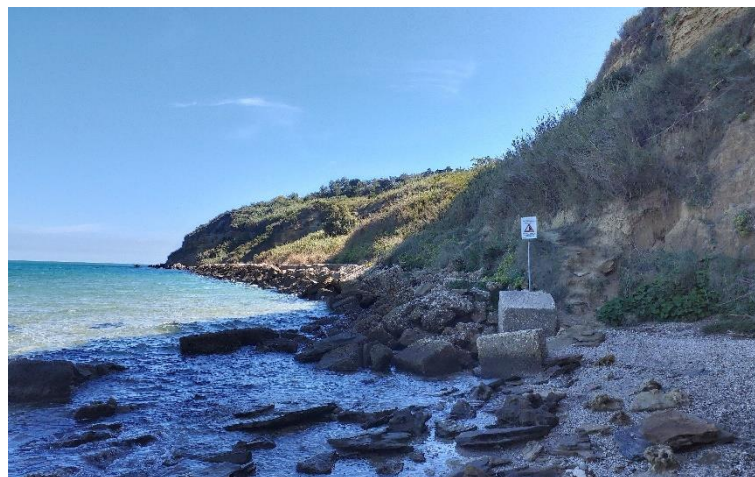


Figura 99. Panoramica del settore nord-orientale dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH; quota scatto 0 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

Dal punto di vista geologico, l'area si trova a cavallo tra il settore pedemontano orientale e il settore di piana costiera della regione Abruzzo. Le litologie del substrato sono costituite da sequenze marine argilloso-sabbioso-conglomeratiche tardo-orogeniche e da depositi clastici di transizione. Le unità superficiali sono rappresentate da depositi eluvio-colluviali, di frana, di versante e alluvionali e da sistemi spiaggia-duna (Calista et alii, 2019).

L'assetto strutturale è il risultato dei processi, avvenuti durante il Pleistocene, di sollevamento e di basculamento verso nord-est dei depositi del substrato. Dal punto di

vista tettonico, queste unità presentano una stratificazione sub-orizzontale o debolmente immergente verso mare. Esse sono interessate da due sistemi principali di discontinuità strutturali, con orientazioni da SO-NE a N-S il primo, da NNO-SSE a ONO-ESE il secondo (Bigi et alii, 1995, 1997; Miccadei et alii, 2019b).

Dal punto di vista della Cartografia Geologica di Stato alla scala 1:100.000, l'area di studio ricade nell'angolo sud-orientale del Foglio 141 "Pescara" (Servizio Geologico d'Italia, 1963; Figura 100).

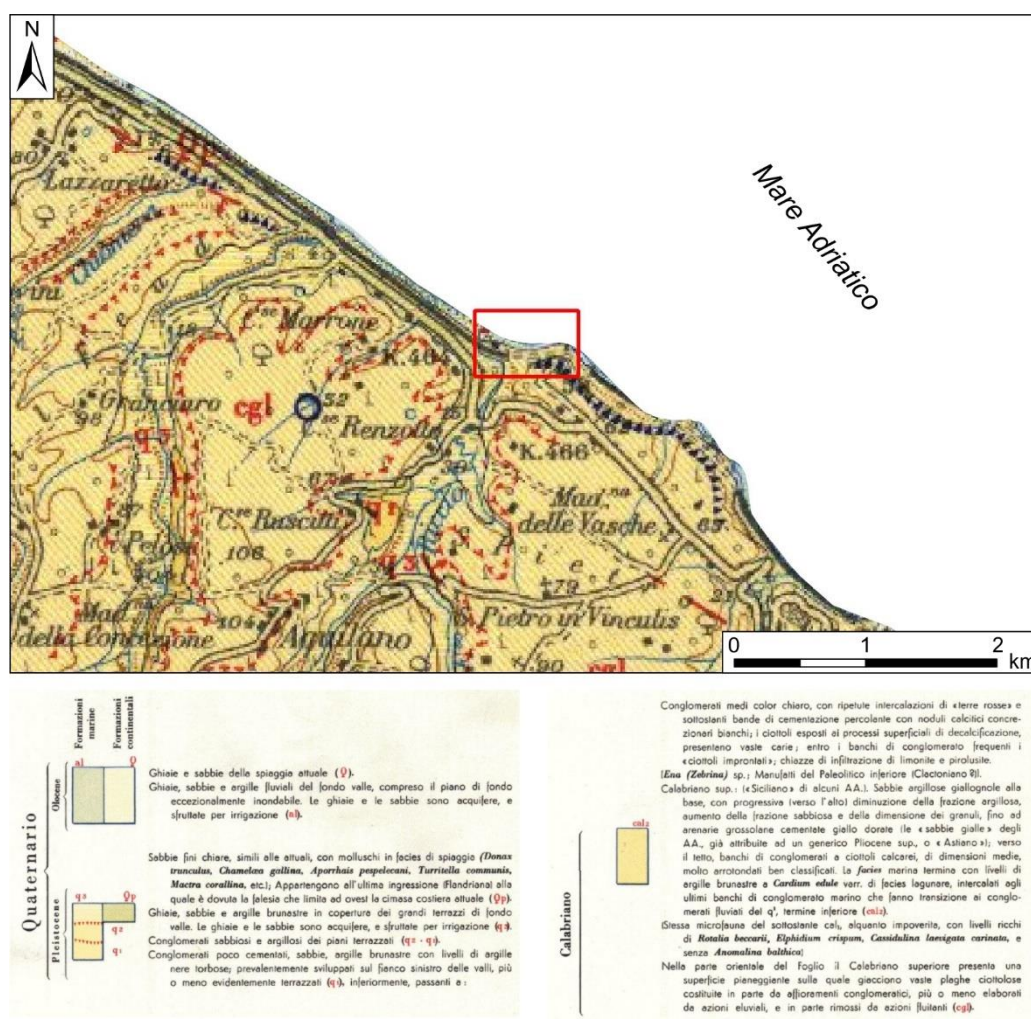


Figura 100. Stralcio del Foglio 141 "Pescara" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1963). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Le unità del substrato sono rappresentate da sabbie argillose, sabbie, arenarie e conglomerati del Calabriano superiore (cal2). L'area in esame, in particolare, si presenta come una superficie pianeggiante con estesi settori caratterizzati da affioramenti di

conglomerati, più o meno elaborati da azioni eluviali (cgl). Per quanto riguarda i depositi olocenici, questi sono rappresentati da ghiaie e sabbie della spiaggia attuale (Q) e da ghiaie, sabbie e argille brunastre in copertura dei grandi terrazzi di fondo (q3) in corrispondenza dei principali fossi.

Per quanto riguarda l'assetto tettonico, nell'area di studio non sono indicate discontinuità; le faglie dirette riportate nel Foglio hanno direzione principale NE-SO, secondaria da E-O a NO-SE, e bordano le piane alluvionali in destra idrografica dei principali corsi d'acqua o sono indicate lungo la traccia degli stessi.

Dal punto di vista geomorfologico, il settore costiero è estesamente caratterizzato da forme marine e di versante, che derivano dall'interazione tra l'assetto lito-strutturale, l'azione del mare, i processi indotti dalla gravità e le attività antropiche (Calista et alii, 2019).

Con riferimento alla Carta geomorfologica realizzata in seno al Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021), nell'area si individuano forme gravitative, forme dovute alle acque correnti superficiali, forme marine e forme antropiche (Figura 101).

Le forme gravitative sono rappresentate da orli di scarpata di degradazione e/o di frana, con direzione variabile da est-ovest a NO-SE, individuati lungo il bordo settentrionale del settore sommitale sub-pianeggiante di località Torre Mucchia. A valle di queste scarpate, nel settore centrale dell'area di studio risulta un corpo di frana di scorrimento traslativo, in stato di quiescenza.

Le forme dovute alle acque correnti superficiali sono costituite da scarpate inattive a direzione media NNE-SSO, che bordano il settore sub-pianeggiante verso ovest su cui si imposta il corso del F.so Riccio.

Le forme marine sono rappresentate da orli di scarpata di erosione marina, attivi, a direzione da est-ovest a NO-SE, impostati lungo i versanti che bordano il settore costiero.

Le forme antropiche, infine, consistono in una scarpata a direzione ONO-ESE nel settore occidentale.

Per quanto riguarda le forme strutturali, queste si individuano esternamente all'area di studio, lungo i versanti in sinistra idrografica del F.so Riccio.

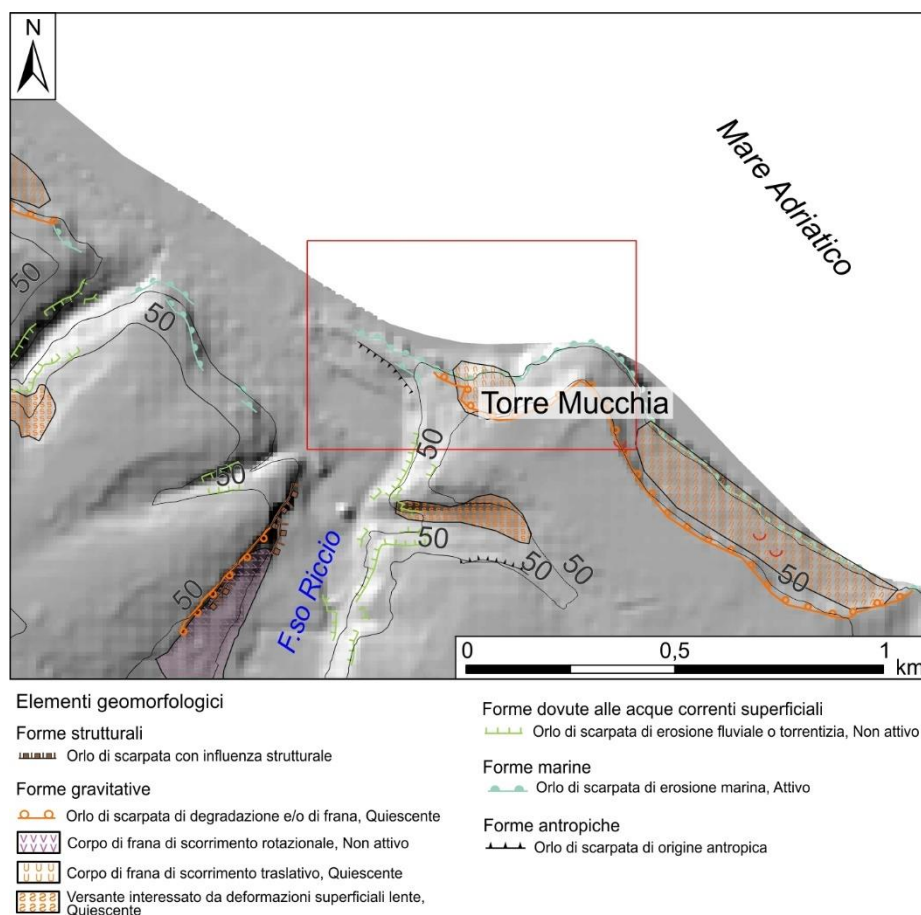


Figura 101. Stralcio della Carta geomorfologica, dal Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Con riferimento alla mosaicatura ISPRA delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (Trigila et alii, 2021; Figura 102), il settore interessato dal movimento della tipologia scorrimento traslativo è caratterizzato da una pericolosità elevata (P3).

Per quanto riguarda i movimenti indicati esternamente all'area di studio in stato di quiescenza, essi presentano tutti una pericolosità elevata (P3). Quelli in stato di inattività, invece, una pericolosità moderata (P1).

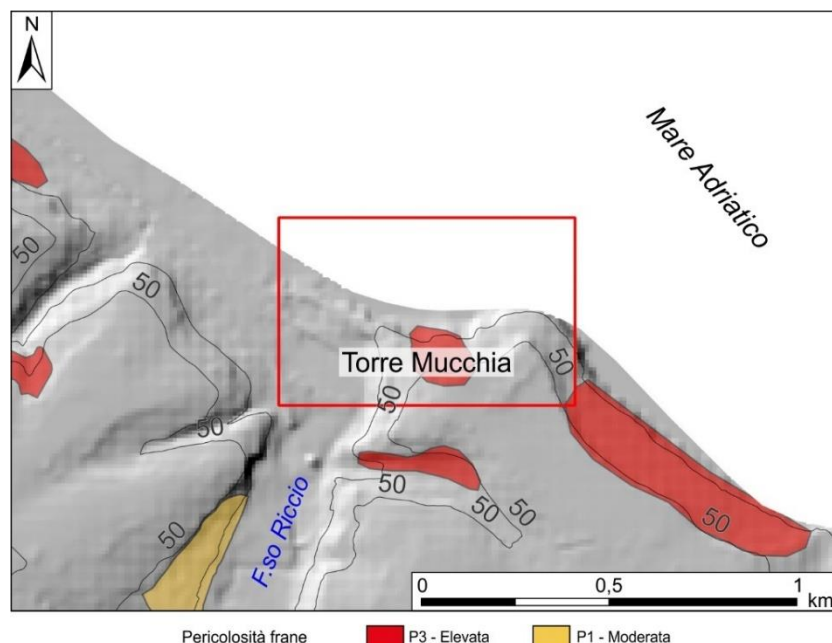


Figura 102. Stralcio della Mosaicatura ISPRA (2020-2021) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico PAI (Trigila et alii, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Per quanto riguarda il rischio associato al movimento traslativo quiescente individuato all'interno dell'area in esame, questo è prevalentemente basso (R1); risulta moderato (R2) nella porzione inferiore del movimento franoso, a ridosso della linea di costa, lungo una fascia orientata circa est-ovest (Figura 103).

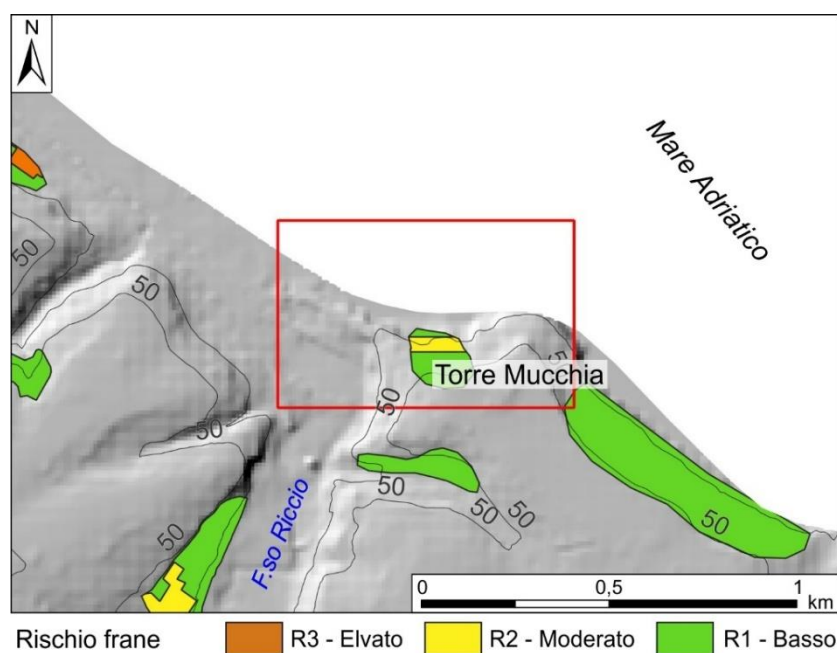


Figura 103. Stralcio della Carta delle aree a rischio, dal Piano Stralcio di Bacino dell'Assetto Idrogeologico della Regione Abruzzo (2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Con riferimento all’Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (IFFI; ISPRA, 2007), nell’area di studio risulta un movimento franoso della tipologia scivolamento rotazionale/traslativo, circa corrispondente a quello indicato nella cartografia geomorfologica PAI (Figura 104).

Esternamente all’area di studio, risultano ulteriori scivolamenti rotazionali/traslativi lungo i settori di versante rivolti verso mare, sia a sud-est che a nord-ovest dell’area di studio. Colamenti lenti caratterizzano il versante in destra idrografica di un’incisione individuata a sud di Torre Mucchia, con direzione circa est-ovest.

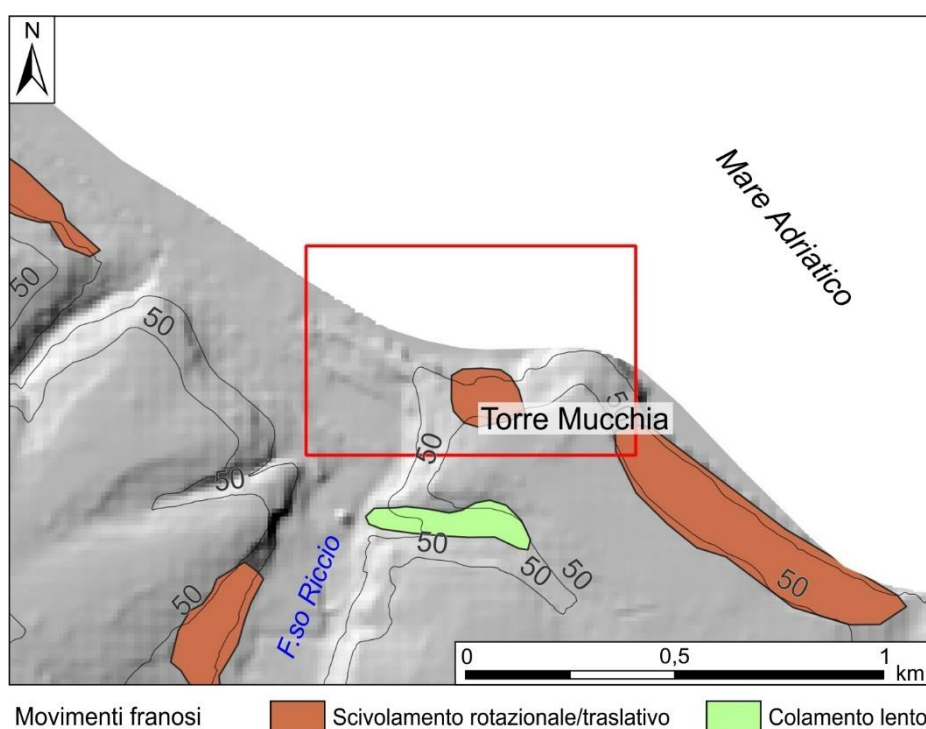


Figura 104. Stralcio della Carta inventario dei fenomeni franosi in Italia (ISPRA, 2007). Il riquadro rosso indica l’area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

I cataloghi delle frane sismoindotte non riportano alcun fenomeno all’interno dell’area di studio o nei settori limitrofi (Figura 105).

I movimenti più vicini all’area di studio vengono riportati dal catalogo *CFTIlandslides* (Zei et alii, 2024a, b), con ubicazione nei comuni di Chieti e di Castel Frentano (CH), circa 20 km ad est e a sud dell’area di studio, rispettivamente. Nel secondo caso l’evento è indicato anche nel CEDIT (Martino et alii, 2021) e riferito al terremoto del 10 settembre

1881 del chietino (M_w 5,41). Spostandosi verso l'entroterra abruzzese, la densità di frane sismoindotte aumenta a partire da circa 30 km di distanza dall'area di studio.

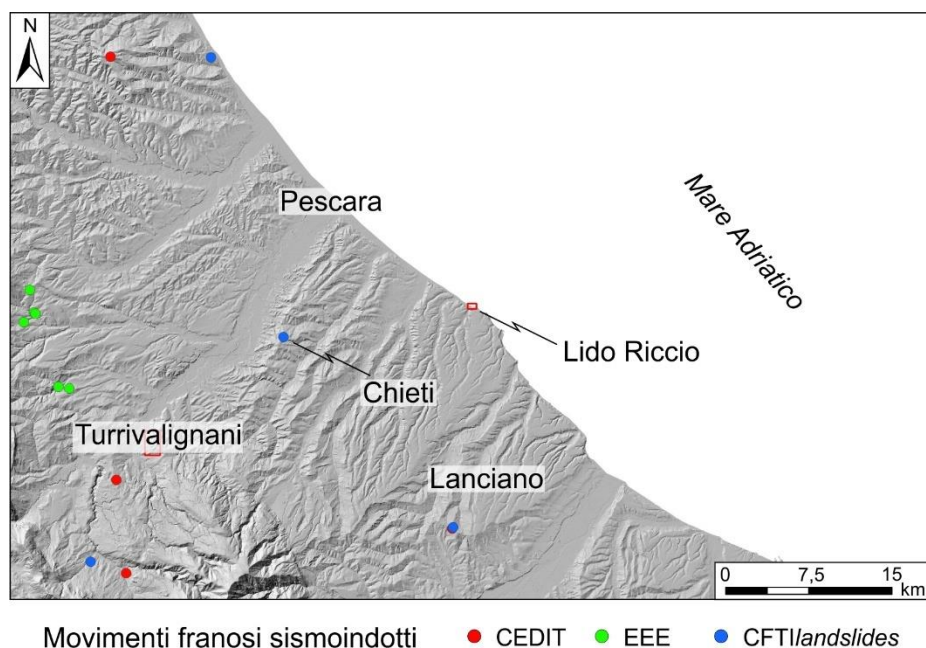


Figura 105. Ubicazione dei movimenti franosi sismoindotti riportati nei cataloghi CEDIT (Martino et alii, 2021), EEE (Guerrieri et alii, 2015) e CFTIlandslides (Zei et alii, 2024a). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

5.3.2 Inquadramento sismotettonico

L'area di studio di Lido Riccio di Ortona ricade in un settore dell'Italia centrale a bassa sismicità, essendo inclusa nella zona 1 della classificazione sismica della regione Abruzzo ($0,05 < a_g \leq 0,15$).

Dal punto di vista sismotettonico, l'area è localizzata a circa 15 km di distanza verso nord-est dalla sorgente sismogenetica composita ITCS079 *Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust* e ad una distanza di 20 km da quella ITCS059 *Tocco Casauria-Tremiti* (Figura 106).

Entrambe le sorgenti sono riportate nel Database delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali (DISS; Basili et alii, 2008; DISS Working Group, 2021) e già descritte nel paragrafo sull'inquadramento sismotettonico dell'area di Turrivalignani (pag. 156 del presente capitolo).

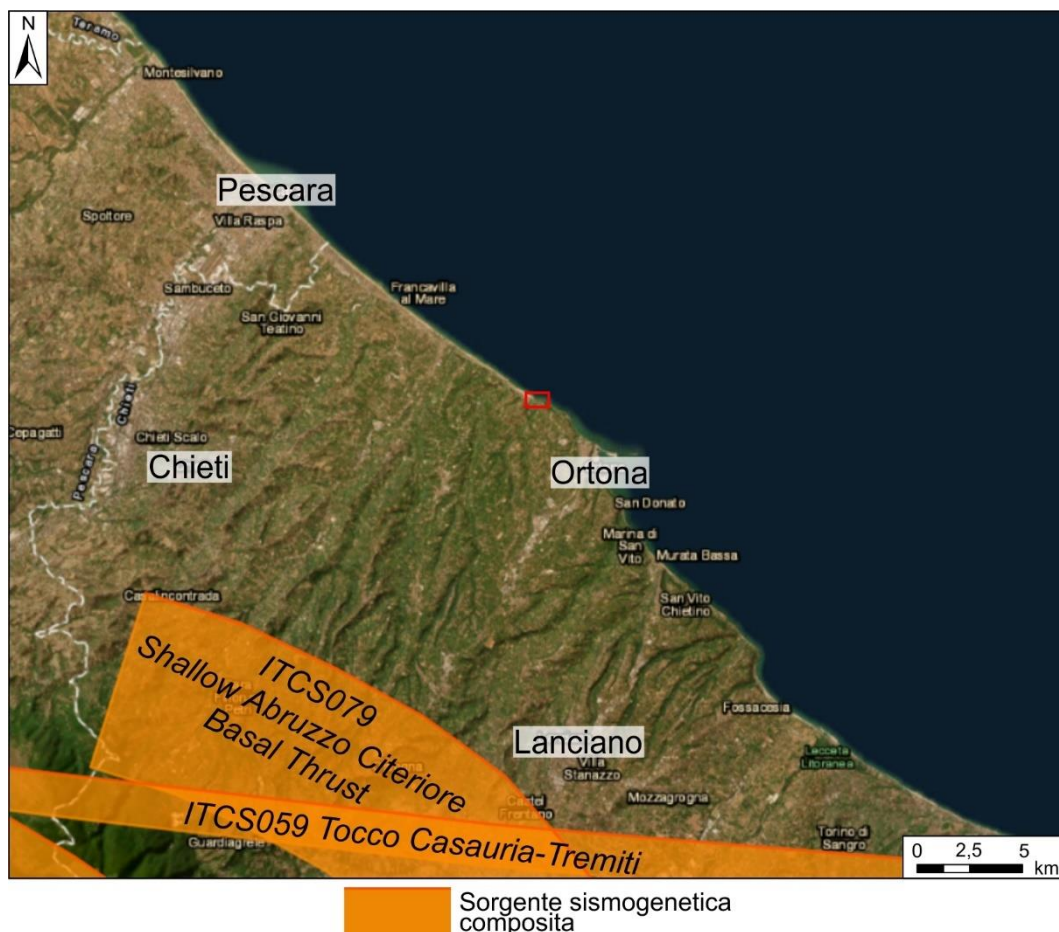


Figura 106. Stralcio della Carta delle sorgenti sismogenetiche (modificato da DISS Working Group, 2021). Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Per quanto riguarda gli eventi sismici riportati nei cataloghi disponibili, il primo epicentro è documentato a circa 10 km di distanza verso sud, associato al terremoto del 12 febbraio 1882 del chietino (M_w 5,26; Figura 107).

Detto ciò, il comune di Ortona (CH) ha risentito gli effetti di diversi terremoti (Tabella 11 e Figura 108).

Il primo di questi è il terremoto del 30 luglio 1727 della Capitanata (M_w 6,66), con un'intensità risentita localmente pari a 7. Un risentimento simile è stato prodotto dai terremoti del chietino del 10 settembre 1881 (M_w 5,41) e del 12 febbraio 1882 (M_w 5,26). Tra gli ultimi eventi che hanno prodotto effetti nel territorio del comune di Ortona compaiono il sisma del 29 marzo 2003 (M_w 5,43) e del 25 novembre 2004 (M_w 5,25) dell'Adriatico centrale.

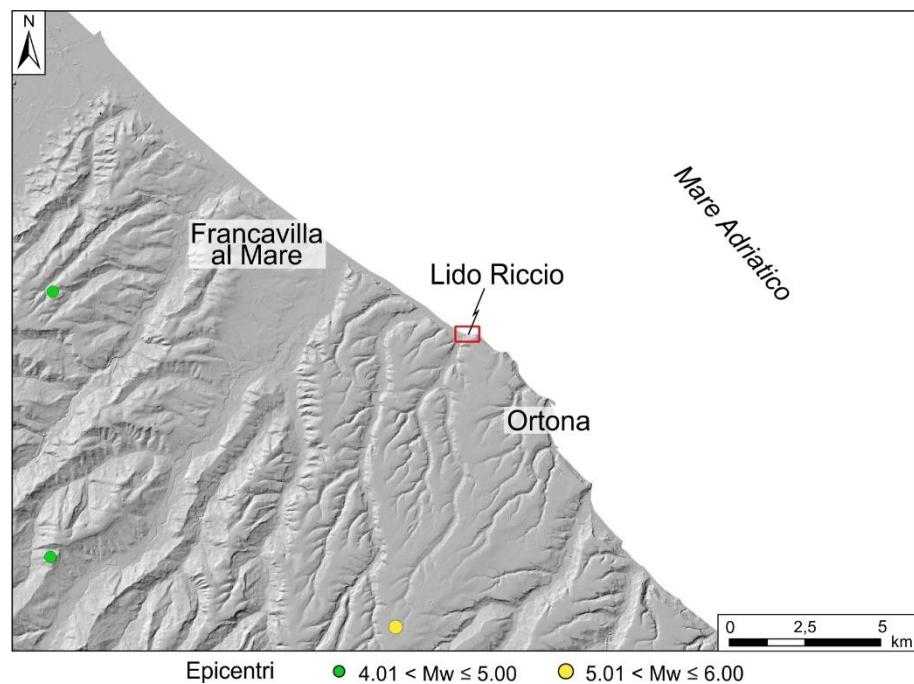


Figura 107. Episcentri dei terremoti riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et alii, 2022) suddivisi per classi di magnitudo. Il riquadro rosso indica l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH).

Tabella 11. Terremoti storici che hanno indotto danneggiamenti nel comune di Ortona (CH) nel periodo 1000-2020 d.C. (DBMI, Locati et alii, 2022).

Effetti	In occasione del terremoto del				
Int.	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area epicentrale	NMDP	Io	M _w
7	1627 07 30 10 50	Capitanata	64	10	6,66
3	1694 09 08 11 40	Irpinia-Basilicata	251	10	6,73
4	1873 03 12 20 04	Appennino marchigiano	196	8	5,85
6-7	1881 09 10 07	Chietino	43	7-8	5,41
7	1882 02 12	Chietino	8	7	5,26
5-6	1895 08 09 17 38 2	Adriatico centrale	103	6	5,11
NF	1901 10 15 13 55 5	Alanno	10	5	4,22
F	1905 08 18 04 07	Tavoliere delle Puglie	41	5	4,61
3-4	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5	4,75
5	1915 01 13 06 52 4	Marsica	1041	11	7,08
4	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6,67
3	1937 07 17 17 11	Tavoliere delle Puglie	40	6	4,96
4	1979 09 19 21 35 3	Valnerina	694	8-9	5,83
4-5	1980 11 23 18 34 5	Irpinia-Basilicata	1394	10	6,81
NF	1984 04 29 05 02 5	Umbria settentrionale	709	7	5,62
5-6	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	911	8	5,86
5	1984 05 11 10 41 4	Monti della Meta	342	7	5,47
4-5	1992 02 18 03 30 0	Chietino	73	5-6	4,11
5	1992 07 16 05 38 5	Chietino	107	5-6	4,22

3	1997 09 26 09 40 2	App. umbro-marchigiano	869	8-9	5,97
4-5	2002 11 01 15 09 0	Molise	638	7	5,72
2	2003 03 29 17 42 1	Adriatico centrale	68		5,43
3-4	2004 11 25 06 21 1	Adriatico centrale	13		5,25
NF	2004 12 09 02 44 2	Teramano	213	5	4,09

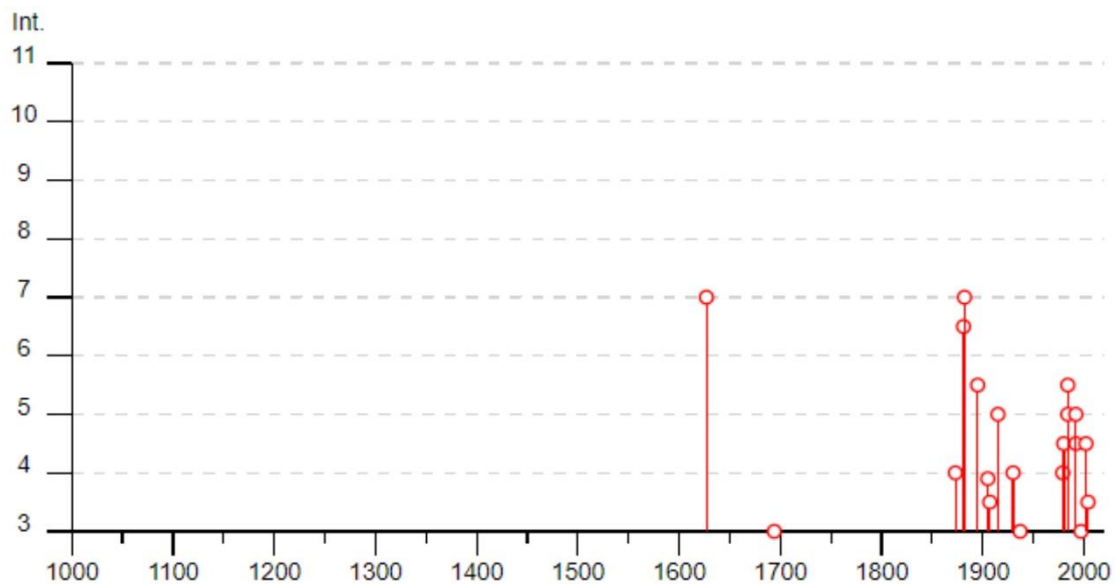


Figura 108. Intensità macrosismiche risentite nel comune di Ortona (CH) nel periodo 1000-2020 d.C. (Locati et alii, 2022).

6 Risultati

In questo capitolo vengono illustrati i risultati ottenuti applicando la metodologia proposta alle aree di studio delle Gole di Celano (AQ), della Rupe di Turrivalignani (PE) e dell'area di Lido Riccio (CH), localizzate rispettivamente nei settori fisiografici di catena, pedemontano e costiero della regione Abruzzo. Nello specifico, facendo riferimento ai passaggi metodologici presentati nel capitolo 4, per ogni area di studio sono descritti I) gli elementi dedotti dall'analisi delle foto aeree e delle ortofoto, II) le caratteristiche morfometriche, III) le caratteristiche geologiche e geomorfologiche e lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi, IV) i risultati della valutazione della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto e V) i risultati della valutazione della pericolosità da crollo sismoindotto.

6.1 Elementi dedotti dall'analisi multiscalare e multitemporale

L'analisi delle foto aeree riferite agli anni 1954, 1985-1986 e 2007 e quella delle ortofoto che integrano l'intervallo temporale coperto dalle foto aeree fino ai tempi recenti, hanno permesso di individuare gli elementi fotogeologici presenti nelle aree indagate, di maggiore interesse ai fini di questo studio. Nello specifico, sono stati mappati elementi connessi alle frane da crollo quali massi franati, scarpate, creste, vallecicole, e depositi di versante. Tali elementi sono dettagliati nei paragrafi a seguire.

6.1.1 Gole di Celano (AQ)

Nell'area delle Gole di Celano, l'analisi fotogeologica ha permesso di individuare elementi connessi alle frane da crollo costituiti da massi isolati, scarpate, vallecicole a V, creste, forre, depositi a grossi blocchi e falde di detrito (Figura 109).

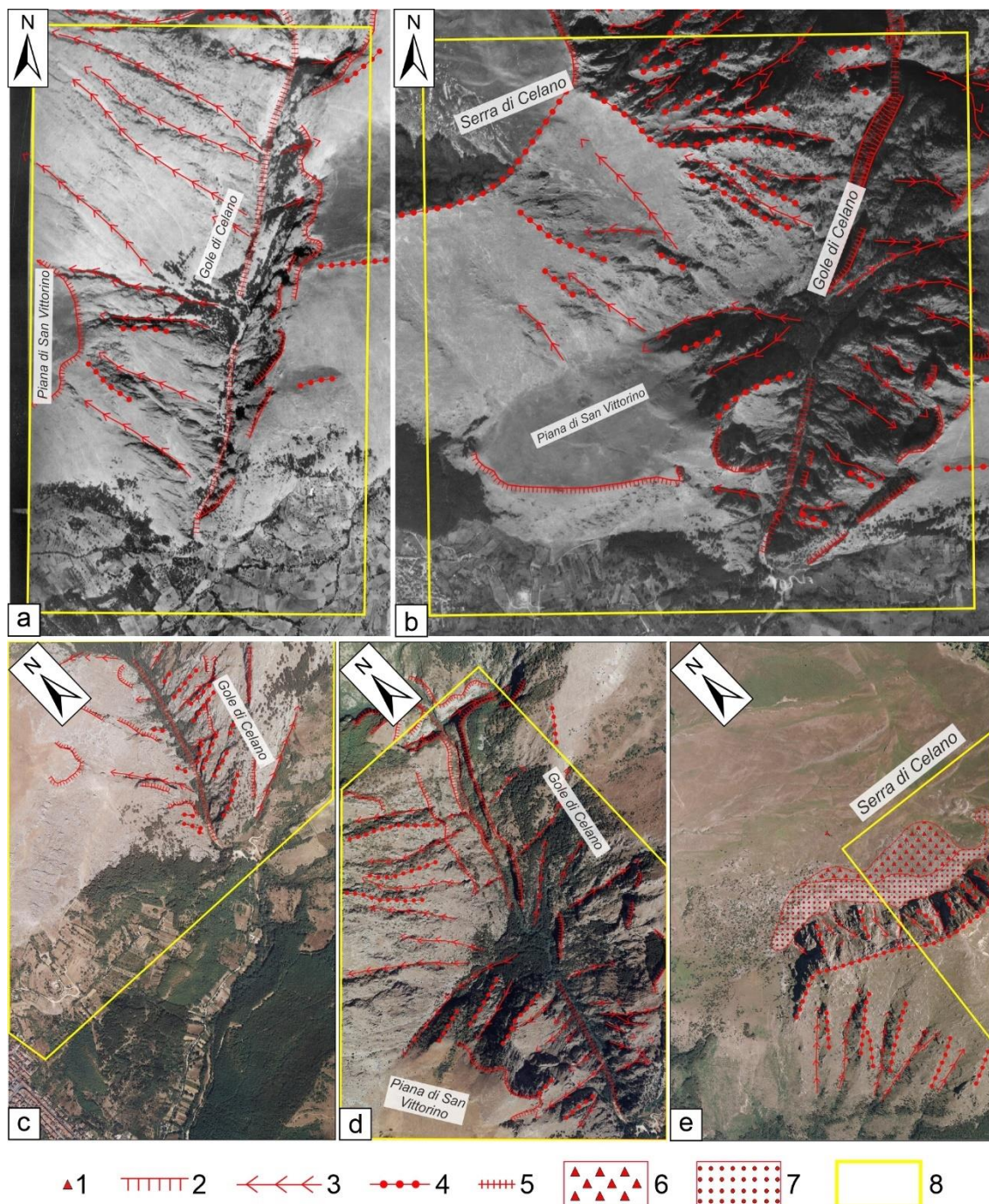


Figura 109. Elementi e forme associate ai fenomeni di crollo dedotti dall'analisi delle foto aeree riferite agli anni 1954 (a), 1985-1986 (b) e 2007 (c-e) per l'area delle Gole di Celano (AQ). Legenda: 1) Masso isolato, 2) Scarpata, 3) Vallecola a V, 4) Cresta, 5) Forra, 6) Deposito a grossi blocchi, 7) Falda di detrito, 8) Limiti dell'area di studio.

Una profonda forra rappresenta l'elemento caratterizzante dell'area di studio ed è facilmente distinguibile in tutte le immagini telerilevate. Essa corre in direzione circa NNE-SSO dall'ingresso delle gole, a sud dell'area di studio, fino a limite settentrionale della stessa (Figura 109a-d), per una lunghezza di poco superiore ai 2 km. Questo elemento, bordato prevalentemente da scarpate sub-verticali, si estende senza soluzione

di continuità, fatta eccezione per un settore centrale di discreta estensione con una morfologia a debole pendenza, che raccorda il settore più depresso al versante del monte Serra di Celano in destra idrografica (Figura 109a, b, d).

Numerose scarpate si sviluppano con direzione media principale NNE-SSO, parallelamente all'asse della forra (Figura 109a-d). La loro morfologia varia da rettilinea, soprattutto nei settori più interni della valle, ad arcuata, specialmente nei settori topograficamente più elevati; la lunghezza dei singoli elementi individuati varia da alcune decine di metri a diverse centinaia. Le loro pendenze si mostrano sempre molto elevate, soprattutto nel settore settentrionale delle gole, dove l'incisione appare più profonda e le scarpate bordano superfici a strapiombo di altezza considerevole. Infine, alcune scarpate bordano la piana di San Vittorino con direzione parallela ai margini della stessa, in corrispondenza della rottura di pendio tra questo settore sub-pianeggiante e il versante a sud (Figura 109b).

Vallecole a V e creste si alternano lungo i versanti che bordano la forra, producendo una morfologia localmente articolata. Tali elementi sono facilmente distinguibili nelle foto aeree degli anni 1985-1986 e 2007, meno in quelle del 1954; essi si sviluppano perpendicolarmente all'asse della valle, con una direzione prevalente ONO-ESE; nel settore più settentrionale presentano invece una direzione OSO-ENE (Figura 109b), che si accompagna ad una locale variazione nella direzione della valle – da NNE-SSO a NO-SE (esterna all'area di studio e non visibile nelle immagini analizzate). Vallecole a V e creste si individuano anche nel settore di versante a nord della Piana di San Vittorino, con direzione media NNO-SSE (Figura 109b). Infine, questi elementi caratterizzano la porzione sommitale della Serra di Celano, nel settore nord-occidentale dell'area di studio, dove presentano una direzione media nord-sud; qui, una cresta di lunghezza complessiva di poco inferiore al chilometro si sviluppa in direzione circa NE-SO, segnando il limite tra l'area a bassa pendenza individuata a nord-ovest e il versante a sud-est (Figura 109b, e).

Falde di detrito e depositi a grossi blocchi sono localizzati nella porzione sommitale della Serra di Celano, a nord-ovest della cresta a direzione circa NE-SO (Figura 109e). Tali depositi si estendono per alcune centinaia di metri alla base del settore di cresta verso il bordo nord-occidentale dell'area di studio, dove sono distinguibili alcuni blocchi isolati di dimensione metrica.

Per quanto riguarda la vegetazione, nell'area di studio si alternano aree boschive, aree arbustive o a pascolo e settori di roccia nuda (Figura 109a-e). In particolare, i versanti in sinistra idrografica delle gole ed il settore centrale delle stesse a bassa pendenza, presentano una densa copertura boschiva che rende impossibile l'individuazione del substrato sottostante; una copertura arborea densa caratterizza anche il settore sub-pianeggiante a sud dell'area di studio, dove si alterna ad estese aree in cui prevale una vegetazione erbacea. Il versante orientale della Serra di Celano e i pendii localizzati ad est e ad ovest dell'ingresso delle gole e con esposizione verso sud, mostrano una copertura arborea con una densità di alberi nettamente inferiore. Per quanto riguarda il versante meridionale della Serra di Celano e quelli a sud e sud-est della Piana di San Vittorino, questi risultano prevalentemente spogli, per cui prevalgono gli affioramenti di roccia nuda con alberi isolati ed arbusti occasionali. Lungo la Piana di San Vittorino, infine, prevale una vegetazione erbacea (area a pascolo).

Infine, la tessitura delle immagini evidenzia una scabrezza dei versanti localmente anche molto accentuata, dovuta alla presenza di elementi morfologici quali gradini, blocchi e picchi di dimensioni metriche.

I risultati dell'analisi delle ortofoto per l'area delle Gole di Celano si mostrano concordi con quelli ricavati dall'analisi stereoscopica delle foto aeree, sebbene queste ultime abbiano permesso l'individuazione di un maggior numero di forme quali vallecole a V e creste, per cui una visione tridimensionale del sito indagato si rende quasi indispensabile (Figura 109 e Figura 110).

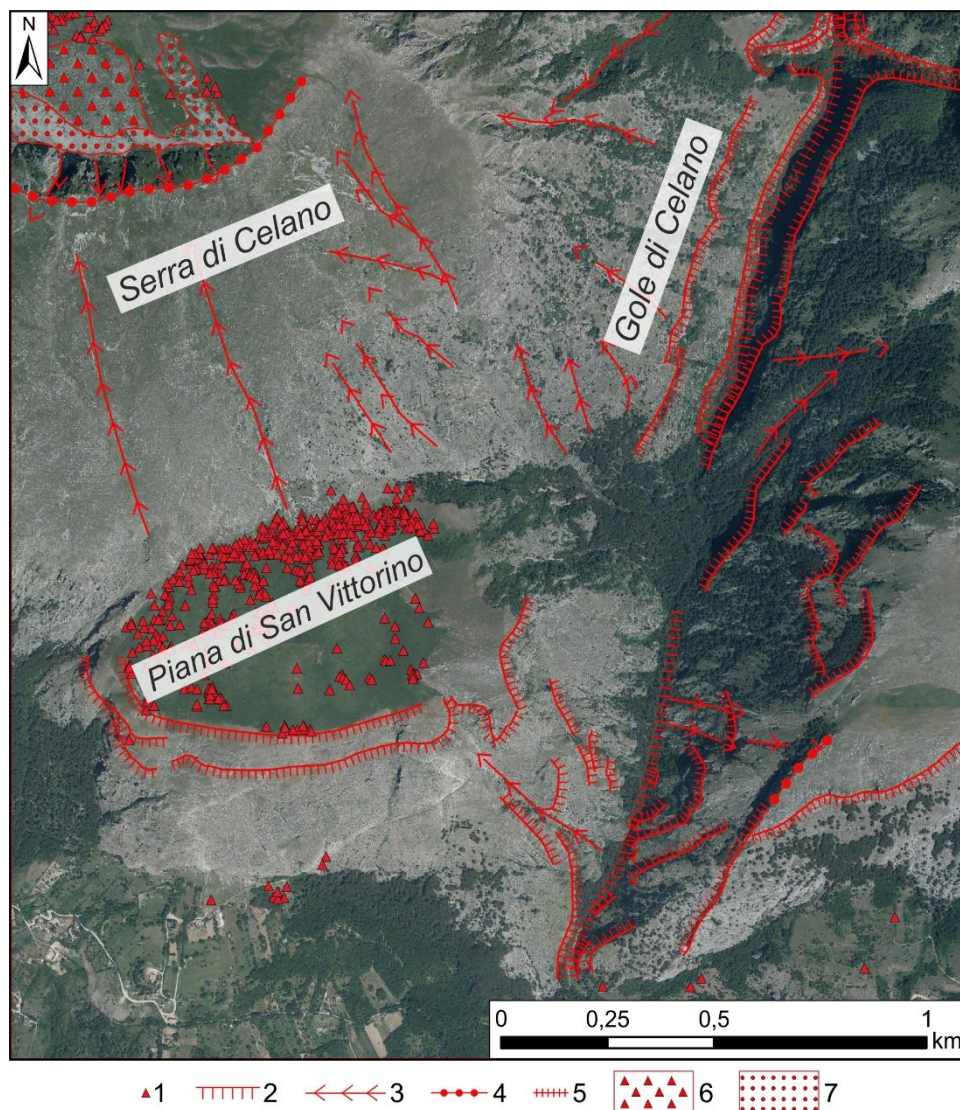


Figura 110. Elementi e forme associate ai fenomeni di crollo dedotti dall'analisi delle ortofoto selezionate per l'area delle Gole di Celano (AQ). Legenda: 1) Massa isolato, 2) Scarpata, 3) Vallecola a V, 4) Cresta, 5) Forra, 6) Deposito a grossi blocchi, 7) Falda di detrito.

L'elemento morfologico predominante resta la forra, a direzione SSO-NNE, che risulta maggiormente incisa nel settore settentrionale. Le scarpate bordano la forra all'ingresso delle gole verso sud e nel settore settentrionale dell'area di studio; ulteriori elementi si individuano lungo il margine meridionale della Piana di San Vittorino e nella parte alta del versante a sud della stessa, con direzione parallela al bordo della piana. Vallecole a V sono presenti lungo i versanti in destra e sinistra idrografica della forra, con direzione media ONO-ESE, lungo il versante meridionale della Serra di Celano, con direzione circa NNO-SSE e nel settore nord-occidentale dell'area di studio, sulla Serra di Celano, con direzione circa nord-sud. Gli elementi maggiormente incisi presentano spesso scariche di

detrito nel settore assiale, costituito da materiale biancastro fine e blocchi isolati di forma variabile. Alcune creste si individuano nel settore sud-orientale dell'area di studio, in sinistra idrografica all'ingresso delle gole, e nel settore nord-occidentale, sulla Serra di Celano. Tali elementi risultano anche dall'analisi delle foto aeree (Figura 109a, b, e). Infine, falde di detrito e depositi a grossi blocchi, si riconoscono nel quadrante nord-occidentale dell'area di studio, sulla Serra di Celano.

L'analisi delle ortofoto ha evidenziato la presenza di blocchi isolati di dimensioni metriche lungo la Piana di San Vittorino ed in corrispondenza dell'estremità nord-ovest dell'area di studio, nel settore a debole pendenza sulla Serra di Celano. La loro densità risulta massima ai piedi dei versanti, dove i massi isolati sono a diretto contatto o distanziati di al più qualche metro, per diminuire progressivamente all'aumentare della distanza dalla rottura di pendio. Blocchi isolati sporadici si riconoscono anche ai piedi del versante a sud della Piana di San Vittorino e di quelli ad est dell'ingresso delle gole.

Dal punto di vista vegetazionale, infine, i settori con copertura arborea più densa corrispondono ai versanti in sinistra idrografica delle gole ed al loro settore centrale sub-pianeggiante. Settori boschivi caratterizzano anche l'area sub-pianeggiante verso sud, dove si alternano ad aree a vegetazione prevalentemente erbacea. Il versante orientale della Serra di Celano e quelli ad est ed ovest dell'ingresso delle gole presentano una copertura boschiva meno fitta; gli altri versanti si presentano prevalentemente spogli. Infine, la Piana di San Vittorino risulta a pascolo.

Per quanto riguarda la scabrezza della superficie topografica, valgono le stesse osservazioni fatte per i risultati dell'analisi delle foto aeree.

6.1.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

Nell'area della Rupe di Turrivalignani, l'analisi fotogeologica ha permesso di individuare elementi connessi alle frane da crollo costituiti da massi isolati, picchi isolati, selle, scarpate, vallecole a V, creste, e depositi a grossi blocchi (Figura 111).

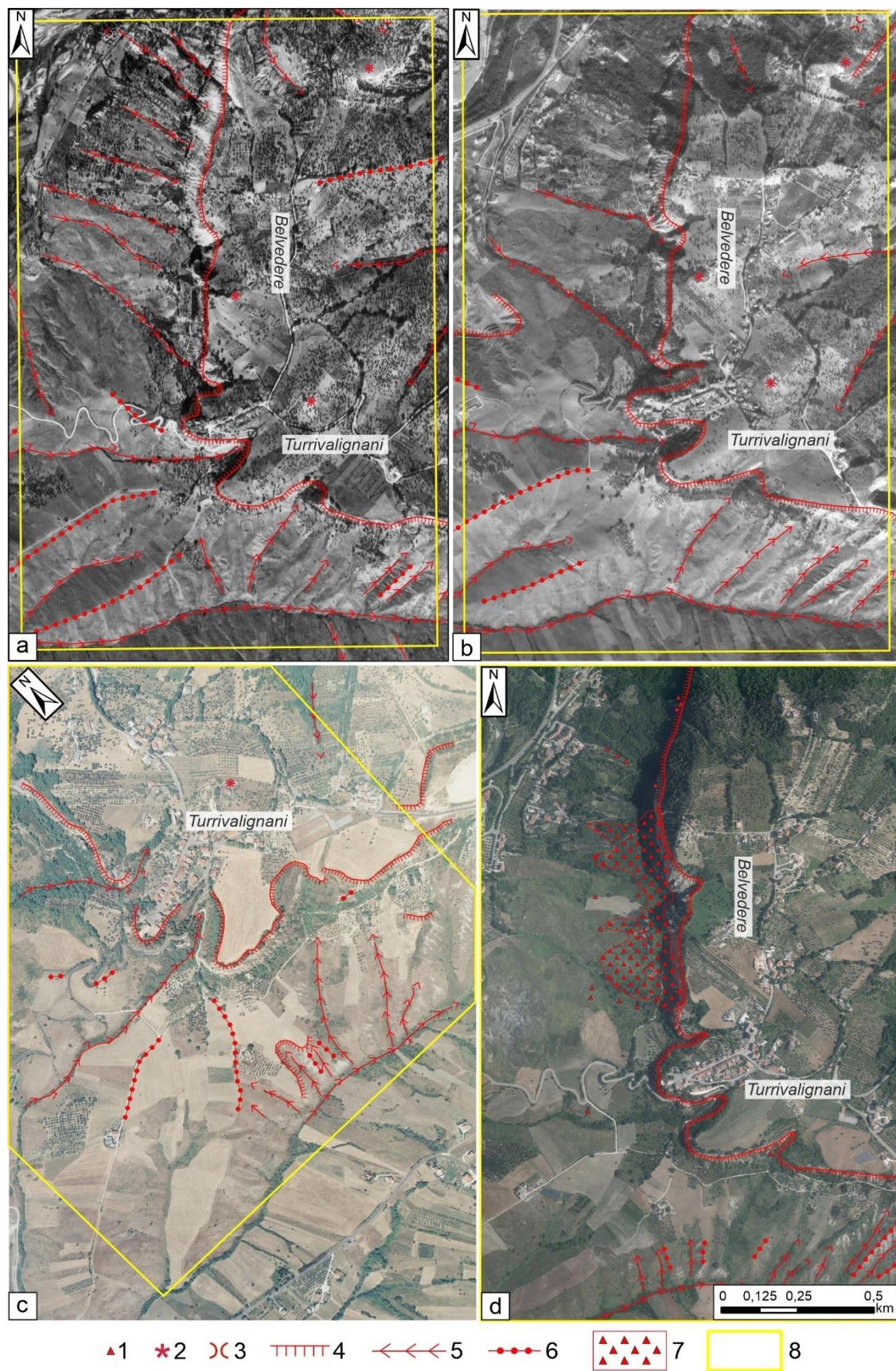


Figura 111. Elementi e forme associate ai fenomeni di crollo dedotti dall'analisi delle foto aeree riferite agli anni 1954 (a), 1985-1986 (b) e 2007 (c) e delle ortofoto (d) selezionate per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE). Legenda: 1) Masso isolato, 2) Picco isolato, 3) Sella, 4) Scarpata, 5) Vallecola a V, 6) Cresta, 7) Deposito a grossi blocchi, 8) Limiti dell'area di studio.

La scarpata della rupe rappresenta l'elemento predominante, facilmente distinguibile in tutte le foto aeree/ortofoto e con una lunghezza complessiva di oltre 2 km. Essa presenta una direzione circa nord-sud con immersione ad ovest nei settori centrale e settentrionale dell'area di studio, circa est-ovest con immersione verso sud nel settore meridionale (Figura 111a-d). Tale forma si presenta continua, con locali interruzioni dovute alla presenza di incisioni che si estendono dal margine occidentale del settore sub-pianeggiante individuato a monte della rupe a quello a debole pendenza a valle della stessa.

Vallecole a V e creste caratterizzano estesamente il settore a debole pendenza a valle della rupe, con direzione media ONO-ESE nel settore centrale e settentrionale dell'area di studio, da N-S a SO-NE nel settore meridionale della stessa. Tali elementi presentano una lunghezza di oltre 500 m nel settore centrale e settentrionale, leggermente inferiore in quello meridionale. In quest'ultimo, si individua inoltre un'incisione con direzione circa est-ovest e lunghezza complessiva intorno ai 1.000 metri (Figura 111a-d).

Depositi a grossi blocchi si estendono per alcune centinaia di metri ad ovest di località Belvedere, si individuano lungo la base del settore di rupe diretto nord-sud (Figura 111d).

Picchi isolati si riconoscono nel settore sub-pianeggiante a monte della rupe (Figura 111a-c); selle, verso nord-est nella stessa area (Figura 111a, b). Alcuni blocchi isolati di dimensioni metriche, infine, sono visibili nel settore a valle della Rupe, a distanze anche di centinaia di metri dalla stessa (Figura 111d).

Per quanto riguarda la vegetazione, l'area presenta una copertura prevalentemente erbacea; settori boschivi con una discreta densità di alberi si individuano verso nord e in corrispondenza di alcune incisioni. La roccia nuda affiora lungo la superficie della rupe e nelle aree a debole pendenza dove i processi di dilavamento superficiale portano il substrato in esposizione.

Infine, per quanto riguarda la rugosità della superficie topografica, il settore sub-pianeggiante a monte della rupe si presenta regolare; il settore a valle della stessa, d'altra

parte, presenta aree a rugosità anche moderata, in corrispondenza dei depositi a grossi blocchi individuati nella sua porzione centro-settentrionale.

6.1.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

Nell'area di Lido Riccio di Ortona, l'analisi fotogeologica ha permesso di individuare elementi connessi alle frane da crollo costituiti da massi isolati, scarpate, vallecole a V, valli a fondo piatto, depositi a grossi blocchi, superfici strutturali e opere antropiche (Figura 112).

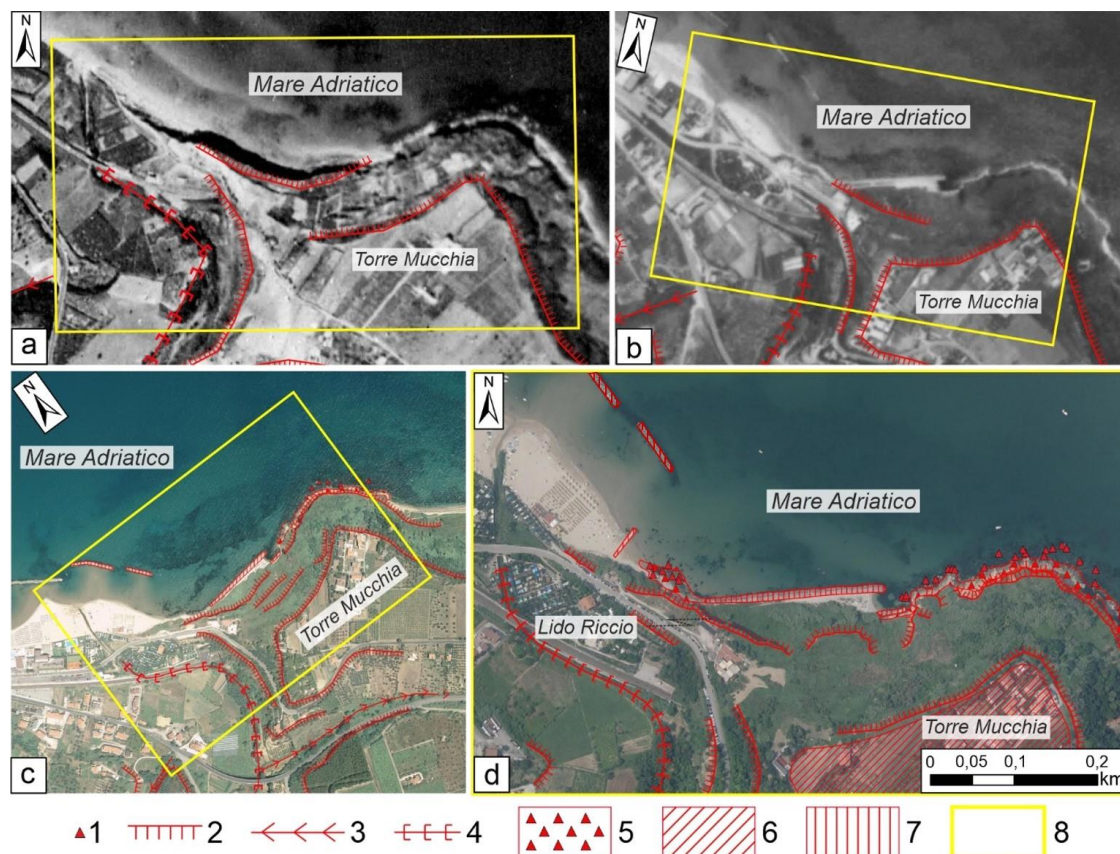


Figura 112. Elementi e forme associate ai fenomeni di crollo dedotti dall'analisi delle foto aeree riferite agli anni 1954 (a), 1985-1986 (b) e 2007 (c) e delle ortofoto (d) selezionate per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH). Legenda: 1) Masso isolato, 2) Scarpata, 3) Vallecola a V, 4) Valle a fondo piatto, 5) Deposito a grossi blocchi, 6) Superficie strutturale, 7) Opere antropiche, 8) Limiti dell'area di studio.

Le scarpate bordano la superficie sub-pianeggiante di località Torre Mucchia, con orientazione NNE-SSO nel settore occidentale, OSO-ENE nel settore settentrionale e NO-SE nel settore orientale. Scarpate con orientazione variabile da E-O, a ONO-ESE a

NO-SE si individuano, inoltre, lungo i versanti a nord e nord-est di località Torre Mucchia.

Una valle a fondo piatto è localizzata nel settore sud-occidentale dell'area di studio, con direzione media NO-SE e bordata da versanti su cui si impostano i diversi ordini di scarpate.

Depositi a grossi blocchi si individuano lungo il settore di costa ai piedi dei versanti, specialmente nel settore orientale dell'area di studio. Tali depositi si estendono verso mare superando la linea di costa, come testimoniato da alcuni massi isolati in emersione dalla superficie marina, che ne rappresentano la parte sommitale (Figura 112c, d).

Dall'analisi delle immagini telerilevate è stato inoltre possibile distinguere una superficie strutturale in corrispondenza del settore sub-pianeggiante di Torre Mucchia (Figura 112d) ed alcuni manufatti antropici quali scogliere ed opere di difesa aderenti alla riva verso il mare (Figura 112d).

Per quanto riguarda la vegetazione, settori boschivi si individuano lungo i versanti ad est e ad ovest di località Torre Mucchia; altri settori alberati si individuano a nord e nord-est della stessa, con una densità di alberi minore. Il resto dell'area presenta una vegetazione prevalentemente erbacea. Settori spogli corrispondono all'area di spiaggia individuata verso nord-ovest ed alle scarpate a maggiore pendenza che bordano il settore costiero.

Per quanto riguarda la scabrezza della superficie topografica, i settori sub-pianeggianti si mostrano regolari. I versanti che bordano località Torre Mucchia e i settori di costa a nord e nord-est della stessa, invece, si presentano scabri per la presenza di elementi morfologici quali gradini e blocchi.

6.2 Parametri morfometrici

L'analisi in ambiente GIS dei modelli digitali del terreno ad alta risoluzione ha permesso di caratterizzare compiutamente le aree di studio dal punto di vista morfometrico. Nei paragrafi seguenti, per ogni area sono descritti l'andamento delle quote e la distribuzione dei parametri di pendenza, curvatura della superficie topografica ed esposizione dei versanti.

6.2.1 Gole di Celano (AQ)

L'area di studio delle Gole di Celano presenta un'estensione complessiva di 5,5 km². Le quote variano da un minimo di 783 m s.l.m., individuato nell'area immediatamente a sud dell'ingresso delle gole, a 1.923 m s.l.m., nel quadrante nord-occidentale dell'area di studio, in corrispondenza della cresta individuata sulla Serra di Celano (Figura 109 e Figura 113). Le quote minori di 900 m s.l.m. caratterizzano il settore meridionale dell'area; la Piana di San Vittorino presenta quote che variano nell'intervallo 1.250-1.400 m; le quote maggiori descrivono le porzioni superiori dei versanti che bordano la Serra di Celano. Le quote oltre i 1.900 m s.l.m. si individuano nel settore nord-occidentale dell'area di studio, nelle porzioni sommitali della Serra di Celano, con picchi in corrispondenza della cresta a direzione circa est-ovest che separa il suo versante meridionale dal settore sub-pianeggiante a monte. Per quanto riguarda l'elemento morfologico della forra, il suo letto presenta un generale aumento dell'elevazione muovendosi da sud verso nord, passando da un minimo di 791 m s.l.m., all'ingresso, ad un massimo di 973 m s.l.m., in corrispondenza dell'estremità nord-orientale. Le variazioni di quota maggiori si hanno in corrispondenza delle scarpate sub-verticali che bordano le gole verso nord, le cui superfici presentano dislivelli anche superiori ai 50 m. Dall'analisi della distribuzione delle classi di quota (Figura 114), risulta che nell'area prevalgono elevazioni comprese tra i 900 e i 1.400 m s.l.m. Tali limiti corrispondono, rispettivamente, alle rotture di pendio alla base del versante a sud della Piana di San

Vittorino e a quella che segna il passaggio tra la piana stessa e il versante meridionale della Serra di Celano, verso nord. Di conseguenza, l'intervallo descritto comprende i pendii che bordano la piana e le porzioni inferiori dei versanti in sinistra e in destra idrografica delle gole.

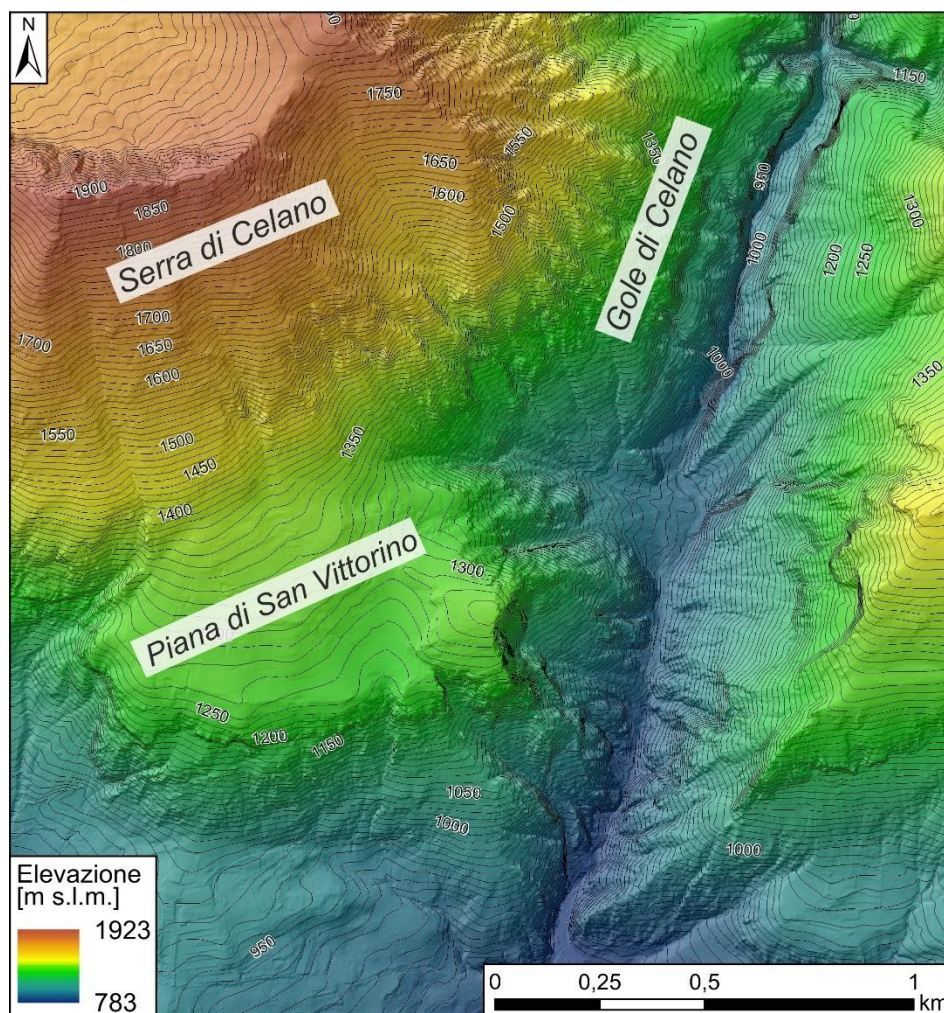


Figura 113. Carta dell'elevazione delle Gole Di Celano (AQ).

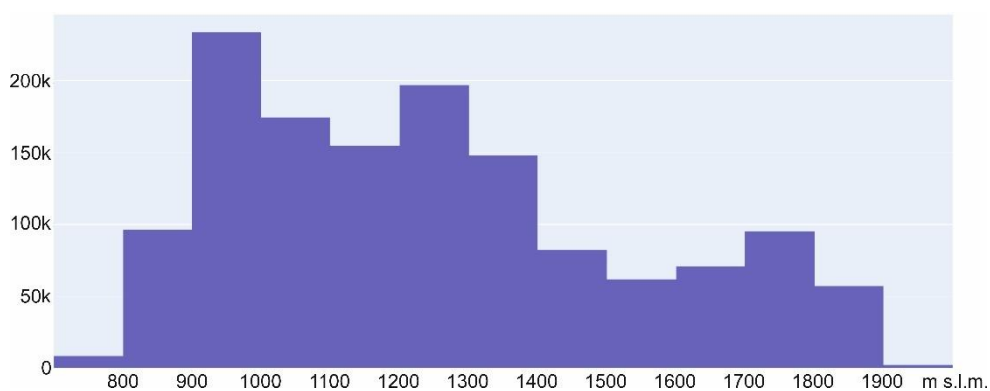


Figura 114. Distribuzione dei valori di quota nell'area delle Gole di Celano (AQ).

Dal punto di vista delle pendenze, l'area delle Gole di Celano presenta valori compresi tra 0 e 90 gradi (Figura 115).

I settori ad acclività minore si individuano nella porzione meridionale dell'area di studio, in corrispondenza della Piana di San Vittorino e nel settore nord-occidentale della Serra di Celano. La classe di pendenza 30-40° caratterizza tutti i versanti, con un'estensione relativa intorno al 30% dell'area (Figura 116). Picchi di acclività si individuano in corrispondenza di settori isolati in cui l'analisi fotogeologica ha evidenziato una topografia fortemente scabra, come il versante sud-orientale della Serra di Celano. I valori più elevati, infine, si registrano in destra e in sinistra idrografica delle gole, in corrispondenza delle scarpate sub-verticali ad orientazione prevalente NNE-SSO.

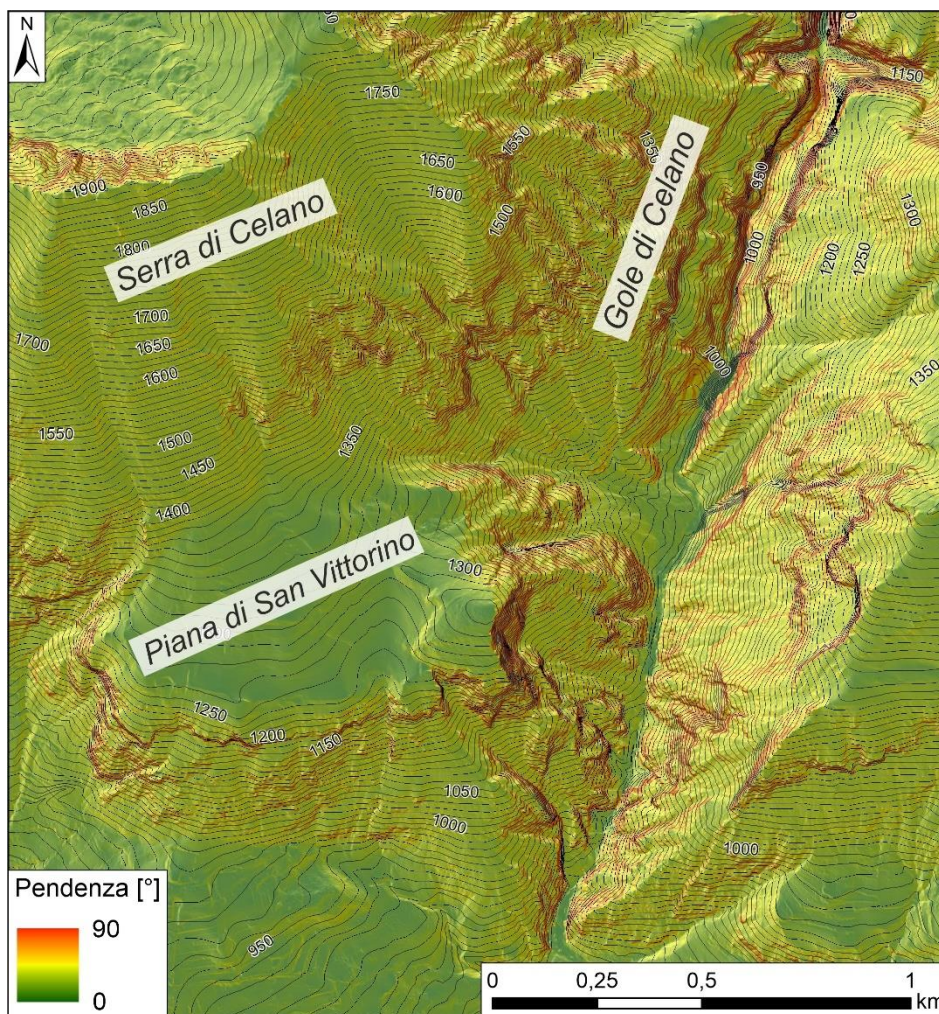


Figura 115. Carta delle acclività derivata per l'area di Celano (AQ) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. La scala è riportata nell'intervallo 0-90° per garantire la confrontabilità del dato tra le diverse aree.

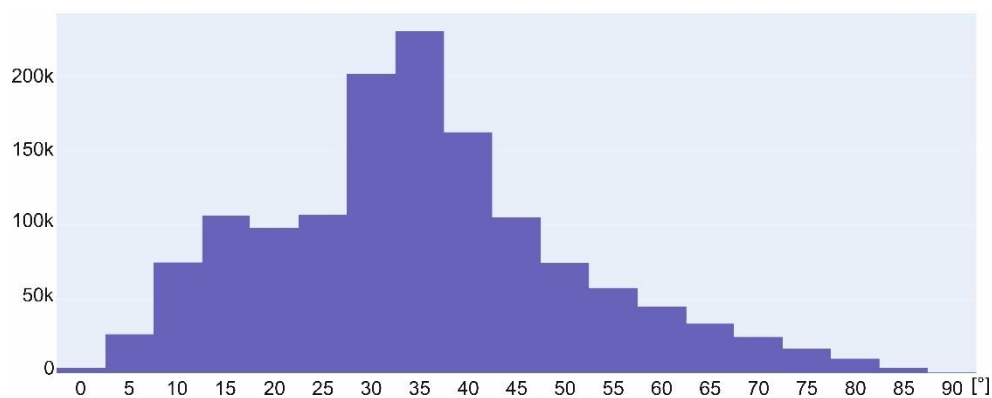


Figura 116. Distribuzione dei valori di pendenza nell'area delle Gole di Celano (AQ).

Dal punto di vista della curvatura topografica, nell'area risaltano gli elementi convessi e concavi individuati in corrispondenza delle scarpate e dei settori di versante morfologicamente scabri (Figura 117).

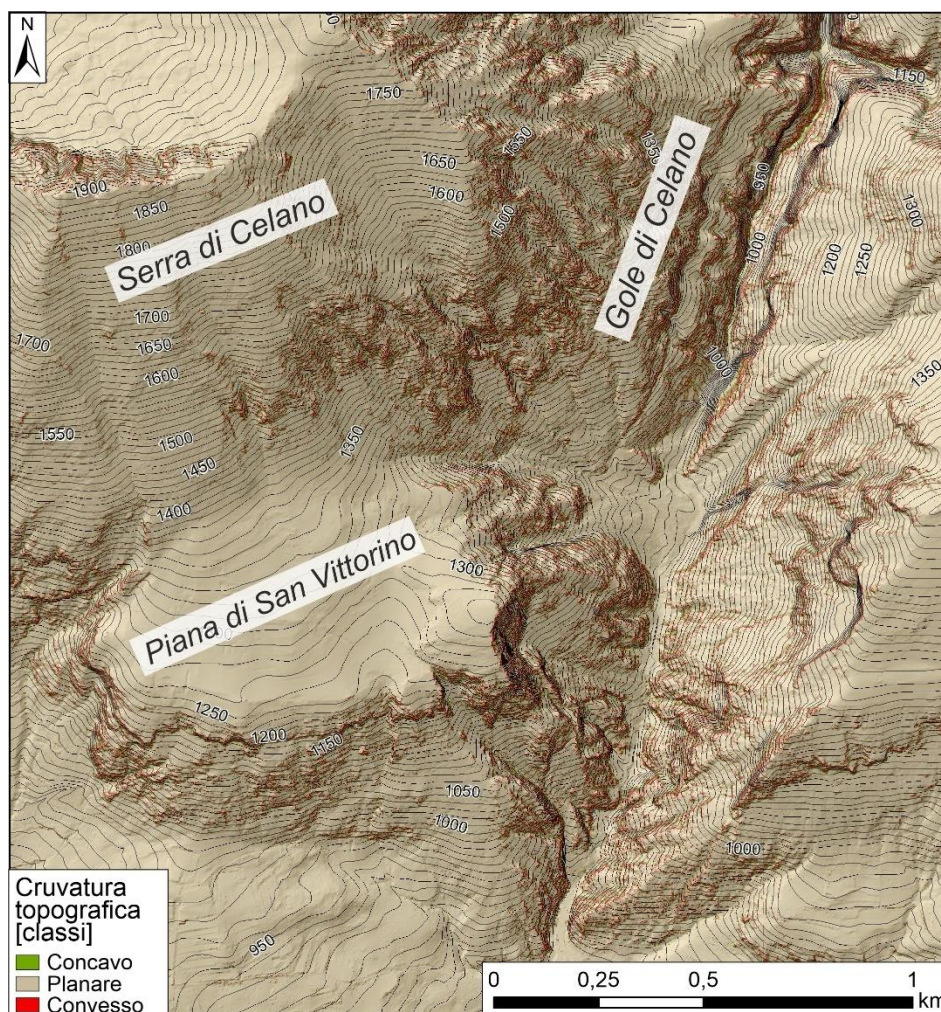


Figura 117. Carta della curvatura topografica (T_c) derivata per l'area di Celano (AQ) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. Per la classificazione del dato è stato adottato il seguente criterio: $T_c \leq -0,5 \text{ m}^{-1}$ settore concavo, $-0,5 < T_c \leq 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore planare, $T_c > 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore convesso.

In tale contesto, in destra e sinistra idrografica delle gole, i valori di curvatura topografica appaiono organizzati in pattern paralleli, corrispondenti alle rotture di pendio presenti nell'area, specialmente nel settore settentrionale. Nei settori topograficamente rugosi, quali i versanti orientale e sud-orientale della Serra di Celano, i valori non risultano organizzati secondo geometrie specifiche, evidenziando la distribuzione tendenzialmente caotica degli elementi che contribuiscono alla scabrezza locale.

Per quanto riguarda i settori planari omogenei, questi si individuano nelle zone sub-pianeggianti a sud e a nord-ovest dell'area di studio, lungo la piana di San Vittorino e il settore a bassa pendenza nella porzione centrale della forra. Nell'area di studio sono presenti, inoltre, ampi settori di versante planari. Dal punto di vista numerico, i valori di curvatura topografica tendono a distribuirsi simmetricamente rispetto allo 0, per cui l'estensione dei settori concavi risulta confrontabile con quella dei settori convessi (Figura 118).

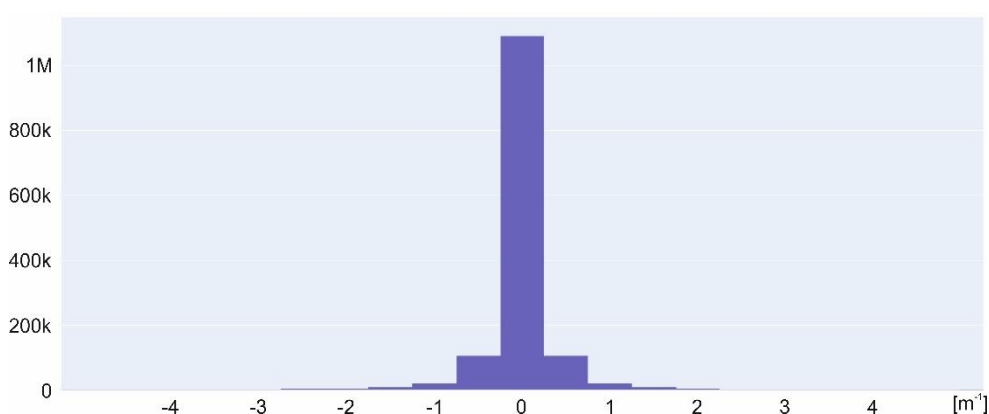


Figura 118. Distribuzione dei valori di curvatura topografica nell'area delle Gole di Celano (AQ).

Per quanto riguarda l'esposizione dei versanti, nell'area si distinguono nettamente i versanti in sinistra idrografica delle gole, caratterizzati da un'esposizione prevalente verso ovest e secondariamente verso nord-ovest e sud-ovest, da quelli in destra idrografica, con esposizione sud-est, est o nord-est. I versanti a sud della Serra di Celano e la Piana di San Vittorino presentano esposizione prevalente verso sud, secondariamente verso sud-est. Per quanto riguarda il settore nord-occidentale della Serra di Celano, i versanti immergono per lo più a nord-ovest, meno di frequente verso nord (Figura 119).

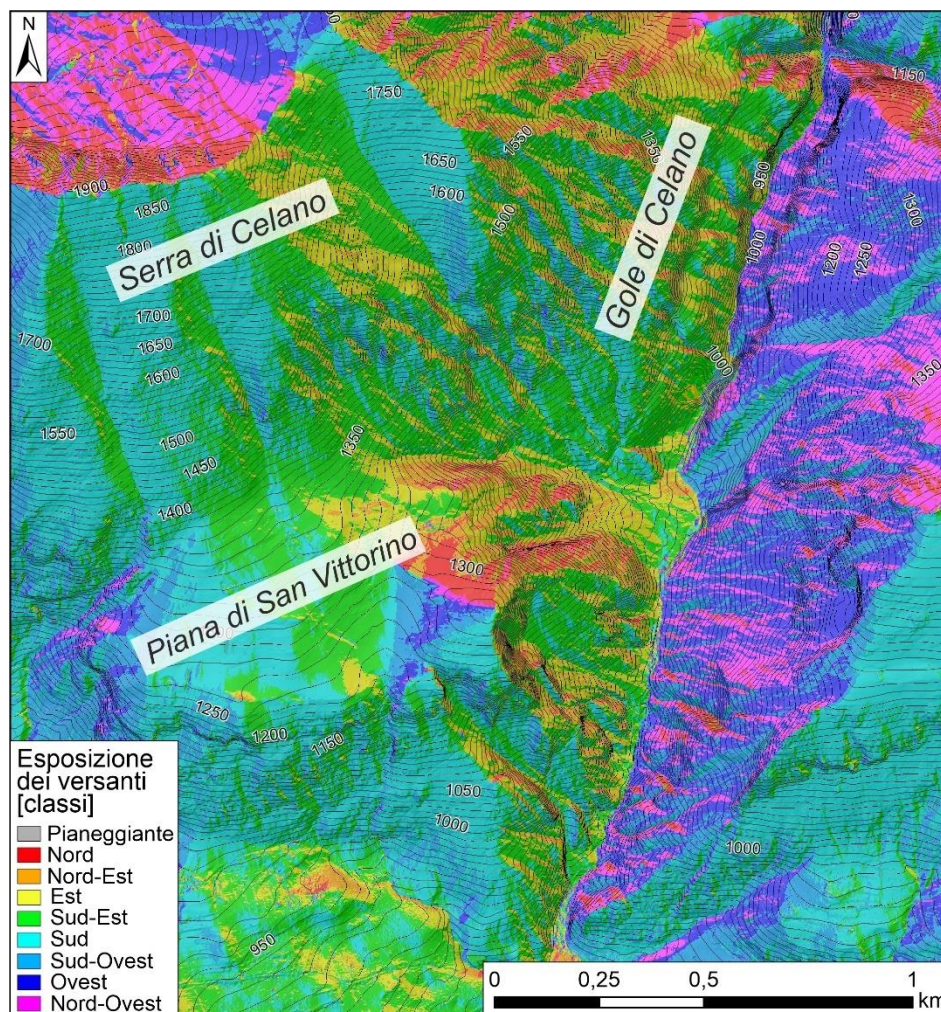


Figura 119. Carta dell'esposizione dei versanti derivata per l'area di Celano (AQ) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m.

Per quanto riguarda la distribuzione delle classi di esposizione, nell'area prevalgono i pendii esposti a sud e a sud-est, che costituiscono circa il 50% dell'area e si ritrovano in prevalenza nel settore occidentale dell'area di studio (Figura 120).

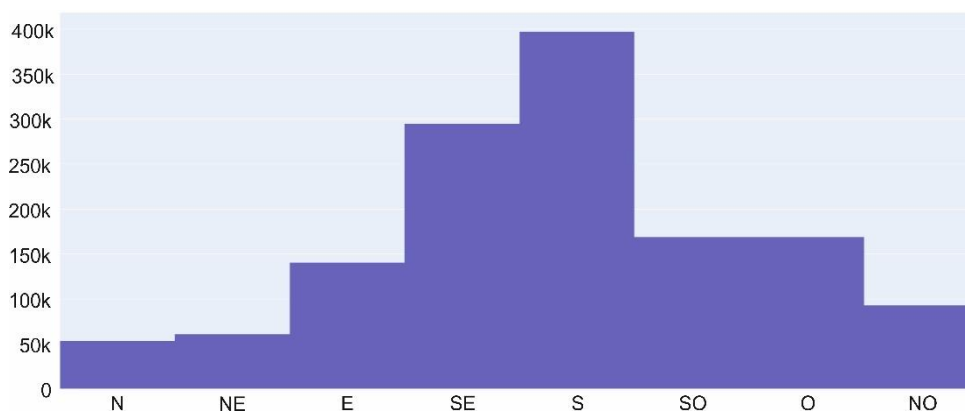


Figura 120. Distribuzione delle classi di esposizione dei versanti nell'area delle Gole di Celano (AQ).

6.2.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

L'area di studio della Rupe di Turrivalignani presenta un'estensione complessiva di circa 3,0 km². A livello di quote, al suo interno si individuano due regioni principali, separate dall'elemento morfologico della rupe che si estende con direzione nord-sud nei settori centrale e settentrionale, circa est-ovest in quello meridionale (Figura 121).

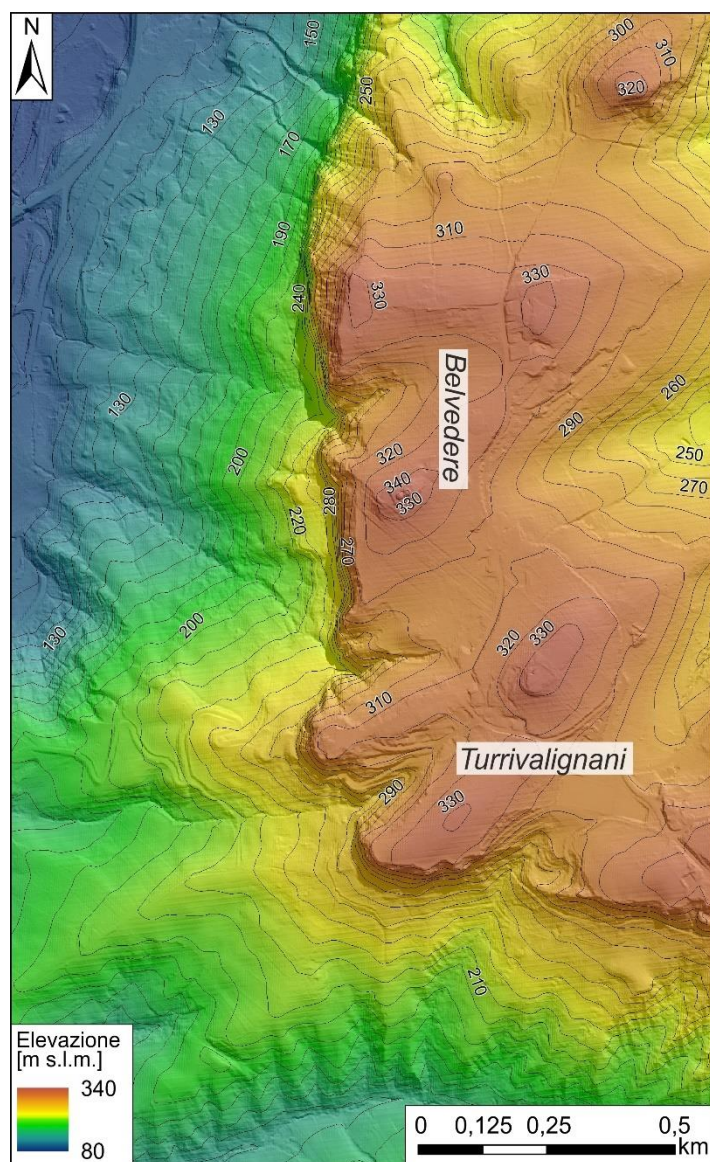


Figura 121. Carta dell'elevazione della Rupe di Turrivalignani (PE).

Nello specifico, il settore a valle della rupe mostra quote che vanno da un minimo di 80 m s.l.m., nel quadrante nord-occidentale, ad un massimo di circa 280 m s.l.m., spostandosi verso sud; quello a monte della rupe, invece, ricade nell'intervallo 230-340 m s.l.m., con il massimo in corrispondenza di un picco isolato presente nel settore del Belvedere, a

monte della rupe, già individuato attraverso l'analisi delle foto aeree (Figura 111a, b e Figura 121).

Per quanto riguarda la rupe stessa, questa presenta quote che variano da 210 a 330 m s.l.m. verso nord, da 240 a 310 m s.l.m. nel settore centrale, da 270 a 320 m s.l.m. in quello meridionale.

La distribuzione dei valori di quota mostrata in Figura 122 evidenzia dei picchi in corrispondenza delle quote comprese tra circa 280 e 340 m s.l.m., individuate unicamente a monte della rupe. I valori minori di 280 m s.l.m. caratterizzano estesamente il settore di valle e, parzialmente, quello di monte verso est (Figura 121).

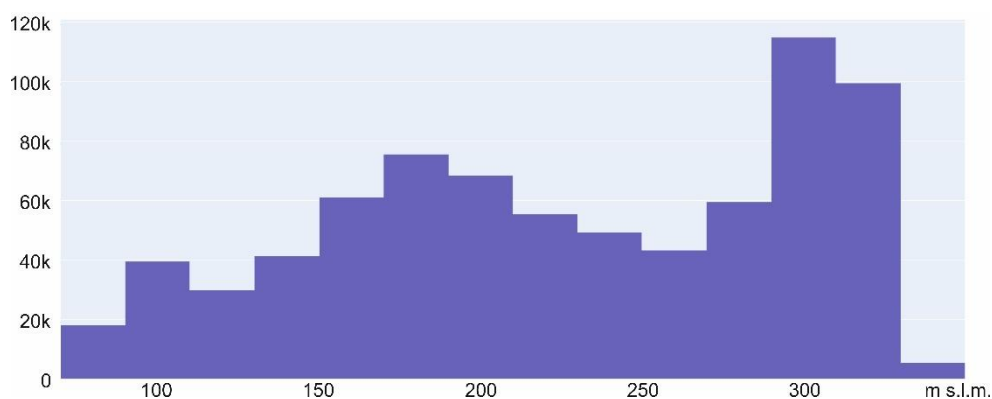


Figura 122. Distribuzione dei valori di quota nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Per quanto riguarda le pendenze, queste variano nell'intervallo 0-86° (Figura 123).

L'elemento morfologico che predomina è quello della rupe, con pendenze regolarmente superiori ai 70° nelle porzioni centrale e settentrionale, maggiori di 40° in quella meridionale, dove si individuano però anche aree con assetto sub-verticale.

In generale, comunque, nell'area prevalgono i settori con valori di acclività inferiori ai 20°, che caratterizzano estesamente le due aree sub-pianeggianti separate dall'elemento della rupe, con un'estensione complessiva intorno al 70% dell'area. Valori nell'intervallo di 30-40° si registrano in settori di estensione limitata, dove l'analisi delle foto aeree e delle ortofoto ha messo in evidenza la presenza di creste e incisioni (Figura 111), o nelle aree di raccordo tra i settori a pendenza elevata e quelli sub-pianeggianti appena descritti.

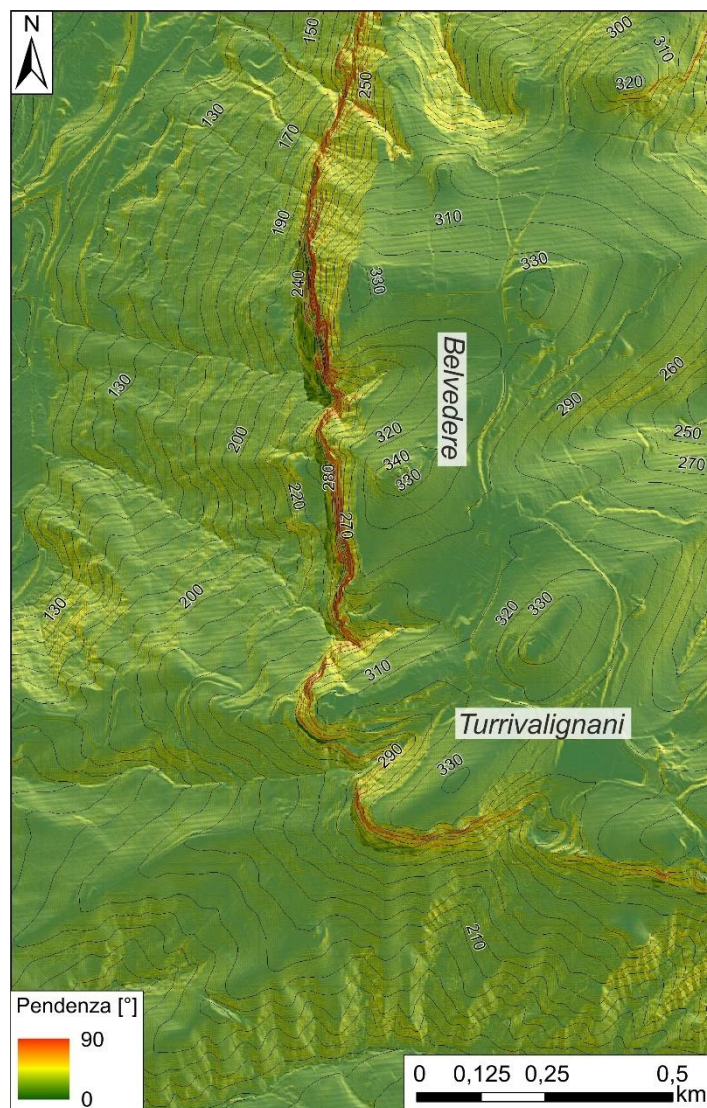


Figura 123. Carta delle acclività derivata per l'area di Turrivalignani (PE) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. La scala è riportata nell'intervallo 0-90° per garantire le confrontabilità del dato tra le diverse aree.

Quanto detto è evidenziato dalla distribuzione delle classi di pendenza (Figura 124).

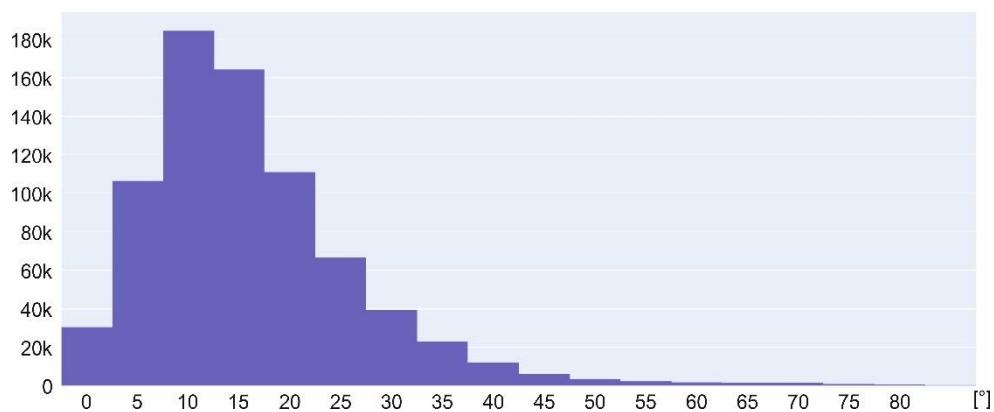


Figura 124. Distribuzione dei valori di pendenza nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

I valori di gran lunga più rappresentati si attestano intorno ai 10°, seguiti da quelli intorno ai 15, ai 20 e ai 5°. I valori superiori ai 20° diminuiscono progressivamente all'aumentare dell'acclività, per cui le classi oltre i 70°, individuate unicamente in corrispondenza della rupe, presentano un'estensione relativa piuttosto ridotta.

Per quanto riguarda la curvatura topografica, anche in questo caso l'elemento della rupe è in forte risalto, con settori concavi e convessi corrispondenti alle scarpate principali e secondarie e di direzione quindi concorde a quella del versante (Figura 125). Morfologie planari, invece, predominano nei settori a valle e a monte della rupe.

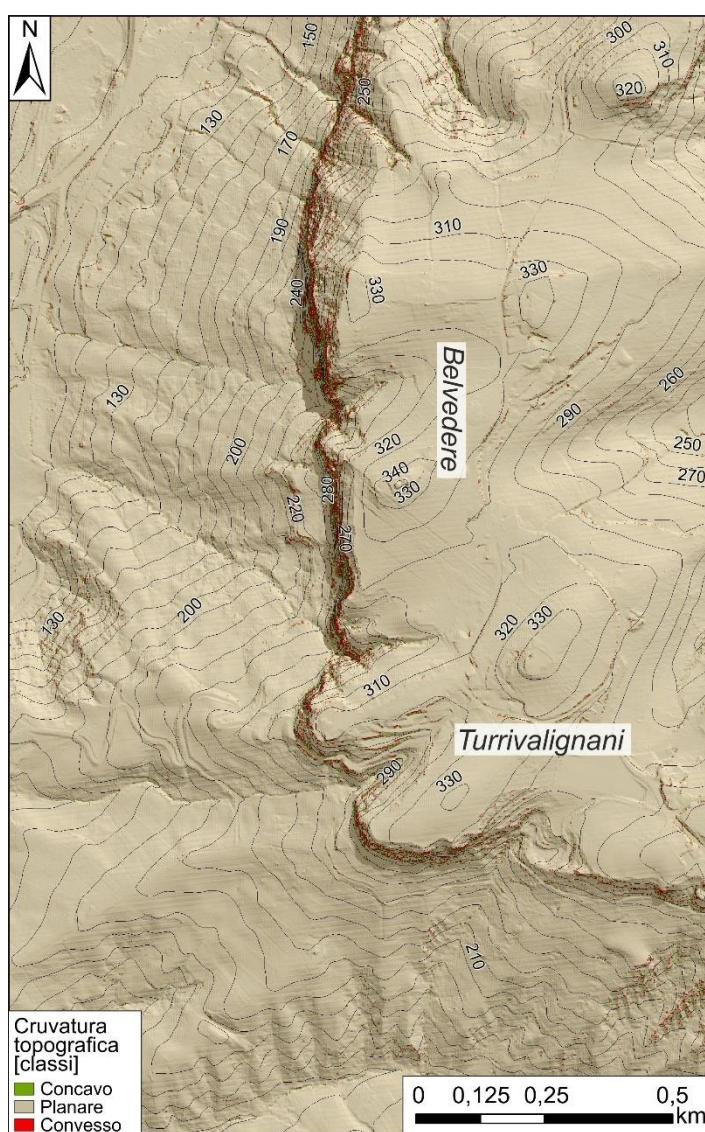


Figura 125. Carta della curvatura topografica (T_c) derivata per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. Per la classificazione del dato è stato adottato il seguente criterio: $T_c \leq -0,5 \text{ m}^{-1}$ settore concavo, $-0,5 < T_c \leq 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore planare, $T_c > 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore convesso.

Per quanto riguarda la distribuzione dei valori di curvatura topografica (Figura 126), anche in questo caso i valori si concentrano intorno allo 0, indicatore di aree planari, risultando simmetricamente distribuiti rispetto ad esso.

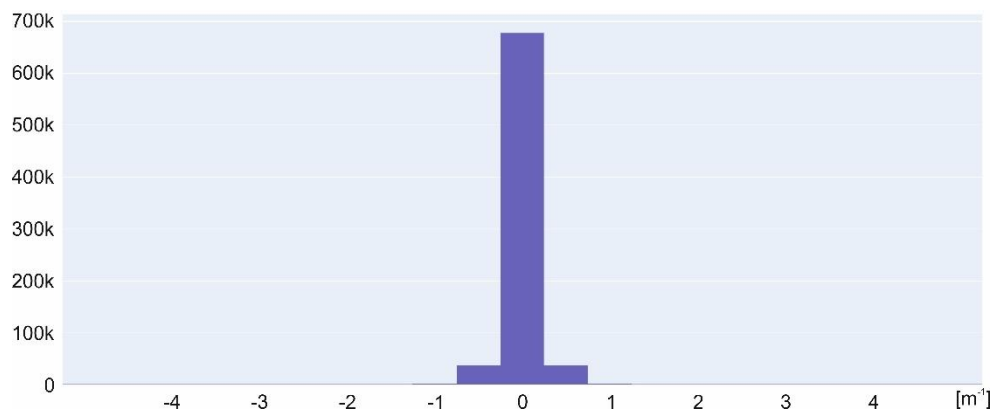


Figura 126. Distribuzione dei valori di curvatura topografica nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Dal punto di vista dell'esposizione dei versanti, il settore occidentale a valle della rupe presenta versanti che immergono alternatamente a nord/nord-ovest e a ovest/sud-ovest (Figura 127).

Verso sud, il parametro dell'esposizione varia in maniera più repentina a causa della morfologia localmente più articolata, in relazione alle creste e alle incisioni presenti nell'area, già individuate attraverso l'analisi delle foto aeree e delle ortofoto (Figura 111). Nello specifico, è possibile suddividere l'area in due settori posti rispettivamente a nord e a sud dell'incisione di maggiore estensione, la quale ha direzione circa est-ovest. In questo contesto, il settore settentrionale presenta prevalentemente versanti esposti a sud-est, sud e sud-ovest; il settore meridionale, di contro, presenta versanti esposti a nord e nord-ovest.

Il settore sub-pianeggiante a monte della rupe presenta anch'esso una distribuzione dei valori di esposizione articolata, sebbene i settori ad immersione omogenea presentino maggiore estensione e continuità. Anche qui è possibile considerare due macrosettori, uno occidentale, con alternanza di classi tra nord/nord-ovest e sud/sud-est, e uno orientale in cui si intervallano esposizione nord/nord-est e sud-est.

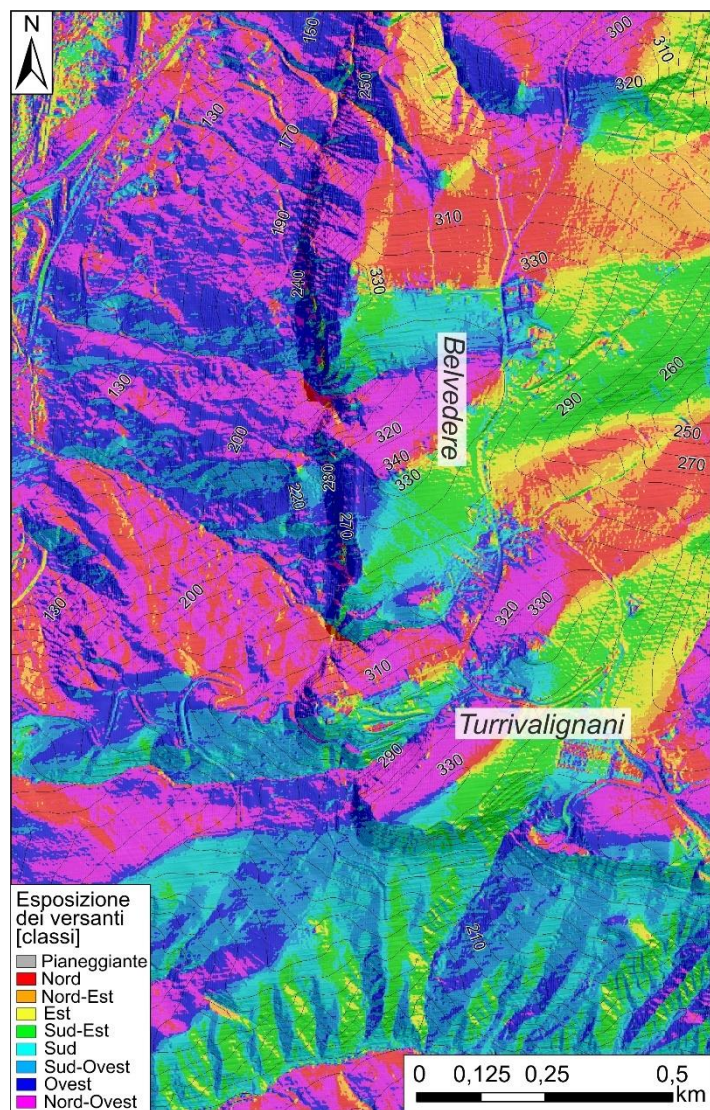


Figura 127. Carta dell'esposizione dei versanti derivata per l'area di Turrivalignani (PE) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m.

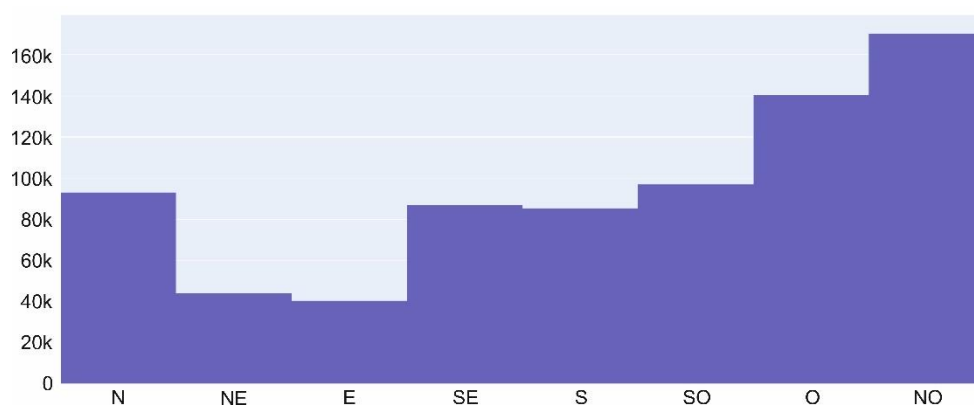


Figura 128. Distribuzione delle classi di esposizione dei versanti nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

6.2.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

L'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH) si estende per circa 0,2 km². Le quote variano da un minimo di 0 m s.l.m., in corrispondenza della linea di costa, ad un massimo di circa 64 m s.l.m., in corrispondenza di località Torre Mucchia (Figura 129).

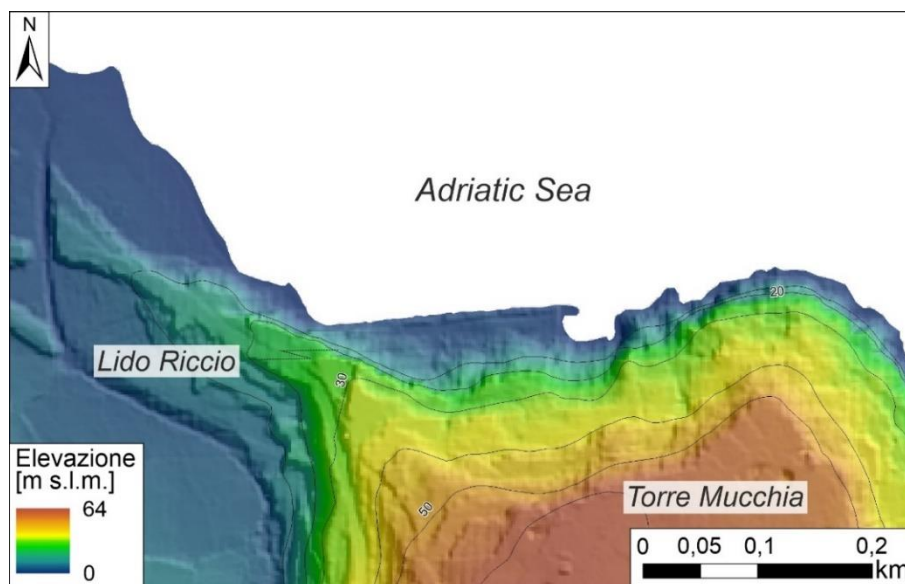


Figura 129. Carta dell'elevazione dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Le classi di elevazione maggiormente rappresentate sono quelle comprese tra 0 e 10 m s.l.m., individuate nella porzione occidentale dell'area di studio in corrispondenza del settore di spiaggia e della valle a fondo piatto (Figura 130). Valori ben rappresentati sono anche quelli oltre i 50 m s.l.m., che caratterizzano località Torre Mucchia e le porzioni superiori dei versanti che la bordano. Le classi intermedie, nell'intervallo 20-50 m s.l.m., caratterizzano il settore centrale dei pendii.

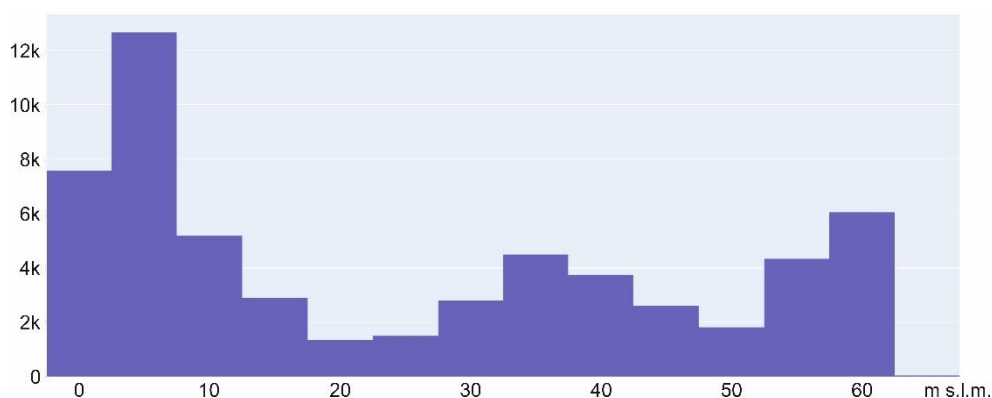


Figura 130. Distribuzione dei valori di quota nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Per quanto riguarda i valori di pendenza, questi sono compresi nell'intervallo 0-77° (Figura 131). I valori maggiori caratterizzano le scarpate lungo i versanti a nord e nord-est di Torre Mucchia, situate a quote comprese tra 10 e 30 m s.l.m., direzione media est-ovest, ONO-ESE o NO-SE e dislivelli verticali massimi intorno ai 20 m. Valori intermedi si individuano lungo i versanti, in cui si alternano fasce a debole pendenza a fasce a pendenza di circa 30-40°. I valori minori, infine, si individuano nella parte occidentale dell'area di studio, in corrispondenza del settore di costa e della valle a fondo piatto, e nel settore sud-orientale, nella parte sommitale di località Torre Mucchia.

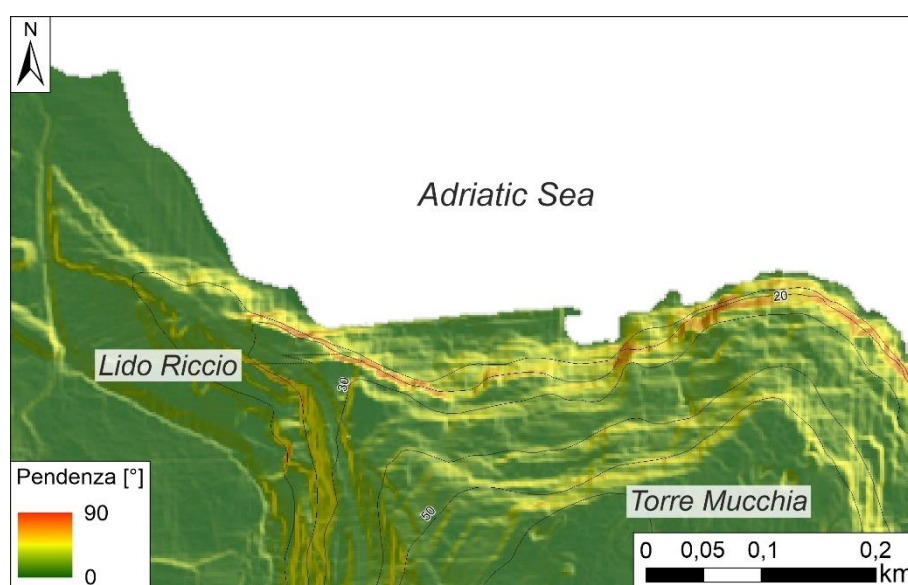


Figura 131. Carta delle acclività derivata per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. La scala è riportata nell'intervallo 0-90° per garantire le confrontabilità del dato tra le diverse aree.

La distribuzione delle classi di pendenza è mostrata in Figura 132.

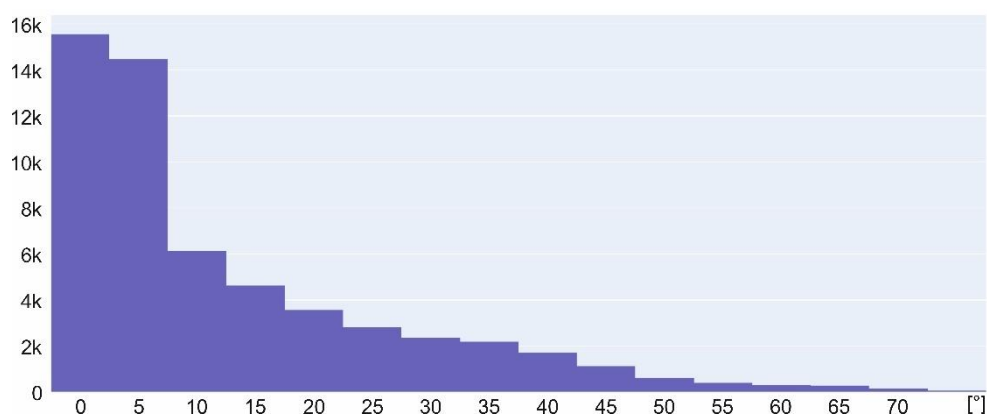


Figura 132. Distribuzione dei valori di pendenza nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Valori di acclività molto bassi predominano largamente, per cui le classi comprese tra 0 e circa 5° sono le più rappresentate, con un'estensione relativa pari al 45% dell'intera area. I settori caratterizzati da pendenze maggiori diventano progressivamente meno rappresentati.

Per quanto riguarda la curvatura topografica, settori concavi e convessi presentano una discreta continuità in corrispondenza delle scarpate, specialmente di quelle localizzate lungo il versante a nord di località Torre Mucchia (Figura 133). Valori strettamente positivi o negativi, inoltre, caratterizzano le aree a maggiore scabrezza topografica, senza un pattern definito. I settori planari, infine, predominano nettamente (Figura 134).

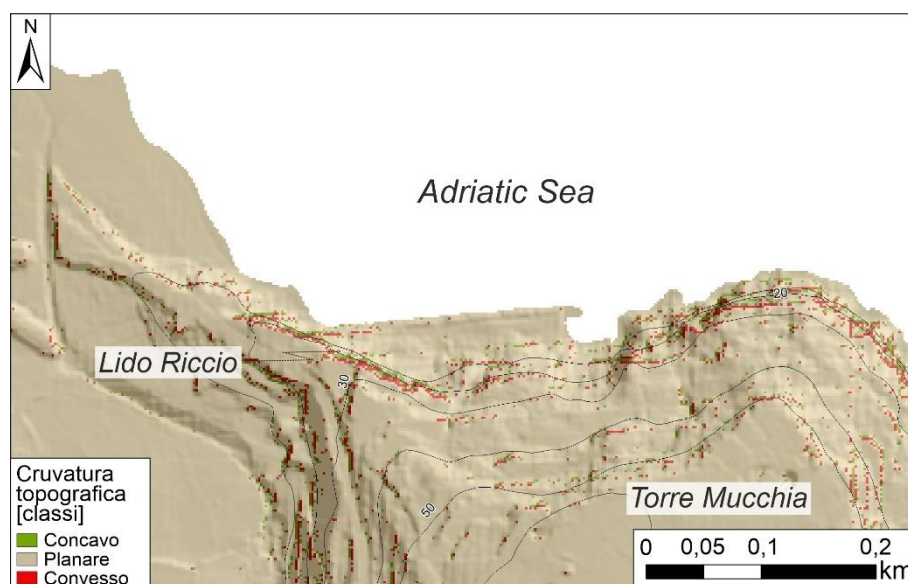


Figura 133. Carta della curvatura topografica (T_c) derivata per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m. Per la classificazione del dato è stato adottato il seguente criterio: $T_c \leq -0,5 \text{ m}^{-1}$ settore concavo, $-0,5 < T_c \leq 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore planare, $T_c > 0,5 \text{ m}^{-1}$ settore convesso.

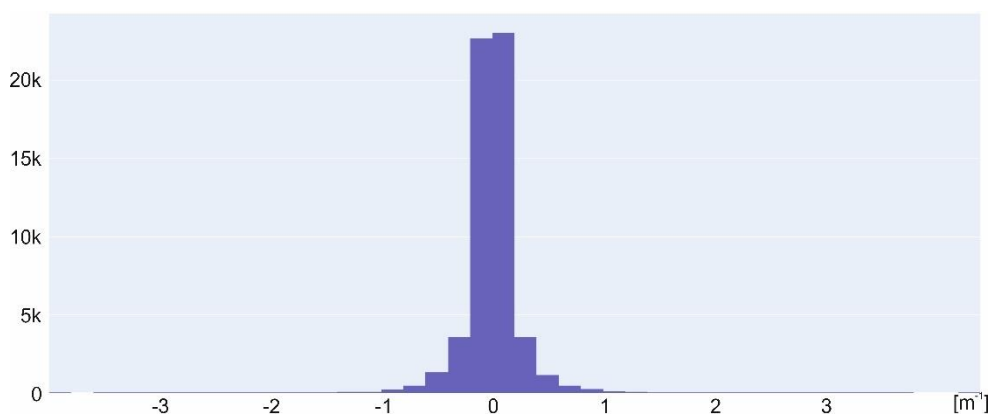


Figura 134. Distribuzione dei valori di curvatura topografica nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

L'esposizione dei versanti, infine, mostra un andamento ben definito (Figura 135). Il settore a bassa pendenza in corrispondenza di località Torre Mucchia ed il versante ad est dello stesso presentano esposizione prevalente ad est/nord-est; il versante a nord, invece, esposizione prevalente verso nord/nord-ovest. Spostandosi verso la valle a fondo piatto individuata ad ovest, i versanti passano da un'esposizione a nord-ovest nelle porzioni più elevate, ad una prettamente ad ovest nella parte bassa. L'area di costa ad occidente, infine, mostra esposizione a nord-est.

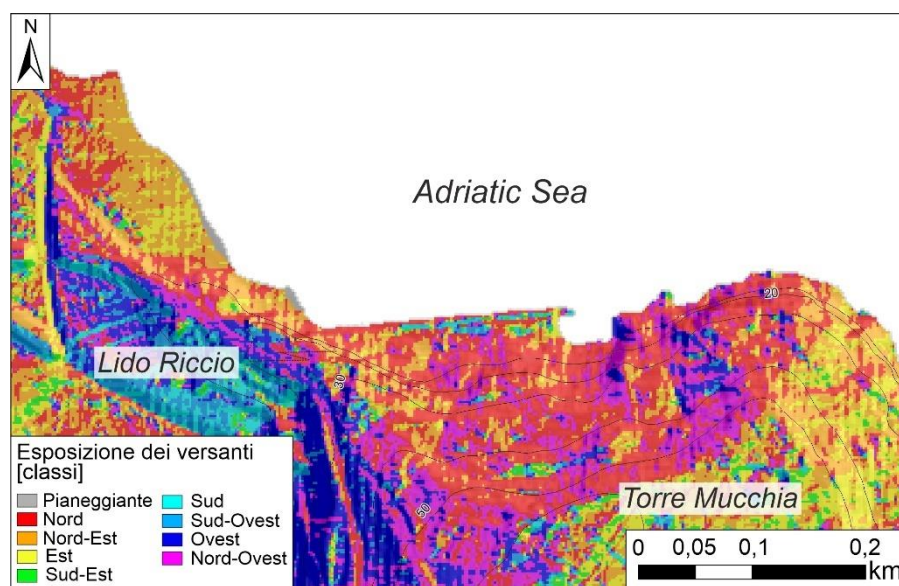


Figura 135. Carta dell'esposizione dei versanti derivata per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH) a partire da modello digitale del terreno con dimensione di cella 1 m.

Dall'analisi della distribuzione delle classi di esposizione, i versanti esposti a nord e nord-est risultano predominanti, seguiti da quelli esposti ad est e a nord-ovest (Figura 136). I versanti con esposizione a sud-est, est e sud-ovest sono scarsamente rappresentati.

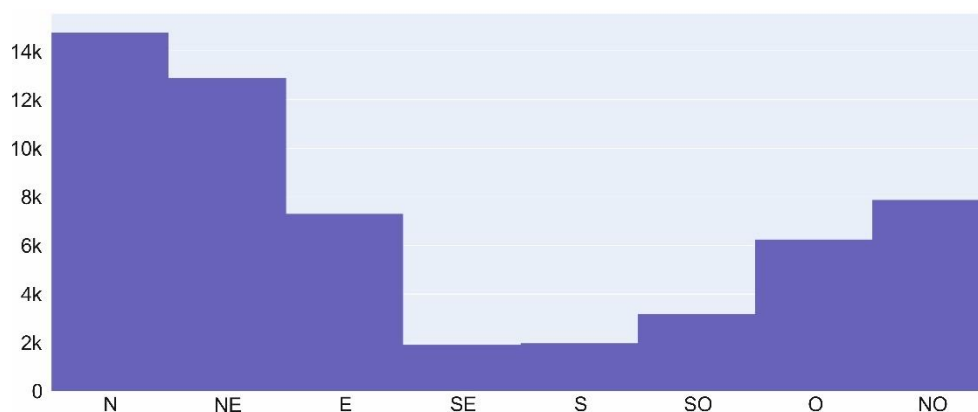


Figura 136. Distribuzione delle classi di esposizione dei versanti nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

6.3 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle aree di studio e discontinuità degli ammassi rocciosi

I dati risultanti dalle attività del rilevamento geologico-geomorfologico hanno permesso l'individuazione e la mappatura delle caratteristiche litologiche e tettoniche locali, nonché del tipo e della distribuzione degli elementi geomorfologici che caratterizzano le aree di studio. L'analisi delle discontinuità presenti negli ammassi rocciosi ha inoltre permesso di raccogliere dati fondamentali per la successiva valutazione della stabilità degli stessi.

6.3.1 Gole di Celano (AQ)

A seguire sono descritte le caratteristiche litologiche, tettoniche e geomorfologiche dell'area delle Gole di Celano, sintetizzate nella Carta geomorfologica in Figura 163.

Litologia

Dal punto di vista litologico, nelle gole affiorano litologie del substrato e depositi superficiali. Le litologie del substrato comprendono principalmente **calcari**, essenzialmente biomicritici e bioclastici, che affiorano estesamente lungo i versanti (Figura 137 e Figura 138). **Calcari marnosi e marne** caratterizzano i settori pianeggianti o a debole pendenza della Piana di San Vittorino e a NO della Serra di Celano.



Figura 137. Versante in sinistra idrografica all'ingresso delle gole (quota scatto 790 m s.l.m.). Si notano orizzonti rossastri deformati e carsificati. Foto scattata verso nord-ovest.



Figura 138. Panoramica del versante a sud della piana di San Vittorino. Alla base del versante si rilevano alcuni blocchi isolati di dimensione da decimetrica a metrica (Figura 158; quota scatto 1.000 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.

I depositi superficiali presentano una composizione ed una geometria che riflettono l'ambiente di formazione e di deposizione; essi poggiano in discordanza angolare sul substrato roccioso e si ritrovano spesso tra di loro interdigitati. Queste unità sono rappresentate dai **depositi eluvio-colluviali** nel settore meridionale dell'area di studio derivanti dal disfacimento del substrato sottostante o delle unità affioranti nei settori limitrofi, da **depositi di versante** alla base dei principali rilievi carbonatici costituiti da clasti calcarei di dimensione prevalentemente decimetrica, occasionalmente metrica, in matrice argillosa bruna da scarsa ad abbondante (Figura 139) e da **depositi fluviali recenti misti a detriti di versante e massi** lungo il corso del t. La foce (Figura 140).



Figura 139. Deposito di versante rilevato nel settore centrale delle gole, costituito da clasti calcarei di dimensione decimetrica immersi in una matrice costituita da suolo e depositi eluvio-colluviali (895 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.

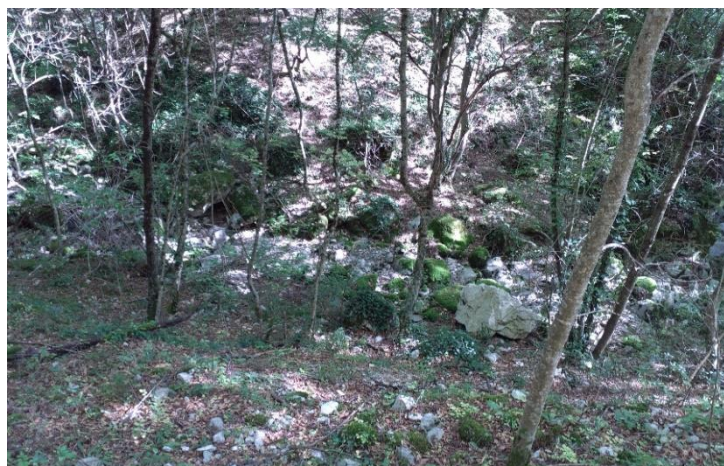


Figura 140. Depositi fluviali recenti misti a detrito di versante e massi individuati lungo il corso del torrente effimero La Foce, nel settore centro-meridionale delle Gole di Celano (quota scatto 805 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

Nell'area, inoltre, si rilevano diversi affioramenti di brecce di frizione oltre a fasce di **cataclasite cementata**, costituite da frammenti calcarei eterometrici a spigolo vivo, immersi in una matrice calcarea a grana fine (Figura 141).



Figura 141. Affioramento di roccia calcarea fortemente tettonizzata, con frammenti angolosi immersi in matrice a grana fine di composizione simile a quella dei frammenti, in destra idrografica dell'ingresso delle gole (835 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.

Tettonica

I versanti che bordano le gole presentano un assetto monoclinale. Le successioni calcaree sono organizzate in strati da decimetrici a metrici, sebbene localmente la stratificazione risulti indistinta. Nello specifico, nel settore settentrionale gli strati si presentano generalmente immergenti verso ovest; nel tratto meridionale, d'altra parte, la monoclinale

tende ad immergere verso sud-est (Figura 142). I calcari che affiorano lungo il versante a sud della Piana di San Vittorino, invece, si presentano con direzione media est-ovest e blandamente immergenti verso nord.



Figura 142. Panoramica del versante in sinistra idrografica all'ingresso delle gole (790 m s.l.m.). Gli strati, di spessore metrico, presentano orientazione N45E 50SE. Foto scattata verso nord-est.

Nell'area delle Gole di Celano si rilevano numerose discontinuità di origine tettonica, spesso associate a fasce di deformazione in cui affiorano breccie di frizione e roccia cataclastica (Figura 143). Nello specifico, i principali sistemi di faglie dirette presentano orientazioni N60E 60SE, N80O 30S e N20E 75E. Queste discontinuità dislocano i depositi carbonatici e si rilevano spesso in corrispondenza dei cambi di pendenza tra i versanti delle unità di letto e i settori sommitali di quelle di tetto, come nel caso del lineamento a direzione OSO-ENE che segna la rottura di pendio tra il versante a sud della Serra di Celano e la piana di San Vittorino.



Figura 143. Specchi di faglia a direzione media E-O ed immersione di circa 50 gradi verso sud individuate alla base del versante a sud della Piana di San Vittorino (indicati dalle linee rosse a tratteggio nell'immagine di destra; 1.000 m s.l.m.). Foto scattata verso ovest.

Altri elementi tettonici sono rappresentati dai piani di sovrascorrimento che si individuano lungo i versanti in destra ed in sinistra idrografica delle gole, localmente associati a sporgenze pianeggianti delle pareti rocciose che interrompono il declivio dei versanti (Figura 144); tali elementi risultano a luoghi dislocati dai sistemi di faglie dirette appena descritti.



Figura 144. Panoramica del versante in sinistra idrografica delle Gole di Celano in cui si distinguono l'elemento morfologico della cengia associato alla presenza di un piano di sovrascorrimento ed alcune scarpate ad orientazione media NNE-SSO (indicati, rispettivamente, dalla linea gialla e dalle linee rosse a tratteggio nell'immagine di destra). Foto scattata verso ENE dalla porzione superiore del versante a sud della piana di San Vittorino, lungo la strada che conduce al pianoro (quota scatto 1.120 m s.l.m.).

Per quanto riguarda i sistemi di fratturazione, questi presentano un'origine prevalentemente tettonica e mostrano direzione variabile. A seguire sono riportati i risultati dell'analisi delle distribuzione e della geometria delle fratture rilevate in corrispondenza di quattro affioramenti, rappresentativi dello stato di fratturazione generale delle litologie calcaree del substrato affioranti nell'area e situati all'ingresso delle gole (Figura 145), nel loro settore centrale (Figura 147), nel loro settore settentrionale (Figura 149) e lungo la strada che porta dalla base del versante a sud della Piana di san Vittorino alla piana stessa (Figura 151).

L'analisi dell'affioramento roccioso situato all'ingresso delle gole (Figura 145) ha permesso di individuare tre famiglie principali di discontinuità (Figura 146). La prima di queste, rappresentata da un maggior numero di elementi rispetto alle altre, ha direzione circa NO-SE ed immersione verso sud-ovest, con inclinazioni variabili tra circa 40 e 70° ed una spaziatura media di 90 cm.



Figura 145. Parete a direzione N10O ed immersione 70O localizzata nel settore meridionale dell'area analizzata delle Gole di Celano (805 m s.l.m.). La proiezione stereografica dei sistemi di frattura individuati è riportata in Figura 146. Foto scattata verso NE.

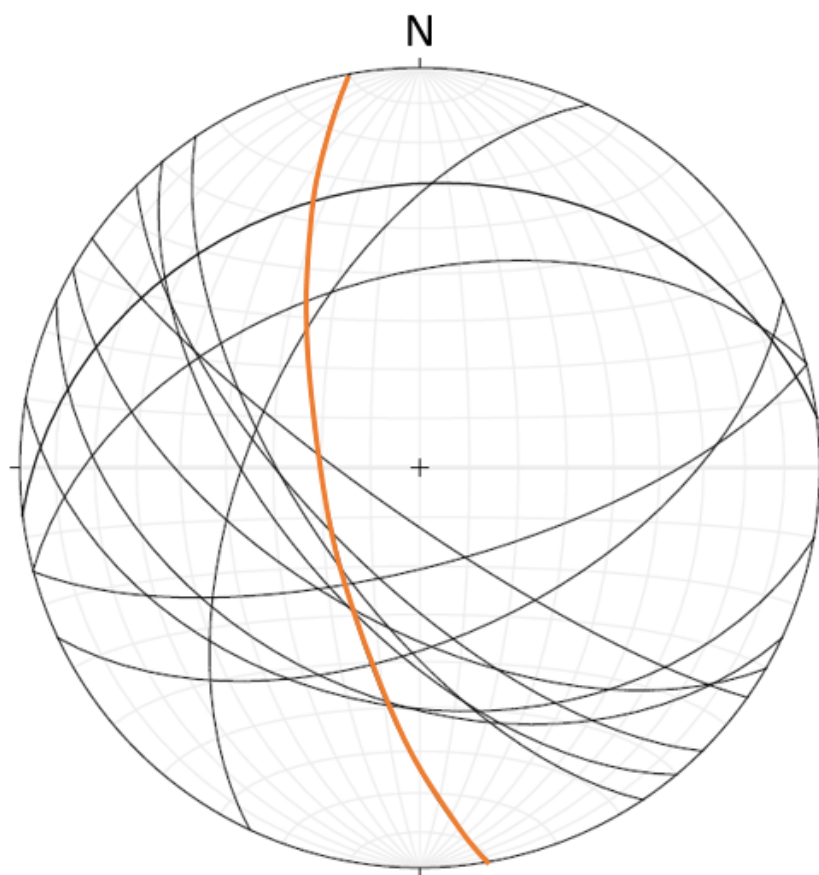


Figura 146. Proiezione stereografica dei sistemi di discontinuità individuati per l'affioramento roccioso di Figura 145 tramite la tecnica della linea di scansione. La linea in rosso indica la giacitura della parete su cui è stata effettuata l'analisi.

Una seconda famiglia è rappresentata da elementi a direzione circa ENE-OSO, immergenti verso NNE con inclinazione tra 30 e 50° e spaziatura media di circa 2 m. Un'ultima famiglia presenta direzione circa ENE-OSO, immersione verso SSE ed inclinazione variabile tra 55 e 70°. Tale famiglia è rappresentata da soli due elementi spaziati di 6,2 m. Si rileva infine una discontinuità con orientazione NNE-SSO, immergente verso ONO di circa 60°.

Le discontinuità individuate presentano persistenza variabile da 0,5 m a 5 metri (valore probabilmente sottostimato data l'impossibilità di seguire i piani individuati per tutta la loro estensione); gli elementi a maggiore persistenza presentano immersione verso SSO. Per quanto riguarda l'apertura, questa va da 0 ad un massimo di circa 3 cm, con riempimento costituito da terra e/o muschio.

L'analisi dell'affioramento roccioso nel settore centrale delle gole (Figura 147) ha messo in evidenza la presenza di due principali famiglie di discontinuità (Figura 148). La prima presenta direzione media NE-SO ed immersione verso sud-est, con inclinazioni maggiori di 50°; sono presenti anche elementi verticali con la stessa direzione. Le discontinuità di questo gruppo presentano spaziatura media di circa 50 cm. La seconda è rappresentata da un numero minore di elementi con direzione media ONO-ESE, immersione verso NNE ed inclinazione superiori agli 85° o verticali. Questi elementi si concentrano nella porzione nord dell'affioramento, dove presentano una spaziatura media di circa 30 cm. Si rileva, infine, la presenza di una discontinuità ad alto angolo a direzione NNO-SSE ed immersione verso OSO.

La persistenza varia da circa 0,3 a 5 m o più. I valori maggiori si riscontrano per entrambe le famiglie; anche l'elemento a direzione NNO-SSE presenta persistenza metrica. Per quanto riguarda l'apertura, questa varia da 0 a circa 1 cm, con riempimento costituito da radici. Si rilevano, infine, nicchie di distacco di blocchi isolati dall'intersezione dei sistemi di frattura.



Figura 147. Parete a direzione N-S ed immersione 70° localizzata nel settore centrale dell'area analizzata delle Gole di Celano (900 m s.l.m.). La proiezione stereografica dei sistemi di frattura individuati è riportata in Figura 148. Foto scattata verso est.

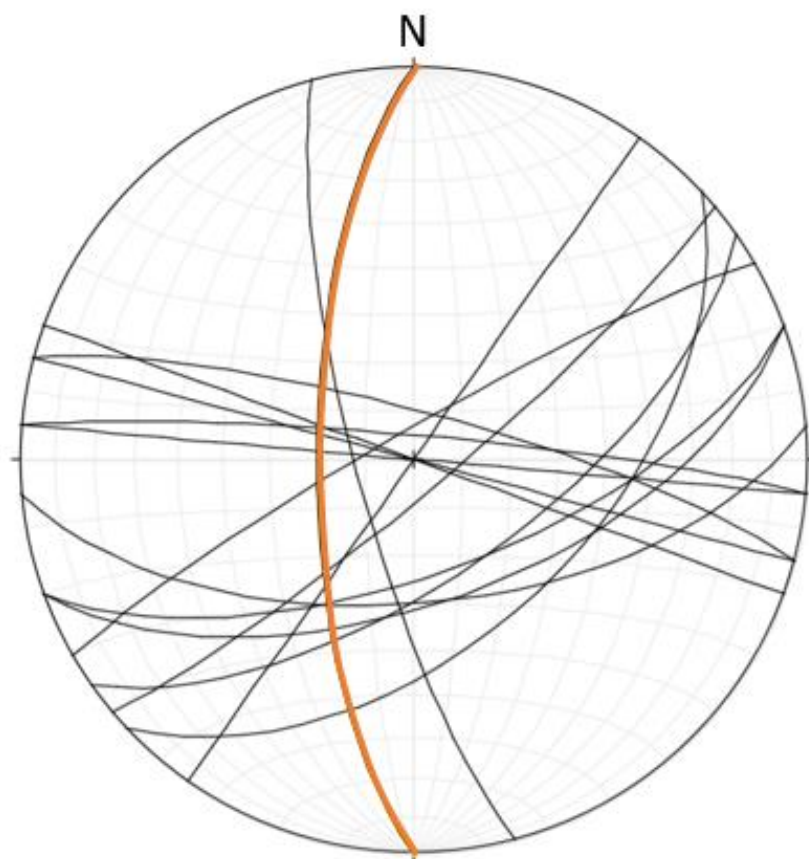


Figura 148. Proiezione stereografica dei sistemi di discontinuità individuati per l'affioramento roccioso di Figura 147 tramite la tecnica della linea di scansione. La linea in rosso indica la giacitura della parete su cui è stata effettuata l'analisi.

L'analisi dell'affioramento localizzato nel settore settentrionale delle gole (Figura 149) ha messo in evidenza la presenza di 3 famiglie di discontinuità (Figura 150). La prima è rappresentata da elementi ad alto angolo a direzione media NE-SO ed immergenti verso NO con inclinazioni superiori ai 70° o verticali. Gli elementi di questa famiglia si concentrano nella porzione sud dell'affioramento, dove presentano spaziatura media di circa 15 cm. La seconda è rappresentata da discontinuità a direzione media ONO-ESE ed immersione verso NNE con inclinazioni maggiori di 70° . Questi elementi si concentrano nella porzione settentrionale dell'affioramento, dove presentano una spaziatura media di circa 25 cm. Un'ultima famiglia è costituita dalle discontinuità con direzione circa OSO-ENE, verticali o immergenti verso SSE con inclinazioni di circa 80° . Questi elementi presentano una spaziatura media di circa 1 m. Nell'affioramento si rileva la presenza di un settore circa centrale in cui non risultano discontinuità evidenti.

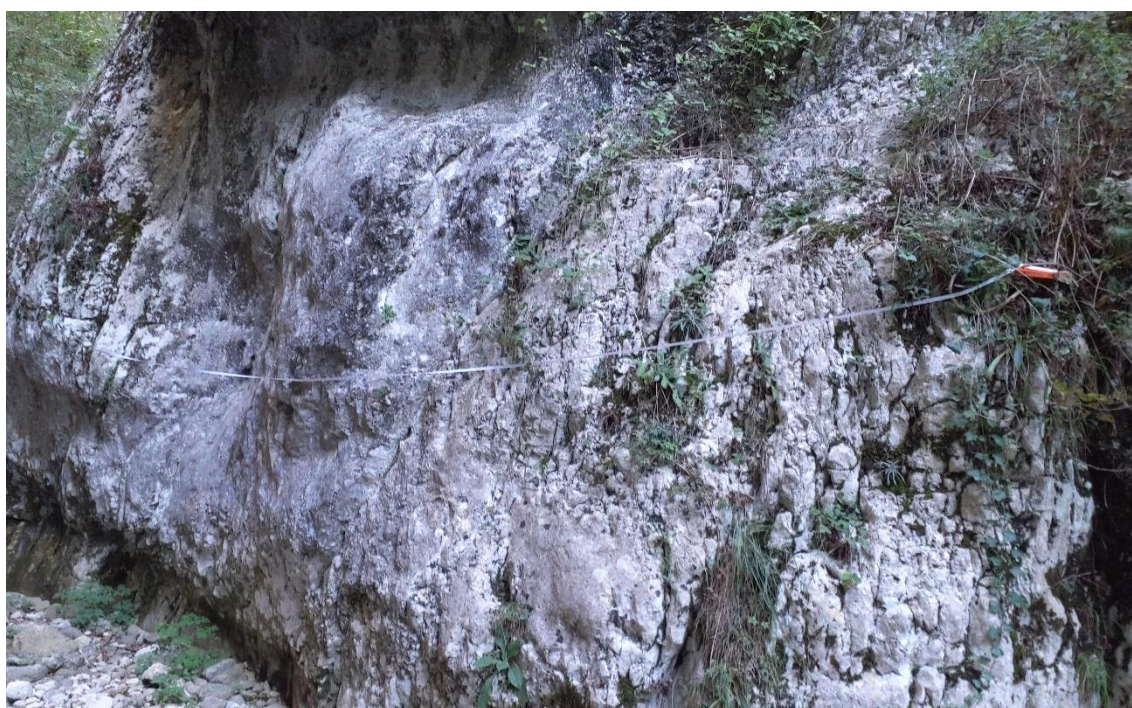


Figura 149. Parete a direzione N10E ed immersione 80° localizzata nel settore settentrionale dell'area analizzata delle Gole di Celano (900 m s.l.m.). La proiezione stereografica dei sistemi di frattura individuati è riportata in Figura 150. Foto scattata verso nord-est.

La persistenza maggiore, dell'ordine di alcuni metri, è osservata per gli elementi ad immersione verso NNE. Le altre discontinuità presentano persistenza di al massimo 1 m,

nella maggior parte dei casi inferiori ai 0,5 m. Per quanto riguarda l'apertura, questa supera raramente i 2 mm.

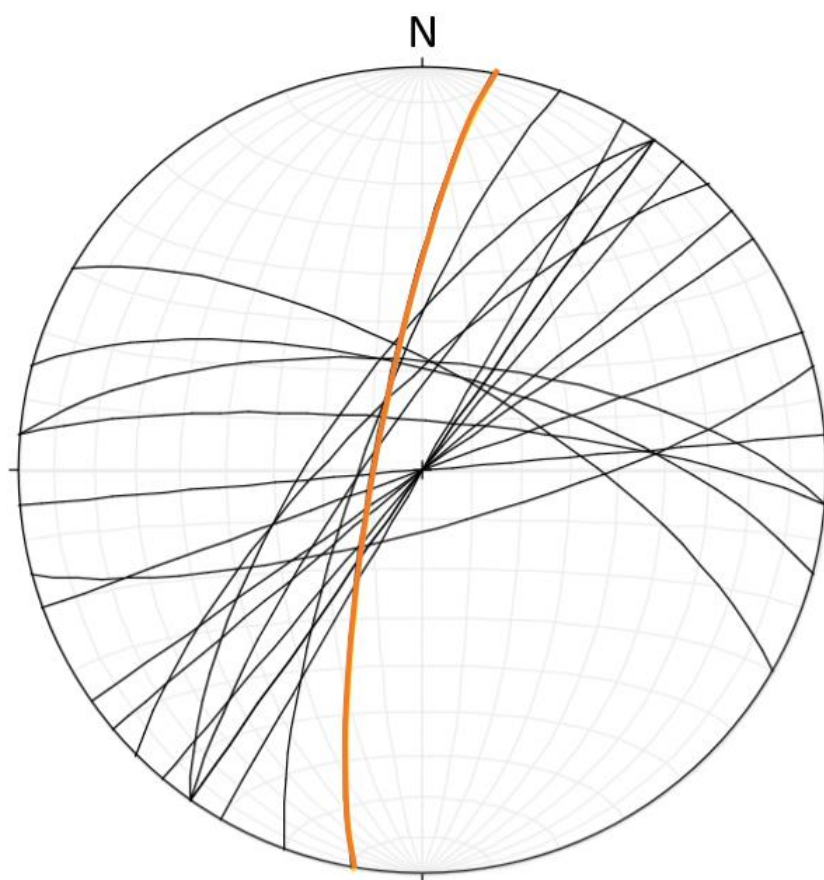


Figura 150. Proiezione stereografica dei sistemi di discontinuità individuati per l'affioramento roccioso di Figura 149 tramite la tecnica della linea di scansione. La linea in rosso indica la giacitura della parete su cui è stata effettuata l'analisi.

L'analisi dell'affioramento localizzato lungo la strada che porta dalla base del versante a sud della Piana di san Vittorino alla piana stessa (Figura 151) ha permesso di individuare la presenza di 3 famiglie di discontinuità (Figura 152). La prima è rappresentata dagli elementi con direzione media ONO-ESE, verticali o con immersione maggiore di 60° verso SSO e spaziatura media di circa 40 cm. La seconda famiglia presenta elementi con direzione media NO-SE, verticali o immergenti verso sud-ovest con inclinazioni di circa 80° e spaziatura intorno ai 2 m. Una terza famiglia è caratterizzata dagli elementi con direzione media NNO-SSE, immersione a ENE ed inclinazione di circa 60° . Tali discontinuità non si distribuiscono lungo tutto l'affioramento, ma risultano suddivise in gruppi con spaziatura degli elementi compresa tra 2 e 30 cm.



Figura 151. Parete a direzione N50E ed immersione 60SE localizzata lungo il versante a sud della Piana di San Vittorino (1.005 m s.l.m.). La proiezione stereografica dei sistemi di frattura individuati è riportata in Figura 152. Foto scattata verso ovest.

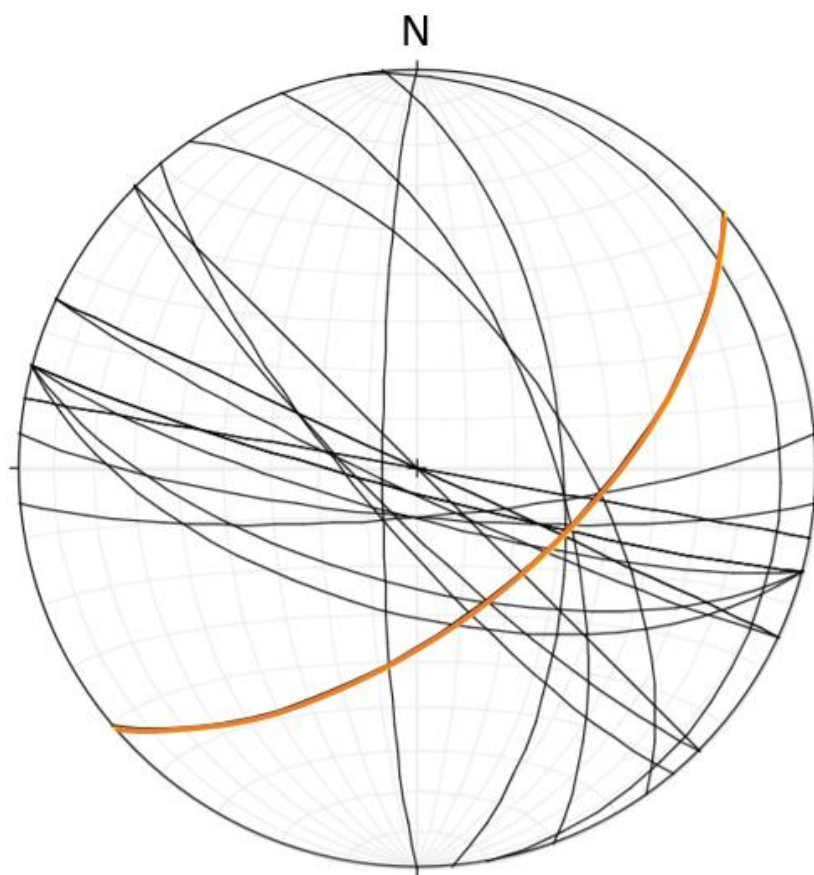


Figura 152. Proiezione stereografica dei sistemi di discontinuità individuati per l'affioramento roccioso di Figura 151 tramite la tecnica della linea di scansione. La linea in rosso indica la giacitura della parete su cui è stata effettuata l'analisi.

Infine, lungo la linea di scansione si individuano due discontinuità, a direzione circa nord-sud, della quali una ad alto angolo e immergente verso ovest, l'altra blandamente immergente verso est. Per quanto riguarda la persistenza, i valori maggiori (5 m o più) caratterizzano gli elementi a direzione ONO-ESE. L'apertura varia da 0 a 3 cm, con riempimento costituito da terra o detrito.

Geomorfologia

Gli elementi geomorfologici presentano una genesi strutturale, gravitativa, dovuta alle acque correnti superficiali, carsica e antropica.

Le **forme strutturali** sono principalmente rappresentate da scarpate con orientazione variabile da est-ovest, e.g., lungo il versante a sud della Piana di San Vittorino, a SSO-NNE, lungo i versanti che bordano le gole; tali morfologie sono spesso interessate da fenomeni di crollo e ribaltamento. Scarpate di faglia si rilevano lungo le principali discontinuità tettoniche, prevalentemente nelle aree settentrionali e meridionali della Piana di San Vittorino (Figura 143). Nell'area si individua anche una serie di creste, tra cui l'elemento a direzione circa SO-NE che separa l'area a bassa pendenza localizzata nel settore nord-occidentale dell'area di studio dal versante meridionale della Serra di Celano; forme secondarie si individuano lungo i versanti che bordano le gole, con direzione media OSO-ENE, intervallate alle incisioni generate dall'azione delle acque superficiali ed individuate anche attraverso l'analisi delle foto aeree (Figura 109).

Per quanto riguarda le **forme gravitative**, blocchi franati si rilevano alla base dei versanti carbonatici, spesso parzialmente immersi nei depositi fluviali o di versante. Le loro dimensioni variano da decimetriche a metriche o plurimetriche, con le misure maggiori individuate nel settore meridionale delle gole, nella porzione settentrionale delle stesse, nonché alla base dei versanti a nord e a sud della Piana di San Vittorino (Figura 153-Figura 158). La presenza di questi depositi è anche parzialmente documentata dai risultati dell'analisi delle ortofoto (Figura 110).



Figura 153. Blocchi calcarei di dimensioni plurimetriche rilevati nel settore meridionale delle gole, parzialmente immersi nel deposito eluvio-colluviale (800 m s.l.m.). Foto scattata verso OSO.



Figura 154. Blocco calcareo a forma di parallelepipedo rilevato nel settore centro-settentrionale delle gole e rappresentativo della dimensione modale dei blocchi in tale area. Dimensioni 60x40x30 cm³.



Figura 155. Blocco calcareo a forma di parallelepipedo rilevato nel settore settentrionale delle gole e rappresentativo della dimensione modale dei blocchi in tale area. Dimensioni 90x75x50 cm³.



Figura 156. Deposito costituito da blocchi calcarei di dimensione da decimetrica a plurimetrica rilevato nel settore settentrionale delle gole (950 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.



Figura 157. Deposito rilevato nel settore settentrionale delle gole, al limite dell'area di studio, costituito da clasti calcarei di dimensione decimetrica. Foto scattata verso nord.



Figura 158. Blocco calcareo rilevato alla base del versante a sud della Piana di San Vittorino e rappresentativo della dimensione modale dei blocchi in tale area. Dimensioni circa 110x100x30 cm³.

Ulteriori elementi gravitativi sono rappresentati da scarpate e nicchie di distacco con evidenza di movimenti avvenuti anche in tempi recenti (Figura 159).



Figura 159. Panoramica del versante in destra idrografica all'ingresso delle gole di Celano. Si notano diverse cavità e nicchie di distacco (indicate dai riquadri a tratteggio gialli nell'immagine di destra; quota scatto 790 m s.l.m.). Foto scattata verso NO.

Canaloni in roccia con scariche di detrito si rilevano sul versante in destra idrografica delle gole mentre profonde trincee si aprono lungo il bordo sud-orientale della piana di San Vittorino.

Le forme dovute alle acque correnti superficiali consistono principalmente in solchi di erosione concentrata, impostati sui litotipi calcarei o sui depositi continentali quaternari (Figura 160).



Figura 160. Solco di erosione concentrata a direzione media NO-SE impostato su depositi cataclastici sul versante in destra idrografica dell'ingresso delle gole (indicato dalla simbologia in verde nell'immagine di destra; 830 m s.l.m.). Foto scattata verso nord-ovest.

Le **forme carsiche** sono rappresentate da condotti, spesso a direzione sub-verticale ed occasionalmente esposti sulle pareti delle gole, cavità di dimensione da decimetrica a plurimetrica e microforme quali scannellature e vaschette di corrosione (Figura 161).



Figura 161. Condotto sub-verticale di origine tettono-carsica, impostato sul versante in sinistra idrografica delle gole nel settore centro meridionale delle stesse (quota scatto 860 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.

Le **forme antropiche** sono rappresentate da muri di sostegno all'ingresso delle gole (Figura 162a) e opere di regimazione delle acque lungo il corso del torrente La foce (Figura 162b).

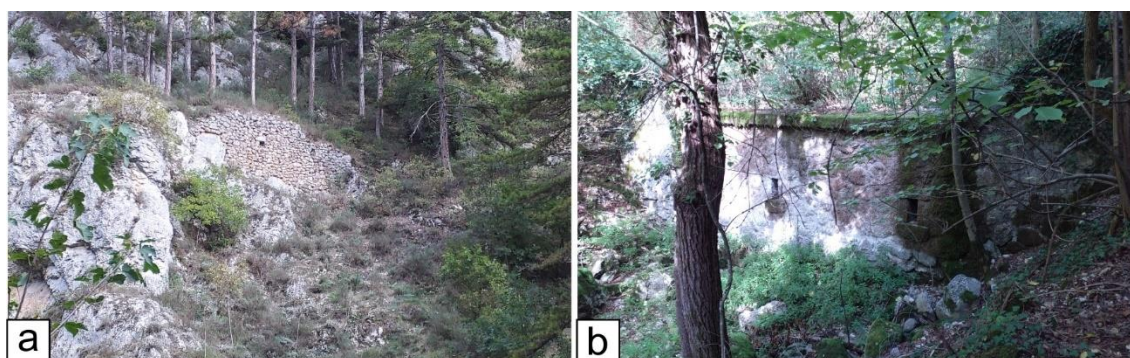


Figura 162. a) Muro di sostegno realizzato sul versante in sinistra idrografica all'ingresso delle Gole di Celano (quota scatto 790 m s.l.m.); foto scattata verso NE. b) Opera di regimazione delle acque del torrente effimero La Foce, individuata lungo il corso dello stesso, con direzione perpendicolare alla direzione di scorrimento delle acque (805 m s.l.m.); foto scattata verso nord.

I principali elementi individuati attraverso le diverse analisi sono sintetizzati nella carta e nella sezione geomorfologiche in Figura 163.

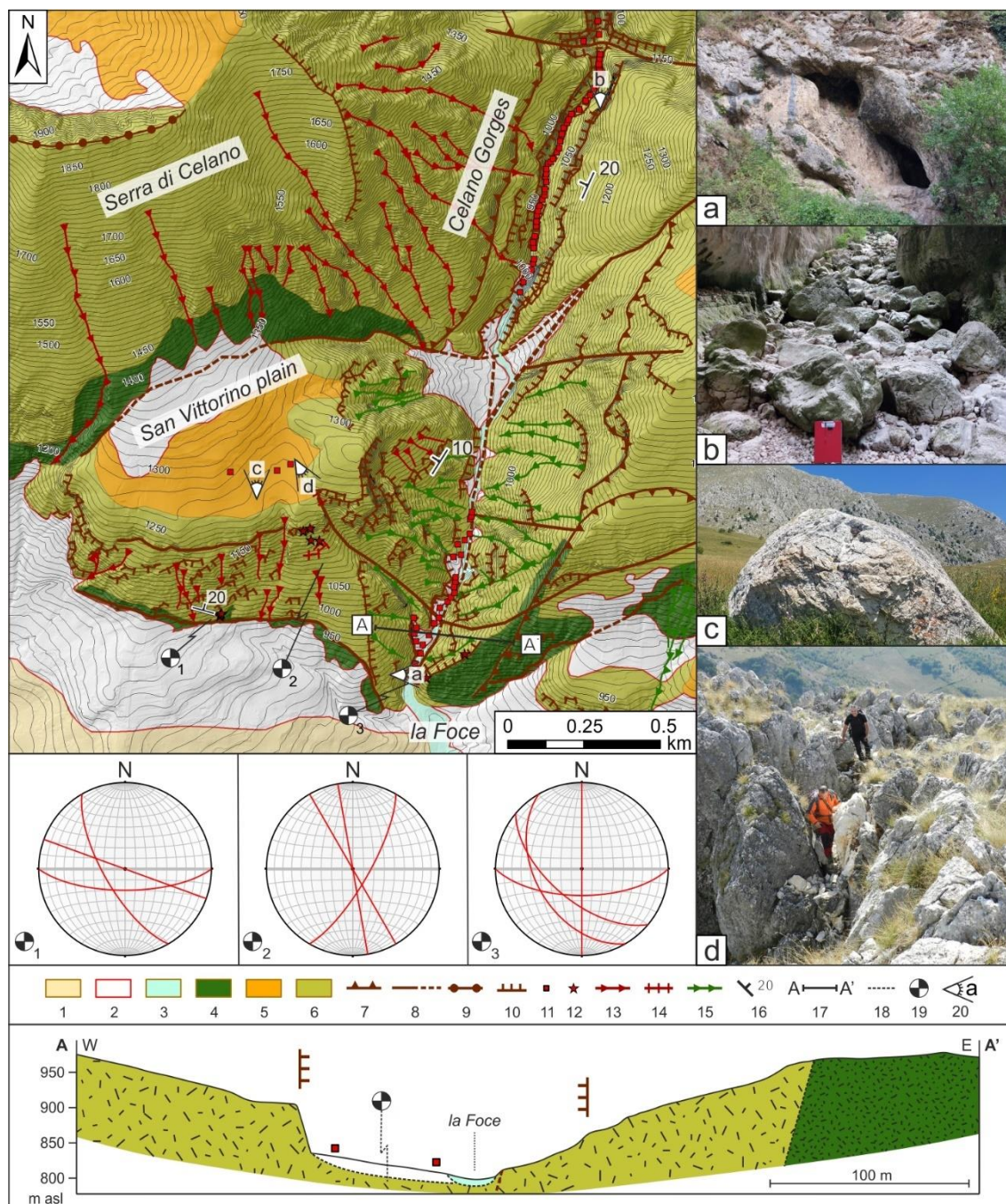


Figura 163. Carta e sezione geomorfologiche, proiezioni stereografiche dei sistemi di fratture e documentazione iconografica delle Gole di Celano (AQ). Legenda. Elementi litologici: (1) Depositi eluvio-colluviali, (2) Depositi di versante alimentati da crolli e ribaltamenti, (3) Depositi fluviali recenti misti a depositi di versante e blocchi franati, (4) Cataclasite cementata, (5) Calcari marnosi e marne, (6) Calcari; Elementi tettonici: (7) Sovrascorrimento, (8) Faglia, a tratteggio se presunta; Elementi geomorfologici: (9) Cresta, (10) Scarpata strutturale, (11) Blocchi franati, (12) Blocco instabile, (13) Canalone in roccia con scarica di detrito, (14) Trincea, (15) Solco di erosione concentrata. Simbologia: (16) Giacitura, (17) Traccia di sezione geomorfologica, (18) Limite incerto, (19) Sito di analisi geomeccanica, (20) Documentazione iconografica, punto di acquisizione. La legenda si applica anche alla sezione geomorfologica. Documentazione iconografica: (a) Esempio di calcari fratturati e fortemente carsificati, (b) e (c) blocchi calcarei franati di dimensioni metriche, (d) trincea e blocchi calcarei instabili.

6.3.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

A seguire sono descritte le caratteristiche litologiche, tettoniche e geomorfologiche dell'area della Rupe di Turrivalignani, riassunte nella Carta geomorfologica (Figura 178).

Litologia

Nell'area della Rupe di Turrivalignani affiorano depositi di substrato e superficiali.

Le unità del substrato sono rappresentate da **conglomerati**, che affiorano estesamente lungo i versanti della rupe e da **argille**, **argille marnose** e **marne argillose** che caratterizzano i settori a valle e a monte della stessa. I depositi conglomeratici sono clasto-sostenuti, con clasti prevalentemente di natura carbonatica e di dimensione variabile da centimetrica a decimetrica (Figura 164 e Figura 165).



Figura 164. Settore meridionale della rupe impostata su conglomerati (quota scatto 280 m s.l.m.). Strati con orientazione N150 15E. Foto scattata verso sud.



Figura 165. Dettaglio del litotipo conglomeratico (290 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.

Le litologie argilloso-marnose, d'altra parte, affiorano estesamente nel settore ad ovest e a sud dell'area di studio, dove si presentano di colore grigio scuro, con rare intercalazioni di livelli pelitico-sabbiosi (Figura 166).



Figura 166. Panoramica dei depositi argilloso-marnosi grigi in affioramento nel settore centro-occidentale e meridionale dell'area di studio (quota scatto 100 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.

I depositi superficiali sono rappresentati da **depositi fluviali recenti** lungo la piana alluvionale del fiume Pescara, nel settore nord-ovest dell'area di studio, costituiti da sabbie e ghiaie con livelli e lenti di argille, **depositi eluvio-colluviali** nei settori sub-pianeggianti o a bassa pendenza e **depositi di versante** alimentati da crolli e ribaltamenti. Questi ultimi sono costituiti essenzialmente da clasti calcarei eterometrici sciolti, in matrice sabbiosa da scarsa ad abbondante (Figura 167).



Figura 167. Deposito di versante individuato alla base del settore nord della rupe di Turrivalignani costituito clasti calcarei sciolti di dimensione da centimetrica a decimetrica (200 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.

Essi derivano dalla degradazione ad opera degli agenti atmosferici dei conglomerati in affioramento lungo la superficie della rupe o dei depositi di crollo alla base di questa, che spesso alimentano il deposito (Figura 168); si rilevano, pertanto, nei pressi del versante o a poca distanza dallo stesso, con spessori che variano da alcuni metri, ai piedi della rupe, a pochi centimetri, nei settori più distali.



Figura 168. Blocchi franati di dimensioni plurimetrie alla base della rupe di Turrivalignani nel settore settentrionale dell'area di studio (215 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

Tettonica

Dal punto di vista tettonico, i versanti impostati sul litotipo conglomeratico presentano un assetto monoclinale. I depositi risultano organizzati in strati da decimetrici a metrici, mediamente con direzione NO-SE, immersione verso nord-est ed inclinazione variabile tra i 15 e i 20° (Figura 164).

Nell'area si rilevano faglie a direzione da OSO-ENE a SO-NE, che dislocano i depositi del substrato nel settore centrale e meridionale dell'area.

Riguardo i depositi conglomeratici in affioramento lungo la rupe, la fratturazione associata a tali elementi fa sì che i processi erosivi agiscano con maggiore efficacia per cui, in corrispondenza degli stessi, tendono ad impostarsi solchi di erosione concentrata e si verificano fenomeni di erosione regressiva accentuata (Figura 169).

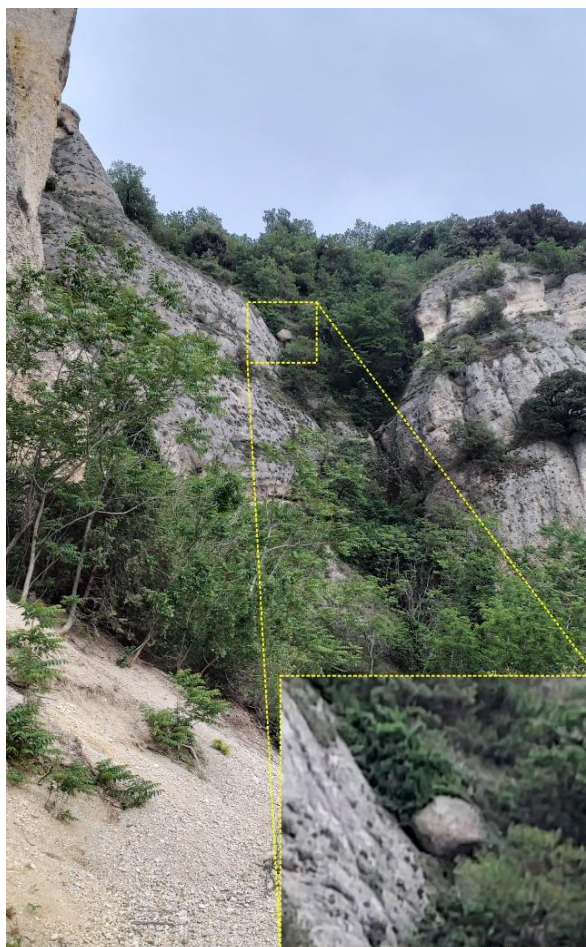


Figura 169. In basso, talus detritico alla base della rupe di Turrivalignani, nel settore settentrionale dell'area di studio. Sullo sfondo, discontinuità di origine tettonica con direzione OSO-ENE impostata sul litotipo conglomeratico. Nella parte alta della scarpata è possibile notare la presenza di un masso isolato in condizioni di equilibrio altamente precario (quota scatto 220 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.

Per quanto riguarda i sistemi di discontinuità presenti nell'area, le fratture individuate si presentano di origine tettonica, in relazione agli elementi appena descritti, o di tensione, per cui si sviluppano parallelamente ai versanti in risposta alla mancanza di confinamento laterale. Queste ultime risultano particolarmente evidenti lungo il settore settentrionale della rupe, dove si presentano ad alto angolo o sub-verticali, con immersione verso ovest, aperte (Figura 170).

Anche il settore centrale presenta fratture parallele al versante, ad alto angolo o sub-verticali con immersione verso ovest e persistenza massima pari all'estensione dell'intero affioramento. Alla base della rupe è inoltre possibile osservare blocchi di dimensioni plurimetriche isolati dal resto del versante dai sistemi di discontinuità presenti e adagiati sulla topografia (Figura 171).



Figura 170. Panoramica del settore settentrionale della rupe di Turrivalignani, in cui è ben evidente il sistema di fratture da sub-verticale ad immergente ad alto angolo verso ovest (indicata dalla linea a tratteggio rossa nella figura di destra; quota scatto 230 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.



Figura 171. Panoramica del settore centrale della rupe di Turrivalignani (quota scatto 305 m s.l.m.). Si nota la presenza di sistemi di fratture ad alto angolo con direzione nord-sud e immersione verso ovest e di sistemi di fratture sub-verticali aperte (indicate, rispettivamente, dalle linee a tratteggio rosso e giallo nella figura di destra). Presenti blocchi di dimensione plurimetrica isolati dal resto del versante dai sistemi di discontinuità presenti e adagiati sulla topografia (riquadro a tratteggio verde nella figura di destra). Foto scattata verso nord.

Per quanto riguarda il settore meridionale, le fratture si sviluppano prevalentemente parallele al versante, secondariamente con geometrie oblique rispetto allo stesso. Qui, tuttavia, le stesse presentano una persistenza molto minore rispetto a quelle dei settori centrale e settentrionale ed isolano porzioni dei versanti di dimensioni modeste, rispetto a quanto osservato nel resto dell'area (Figura 172).



Figura 172. Parete sub-verticale con direzione nord-est impostata sui conglomerati in affioramento nell'area, settore centro-meridionale dell'area di studio (290 m s.l.m.). Presente sistema di fratture con direzione N045E ed immergenti di 60 gradi verso nord-ovest (indicate dalle linee rosse a tratteggio nella figura di destra); tali fratture si presentano da serrate ad aperte, con apertura massima intorno ai 3 cm. Foto scattata verso SSO.

Geomorfologia

Gli elementi geomorfologici presenti nell'area sono di origine strutturale, gravitativa, dovuta alle acque correnti superficiali e antropiche.

Le **forme strutturali** sono rappresentate principalmente dalle scarpate impostate sulla rupe, interessate da occasionali fenomeni di crollo e ribaltamento (Figura 173). Altre forme strutturali sono le creste nell'area a debole pendenza a valle della rupe, con direzione che varia circa da est-ovest a nord-sud spostandosi dal settore occidentale a quello meridionale. Infine, alcune selle sono presenti nel settore sub-pianeggiante e monte della rupe, nel quadrante nord-orientale dell'area.

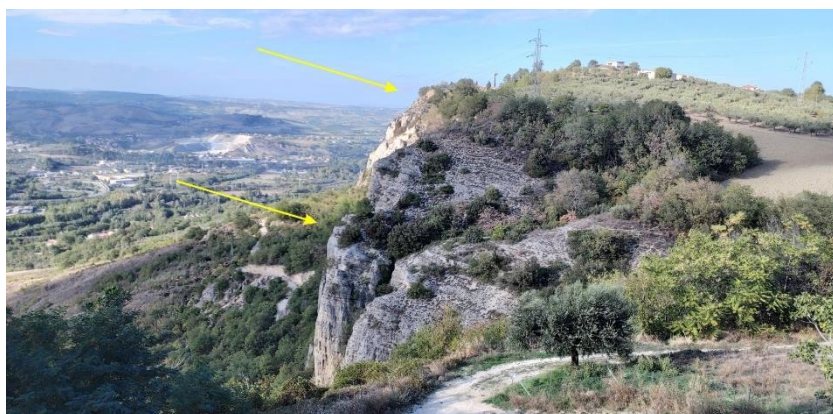


Figura 173. Panoramica del settore centrale della Rupe di Turrivalignani (quota scatto 310 m s.l.m.). Le frecce gialle indicano le discontinuità morfologiche che segnano il passaggio tra la superficie sub-pianeggiante e le scarpate strutturali sub-verticali. Foto scattata verso nord.

Le **forme gravitative** consistono in blocchi franati di dimensioni variabili, individuati dalla base della rupe a centinaia di metri di distanza da questa (Figura 168 e Figura 174).

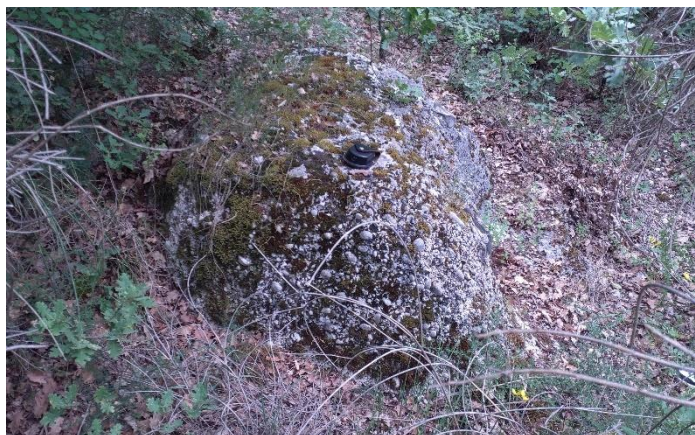


Figura 174. Blocco franato di dimensioni metriche individuato a circa 200 m di distanza dalla rupe verso ovest (160 m s.l.m.). Foto scattata verso SSE.

Tali blocchi si presentano da spigolosi a sub-arrotondati, con forme dal parallelepipedo all'ellissoide.

Altre forme gravitative sono rappresentate dalle nicchie di distacco. Nel settore meridionale, in particolare, i fenomeni di crollo si verificano quando l'intersezione tra le discontinuità fondamentali, costituite dai limiti di strato, e discontinuità ad orientazione parallela o obliqua rispetto ai versanti isolano porzioni di roccia che cedono sotto l'effetto di gravità. Nell'area è quindi possibile osservare alcune nicchie di distacco delimitate proprio dalle discontinuità appena descritte (Figura 175).

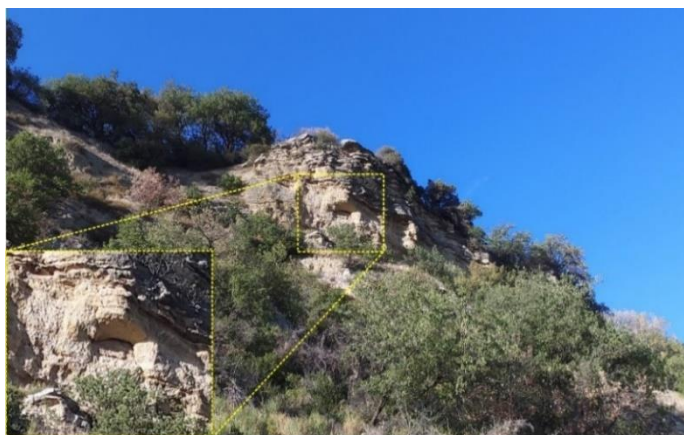


Figura 175. Parete sub-verticale nel settore meridionale dell'area di studio, impostata su litotipo conglomeratico con direzione circa OSO-ENE. Presenti nicchie di distacco date dall'intersezione tra stratificazione e sistemi di fratture a direzione circa perpendicolare rispetto al versante (quota scatto 250 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.

Le **forme dovute alle acque correnti superficiali** consistono in solchi di erosione concentrata, sviluppati nel settore a debole pendenza a valle della rupe, con direzione circa est-ovest verso ovest, nord-sud spostandosi verso sud. Tali forme si impostano anche sui depositi conglomeratici in affioramento lungo le scarpate sub-verticali (Figura 176).



Figura 176. Parete sub-verticale con direzione circa nord-sud nel settore meridionale dell'area di studio. Il litotipo conglomeratico è profondamente inciso, con solchi di erosione anch'essi sub-verticali (indicati dalla simbologia in verde nell'immagine di destra). Si nota, inoltre, la presenza di numerose cavità di dimensioni da decimetriche a metriche (riquadri gialli nell'immagine di destra; 265 m s.l.m.). Foto scattata verso nord-est.

Infine, le **forme antropiche** consistono in cavità scavate nel deposito conglomeratico alla base della rupe (Figura 177).



Figura 177. Cavità antropiche scavate alla base della Rupe di Turrivalignani nel settore centrale dell'area di studio (220 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

I principali elementi individuati attraverso le diverse analisi sono sintetizzati nella carta e nella sezione geomorfologiche in Figura 178.

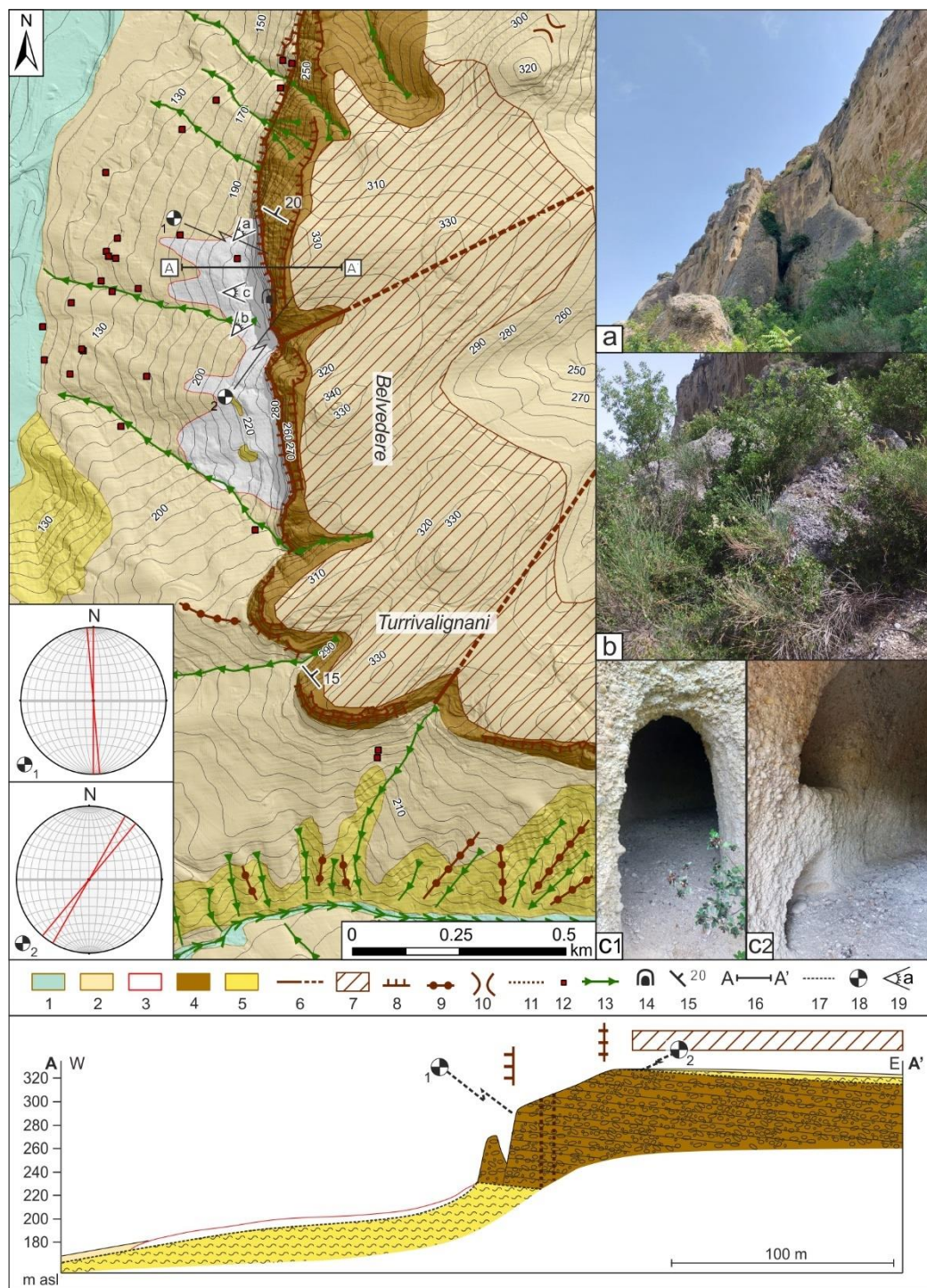


Figura 178. Carta e sezione geomorfologiche, proiezioni stereografiche dei sistemi di fratture e documentazione iconografica della Rupe di Turrivalignani (PE). **Legenda.** Elementi litologici: (1) Depositi fluviali recenti, (2) Depositi eluvio-colluviali, (3) Depositi di versante alimentati da crolli e ribaltamenti, (4) Conglomerati, (5) Argille, argille marnose e marne argillose; Elementi tettonici: (6) Faglia, a tratteggio se presunta; Caratteristiche geomorfologiche: (7) Superficie strutturale, (8) Scarpata strutturale, (9), Cresta, (10) Sella, (11) Frattura, (12) Blocco franato, (13) Solco di erosione concentrata, (14) Cavit  antropica; Simbologia: (15) Giacitura, (16) Traccia di sezione geomorfologica, (17) Limite incerto, (18) Sito di analisi geomeccanica, (19) Documentazione iconografica, punto di acquisizione. La legenda si applica anche alla sezione geomorfologica. Documentazione iconografica: (a) Scarpata sub-verticale impostata su conglomerati con fratture aperte parallele al versante, (b) blocchi di conglomerati di dimensioni metriche e decametriche, (c1, 2) Cavit  antropiche scavate nei conglomerati.

6.3.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

A seguire sono descritte le caratteristiche litologiche, tettoniche e geomorfologiche dell'area di Lido Riccio di Ortona, sintetizzate nella Carta geomorfologica in Figura 192.

Litologia

Nell'area di Lido Riccio di Ortona affiorano litologie di substrato e depositi superficiali.

Per quanto riguarda le unità del substrato, queste sono costituite da **arenarie** con granulometria da fine a grossolana, di colore giallastro, con livelli e lenti di conglomerati a clasti calcarei e silicei da sub-arrotondanti ad arrotondati (Figura 179 e Figura 180).



Figura 179. Porzione inferiore di un versante localizzato nel settore di costa, a nord-est di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Si nota la prevalenza del litotipo sabbioso. Foto scattata verso ENE.



Figura 180. Affioramento di arenarie e conglomerati alla base del versante a nord di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.

I depositi superficiali sono rappresentati da depositi di spiaggia, depositi alluvionali, depositi antropici, corpi di frana da movimenti rotazionali e traslativi e da depositi di frana da crollo.

I **depositi di spiaggia** affiorano estesamente lungo il settore di costa nella porzione nord-occidentale dell'area di studio (Figura 181). Essi sono costituiti da sabbie sciolte medio-fini, con occasionali clasti eterometrici discoidali di dimensione prevalentemente centimetrica e litotipo calcareo.



Figura 181. Panoramica dell'area di studio in cui si nota la presenza di settori da pianeggianti a sub-pianeggianti, connessi da versanti con pendenza variabile (0 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.

I **depositi alluvionali** si rilevano in corrispondenza del settore sub-pianeggiante individuato nella porzione sud-occidentale dell'area di studio a pochi metri sul livello del mare. Questi sono costituiti da sabbie e ghiaie, con livelli e lenti di argille.

I **depositi antropici** sono rappresentati da clasti e blocchi di dimensioni da decimetriche a metriche, realizzati con inerti eterogenei sabbioso-ghiaiosi. Tali depositi sono rilevati spesso in corrispondenza della linea di costa, a costituire cordoni di lunghezza anche considerevole (fino a 200 m circa; Figura 182).

Ulteriori depositi antropici sono rappresentati da scogliere frangiflutti poste in mare aperto con direzione circa parallela alla linea di costa, costituite da clasti prevalentemente calcarei di dimensione metrica e plurimetrica.

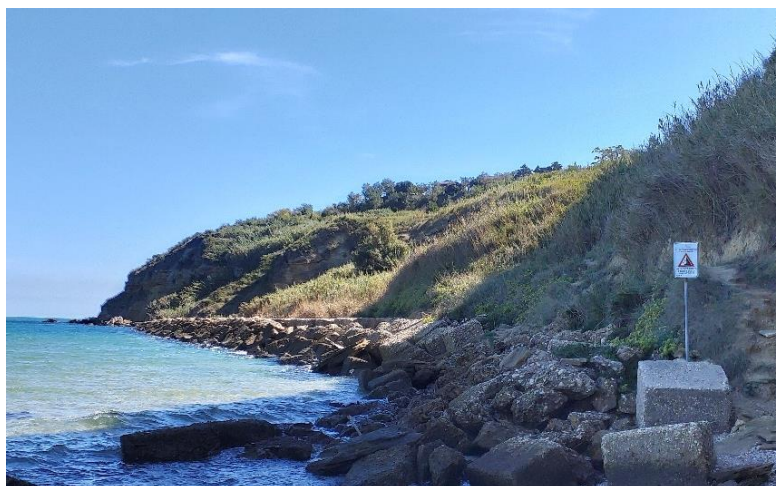


Figura 182. Deposito antropico costituito da clasti e blocchi da decimetrici a metrici, da spigolosi a sub-arrotondati, realizzati con inerti eterogenei sabbioso-ghiaiosi (0 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

I corpi di frana da movimenti rotazionali e traslativi si individuano lungo i versanti a nord e ad est di località Torre Mucchia.

I depositi di frana da crollo si rilevano estesamente lungo il settore di costa alla base dei versanti che bordano località Torre Mucchia. Essi sono costituiti da clasti arenacei con livelli e lenti di conglomerati, con forma di parallelepipedo o tabulare, di dimensione da decimetrica a plurimetrica (Figura 183 e Figura 184). Tali depositi si rilevano anche nel settore di costa sommerso prospiciente gli stessi versanti, come testimoniato dai clasti che emergono dal pelo dell'acqua rappresentando la porzione sommitale del deposito prevalentemente sommerso.



Figura 183. Blocco arenaceo di dimensioni plurimetriche nei pressi della linea di costa nel settore occidentale dell'area di studio (0 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.



Figura 184. Deposito da crollo costituito da blocchi arenacei e conglomeratici, eterometrici con forma di parallelepipedo o tabulari. Settore occidentale dell'area di studio, a nord di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Foto scattata verso sud-est.

Tettonica

I depositi di substrato sono organizzati in strati da centimetrici a decimetrici. La giacitura è tipicamente sub-orizzontale, fatta eccezione per i settori interessati da movimenti rotazionali per cui le unità risultano debolmente immergenti contro monte.

Le discontinuità che caratterizzano gli ammassi rocciosi presentano genesi ed orientazione variabile. La maggior parte di esse si sviluppa parallelamente ai versanti, per la tensione sviluppata in assenza di confinamento laterale (Figura 185).



Figura 185. Sperone roccioso nel settore centro-occidentale dell'area di studio, a nord di località Torre Mucchia; la forma si imposta all'intersezione tra due pareti sub-verticali con direzione circa N030E e N090 (0 m s.l.m.). Presente sistema di fratture con direzione N070O da sub-verticali ad immergenti verso nord con angolo di circa 80° (indicate dalla linea a tratteggio rossa nella figura di destra). Le fratture si presentano da serrate ad aperte, con apertura massima di circa 1 cm, spaziate di 30-40 cm. Foto scattata verso est.

Altri sistemi di discontinuità interessano le unità del substrato con direzione obliqua rispetto ai versanti su cui si rilevano (Figura 186).



Figura 186. Parete sub-verticale con direzione N040E localizzata nel settore centro-orientale dell'area di studio, a nord di località Torre Mucchia (quota scatto 0 m s.l.m.). Sulla sinistra della foto, frattura serrata con direzione N15E immergente di circa 45° verso ovest (indicata dalla linea a tratteggio rossa nella figura di destra); la persistenza è di alcuni metri. Sulla sinistra della foto, presente sistema di fratture serrate con direzione circa N045E che interessano lo sperone sulla destra, isolandolo dal resto del versante (indicate dalla linea a tratteggio celeste nella figura di destra); persistenza anche qui metrica. Foto Scattata verso sud.

Localmente, l'intersezione delle discontinuità esistenti isola porzioni di roccia di dimensioni variabili che crollano sotto la spinta della forza di gravità. A riprova di ciò, nell'area si rilevano numerose nicchie di distacco bordate da superfici tra loro incidenti (Figura 187).



Figura 187. Parete sub-verticale a direzione circa N045O localizzata nel settore occidentale dell'area di studio, a nord-est di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Nella parte alta del versante si rileva un sistema di fratture sub-verticali parallele alla parete e immergenti di circa 80° verso nord-est (indicate dalla linea a tratteggio rossa nella figura di destra); questi sistemi intersecano localmente discontinuità oblique rispetto alla parete, isolando blocchi rocciosi che franano sotto la spinta della forza di gravità. In giallo è indicata una nicchia di distacco derivante da tale intersezione. Foto scattata verso sud-est.

Infine, nell'area si rilevano elementi aggettanti di spessore prevalentemente decimetrico costituiti da strati arenacei tabulari, scalzati alla base da processi di erosione differenziale che hanno agito con maggiore efficacia sui livelli sottostanti (Figura 188).



Figura 188. Versante a nord-est di località Torre Mucchia. Dettaglio di strati arenacei tabulari aggettanti (quota scatto 0 m s.l.m.). Foto scattata verso ovest.

Tali elementi tendono a franare a seguito di sviluppo di fratture di prima generazione, in risposta alla tensione generata dall'assenza di un vincolo sottostante.

Geomorfologia

Dal punto di vista geomorfologico, nell'area si rilevano forme di origine strutturale, gravitativa, dovuta all'azione delle acque correnti superficiali, marina e antropica. Le **forme strutturali** sono rappresentate dalla superficie sub-pianeggiante in località Torre Mucchia e dalle scarpate che bordano il suo versante ad ovest. Le **forme gravitative** sono rappresentate dalle scarpate che bordano i suoi versanti a nord ed est e dai movimenti franosi che caratterizzano estesamente il settore centro-settentrionale ed orientale dell'area di studio (Figura 184). Per quanto riguarda **le forme dovute all'azione delle acque correnti superficiali**, si rileva una valle a fondo piatto nel settore ovest dell'area di studio, posta a quote inferiori ai 10 m s.l.m. Le **forme marine**, invece, sono rappresentate da solchi di battente poco sviluppati ed in stato di inattività, protetti dall'azione abrasiva del moto ondoso dalla presenza del deposito di frana (Figura 189). Tra le forme di genesi marina si rileva inoltre un arco costiero nel settore orientale (Figura 190).



Figura 189. Parete sub-verticale a direzione est-ovest nel settore orientale dell'area di studio, a nord di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Si nota la presenza di un solco di battente inattivo. Si individua inoltre una famiglia di fratture serrate a direzione est-ovest sub-verticali, con spaziatura decimetrica (indicata dalla linea a tratteggio rossa nella figura di destra). Foto scattata verso sud-ovest.

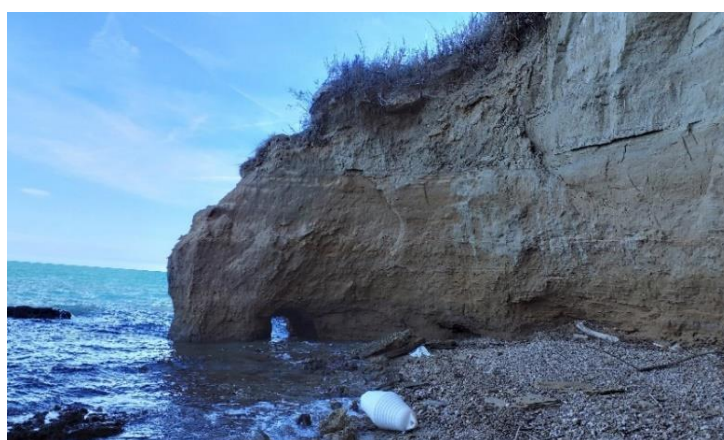


Figura 190. Arco marino nel settore orientale dell'area di studio, a nord-est di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

Per quanto riguarda le **forme antropiche**, infine, queste sono rappresentate da opere di difesa aderenti alla riva verso il mare (Figura 182) e da cavità di altezza e profondità metriche scavate alla base dei versanti (Figura 191).



Figura 191. Cavità antropiche scavate alla base della scarpata ed opere antropiche di difesa dal mare aderenti alla riva; settore centrale dell'area di studio, a NNO di località Torre Mucchia (0 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.

I risultati ottenuti attraverso le diverse analisi sono sintetizzati nella carta e nella sezione geomorfologiche in Figura 192.

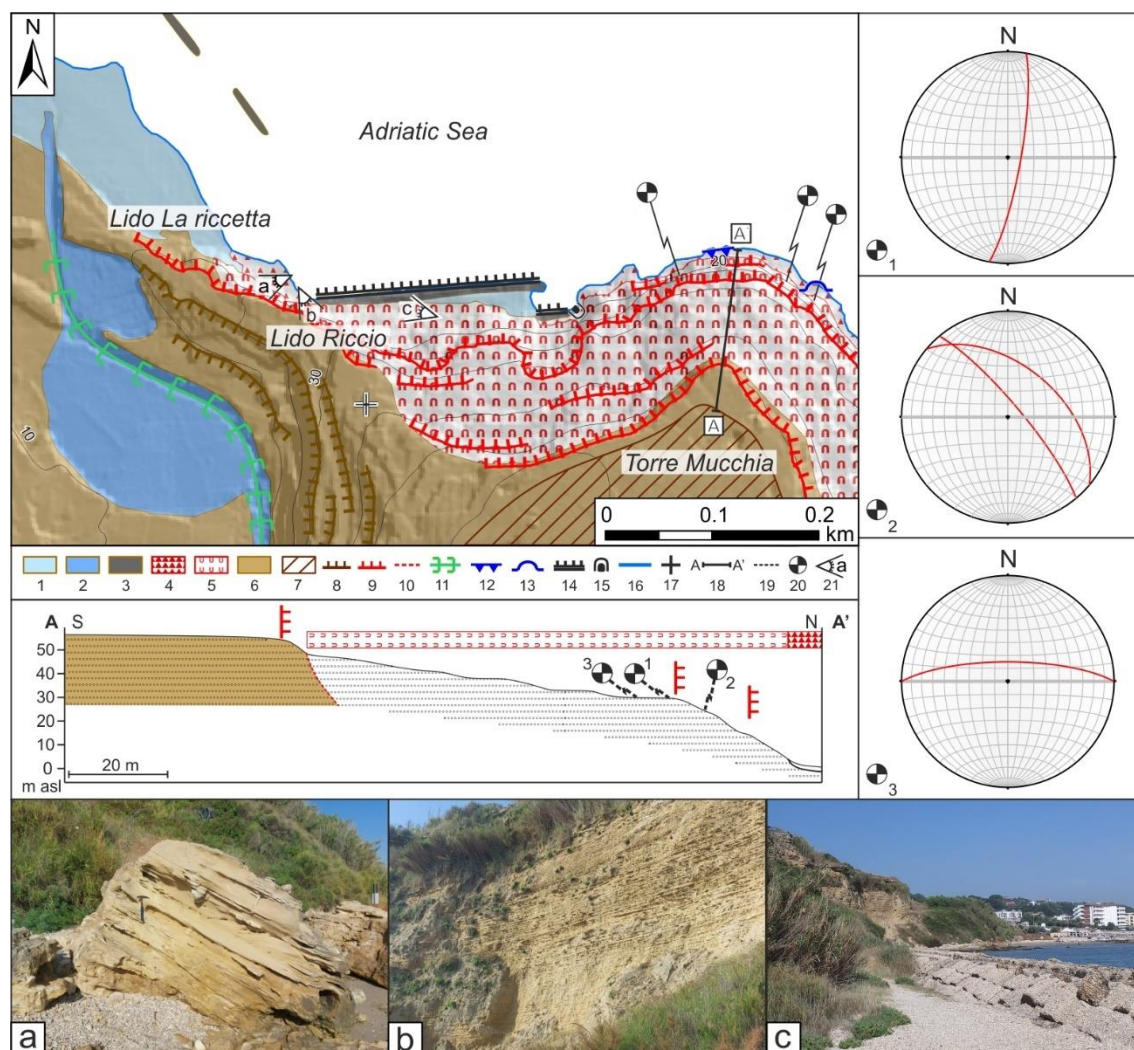


Figura 192. Carta e sezione geomorfologiche, proiezioni stereografiche dei sistemi di fratture e documentazione iconografica dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH). **Legenda.** Elementi litologici: (1) Depositi di spiaggia sabbiosi, (2) Depositi alluvionali, (3) Depositi antropici, (4) Depositi di frana da crollo, (5) Corpo di frana rotazionale o traslativa, (6) Arenarie; Caratteristiche geomorfologiche: (7) Superficie strutturale, (8) Scarpata strutturale, (9) Scarpata di frana, (10) Superficie di scorrimento, (11) Valle a fondo piatto, (12) Solco di battente, (13) Arco marino, (14) Opere di difesa aderenti alla riva verso il mare, (15) Cavità antropica; Simbologia: (16) Linea di costa, (17) Giacitura sub-orizzontale, (18) Traccia di sezione geomorfologica, (19) Limite incerto, (20) Sito di analisi geomeccanica, (21) Documentazione iconografica, punto di acquisizione. La legenda si applica anche alla sezione geomorfologica. Documentazione iconografica: (a) Blocchi arenacei metrici, (b) Superficie sub-verticale impostata su arenarie, (c) Opere di difesa aderenti alla riva verso il mare.

6.4 Suscettività da crollo e da crollo sismoindotto

I dati raccolti attraverso l'analisi multiscalare e multitemporale di foto aeree ed ortofoto, i parametri morfometrici e le caratteristiche geologiche, geomorfologiche e tettoniche delle aree di studio derivate attraverso le attività di rilevamento, sono stati sintetizzati nelle carte di suscettività da crollo e da crollo sismoindotto, applicando la metodologia proposta nel paragrafo 4.4.

6.4.1 Gole di Celano (AQ)

Come proposto, per tutte le aree di studio è stata adottata una scala di riferimento della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto, suddivisa in 5 classi di uguale estensione dalla “Molto bassa” alla “Molto alta”, con i valori minimo e massimo corrispondenti al minimo e al massimo potenziali tra tutte le aree (i.e., 0 e 100).

Nell'area delle Gole di Celano, l'analisi della suscettività da crollo e da crollo sismoindotto ha restituito valori che ricadono in tutte le classi della scala di riferimento (Molto bassa, Bassa, Media, Alta e Molto alta; Figura 193 e Figura 194).

In entrambi i casi, i valori di suscettività molto bassi e bassi caratterizzano i settori da sub-orizzontali a debolmente pendenti, dove affiorano depositi quaternari continentali o depositi del substrato di litotipo calcareo-marnoso o marnoso.

La classe media è scarsamente rappresentata nella carta di suscettività da crollo, aumentando di estensione in quella da crollo sismoindotto. I relativi valori si distribuiscono in massima parte lungo i versanti carbonatici; nel caso della suscettività da crollo sismoindotto, inoltre, essi caratterizzano estesamente il versante meridionale della Serra di Celano.

Valori di suscettività alti e molto alti contraddistinguono i versanti che bordano la piana di San Vittorino e quelli in destra e in sinistra idrografica delle gole; in questo contesto, i valori maggiori si derivano in corrispondenza dei settori a maggiore acclività,

caratterizzati dalla prossimità ai principali elementi tettonici e da forme geomorfologiche quali trincee e scarpate (Figura 163).

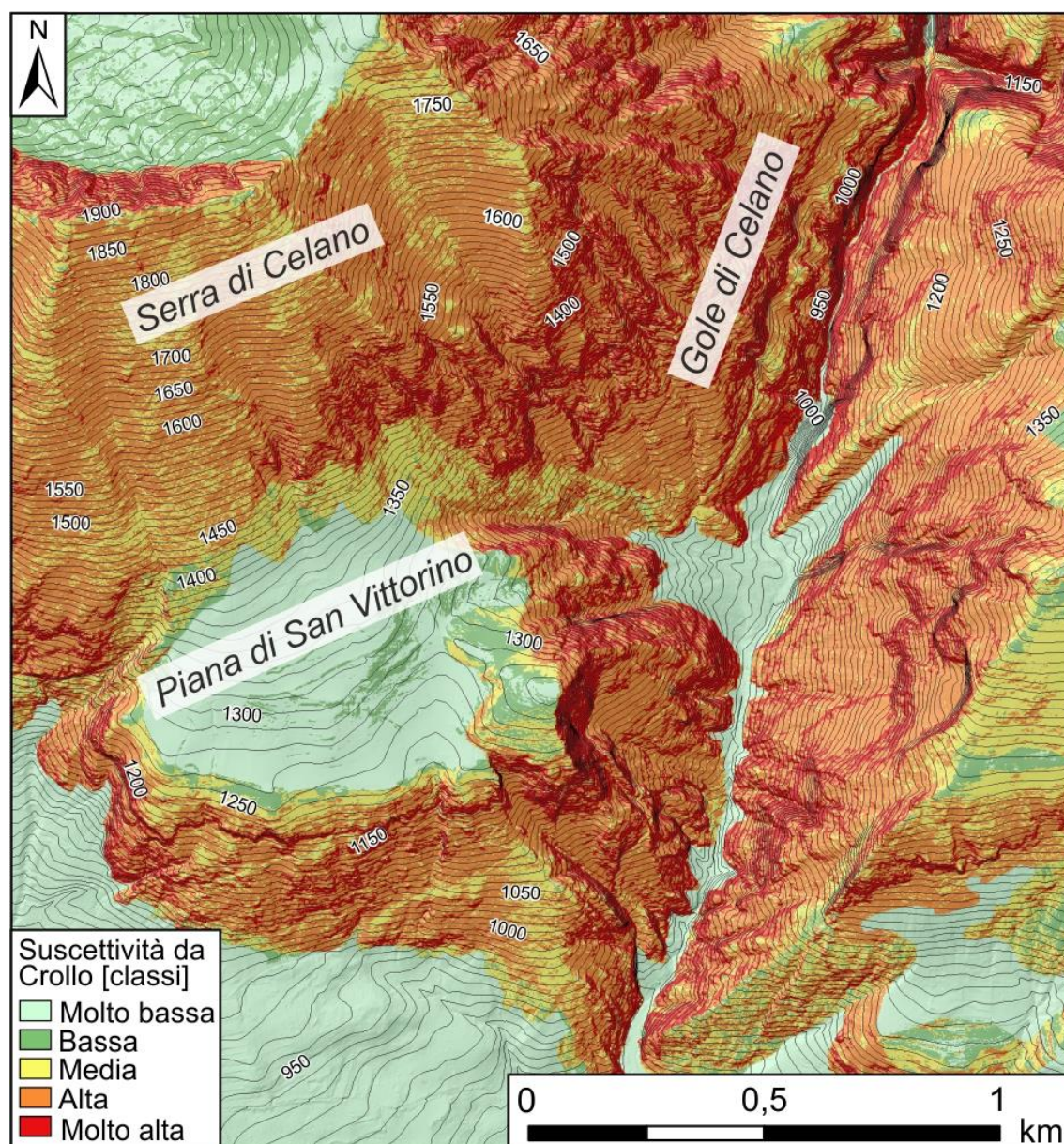


Figura 193. Carta della suscettività da crollo ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ) applicando la metodologia proposta.

In generale, passando dalla carta di suscettività da crollo a quella di suscettività da crollo sismoindotto, si osservano un aumento dell'estensione relativa delle classi di suscettività "Bassa" e "Media" ed una diminuzione dell'estensione relativa delle classi di suscettività "Alta" e "Molto alta". La classe di suscettività "Molto bassa", invece, non mostra variazioni di estensione apprezzabili (Figura 193 e Figura 194).

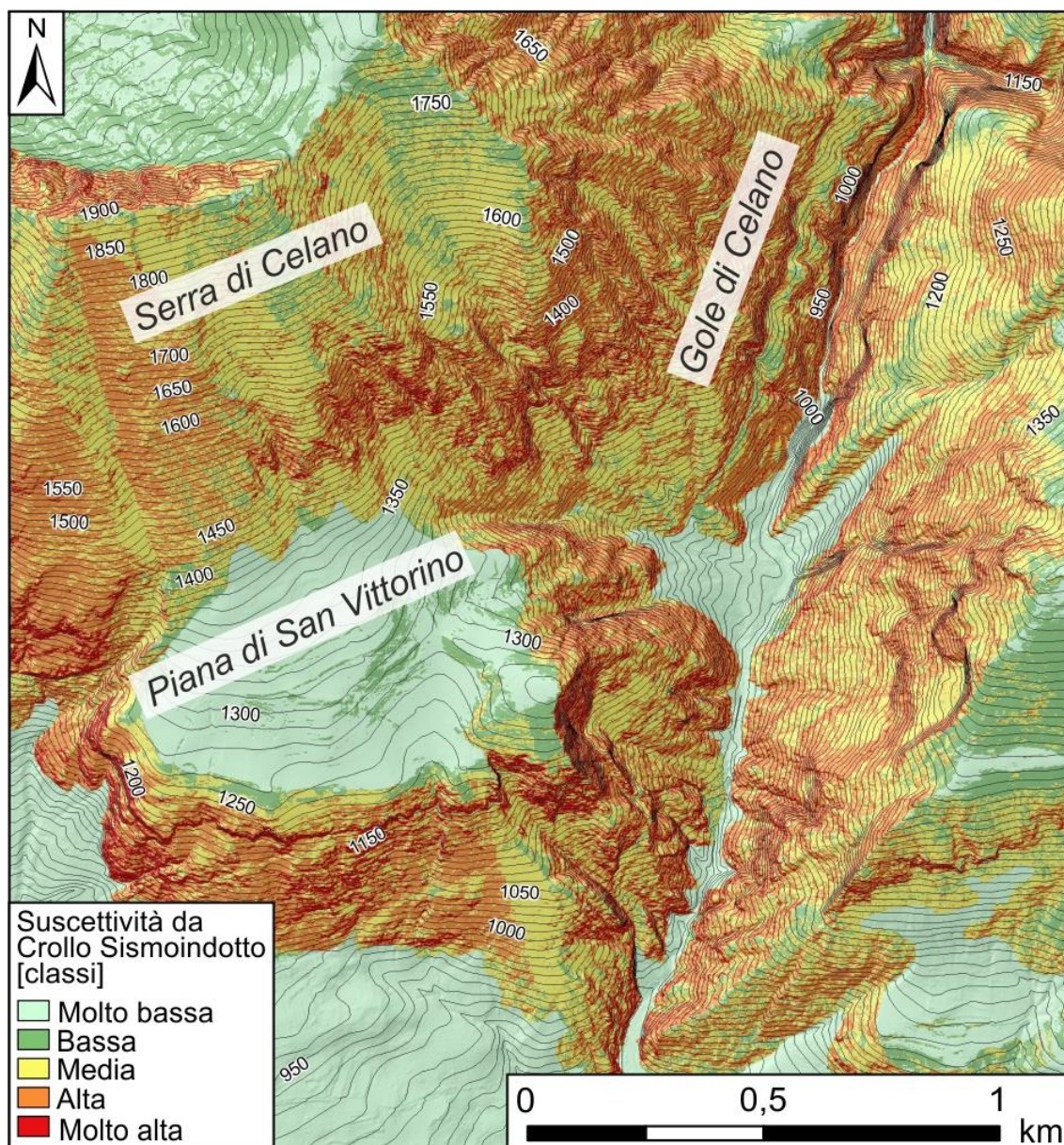


Figura 194. Carta della suscettività da crollo sismoindotto ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ) applicando la metodologia proposta.

La Tabella 12 mostra che in entrambe le carte di suscettività la classe con la maggiore estensione relativa è quella “Alta”.

Tabella 12. Estensione relativa delle classi di suscettività da crollo e da crollo sismoindotto individuate nell'area delle Gole di Celano (AQ).

Classe	Suscettività da crollo	Suscettività da crollo sismoindotto
Molto bassa	25,22%	26,65%
Bassa	5,53%	10,73%
Media	12,46%	26,68%
Alta	40,37%	30,73%
Molto alta	16,42%	5,21%

La classe di suscettività “Molto bassa” mostra un’estensione confrontabile tra i due risultati, mentre la classe “Bassa” e la classe “Media” raddoppiano di estensione passando dalla suscettività da crollo a quella da crollo sismoindotto, in accordo con le precedenti osservazioni. La classe “Molto alta”, infine, si riduce quasi del 70%.

6.4.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

La carta di suscettività da crollo della Rupe di Turrivalignani mostra classi che spaziano dalla “Molto bassa” alla “Alta” (Figura 195).

La classe di suscettività “Molto bassa” caratterizza tutti i settori pianeggianti o sub-pianeggianti, dove affiorano i depositi eluvio-colluviali e i depositi di versante, in discordanza sui depositi argilloso-marnosi del substrato (Figura 178).

Le classi dalla “Bassa” alla “Alta” si individuano quasi esclusivamente in corrispondenza della rupe, fatta eccezione per alcune aree verso sud-est e verso nord-est rispettivamente a valle e a monte della stessa, dove i fianchi di alcune vallecole o scarpate di modesta pendenza presentano valori bassi.

Nel settore centrale e settentrionale dell’area di studio, i valori di suscettività da crollo medi si individuano nella parte alta della rupe, ad acclività minore rispetto al settore sottostante (Figura 123); valori di suscettività “Alti” caratterizzano i settori più acclivi, con una geometria delle discontinuità individuate molto avversa alla stabilità del pendio (Figura 170 e Figura 171).

Nel settore meridionale, invece, i versanti a maggiore acclività presentano una suscettività tipicamente media, con rari valori alti che contraddistinguono i settori per cui le discontinuità rilevate si mostrano fortemente avverse alla stabilità dei versanti (Figura 175).

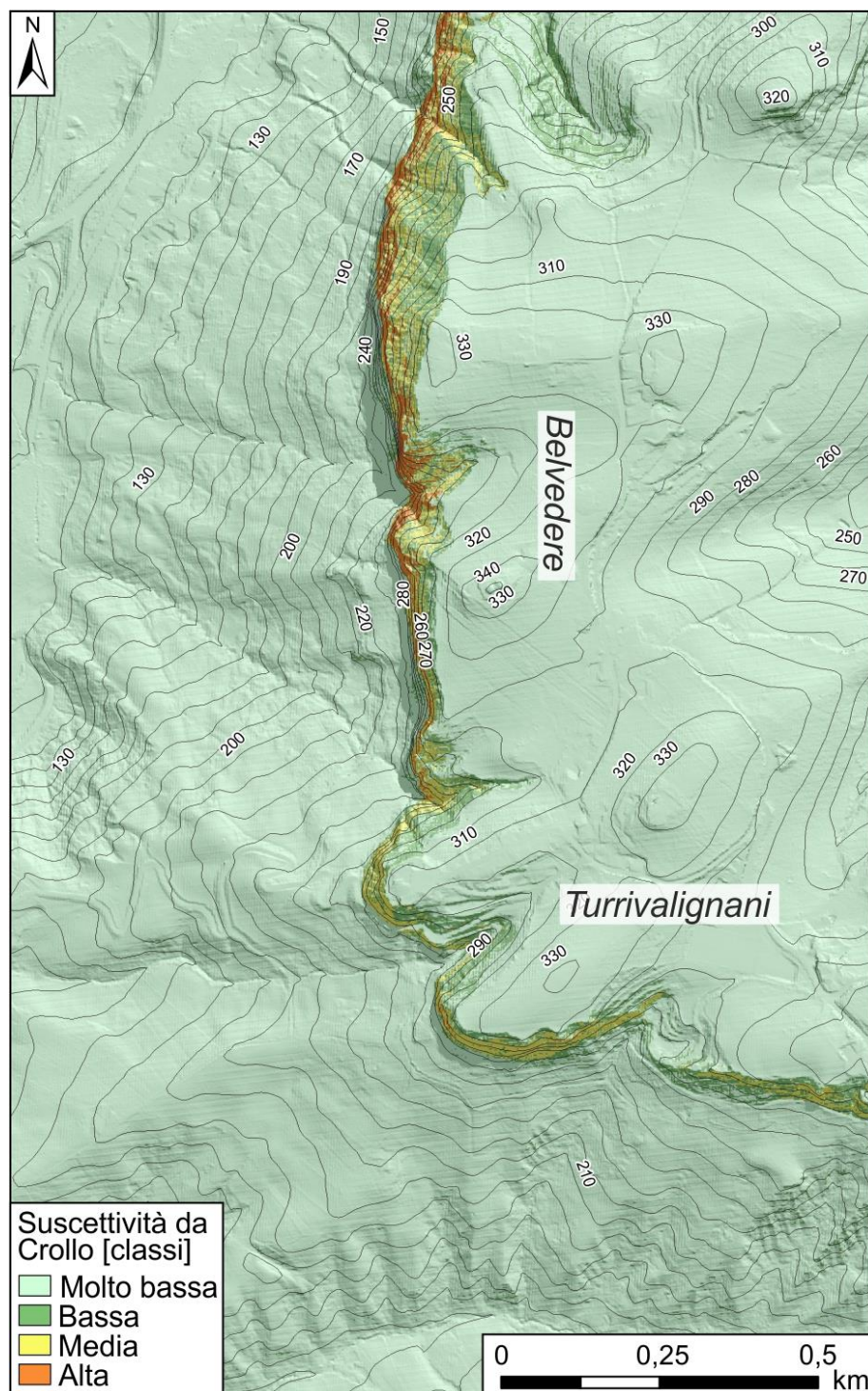


Figura 195. Carta della suscettività da crollo ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE) applicando la metodologia proposta.

In accordo con la distanza moderata dalle tracce delle faglie attive, la carta della suscettività da crollo sismoindotto della Rupe di Turrivalignani mostra unicamente valori molto bassi e bassi (Figura 196). In tale contesto, concordemente con quanto osservato

nella carta di suscettività da crollo, i valori maggiori (i.e., bassi) si individuano in corrispondenza della rupe.

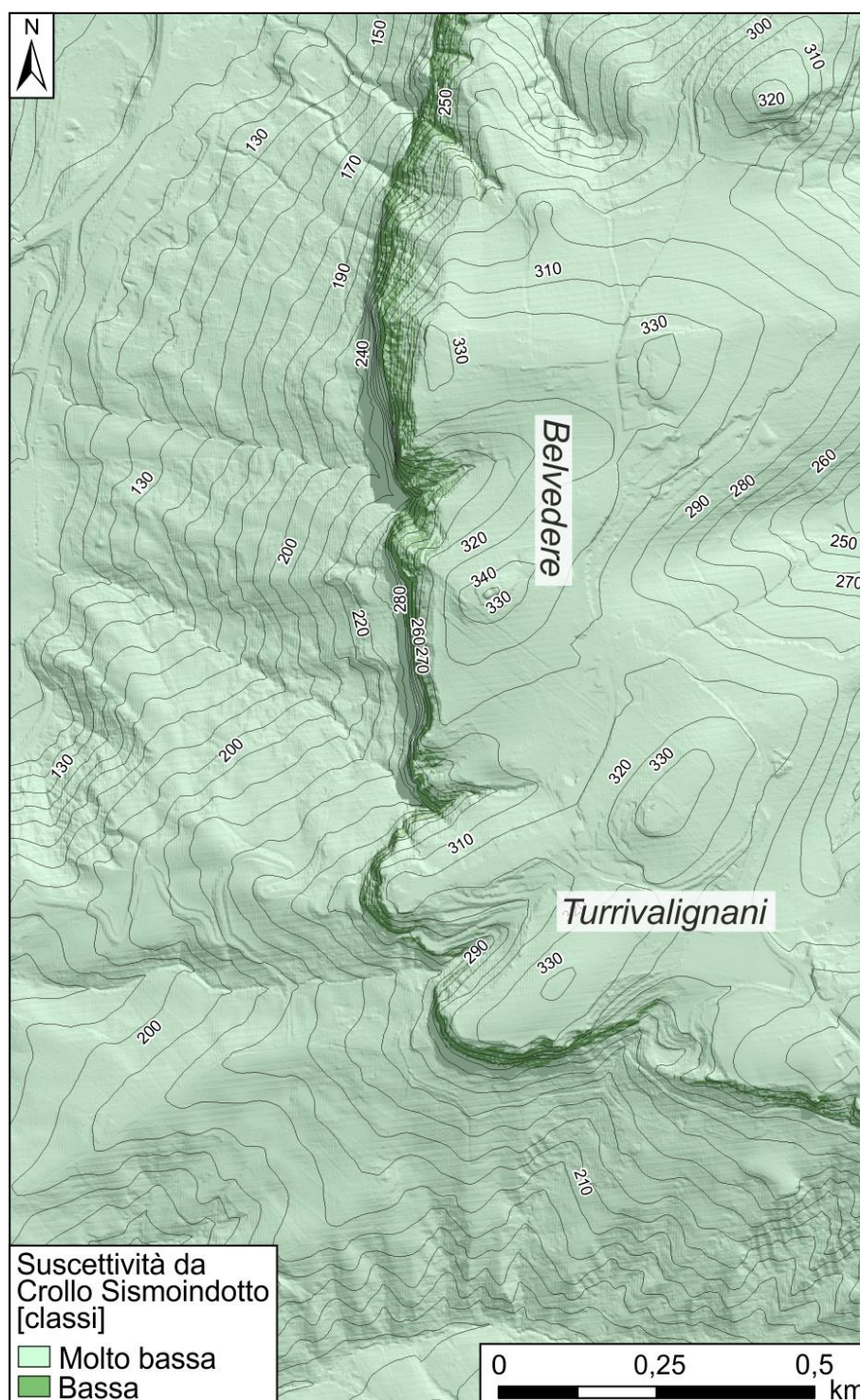


Figura 196. Carta della suscettività da crollo sismoindotto ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE) applicando la metodologia proposta.

La Tabella 13 mostra che in entrambe le carte di suscettività la classe con la maggiore estensione relativa è quella “Molto bassa”. Nel passaggio dal dato di suscettività da crollo

a quello di crollo sismoindotto, si osserva un aumento dell'estensione di quest'ultima, una diminuzione dell'estensione della classe “Bassa” e la completa scomparsa di valori medi e alti.

Tabella 13. Estensione relativa delle classi di suscettività da crollo e da crollo sismoindotto individuate nell'area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Classe	Suscettività da crollo	Suscettività da crollo sismoindotto
Molto bassa	94.36%	97.93%
Bassa	3.28%	2.07%
Media	1.78%	0.00%
Alta	0.58%	0.00%

6.4.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

La valutazione della suscettività da crollo dell'area di Lido Riccio di Ortona ha restituito 4 classi di suscettività, da quella “Molto bassa” a quella “Molto alta” (Figura 197).

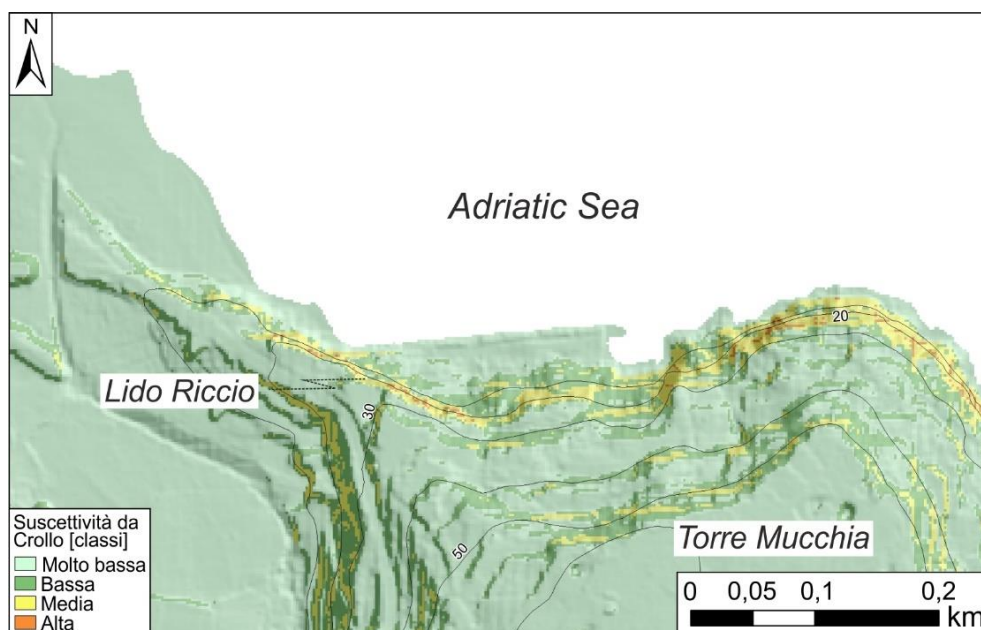


Figura 197. Carta della suscettività da crollo ottenuta per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH) applicando la metodologia proposta.

La classe molto bassa è la più rappresentata e caratterizza tutti i settori pianeggianti o sub-pianeggianti. Valori da bassi a medi individuano le scarpate strutturali e gravitative con un'acclività inferiore ai 60°. Infine, valori di suscettività alti sono i meno rappresentati e si individuano solo in corrispondenza delle scarpate di frana a maggiore pendenza nel

settore settentrionale (Figura 131 e Figura 192); nello stesso settore sono state individuate delle famiglie di discontinuità avverse alla stabilità dei versanti.

Per quanto riguarda la carta della suscettività da crollo sismoindotto, questa mostra solo valori appartenenti alla classe “Molto bassa”, in stretta relazione all’elevata distanza dalle sorgenti sismogenetiche (Figura 198).

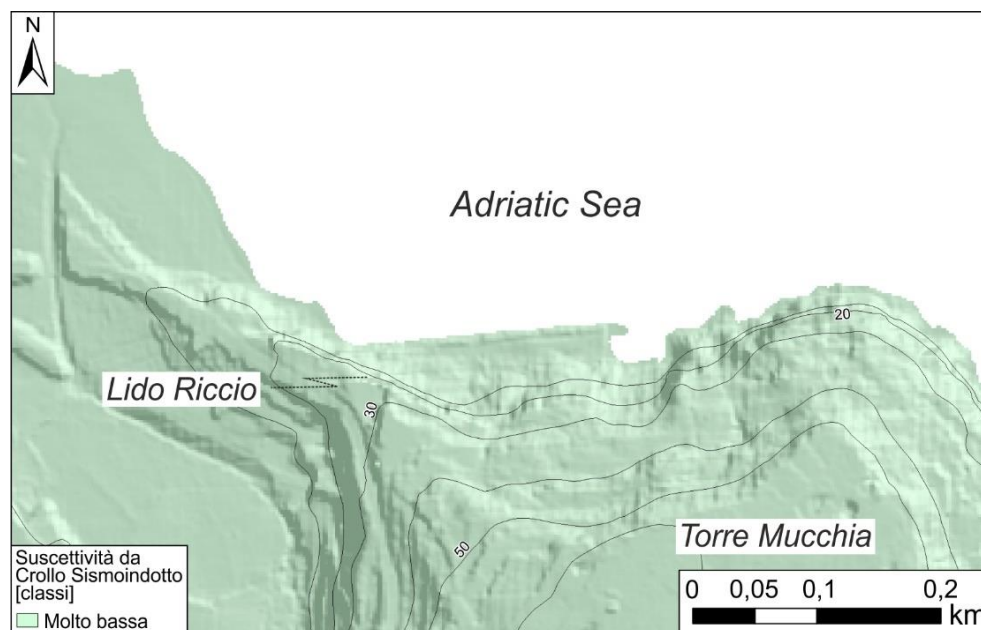


Figura 198. Carta della suscettività da crollo sismoindotto ottenuta per l’area di Lido Riccio di Ortona (CH) applicando la metodologia proposta.

La Tabella 14 conferma che la classe di suscettività “Molto bassa” è quella maggiormente rappresentata in entrambe le carte.

Tabella 14. Estensione relativa delle classi di suscettività da crollo e da crollo sismoindotto individuate nell’area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Classe	Suscettività da crollo	Suscettività da crollo sismoindotto
Molto bassa	77.98%	100.00%
Bassa	15.42%	0.00%
Media	6.32%	0.00%
Alta	0.28%	0.00%

Nella carta di suscettività da crollo l’estensione relativa delle classi decresce all’aumentare della suscettività, con la classe “Alta” che descrive meno dell’1% del

territorio totale. Al passaggio dalla carta di suscettività da crollo a quella di suscettività da crollo sismoindotto, infine, la classe “Molto bassa” diventa ubiquitaria.

6.5 Risultati delle simulazioni e pericolosità da crollo sismoindotto

In questo capitolo vengono illustrati i risultati della valutazione della pericolosità da frana da crollo sismoindotto, derivata tenendo conto della suscettività dell'area sorgente e della magnitudo dell'evento franoso atteso. Per ogni area di studio sono riportate le carte risultanti dalla modellazione eseguita per ogni classe di suscettività individuata nei diversi settori e la carta di pericolosità finale derivante dalla sintesi dei risultati parziali.

6.5.1 Gole di Celano (AQ)

Nell'area delle Gole di Celano (AQ) sono state individuate 5 classi di suscettività da crollo sismoindotto, dalla “Molto Bassa” alla “Molto alta” (Figura 194). In conseguenza di ciò, seguendo l'approccio proposto, sono state eseguite 5 modellazioni di crollo – una per ogni classe di suscettività – utilizzando il software Rockyfor3D.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Molto bassa”

Tra i risultati delle modellazioni sono stati selezionati i raster che rappresentano, per ogni cella, il numero di blocchi in transito, il numero di quelli che si arrestano e la probabilità di raggiungimento da parte di un blocco durante la caduta.

Per quanto riguarda la simulazione che considera come celle sorgenti quelle a suscettività molto bassa, si possono fare le seguenti osservazioni.

La carta del numero dei passaggi evidenzia un valore massimo di 6.300 (Figura 199). Il settore maggiormente interessato dal transito dei blocchi è un versante situato a est rispetto all'ingresso delle gole, nel quadrante sud-orientale dell'area di studio. Valori molto elevati si riscontrano anche lungo il versante nord-orientale della Piana di San Vittorino e in corrispondenza di un'incisione sul fianco sud-orientale della Serra di Celano, con direzione NNO-SSE. Infine, valori elevati si osservano nel raccordo tra il versante meridionale della Serra di Celano e la piana sottostante.

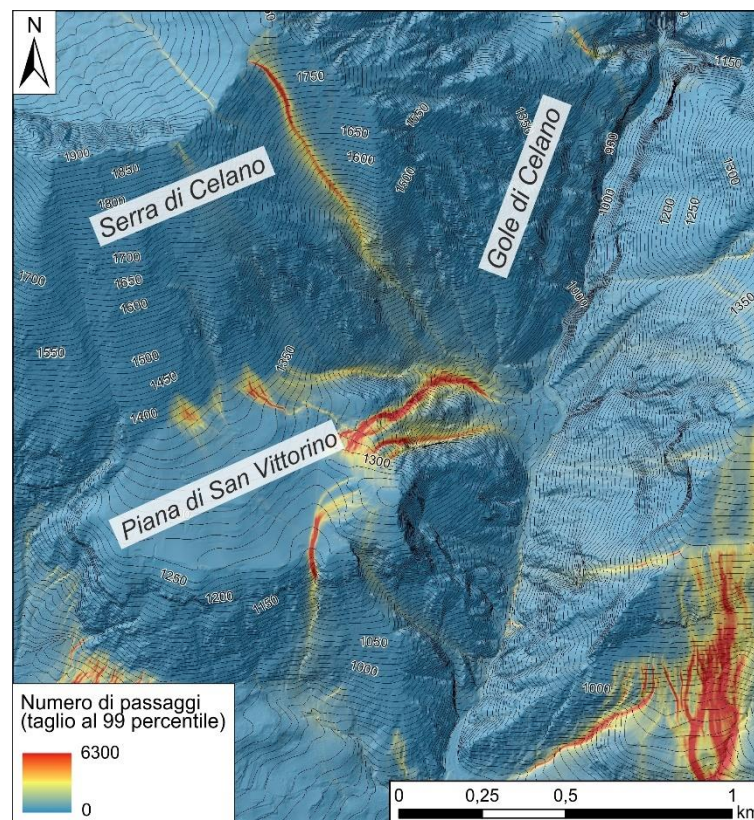


Figura 199. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

La carta del numero dei depositi mette in evidenza le zone pianeggianti o sub-pianeggianti dell'area, che presentano costantemente valori medio-alti (Figura 200). In questo contesto, le aree con i valori più elevati si concentrano principalmente alla base dei versanti. Alcuni esempi significativi includono il margine settentrionale della Piana di San Vittorino e il margine occidentale della regione a debole pendenza situata nel settore centrale della forra.

Per quanto riguarda la carta della probabilità di raggiungimento, i valori massimi si registrano lungo il bordo orientale del settore sub-pianeggiante sulla sommità della Serra di Celano, lungo i bordi sud-occidentale e sud-orientale della Piana di San Vittorino, e nella regione pianeggiante a sud dell'area di studio. Inoltre, un'elevata probabilità di raggiungimento si riscontra nelle vicinanze delle creste situate sulla sinistra idrografica delle gole e nel settore settentrionale delle stesse (Figura 201).

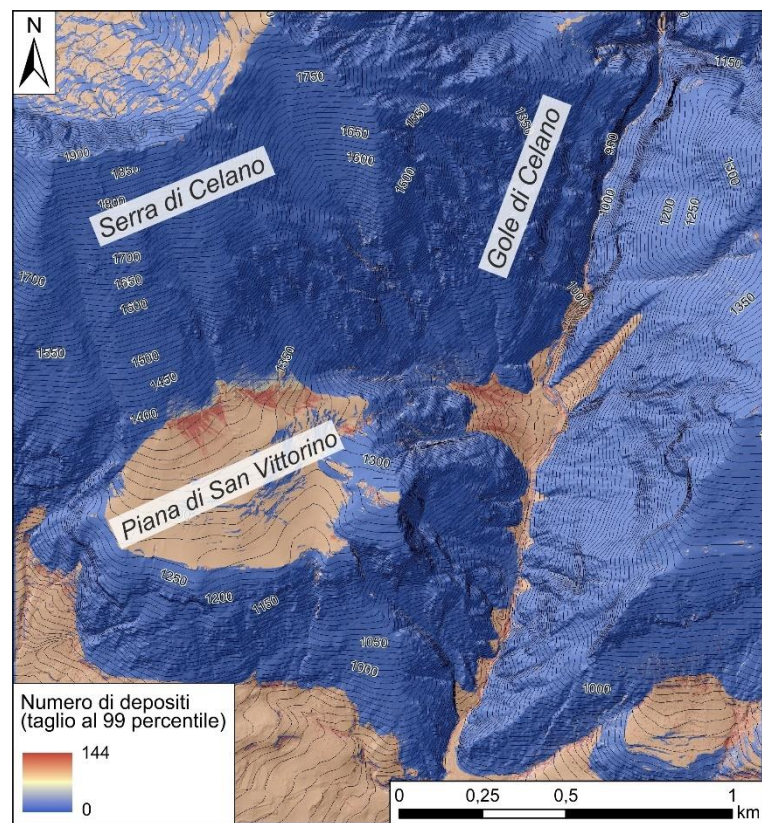


Figura 200. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

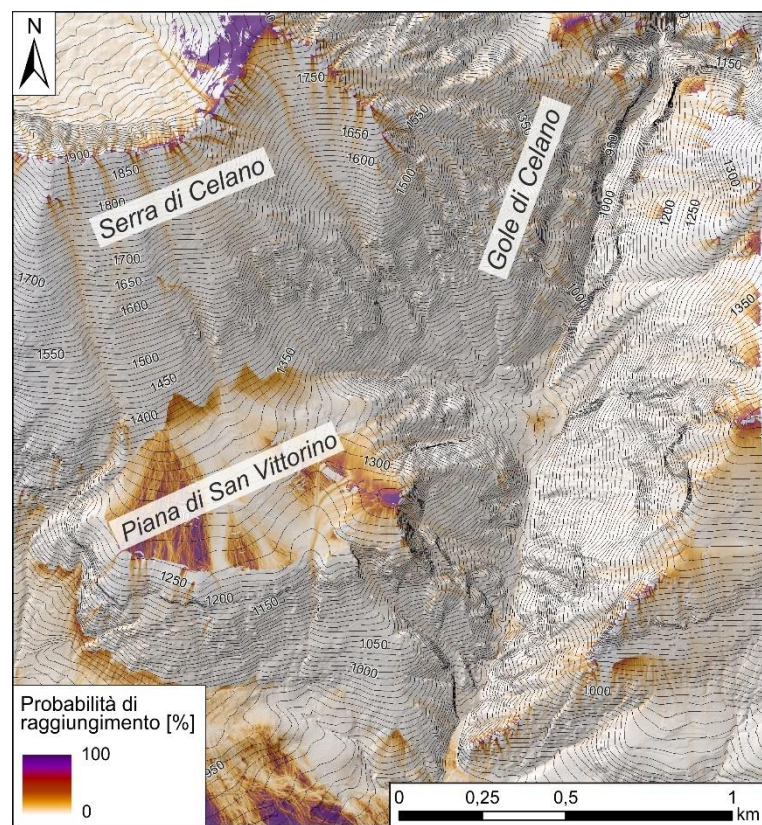


Figura 201. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

Per quanto riguarda la media dei valori massimi di energia cinetica calcolati attraverso la modellazione, le aree in cui il transito dei blocchi risulta più energetico sono i versanti in sinistra e in destra idrografica all'ingresso delle gole, il settore centro-orientale delle stesse e la porzione più settentrionale della forra (Figura 202).

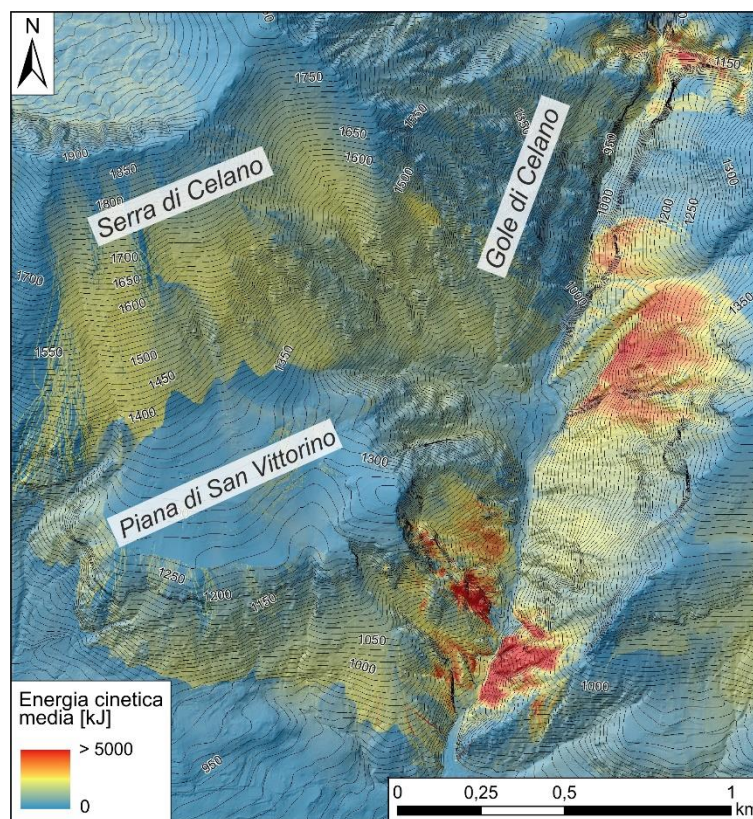


Figura 202. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

L'analisi della distribuzione dei valori presenti nelle carte del numero di passaggi, dei depositi e della probabilità di raggiungimento ha permesso di individuare i settori con una probabilità significativa di essere interessati da fenomeni di crollo originati da celle sorgenti a suscettività molto bassa.

La classificazione dei valori di energia cinetica all'interno di questi settori, effettuata secondo la matrice descritta in metodologia, ha identificato per l'area di studio classi di pericolosità comprese tra la "Molto bassa" e la "Media". In particolare, i settori caratterizzati da una maggiore pericolosità comprendono alcune incisioni lungo i versanti meridionali della Serra di Celano e quelli che delimitano la forra (Figura 203).

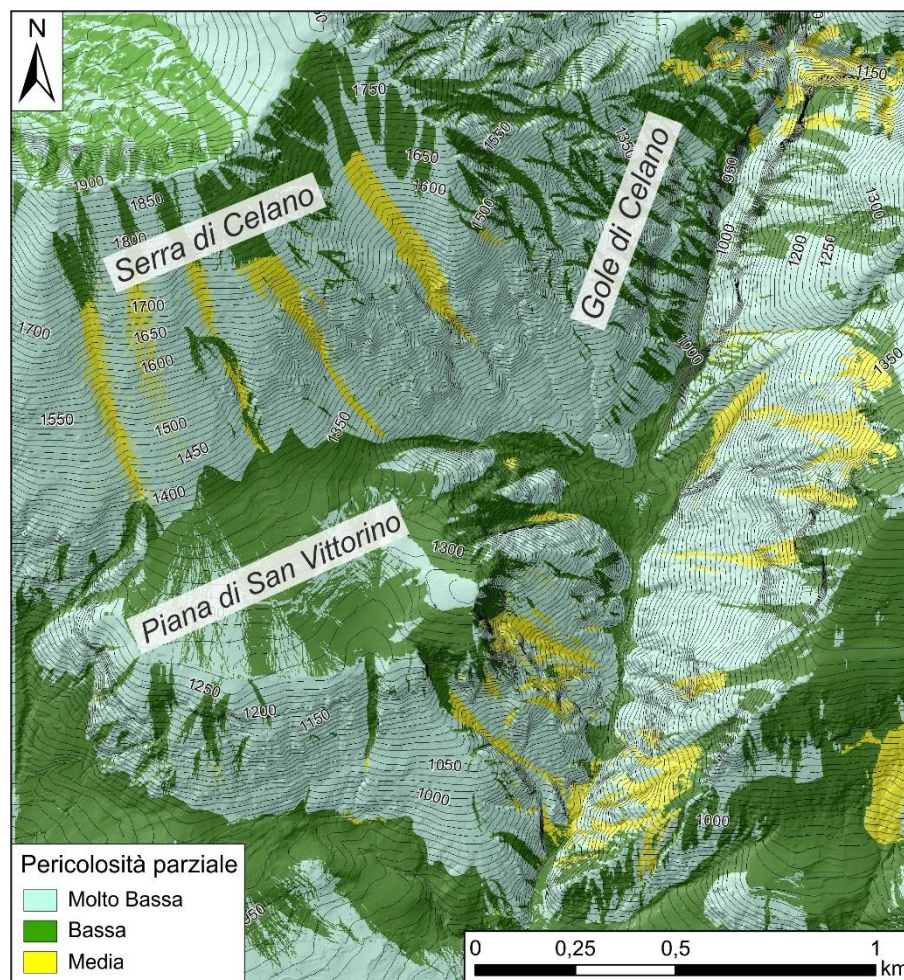


Figura 203. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Bassa”

Nella simulazione effettuata impostando come celle sorgenti quelle a suscettività “Bassa”, il massimo numero di passaggi si attesta intorno a 22.000 (Figura 204).

I valori più elevati si osservano lungo il versante a est dell'ingresso delle gole, caratterizzato da transiti molto numerosi anche nella simulazione relativa alla classe di suscettività "Molto bassa". Altri settori con un elevato numero di transiti includono le incisioni orientate mediamente in direzione NNO-SSE sul versante sud-orientale della Serra di Celano e un solco a direzione circa est-ovest localizzato a nord-est della Piana di San Vittorino.

Per quanto riguarda la carta del numero dei depositi, i valori più alti si concentrano lungo il letto delle gole e nel settore sommitale a debole pendenza situato a nord-ovest della Serra di Celano. Altri settori con un numero significativo di depositi si trovano lungo i margini della Piana di San Vittorino, in corrispondenza di alcune incisioni poste sia a sinistra sia a destra idrografica della forra, e nelle aree a maggiore scabrezza topografica lungo il versante sud-orientale della Serra di Celano (Figura 205).

Infine, la carta della probabilità di raggiungimento mostra una distribuzione dei valori parzialmente confrontabile con quella ottenuta per la classe di suscettività "Molto bassa" (Figura 201 e Figura 206). I valori massimi si localizzano lungo il settore di cresta sulla sommità della Serra di Celano e nell'area sub-pianeggiante verso nord-ovest. Valori elevati si riscontrano anche nei settori a pendenza marcata nella porzione sud-orientale della Piana di San Vittorino, nonché nell'intorno delle creste in sinistra idrografica delle gole e nel settore settentrionale.

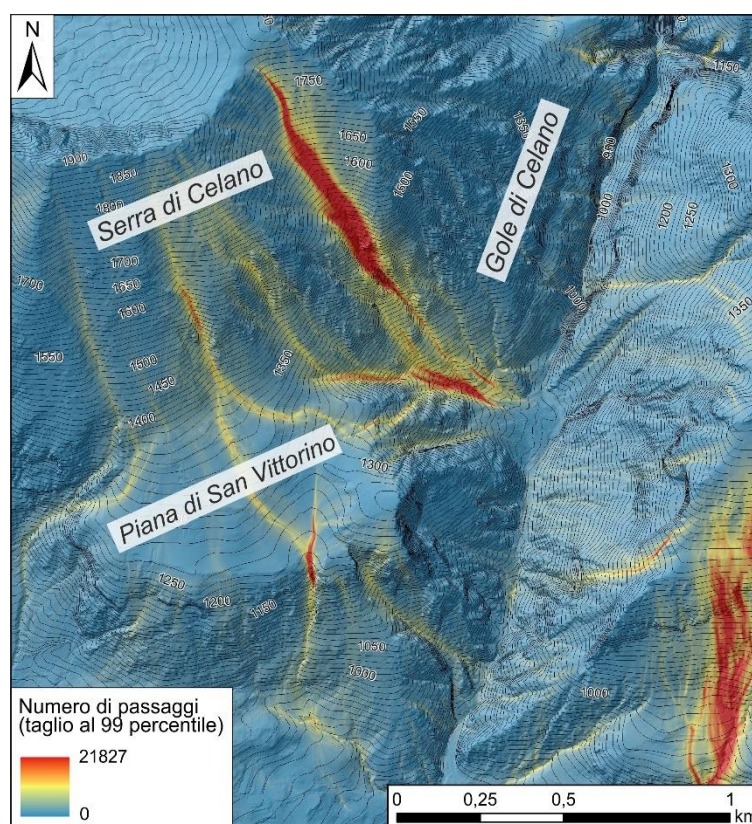


Figura 204. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

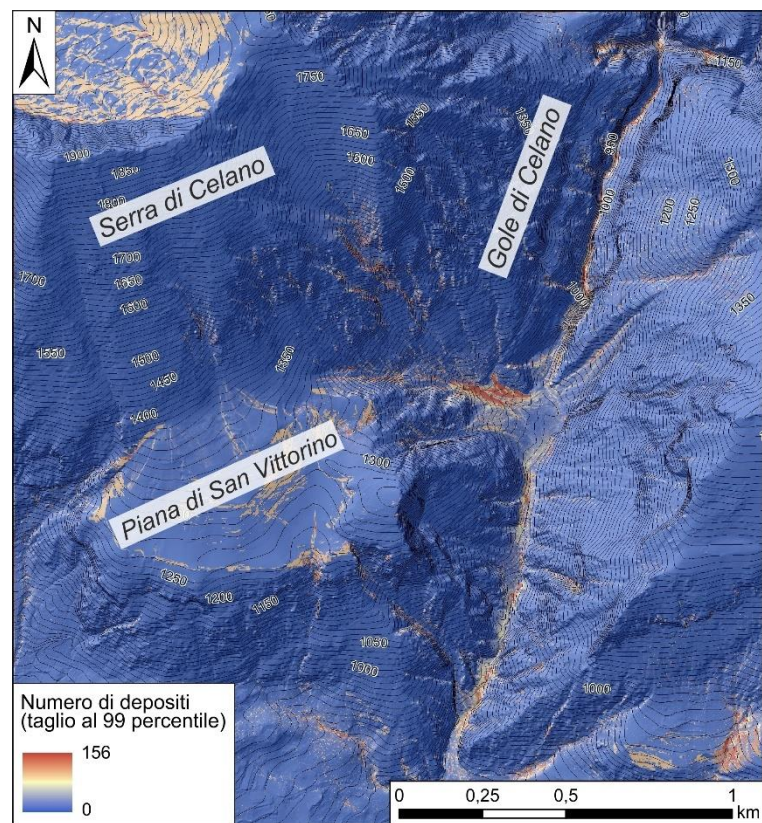


Figura 205. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

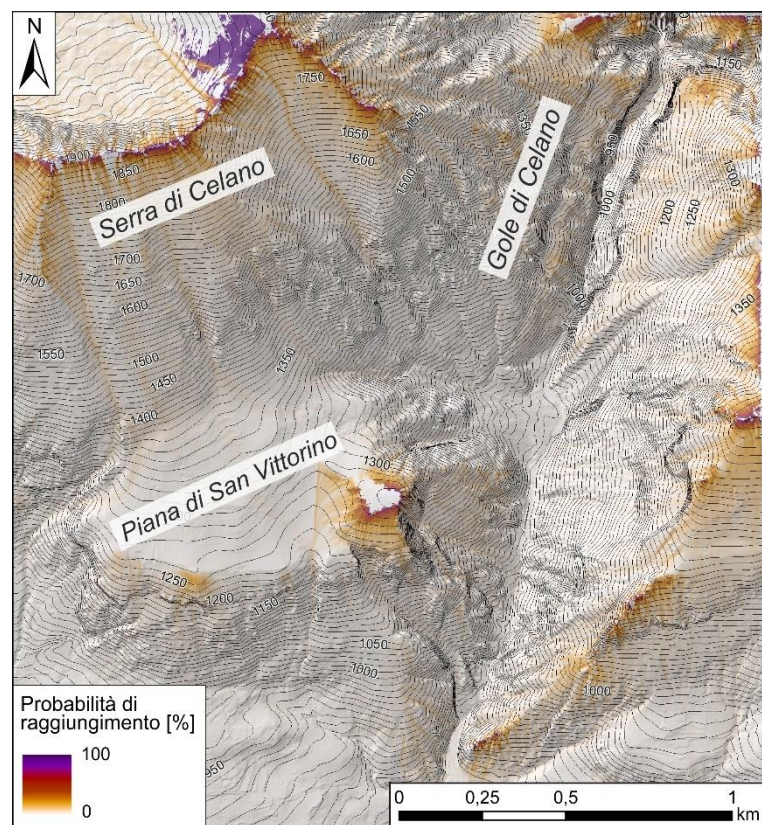


Figura 206. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

Secondo la distribuzione dei valori massimi di energia cinetica mostrata in Figura 207, i transiti più energetici avvengono all'ingresso delle gole, lungo i versanti sia in destra che in sinistra idrografica e nei settori centro-orientale e settentrionale delle stesse. Valori intorno ai 2.500 kJ si ottengono lungo i versanti a sud della Serra di Celano e della Piana di San Vittorino.

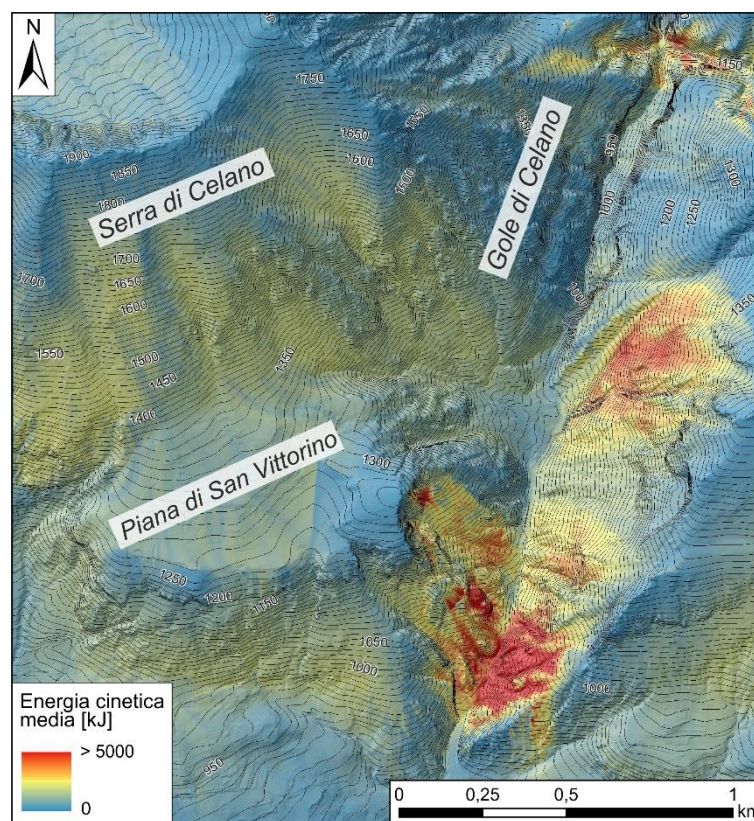


Figura 207. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

Una volta definiti i settori con una maggiore probabilità di essere colpiti da fenomeni di crollo, la classificazione dei valori di energia cinetica al loro interno ha portato alla definizione di 4 classi di pericolosità, dalla “Molto bassa” alla “Alta” (Figura 208).

I settori a pericolosità “Alta” si individuano in prevalenza lungo le incisioni a direzione media ONO-ESE impostate sui versanti che bordano la porzione meridionale delle gole. Una pericolosità media, d'altra parte, caratterizza estesamente le porzioni superiori dei versanti a sud della Serra di Celano e ad est della piana di San Vittorino, oltre al settore settentrionale delle gole.

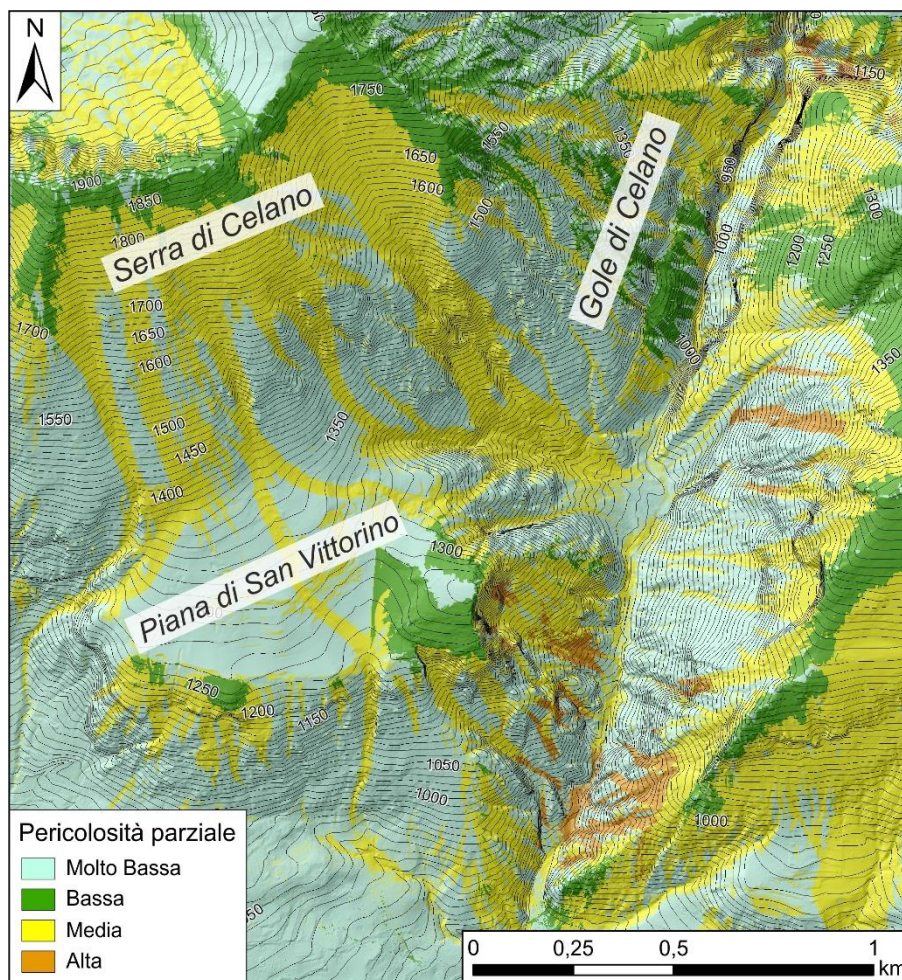


Figura 208. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Media”

Le simulazioni effettuate per la classe di suscettività "Media" nell'area delle Gole di Celano hanno evidenziato il numero di transiti più elevato tra tutte le modellazioni, con un picco massimo di circa 55.000 (Figura 209). I valori più alti si concentrano lungo i solchi e i canali presenti sul versante meridionale della Serra di Celano, con una direzione principale NNO-SSE. Anche la Piana di San Vittorino è attraversata da una fascia ad elevato numero di transiti, orientata nella stessa direzione, che si estende fino al suo bordo meridionale. In questo contesto, le incisioni lungo i versanti delle gole rappresentano ulteriori aree con una significativa probabilità di essere attraversate da blocchi in transito, mostrando valori intermedi.

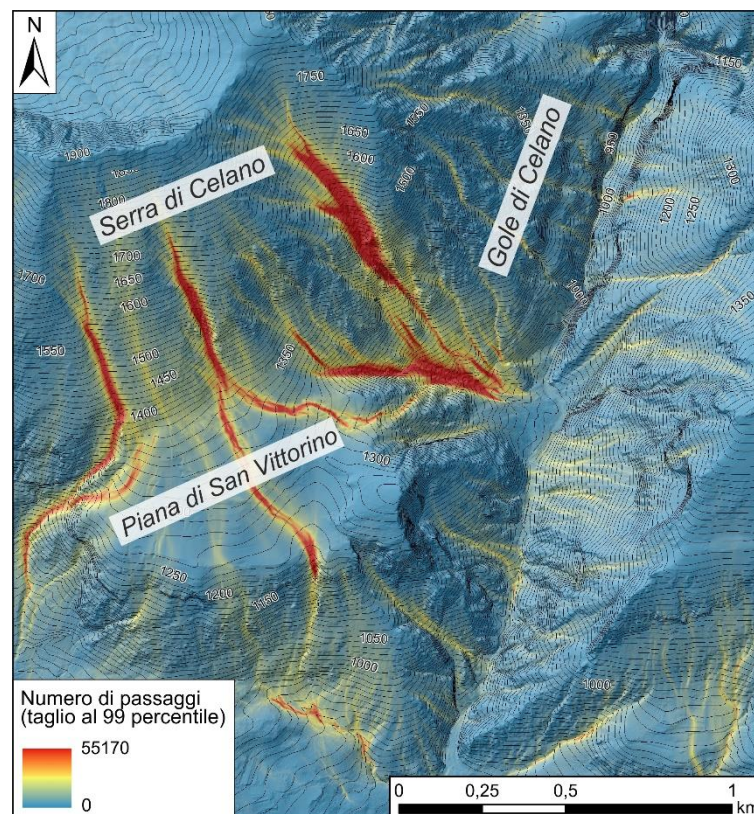


Figura 209. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività media.

Per quanto riguarda la carta dei depositi (Figura 210), i valori massimi si registrano lungo il letto delle gole e alla base del versante situato a sud della Piana di San Vittorino. Un numero elevato di depositi caratterizza anche il settore sub-pianeggiante nella porzione centrale della forra, lungo il bordo sud-orientale e verso nord-ovest. Valori significativi si riscontrano inoltre nelle aree con maggiore rugosità topografica.

La carta della probabilità di raggiungimento mostra i valori massimi lungo i fianchi delle creste, con particolare evidenza per la parte sommitale della Serra di Celano e i settori a maggiore pendenza nella porzione sud-orientale della Piana di San Vittorino (Figura 211). Rispetto alla soglia fissata per identificare i settori potenzialmente interessati dai fenomeni di crollo, la maggior parte dell'area presenta valori decisamente superiori. In questo contesto, valori inferiori a tale soglia si osservano nelle zone pianeggianti o a debole pendenza, nel versante a sud della Piana di San Vittorino e nella porzione inferiore del versante sud-orientale della Serra di Celano.

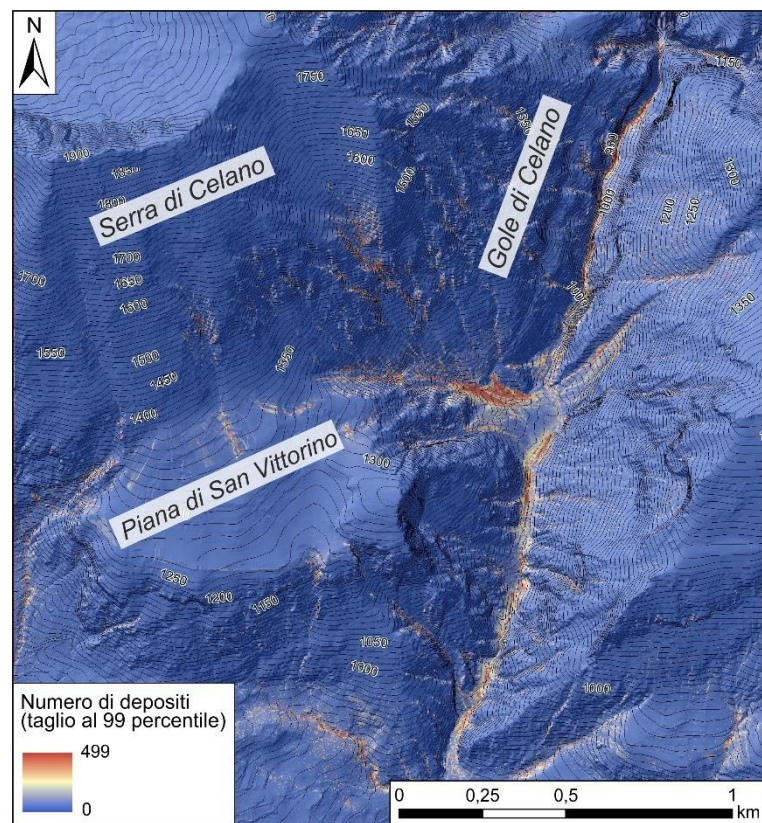


Figura 210. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività media.

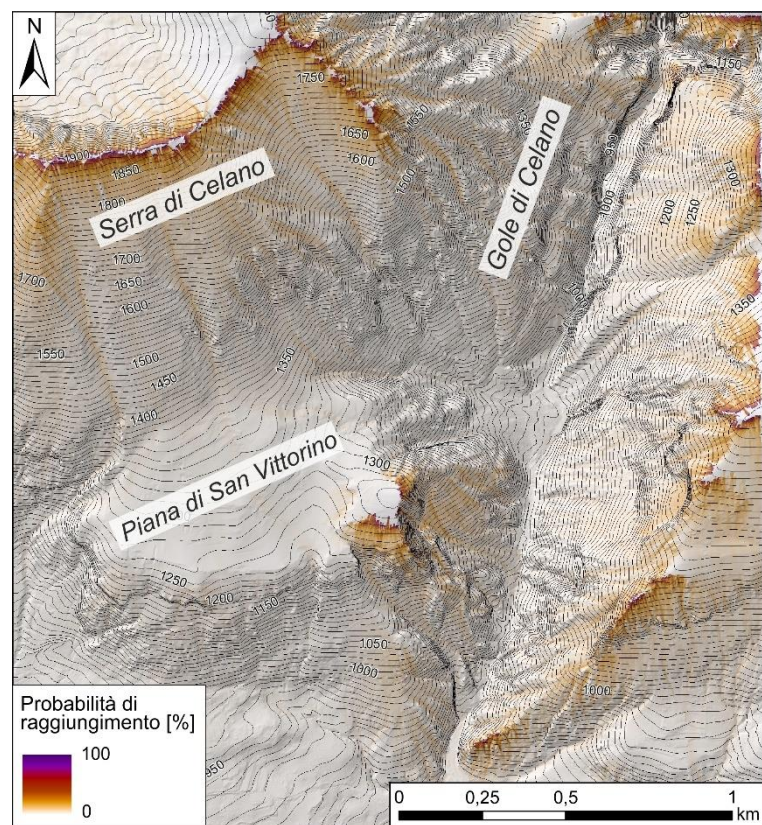


Figura 211. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività media.

Nella carta dell'energia cinetica (Figura 212) il settore in cui avvengono i fenomeni di crollo più energetici si riconferma quello a sud delle gole. Valori medio-alti si riscontrano anche lungo i pendii nei settori centrale e settentrionale delle stesse. Il versante meridionale della Serra di Celano e quello a sud della Piana di San Vittorino, infine, mostrano valori che aumentano spostandosi dalle porzioni sommitali verso la base.

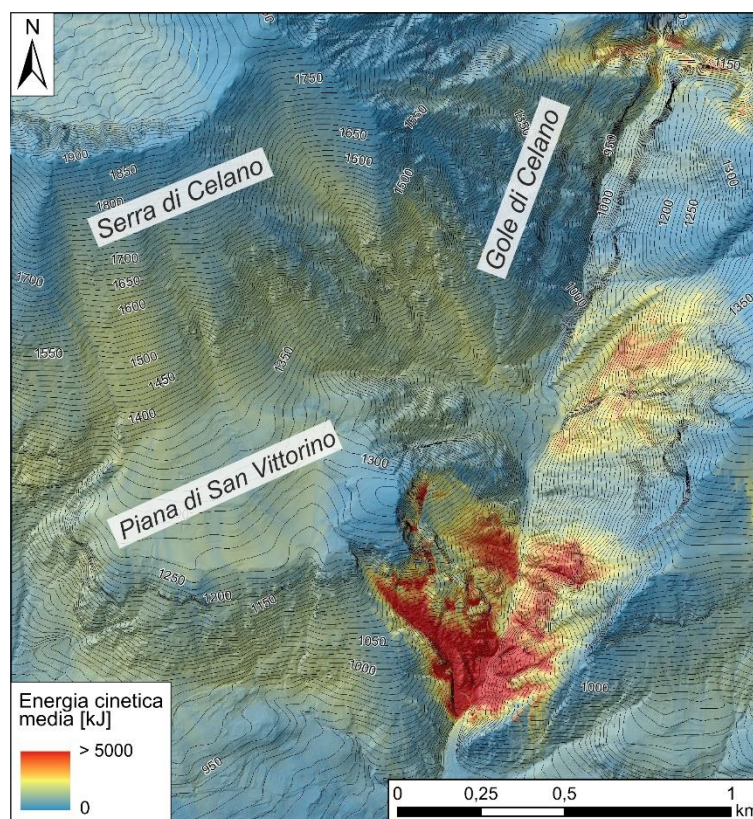


Figura 212. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività media.

La classificazione dei valori di energia cinetica nelle aree con la maggiore propensione a subire fenomeni di crollo, conduce a 4 classi di suscettività, da quella “Molto bassa” a quella “Alta” (Figura 213).

I versanti a maggiore pericolosità risultano quelli in destra e in sinistra idrografica all'ingresso delle gole, quelli nei settori centro-orientale e settentrionale delle stesse, e la porzione inferiore di quelli a sud della Serra di Celano e della Piana di San Vittorino. In generale, la classe di pericolosità più rappresentata è quella “Media”, che caratterizza estesamente le porzioni centrali e superiori dei pendii.

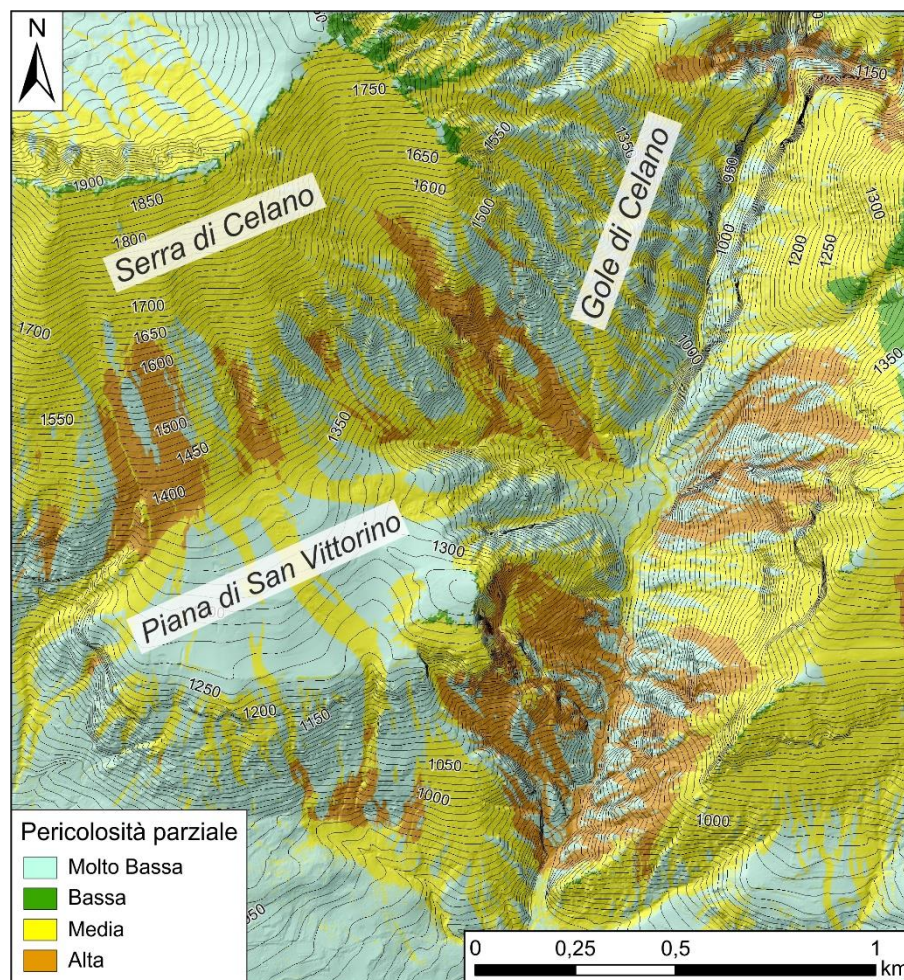


Figura 213. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività media.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Alta”

Le simulazioni effettuate considerando come aree di distacco quelle a suscettività alta hanno evidenziato un numero significativo di transiti e accumuli, influenzato dall'estensione relativa della classe e dalla distribuzione dei suoi valori (Figura 194 e Tabella 12).

La carta del numero di passaggi mette in risalto le incisioni presenti sui versanti (Figura 214). I settori con i valori più elevati corrispondono ai solchi con direzione media NNO-SSE, localizzati nella porzione occidentale dell'area di studio, a sud della Serra di Celano e della Piana di San Vittorino. Bande con la stessa direzione attraversano la Piana di San Vittorino, raggiungendo e superando il suo bordo meridionale. Depressioni caratterizzate

da un elevato numero di transiti si trovano anche nella zona di raccordo tra il versante carbonatico principale della Serra di Celano e quello situato a SSE della stessa. Lungo i fianchi delle gole, i solchi mostrano valori più alti in destra idrografica, in particolare nell'area nord-occidentale, minori in sinistra.

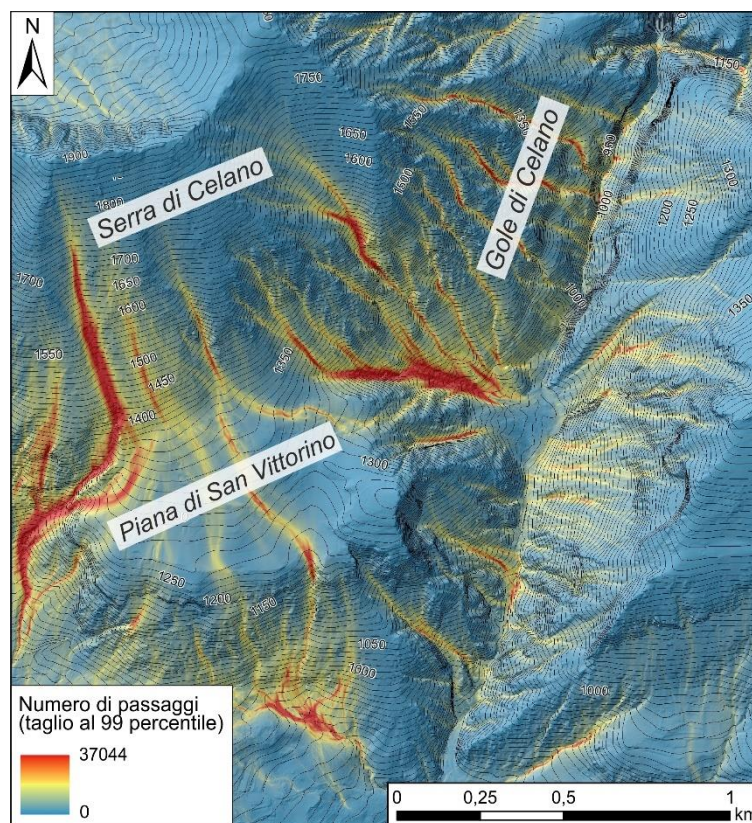


Figura 214. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività alta.

Nella carta del numero dei depositi i valori più alti si concentrano lungo il letto delle gole (Figura 215). Altre aree con un numero elevato di depositi includono la base del versante situato a sud della Piana di San Vittorino e i solchi localizzati nel raccordo tra quest'ultima e la Serra di Celano, sia verso ovest sia verso est. Anche i settori caratterizzati da una maggiore rugosità topografica presentano valori significativi.

Per quanto riguarda la carta della probabilità di raggiungimento, i valori più alti mettono in evidenza, ancora una volta, i fianchi delle creste e alcune scarpate presenti nell'area. Di particolare rilievo è l'area fortemente acclive situata a sud-est della Piana di San Vittorino, con una scarpata principale orientata in direzione circa nord-sud (Figura 216).

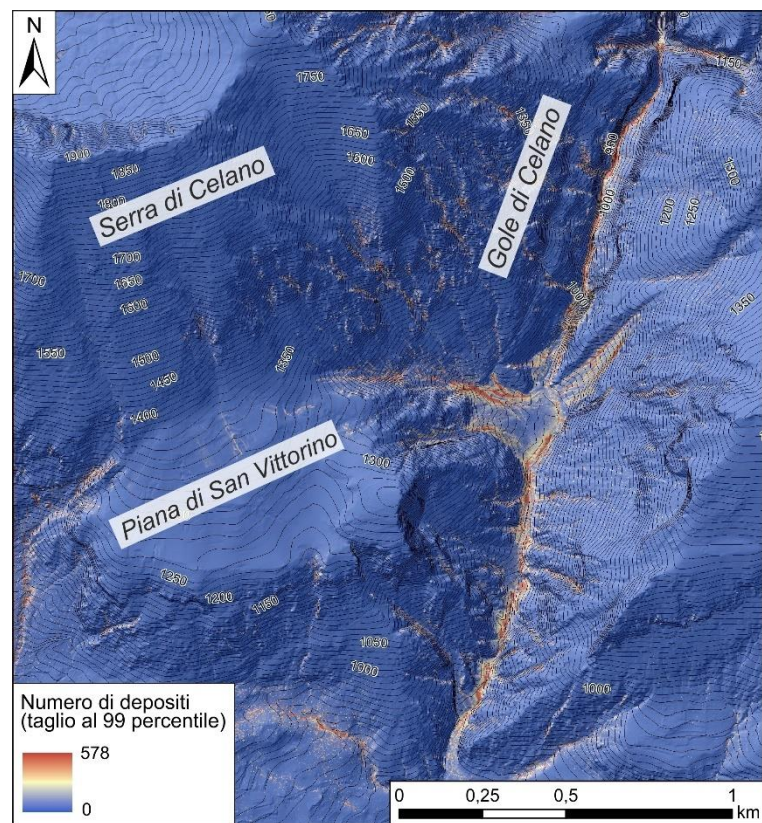


Figura 215. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività alta.

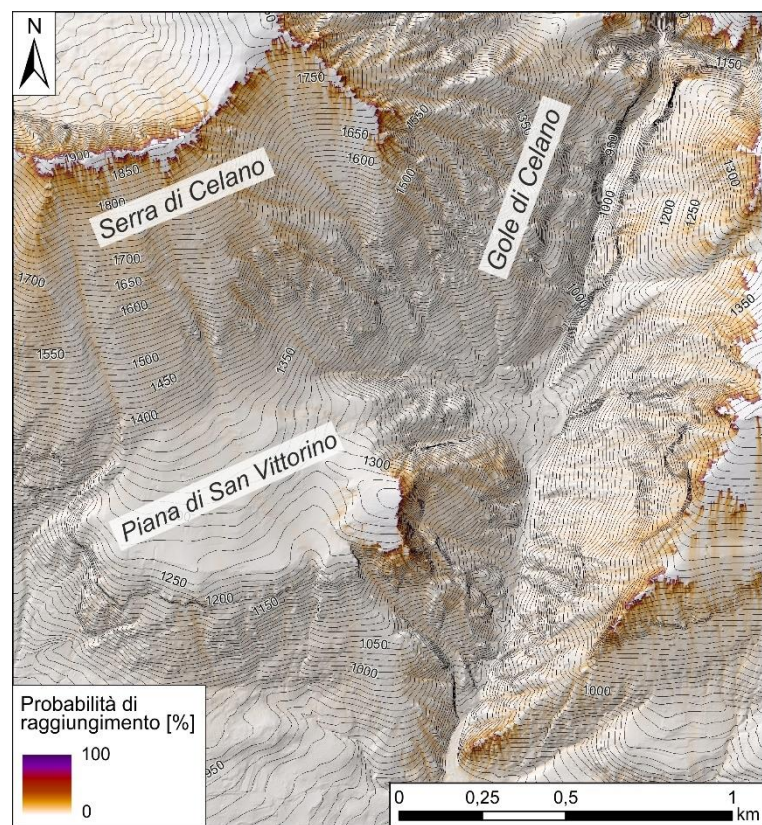


Figura 216. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività alta.

La carta dell'energia cinetica media mette in chiaro risalto i versanti in destra e in sinistra idrografica all'ingresso delle gole (Figura 217). Valori medio-alti si individuano anche nel settore centro-orientale delle stesse, medi lungo tutti i versanti con esposizione a sud. La Piana di San Vittorino è caratterizzata da valori medio-bassi.

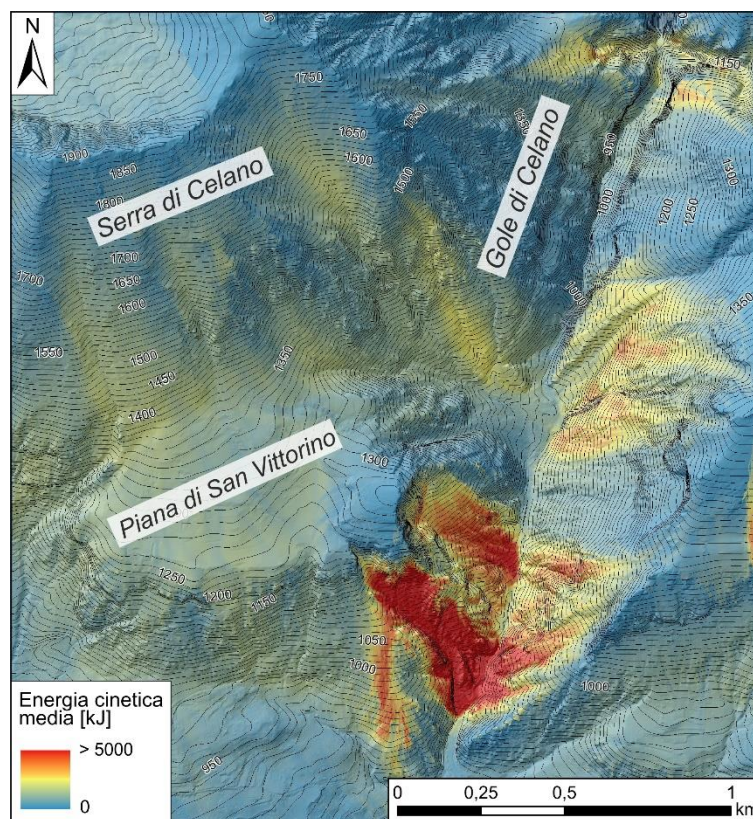


Figura 217. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività alta.

A seguito della definizione dei settori maggiormente propensi a subire fenomeni di crollo per la classe di suscettività alta, la classificazione dei valori di energia cinetica ha restituito le classi di pericolosità dalla “Molto bassa” alla “Molto alta”, con esclusione di quella “Bassa” (Figura 218).

I settori a maggiore pericolosità si localizzano lungo i fianchi carbonatici all'ingresso delle gole. Tuttavia, valori elevati si riscontrano diffusamente su tutti i versanti, oltre che in alcune aree della Piana di San Vittorino e nella regione sommitale della Serra di Celano. Nei settori superiori dei versanti e nelle aree circostanti le creste, la pericolosità è

prevalentemente classificata come media. Infine, la zona sub-pianeggiante individuata verso sud presenta complessivamente una pericolosità molto bassa.

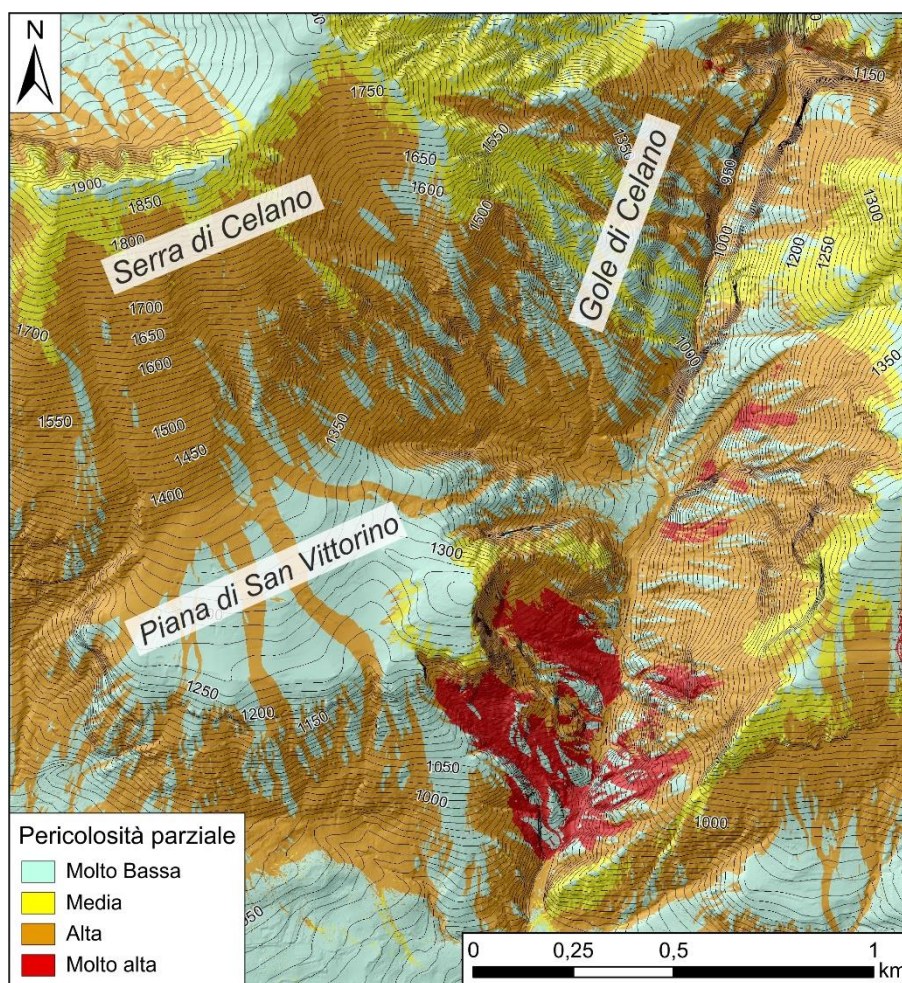


Figura 218. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività alta.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Molto alta”

In base ai risultati della modellazione effettuata impostando come celle sorgenti quelle a suscettività molto alta, un numero di transiti significativo caratterizza le incisioni e i solchi lungo il versante ad est della Piana di San Vittorino – in destra idrografica rispetto all'ingresso delle gole – e a nord-est della stessa, al raccordo con il fianco meridionale della Serra di Celano (Figura 219). Altri settori a transito elevato sono presenti lungo i versanti a sud e ad ovest della Piana. Valori medi caratterizzano le incisioni lungo i pendii che bordano la forra.

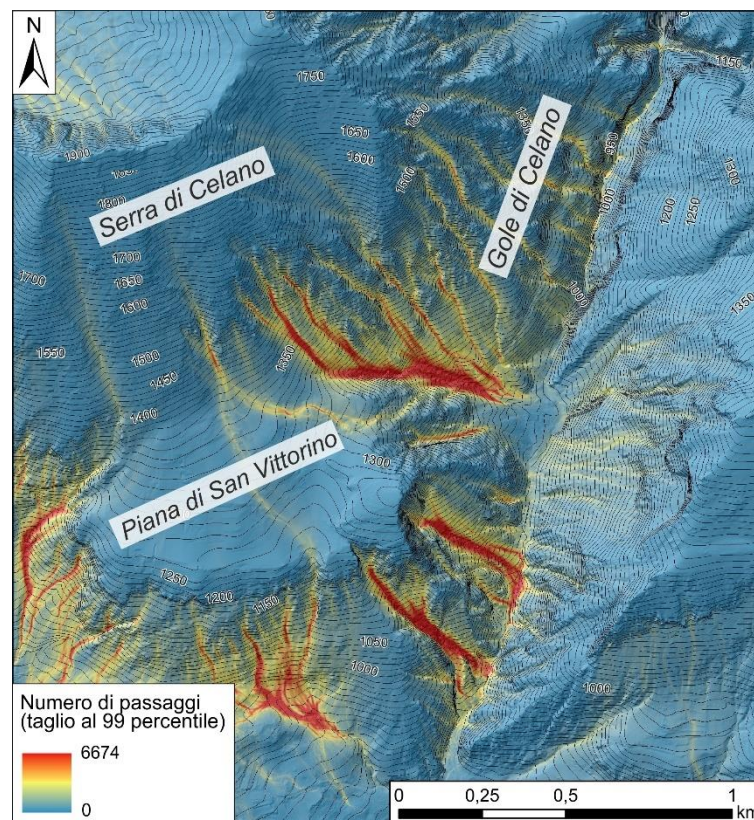


Figura 219. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

La carta del numero dei depositi mostra una distribuzione dei valori simile a quella ottenuta considerando le celle sorgenti a suscettività alta (Figura 215 e Figura 220). I valori massimi si concentrano alla base delle gole, seguiti da alcune incisioni lungo i fianchi della forra. Anche la regione scabra situata lungo il versante sud-orientale della Serra di Celano presenta settori con un discreto numero di depositi.

La carta della probabilità di raggiungimento, invece, mette in evidenza le principali scarpate dell'area (Figura 221). I valori massimi si localizzano a sud-est della Piana di San Vittorino, in corrispondenza del settore fortemente acclive con orientamento approssimativamente nord-sud nella parte alta del versante. Le scarpate all'ingresso delle gole, situate nella parte alta del versante in sinistra idrografica, risultano anch'esse di particolare rilievo. Altri elementi con elevata probabilità di raggiungimento includono i versanti sub-verticali che delimitano la regione settentrionale della forra e la scarpata con direzione est-ovest, individuata nella parte alta del versante a sud della Piana di San Vittorino.

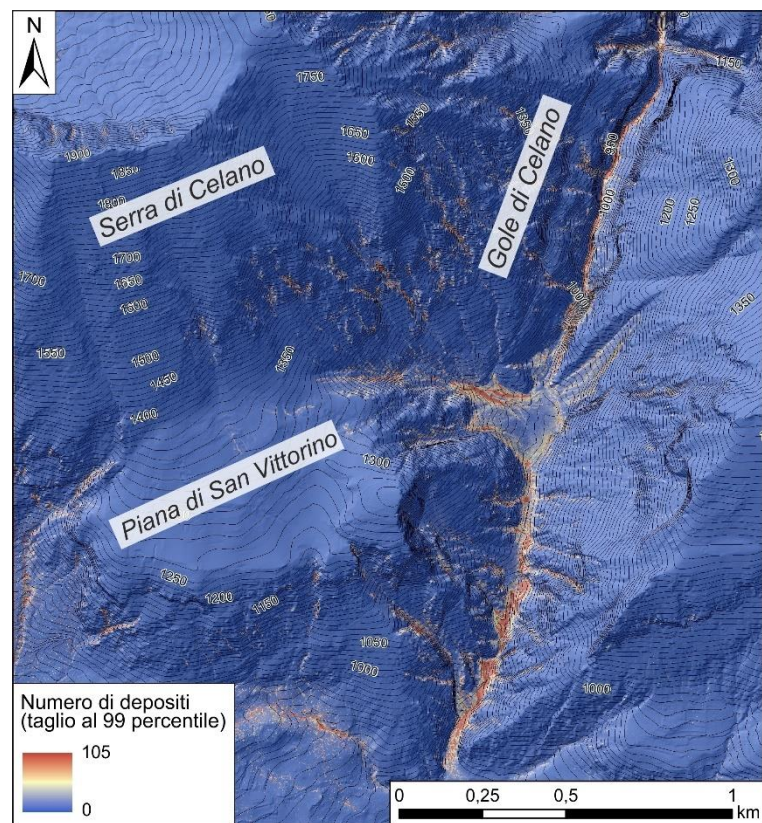


Figura 220. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

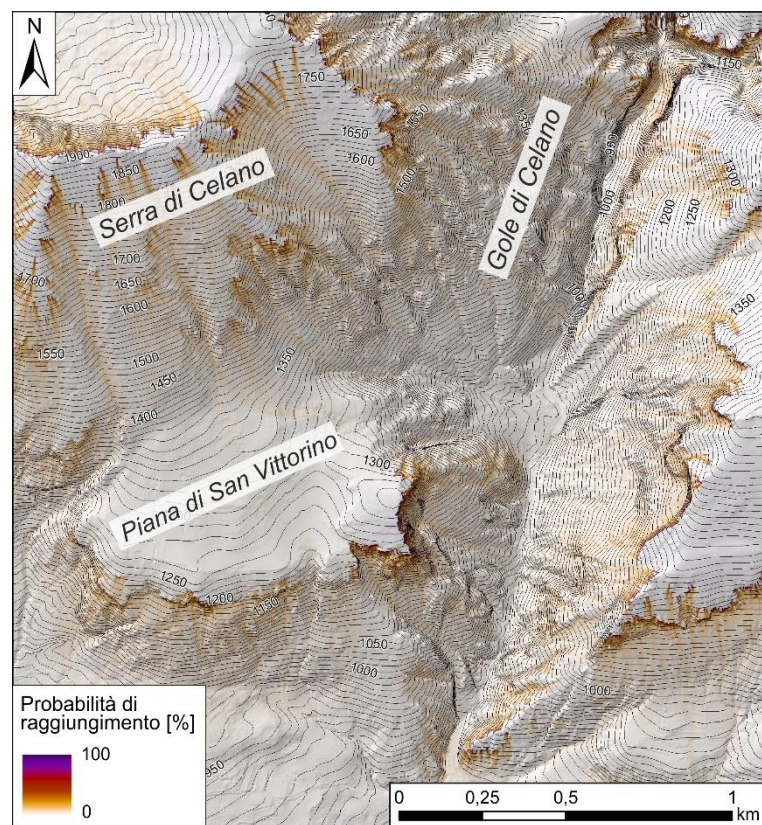


Figura 221. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

La carta dell'energia cinetica mostra valori massimi in corrispondenza dell'ingresso delle gole, elevati lungo i fianchi centro-orientale e settentrionale delle stesse, moderati in corrispondenza del versante meridionale della Serra di Celano (Figura 222).

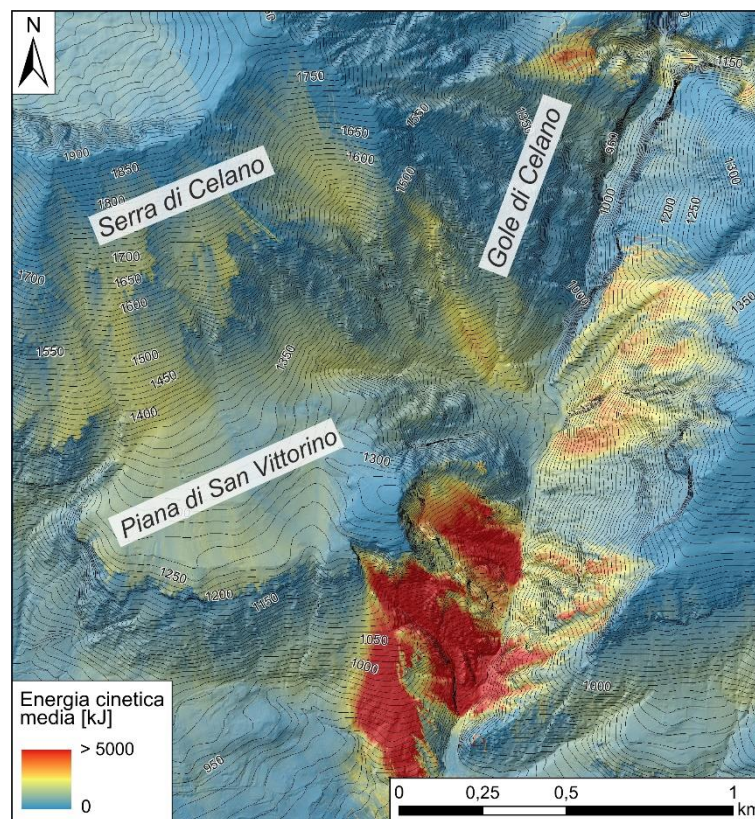


Figura 222. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

La classificazione basata sulla matrice metodologica proposta ha permesso di individuare classi di pericolosità che variano dalla "Molto bassa" alla "Molto alta", con esclusione della classe "Bassa" (Figura 223). In questo contesto, i versanti in destra e in sinistra idrografica delle gole mostrano valori di pericolosità alti o molto alti. In particolare, le fasce a maggiore pericolosità si localizzano lungo i fianchi che delimitano l'ingresso della forra, nonché lungo i versanti centrali e settentrionali delle gole. Valori elevati si riscontrano estensivamente lungo il fianco meridionale della Serra di Celano e sui versanti a sud e ovest della Piana di San Vittorino. In questa simulazione, l'esclusione dei settori con una probabilità trascurabile di essere interessati da crolli ha determinato l'assegnazione di una pericolosità molto bassa alla Piana di San Vittorino e ad alcune aree

ad alta energia cinetica, come il versante individuato a ovest rispetto all'ingresso delle gole (Figura 222).

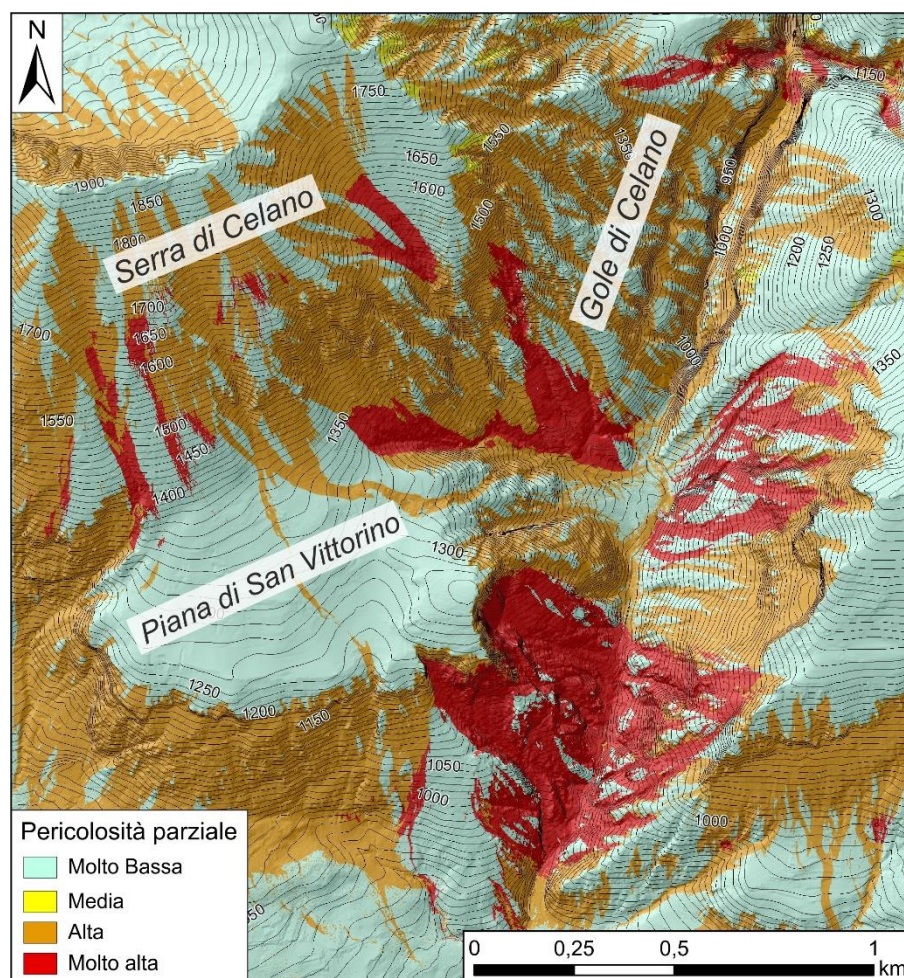


Figura 223. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

Pericolosità da crollo sismoindotto

La Carta di pericolosità da crollo sismoindotto, illustrata in Figura 224, è stata elaborata combinando i risultati parziali rappresentati nelle carte di pericolosità ottenute per le classi di suscettività "Molto bassa" (Figura 203), "Bassa" (Figura 208), "Media" (Figura 213), "Alta" (Figura 218) e "Molto alta" (Figura 223).

Nell'area delle Gole di Celano sono state identificate 5 classi di pericolosità da crollo sismoindotto, che spaziano dalla "Molto bassa" alla "Molto alta". Le classi di pericolosità

“Molto bassa” e “Bassa” interessano principalmente la porzione meridionale della Piana di San Vittorino e il settore sub-pianeggiante lungo il margine meridionale dell’area di studio. Inoltre, settori di dimensioni limitate con pericolosità molto bassa sono stati individuati lungo creste e picchi isolati situati sui versanti carbonatici, caratterizzati da una probabilità piuttosto ridotta di essere coinvolti in fenomeni di crollo.

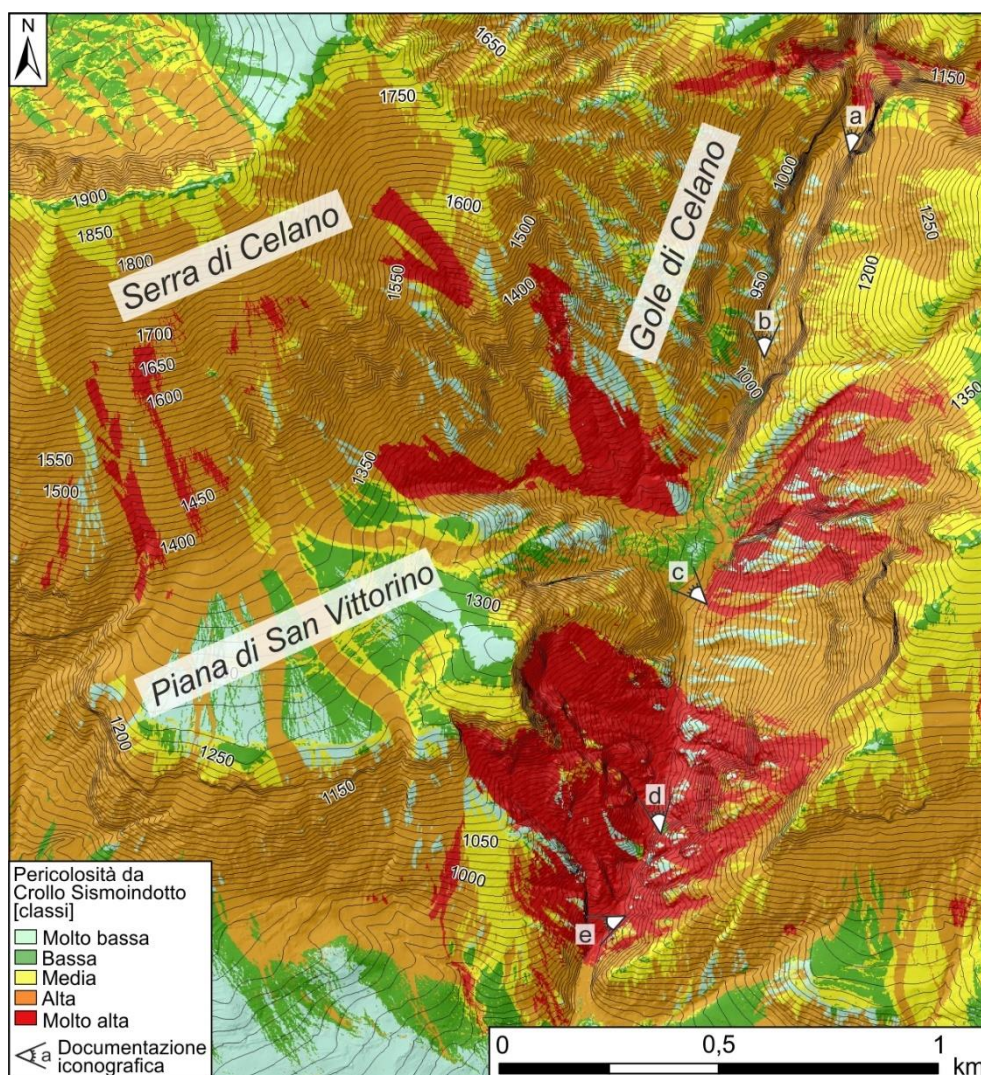


Figura 224. Carta della pericolosità da crollo sismoindotto ottenuta per l’area di studio delle gole di Celano (AQ). Per la documentazione iconografica indicata si vedano Figura 225 (a), Figura 226 (b), Figura 227 (c), Figura 228 (d) e Figura 229 (e).

La classe di pericolosità "Media" è stata identificata nelle porzioni superiori dei versanti, immediatamente a valle della rottura di pendio che collega i settori sub-pianeggianti o a debole pendenza con i pendii stessi, e nelle aree circostanti le creste principali. In questi settori, i blocchi in frana possiedono inizialmente un’energia cinetica bassa, che aumenta

progressivamente con il proseguire del moto verso valle. La classe di pericolosità “Alta” è la più diffusa (Tabella 15). Essa caratterizza la maggior parte dei versanti, la base delle gole nei settori centrale e centro-settentrionale dell’area di studio, e le zone pianeggianti o sub-pianeggianti situate alla base dei versanti carbonatici e a nord-ovest della Serra di Celano (Figura 226). Inoltre, due fasce caratterizzate da un’elevata pericolosità attraversano la Piana di San Vittorino lungo una direttrice NNO-SSE. La classe di pericolosità "Molto alta" è presente in diversi settori, tra cui la porzione meridionale delle gole. In questa area, le discontinuità presenti nelle parti superiori dei versanti tendono a isolare blocchi di dimensioni variabili, da decimetriche a plurimetriche, che si distaccano da scarpate e fianchi di trincee, raggiungendo la base delle gole (Figura 228 e Figura 229). Altri settori a pericolosità molto alta si individuano lungo i versanti che delimitano la porzione centrale della forra, dove il materiale in frana tende a concentrarsi nelle incisioni, parzialmente riempite da accumuli di detrito. Secondo le simulazioni, i blocchi in frana terminano spesso il loro moto alla base dei versanti carbonatici, senza coinvolgere il settore a debole pendenza al centro delle gole, o raggiungendolo con un’energia cinetica moderata (Figura 227). Infine, fasce a pericolosità molto alta si individuano nel settore settentrionale delle gole, dove gli elementi tettonici a direzione ONO-ESE intersecano la forra a direzione circa SSO-NNE, determinando un elevato grado di fratturazione e un livello di instabilità dei versanti molto alto (Figura 194 e Figura 225).

Le classi di pericolosità individuate mostrano un’estensione variabile (Tabella 15). La classe "Alta" copre oltre il 50% dell’area analizzata, la classe "Media" circa il 14%, mentre ciascuna delle altre classi rappresenta circa l’11% del territorio.

Tabella 15. Estensione relativa delle classi di pericolosità da crollo sismoindotto nell’area delle Gole di Celano (AQ).

Classe	Pericolosità da crollo sismoindotto
Molto bassa	10,89%
Bassa	9,66%
Media	14,22%
Alta	54,19%
Molto alta	11,04%

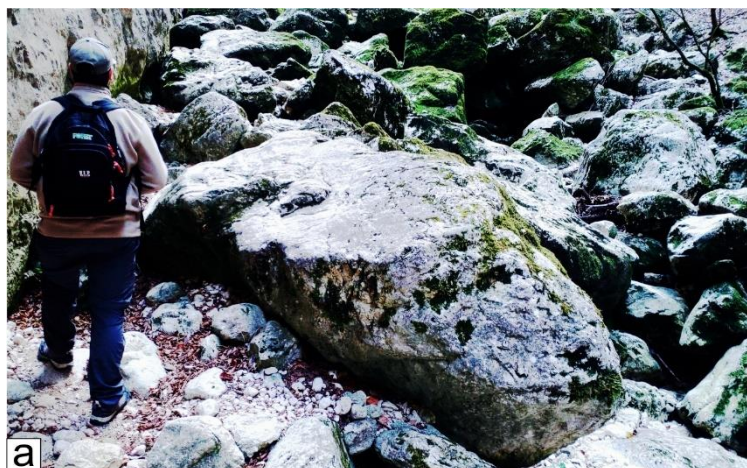


Figura 225. Deposito di frana da crollo costituito da massi isolati di dimensione da decimetrica a plurimetrica nel settore settentrionale delle gole (1,020 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.



Figura 226. Deposito di frana da crollo costituito da massi isolati di dimensione prevalentemente decimetrica nel settore centro-settentrionale delle gole (930 m s.l.m.). Foto scattata verso nord.



Figura 227. Deposito di versante nel settore centrale delle gole, costituito da clasti calcarei di dimensione decimetrica immersi in una matrice costituita da suolo e depositi eluvio-colluviali (895 m s.l.m.). Foto scattata verso nord-ovest.



Figura 228. Deposito di frana da crollo costituito da massi isolati di dimensione metrica e plurimetrica nel settore centro-meridionale delle gole (860 m s.l.m.). Foto scattata verso NNO.



Figura 229. Blocco calcareo di dimensioni plurimetriche rilevato nel settore meridionale delle gole, parzialmente immersi nel deposito eluvio-colluviale (800 m s.l.m.). Foto scattata verso OSO.

6.5.2 Rupe di Turrivalignani (PE)

Nell'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE) sono state individuate 2 classi di suscettività da crollo sismoindotto, la “Molto Bassa” e la “Bassa” (Figura 196), per cui sono state effettuate due simulazioni.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Molto bassa”

Secondo i risultati delle simulazioni effettuate per la classe di suscettività molto bassa, nell'area di Turrivalignani i settori maggiormente interessati dal transito dei blocchi in frana si concentrano lungo le incisioni situate a valle della rupe. Queste presentano una direzione media ONO-ESE nel settore settentrionale dell'area di studio e SSO-NNE in quello meridionale (Figura 230a). I solchi di erosione nel settore centrale, invece, registrano valori di transito inferiori.

La carta del numero dei depositi evidenzia valori medi nelle aree sub-pianeggianti o a bassa pendenza (Figura 230b). I valori più elevati si riscontrano in fasce limitate immediatamente alla base della rupe, così come in alcuni tratti delle incisioni già caratterizzate da un alto numero di passaggi. Al contrario, i valori minori si concentrano lungo la rupe stessa e in alcuni settori ad acclività moderata.

Per quanto riguarda la probabilità di raggiungimento (Figura 231a), le aree sub-pianeggianti situate a ovest o a monte della rupe mostrano i valori più alti. Al contrario, i settori a debole pendenza a valle della rupe, così come la rupe stessa, presentano probabilità di raggiungimento nettamente inferiori.

Infine, analizzando l'energia cinetica media calcolata per ciascuna cella (Figura 231b), emerge che i valori più elevati si concentrano nella parte bassa delle porzioni centrale e settentrionale della rupe, oltre che in buona parte del settore a bassa pendenza situato alla sua base. Nel settore meridionale si individua una zona ad alta energia, seppur di estensione limitata, che si sviluppa dalla base della rupe in direzione sud.

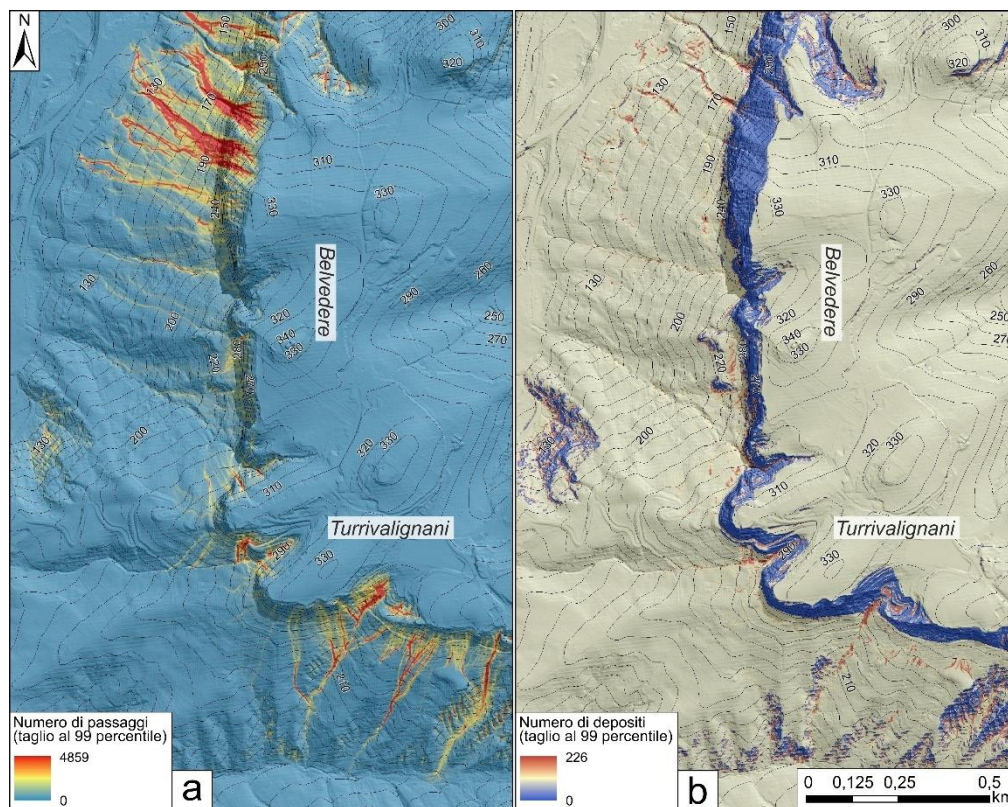


Figura 230. a) Carta del numero dei passaggi e b) Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

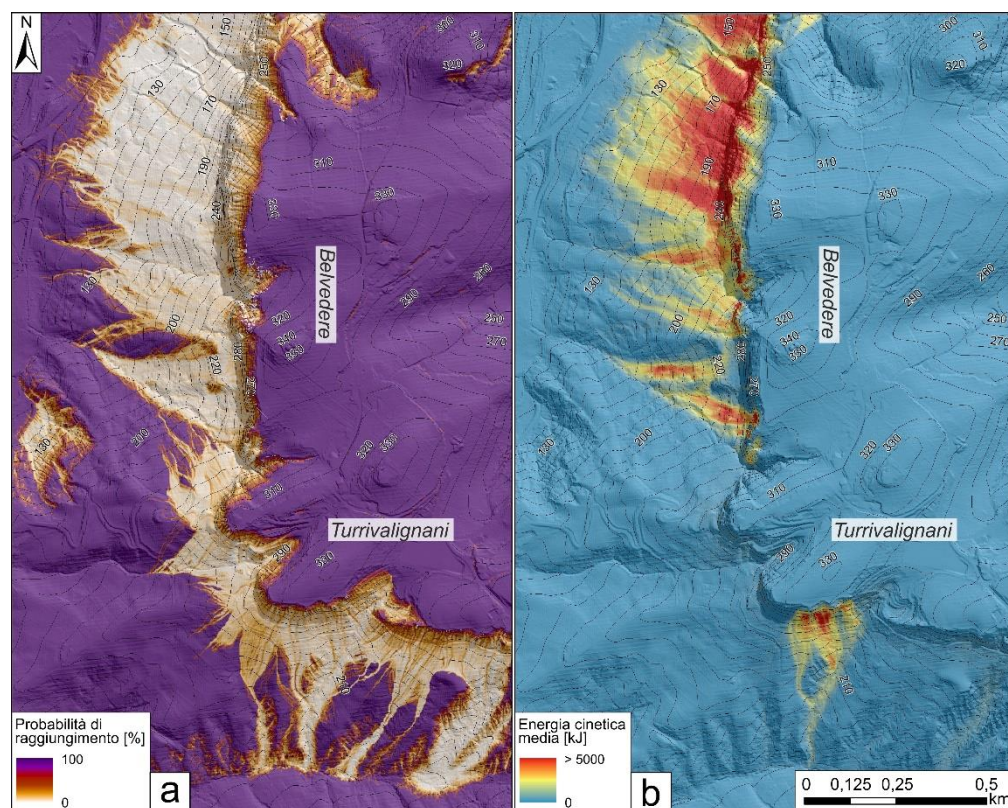


Figura 231. a) Carta della probabilità di raggiungimento e b) Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

La classificazione del dato di energia cinetica ha portato all'individuazione di 3 classi di pericolosità, dalla “Molto bassa” alla “Media” (Figura 232). I settori a pericolosità media si individuano estesamente a valle del settore centrale e settentrionale della rupe, in misura minore lungo il suo settore meridionale, ai piedi dei versanti in cui i blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi presentano dimensioni metriche; nel settore di rupe meridionale prevale, quindi, la classe “Bassa”. Le aree sub-pianeggianti verso ovest/sud-ovest e a monte della rupe presentano una pericolosità molto bassa.

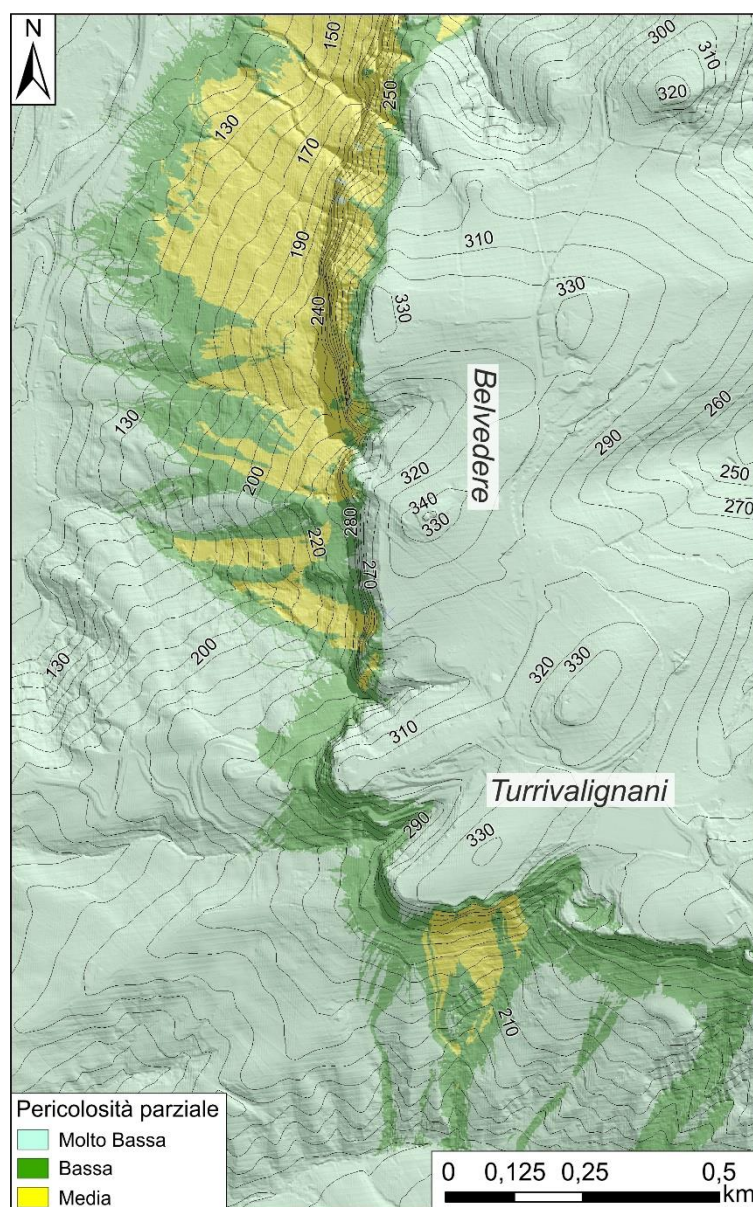


Figura 232. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

Pericolosità parziale – Classe di suscettività “Bassa”

Le modellazioni effettuate designando come aree di distacco quelle a suscettività bassa mostrano una distribuzione dei transiti simile a quella ottenuta considerando le celle sorgenti a suscettività molto bassa (Figura 230a e Figura 233a). Tuttavia, in questo caso, le incisioni a valle del settore centrale della rupe registrano un numero relativo di transiti significativamente più elevato.

La carta del numero dei depositi (Figura 233b) evidenzia valori maggiori a valle della rupe e lungo le incisioni presenti su di essa. La loro distribuzione segue il tracciato delle vallecole principali, che si configurano quindi come potenziali aree di accumulo del materiale in frana. Valori elevati si osservano anche lungo la base della rupe, in particolare nei settori centrale e settentrionale.

Per quanto riguarda la carta della probabilità di raggiungimento (Figura 234a), i valori più alti si localizzano in corrispondenza della rottura di pendio situata a monte della rupe. Spostandosi verso valle, le probabilità diminuiscono gradualmente, ma restano relativamente elevate lungo linee e fasce a direzione ONO-ESE nei settori centrale e settentrionale, e a direzione NNE-SSO nel settore meridionale, in accordo con l'andamento del numero di transiti.

Infine, l'analisi dell'energia cinetica media (Figura 234b) mostra valori più elevati nei settori centrale e settentrionale dell'area di studio, in particolare lungo la porzione inferiore della rupe e nei versanti che si estendono dalla sua base verso ovest. In queste aree si osserva una graduale riduzione dell'energia cinetica spostandosi verso la piana alluvionale del fiume Pescara, con completa dissipazione a diverse centinaia di metri dalla rupe. Le porzioni sommitali della rupe, invece, presentano valori moderati di energia cinetica per i blocchi in transito. Nel settore meridionale, si registrano valori medio-alti in una porzione limitata di versante a valle della rupe, con un progressivo calo dell'energia man mano che ci si sposta verso sud.

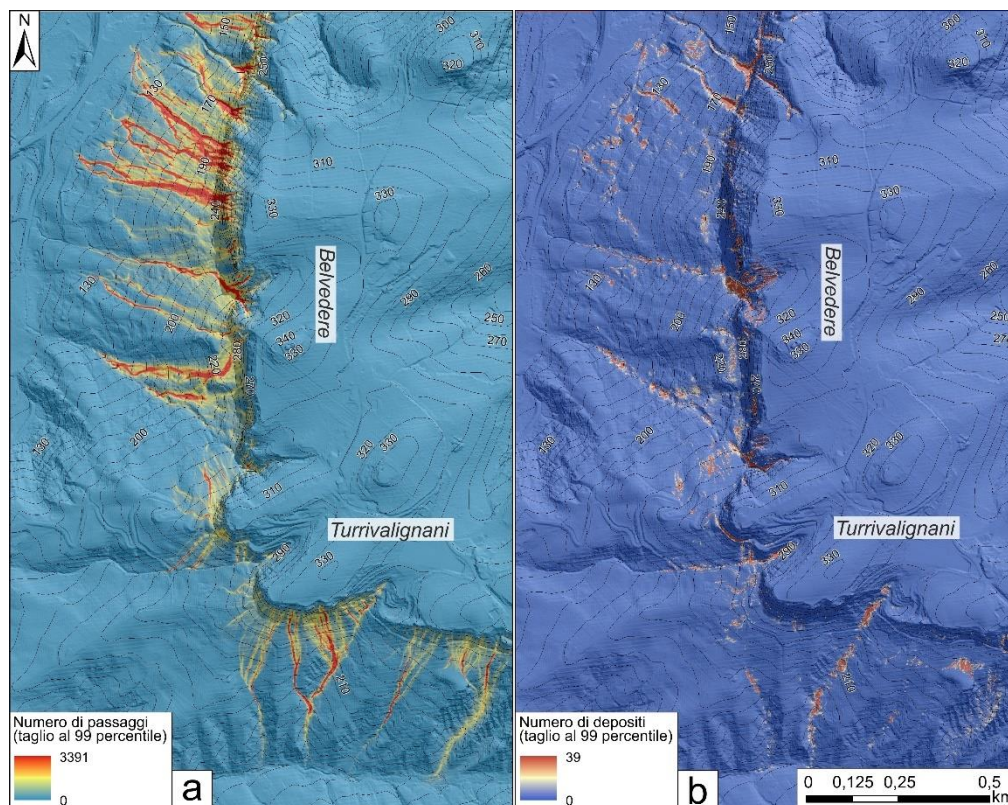


Figura 233. Carta del numero dei passaggi e b) Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

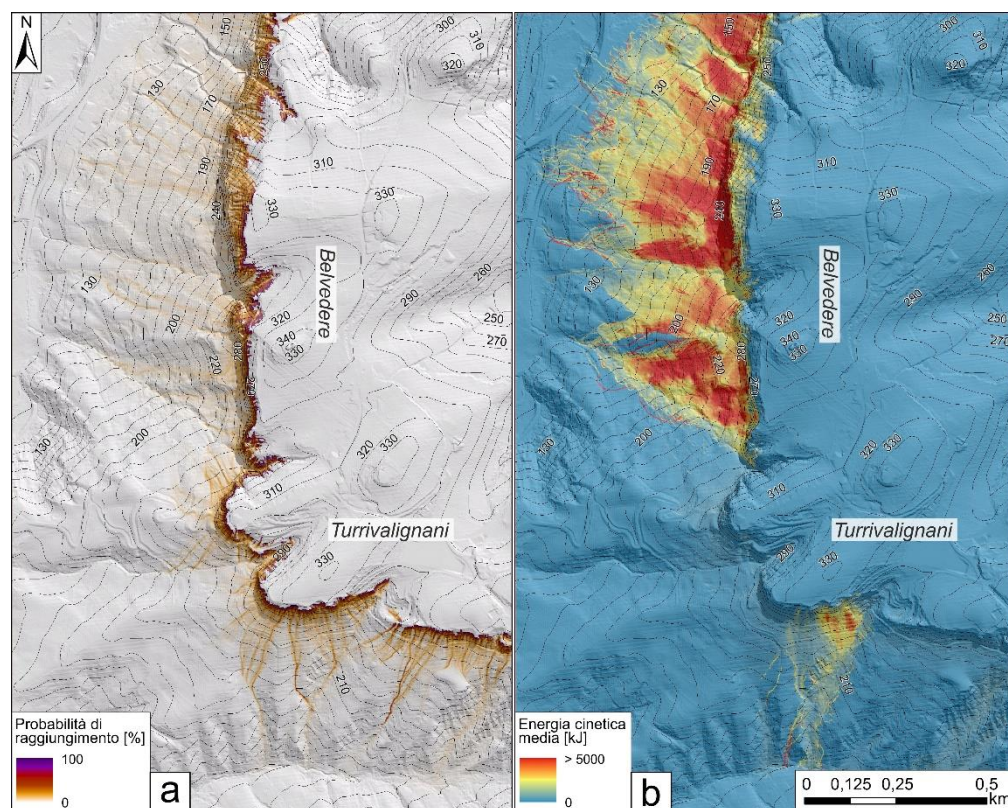


Figura 234. Carta della probabilità di raggiungimento e b) Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

La classificazione dei valori di energia cinetica conduce a 4 classi di pericolosità da crollo sismoindotto, da quella “Molto bassa” a quella “Alta” (Figura 235).

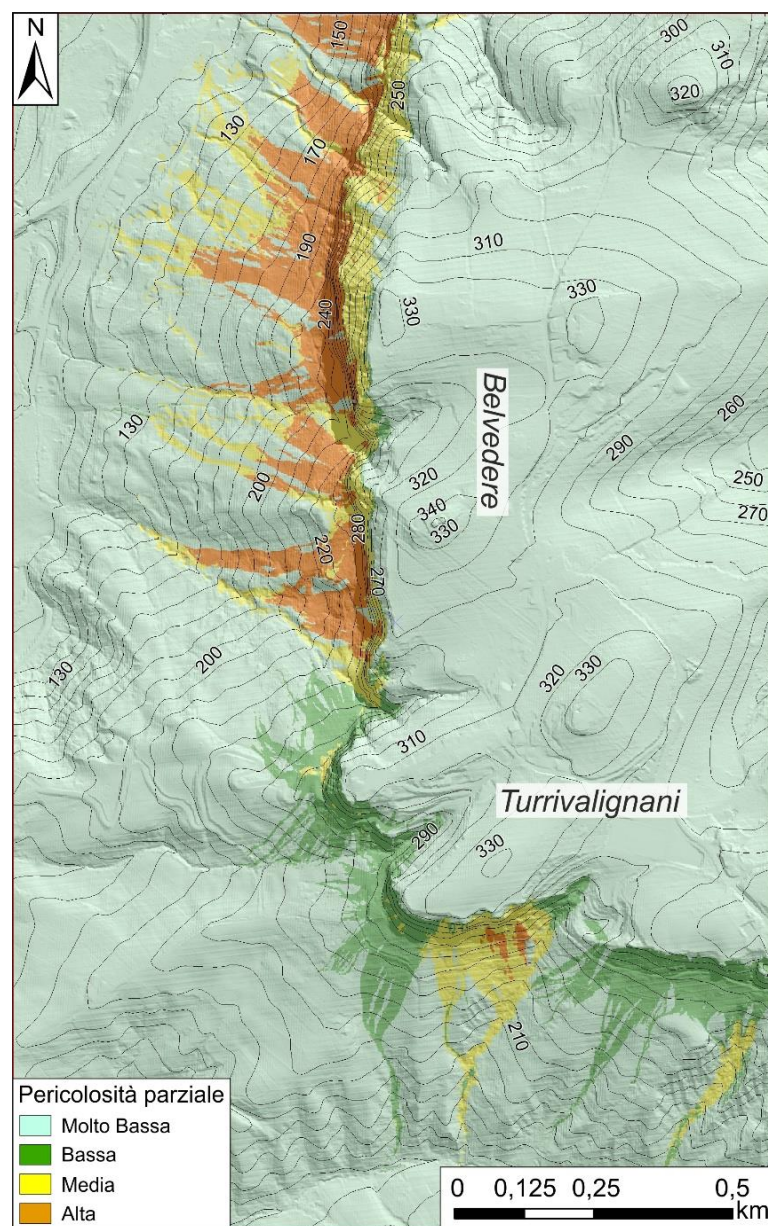


Figura 235. Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area della Rupe di Turrivalignani (PE), utilizzando come input i settori a suscettività bassa.

I settori a maggiore pericolosità si localizzano prevalentemente a valle delle porzioni centrale e settentrionale della rupe, distribuiti lungo fasce orientate in direzione media ONO-ESE. In questi contesti, si registra un progressivo decremento delle classi di pericolosità con l'aumentare della distanza dalla scarpata. Anche la porzione sommitale della rupe è caratterizzata da un livello di pericolosità medio. Nel settore meridionale

dell'area di studio, i valori di pericolosità risultano prevalentemente bassi, con aree circoscritte di pericolosità alta e molto alta, localizzate in corrispondenza o a valle delle scarpate principali.

Pericolosità da crollo sismoindotto

La Carta di pericolosità da crollo sismoindotto dell'area di Turrivalignani (PE) mostra 4 classi, da quella “Molto bassa” a quella “Alta” (Figura 236).

La classe “Molto bassa” interessa tutti i settori pianeggianti situati a monte della rupe, verso est, dove la probabilità di occorrenza di frane da crollo risulta trascurabile, come evidenziato sia dalla Carta di suscettività da crollo sia da quella di suscettività da crollo sismoindotto (Figura 195 e Figura 196). Ulteriori aree con pericolosità molto bassa si trovano spostandosi verso ovest e sud-ovest (Figura 239).

Un livello di pericolosità prevalentemente basso caratterizza il settore meridionale della rupe, con aree a pericolosità media o alta localizzate in corrispondenza e a valle dei versanti, dove le discontinuità rilevate risultano particolarmente sfavorevoli alla stabilità, favorendo il distacco di blocchi di dimensioni significative.

Le classi di pericolosità “Media” e “Alta” si concentrano principalmente nel settore centrale e settentrionale dell'area di studio. In particolare, una pericolosità media è tipica delle porzioni superiori della rupe, dove i blocchi in distacco presentano un'energia cinetica relativamente bassa rispetto a quella raggiunta alla base del versante. Di conseguenza, una pericolosità alta contraddistingue le porzioni inferiori della scarpata e i settori a debole pendenza che si estendono verso ovest. In queste aree, i valori di pericolosità si distribuiscono lungo fasce orientate in direzione media ONO-ESE, interessando anche parte del settore abitato (Figura 237 e Figura 238).

Le simulazioni effettuate evidenziano che i blocchi coinvolti nei movimenti franosi possono percorrere distanze di diverse centinaia di metri, mantenendo una discreta

energia cinetica (Figura 231b e Figura 234b). Tuttavia, i valori di pericolosità tendono a ridursi allontanandosi dalla rupe, a causa delle caratteristiche topografiche dell'area, che favoriscono una progressiva dissipazione dell'energia dei massi in movimento. Incrementi locali, di entità limitata, possono comunque verificarsi in corrispondenza di elementi morfologici come scarpate e fossi lungo le aree di transito.

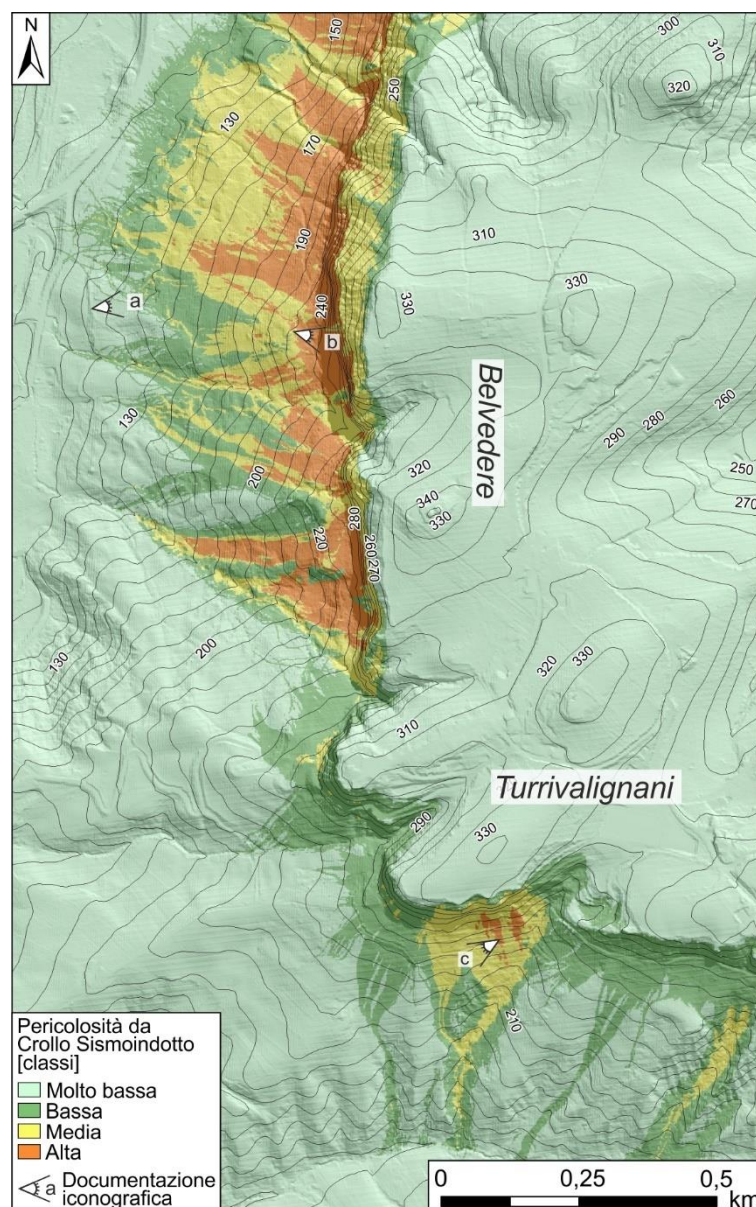


Figura 236. Carta della pericolosità da crollo sismoindotto ottenuta per l'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE). Per la documentazione iconografica indicata si vedano Figura 237 (a), Figura 238 (b) e Figura 239 (c).

Le classi di pericolosità individuate mostrano un'estensione variabile (Tabella 16). La classe di pericolosità "Alta" caratterizza circa il 4% del territorio analizzato, la classe di

pericolosità “Media” l’8%, la classe “Bassa” il 12% e la classe “Molto bassa” oltre il 75%.

Tabella 16. Estensione relativa delle classi di pericolosità da crollo sismoindotto individuate nell’area della Rupe di Turrivalignani (PE).

Classe	Pericolosità da crollo sismoindotto
Molto bassa	75,87%
Bassa	11,99%
Media	7,71%
Alta	4,43%



Figura 237. Blocco isolato di dimensioni metriche rilevato nel settore centro-occidentale dell’area di studio (120 m s.l.m.). Foto scattata verso est.



Figura 238. Deposito di frana da crollo individuato alla base della rupe e costituito da clasti conglomeratici dimensione metrica (230 m s.l.m.). Si nota come i blocchi non preservino le dimensioni originali, precedentemente all’impatto. Foto scattata verso est.



Figura 239. Panoramica del settore sud-occidentale dell'area di studio, in cui si nota l'affioramento delle unità argilloso-marnose grigie del substrato (quota scatto 250 m s.l.m.).

6.5.3 Lido Riccio di Ortona (CH)

Nell'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH) è stata individuata unicamente la classe di suscettività da crollo sismoindotto “Molto bassa”, per cui è stata effettuata una sola simulazione (Figura 198).

Pericolosità da crollo sismoindotto

La carta del numero dei passaggi elaborata per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH) evidenzia che il transito dei blocchi in frana si concentra principalmente lungo i versanti che delimitano la località Torre Mucchia (Figura 240). In dettaglio, i settori con il maggior numero di transiti presentano una direzione est-ovest sul versante occidentale, nord-sud su quello settentrionale e SO-NE su quello orientale. I valori più elevati si riscontrano nel settore nord, dove le aree di transito si interrompono bruscamente lungo la linea di costa (questo si verifica poiché i settori sub-tidali sono esclusi dalle simulazioni).

Per quanto riguarda il numero dei depositi, i valori più alti si localizzano nella porzione centrale ed orientale del settore costiero e alla base del versante situato a ovest di Torre Mucchia. Valori significativi si osservano anche lungo i versanti che delimitano la stessa

località, specialmente alla base delle scarpate. Al contrario, i valori più bassi si registrano nelle aree caratterizzate da maggiore acclività (Figura 241).

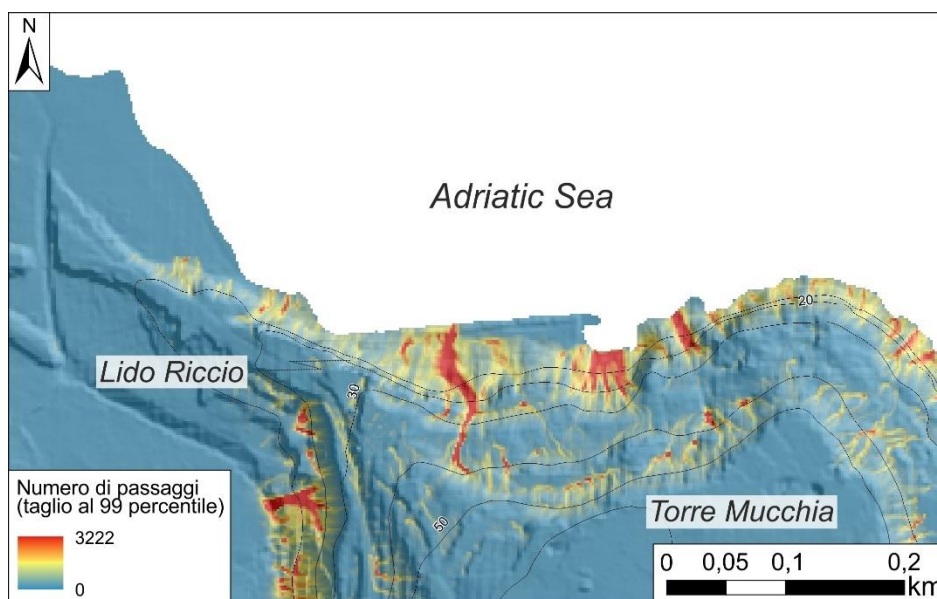


Figura 240. Carta del numero dei passaggi ottenuta per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

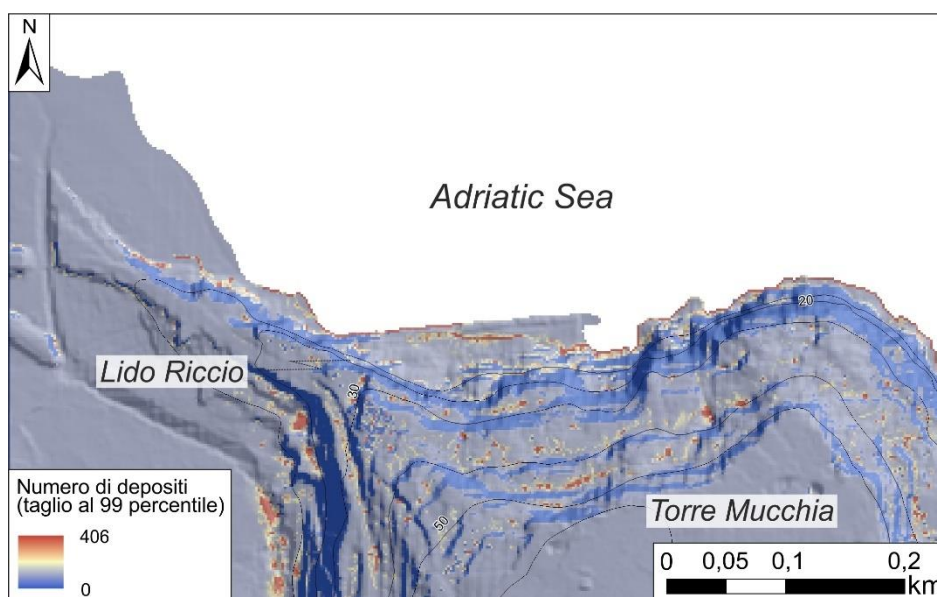


Figura 241. Carta del numero dei depositi ottenuta per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

Per quanto riguarda la probabilità di raggiungimento, i valori più alti interessano interamente le aree sub-pianeggianti. Al contrario, valori significativamente inferiori si riscontrano lungo i versanti che delimitano il settore sub-pianeggiante di località Torre Mucchia e alla loro base (Figura 242).

In relazione all'energia cinetica media stimata tramite simulazione, i valori più elevati si localizzano nel settore costiero a nord e nord-est dell'area di studio. Valori intermedi si osservano alla base del versante situato a ovest di Torre Mucchia, mentre valori medio-bassi si registrano alla base delle scarpate poste a quote comprese tra 40 e 50 m s.l.m. (Figura 243). I settori pianeggianti verso ovest e quello di località Torre Mucchia mostrano valori di energia cinetica minimi.

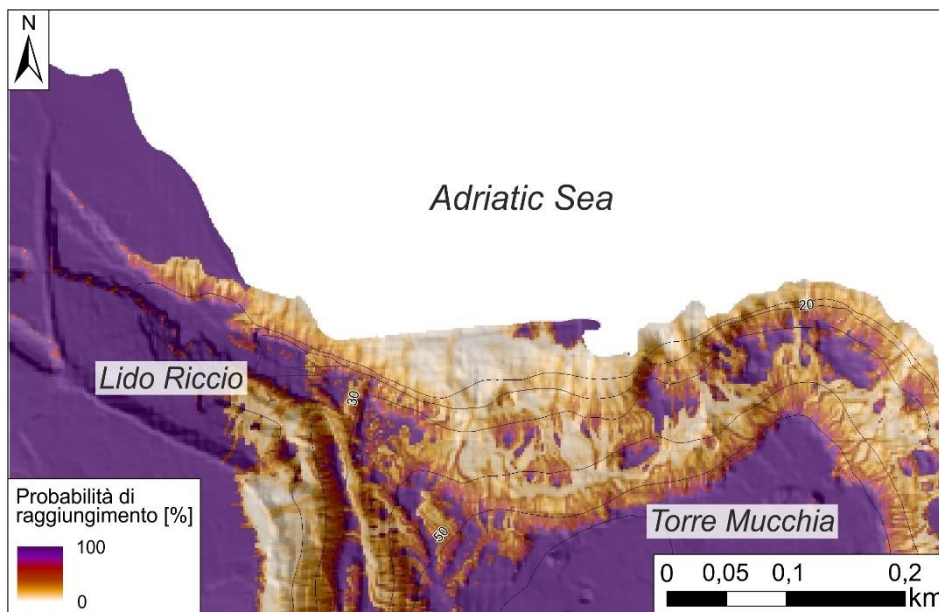


Figura 242. Carta della probabilità di raggiungimento ottenuta per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

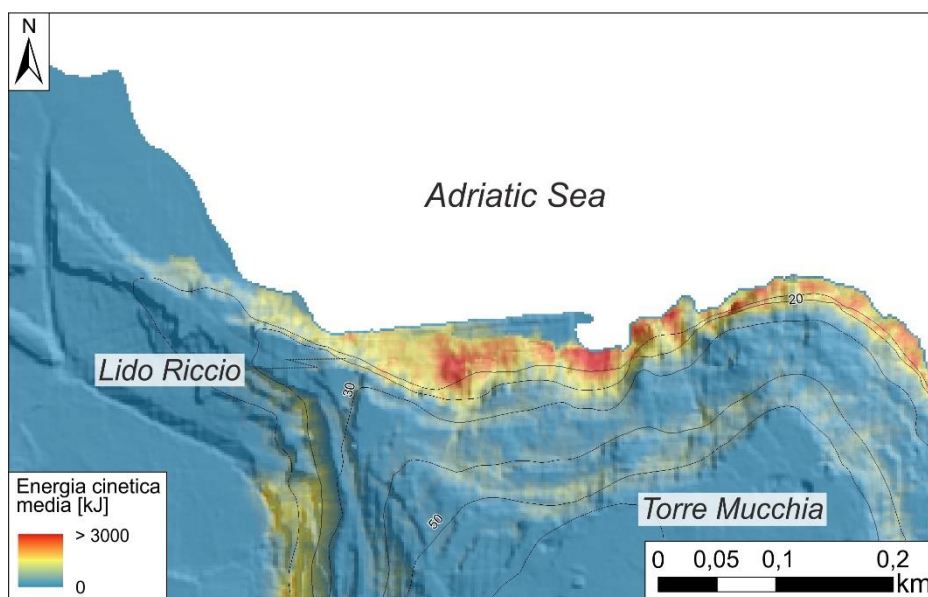


Figura 243. Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), utilizzando come input i settori a suscettività molto bassa.

Nonostante una suscettività da crollo sismoindotto generalmente molto bassa, l'area di Lido Riccio di Ortona presenta classi di pericolosità dalla “Molto bassa” alla “Media” (Figura 244). I valori di pericolosità molto bassi caratterizzano circa il 60% del territorio (Tabella 17) e si osservano nei settori pianeggianti o sub-pianeggianti distanti dalle scarpate principali, come il settore costiero nord-orientale e l'area sub-pianeggiante di località Torre Mucchia (Figura 245). Valori di pericolosità bassi si concentrano invece lungo il settore a gradoni che delimita quest'ultima, caratterizzato dalla presenza di più ordini di scarpate. Infine, i valori di pericolosità medi descrivono circa il 5% dell'area, interessando le aree costiere dove affiorano estesi depositi di frana da crollo (Figura 246 e Figura 247). In questo contesto, nel settore centrale la propagazione dei blocchi è limitata dalla ridotta energia di rilievo e dalla presenza di opere di difesa costiera.

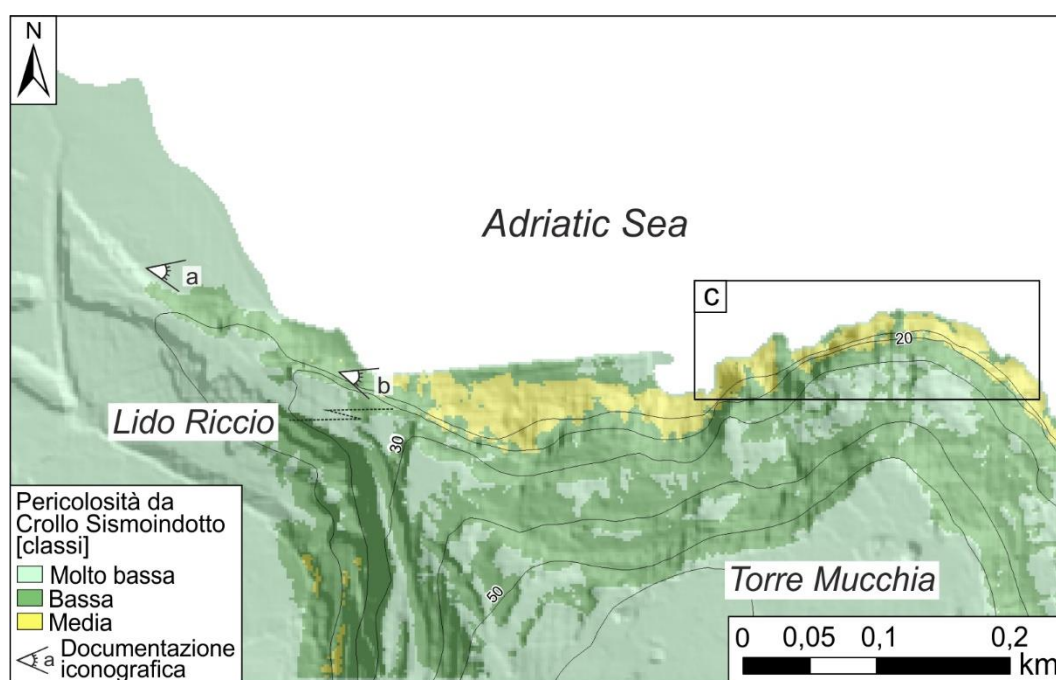


Figura 244. Carta della pericolosità da crollo sismoindotto ottenuta per l'area di studio di Lido Riccio di Ortona (CH). Per la documentazione iconografica indicata si vedano Figura 245 (a), Figura 246 (b) e Figura 247 (c).

Tabella 17. Estensione relativa delle classi di pericolosità da crollo sismoindotto individuate nell'area di Lido Riccio di Ortona (CH).

Classe	Pericolosità da crollo sismoindotto
Molto bassa	61,84%
Bassa	32,91%
Media	5,25%



Figura 245. Panoramica dell'area di studio in cui si nota la presenza di settori da pianeggianti a sub-pianeggianti, connessi da versanti con pendenza variabile (0 m s.l.m.). Foto scattata verso est.

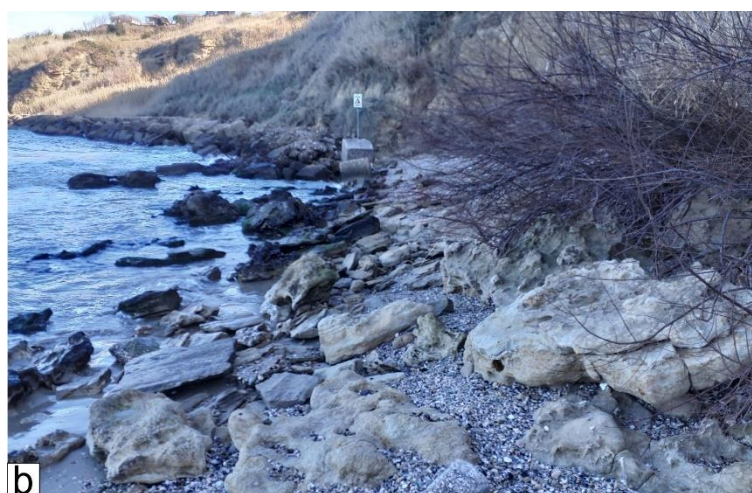


Figura 246. Deposito di frana da crollo nel settore centrale dell'area con blocchi di dimensioni da decimetriche a metriche (0 m s.l.m.). Foto scattata verso ESE.



Figura 247. Ortofoto del settore a nord di località Torre Mucchia, in cui è facilmente distinguibile il deposito di frana da crollo costituito da blocchi di dimensioni metriche o plurimetriche.

7 Discussioni

La combinazione dei dati derivanti dalle attività di rilevamento geologico-geomorfologico con i risultati delle analisi di suscettività e pericolosità ha permesso di ottenere una conoscenza più approfondita delle aree di studio. Questo approccio integrato ha messo in evidenza caratteristiche morfostrutturali distintive del territorio e processi geomorfologici attivi, che si manifestano prevalentemente come instabilità di versante.

7.1 Fattori di controllo della suscettività e della pericolosità

Tra le aree di studio prese in considerazione in questo lavoro, le Gole di Celano (AQ), nel settore di catena appenninico, presentano un contesto geomorfologico complesso, dovuto all'interazione dinamica tra processi morfotettonici e superficiali (Figura 248a). Nel settore meridionale delle gole prevalgono i processi morfostrutturali, con forme del rilievo prevalentemente tettoniche e lito-strutturali quali scarpate di faglia e scarpate strutturali interessate da crolli e ribaltamenti; in quello settentrionale, invece, prevalgono i processi morfosculturali, con forme principalmente a carattere erosivo-deposizionale. I sistemi di discontinuità individuati mostrano un'orientazione ed una spaziatura fortemente variabili, favorendo i fenomeni di crollo con scivolamenti a cuneo o planari, secondariamente i fenomeni di ribaltamento. Per quanto riguarda i valori di suscettività, entrambe le carte da crollo e da crollo sismoindotto mostrano valori da molto bassi a molto alti (Figura 248b, c). I valori molto bassi e bassi caratterizzano i settori pianeggianti o a debole pendenza quali la Piana di San Vittorino, il settore a nord-ovest della Serra di Celano ed il bordo meridionale dell'area di studio. I valori medi caratterizzano le porzioni di versante ad acclività intorno ai 30-40°, impostate su litotipi calcarei fratturati e carsificati. I valori alti e molto alti, invece, caratterizzano i settori a maggiore pendenza, descrivendo compiutamente le superfici delle scarpate. Inoltre, essi individuano le aree ad elevata scabrezza topografica per la presenza di gradini e picchi, che rappresentano spesso blocchi metrici o plurimetrici in equilibrio precario lungo il versante (Figura 249).

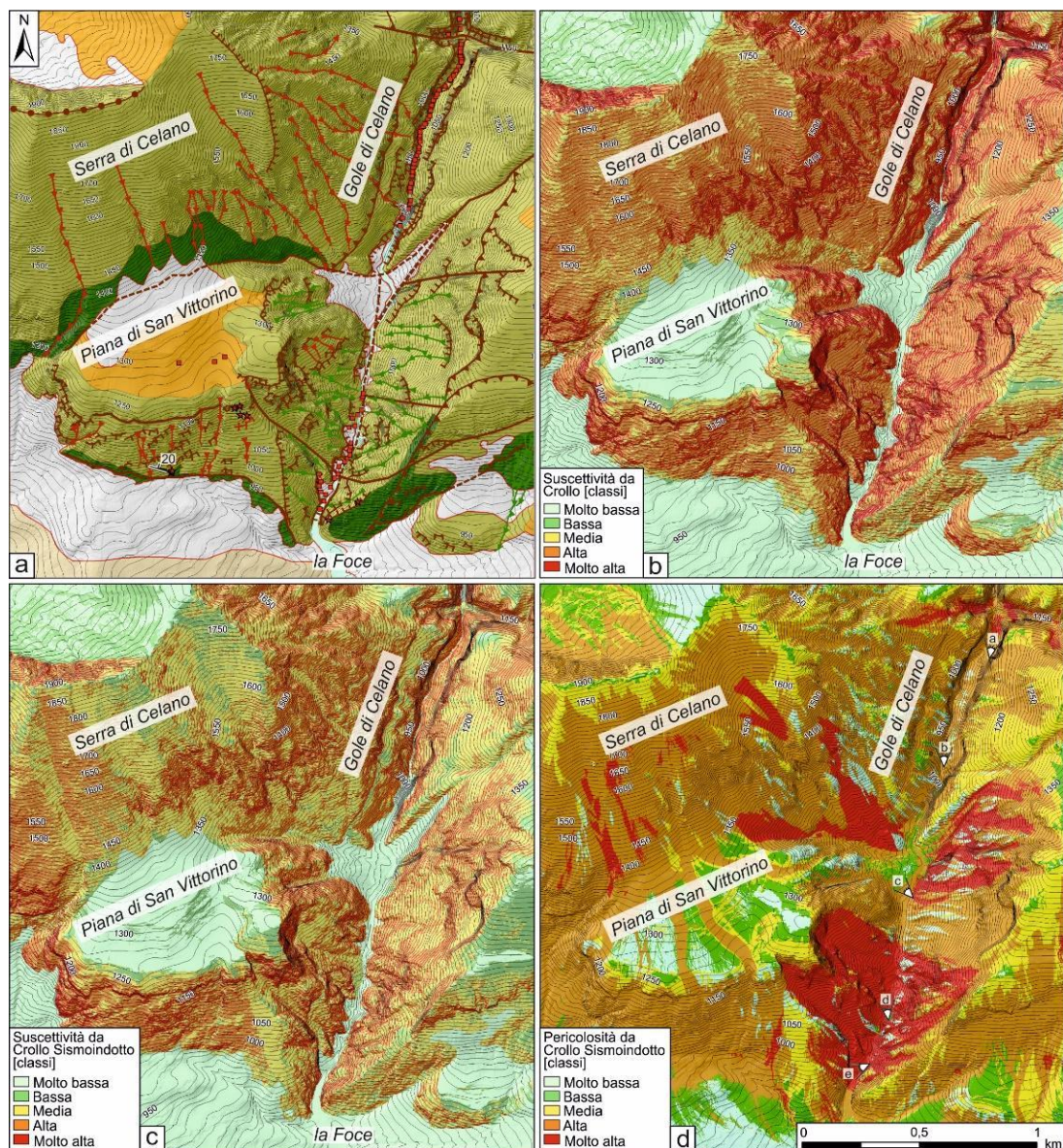


Figura 248. Confronto tra a) le caratteristiche litologiche e geomorfologiche dell'area delle Gole di Celano (AQ), b) i risultati della valutazione della suscettività da crollo e c) da crollo sismoindotto e d) le classi di pericolosità da crollo sismoindotto. Per la legenda della carta geomorfologica si veda Figura 163.



Figura 249. Masso mobilizzabile di dimensioni metriche nella parte alta del versante a sud-est della Piana di San Vittorino (1.120 m s.l.m.).

In tale contesto, la carta di suscettività da crollo sismoindotto mostra valori leggermente inferiori rispetto alla carta di suscettività da crollo, per la limitata distanza dell'area di studio dalle sorgenti sismogenetiche dell'Appennino centrale. Andando in maggior dettaglio, la pericolosità da crollo sismoindotto mostra i valori massimi nel settore meridionale delle gole (Figura 248d). In questa zona, la presenza di elementi tettonici gioca un ruolo importante nel promuovere l'insorgenza delle frane da crollo, per la fratturazione degli ammassi rocciosi associata alla loro attività. Inoltre, i blocchi coinvolti nei fenomeni di instabilità presentano dimensioni fino a metriche/plurimetriche il che, congiuntamente all'elevata suscettività delle aree di distacco, determina livelli di pericolosità localmente molto elevati. Nel settore centrale e settentrionale delle gole, d'altra parte, la pericolosità da crollo risulta mediamente inferiore, sebbene si ottengano valori molto elevati in corrispondenza dei canali con scariche di detrito e delle incisioni modellate dall'azione erosiva delle acque correnti superficiali, che costituiscono le aree preferenziali di transito del materiale in frana. Nel settore settentrionale, infine, l'elevato livello di pericolosità è dovuto anche alla presenza di una serie di scarpate di altezza complessivamente superiore ai 100 metri che bordano le gole, da cui si innescano fenomeni di crollo altamente energetici.

L'area di studio della Rupe di Turrivalignani (PE) è impostata su di un rilievo monoclinale nel settore pedemontano-collinare della Regione, con un tipico stile morfologico a *cuesta* (Figura 250).

Nell'area prevalgono i processi morfosculturali e i versanti impostati sul litotipo conglomeratico sono soggetti ad intensi fenomeni di erosione regressiva, testimoniati anche dai depositi di versante che si rilevano estesamente alla base della rupe. Questi fenomeni si accompagnano allo sviluppo di fratture di tensione parallele alle scarpate principali, che favoriscono l'insorgenza delle instabilità gravitative. Nel dettaglio, nel settore centro-settentrionale tali discontinuità si presentano aperte e fortemente persistenti, arrivando ad interessare la rupe per tutta la sua altezza; nel settore meridionale

queste si presentano serrate, con persistenza al più metrica. Nell'area, inoltre, si individuano discontinuità di origine tettonica con direzione obliqua rispetto ai versanti.

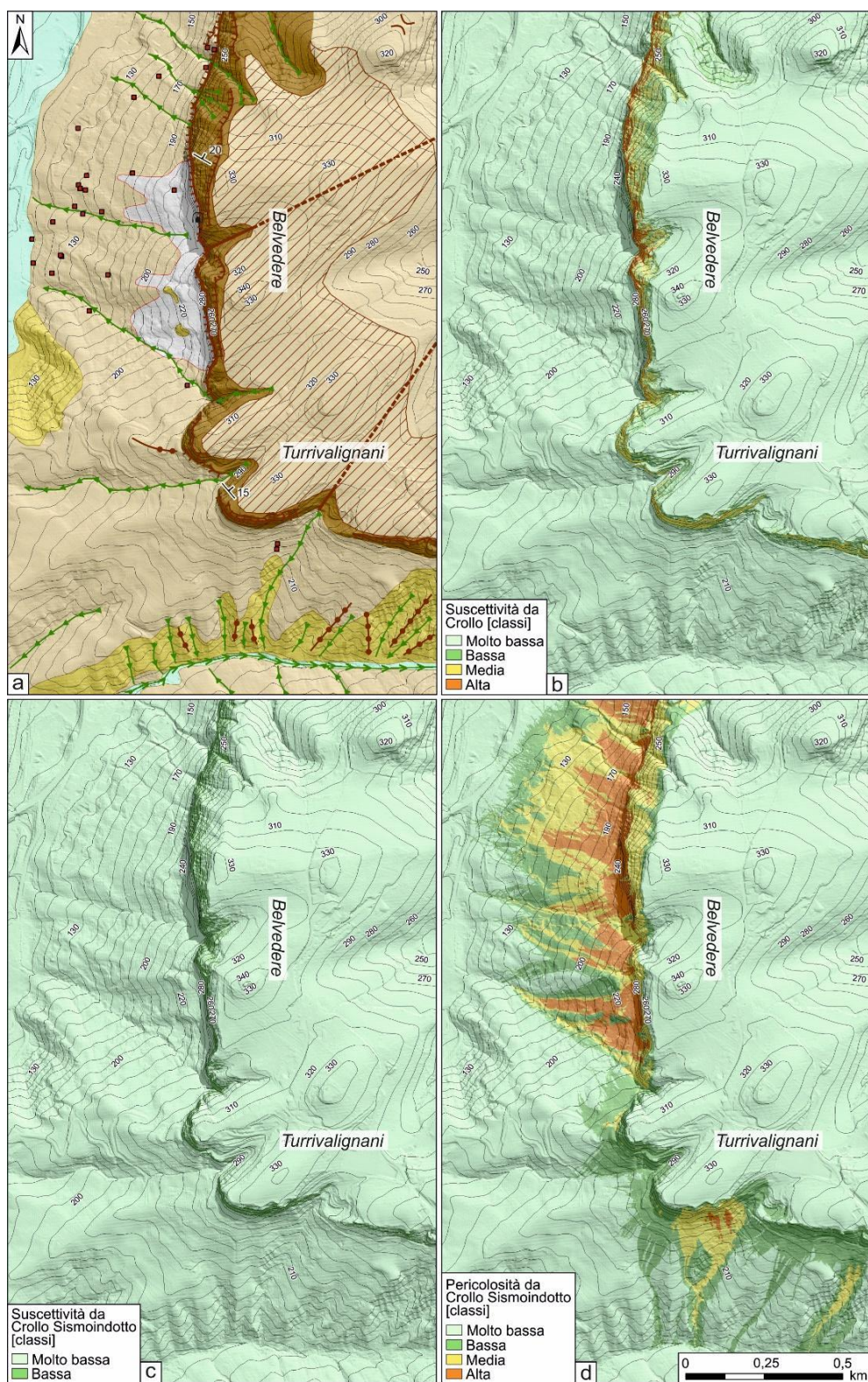


Figura 250. Confronto tra a) le caratteristiche litologiche e geomorfologiche dell'area della Rupe di Turrivalignani (PE), b) i risultati della valutazione della suscettività da crollo e c) da crollo sismoindotto e d) le classi di pericolosità da crollo sismoindotto. Per la legenda della carta geomorfologica si veda Figura 178.

Per quanto riguarda i movimenti franosi, nel settore centro-settentrionale prevalgono i ribaltamenti. Nel settore meridionale, i processi esogeni agiscono in maniera differenziale sui livelli a diversa erodibilità che costituiscono il substrato, producendo morfologie aggettanti, che rappresentano le aree di distacco di blocchi di dimensioni anche plurimetriche, isolati dal resto del versante da fratture preesistenti o di neoformazione (Figura 251).



Figura 251. Versante a direzione circa est-ovest nel settore meridionale della Rupe di Turrivalignani. I riquadri rossi indicano nicchie di distacco; le frecce rosse indicano un livello di spessore metrico, costituito da un litotipo meno erodibile rispetto a quelli sottostanti, localmente aggettante per mancanza di un confinamento inferiore (quota scatto 255 m s.l.m.). Foto scattata verso nord-ovest.

La suscettività da crollo è in accordo con le caratteristiche geomorfologiche dell'area e i valori maggiori caratterizzano la porzione centro-settentrionale della rupe; valori elevati si individuano anche lungo il settore meridionale, in corrispondenza di aree dove le discontinuità tettoniche isolano porzioni di versante fortemente instabili (Figura 250b). Per tutta l'estensione della rupe i valori di suscettività da crollo sismoindotto si mantengono bassi, a causa della maggiore distanza dalle sorgenti sismogenetiche (Figura 250c). Nella carta di pericolosità da crollo sismoindotto, i settori caratterizzati da valori medio-alti nella porzione centro-settentrionale corrispondono a quelli in cui si rilevano

depositi di versante e blocchi franati (Figura 250d). In tale contesto, i massimi si individuano alla base della rupe e lungo fasce orientate circa est-ovest, che ricalcano l'andamento delle vallecole impostate sul litotipo argilloso-marnoso. Valori di pericolosità alti si ottengono anche nel settore meridionale, alla base delle porzioni di versante a suscettività medio-alta. A parità di suscettività delle aree di distacco, i valori di pericolosità derivati dipendono fortemente dall'assetto morfologico dell'area di studio; i massimi, difatti, si ottengono alla base dei settori della rupe che presentano i maggiori dislivelli ed una geometria sub-verticale; questi fattori favoriscono crolli ad alta energia ed una dispersione minima di quest'ultima per fenomeni di rimbalzo e rotolamento lungo il versante.

Il terzo settore analizzato in questo studio, l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), presenta morfologie di diversa genesi, le cui caratteristiche sono correlate alla complessa interazione dei diversi fattori morfogenetici che agiscono lungo il settore di costa (e.g., processi di erosione differenziale, fenomeni di scalzamento al piede dei versanti, arretramento delle falesie). Le litologie del substrato sono caratterizzate da sistemi di discontinuità con orientazioni da parallele ad oblique rispetto all'andamento dei versanti che, in congiunzione con i fenomeni di erosione differenziale che producono morfologie aggettanti in corrispondenza di orizzonti meno erodibili, isolano blocchi di dimensioni fino a plurimetriche, spesso coinvolti in fenomeni di crollo. I movimenti franosi sono piuttosto diffusi, con crolli e ribaltamenti che interessano estesamente le scarpate lungo i versanti rivolti a mare nella porzione centrale e orientale dell'area di studio. Gli stessi versanti sono interessati anche da movimenti di tipologia traslativo-rotazionale (Figura 252a). La carta di suscettività da crollo mostra valori da molto bassi ad alti (Figura 252b). I valori molto bassi caratterizzano anche in questo caso i settori pianeggianti o a debole pendenza; valori maggiori, invece, si individuano in corrispondenza delle scarpate impostate sui litotipi arenacei fratturati del substrato. I valori di suscettività e di pericolosità da frana sismoindotta sono inferiori rispetto a quelli derivati nelle altre aree di studio, in ragione della maggiore distanza dalle sorgenti sismogenetiche (Figura 252c,

d). La valutazione della pericolosità da frana sismoindotta assegna i valori maggiori ai settori emersi lungo la linea di costa, nei quali le attività di rilevamento hanno messo in evidenza la presenza di estesi depositi di crollo (Figura 252a).

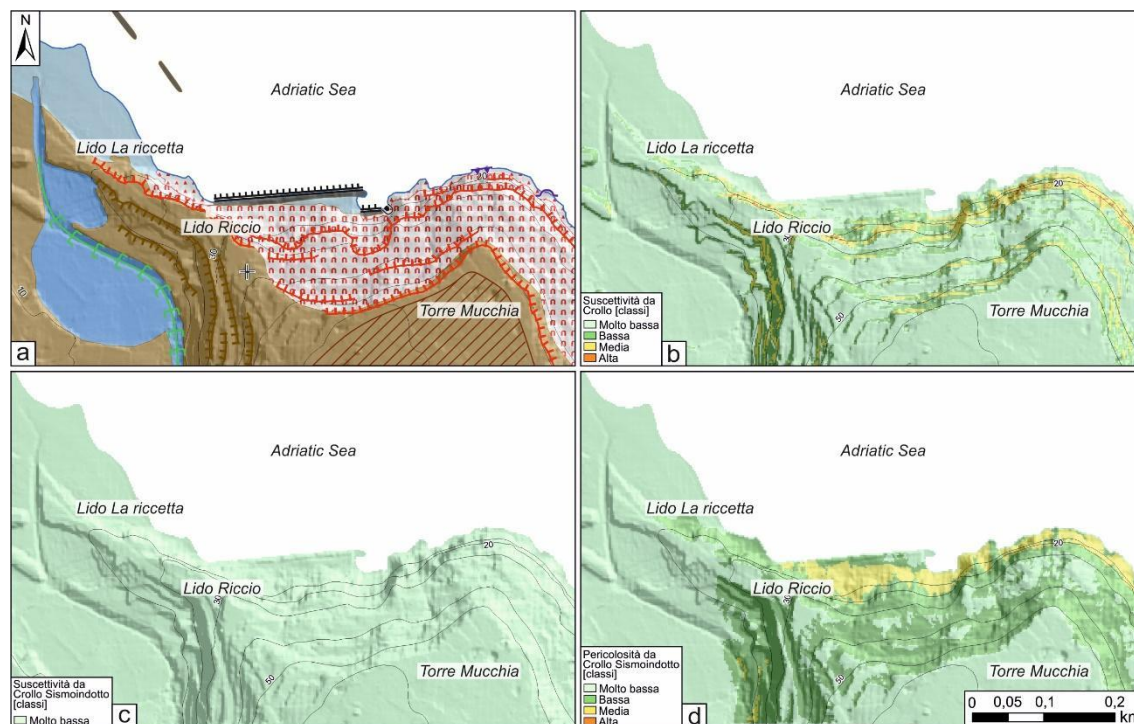


Figura 252. Confronto tra a) le caratteristiche litologiche e geomorfologiche dell'area di Lido Riccio di Ortona (CH), b) i risultati della valutazione della suscettività da crollo e c) da crollo sismoindotto e d) le classi di pericolosità da crollo sismoindotto. Per la legenda della carta geomorfologica si veda Figura 192.

In generale, l'analisi della suscettività ha prodotto risultati coerenti con le caratteristiche geologiche e geomorfologiche locali. Più in dettaglio, in tutte le aree di studio i valori di suscettività più elevati si individuano in corrispondenza delle scarpate o delle superfici ripide, le quali rappresentano potenziali aree sorgenti dei crolli, soprattutto in presenza di sistemi di fratturazione con geometrie che favoriscono l'instabilità del versante (Cinosi et alii, 2023). Comunemente, inoltre, si verifica una diminuzione della suscettività all'aumentare della distanza da queste morfologie (Piacentini et alii, 2015). In tale contesto, la presenza di lineamenti tettonici è spesso connessa ad un locale incremento dell'instabilità dei versanti, per la presenza di morfologie associate ad elevata acclività quali le scarpate di faglia, nonché per il grado di deformazione e fratturazione degli ammassi rocciosi associato ai processi tettonici (Conforti et alii, 2012; Sarr et alii, 2019). Le aree pianeggianti o con acclività minime, d'altra parte, presentano generalmente valori

di suscettività molto bassi o bassi, in accordo con l'osservazione per cui i fenomeni di caduta di massi raramente si verificano per basse pendenze (Saroglou, 2019; Yan et alii, 2023).

Per quanto riguarda i valori di pericolosità da crollo sismoindotto, anch'essi mostrano una forte dipendenza dalle caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle aree di studio. I valori più elevati, difatti, si ottengono nei settori con la maggiore energia di rilievo, alla base dei versanti più acclivi o in corrispondenza delle incisioni che costituiscono le aree preferenziali di transito del materiale in frana. Tali forme sono prevalentemente dovute all'azione delle acque correnti superficiali, sebbene localmente possano essere associate alla presenza di elementi tettonici.

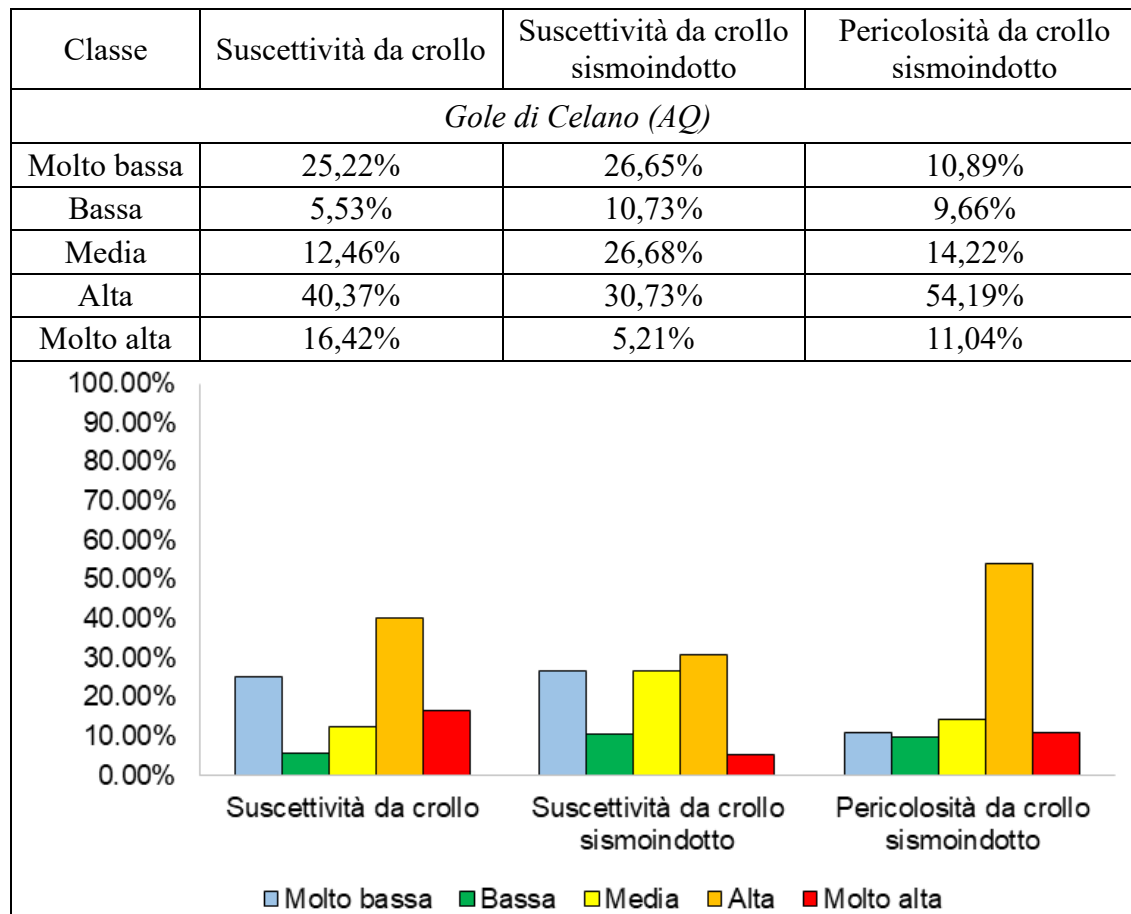
La rugosità topografica, infine, influenza fortemente sia la suscettività che la pericolosità dei versanti analizzati. La presenza di gradini e blocchi isolati è difatti associata ad una maggiore instabilità; gli stessi elementi, d'altro canto, influenzano il moto dei corpi in caduta rappresentando salti topografici che producono aumenti repentini dell'energia cinetica o costituendo ostacoli che possono determinare l'arresto del moto.

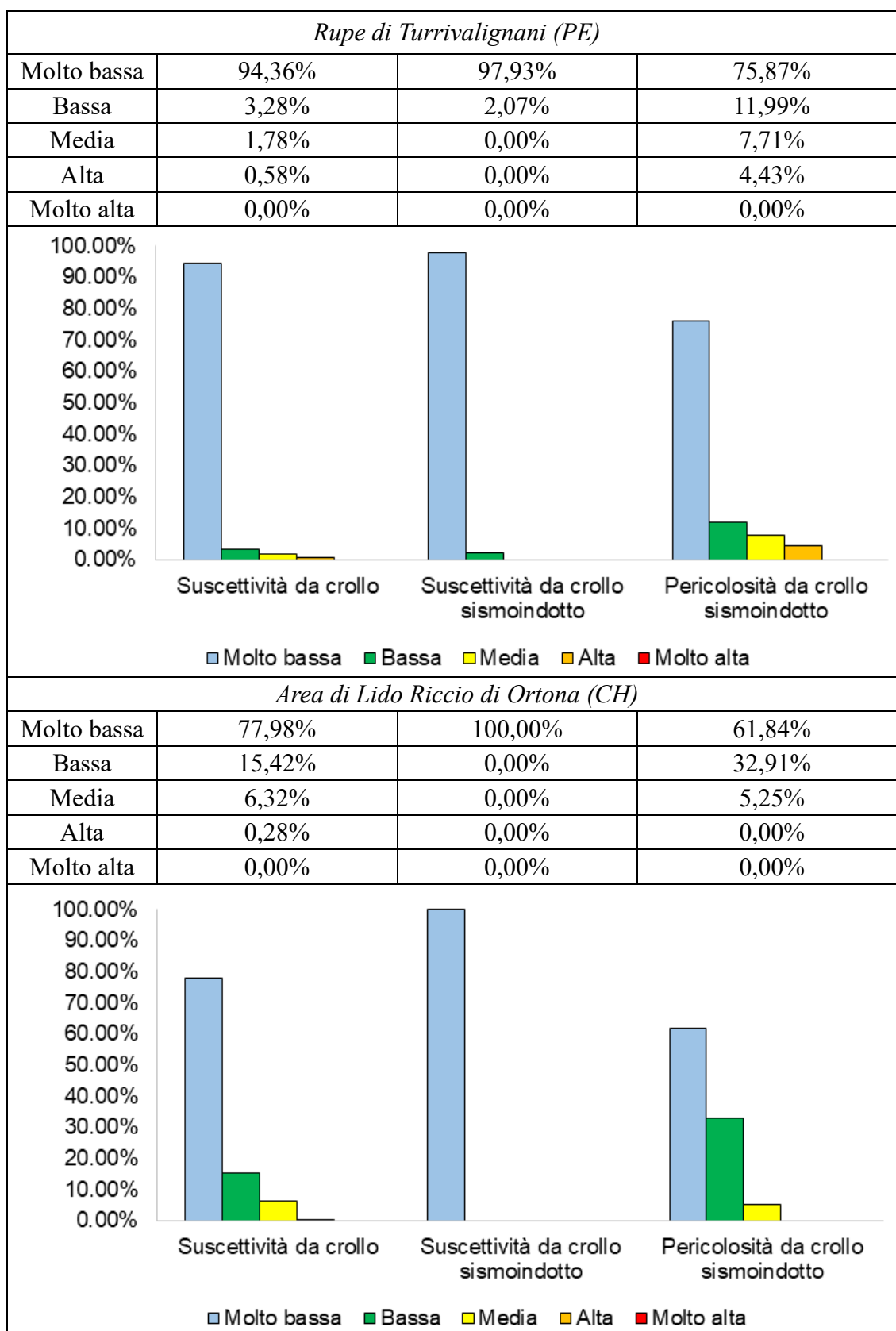
7.2 Analisi dei risultati

L'applicazione della metodologia presentata in questo lavoro ha consentito di caratterizzare in modo dettagliato le aree di studio selezionate rispetto alla loro predisposizione al dissesto da crollo. In tutti i casi, i risultati ottenuti riflettono la complessa interazione tra i processi di instabilità gravitativa che interessano i versanti e l'eterogeneità del contesto geologico-geomorfologico.

La distribuzione dei valori di suscettività risulta strettamente correlata all'interazione tra i diversi fattori considerati ed acquisiti indirettamente, attraverso l'analisi di foto aeree/ortofoto o di modelli digitali di terreno, o direttamente, tramite le attività di rilevamento sul campo. Più in dettaglio, la procedura seguita ha restituito valori di suscettività da crollo sismoindotto globalmente minori rispetto a quelli da crollo (Tabella 18).

Tabella 18. Estensione relativa delle classi di suscettività da crollo, da crollo sismoindotto e di pericolosità da crollo sismoindotto individuate nelle aree di studio.





Tale risultato deriva dalla procedura applicata per il passaggio dai valori di suscettività da crollo a quelli di suscettività da crollo sismoindotto descritta nel capitolo 4. Esso è in

accordo con quello raggiunto da altri autori, i quali hanno seguito una procedura simile a quella adottata in questo lavoro, realizzando carte di suscettività preliminari relative a scenari “statici” (indipendenti dal tempo e da eventuali fattori scatenanti) ed introducendo, in una seconda fase, un fattore sismico per la valutazione della propensione al dissesto sismoindotto (Alvioli et alii, 2022). In tale contesto, la procedura ha restituito un numero minore di aree di distacco nella carta che contempla il contributo sismico rispetto a quella “statica”.

Successivamente, gli stessi autori hanno anche effettuato diverse simulazioni dei crolli considerando le sorgenti individuate nella carta “statica” e quelle potenzialmente attivate dallo scuotimento sismico, ottenendo nel primo caso un numero di traiettorie maggiore rispetto a quello ottenuto nel secondo. Dato che le carte di suscettività da crollo ottenute in questo lavoro presentano valori maggiori rispetto a quelle di suscettività da crollo sismoindotto, è ragionevole ipotizzare che eventuali modellazioni eseguite considerando le celle sorgenti individuate nelle prime restituirebbero delle carte di pericolosità con valori globalmente maggiori rispetto a quelle ottenute considerando i valori di suscettività derivati per le seconde.

Rispetto agli studi precedenti (e.g., Loche et alii, 2022; Amato et alii, 2023), le carte di suscettività presentate in questo lavoro mostrano una maggiore risoluzione spaziale e forniscono una caratterizzazione dettagliata delle aree analizzate. Inoltre, l’approccio proposto per la stima della pericolosità ha permesso di definire le possibili aree di invasione dei crolli e di caratterizzare le stesse in funzione della probabilità di occorrenza spaziale e della magnitudo stimata degli eventi franosi.

Un ulteriore risultato comune a tutte le aree di studio è rappresentato dai valori di suscettività più elevati ottenuti per le aree a maggiore acclività, rispetto ai valori nettamente inferiori derivati per quelle pianeggianti o a debole pendenza. Tale risultato dipende dalla modalità seguita per la combinazione dei geo-tematismi considerati, per cui il parametro della pendenza è stato introdotto nel calcolo come fattore e non come

semplice addendo. Diversi studi hanno identificato l'acclività dei versanti come parametro cruciale per l'innescare dei crolli, spesso in combinazione con analisi geomorfologiche (e.g., Guzzetti et alii, 2003; Sarro et alii, 2020); in questo studio, l'approccio seguito per l'analisi della stabilità ha permesso di definire il livello di suscettività di tutti i settori analizzati, evitando l'esclusione di quelle porzioni di territorio con caratteristiche morfometriche sfavorevoli all'attivazione dei crolli. Alle stesse, comunque sia, il procedimento tende ad assegnare una suscettività molto bassa o bassa, in accordo con la letteratura tematica.

Per quanto riguarda i valori di suscettività e pericolosità da crollo sismoindotto, si osserva un loro decremento spostandosi dal settore di catena verso quello costiero, in accordo con la maggiore distanza dalle sorgenti sismogenetiche e con le caratteristiche morfometriche, litologiche e geomorfologiche delle aree di catena, pedemontana e costiera (Amato et alii, 2023; Carabella et alii, 2022; Keefer, 1984, 2002; Livio & Ferrario, 2020; Rovida et alii, 2022; Tabella 18). In questo generale contesto, le variazioni calcolate riguardano solo le instabilità indotte dai terremoti; nelle aree di studio, infatti, possono avvenire fenomeni di caduta massi innescati da fattori diversi da quello sismico. Un esempio è l'area di Lido Riccio di Ortona, dove la presenza degli estesi depositi di frana da crollo è da ricondurre non tanto alle oscillazioni subite dai versanti in occasione dei terremoti maggiori, quanto piuttosto all'azione erosiva esercitata dal moto ondoso sulla base delle falesie, che produce lo scalzamento al piede dei versanti, causando una diminuzione della loro resistenza globale, con conseguente collasso ed arretramento (Calista et alii, 2019; Miccadei et alii, 2019b).

I risultati della valutazione della suscettività da crollo sismoindotto confermano l'efficacia dell'approccio adottato per la combinazione dei parametri, il quale supera alcune limitazioni delle metodologie euristiche basate sulla semplice somma dei fattori considerati. Esso, difatti, previene risultati inaccurati, come l'assegnazione di valori di suscettività da crollo sismoindotto elevati ad aree pianeggianti prossime alle tracce delle

faglie in superficie o agli epicentri dei maggiori terremoti. A titolo esemplificativo, si consideri la carta di suscettività da frana sismoindotta della regione Abruzzo proposta da Carabella et alii (2022), in cui la Conca del Fucino presenta valori di suscettività bassi o medio-bassi nonostante la morfologia pianeggiante (Figura 253).

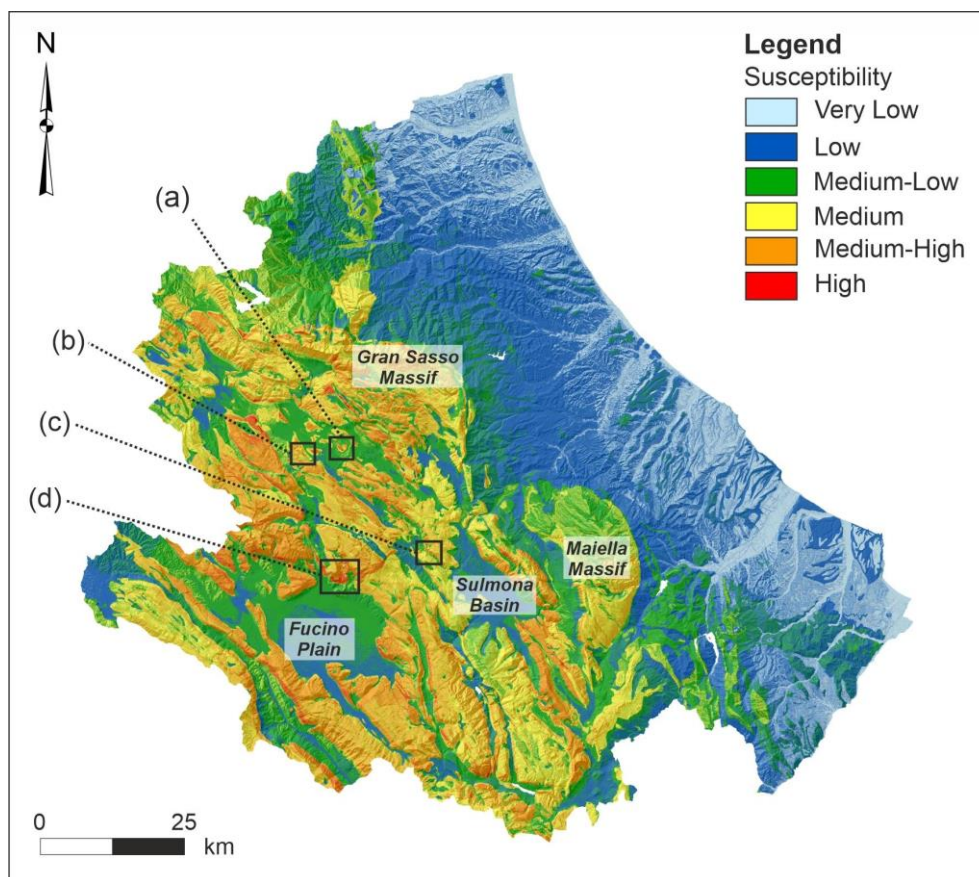


Figura 253. Carta di suscettività da frana sismoindotta della Regione Abruzzo. I riquadri neri indicano aree in cui sono stati registrati fenomeni franosi indotti dai terremoti (Carabella et alii, 2022).

Per quanto riguarda i risultati delle simulazioni, le aree interessate da distacco, transito ed accumulo del materiale in frana individuate attraverso le attività di terreno collimano con quelle per le quali si sono ottenuti i valori maggiori di probabilità di raggiungimento, numero di transiti e numero di depositi. Un esempio è rappresentato dai canali con scariche di detrito localizzati lungo il versante sud-orientale della Serra di Celano, che corrispondono nelle simulazioni ai settori del versante con il maggior numero di transito.

Per quanto riguarda la procedura seguita per la definizione dei settori con la maggiore probabilità di essere interessati da fenomeni di crollo (Figura 254), questa si dimostra

valida anche dal confronto tra i risultati ottenuti e la cartografia geomorfologica disponibile per le aree di studio.

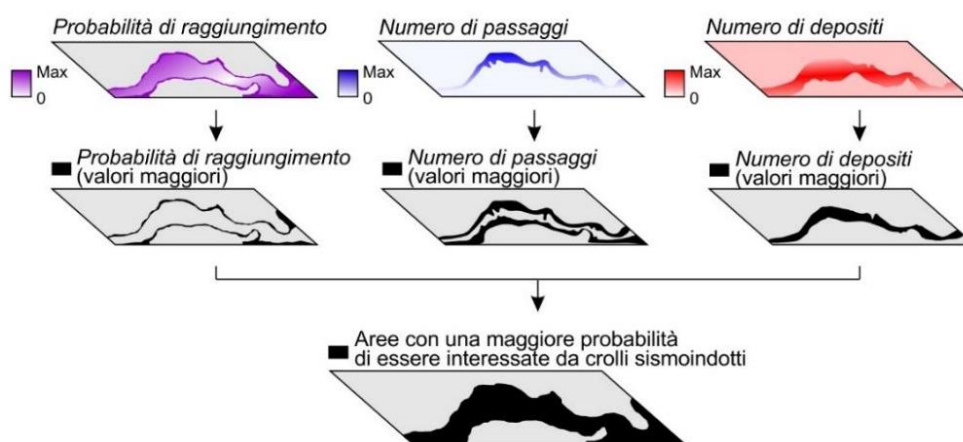


Figura 254. Passaggio metodologico per la realizzazione delle carte di pericolosità parziali: acquisizione dei raster della probabilità di raggiungimento, del numero dei passaggi e del numero dei depositi e definizione dei settori con la maggiore probabilità di essere interessati da movimenti franosi sismoindotti originati dalle celle all'interno della classe di suscettività considerata.

A titolo di esempio, si riportano i risultati parziali elaborati per la stima della pericolosità da crollo sismoindotto dell'area delle Gole di Celano (AQ) considerando le aree di distacco con suscettività molto alta (Figura 255). La carta dell'energia cinetica indica un settore interessato dal transito di blocchi in frana con un'energia cinetica media maggiore di 5.000 kJ ad ovest rispetto all'ingresso delle gole (riquadro bianco in Figura 255a). Il dato di magnitudo a sé stante, tuttavia, non fornisce alcuna informazione sull'effettiva probabilità di tale settore di essere interessato da fenomeni di crollo.

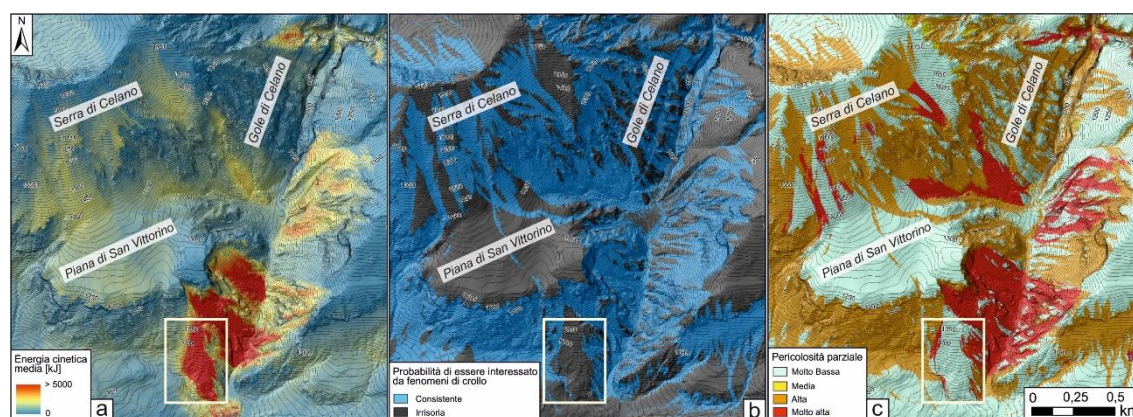


Figura 255. a) Carta dell'energia cinetica media ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta, b) Carta dei settori con probabilità irrisoria o consistente di essere interessati da fenomeni di crollo; c) Carta della pericolosità parziale ottenuta per l'area delle Gole di Celano (AQ), utilizzando come input i settori a suscettività molto alta.

Andando a considerare il numero di transiti e di accumuli oltre alla probabilità di raggiungimento ottenute dalla simulazione ed applicando il passaggio mostrato in Figura 254, si ottiene che l'area presenta una probabilità irrisoria di essere colpita da crolli (Figura 255b), per cui viene classificata come a pericolosità molto bassa, secondo il procedimento proposto (Figura 255c).

Nella carta finale di pericolosità da crollo sismoindotto delle Gole di Celano (Figura 256a), ottenuta dalla sintesi delle carte di pericolosità parziali ricavate considerando le diverse classi di suscettività individuate, lo stesso settore risulta caratterizzato da valori di pericolosità media. Nella Mosaicatura nazionale prodotta da ISPRA (v. 4.0 - 2020-2021; Trigila et alii, 2021; Figura 256b) tale versante corrisponde ad un'Area di Attenzione (AA).

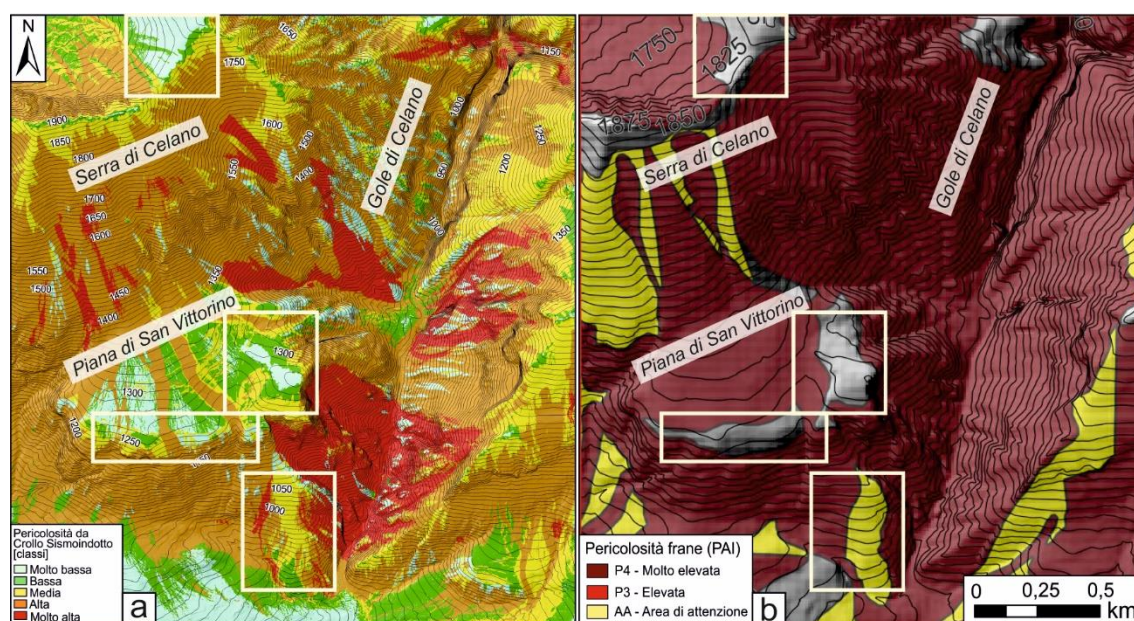


Figura 256. a) Carta della pericolosità da crollo sismoindotto ottenuta per l'area di studio delle gole di Celano (AQ), b) Stralcio della Mosaicatura ISPRA (2020-2021) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico PAI (Trigila et alii, 2021). Il riquadro bianco in destra idrografica all'ingresso delle Gole indica il settore discusso nei paragrafi precedenti.

Altre affinità tra queste due cartografie sono rappresentate dalle aree che mostrano una pericolosità molto bassa nella Carta di pericolosità da crollo sismoindotto, che tendono a corrispondere a quelle per cui non è indicato alcun livello di pericolosità nella mosaicatura ISPRA. Tale confronto sottende l'ipotesi che un'eventuale valutazione della pericolosità

da crollo restituirebbe valori confrontabili rispetto a quelli ottenuti nella valutazione della pericolosità da crollo sismoindotto, assunzione giustificata dalle differenze relativamente modeste tra la carta di suscettività da crollo e quella da crollo sismoindotto ottenute per l'area di studio. Essa risulta necessaria per istituire un confronto valido con la carta di pericolosità tratta dalla mosaicatura ISPRA (Trigila et alii, 2021), che nella classificazione non tiene conto unicamente dei fenomeni sismoindotti. Inoltre, si sottintende che nell'area la fenomenologia che contribuisce maggiormente alla pericolosità da frana siano i crolli, oggetto di questo studio e delle simulazioni alla base della stima della pericolosità.

Nel procedimento seguito per la definizione dei settori con la maggiore propensione ad essere interessati da fenomeni di crollo, un ruolo importante è anche giocato dai valori di *cut off* impostati per la classificazione dei raster della *probabilità di raggiungimento*, del *numero dei passaggi* e del *numero dei depositi*, risultanti dalle simulazioni. Tali soglie sono state definite sulla base degli scenari derivanti dall'applicazione di diversi valori e determinando quelli che meglio riflettono il contesto analizzato. Detto ciò, un aspetto da tenere in considerazione nell'analisi dei risultati delle simulazioni è la presenza di possibili *outlier*, ossia valori numericamente distanti dal resto dei dati raccolti. Questi possono derivare dalla presenza di settori effettivamente interessati da un numero di transiti o di depositi molto maggiore rispetto a quello medio, come anche dalla presenza di artefatti nel modello digitale del terreno quali depressioni o ostacoli non rappresentativi della realtà. L'analisi della Tabella 19 mostra che i valori 99 percentile del *numero dei passaggi* e del *numero dei depositi* sono sistematicamente molto minori rispetto ai valori massimi della distribuzione. Questa operazione di "pulizia del dato", con esclusione dei valori anomali, è pertanto necessaria affinché i limiti di *cut off* siano significativi rispetto all'effettiva distribuzione dei valori. Inoltre, la massima energia cinetica all'interno dei settori con la maggiore probabilità di essere interessati da fenomeni di crollo è spesso simile, se non uguale, alla massima energia cinetica ottenuta all'interno dell'area di studio. Questo si giustifica con il fatto che i settori maggiormente interessati dal transito e dall'accumulo del materiale in frana, o con la maggiore probabilità di raggiungimento,

corrispondono a quelli in cui statisticamente è più probabile che avvengano i transiti più energetici.

Tabella 19. Confronto tra i massimi assoluti del numero di passaggi ($Nr_passages$) e del numero di depositi ($Nr_deposits$) risultanti dalle simulazioni e i 99 percentili delle rispettive distribuzioni e tra l'energia cinetica media (E_k) risultante dalle simulazioni e l'energia cinetica media all'interno dei settori con la maggiore probabilità di essere interessati da fenomeni di crollo (E_{k-cut}). Valori ottenuti per le Gole di Celano (AQ) per tutte le classi di suscettività individuate.

Classe di suscettività	Nr_passages/ 99 percentile	Nr_deposits/ 99 percentile	E_k [kJ]/ E_{k-cut} [kJ]
Molto bassa	55.303/6.300	7.738/144	18.355/15.003
Bassa	98.923/21.827	13.002/156	12.702/12.702
Media	274.517/55.170	19.757/499	11.855/11.855
Alta	150.365/37.044	17.521/578	12.868/12.868
Molto alta	36.574/6.674	7.656/105	23.781/13.365

7.3 Vantaggi e criticità della metodologia proposta

Le frane da crollo costituiscono una delle tipologie di dissesto geomorfologico più pericolose a causa della scarsa prevedibilità, della rapidità con cui avvengono e del potenziale distruttivo. Fatte queste premesse, l'analisi delle possibili aree di distacco dei crolli e del loro livello di instabilità è di importanza fondamentale nella valutazione del rischio associato, come anche la valutazione delle possibili aree di transito e accumulo del materiale in frana (Guzzetti et alii, 2004; Pellicani et alii, 2016).

In questa tesi, è stato sviluppato un metodo euristico per la zonazione delle aree indagate in classi di suscettività da crollo attraverso la combinazione di dati morfometrici e geotematici, che descrivono le condizioni intrinseche di instabilità dei versanti indipendentemente dall'azione dei fattori scatenanti che agiscono nell'area. Lo stesso metodo prevede la successiva implementazione di un parametro sismologico, ossia la distanza dalle faglie attive, per associare la predisposizione naturale dei versanti alla franosità da crollo - determinata al passaggio precedente - con la probabilità di attivazione delle instabilità di versante indotte dai terremoti; il risultato di tale procedimento è la zonazione del territorio in classi di suscettività da crollo sismoindotto. È stato inoltre proposto un approccio per la stima della pericolosità da crollo sismoindotto, attraverso la simulazione dei fenomeni franosi e la classificazione dei valori di energia cinetica in classi di pericolosità, in funzione della suscettività delle aree di distacco.

Tra i principali vantaggi dell'approccio proposto emergono la sua flessibilità e l'applicabilità anche in contesti caratterizzati dalla mancanza di cataloghi di eventi franosi estesi e accurati. Quest'ultima lo rende particolarmente utile per la caratterizzazione delle aree in cui tali inventari risultano assenti, incompleti o non aggiornati. In tali situazioni, le attività di rilevamento geologico-geomorfologico rappresentano un elemento cruciale, fornendo dati essenziali per una corretta interpretazione del territorio e per la successiva elaborazione di modelli predittivi. La disponibilità di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione costituisce inoltre un requisito fondamentale per l'elaborazione e la

validazione dei prodotti cartografici, consentendo di ottenere una rappresentazione dettagliata delle caratteristiche morfologiche del terreno e migliorando significativamente l'accuratezza delle analisi spaziali.

Un ulteriore punto di forza è l'adattabilità dell'approccio a diverse scale di analisi, che spaziano da quella locale a quella di bacino idrografico o regionale. Questa versatilità consente di calibrare le analisi in funzione di obiettivi specifici, con diversi livelli di dettaglio per rispondere alle esigenze di pianificazione territoriale o di gestione del rischio. Inoltre, l'approccio si presta all'integrazione di un'ampia gamma di variabili, attraverso una metodologia esplicitamente multidisciplinare. Questa capacità di combinare parametri eterogenei si traduce nella possibilità di produrre carte di suscettività e di pericolosità che tengono conto di una molteplicità di fattori.

Infine, l'applicazione dei passaggi analitici proposti consente di identificare con precisione i settori potenzialmente soggetti a fenomeni di crollo, fornendo una stima accurata non solo della suscettività all'innescò, ma anche delle possibili aree di invasione. L'integrazione tra analisi di suscettività e simulazione dell'area di propagazione rappresenta un valore aggiunto, poiché permette di delineare scenari di rischio più completi.

Per quanto riguarda gli aspetti critici del metodo, questi sono principalmente legati alla disponibilità e alla qualità dei dati di input. Il livello di suscettività di un'area dipende dall'interazione di molteplici fattori e una stima imprecisa del contributo di uno di essi può condurre a una valutazione errata della stabilità del territorio. In molti casi, si rende necessaria una generalizzazione probabilistica di alcuni parametri, per i quali non è possibile ottenere dati dettagliati nell'intera area di studio. Ciò avviene soprattutto in presenza di settori inaccessibili, dove la caratterizzazione può essere fatta basandosi sulla letteratura scientifica e sui dati raccolti nelle aree circostanti, a condizione che i parametri analizzati non presentino una variabilità locale significativa.

Lo stesso principio si applica alla valutazione della pericolosità tramite simulazioni, che richiedono un insieme definito di dati, la cui accuratezza influenza direttamente la precisione dei risultati. Anche in questo caso, è possibile ricorrere a dati di letteratura o a rilevamenti effettuati in settori rappresentativi delle condizioni generali dei versanti analizzati, per stimare le caratteristiche dell'area di indagine. Un'altra possibilità è rappresentata dall'impiego di droni equipaggiati con tecnologie avanzate come i laser scanner, che permettono di acquisire dati geospaziali di dettaglio, fornendo informazioni preziose per una valutazione della suscettività accurata e migliorando la rappresentatività delle simulazioni.

Un altro aspetto cruciale nella valutazione della pericolosità è rappresentato dalla variabilità nelle dimensioni dei blocchi potenzialmente coinvolti nei fenomeni franosi. I modelli di simulazione richiedono l'utilizzo di misure precise, a cui viene attribuita una percentuale di incertezza per tener conto della variabilità osservata. In questo studio, le dimensioni dei blocchi potenzialmente coinvolti nei movimenti franosi sono state stimate mediante l'analisi dei depositi di frana e delle discontinuità presenti negli ammassi rocciosi. Per la stima della pericolosità, è stata quindi considerata la dimensione modale dei blocchi, con una variabilità del 20%. Sebbene tale impostazione sia sufficiente per includere la maggior parte dei blocchi individuati durante le attività di rilevamento, alcuni elementi di misure maggiori non sono stati rappresentati nelle simulazioni. Questi, a causa delle loro dimensioni, possiedono un'energia meccanica superiore, che si traduce in una maggiore energia cinetica durante la caduta, con la conseguente possibilità di raggiungere aree più distanti rispetto a quelle simulate.

Infine, la procedura utilizzata per individuare i settori con la maggiore probabilità di essere interessati da caduta massi porta all'esclusione di aree con probabilità di raggiungimento molto bassa, sebbene non nulla. A titolo di esempio, tra i casi di studio considerati in questo lavoro, nell'area della Rupe di Turrialignani sono stati osservati rari blocchi plurimetri in settori distanti alcune centinaia di metri dalla scarpata

principale. Questi ultimi sono stati classificati come aree a pericolosità molto bassa o bassa; tutto ciò evidenzia che, sebbene le simulazioni forniscano una rappresentazione valida delle condizioni più probabili, rimane una porzione di pericolosità residua non completamente rappresentata. Tali osservazioni rimarcano l'importanza di integrare ulteriori analisi per migliorare la rappresentatività delle modellazioni, in particolare per eventi estremi meno frequenti, ma potenzialmente più impattanti.

8 Conclusioni

Tra i fenomeni di dissesto idrogeologico, le frane da crollo costituiscono una delle principali minacce sia per la sicurezza della popolazione che per la resilienza delle infrastrutture, con conseguenze profonde sui sistemi sociali, economici e ambientali. Questi eventi, difficilmente prevedibili e spesso altamente energetici, possono avere effetti devastanti sul territorio ed essere localmente amplificati dal generale contesto di espansione urbanistica.

L'attivazione delle frane da crollo è connessa a vari fattori, sia predisponenti che innescanti, la cui analisi è fondamentale per valutare la suscettività dei versanti e definire le potenziali aree di distacco. In tale contesto, l'oscillazione sismica costituisce uno dei fattori scatenanti più comuni; inoltre, sebbene le frane sismoindotte possano presentare diverse tipologie e cinematismi, i fenomeni di crollo risultano spesso i più frequenti, con effetti che possono arrivare a superare quelli imputabili al solo scuotimento sismico.

Fatte queste premesse, una valutazione accurata della suscettività e della pericolosità da crollo e da crollo sismoindotto rappresenta una necessità strategica per orientare efficacemente le politiche di gestione territoriale e mitigazione del rischio, contribuendo alla salvaguardia delle vite umane e alla protezione dei sistemi locali.

In questa tesi, è stata sviluppata una metodologia innovativa a carattere multidisciplinare finalizzata alla valutazione della suscettività e della pericolosità da crollo e da crollo sismoindotto. L'approccio prevede i seguenti passaggi, tra loro consequenziali:

- analisi multiscalare e multitemporale di foto aeree e ortofoto per l'individuazione dei fotolineamenti connessi ai fenomeni di crollo;
- analisi di dati altimetrici ad alta risoluzione ed elaborazione dei parametri morfometrici che maggiormente contribuiscono alla franosità dei versanti analizzati;
- rilevamento geologico e geomorfologico delle aree di studio e analisi del grado di fratturazione degli ammassi rocciosi in settori rappresentativi delle condizioni globali di fratturazione dei versanti;

- combinazione dei dati raccolti e valutazione della suscettività attraverso un approccio euristico in ambiente GIS;
- valutazione della pericolosità attraverso simulazioni numeriche con classificazione del dato di energia cinetica in funzione della suscettività delle aree di distacco.

Per l'applicazione e la verifica della metodologia elaborata, sono state scelte tre aree di studio all'interno della regione Abruzzo. Tali aree sono le Gole di Celano (AQ), la Rupe di Turrivalignani (PE) e l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), rappresentative dei contesti fisiografici e morfostrutturali di catena, pedemontano e di piana costiera.

Seguendo la procedura proposta, è stata condotta un'analisi iniziale delle foto aeree relative agli anni 1954, 1985-86 e 2007, integrata con l'esame delle ortofoto disponibili per i periodi più recenti. I parametri morfometrici di pendenza, curvatura topografica ed esposizione dei versanti sono stati ricavati da un modello digitale del terreno a celle quadrate con una risoluzione di circa 1 metro. Per le attività di rilevamento si è adottato un approccio che prevede l'integrazione di metodi tradizionali con l'utilizzo di tablet e software dedicati alla mappatura diretta sul campo. L'analisi dello stato di fratturazione degli ammassi rocciosi è stata effettuata mediante la tecnica della *scan line*. Per la valutazione della suscettività da crollo e di quella da crollo sismoindotto, i dati raccolti sono stati combinati applicando un approccio euristico, con l'introduzione, nel secondo caso, dell'ulteriore parametro della distanza dalle faglie attive. In questo contesto, sono state introdotte due equazioni concepite per attribuire a ciascun parametro un valore proporzionale al suo contributo nella determinazione del livello di instabilità e per prevenire eventuali valutazioni inesatte. Infine, è stata stimata la pericolosità da crollo sismoindotto per ciascuna area, utilizzando il modello di simulazione Rockyfor3D e classificando i valori di energia cinetica dei blocchi simulati in funzione della suscettività da crollo sismoindotto delle aree di distacco, calcolata nella fase precedente.

Le carte realizzate forniscono una rappresentazione accurata delle aree esaminate e i risultati ottenuti mostrano una forte coerenza con le caratteristiche geologiche e geomorfologiche locali delle aree di studio.

In tutte le aree analizzate, i valori più elevati di suscettività si riscontrano lungo le scarpate impostate su litotipi fratturati, che rappresentano le sorgenti preferenziali dei crolli, mentre le aree sub-pianeggianti sono caratterizzate da valori bassi o molto bassi.

La suscettività e la pericolosità da crollo sismoindotto tendono a diminuire spostandosi dal settore montano verso est, in accordo con le caratteristiche morfometriche, litologiche e geomorfologiche dei settori di catena, pedemontana e di piana costiera ed inquadrandosi armoniosamente nel più ampio contesto sismotettonico regionale. Tra le aree studiate, i valori più elevati si registrano presso le Gole di Celano (AQ), nel settore della catena appenninica, dove enucleano i maggiori terremoti, mentre i valori più bassi caratterizzano l'area di Lido Riccio di Ortona (CH), situata nel settore costiero, coerentemente con la maggiore distanza dalle principali sorgenti sismogenetiche.

Le simulazioni condotte hanno permesso una definizione dettagliata delle potenziali aree di invasione, integrando e rafforzando i risultati dell'analisi della suscettività. Più in generale, la combinazione della probabilità di occorrenza spaziale (rappresentata dalla suscettività) e della magnitudo dei fenomeni franosi potenziali costituisce un passo significativo verso una definizione completa della pericolosità da crollo.

La qualità dei dati disponibili ha inciso profondamente sulla affidabilità dei risultati raggiunti. Considerata la scala di analisi adottata in questo lavoro, le attività di rilevamento geologico-geomorfologico e l'analisi di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione hanno rappresentato un passaggio fondamentale per l'acquisizione e l'elaborazione di dati significativi. Inoltre, essi hanno costituito uno strumento prezioso per la discussione e la validazione dei prodotti cartografici realizzati.

Dal punto di vista applicativo, la metodologia proposta si distingue per la sua versatilità, risultando attuabile anche in assenza di cataloghi completi di eventi franosi. Inoltre, essa

si adatta facilmente a diverse scale di analisi, rappresentando una base solida per l'elaborazione di strategie volte alla mitigazione del rischio, come l'installazione di barriere paramassi o l'implementazione di sistemi di monitoraggio nelle zone a maggiore pericolosità.

Le analisi condotte in questo studio aprono la strada a diversi sviluppi futuri, sia in termini metodologici che applicativi.

Tra questi, l'introduzione del fattore temporale nella stima della suscettività e della pericolosità da crollo sismoindotto rappresenterebbe un progresso significativo verso una valutazione della pericolosità completa. A tal fine, si potrebbero utilizzare parametri tempo-dipendenti, come i valori di PGA (*Peak Ground Acceleration*) forniti dai modelli di pericolosità sismica ed associati a probabilità di superamento entro un intervallo temporale definito; si potrebbe altresì fare riferimento a sorgenti sismogenetiche con tempi medi di riattivazione noti. Un'analisi della Risposta Sismica Locale, inoltre, permetterebbe una valutazione più accurata delle condizioni di stabilità dei versanti sotto sollecitazioni sismiche.

Infine, benché in questo studio sia stato adottato un approccio euristico per la valutazione della suscettività da crollo, il metodo proposto non esclude l'applicazione di tecniche statistiche o deterministiche. Queste metodiche potrebbero rivelarsi particolarmente efficaci qualora fossero disponibili le basi dati necessarie.

Bibliografia

- Accordi B. (1966). La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese. *Geologica Romana*, 5: 355-406.
- Accordi G., Carbone F. (1988). Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe. Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114(5), Consiglio nazionale delle ricerche, Roma.
- Achu L., Aju C.D. Di Napoli M., Prakash P., Gopinath G., Shaji E., Chandra V. (2023). Machine-learning based landslide susceptibility modelling with emphasis on uncertainty analysis. *Geoscience Frontiers*, 14(6): 101657. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101657>.
- Agliardi F., Crosta G. (2003). High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40: 455-471. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(03\)00021-2](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00021-2).
- Aleotti P., Chowdhury R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58: 21-44. <https://doi.org/10.1007/s100640050066>.
- Alvioli M., De Matteo A., Castaldo R., Tizzani P., Reichenbach P. (2022). Three-dimensional simulations of rockfalls in Ischia, Southern Italy, and preliminary susceptibility zonation. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 13(1): 2712-2736. <https://doi.org/10.1080/19475705.2022.2131472>.
- Alvioli M., Falcone G., Mendicelli A., Mori F., Fiorucci F., Ardizzone F., Moscatelli M. (2023). Seismically induced rockfall hazard from a physically based model and ground motion scenarios in Italy. *Geomorphology*, 429: 108652. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108652>.
- Alvioli M., Santangelo M., Fiorucci F., Cardinali M., Marchesini I., Reichenbach P., Rossi M., Guzzetti F., Peruccacci S. (2021). Rockfall susceptibility and network-ranked susceptibility along the Italian railway. *Engineering Geology*, 293: 106301. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106301>.
- Amadesi E., Vianello G. (1978). Nuova guida alla realizzazione di una carta della stabilità dei versanti. *Memorie Società Geologica Italiana*, 19: 53-60.
- Amato G., Fiorucci M., Martino S., Lombardo L., Palombi L. (2023). Earthquake-triggered landslide susceptibility in Italy by means of Artificial Neural Network. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 82: 160. <https://doi.org/10.1007/s10064-023-03163-x>.
- Andriani G.F., Loiotine L. (2020). Multidisciplinary approach for assessment of the factors affecting geohazard in karst valley: the case study of Gravina di Petruscio (Apulia, South Italy). *Environmental Earth Sciences*, 79: 458. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09212-y>.
- Angelucci A., Praturlon A. (1968). Raddoppio tettonico della serie meso-cenozoica nelle Gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino Centrale). *Geologica romana*, 7: 431-446.
- Anselmi B., Crovato C., D'Angelo L., Grauso S. (1994). I calanchi di Atri (Abruzzo): caratteri mineralogici, geotecnici e geomorfologici. *Il Quaternario*, 7(1): 145-158.
- APAT (2005). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 368 "Avezzano". Servizio Geologico d'Italia.
- APAT (2005a). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 368 "Avezzano".
- APAT (2005b). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 359 "L'Aquila".

- APAT (2007). Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida alla rappresentazione cartografica. I quaderni, Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 10.
- Arrighi C., Castelli F. (2020). The 2017 Flash Flood of Livorno (Italy): Lessons Learnt from an Exceptional Hydrologic Event. In: Fernandes, F., Malheiro, A., Chaminé, H. (Eds) *Advances in Natural Hazards and Hydrological Risks: Meeting the Challenge*. Advances in Science, Technology & Innovation. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-34397-2_23.
- Arrighi C., Domeneghetti A. (2024). Brief communication: On the environmental impacts of the 2023 floods in Emilia-Romagna (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 24: 673-679. <https://doi.org/10.5194/nhess-24-673-2024>.
- Ascione A., Cinque A. (1999). Tectonics and erosion in the long term relief history of the Southern Apennines (Italy). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 118: 1–16.
- Ascione A., Cinque A., Miccadei E., Villani F., Berti C. (2008). The Plio-Quaternary uplift of the Apennine chain: New data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. *Geomorphology*, 102(1): 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.022>.
- Aswin M., Nola L., Maranatha E.S. (2020). Study on concrete compressive strength due to the cement substitution partially by corncob ash. In: *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, 1122, Proceedings of the Third TALENTA Conference on Engineering Science and Technology, Medan, Indonesia, 28 September 2020. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/1122/1/012025>.
- Audemard F., Azuma T., Baiocco F., Baize S., Blumetti A.M., Brustia E., Clague J., Comerci V., Esposito E., Guerrieri L., Gurbinar A., Grützner C., Jin K., Kim Y.S., Kopsachilis V., Lucarini M., Mc Calpin J., Michetti A.M., Mohammadioun B., Morner N.A., Okumura K., Ota Y., Papathanassiou G., Pavlides S., Perez López R., Porfido S., Reicherter K., Rodríguez Pascua M.A., Roghazin E., Scaramella A., Serva L., Silva P.G., Sintubin M., Tatevossian R., Vittori E. (2015). Earthquake Environmental Effect for seismic hazard assessment: the ESI intensity scale and the EEE Catalogue. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), Servizio Geologico d'Italia, Rome, Italy. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3629.3202>.
- Autorità Di Bacino Liri-Garigliano-Volturno (2006a). Carta geomorfologica in scala 1:25.000. In: *Piano di Stralcio Assetto Idrogeologico (PSAI)*.
- Autorità Di Bacino Liri-Garigliano-Volturno (2006b). Carta degli Scenari di Rischio in scala 1:25.000. In: *Piano di Stralcio Assetto Idrogeologico (PSAI)*.
- Bajni G., Camera C.A.S., Apuani T. (2023). A Novel Dynamic Rockfall Susceptibility Model Including Precipitation, Temperature and Snowmelt Predictors: A Case Study in Aosta Valley (Northern Italy). *Landslides*, 20: 2131–2154. <https://doi.org/10.1007/s10346-023-02091-x>.
- Bar N., Ryan C., Nicoll S., Pothitos F. (2016). Evaluating and managing rock fall risk for steep rock slopes. Society of Geological Engineers and Technicians of Serbia Committee for Engineering Geology and Geotechnics.
- Baratta M. (1901). *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana*. Torino, Italy.
- Baratta M. (1910) *La Catastrofe Sismica Calabro Messinese (28 Dicembre 1908)*. Relazione alla Società Geografica Italiana.
- Barchi M., Carboni F., Michele M., Ercoli M., Giorgetti C., Porreca M., Azzaro S., Chiaraluce L. (2021). The influence of subsurface geology on the distribution of earthquakes during the

- 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Tectonophysics*, 807: 228797. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228797>.
- Barisone G., Bottino G., Mandrone G. (1994). Correlations among geomechanical characteristics, fracturation degree and stability of rock slopes. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 31(2): A108. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(94\)93183-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)93183-6).
- Bartolini C. (1992). I fattori geologici delle forme del rilievo. *Lezioni di Geomorfologia strutturale*. Pitagora Editrice, Bologna.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, 453(1-4): 20-43. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.014>.
- Baum R.L., Savage W.Z., Godt J.W. (2002). TRIGRS - A Fortran Program for transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability analysis. USGS, Colorado. <https://doi.org/10.3133/ofr02424>.
- Baum R.L., Savage W.Z., Godt J.W. (2008). TRIGRS - A Fortran Program for transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability analysis, Version 2.0. USGS, Colorado. <https://doi.org/10.3133/ofr20081159>.
- Bellotti P., Landini B., Valeri P. (1984). Associazioni di facies e lineamenti evolutivi generali del "complesso torbido-laziale abruzzese". *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103: 311-326.
- Bellotti P., Chiocchini U., Valeri P. (1981). Analisi dell'evoluzione tettonico — sedimentaria dei "bacini minori" torbido-laziali del Miocene medio superiore dell'Appennino umbro marchigiano e laziale abruzzese: 6) Il bacino del Liri. *Italian Journal of Geosciences*, 100: 309-337.
- Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni, C. (2010). The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins. *Journal of the Virtual Explorer*, 36.
- Bianchi Fasani G., Di Luzio E., Esposito C., Martino S., Scarascia-Mugnozza G. (2011). Numerical modelling of Plio-Quaternary slope evolution based on geological constraints: A case study from the Caramanico valley (Central Apennines, Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1): 201–214. <https://doi.org/10.1144/SP351.11>.
- Bianchi M.G., Tarabusi G., Ciuccarelli C., Maresci M., Baranello S., Taccone R.C., Ferrari G. (2022). CFTIvisual, Atlante delle fonti visive dei terremoti italiani. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/cfti/visual>.
- Biasion A., Dequal S., Lingua A. (2004). A new procedure for the automatic production of true orthophotos. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 35.
- Bigi S., Calamita F., Centamore E. (1995b). Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso. *Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/2*: 67–76.
- Bigi S., Cantalamessa G., Centamore E., Didaskalu P., Dramis F., Farabollini P., Genitli B., Invernizzi C., Micarelli A., Nisio S., Pambianchi G., Potetti M. (1995a). La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica. *Studi Geologici Camerti, Volume speciale 1995/1*: 37-49.
- Bigi S., Conti A., Casero P., Ruggiero L., Recanati R., Lipparini L. (2013b). Geological model of the central Periadriatic basin (Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 42: 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.07.005>.

- Bigi S., D'Ambrogio C., Carminati E. (2013a). The geology of the Periadriatic basin and of the Adriatic Sea. *Marine & Petroleum Geology*, 42: 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.04.006>.
- Bishop A.W. (1955). The Use of the Slip Circle in the Stability Analysis of Slopes. *Géotechnique*, 5(1): 7–17. <https://doi.org/10.1680/geot.1955.5.1.7>.
- Blikra L., Longva O., Harbitz C., Løvholt F. (2005). Quantification of rock-avalanche and tsunami hazard in Storfjorden, western Norway. In: Senneset K., Flaate K., Larsen J.O. (Eds). *Landslides and avalanches: ICFL 2005 Norway. Proceedings of the 11th International Conference and Field Trip on Landslides, Norway, 1-10 September 2005*, 57-64.
- Bommer J.J., Rodríguez C.E. (2002). Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63(3-4): 189-220. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00081-3).
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B. (2004). Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. *Annals of geophysics*, 47(6):1723-1742. <https://doi.org/10.4401/ag-3371>.
- Bosi C. (1975). Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino Centrale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 94: 827-859.
- Bosi C., Galadini F., Giaccio B., Messina P., Sposato A. (2003). Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines: The correlation of geological events across different intermontane basins. *Il Quaternario*, 16(1bis): 55-76.
- Bosi C., Galadini F., Messina P. (1995). Stratigrafia Plio-Pleistocenica della Conca del Fucino. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 8(1): 83–94.
- Bourrier F., Dorren L.K.A., Nicot F., Berger F., Darve F. (2009). Toward objective rockfall trajectory modelling using a stochastic rebound algorithm. *Geomorphology*, 110(3-4): 68-79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.017>.
- Bozzano F., Chiocci F.L., Martino S., Mazzanti P. (2009). Coastal landslides and their tsunamigenic potential: The 1783 Scilla rock-avalanche as a reference case study. *Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana*, 7: 127-129.
- Bozzano F., Mazzanti P., Prestininzi A., Mugnozza G.S. (2010). Research and development of advanced technologies for landslide hazard analysis in Italy. *Landslides*, 7: 381-385. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0208-x>.
- Bozzolo D., Pamini R. (1986). Simulation of rock falls down a valley side. *Acta Mechanica*, 63: 113–30. <https://doi.org/10.1007/BF01182543>.
- Briones-Bitar J., Carrión-Mero P., Montalván-Burbano N., Morante-Carballo F. (2020). Rockfall Research: A Bibliometric Analysis and Future Trends. *Geosciences* 10(10): 403. <https://doi.org/10.3390/geosciences10100403>.
- Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Valensise G. (2012). Hints on the seismotectonics of the Abruzzi Region from studies of the 6 April 2009, Mw 6.3, L'Aquila earthquake. *Semestrare di studi e ricerche di geografia*, 24(1): 169-184.
- Buttinelli, M., Petracchini L., Maesano F., D'Ambrogio C., Scrocca D., Marino M., Capotorti F., Bigi S., Cavinato G.P., Mariucci M., Montone P., Di Bucci D. (2021). The impact of structural complexity, fault segmentation, and reactivation on seismotectonics: Constraints from the upper crust of the 2016-2017 Central Italy seismic sequence area. *Tectonophysics*, 810: 228861. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228861>.
- Caielli G., Maffucci R., De Franco R., Bigi S., Parotto M., Mollica R., Gaudiosi I., Simionato M., Romanelli M., Marchi N. Cavinato G.P. (2023). Fucino Basin structure revealed by the

- tomography and the reusing of the CROP11 seismic data. *Tectonophysics*, 865: 230043. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230043>.
- Calamita F., Pizzi A. (1994). Recent and active extensional tectonics in the southern umbro-marchean Apennines (Central Italy). *Memorie Della Società Geologica Italiana*, 48: 541–548.
- Calamita F., Pizzi A., Scisciani V., De Girolamo C., Coltorti M., Pierruccini P., Turco E. (2000). Caratterizzazione delle faglie quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese. In: Galadini F., Meletti C., Rebez A. (Eds). *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. Consiglio Nazionale Delle Ricerche - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 157-169.
- Calamita F., Viandante M.G., Hegarty K. (2004). The Pliocene-Quaternary burial/exhumation paths of the Central Apennines (Italy): implications for the definition of the deep structure of the belt. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 123: 503-512.
- Calista M., Mascioli F., Menna V., Miccadei E., Piacentini T. (2019). Recent geomorphological evolution and 3D numerical modelling of soft clastic rock cliffs in the mid-western Adriatic Sea (Abruzzo, Italy). *Geosciences* 9(7): 309. <https://doi.org/10.3390/geosciences9070309>.
- Calista M., Menna V., Mancinelli V., Sciarra N., Miccadei E. (2020). Rockfall and Debris Flow Hazard Assessment in the SW Escarpment of Montagna del Morrone Ridge (Abruzzo, Central Italy). *Water*, 12: 1206. <https://doi.org/10.3390/w12041206>.
- Canuti P., Casagli N. (1994). Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana. Atti del Convegno “Fenomeni Franosi e centri abitati”, Bologna, 27 maggio 1994, Consiglio Nazionale delle Ricerche – Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Pubblicazione n. 846, 61 pp.
- Capitani M., Ribolini A., Bini M. (2019). The slope aspect: A predisposing factor for landsliding? *Comptes Rendus Geoscience*, 345(11-12): 427–438. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.11.002>.
- Caprari P., Della Seta, M., Martino, S., Fantini, A., Fiorucci, M., Priore, T. (2018). Upgrade of the CEDIT database of earthquake-induced ground effects in Italy. *Italian journal of engineering geology and environment*, 2: 23–39. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2018-02.O-02>.
- Carabella C., Buccolini M., Galli L., Miccadei E., Paglia G., Piacentini T. (2020). Geomorphological analysis of drainage changes in the NE Apennines piedmont area: the case of the middle Tavo River bend (Abruzzo, Central Italy). *Journal of Maps*, 16(2): 222–235. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1726833>.
- Carabella C., Cinosi J., Piattelli V., Burrato P., Miccadei E. (2022). Earthquake-Induced Landslides Susceptibility Evaluation: A Case Study from the Abruzzo Region (Central Italy). *Catena*, 208: 105729. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105729>.
- Carlini M., Chelli A., Vescovi P., Artoni A., Clemenzi L., Tellini C., Torelli L. (2016). Tectonic control on the development and distribution of large landslides in the Northern Apennines (Italy). *Geomorphology*, 253: 425-437. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.028>.
- Carminati E., Corda L., Mariotti G., Scifoni A., Trippetta F. (2013). Mesozoic Syn- and Posttrifting Evolution of the Central Apennines, Italy: The Role of Triassic Evaporites. *The Journal of Geology*, 121: 327-354. <https://doi.org/10.1086/670730>.
- Carminati E., Doglioni C., Scrocca D. (2004). Alps Vs Apennines. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 141-151.

- Carrara A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V., Reichenbach P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(5): 427-445. <https://doi.org/10.1002/esp.3290160505>.
- Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P. (1995). GIS technology in mapping landslide hazard. In: Carrara A., Guzzetti F. (Eds). *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publishers: 135–175.
- Cavinato G.P., Carusi C., Dall’asta M., Miccadei E., Piacentini T. (2002). Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (Central Italy). *Sedimentary Geology*, 148(1-2): 29-59. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00209-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00209-3).
- Cavinato G.P., Cosentino D., Funiciello R., Parotto M., Salvini F., Tozzi M. (1994). Constraints and new problems for geodynamical modelling of Central Italy (CROP 11 Civitavecchia-Vasto deep seismic line). *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 36: 141-144.
- Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C., Ridolfi M. (1992). Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell’avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe. In: Tozzi M., Cavinato G.P., Parotto M. (Eds). *Studi preliminari all’acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia -Vasto. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1991/2*: 125-131, Camerino.
- Centamore E., Nisio S., Prestinzi A., Scarascia Mugnozza G. (1996). Evoluzione morfodinamica e fenomeni franosi nel settore periadriatico dell’Abruzzo settentrionale. *Studi Geologici Camerti*, 14: 9-27.
- Çevik E., Topal T. (2003). GIS-Based Landslide Susceptibility Mapping for a Problematic Segment of the Natural Gas Pipeline, Hendek (Turkey). *Environmental Geology*, 44: 949–962. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0838-6>.
- Chiarabba C., Amato A., Anselmi M., Baccheschi P., Bianchi I., Cattaneo M., Cecere G., Chiaraluce L., Ciaccio M.G., De Gori P., De Luca G., Di Bona M., Di Stefano R., Faenza L., Govoni A., Improta L., Lucente F.P., Marchetti A., Margheriti L., Mele F., Michelini A., Monachesi G., Moretti M., Pastori M., Piana Agostinetti N., Piccinini D., Roselli P., Seccia D., Valoroso L. (2009). The 2009 L’Aquila (central Italy) Mw 6.3 earthquake: Main shock and aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 36: L18308. <https://doi.org/10.1029/2009GL039627>.
- Chiocchini U., Cipriani N. (1989). The composition and provenance of the Tortonian and Messinian turbidites in the context of the structural evolution of the Central Apennines along the “Ancona-Anzio” line. *Sedimentary Geology*, 63(1-2): 83-91. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90072-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90072-9).
- Cinosi J., Piattelli V., Paglia G., Sorci A., Ciavattella F., Miccadei E. (2023). Rockfall Susceptibility Assessment and Landscape Evolution of San Nicola Island (Tremi Islands, Southern Adriatic Sea, Italy). *Geosciences*, 13(11): 352. <https://doi.org/10.3390/geosciences13110352>.
- Cinque A., Liccardo C., Palma B., Pappalardo L., Roskopf C., Sepe C. (1990). Le tracce glaciali nel Parco Nazionale d’Abruzzo (Appennino centrale): nota preliminare. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 13: 121-133.
- Conforti M., Robustelli G., Muto F., Critelli S. (2012). Application and validation of bivariate GIS-based landslide susceptibility assessment for the Vittravo river catchment (Calabria, south Italy). *Natural Hazards*, 61: 127-141. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9781-0>.
- Conoscenti C., Ciaccio M., Caraballo-Arias N.A., Gómez-Gutiérrez A., Rotigliano E., Agnesi V. (2015). Assessment of susceptibility to earth-flow landslide using logistic regression and

- multivariate adaptive regression splines: A case of the Belice River basin (western Sicily, Italy). *Geomorphology*, 242: 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.020>.
- Conte E., Donato A., Pugliese L., Troncone A. (2018). Analysis of the Maierato landslide (Calabria, Southern Italy). *Landslides*, 15: 1935-1950. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0997-x>.
- Corominas J., Mavrouli O., Ruiz-Carulla R. (2017). Rockfall Occurrence and Fragmentation. In: Sassa, K., Mikoš, M., Yin, Y. (Eds). *Advancing Culture of Living with Landslides*. 4th World Landslide Forum 2017. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-59469-9_4.
- Cosentino D., Cipollari P., Marsili P., Scrocca D. (2010). Geology of the Central Apennines: A regional review. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, 36: 12. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00223>.
- Crescenti U., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G. (1987). Deformazioni gravitative profonde di versante e grandi frane nell'area a sud di Monte Porrara (Appennino centrale, Abruzzo). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 39: 477-486.
- Crosta G., Agliardi F., Frattini P., Lari S. (2015). Key Issues in Rock Fall Modeling, Hazard and Risk Assessment for Rockfall Protection. In: Lollino G., Giordan D., Crosta G.B., Corominas J., Azzam R., Wasowski J., Sciarra N. (Eds). *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_4.
- Crozier M.J. (1973). Techniques for the morphometric analysis of landslps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17(1): 78-101. <https://doi.org/10.1127/zfg/17/1973/78>.
- Cruden D.M., Varnes D.J. (1996). *Landslide Types and Processes*. Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75.
- D'Agostino N., Jackson J.A., Dramis F., Funicello R. (2001). Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: An example from the Central Apennines (Italy). *Geophysical Journal International*, 147(2): 475–497. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00539.x>
- D'Alessandro L. Miccadei E., Piacentini, T. (2008). Morphotectonic study of the lower Sangro River valley (Abruzzi, Central Italy). *Geomorphology*, 102: 145-158. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.019>.
- D'Alessandro L., Del Sordo L., Buccolini M., Miccadei E., Urbani A. (2007). Analisi del dissesto da frana in Abruzzo. In: APAT- Pianeta Terra. *Rapporto sulle frane in Italia-il progetto IFFI-Metodologia, risultati e rapporti regionali*, 78: 463-493.
- D'Alessandro L., Miccadei E., Piacentini T. (2003). Morphostructural elements of central-eastern Abruzzi: Contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain. *Quat Int* 101–102: 115–124. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00094-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00094-0).
- D'Intino J., Buccolini M., di Nardo E., Esposito G., Miccadei E. (2020). Geomorphology of the Anversa degli Abruzzi badlands area (Central Apennines, Italy). *Journal of Maps*, 16: 488-499. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1780169>.
- D'Addezio G., Masana E., Pantosti, D. (2001). The Holocene paleoseismicity of the Aremogna-Cinque Miglia Fault (Central Italy). *Journal of Seismology*, 5: 181–205. <https://doi.org/10.1023/A:1011403408568>.
- D'Alessandro L., Genevois R., Marino, A. (2001). Dinamica recente della costa alta fra Ortona e Vasto (Abruzzo centro–meridionale). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 56: 53–60.

- Damiani A.V., Pannuzi L. (1987). La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. IV nota: i ghiacciai del gruppo montuoso della Genzana (Scanno-Sulmona) e considerazioni neotettoniche. *Bollettino del Servizio geologico d'Italia*, 105: 97-136.
- Das J., Saha P., Mitra R., Alam A., Kamruzzaman M. (2023). GIS-based data-driven bivariate statistical models for landslide susceptibility prediction in Upper Tista Basin, India. *Heliyon*, 9: e16186. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2023.e16186>.
- De Vittorio P., Faccenna C. (1987). Ulteriori dati sulla tettonica da thrust presente nell'area Magnola-Sirente (Abruzzo Aquilano). *Geologica romana*, 26: 287–291.
- De Waele J. (2017). Karst processes and landforms. *The International Encyclopedia of Geography*: New York, John Wiley and Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118786352.wbieg0968>.
- Del Maschio L., Gozza G., Piacentini D., Pizziolo M., Soldati M. (2007). Previsione delle traiettorie di blocchi mobilizzati da frane di crollo: applicazione e confronto di modelli. *Giornale Di Geologia Applicata*, 6: 33-44. <https://doi.org/10.1474/GGA.2007-06.0-04.0177>.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Miccadei E., Nesci O., Pambianchi G., Piacentini T., Troiani F. (2008). Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: an advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area. *Geomorphology*, 102: 119–129. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.018>.
- Demangeot J. (1965). Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. *Annales de Géographie*.
- Di Roberto A., Smedile A., Del Carlo P., De Martini P.M., Iorio M., Petrelli M., Pantosti D., Pinzi S., Todrani A. (2018). Tephra and cryptotephra in a ~ 60.000 year-old lacustrine sequence from the fucino basin: New insights into the major explosive events in Italy. *Bulletin of Volcanology*, 80(3): 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1200-x>.
- Disenza M.E., Esposito C. (2021). State-of-art and remarks on some open questions about DSGSDs: Hints from a review of the scientific literature on related topics. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 21(1): 31–59. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2021-01.O-03>.
- DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>.
- Dissanayake D.M.S.S., Wijesekera N.T.S. (2017). Incorporation of Water Distribution Network Costs in Water Supply System Design Highlighting the Strength of Raster GIS Modelling. *Proceedings of the UMCSAWM Water Conference*: 53-57. <https://doi.org/10.31705/UMCSAWM.7>.
- Doi I., Kamai T. (2020). Relationship between earthquake-induced excess pore water pressure and strong ground motion observed in a monitored fill slope. *Engineering Geology*, 266: 105391. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105391>.
- Dong A., Dou J., Fu Y., Zhang R., Xing K. (2023). Unraveling the evolution of landslide susceptibility: a systematic review of 30-years of strategic themes and trends. *Geocarto International*, 38: 1-64. <https://doi.org/10.1080/10106049.2023.2256308>.
- Dorren L., Berger F. (2010). New approaches for 3D rockfall modelling with or without the effect of forest in Rockyfor3D. *Geophysical Research Abstracts*, 12: EGU2010-14811. EGU General Assembly, 2-7 maggio 2010, Vienna, Austria.
- Dorren L., Berger F., Bourrier F., Eckert N., Saroglou C., Schwarz M., Stoffel M., Trappmann D., Uteili H.H., Moos C. (2022). Delimiting rockfall runout zones using reach probability

- values simulated with a Monte–Carlo based 3D trajectory model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Preprint nhess-2022-32. <https://doi.org/10.5194/nhess-2022-32>.
- Dorren L.K.A. (2016). Rockyfor3D (v5.2) revealed – Transparent description of the complete 3D rockfall model. ecorisQ paper (www.ecorisq.org).
- Dramis F. (1992). Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico. *Studi Geologici Camerti*, 1: 9-15.
- Dramis F., Guida D., Cestari A. (2011). Chapter three – Nature and Aims of Geomorphological Mapping. *Development in Earth Surface Processes*, 15: 39-73. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00003-3>.
- Eagles G. (2007). New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International*, 168(1): 353–361. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03206.x>.
- Edel J., Dubois D., Marchant R., Hernandez J., Cosca M. (2001). The early Miocene rotation of the Corso-Sardinian block. New paleomagnetic constraints for the end of the motion. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 172: 275-283.
- Elewa H., Qaddah A. (2011). Groundwater potentiality mapping in the Sinai Peninsula, Egypt, using remote sensing and GIS-watershed-based modeling. *Hydrogeology Journal*, 19: 613-628. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0703-8>.
- El-Haddad B.A., Youssef A.M., El-Shater A.H., El-Khashab M.H. (2022). Slope Instability Mechanisms in Karst Rocks and Their Impact on Sustainable Development, Egypt. In: El-Askary H., Erguler Z.A., Karakus M., Chaminé H.I. (Eds). *Research Developments in Geotechnics, Geo-Informatics and Remote Sensing. CAJG 2019. Advances in Science, Technology & Innovation*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-72896-0_1.
- EMERGEIO Working Group (2009). Rilievi geologici di terreno effettuati nell’area epicentrale della sequenza sismica dell’Aquilano del 6 aprile 2009. *Quaderni di Geofisica*, 70. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- EOTA (2018). European Assessment Document EAD-340059-00-0106 - Falling Rock Protection Kits. Brussels, Belgium.
- EOTA. ETAG 027 (2013). Guideline for European Technical Approval of Falling Rock Protection Kits. Brussels, Belgium.
- Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Vittori E., Blumetti A.M., Commerci V., Michetti A.M., Serva L. (2013). Landslides Induced by Historical and Recent Earthquakes in Central-Southern Apennines (Italy): A Tool for Intensity Assessment and Seismic Hazard. In: Margottini C., Canuti P., Sassa K. (Eds). *Landslide Science and Practice*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31427-8_38.
- Esposito G., Carabella C., Paglia G., Miccadei E. (2021). Relationships between Morphostructural/Geological Framework and Landslide Types: Historical Landslides in the Hilly Piedmont Area of Abruzzo Region (Central Italy). *Land* 10(3): 287. <https://doi.org/10.3390/land10030287>.
- Esposito, G. Mancinelli V. Paglia G. Ciavattella F., D’Amico D., Sulli C., Sammarone L., Miccadei E. (2023). The geodiversity of the Abruzzo, Lazio, and Molise National Park (Central Italy). *Journal of Maps*, 19(1). <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2243302>.
- Ezersky M., Eppelbaum L., Legchenko A. (2023). Chapter 1. General introduction to the karst problem. In: *Applied Geophysics for Karst and Sinkhole Investigation*, IOP Publishing. <https://doi.org/10.1088/978-0-7503-3635-2ch1>.
- Faccini F., Luino F., Paliaga G., Sacchini A., Turconi L. (2015). Yet another disaster flood of the Bisagno stream in Genoa (Liguria, Italy): October the 9th -10th 2014 event. *Rendiconti*

- online della Società Geologica Italiana, 35: 128-131.
<https://doi.org/10.3301/ROL.2015.81>.
- Faccini F., Luino F., Paliaga G., Sacchini A., Turconi L., de Jong C. (2018). Role of rainfall intensity and urban sprawl in the 2014 flash flood in Genoa City, Bisagno catchment (Liguria, Italy). *Applied Geography*, 96: 224.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2018.07.022>.
- Falaschi F., Federici P., Puccinelli A., D'Amato Avanzi G., Pochini A., Spagnolo M., Bottai M., Salvati N. (2008). Statistical approach and GIS techniques in evaluating landslide susceptibility in a sample area of the Serchio River basin (Italy). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1*: 119-136.
- Famiani D., Cara F., Di Giulio G., Vassallo M., Milana G. (2022). Detection of hidden faults within the Fucino basin from single-station ambient noise measurements: The case study of the Trasacco fault system. *Earth Science*, 10: 937848.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.937848>.
- Fan X., Scaringi G., Korup O., West, A.J., van Westen C.J., Tanyas H., Hovius N., Hales T.C., Jibson R.W., Allstadt K.E., Zhang L., Evans S.G., Xu C., Li G., Pei X., Xu Q., Huang R. (2019). Earthquake-Induced Chains of Geologic Hazards: Patterns, Mechanisms, and Impacts. *Reviews of Geophysics*, 57: 421-503. <https://doi.org/10.1029/2018RG000626>.
- Fanucci F., Morelli D. (2000). Modalità e cause della deriva del Blocco Sardo-Corso. *Studi Trentini-Acta Geologica*, 77: 5-14.
- Farabollini P., Miccadei E., Pambianchi G., Piacentini T. (2004). Drainage basins analysis (forms and deposits) and quaternary tectonics in the Adriatic slope of Central Apennines (Central Italy). 32nd International Geological Congress: From the Mediterranean Area toward a Global Geological Renaissance. *Geology, Natural Hazards and Cultural Heritage, Session G16.03 (246) Morphotectonics*, 20-28 August 2004, Firenze.
- Faure Walker J., Boncio P., Pace B., Roberts G., Benedetti L., Scotti O., Visini F., Peruzza L. (2020). Fault2SHA Central Apennines Database [dataset]. Institute for Risk and Disaster Reduction, University College London, PANGAEA.
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.922582>.
- Fell R., Corominas J., Bonnard C., Cascini L., Leroi E., Savage W.Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering Geology*, 102(3-4): 85-98. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.022>.
- Fellenius W. (1936). Calculation of stability of earth dams. *Transactions, 2nd Congress on Large Dams*, Washington DC, 445-462.
- Feng L., Intrieri E., Pazzi V., Gigli G., Tucci G. (2021). A framework for temporal and spatial rockfall early warning using micro-seismic monitoring. *Landslides*, 18: 1059–1070. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01534-z>.
- Fereidooni D., Khajevand R. (2018). Determining the Geotechnical Characteristics of Some Sedimentary Rocks from Iran with an Emphasis on the Correlations between Physical, Index, and Mechanical Properties. *Geotechnical Testing Journal*, 41(3): 555-573.
<https://doi.org/10.1520/GTJ20170058>.
- Ferrari F., Giani G.P., Apuani T. (2013). Towards the comprehension of rockfall motion, with the aid of in situ tests. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special issue: The 1963 Vajont Landslide (Northeast Alps, Italy)*: 163–171.
<https://doi.org/10.4408/IJEGE.2013-06.B-13>.
- Finicelli G.F., Confuorto P., Carratù M.T., Di Martire D. (2016). Multivariate Statistical approach vs. Deterministic physically based model for landslide susceptibility assessment. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 41: 151-154.
<https://doi.org/10.3301/ROL.2016.116>.

- Fortunato C., Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W. (2012). New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT). *Italian journal of Engineering Geology and Environment*, 2: 63-74. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2012-02.O-05>.
- Francioni M., Calamita F., Coggan J., De Nardis A., Eyre M., Miccadei E., Piacentini T., Stead D., Sciarra N. (2019a). A Multi-Disciplinary Approach to the Study of Large Rock Avalanches Combining Remote Sensing, GIS and Field Surveys: The Case of the Scanno Landslide, Italy. *Remote Sensing*, 11(13): 1570. <https://doi.org/10.3390/rs11131570>.
- Francioni M., Simone M., Stead D., Sciarra N., Mataloni G., Calamita F. (2019b). A New Fast and Low-Cost Photogrammetry Method for the Engineering Characterization of Rock Slopes. *Remote Sensing*, 11: 1267. <https://doi.org/10.3390/rs11111267>.
- Fuhr M., Bourrier F., Cordonnier T. (2015). Protection against rockfall along a maturity gradient in mountain forests. *Forest Ecology and Management*, 354: 224-231. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.06.012>.
- G.N.G.F.G. (1994). Proposta di legenda geomorfologica a indirizzo applicativo. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 16(2): 129-152.
- Galadini F., Giuliani R. (1995). Elementi per una valutazione della cinematica quaternaria della Piana del Fucino (Italia centrale): l'analisi delle deformazioni dei ciottoli delle unità plio-pleistoceniche. *Il Quaternario*, 8(1): 183-192.
- Galadini F., Messina P. (1994). Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surroundings areas (Central Italy). *Giornale di Geologia*, 56(2), 73-99.
- Galadini F., Messina P. (2001). Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the central Apennines (Italy). *Geodinamica Acta*, 14(6): 321-344. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01076-2](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01076-2).
- Galadini F., Messina P. (2004). Early-Middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain. *Journal of Geodynamics*, 37(1): 57-81. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2003.10.002>.
- Galadini F., Galli P., Giraudi C. (1997). Geological investigations of Italian earthquakes: new paleoseismological data from the Fucino Plain (Central Italy). *Journal of Geodynamics*, 24(1-4): 87-103.
- Galli P., Camassi R., Azzaro R., Bernardini F., Castanetto S., Ercolani E., Molin D., Peronace E., Rossi A., Vecchi M., Tertulliani A. (2009). Il terremoto aquilano del 6 aprile 2009: rilievo macrosismico, effetti di superficie ed implicazioni sismotettoniche. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 22(2): 235-246. <https://amq.aiqua.it/index.php/amq/article/view/303>.
- Galli P.A.C., Naso J.A. (2009). Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy): paleoseismological and archaeoseimological indications from the Aquae Iuliae fault. *Journal of Structural Geology*, 31(2): 128-149. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.09.007>.
- Gantimurova S., Parshin A. (2024). Combined Methodology for Rockfall Susceptibility Mapping Using UAV Imagery Data. *Remote Sensing*, 16(1): 177. <https://doi.org/10.3390/rs16010177>.
- Gattinoni P., Scesi L., Arieni L., Canavesi M. (2012). The February 2010 large landslide at Maierato, Vibo Valentia, Southern Italy. *Landslides*, 9: 255-261. <https://doi.org/10.1007/s10346-011-0296-2>.
- Gerasimov I.P. (1946). Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of USSR. *Probleme Fizische Geographie*, 12: 89-115.
- Giaccio B., Galli P., Messina P., Peronace E., Scardia G., Sottili G., Sposato A., Chiarini E., Jicha B., Silvestri, S. (2012). Fault and basin depocentre migration over the last 2 Ma in the

- L'Aquila 2009 earthquake region, central Italian Apennines. *Quaternary Science Reviews*, 56: 69–88. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.016>.
- Giacomini A., Buzzi O., Renard B., Giani G.P. (2009). Experimental studies on fragmentation of rock falls on impact with rock surfaces. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46: 708–715. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2008.09.007>.
- Giani G.P., Giacomini A., Migliazza M., Segalini A. (2004). Experimental and Theoretical Studies to Improve Rock Fall Analysis and Protection Work Design. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 37: 369–389. <https://doi.org/10.1007/s00603-004-0027-2>.
- Gili J.A., Ruiz-Carulla R., Matas G., Moya J., Prades A., Corominas J., Lantada N., Núñez-Andrés M.A., Buill F., Puig C., Martínez-Bofill J., Saló L., Mavrouli O. (2022). Rockfalls: analysis of the block fragmentation through field experiments. *Landslides*, 19: 1009–1029. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01837-9>.
- Giraudi C. (1988a). Datazione con metodi geologici e radiometrici di indizi di paleosismicità presenti nell'area di Roccaraso e di Ovindoli (Abruzzo-Italia centrale). *Atti del 7° Convegno annuale G.N.G.T.S.*, 30 novembre-2 dicembre 1988, Roma.
- Giraudi C. (1988b). Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo), negli ultimi 30000 anni. *Il Quaternario*, 1(2): 31-59.
- Giraudi C. (1998). Alcuni dati per l'inquadramento cronologico delle fasi glaciali tardo-pleistoceniche dei Monti Greco e Serra Chiarano (Abruzzo, Italia centrale). *Il Quaternario*, 11(1): 115-120.
- Giraudi C., Frezzotti, M. (1997). Late Pleistocene Glacial Events in the Central Apennines, Italy. *Quaternary Research*, 48(3): 280-290. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1928>.
- Glade T., Anderson M., Crozier M.J. (2005). *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester. ISBN 9780471486633.
- González de Vallejo L.I., Hernández-Gutiérrez L.E., Miranda A., Ferrer M. (2020). Rockfall Hazard Assessment in Volcanic Regions Based on ISVS and IRVS Geomechanical Indices. *Geosciences* (Switzerland), 10: 220. <https://doi.org/10.3390/geosciences10060220>.
- Gori S., Falcucci E., Dramis F., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Pizzi A., Sposato A., Cosentino D. (2014). Deep-seated gravitational slope deformation, large-scale rock failure, and active normal faulting along Mt. Morrone (Sulmona basin, Central Italy): Geomorphological and paleoseismological analyses. *Geomorphology*, 208: 88–101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.11.017>.
- Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G. (2004). Strong motion records of the 2002 Molise, Italy, earthquake sequence and stochastic simulation of the main shock. *Earthquake Spectra*, 20: 65–79. <https://doi.org/10.1193/1.1764784>.
- Guerrieri L. (2015). Earthquake Environmental Effect for seismic hazard assessment: the ESI intensity scale and the EEE Catalogue. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 97.
- Guerriero L., Annibali Corona M., Di Martire D., Francioni M., Limongiello M., Tufano R., Calcaterra D. (2024). Rockfall susceptibility analysis of the “San Michele Arcangelo” historic trail (Central Italy) based on virtual outcrops and multiple propagation models. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 83: 263. <https://doi.org/10.1007/s10064-024-03764-0>.
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Sgattoni G., Valensise G. (2018). CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>.

- Guidoboni E., Ferrari G., Tarabusi G., Sgattoni G., Comastri A., Mariotti D., Ciuccarelli C., Bianchi M.G., Valensise G. (2019). CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area. *Scientific Data*, 6: 80. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9>.
- Gupta R.P., Saha A.K., Arora M.K., Kumar A. (1999). Landslide Hazard Zonation in part of the Bhagirathi Valley, Garhwal Himalayas, using integrated remote sensing - GIS. *Himalayan Geology*, 20(2): 71-85.
- Guzzetti F. (2000). Landslide Fatalities and the Evaluation of Landslide Risk in Italy. *Engineering Geology*, 58(2): 89-107. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(00\)00047-8](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(00)00047-8).
- Guzzetti F. (2015). Forecasting natural hazards, performance of scientists, ethics, and the need for transparency. *Toxicological & Environmental Chemistry*, 98(9): 1-17. <https://doi.org/10.1080/02772248.2015.1030664>.
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., Reichenbach P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy, *Geomorphology*, 31(1-4): 181–216. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00078-1).
- Guzzetti F., Crosta G., Detti R., Agliardi F. (2002). STONE: A computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Computers & Geosciences*, 28: 1079-1093. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00025-0](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00025-0).
- Guzzetti F., Esposito E., Balducci V., Porfido S., Cardinali M., Violante C., Fiorucci F., Sacchi M., Ardizzone F., Mondini A. (2009). Central Italy seismic sequence-induced landsliding: 1997–1998 Umbria-Marche and 2008–2009 L'Aquila cases. In: *The Next Generation of Research on Earthquake-induced Landslides: An International Conference in Commemoration of 10th Anniversary of the Chi-Chi Earthquake, Taiwan, 2009*: 52-61.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., Galli M., Ardizzone F. (2005a). Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72(1-4): 272–299. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.002>.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Ghigi S. (2004). Rockfall Hazard and Risk Assessment along a Transportation Corridor in the Nera Valley, Central Italy. *Environmental Management*, 34: 191–208. <https://doi.org/10.1007/s00267-003-0021-6>.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Wieczorek G.F. (2003). Rockfall hazard and risk assessment in the Yosemite Valley, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 491–503. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-491-2003>.
- Guzzetti F., Stark C., Salvati P. (2005b). Evaluation of Flood and Landslide Risk to the Population of Italy. *Environmental Management*, 36: 15-36. <https://doi.org/10.1007/s00267-003-0257-1>.
- Guzzetti F., Cardinali M., Reichenbach P. (1994). The AVI Project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environmental Management*, 18(4): 623–633.
- Hancox G.T., Perrin N.D., Dellow G. (2002). Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 35(2): 59-95. <https://doi.org/10.5459/bnzsee.35.2.59-95>.
- Hasegawa S., Dahal R.K., Nishimura T., Nonomura A., Yamanaka M. (2009). DEM-Based analysis of earthquake-induced shallow landslide susceptibility. *Geotechnical and Geological Engineering*, 27: 419-430. <https://doi.org/10.1007/s10706-008-9242-z>.
- Henriques C., Zêzere J.L., Marques F. (2015). The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution. *Engineering Geology*, 189: 17-31. <http://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.01.025>.

- Hirt C. (2014). Digital Terrain Models. In: Grafarend E. (Ed). Encyclopedia of Geodesy. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0_31-1.
- Horton P., Jaboyedoff M., Rudaz B., Zimmermann M. (2013). Flow-R, a Model for Susceptibility Mapping of Debris Flows and Other Gravitational Hazards at a Regional Scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(4): 869–885. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-869-2013>.
- Hu M., Wu Z., Reicherter K., Ali S., Huang X., Zuo J. (2021). A Historical Earthquake-Induced Landslide Damming Event at the Qiaojia Reach of the Jinsha River, SE Tibetan Plateau: Implication for the Seismic Hazard of the Xiaojiang Fault. *Frontiers in Earth Science*, 9: 649543. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.649543>.
- Hungr O., Evans S. (1988). Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards. *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne*: 685–690.
- Hungr O., Evans S.G., Hazzard J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 36: 224–238. <https://doi.org/10.1139/t98-106>.
- Hungr O., Leroueil S., Picarelli L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11: 167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>.
- Hutchinson J.N. (1968). Mass movement. *Geomorphology*. Encyclopedia of Earth Science, Springer, Berlin, Heidelberg.
- ISIDe Working Group (2007). Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ISIDE>.
- ISPRA (2007). Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia – IFFI, Regione Abruzzo.
- ISPRA (2009). Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. I quaderni, Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 12.
- ISPRA (2010a). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 361 “Chieti”.
- ISPRA (2010b). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 351 “Pescara”.
- ISPRA (2010c). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 339 “Teramo”.
- ISPRA (2010d). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 378 “Scanno”.
- ISPRA (2011). Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 372 “Vasto”.
- ISPRA (2017). The Geological map of Italy 1:50,000 scale - The CARG project. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 100: 127-198.
- ISPRA (2021). Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000 e Banca Dati geomorfologica. I quaderni, Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 13.
- ISPRA (2022). Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Quaderni Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 15.
- Jaboyedoff M., Michoud C., Derron M., Voumard J., Leibundgut G., Sudmeier-Rieux K., Nadim F., Leroi, E. (2016). Human-Induced Landslides: Toward the analysis of anthropogenic changes of the slope environment. In: Aversa S., Cascini L., Picarelli L., Scavia C. (Eds). *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*. Proceedings of the 12th International Symposium on Landslides, 12-19 June 2016, Napoli, Italy: 217-232.
- Jaiswal A., Verma A., Singh T. (2024). A critical review of rock mass classification systems for assessing the stability condition of rock slopes. *Environmental Earth Sciences*, 83: 245. <https://doi.org/10.1007/s12665-024-11532-2>.

- Jones C.L., Higgins J.D., Andrew R.D. (2000). MI-66 Colorado Rockfall Simulation Program, version 4.0. Colorado Geological Survey, Division of Minerals and Geology, Department of Natural Resources.
- Kalenchuk K., Diederichs M., McKinnon S. (2006). Characterizing block geometry in jointed rockmasses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43 (8): 1212-1225. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2006.04.004>.
- Kastelic V., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Tiberti M.M., Valensise G. (2013). Seismogenic sources in the Adriatic domain. *Marine and Petroleum Geology*, 42: 191–213. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.002>.
- Kavzoglu T., Sahin E.K., Colkesen I. (2015). An assessment of multivariate and bivariate approaches in landslide susceptibility mapping: a case study of Duzkoy district. *Natural Hazards*, 76: 471-496. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1506-8>.
- Keefer D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *GSA Bulletin*, 95(4): 406–421.
- Keefer D.K. (2002) Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23: 473–510. <https://doi.org/10.1023/A:1021274710840>.
- Khan H., Shafique M., Khan M.A., Bacha M.A., Shah S.U., Calligaris C. (2019). Landslide susceptibility assessment using Frequency Ratio, a case study of northern Pakistan. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 22(1): 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.03.004>.
- Lanari R., Faccenna C., Benedetti L., Sembroni A., Bellier O., Menichelli I., Primerano P., Molin P. (2021). Formation and Persistence of Extensional Internally Drained Basins: The Case of the Fucino Basin (Central Apennines, Italy). *Tectonics*, 40(6): e2020TC006442. <https://doi.org/10.1029/2020TC006442>.
- Lavecchia G., de Nardis R. (2009). UR 4.01 S1-29 Seismogenic sources of major earthquakes of the Maiella area (central Italy): constraints from macroseismic field simulations and regional seismotectonics. *Convegno annuale dei progetti sismologici, Convenzione-Quadro tra Dipartimento della Protezione Civile e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Triennio 2007-09, 19-21 Ottobre 2009, Rome, Italy*.
- Lee S., Dan N.T. (2005). Probabilistic landslide susceptibility mapping in the Lai Chau province of Vietnam: focus on the relationship between tectonic fractures and landslides. *Environmental Geology*, 48: 778–787. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-0019-x>.
- Leine R.I., Schweizer A., Christen M., Glover J., Bartelt P., Gerber W. (2014). Simulation of Rockfall Trajectories with Consideration of Rock Shape. *Multibody System Dynamics*, 32: 241–271. <https://doi.org/10.1007/s11044-013-9393-4>.
- Leoni G., Barchiesi F., Catallo F., Fubelli, G., Lucifora S., Mattei M., Pezzo G., Puglisi C. (2009). GIS Methodology to Assess Landslide Susceptibility: Application to a River Catchment of Central Italy. *Journal of Maps*, 5(1): 87-93. <https://doi.org/10.4113/jom.2009.1041>.
- Leoni G., Campolo D., Falconi L., Gioè C., Lumaca S., Puglisi C., Torre A. (2015). Heuristic Method for Landslide Susceptibility Assessment in the Messina Municipality. In: Lollino G., Giordan D., Crosta G.B., Corominas J., Azzam R., Wasowski J., Sciarra N. (Eds). *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_82.
- Lewin J., Woodward J. (2009). Karst Geomorphology and Environmental Change. In: Woodward J. (Ed). *The Physical Geography of the Mediterranean*: 287-318. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/oso/9780199268030.003.0022>.
- Liu S., Wang L., Zhang W., He Y., Pijush S. (2023). A comprehensive review of machine learning-based methods in landslide susceptibility mapping. *Geological Journal*, 58(6): 2283–2301. <https://doi.org/10.1002/gj.4666>.

- Livio F., Ferrario M.F. (2020). Assessment of attenuation regressions for earthquake-triggered landslides in the Italian Apennines: insights from recent and historical events. *Landslides*, 17: 2825–2836. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01464-w>.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D’Amico S., Antonucci A. (2022). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/dbmi/dbmi15.4>
- Loche M., Alvioli M., Marchesini I., Bakka H., Lombardo L. (2022). Landslide susceptibility maps of Italy: Lesson learnt from dealing with multiple landslide types and the uneven spatial distribution of the national inventory. *Earth-Science Reviews*, 232: 104125. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104125>.
- Lopez Saez J., Corona C., Eckert N., Stoffel M., Bourrier F., Berger F. (2016). Impacts of land-use and land-cover changes on rockfall propagation: Insights from the Grenoble conurbation. *Science of The Total Environment*, 547: 345-355. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.12.148>.
- Losasso L., Jaboyedoff M., Sdao F. (2017). Potential rock fall source areas identification and rock fall propagation in the province of Potenza territory using an empirically distributed approach. *Landslides*, 14: 1593-1602. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0807-x>.
- Luino F. (2015). San Vito di Cadore, 4 agosto 2015: un altro grave evento geo-idrologico. *Rivista Italiana di Meteorologia, Clima e Ghiacciai della Società Meteorologica Italiana Onlus, Nimbus* 74: 69-71.
- Lukovic M., Ziegler M., Aaron J., Perras M. (2022). Rockfall susceptibility and runout in the Valley of the Kings. *Natural Hazards*, 110: 451-485. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04954-9>.
- Ma Y., Li H., Wang L., Zhang W., Zhu Z., Yang H., Wang L., Yuan X. (2021). Machine learning algorithms and techniques for landslide susceptibility investigation: literature review. *Journal of Civil and Environmental Engineering*, 44(1): 53–67. <https://doi.org/10.11835/j.issn.2096-6717.2021.102>.
- Maceroni D., Dixit Dominus G., Gori S., Falcucci E., Galadini F., Moro M., Saroli M. (2022). First evidence of the Late Pleistocene—Holocene activity of the Roveto Valley Fault (Central Apennines, Italy). *Frontiers in Earth Science*, 10: 1018737. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1018737>.
- Magaldi D., Lorè A., Peroni, P. (2004). Assessing relationship between surface karst features and some geostructural elements by GIS in the Gran Sasso Range (Abruzzi, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 27(2): 121-130.
- Mancinelli P., Scisciani V., Patruno S., Minelli, G. (2022). “Gravity modeling reveals a Messinian foredeep depocenter beneath the intermontane Fucino Basin (Central Apennines)”, reply to the comment from Florio et al. (2022). *Tectonophysics*, 837: 229464. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229464>.
- Mancinelli V., Paglia G., Discenza M.E., Minnillo M., Cerrone F., Rizzo M., Miccadei E. (2023). Morphotectonic Features in the Middle Biferno River Valley: The Case of Ponte Liscione Dam (Central Italy). *Geosciences*, 13: 240. <https://doi.org/10.3390/geosciences13080240>.
- Marchesini I., Ardizzone F., Alvioli M., Rossi M., Guzzetti F. (2014). Non-susceptible landslide areas in Italy and in the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(8): 2215-2231. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-2215-2014>.
- Marsala V., Galli A., Paglia G., Miccadei E. (2019). Landslide susceptibility assessment of Mauritius Island (Indian Ocean). *Geosciences*, 9: 493. <https://doi.org/10.3390/geosciences9120493>.

- Martino S., Bozzano F., Caporossi P., D'Angiò D., Della Seta M., Esposito C., Fantini A., Fiorucci M., Giannini L.M., Iannucci R., Marmoni G.M., Mazzanti P., Missori C., Moretto S., Piacentini D., Rivellino S., Romeo R., Sarandrea P., Schilirò L., Varone C. (2019). Impact of landslides on transportation routes during the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Landslides*, 16: 1221–1241. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01162-2>.
- Martino S., Caprari P., Fiorucci M., Marmoni G.M. (2021). Italian Catalogue of Earthquake-Induced Ground Failures (CEDIT). La Sapienza Università di Roma. <https://gdb.ceri.uniroma1.it/index.php/view/map/?repository=cedit&project=Cedit>.
- Martino S., Della Seta M., Esposito C. (2017). Back-analysis of rock landslides to infer rheological parameters. In: Feng X.T. (Ed). *Rock mechanics and engineering. Analysis, modeling and design*, 3: 237–269. <https://doi.org/10.1201/b20402>.
- Martino S., Prestininzi A., Romeo R., Caprari P., Fiorucci M., Marmoni G. (2012). CEDIT, Italian Catalogue of Earthquake-Induced Ground Failures. Sapienza Università di Roma - Dipartimento di Scienze della Terra e Centro di Ricerca CERI. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2012-02.O-05>.
- Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W. (2014). Earthquake-induced ground failures in Italy from a reviewed database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(4): 799-814. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-799-2014>.
- Matas G., Lantada N., Corominas J., Gili J., Ruiz Carulla R., Albert P. (2020). Simulation of Full-Scale Rockfall Tests with a Fragmentation Model. *Geosciences*, 10: 168. <https://doi.org/10.3390/geosciences10050168>.
- Matas G., Lantada N., Corominas J., Gili J.A., Ruiz-Carulla R., Prades A. (2017). RockGIS: a GIS-based model for the analysis of fragmentation in rockfalls. *Landslides*, 14: 1565–1578. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0818-7>.
- Mazzoccola D.F., Hudson J.A. (1996). A comprehensive method of rock mass characterization for indicating natural slope instability. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 29(1): 37–56. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEGH.1996.029.P1.03>.
- McColl S.T. (2015). Landslide Causes and Triggers. In: Shroder J.F., Davies T. (Eds). *Landslide Hazards, Risks, and Disasters - Hazards and Disasters Series*: 17-42. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00002-1>.
- Meletti C., Marzocchi W., D'Amico V., Lanzano G., Luzi L., Martinelli F., Pace B., Rovida A., Tarnoi M., Visini F., MPS19 Working Group (2021). The new Italian Seismic Hazard Model (MPS19). *Annals of Geophysics*, 64(1): SE112. <https://doi.org/10.4401/ag-8579>.
- Meletti C., Montaldo V., Stucchi M., Martinelli F. (2006). Database della pericolosità sismica MPS04. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/SH/MPS04/DB>.
- Merghadi A., Yunus A.P., Dou J., Whiteley J., Thaiphum B., Bui T., Avtar R., Boumezbeur A. (2020). Machine learning methods for landslide susceptibility studies: A comparative overview of algorithm performance. *Earth-Science Reviews*, 207: 103225. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103225>.
- Mescerjakov J.P. (1968). Les concept de morphostructure et de morphosculpture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Geographie*, 423: 539–552.
- Messenzehl K., Meyer H., Otto J., Hoffmann T., Dikau R. (2017) Regional-scale controls on the spatial activity of rockfalls (Turtmann Valley, Swiss Alps) — a multivariate modeling approach. *Geomorphology*, 287: 29–45. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.008>.

- Miccadei E., Berti C., Calista M., Esposito G., Mancinelli V., Piacentini T. (2019a). Morphotectonics of the Tasso Stream - Sagittario River valley (Central Apennines, Italy). *Journal of Maps*, 15: 1-12. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1589588>.
- Miccadei E., Carabella C., Paglia G. (2021). Morphoneotectonics of the Abruzzo Periadriatic Area (central Italy): Morphometric analysis and morphological evidence of tectonics features. *Geosciences*, 11: 397. <https://doi.org/10.3390/geosciences11090397>.
- Miccadei E., Mascioli F., Piacentini T., Ricci F. (2011). Geomorphological features of coastal dunes along the Central Adriatic Coast (Abruzzo, Italy). *Journal of Coastal Research*, 27(6): 1122-1136. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00161.1>.
- Miccadei E., Mascioli F., Ricci F., Piacentini T. (2019b). Geomorphology of soft clastic rock coasts in the mid-western Adriatic Sea (Abruzzo, Italy). *Geomorphology*, 324: 72–94. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.023>.
- Miccadei E., Piacentini T., Buccolini M. (2017). Long-term geomorphological evolution in the Abruzzo area, Central Italy: Twenty years of research. *Geologica Carpathica*, 68(1): 19–28. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0002>.
- Miccadei E., Piacentini T., Gerbasi F., Daverio F. (2012). Morphotectonic map of the Osento River basin (Abruzzo, Italy), scale 1:30,000. *Journal of Maps*, 8(1): 62–73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2012.668764>.
- Migliorini C.I. (1948). I cunei composti nell'orogenesi. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 67: 29-142.
- Mokhtari M., Abedian S., Almasi S.A. (2020). Rock fall Susceptibility Mapping Using Artificial Neural Network, Frequency Ratio, and Logistic Regression: A Case Study in Central Iran, Taft County. *AUT Journal of Civil Engineering*, 4(1): 63-80. <https://doi.org/10.22060/ajce.2019.15368.5538>.
- Molin D., Galadini F., Galli P., Mucci L., Rossi A. (1999). Terremoto del Fucino del 13 gennaio 1915. Studio macrosismico. In: Castenetto S., Galadini F. (Eds.). 13 gennaio 1915. Il terremoto nella Marsica: 321-340.
- Monsalve J.J., Baggett J., Bishop R., Ripepi N. (2018). A preliminary investigation for characterization and modeling of structurally controlled underground limestone mines by integrating laser scanning with discrete element modeling. In: Penrice D., Campbell B., Preedy M., Howard A., Ruch J. (Eds). *North American Tunneling: 2018 Proceedings*: 49-57. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Washington, DC.
- Montgomery D.R., Dietrich, W.E. (1994). A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4): 1153–1171. <https://doi.org/10.1029/93WR02979>.
- Netti T., Castelli M., De Biagi V. (2016). Effect of the Number of Simulations on the Accuracy of a Rockfall Analysis. *Procedia Engineering*, 158: 464-469. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.08.473>.
- Nicoletti P.G., Parise M., Miccadei E. (1993). The Scanno Rock Avalanche (Abruzzi, South-Central Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 112: 523-535.
- Nisio S., Fumanti F. (2002). The Central-Northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 1(1): 181-197.
- Nocentini M., Asti R., Cosentino D., Durante F., Gliozzi E., Macerola L., Tallini M. (2017). Plio-Quaternary geology of L'Aquila – Scoppito Basin (Central Italy). *Journal of Maps*, 13: 563-574. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1340910>.
- Noël F., Nordang S., Jaboyedoff M., Digout M., Guerin A., Locat J., Matasci B. (2023). Comparing Flow-R, Rockyfor3D and RAMMS to Rockfalls from the Mel de la Niva

- Mountain: A Benchmarking Exercise. *Geosciences*, 13(7): 200. <https://doi.org/10.3390/geosciences13070200>.
- Nowicki Jesse M.A., Hamburger M.W., Ferrara M.R., McLean A., FitzGerald C. (2020). A global dataset and model of earthquake-induced landslide fatalities. *Landslides*, 17: 1363–1376. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01356-z>.
- O.P.C.M. 3519 (2006). Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone. *Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana*, 108: 11-15.
- Oddone E. (1915). Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915. *Bollettino della Società sismologica italiana*, 19: 71-291.
- Ohlmacher G. (2007). Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, 91: 117-134. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.01.005>.
- Pace B., Boncio P., Lavecchia G. (2002). The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently oriented synkinematic faults. *Tectonophysics*, 350: 237-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00118-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00118-X).
- Pack R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N., Prasad A. (2005) *Sinmap 2: A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, Technical Description and Users Guide for Version 2.0*.
- Pack R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N. (1998). The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping. In: Moore D., Hungr O. (Eds). *8th Congress of the International Association of Engineering Geology*, Vancouver, British Columbia, Canada 21-25 September 1998, Vol. 2: Engineering geology and natural hazards: 1157-1166.
- Palmstrøm A. (2001). Measurement and characterization of rock mass jointing. In: Sharma V.M., Saxena K.R. (Eds). *In-situ Characterization of Rocks*, Balkema, Rotterdam: 49-97.
- Pánek T., Klimeš J. (2016). Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review. *Earth-Science Reviews*, 156, 14–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.007>.
- Panizza M. (1997). Breviario dei rapporti fra geomorfologia e tettonica. *Il Quaternario*, 10: 267–272.
- Papani G., Tellini C. (1973). Metodo elementare per elaborare uniformemente carte della stabilità potenziale dei terreni. Studio della parte media della Valle Tresinaro. *Ateneo Parmense. Acta Naturalia*, 9(2): 153-174.
- Parise M., Lollino P. (2011). A preliminary analysis of failure mechanisms in karst and man-made underground caves in Southern Italy. *Geomorphology*, 134(1-2): 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.008>.
- Parlagreco L., Mascioli F., Miccadei E., Antonioli F., Gianolla D., Devoti S., Leoni G., Silenzi S. (2011). New data on Holocene relative sea level along the Abruzzo coast (central Adriatic, Italy). *Quaternary International*, 232: 179–186. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.021>.
- Parotto M., Cavinato G.P., Miccadei E., Tozzi M. (2004). Line CROP 11: Central Apennines. In: Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L., D'Offizi S. (Eds). *CROP Atlas: Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, Rome, Italy.
- Parotto M., Praturlon A. (1975). Geological summary of the Central Apennines. In: *Structural Model of Italy. Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 90: 257-311. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.

- Parotto M., Pratlurion A. (2004). The Southern Apennine Arc. In: Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (Eds.). *Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence - 2004*: 33-58.
- Patacca E., Scandone P. (2007). Geology of the Southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana, Special Issue*, 7: 75-119.
- Patacca E., Scandone P., Di Luzio, E., Cavinato G.P., Parotto M. (2008). Structural architecture of the central Apennines: Interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27: TC3006. <https://doi.org/10.1029/2005TC001917>.
- Peckham S.D. (2011). Profile, plan and streamline curvature: a simple derivation and applications. In: *Geomorphometry 2011, Redlands, USA, 7–11 September 2011*: 27–30.
- Pellicani R., Spilotro G., Van Westen C.J. (2016). Rockfall trajectory modeling combined with heuristic analysis for assessing the rockfall hazard along the Maratea SS18 coastal road (Basilicata, Southern Italy). *Landslides*, 13: 985–1003. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0665-3>.
- Peruccacci S., Gariano S.L., Melillo M., Solimano M., Guzzetti F., Brunetti M. (2023). The ITALian rainfall-induced Landslides CAtalogue, an extensive and accurate spatio-temporal catalogue of rainfall-induced landslides in Italy. *Earth System Science Data*, 15(7): 2863-2877. <https://doi.org/10.5194/essd-15-2863-2023>.
- Petrucci O. (2022). Landslide Fatality Occurrence: A Systematic Review of Research Published between January 2010 and March 2022. *Sustainability*, 14(15): 9346. <https://doi.org/10.3390/su14159346>.
- Pfiffner O.A., Hermanns R.L., Davies T.R., Clague J.J. (2021). Editorial: Rock Avalanches. *Frontiers in Earth Science*, 9, 651642. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.651642>.
- Pham B.T., Bui D.T., Pourghasemi H.R., Indra P., Dholakia M.B. (2017). Landslide susceptibility assessment in the Uttarakhand area (India) using GIS: a comparison study of prediction capability of naïve bayes, multilayer perceptron neural networks, and functional trees methods. *Theoretical and applied climatology*, 128: 255–273. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1702-9>.
- Piacentini D., Devoto S., Mantovani M., Pasuto A., Prampolini M., Soldati M. (2015). Landslide Susceptibility Modeling Assisted by Persistent Scatterers Interferometry (PSI): An Example from the Northwestern Coast of Malta. *Natural Hazards*, 78: 681–697. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1740-8>.
- Piacentini T., Miccadei E., Di Michele R., Sciarra N., Mataloni G. (2013). Geomorphological analysis applied to rock falls in Italy: The case of the san venanzio gorges (Aterno river, Abruzzo, Italy). *Italian journal of engineering geology and environment*, 6: 467–479. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2013-06.B-45>.
- Piattelli V., Cinosi J., Paglia G., Mancinelli V., Esposito G., Miccadei E. (2025). Geomorphological Analysis, Rockfall Susceptibility, and Preliminary Hazard Assessment: Case Studies from the Abruzzo Region (Central Italy). *Earth Systems and Environment*. <https://doi.org/10.1007/s41748-024-00545-3>.
- Pourghasemi H.R., Teimoori Yansari Z., Panagos P., Pradhan B. (2018). Analysis and evaluation of landslide susceptibility: a review on articles published during 2005–2016 (periods of 2005–2012 and 2013–2016). *Arabian Journal of Geosciences*, 11(9):193. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3531-5>.
- Psomiadis E., Papazachariou A., Soulis K., Alexiou S., Charalampopoulos I. (2020). Landslide Mapping and Susceptibility Assessment Using Geospatial Analysis and Earth Observation Data. *Land*, 9(5): 133. <https://doi.org/10.3390/land9050133>.

- Raetzo H., Lateltin O., Bollinger D., Tripet J.P. (2002). Hazard assessment in Switzerland – Code of practice for mass movements. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61: 263–268. <https://doi.org/10.1007/s10064-002-0163-4>.
- Rapolla A., Di Nocera S., Matano F., Paoletti V., Tarallo D. (2012). Susceptibility regional zonation of earthquake-induced landslides in Campania, Southern Italy. *Natural Hazards*, 61: 115–126. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9790-z>.
- Regione Abruzzo (2011). Primo progetto di variante del Piano Stralcio di bacino per l’Assetto Idrogeologico - “Fenomeni gravitativi e processi erosivi” dei bacini di rilievo regionale dell’Abruzzo e del bacino interregionale del fiume Sangro. L’Aquila, Italy.
- Reichenbach P., Rossi M., Malamud B.D., Mihir M., Guzzetti F. (2018). A Review of Statistically-Based Landslide Susceptibility Models. *Earth-Sciences Reviews*, 180: 60–91. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.001>.
- Rio L., Moro M., Fondriest M., Saroli M., Gori S., Falcucci E., Cavallo A., Doumaz F., Toro G. (2021). Active Faulting and Deep-Seated Gravitational Slope Deformation in Carbonate Rocks (Central Apennines, Italy): A New “Close-Up” View. *Tectonics*, 40(10): e2021TC006698. <https://doi.org/10.1029/2021TC006698>.
- Ritchie A.M. (1963). Evaluation of rockfall and its control. *Record*, 17 Highway Research Board: 13–28.
- Robiati C., Eyre M., Vanneschi C., Francioni M., Venn A., Coggan J. (2019). Application of Remote Sensing Data for Evaluation of Rockfall Potential within a Quarry Slope. *International Journal of Geo-Information*, 8(9): 367. <https://doi.org/10.3390/ijgi8090367>.
- Rodriguez C.E., Bommer J.J., Chandler, R.J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5): 325–346. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(99\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(99)00012-3).
- Romeo S., D’Angiò D., Fraccica A., Licata V., Vitale V., Chiessi V., Amanti M., Bonasera M. (2023). Investigation and preliminary assessment of the Casamicciola landslide in the island of Ischia (Italy) on November 26, 2022. *Landslides*, 20: 1265–1276. <https://doi.org/10.1007/s10346-023-02064-0>.
- Romeo S., Di Matteo L., Melelli L., Cencetti C., Drafi W., Freduzzi A. (2017). Seismic-induced rockfalls and landslide dam following the October 30, 2016 earthquake in Central Italy. *Landslides*, 14(4): 1457–1465. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0841-8>.
- Roslee R., Simon N., Tongkul F., Norhisham M.N., Taharin M. (2017). Landslide Susceptibility Analysis (LSA) using Deterministic Model (Infinite Slope) (DESSISM) in the Kota Kinabalu Area, Sabah, Malaysia. *Geological Behavior*, 1: 6–9. <https://doi.org/10.26480/gbr.01.2017.06.09>.
- Rossi A., Tertulliani A., Azzaro R., Graziani L., Rovida A., Maramai A., Pessina V., Hailemichael S., Buffarini G., Bernardini F., Romano C., Del Mese S., Ercolani E., Fodarella A., Locati M., Martini G., Paciello A., Paolini S., Arcoraci L., Stucchi M. (2019). The 2016–2017 earthquake sequence in Central Italy: macroseismic survey and damage scenario through the EMS–98 intensity assessment. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 17(5): 2407–2431. <https://doi.org/10.1007/s10518-019-00556-w>.
- Rossi M., Sarro R., Reichenbach P., Mateos R.M. (2021). Probabilistic identification of rockfall source areas at regional scale in El Hierro (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 381: 107661. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107661>.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli R., Gasperini P., Antonucci A. (2022). Catalogo Parametrico Dei Terremoti Italiani (CPTI15), Versione 4.0. <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>.

- Ruff M., Czurda K. (2008). Landslide susceptibility analysis with a heuristic approach in the Eastern Alps (Vorarlberg, Austria). *Geomorphology*, 94(3-4): 314–324. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.032>.
- Ruiz-Carulla R., Corominas J. (2020). Analysis of rockfalls by means of a fractal fragmentation model. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 53: 1433–1455. <https://doi.org/10.1007/s00603-019-01987-2>.
- Rusciadelli G. (2005) Provenance of Upper Pliocene conglomerates of the Mutignano Formation (Abruzzo, Italy): implications for unraveling the uplift history of the Central Apennines external zones. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124: 645-659.
- Salvati P., Bianchi C., Rossi M., Guzzetti F. (2010). Societal landslide and flood risk in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3): 465–483. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-465-2010>.
- Santantonio M., Carminati E. (2011). Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): Parallels and differences. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 468-484. <https://doi.org/10.1130/B30104.1>.
- Santo A., Ascione A., Di Crescenzo G., Miccadei E., Piacentini T., Valente E. (2014). Tectonic-geomorphological map of the middle Aterno River valley (Abruzzo, Central Italy). *Journal of Maps*, 10(3): 365-378. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.867545>.
- Santo A., Del Prete S., Di Crescenzo G., Rotella M. (2007). Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 279: 59–72. <https://doi.org/10.1144/SP279.6>.
- Sarma C.P., Krishna A.M., Dey, A. (2015). Landslide hazard assessment of Guwahati region using physically based models. *Proceedings of 6th Annual Conference of the International Society for Integrated Disaster Risk Management*.
- Saroglou H. (2019) GIS-Based Rockfall Susceptibility Zoning in Greece. *Geosciences* 9(4): 163. <https://doi.org/10.3390/geosciences9040163>.
- Saroli M., Albano M., Moro M., Falcucci E., Gori S., Galadini F., Petitta M. (2022). Looking Into the Entanglement Between Karst Landforms and Fault Activity in Carbonate Ridges: The Fibreno Fault System (Central Italy). *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.891319>.
- Sarr D., Kebe H., Yasuhara H., Fall A., Ndiaye M. (2019). Instabilities Susceptibility Assessment of Fractured Rock Masses Using Geographic Information System: Application on the Sector of Mako (South-Eastern Senegal). *International Journal of Geosciences*, 10(11): 995-1007. <https://doi.org/10.4236/ijg.2019.1011057>.
- Sarro R., Mateos R.M., Reichenbach P., Aguilera H., Riquelme A., Hernández-Gutiérrez L.E., Martín A., Barra A., Solari L., Monserrat O., Alvioli M., Fernandez-Merodo J.A., Lopez-Vinielles J., Herrera G. (2020). Geotechnics for rockfall assessment in the volcanic island of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Journal of maps*, 16: 605–613. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1806125>.
- Sarro R., Riquelme A., García-Davalillo J.C., Mateos R.M., Tomás R., Pastor J.L., Cano M., Herrera G. (2018). Rockfall simulation based on UAV photogrammetry data obtained during an emergency declaration: application at a cultural heritage site. *Remote Sensing*, 10(12): 1923. <https://doi.org/10.3390/rs10121923>.
- Scarascia Mugnozza G., Hailemichael S., Martini G. (2015). Il terremoto del 13 gennaio 1915 e la pericolosità sismica dell'area. *Research & development. EAI – Energia, Ambiente e Innovazione*, 5: 5–13. <https://doi.org/10.12910/EAI2015-075>.

- Scavia C., Barbero M., Castelli M., Marchelli M., Peila D., Torsello G., Vallero G. (2020). Evaluating Rockfall Risk: Some Critical Aspects. *Geosciences*, 10(3): 98. <https://doi.org/10.3390/geosciences10030098>.
- Schettino A., Turco E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1–2): 89–105. <https://doi.org/10.1130/B30064.1>.
- Schicker R., Moon V. (2012). Comparison of bivariate and multivariate statistical approaches in landslide susceptibility mapping at a regional scale. *Geomorphology*, 161–162: 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.036>.
- Schilirò L., Rossi M., Polpetta F., Fiorucci F., Fortunato C., Reichenbach P. (2023). A web-based GIS (web-GIS) database of the scientific articles on earthquake-triggered landslides. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 23(5): 1789–1804. <https://doi.org/10.5194/nhess-23-1789-2023>.
- Schön J.H. (2015). Density. In: Schön J.H. (Ed). *Developments in Petroleum Science*, 65: 109–118. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100404-3.00004-4>.
- Schuster R.L., Wieczorek G.F. (2002). Landslide triggers and types. In: Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (Eds). *Landslides. Proceedings of the First European Conference on Landslides*, 24–26 June 2002, Prague, Czech Republic: 59–78. <https://doi.org/10.1201/9780203749197-4>.
- Seal D.M., Nowicki Jesse A., Hamburger M.W., Dills C.W., Allstadt K.E. (2023). Comprehensive Global Database of Earthquake-Induced Landslide Events and Their Impacts (ver. 2.0, February 2022). U.S. Geological Survey data release. <https://doi.org/10.5066/P9RG3MBE>.
- Servizio Geologico d'Italia (1963). Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 141 "Pescara".
- Servizio Geologico d'Italia (1963). Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 141 "Pescara".
- SGN - Servizio Geologico Nazionale (1992) - Guida al rilevamento della Carta geologica d'Italia 1:50.000. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, 1, 203 pp.
- SGN - Servizio Geologico Nazionale (1992). Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al rilevamento. I quaderni, Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 1.
- SGN - Servizio Geologico Nazionale (1994) - Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, 4, 42 pp.
- SGN - Servizio Geologico Nazionale (1994). Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento. I quaderni, Serie III, Servizio Geologico d'Italia, 4.
- Shano L., Raghuvanshi T., Meten M. (2020). Landslide susceptibility evaluation and hazard zonation techniques – a review. *Geoenvironmental Disasters*, 7: 18. <https://doi.org/10.1186/s40677-020-00152-0>.
- Sharpe C.F.S. (1938). *Landslides and Related Phenomena: A Study of Mass Movement of Soil and Rock*. Columbia University Press, New York.
- Smith M.J., Paron P., Griffiths J. (2011). Geomorphological mapping, methods and applications. In: *Developments in Earth Surface Processes*, 15. ISBN 9780444535368, Elsevier Science.
- Song C., Yu C., Li Z., Utili S., Frattini P., Crosta G., Peng J. (2022). Triggering and recovery of earthquake accelerated landslides in Central Italy revealed by satellite radar observations. *Nature Communications*, 13: 7278. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35035-5>.

- Song K., Yang, H., Liang D., Chen L., Qu L., Chen C. (2023). Assessment and Mechanism Analysis of Forest Protection against Rockfall in a Large Rock Avalanche Area. *Forests*, 14: 1982. <https://doi.org/10.3390/f14101982>.
- Spencer E. (1967) A Method of Analysis of the Stability of Embankments Assuming Parallel Inter-Slice Forces. *Geotechnique*, 17: 11-26. <https://doi.org/10.1680/geot.1967.17.1.11>.
- Strom A. (2021). Rock Avalanches: Basic Characteristics and Classification Criteria. In: Vilímek V., Wang F., Strom A., Sassa K., Bobrowsky P.T., Takara K. (Eds). *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk. World Landslide Forum 2020. ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60319-9_1.
- Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M., Boschi E. (2011). Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4): 1885-1911. <https://doi.org/10.1785/0120100130>.
- Sturzenegger M., Sartori M., Jaboyedoff M., Stead D. (2007). Regional deterministic characterization of fracture networks and its application to GIS-based rock fall risk assessment. *Engineering Geology*, 94(3-4): 201–214. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.08.002>.
- Sun L., Grasselli G., Liu Q., Tang X., Abdelaziz A. (2022). The role of discontinuities in rock slope stability: Insights from a combined finite-discrete element simulation. *Computers and Geotechnics*, 147: 104788. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2022.104788>.
- Taylor D.W. (1948). *Fundamentals of soil mechanics*. J. Wiley, New York.
- Terlien M.T.J. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35: 124–130. <https://doi.org/10.1007/s002540050299>.
- Terlien M.T.J., van Ash T.W.J., van Westen C.J. (1995). Deterministic modeling in GIS – based landslide hazard assessment. In: Carrara A., Guzzetti F. (Eds.). *Geographical Information Systems in assessing natural hazards*, Kluwer Academic Publishers: 57-77.
- Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Camassi R., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Leschiutta I., Rossi A., Vecchi M. (2009). An application of EMS98 in a medium-sized city: the case of L’Aquila (Central Italy) after the April 6, 2009 Mw 6.3 earthquake. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9: 67-80. <https://doi.org/10.1007/s10518-010-9188-4>.
- Terzaghi K. (1950). Mechanisms of landslides. In: Paige S. (Ed). *Application of Geology to Engineering Practice*: 83-123. <https://doi.org/10.1130/Berkey.1950.83>.
- Thornbush M., Allen C., Fitzpatrick F. (2014). Geomorphological fieldwork. In: Shroder Jr J.F. (Ed). *Developments in earth surface processes*: 18. Elsevier Science. ISBN 9780444634023.
- Torsello G., Vallero G., Castelli M. (2021). The role of block shape and slenderness in the preliminary estimation of rockfall propagation. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 833: 012177. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/833/1/012177>.
- Trigila A., Iadanza C., Lastoria B., Bussetini M., Barbano A. (2021). Dissesto idrogeologico in Italia: pericolosità e indicatori di rischio - Edizione 2021. ISPRA, Rapporti 356/2021.
- Turner K.A., Schuster R.L. (1996). *Landslides - Investigation and mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press.
- Umili G., Taboni B., Ferrero A.M. (2023). Influence of uncertainties: A focus on block volume and shape assessment for rockfall analysis. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 15(9): 2250-2263. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2023.03.016>.

- UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47: 53–57. <https://doi.org/10.1007/BF02639593>.
- Urbano T., Piacentini T., Buccolini M. (2017). Morphotectonics of the Pescara River basin (Central Italy). *Journal of Maps*, 13(2): 511–520. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1338204>.
- van Westen C.J., van Asch T.W.J., Soeters R. (2006). Landslide hazard and risk zonation-why is it so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65: 167–184. <https://doi.org/10.1007/s10064-005-0023-0>.
- Varnes D.J. (1958). Landslide Types and Processes. *Landslides and Engineering Practice*, 24: 20–47.
- Varnes D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: Schuster R.L., Krizek R.J. (Eds). *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176: Transportation Research Board. National Academy of Sciences, Washington, USA: 11–33.
- Varnes D.J. (1984). *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice*. UNESCO Press, Paris, France.
- Vezzani L., Ghisetti F. (1998). *Carta geologica dell’Abruzzo - Scala 1:100.000*. S.E.L.C.A., Firenze, Italy.
- Vivenzio G. (1783). *Istoria e teoria de’ tremuoti in generale ed in particolare di quelli della Calabria, e di Messina del MDCCLXXXIII*.
- Wang W., Zhao W., Chai B., Du J., Tang L., Yi X. (2022). Discontinuity interpretation and identification of potential rockfalls for high-steep slopes based on UAV nap-of-the-object photogrammetry. *Computers & Geosciences*, 166: 105191. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2022.105191>.
- Ward S.N., Valensise G. (1989). Fault parameters and slip distribution of the 1915, Avezzano, Italy earthquake derived from geodetic observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(3): 690–710. <https://doi.org/10.1785/BSSA0790030690>.
- Xu C. (2015). Preparation of earthquake-triggered landslide inventory maps using remote sensing and GIS technologies: Principles and case studies. *Geoscience Frontiers*, 6(6): 825–836. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.004>.
- Yalcin A. (2008). GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): Comparisons of results and confirmations. *Catena*, 72: 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.01.003>.
- Yalcin A., Reis S., Aydinoglu A.C., Yomralioglu T. (2011). A GIS-based comparative study of frequency ratio, analytical hierarchy process, bivariate statistics and logistics regression methods for landslide susceptibility mapping in Trabzon, NE Turkey. *Catena*, 85(3): 274–287. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.01.014>.
- Yan J., Chen J., Tan C., Zhang Y., Liu Y., Zhao X., Wang Q. (2023). Rockfall source areas identification at local scale by integrating discontinuity-based threshold slope angle and rockfall trajectory analyses. *Engineering Geology*, 313: 106993. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.106993>.
- Yechale A., Trufat H.G., Tarun K.R. (2024). GIS-based statistical analysis for landslide susceptibility evaluation and zonation mapping: A case from Blue Nile Gorge, Gohatsion-Dejen road corridor, Central Ethiopia. *Environmental Challenges*, 16: 100968. <https://doi.org/10.1016/j.envc.2024.100968>.
- Yepes J., García-González C., Franesqui M.A. (2017). Analysis of Rockfall Stop-Distance Factors with CRSP-3D in Volcanic Talus. In: Mikoš M., Arbanas Ž., Yin Y., Sassa K.

- (Eds). *Advancing Culture of Living with Landslides*. World Landslide Forum 2017. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53487-9_56.
- Yi Y., Zhang Z., Zhang W., Xu Q., Deng C., Li Q. (2019). GIS-based earthquake-triggered landslide susceptibility mapping with an integrated weighted index model in Jiuzhaigou region of Sichuan Province, China. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 19(9): 1973-1988. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-1973-2019>.
- Yuvaraj R.M., Bhagyasree D. (2023). Geographical assessment of landslide susceptibility using statistical approach. *Quaternary Science Advances*, 11: 100097. <https://doi.org/10.1016/j.qsa.2023.100097>.
- Žabota B., Matjaž M., Kobal M. (2021). Rockfall Modelling in Forested Areas: The Role of Digital Terrain Model Grid Cell Size. *Applied Sciences*, 11: 1461. <https://doi.org/10.3390/app11041461>.
- Zarlenga F. (1987). I depositi continentali del Bacino del Fucino (L'Aquila, Italia centrale). *Geologica Romana*, 26: 223-253.
- Zei C., Tarabusi G., Ciuccarelli C., Burrato P., Sgattoni G., Taccone R.C., Mariotti D. (2024a). CFTIlandslides, Italian database of historical earthquake-induced landslides. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/cfti/landslides>.
- Zei C., Tarabusi G., Ciuccarelli C., Burrato P., Sgattoni G., Taccone R.C., Mariotti D. (2024b). CFTIlandslides, Italian database of historical earthquake-induced landslides. *Sci Data*, 11: 834. <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03692-4>.
- Zhao B., Su L., Xu Q., Li W. Xu C., Wang Y. (2023). A review of recent earthquake-induced landslides on the Tibetan Plateau. *Earth-Science Reviews*, 244: 104534. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104534>.
- Zhou H., Che A. (2023). Seismic landslide susceptibility mapping using machine learning methods: A case study of the 2013 Ms6.6 Min-Zhang earthquake. *Emergency Management Science and Technology*, 3: 5. <https://doi.org/10.48130/EMST-2023-0005>.
- Zorn M. (2002). Rockfalls in Slovene Alps. *Geografski Zbornik*, 42: 123-160.