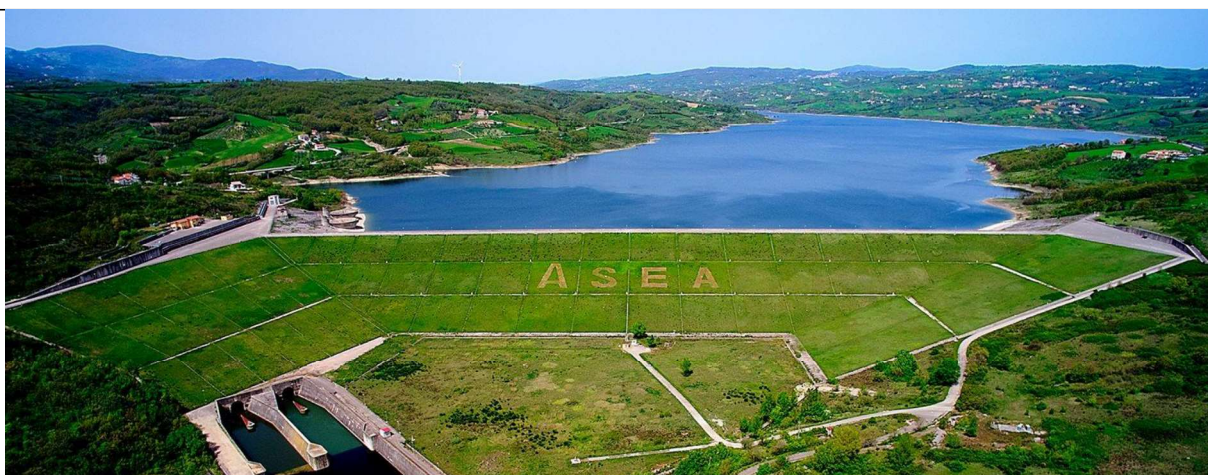
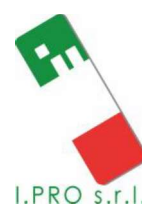


Rivalutazione sismica dello sbarramento di Campolattaro, delle relative opere complementari e accessorie e del versante in dx in corrispondenza della spalla dello sbarramento



IMPIANTO DI RITENUTA DI CAMPOLATTARO



TITOLO

RELAZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA

CODICE OPERA

C771

CODICE ELABORATO

R002

REVISIONE	DATA	NOTE
0	29/09/2021	Prima emissione

Contratto: C.I.G.:8312595A64 CUP: E44G18000040001

Oggetto: **Impianto di ritenuta di Campolattaro – Servizi di ingegneria**

Cliente: **ASEA S.p.A.**

Rappresentante: R.U.P. geom. Nazzeno Chiusolo

RTI: STUDIO SPERI SOCIETÀ DI INGEGNERIA S.r.l. (Mandataria)

STUDIO KR E ASSOCIATI S.r.l. (Mandante)

ITALIANA PROGETTI I.PRO S.r.l. (Mandante)

Storia del documento

Revisione	Data	Redatto	Verificato	Approvato	Note
0	29/09/2021	Chiara Tersigni	Matteo Ferrarotti Fabio Oliva Gianluca Gatto	Giorgio Lupoi	Prima emissione

STUDIO SPERI SOCIETÀ DI INGEGNERIA S.r.l., STUDIO KR E ASSOCIATI S.r.l. e ITALIANA PROGETTI I.PRO S.r.l. non si assumono alcuna responsabilità per l'utilizzo da parte di terzi di risultati o metodi presentati in questo rapporto.

Le Società sottolineano inoltre che varie sezioni di questo rapporto si basano su dati forniti da o provenienti da fonti di terze parti. STUDIO SPERI SOCIETÀ DI INGEGNERIA S.r.l., STUDIO KR E ASSOCIATI S.r.l. e ITALIANA PROGETTI I.PRO S.r.l. non si assumono alcuna responsabilità per perdite o danni subiti dal cliente o da terzi a causa di errori o inesattezze in tali dati da terze parti.

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	2
2. CARATTERIZZAZIONE SISMOTETTONICA DELL'AREA.....	7
2.1 ELENCO DELLA DOCUMENTAZIONE.....	7
2.2 QUADRO SISMOTETTONICO DEL SANNIO.....	13
2.3 SORGENTI SIMOGENETICHE	19
2.4 INFORMAZIONI DAL DATABASE ITHACA – ISPRA.....	22
3. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE.....	25
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	25
3.2 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DEL SITO.....	30
3.3 ASSETTO STRATIGRAFICO NELLA ZONA DI FONDAZIONE E SEZIONI GEOLOGICHE.....	33
4. CRITICITA' GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO.....	36
4.1 PERICOLOSITÀ PER LA STABILITÀ DEI VERSANTI SU CUI RICADONO LE SPALLE.....	37
5. CONCLUSIONI	43
BIBLIOGRAFIA	44

1. INTRODUZIONE

Il presente rapporto costituisce parte integrante della Relazione di Verifica Sismica della diga di Campolattaro (BN) e riporta gli esiti degli **studi geologici, geomorfologici e di fagliazione superficiale** necessari alla identificazione e qualificazione delle pericolosità geologiche e sismiche insite nel territorio entro cui ricade l'opera di sbarramento.

Lo sbarramento in questione, costruito nel periodo **1981-1993**, è costituito da una **diga in materiali sciolti del tipo zonato, di altezza massima pari a 63.30 m, con nucleo centrale di tenuta in materiale a grana fine a permeabilità controllata e da due fianchi in materiali alluvionali a grana grossa**. Nel complesso lo sbarramento determina **volume di invaso di 156 Mm³**, quindi è classificabile come grande diga (paragrafo C.7.7.2 delle "Norme tecniche per la progettazione e la costruzione degli sbarramenti di ritenuta (dighe e traverse)", N.T.D. 2014).

L'impianto di ritenuta è situato in corrispondenza del Fiume Tammaro, nel Comune di Campolattaro (BN). Il serbatoio ha lo scopo di regolare le portate del Fiume Tammaro per uso plurimo (irriguo e potabile, industriale e ambientale).

Le coordinate geografiche in WGS-84 della linea mediana del coronamento della diga di Campolattaro in corrispondenza del punto centrale sono:

- LATITUDINE, **41.278°**
- LONGITUDINE, **14.754°**

L'opera di sbarramento in oggetto è ubicata in **zona sismica 1**.

Di seguito si riporta la vista aerea dell'opera di sbarramento unitamente ad alcune fotografie del corpo diga.



Figura 1.1 Vista aerea dell'opera di sbarramento



Figura 1.2 Foto del corpo diga: lato monte



Figura 1.3 Foto del corpo diga: lato valle

Lo studio geologico del sito ha avuto un'impronta prettamente bibliografica e ha tenuto conto di parametri quali la *morfologia* e *geomorfologia* delle aree di imposta dell'opera di sbarramento e delle sponde ad esso prospicienti, i tipi *litologici* caratterizzanti tali aree, l'assetto *tettonico* di sito declinato poi nelle sue diverse componenti e, per gli aspetti puramente sismici, *strutture* e *sorgenti sismogenetiche*, *sismicità storica* e *fagliazione superficiale*.

L'iter metodologico ha previsto diversi step, illustrati nei vari capitoli della relazione, che si rifanno ad una revisione critica della letteratura scientifica esistente e dei documenti tecnici già disponibili relativi all'impianto.

Sismotettonica e fagliazione superficiale

Riguardo al ruolo della fagliazione superficiale, tenuto conto delle note e considerazioni espresse nelle "Linee-guida per la redazione e le istruttorie degli studi sismotettonici relativi alle grandi dighe" (Circ. Min. Infrastrutture e Trasporti 27/09/2017, n. 21530) lo studio è stato basato, in questa fase, su una analisi critica attenta e dettagliata della letteratura geologica *l.s.* (lavori scientifici, carte geologiche, carte strutturali, carte neotettoniche) inerente ciascuna area di interesse.

L'attenzione è stata focalizzata in primo luogo alla definizione del quadro geologico-strutturale locale, ovvero dell'area includente il sito di interesse, con particolare riguardo alle caratteristiche delle strutture tettoniche. È stata, quindi, esaminata la distribuzione spazio-temporale della sismicità nell'area di interesse e, quindi, il quadro sismotettonico locale, utilizzando le informazioni disponibili in lavori scientifici e nelle banche dati INGV (CPTI15-DBMI15, CFTI5Med, Successivamente si è proceduto a definire lo stato delle conoscenze riguardanti le faglie attive e/o capaci. Questa parte dello studio ha visto, in un primo stadio, la definizione dello scenario della deformazione attiva dell'area in cui è inserito il sito di interesse (a scala variabile). In particolare, si è mirato ad ottenere informazioni sulle caratteristiche (in termini di giacitura, cinematica e tassi) delle faglie "attive" nell'area, anche con l'obiettivo di "pesare" il grado di dettaglio/attendibilità degli studi esistenti su ciascuna area. Quindi, si sono raccolte informazioni relative alla fagliazione superficiale di sito, includendo quelle riportate nel database ITHACA dell'ISPRA. Si sottolinea che il termine "faglia attiva" è stato mantenuto seguendo l'accezione dei diversi autori e che, in generale, il termine "attiva" viene riferito a faglie che hanno prodotto rigetti in un intervallo di tempo "recente" che, molto spesso, non è ben definito dai diversi autori dei lavori scientifici consultati.

Inquadramento geologico generale dell'area in cui ricade l'invaso

L'assetto geologico dell'area di studio ha tenuto conto della recente cartografia geologica ufficiale a scala nazionale e regionale e della cartografia prodotta con articoli/pubblicazioni scientifici.

Stabilità delle sponde dell'invaso

In questa parte della relazione vengono riassunti i dati disponibili sulla stabilità dell'invaso e dello sbarramento, con particolare riferimento a dati ufficiali su scala nazionale prodotti con il Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi d'Italia) curato dall'ISPRA e dei PAI (Piano Assetto Idrogeologico) delle Autorità di Bacino competenti. Anche in questo caso, è da segnalare che le informazioni ottenute dalle due fonti di dati non sempre sono corrispondenti tra loro, anche perché i progetti sono stati redatti in momenti differenti e comunque non meno di 15 anni fa; sia il progetto IFFI che i PAI, per ovvie ragioni di scala, non sempre identificano esattamente la "tipologia" di frana né la profondità della superficie di scorrimento, nell'IFFI non viene riportato il grado di attività del dissesto. Sulla base di tale quadro conoscitivo e dei rilievi eseguiti sono stati qualificate le propensioni al dissesto sempre riferite ad eventi che possano determinare impatto sulla funzionalità dell'opera di sbarramento.

Considerazioni conclusive

Nella sezione conclusiva del rapporto vengono quindi riportati gli esiti di tali valutazioni articolati sui vari piani di interesse specifico:

- pericolosità sismica connessa alla presenza nell'intorno ristretto dell'opera di sbarramento di strutture tettoniche sismogenetiche censite dai data base e note dalla letteratura con massima magnitudo generabile $M_w > 4$; tale presenza, qualora ravvisata, potrà configurare per il sito una "near fault condition" per la quale, in ambito di verifica sismica, potrebbe essere necessaria la valutazione di scenari idonei alla protezione epicentrale dell'opera
- pericolosità geologica di fagliazione superficiale – attiva e capace - che comporti una possibile deformazione diretta in fondazione del corpo diga (spalle o fondo).
- suscettibilità a franare delle sponde o di altri eventi di natura geologica (liquefazione, carsismo) che possano apportare compromissioni funzionali alla struttura di sbarramento o anche solo agli organi di manovra non recuperabili con interventi manutentivi.

2. CARATTERIZZAZIONE SISMOTETTONICA DELL'AREA

2.1 Elenco della documentazione

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'area di interesse è situata nel settore sannitico del *thrust-and-fold belt* dell'Appennino meridionale (Figura 2.1).

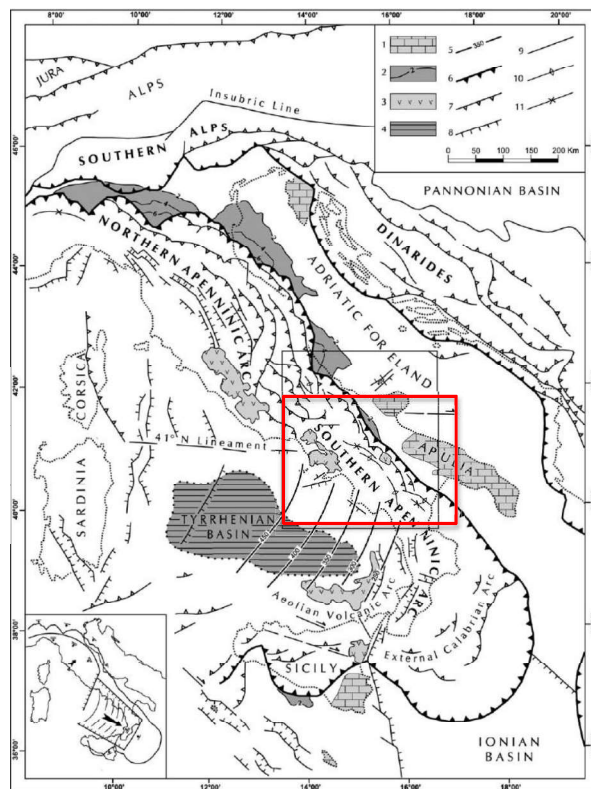


Figura 2.1 Assetto geologico-strutturale Appennino (da Patacca e Scandone, 2001). Il riquadro rosso indica l'ubicazione dell'area rappresentata nella Figura 2.3

La catena dell'Appennino Meridionale si estende dal Sud dell'Abruzzo sino alle catene della Sicilia e dei Marghrebidi alle quali è collegata attraverso il segmento dell'Arco Calabro – Peloritano. Nell'area di interesse (Abruzzo, Molise, Campania – Calabria) la catena è orientata circa NE – SO. In questa regione si distinguono quattro domini tettonici di primo ordine, di seguito descritti da Ovest verso Est (Patacca et alii, 1990):

1. Il Bacino Tirrenico, costituito da crosta oceanica e da crosta continentale assottigliata. La formazione del bacino è iniziata a partire dal Tortoniano a seguito della subduzione della crosta oceanica del bacino Ionico al di sotto dell'Arco Calabro – Peloritano in formazione e della contemporanea formazione della catena a thrust NE-vergenti che si stava formando a E. Complessivamente il dominio tirrenico è interpretabile come un bacino estensionale di retro-arco;

2. La catena dell'Appennino Meridionale s.s. estesa lungo il tratto campano-calabrese della costa tirrenica. Questo dominio tettonico è formato da un "duplex" di falde carbonatiche, classicamente attribuite alla Piattaforma Apula Interna (Mostardini & Merlini, 1986) al di sopra delle quali sono sovrascorse, durante il Terziario, una serie di falde alloctone formate da unità bacinali e di piattaforma. Le unità carbonatiche sepolte facenti parte del "duplex" sono principalmente costituite da facies di piattaforma e subordinate facies di acque profonde; localmente sono presenti successioni terrigene plioceniche in contatto stratigrafico con le sottostanti unità carbonatiche;
3. Il bacino di avampaese dell'Appennino Meridionale, sviluppatosi nel corso del Plio-Pleistocene al fronte del sistema dei thrust della catena (Patacca & Scandone, 2007);
4. L'avampaese adriatico-apulo principalmente costituito da una spessa coltre di sedimenti carbonatici e terrigeni di età Paleozoica al di sopra dei quali si trovano in successione le evaporiti triassiche e i sedimenti carbonatici di piattaforma mesozoico-terziari. Alcuni autori (bibliografia) hanno ipotizzato la presenza di un basamento cristallino Pre-Cambriano al di sotto della successione sedimentaria.

Le litologie affioranti nell'area oggetto di studio sono comunemente attribuite all'Unità del Sannio s.l. facente parte del dominio tettonico dell'Appennino Meridionale s.s. (Figura 2.2).

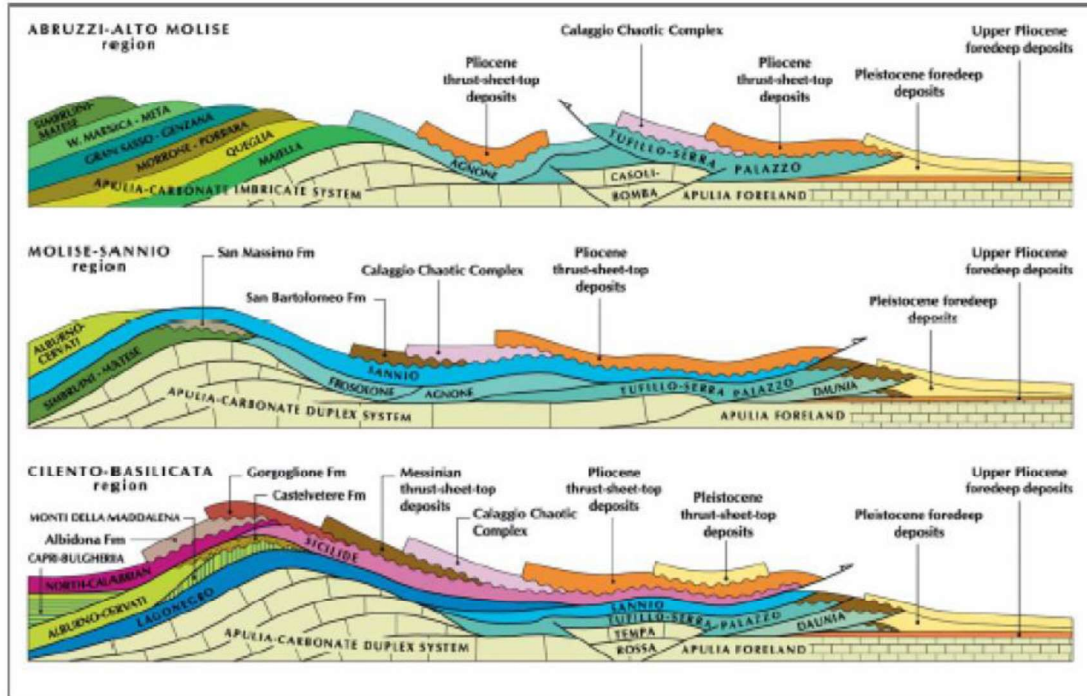


Figura 2.2 Rappresentazione schematica dei rapporti strutturali fra le varie unità tettoniche costituenti il dominio della catena dell'Appennino Meridionale (Patacca & Scandone, 2007). Il profilo di interesse è il secondo, nel quale si vedono le unità del Sannio sovrascorse al di sopra del sistema a "duplex" dei carbonati del dominio apulo

Storicamente in letteratura le varie falde o complessi di falde della Catena dell'Appennino Meridionale sono state attribuite, attraverso ricostruzioni paleogeografiche, a diversi domini all'interno dei quali, nel corso del Mesozoico e del Terziario, si sono deposte le successioni stratigrafiche successivamente incorporate nel sistema di falde. Le ricostruzioni della paleogeografia mesozoica e terziaria dell'Appennino Meridionale sono numerose e basate sia sui dati di superficie, sia su osservazioni profonde derivate dalle linee sismiche e dai pozzi per esplorazione petrolifera, presenti in abbondanza nell'area.

La catena dell'Appennino Meridionale s.s. si presenta come una catena a pieghe e sovrascorrimenti con un'architettura interna molto complessa, sulla cui interpretazione esistono tuttora accese controversie. Da una analisi dei dati esistenti in letteratura si possono raggruppare le unità tettoniche (intese qui e di seguito come singole falde alloctone) in a) Unità Interne, b) Unità derivate dalla Piattaforma Appenninica, c) Unità derivate dal Bacino di Lagonegro e Molisano, d) Unità derivate dalla piattaforma Simbruini-Matese, e) unità derivate dal margine Ovest della Piattaforma Marsicana, f) Unità derivate dai bacini del Gran Sasso – Genzana e Montagna dei Fiori, g) Unità derivate dalla Piattaforma Apula.

- a) In letteratura il termine "Unità Interne" viene comunemente utilizzato per riferirsi a falde alloctone il cui originale sito deposizionale era posto a Ovest della Piattaforma Appenninica. Fanno parte di questo complesso le unità Liguridi (Ogniben, 1969; Amodio Morelli, 1976, Bonardi et alii, 1988, 1993; Lanzafame et alii, 1978, 1979); contenenti al loro interno ofioliti derivate dal fondo oceanico della Tetide di età Giurassica, e le unità Sicilidi, derivate anch'esse da un bacino oceanico impostato su crosta continentale assottigliata. Le Unità Interne affiorano prevalentemente nella porzione meridionale della catena, in territorio calabro, dove sono localmente associate a terreni cristallini ("Diorite-Kinzigite Unit" Auct.);
- b) le unità derivate dalla Piattaforma Appenninica (nota in letteratura anche come Piattaforma Interna, Piattaforma Occidentale o Piattaforma Campano-Lucana) sono prevalentemente costituite da sedimenti carbonatici con facies caratteristiche di piattaforma interna e distale, con minor abbondanza di facies transizionali e di sedimenti di ambiente bacinale veri e propri. In letteratura vengono tradizionalmente riconosciute quattro distinte unità: Capri-Bulgheria, Alburno-Cervati, Monti della Maddalena e Monte Croce (D'Argenio et alii., 1972, 1975; Ippolito et alii, 1975; Scandone, 1972). Le età dei sedimenti presenti nelle varie unità varia dal Triassico Inferiore al Miocene (Tozzi et alii, 1996; Castellano & Sgroso, 1996; Pappone et alii, 1988; Crescenti, 1966; Boni et alii, 1990; De Castro, 1990; Pagliaro, 1991; Iannace & Zamparelli, 2002);

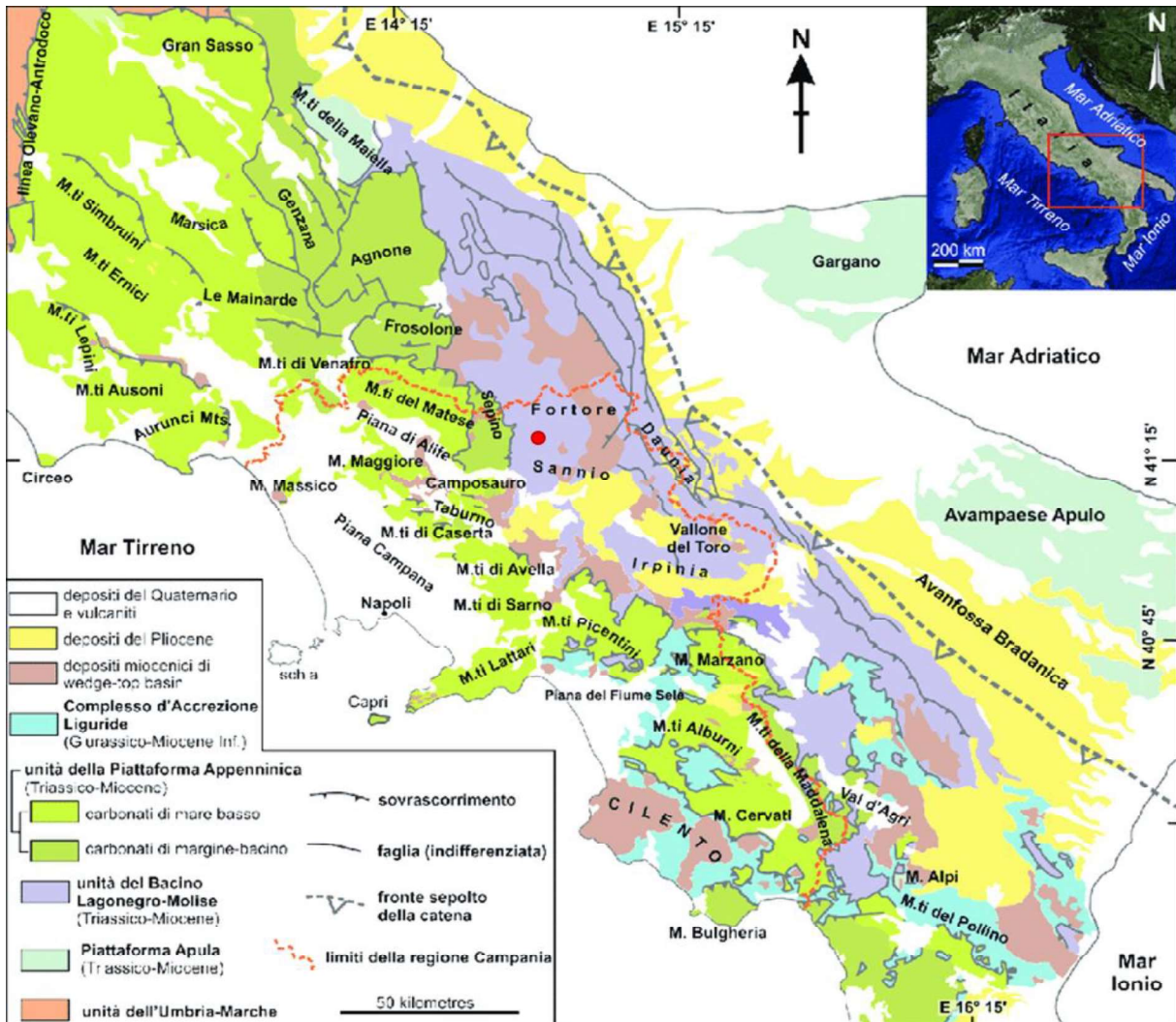


Figura 2.3 Schema geologico dell'Appennino Meridionale (da Vitale et alii, 2018). Il sito d'interesse è individuato dal cerchio rosso

- c) il complesso delle falde derivate dai bacini di Lagonero e del Molise comprende le unità tettoniche di Lagonero, del Sannio e del Molise (sottounità di Frosolone, Daunia, Agnone e Tuffillo-Serra Palazzo), tutte derivate da un singolo vasto bacino, esteso, durante il Mesozoico, fra la Piattaforma Appenninica e la Piattaforma Apula (Carbone et alii, 1988; Carbone & Lentini, 1990; Patacca & Scandone, 2007);
- d) le unità derivate dalla Piattaforma Simbruini-Matese affiorano in una fascia compresa fra i Monti Simbruini ed Ernici e la regione del Matese. Le litologie sono in prevalenza rappresentate da depositi carbonatici indifferenziati di acque poco profonde (condizioni di piattaforma), localmente passanti a depositi di ambiente lagunare o di scarpata (Sgrosso, 1986, 1988; Ciampo et alii, 1987; Amore et alii, 1988);
- e) le unità derivate dalla Piattaforma Marsicana sono formate da una serie di falde, talora con architettura interna complessa, costituite da carbonati di acque poco

profonde. La successione stratigrafica spazia dal Triassico Superiore al Cretaceo Superiore (Accordi & Carbone, 1988);

- f) le unità tettoniche derivate dai bacini del Gran Sasso-Genzana e Montagna dei Fiori presentano tipicamente una serie basale formata da carbonati di acque basse di età dal Triassico Inferiore al Giurassico Inferiore, a cui fanno seguito depositi bacinali caratterizzati da frequenti episodi di risedimentazione dei carbonati triassici. La sequenza bacinale passa, con contatto conforme, a flysch silicoclastici di età messiniana (Calamita et alii. 2002);
- g) le unità derivate dalla Piattaforma Apula occupano, nell'attuale assetto della catena, la posizione strutturale più bassa, formando il cosiddetto "duplex" che di fatto rappresenta le "fondamenta" sulle quali si è poi sviluppata la catena a pieghe e sovrascorrimenti. Tali unità, in conseguenza della loro posizione strutturale, affiorano in aree limitate ai margini esterni della catena ed in alcune "finestre tettoniche" site all'interno di essa. L'estensione delle unità carbonatiche della Piattaforma Apula al di sotto di tutta la catena è stata tuttavia comprovata da numerosi dati provenienti da pozzi realizzati ai fini dell'esplorazione petrolifera.

Al di sopra dei complessi di unità finora descritti si sono depositi, dal Tortoniano in avanti, una serie di unità bacinali formate da flysch a componente silicea prevalente, successivamente inglobati nella struttura a sovrascorrimenti della catena nel corso del Neogene. Nell'area oggetto di studio è di interesse la Formazione di San Bartolomeo (Crostella & Vezzani, 1964; Tortorici, 1975), che giace in discordanza angolare sopra l'Unità del Sannio. La Formazione di San Bartolomeo è formata da una successione di arenarie di facies bacinale passanti a conglomerati poligenici, per uno spessore complessivo di circa 500 metri. Il limite superiore della formazione è di tipo stratigrafico e si osserva un passaggio graduale a sedimenti pelitico-arenacei di facies torbidityca (Formazione di Toppo-Capuana) noti in letteratura come "Marne di Toppo-Capuana". Gli strati basali della Formazione di San Bartolomeo hanno età tardo-tortoniane, mentre il passaggio alla Formazione di Toppo-Capuana avviene nel Messiniano Inferiore (D'Azzaro & Rapisardi, 1987, 1996; Patacca et alii, 1990; Pescatore et alii, 2000).

L'Unità del Sannio

Le successioni stratigrafiche attribuite in letteratura all'Unità del Sannio affiorano dalla regione dell'alto Molise sino alla Basilicata meridionale. L'intera sequenza stratigrafica mostra uno spessore massimo di circa 1500 m (Selli, 1962) all'interno dei quali sono ben riconoscibili diversi intervalli caratterizzati da peculiari associazioni litologiche. L'intero record stratigrafico copre un arco di tempo che va dal Cretaceo Superiore (Cenomaniano) al Miocene Medio (Serravalliano). La successione inizia con 150-200 m di argille policrome, "Argille Varicolori" Auct., alle quali sono intercalate torbiditi calcaree, radiolariti e argilliti nere di età sino al Turoniano (Figura 2.4).

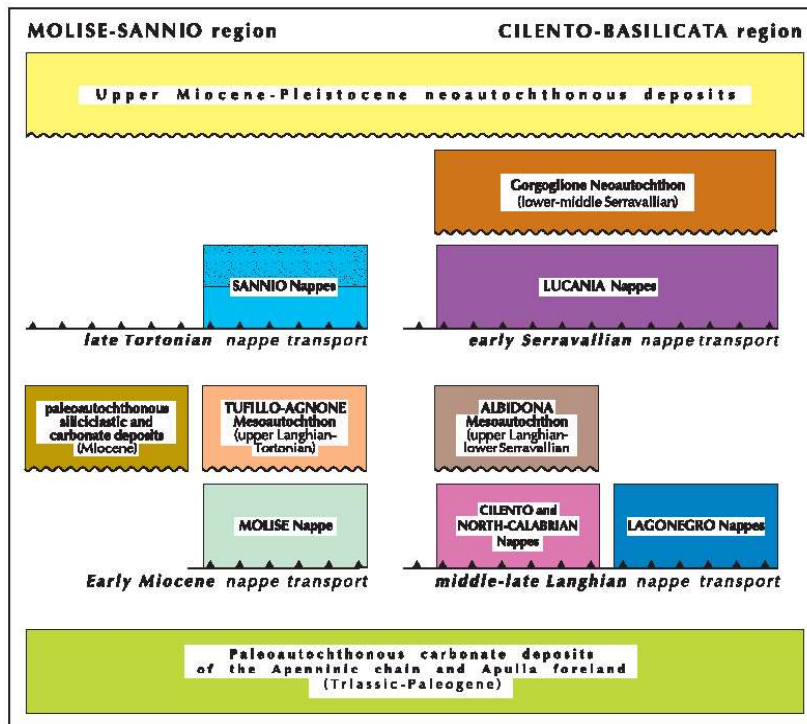


Figura 2.4 Schema dei rapporti geometrici fra le unità nelle regioni del Sannio-Molise e Cilento-Basilicata secondo Selli, 1962 (in Patacca & Scandone, 2005)

In sequenza stratigrafica seguono delle torbiditi calcaree a granulometria molto fine, intervallate a calciruditi e argilliti-siltiti grigie (complessivamente 80 m circa di spessore), prevalentemente silicee (Formazione di Monte Coppe di Selli, 1962 e 1964). A seguire, nel Paleocene-Oligocene Inferiore si depongono torbiditi a prevalente frazione carbonatica intercalate a livelli di marne e argille, per uno spessore complessivo non superiore ai 300 m. All'interno di questo intervallo sono state distinte in letteratura (Pescatore, 1965; Pagliaro, 1998) le Formazioni di Monte Calvello, Monaci, Morcone, Monte Coppe, Monte la Defenza e Vagliardara-Crocello-Cardeto. Il limite superiore del precedente intervallo corrisponde a un'importante superficie di disconformità caratterizzata da un hiatus deposizionale che copre quasi per intero l'Oligocene (Pagliaro, 1998). Al di sopra di questa superficie di discontinuità si depositano, durante l'Aquitano e il Burdigaliano, calcareniti e calcilituti, passanti a marne contenenti sottili orizzonti di vulcanoclastiti per uno spessore complessivo di 80-100 m. Gli ultimi due intervalli della successione dell'unità del Sannio sono rappresentati da 500 metri di arenarie (Arenarie Numidiche o di Stigliano Auct.) del Burdigaliano Superiore e da torbiditi calcaree passanti ad arcose (Formazione di Serra Cortina, Langhiano-Serravalliano).

Le più recenti interpretazioni disponibili in letteratura (Patacca & Scandone, 2007; Carbone et alii, 1988; Carbone & Lentini, 1990), come già accennato in precedenza, attribuiscono la successione stratigrafica dell'Unità del Sannio al dominio deposizionale del bacino di Lagonegro e, in particolare, alla sua terminazione Nord.

2.2 Quadro sismotettonico del Sannio

L'area sannitico-molisana rappresenta uno dei segmenti sismicamente più attivi dell'Appennino Meridionale (Barbano et al., 1989; Branno et al., 1986; Cubellis et al., 1995; Mayer-Rosa et al., 1993); essa è stata interessata in epoca storica da alcuni terremoti caratterizzati da un'elevata magnitudo e da una diffusa sismicità da bassa a moderata (Figura 2.5).

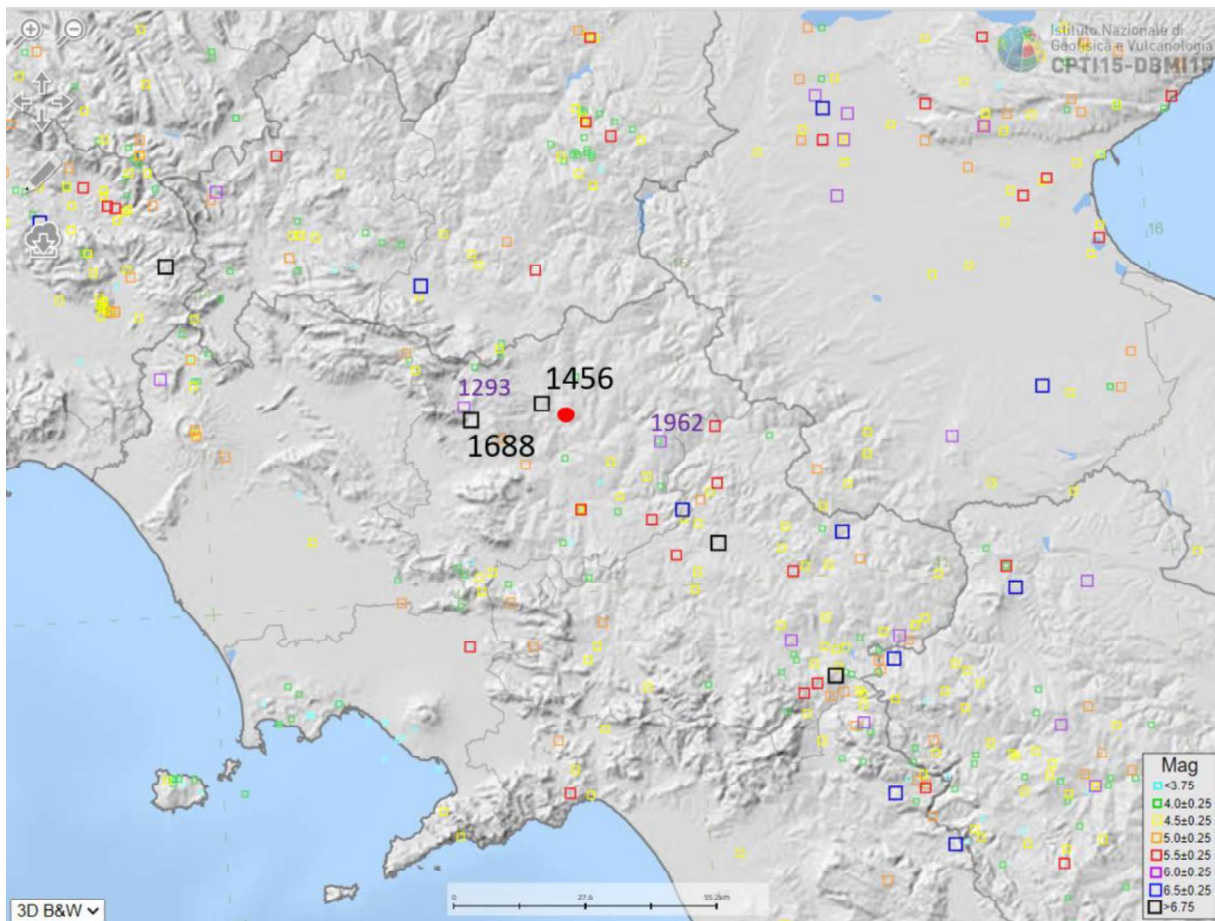


Figura 2.5 Sismicità storica della regione sannitica; da Rovida et al. (2016; <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>). Il pallino rosso indica l'ubicazione del sito dell'opera

In particolare, i sismi storici contraddistinti da un'elevata magnitudo che hanno interessato il sito di Campolattaro sono:

- **4 settembre 1293:** individuato a NW di Cerreto Sannita, a circa 15km da Campolattaro; la Magnitudo stimata per questo terremoto è di 5.8. L'analisi delle fonti storiche ha consentito di correggere la datazione del terremoto dal 1294, come riportato ad esempio da Bonito (1691) e Baratta (1901), al 1293 (Guidoboni et Comastri, 2005);

- **1456:** considerato forse l'evento più gravoso dell'intero territorio nazionale italiano, avendo interessato un'estesa area dell'Appennino meridionale e causato la morte di 60 000 persone (Meletti et al., 1998; Fracassi e Valensise, 2007);
- **5 giugno 1688:** questo sisma ($M=7.06$), con epicentro situato tra la valle del Fiume Tammaro e quella del Fiume Calore, causò circa 10 000 vittime e la distruzione di alcuni centri abitati, tra cui Cerreto Sannita e Civitella Licinio (Serva, 1985; Nappi et al., 2007); a Benevento, quasi la totalità delle abitazioni (circa 80%) fu distrutta o gravemente danneggiata. L'intensità macrosismica raggiunta in questi comuni è del XI° della scala MCS, mentre presso Campolattaro (distanza dall'epicentro circa 15km) è stata stimata un'intensità del 9°MCS;
- **21 agosto 1962:** è stato localizzato a SE della zona d'interesse (Irpinia) e il *main-shock* della sequenza è stato di $M=6.2$; la zona più colpita fu quella dell'Appennino campano al confine tra Sannio e Irpinia, danneggiando gravemente i comuni di Casalbore, Melito Irpino, Molinara, Reino e Sant'Arcangelo Trimonte (IX° MCS).

Va inoltre annoverato il terremoto del 99 d.C. avvenuto nei pressi del comune di Circello (BN), a circa 9km dal sito di interesse; la magnitudo calcolata sulla base delle osservazioni macrosismiche presso Circello è di 6.2 (CFTI5Med: Guidoboni et al., 2018; Guidoboni et al., 2019). L'unica testimonianza su questo terremoto è rappresentata da un'epigrafe, edita nel "Corpus Inscriptionum Latinarum" (1883), databile circa alla fine del I secolo d.C. (Guidoboni et Comastri, 2005).

In Figura 2.6 è rappresentata la distribuzione delle intensità macrosismiche relative al sisma del 1456 secondo il Catalogo Parametrico dei Terremoti italiani, versione 2015 (Rovida et al., 2016); le intensità macrosismiche delle zone prossime all'area d'interesse raggiungono l'undicesimo grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (XI° MCS).

Secondo il CPTI15, l'epicentro di tale evento tellurico è posizionato a poca distanza dalla diga di Campolattaro (2km circa), con una magnitudo stimata uguale a 7.19.

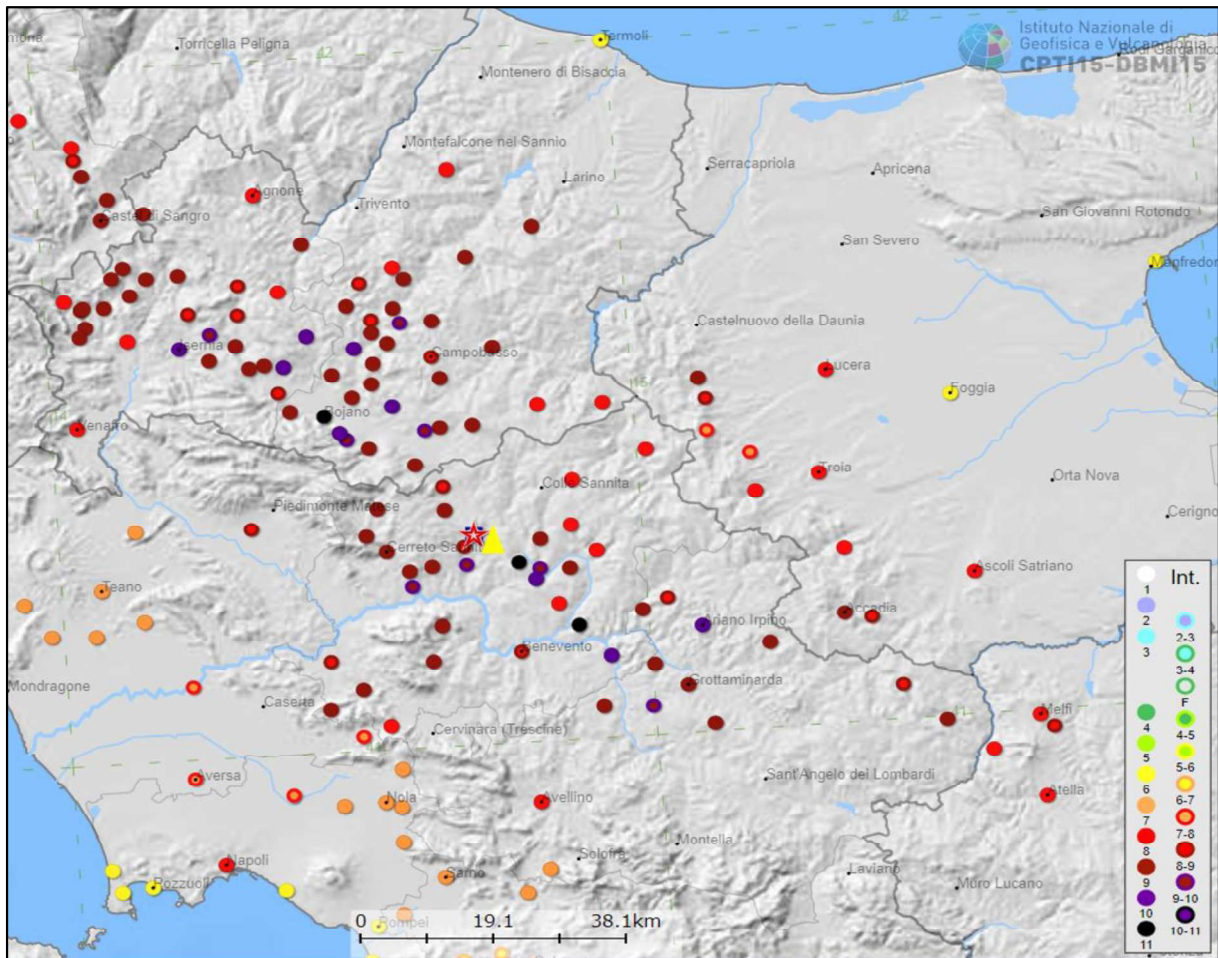


Figura 2.6 Distribuzione delle intensità macrosismiche relative al terremoto del 5 dicembre 1456; da Rovida et al., (2016, <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>). Il triangolo giallo indica il sito d'interesse

Al contrario, Galli e Naso (2009) collocano la sua origine nei pressi di Bojano (CB). Guidoboni e Comastri (2005) sostengono che non si sia trattato di un singolo episodio tellurico ma di una sequenza sismica, caratterizzata da tre distinti eventi avvenuti a distanza di pochi secondi tra il 4 e 5 dicembre e un quarto sisma il 30° giorno dello stesso mese. Gli autori, basandosi sulle revisioni storico-linguistiche di quest'evento e sugli studi della tettonica recente, giustificano la distribuzione delle intensità macrosismiche attraverso l'attivazione di almeno quattro sorgenti principali, individuate tramite quattro distinte aree di concentrazione degli effetti macrosismici (Guidoboni et Comastri, 2005, referenze all'interno; Figura 2.7).

Da Nord a Sud, le quattro sorgenti che si sarebbero attivate sono: 1) Alta Valle del Fiume Pescara, nell'area di Tocco da Casauria, Torre de' Passeri e Popoli; 2) Zona settentrionale del Massiccio del Matese, nell'area di Bojano e Isernia; 3) Area Sannio-Irpinia, che include i villaggi di Paduli, Apice e Ariano Irpino; 4) Area attorno al Vulture, che include anche parte delle Murge e Capitanata e probabilmente anche la penisola Salentina. I punti rossi indicano villaggi, castelli e città per i quali è stata assegnata un'intensità macrosismica; i punti neri

indicano invece quelli che certamente esistevano in quel periodo ma per i quali le fonti contemporanee non riportano alcuna informazione.

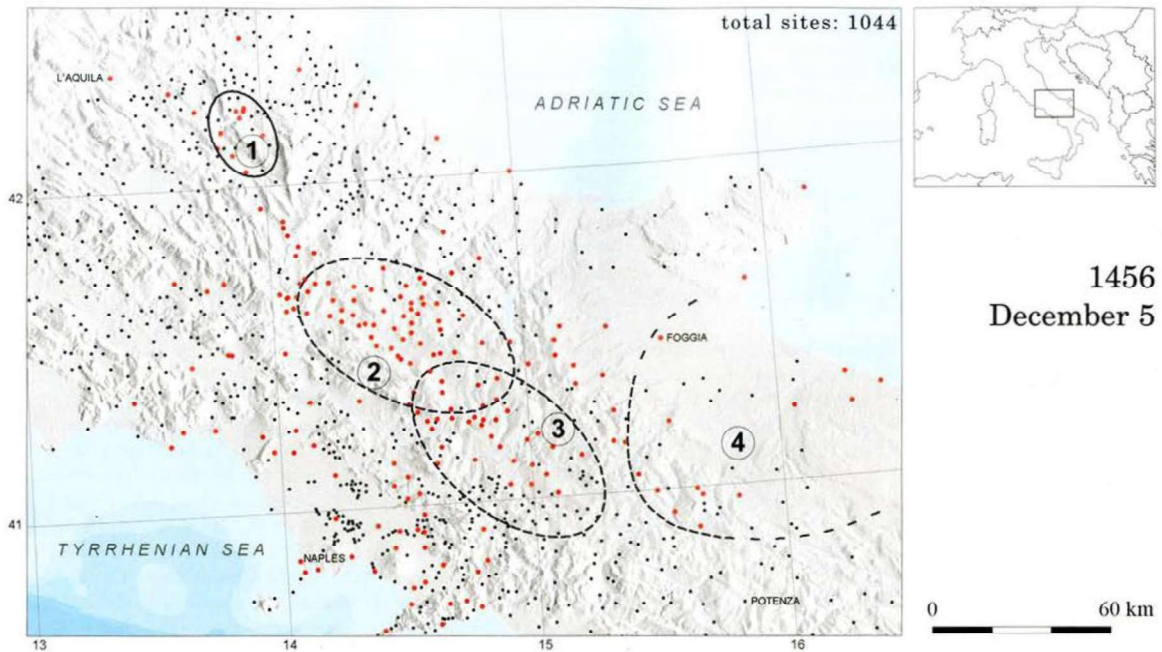


Figura 2.7 Interpretazione delle aree macrosismiche di Guidoboni e Comastri (2005) relativa al terremoto del 1456

In Figura 2.8 e in Figura 2.9 sono riportate le distribuzioni delle intensità macrosismiche relative, rispettivamente, al terremoto del 1688 e del 1962.

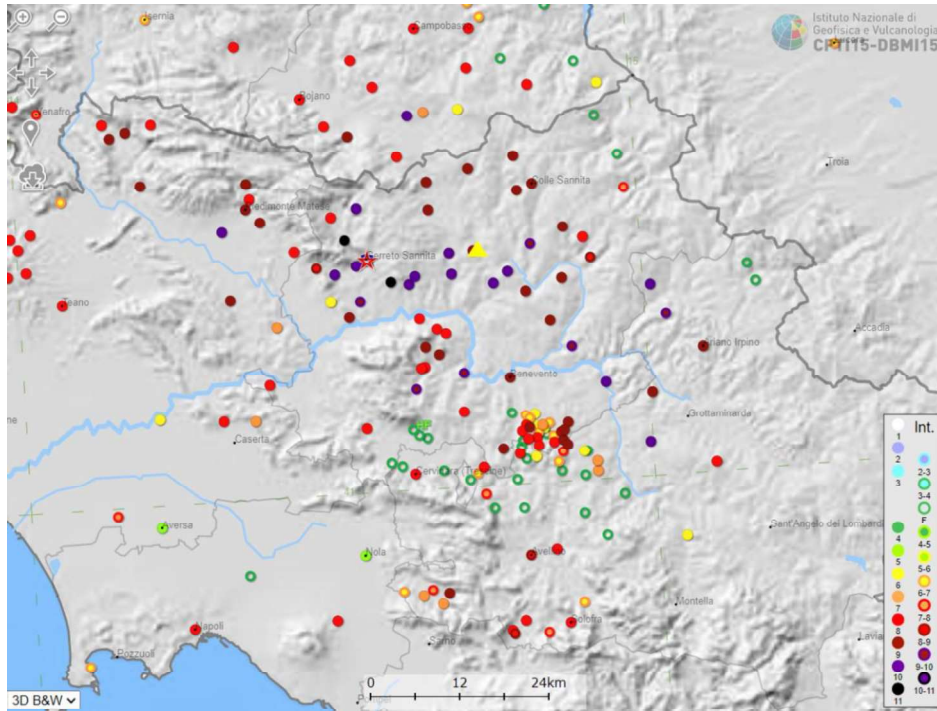


Figura 2.8 Distribuzione delle intensità macrosismiche relative al terremoto del 1688; da Rovida et al., (2016, <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>). Il triangolo giallo indica il sito d'interesse

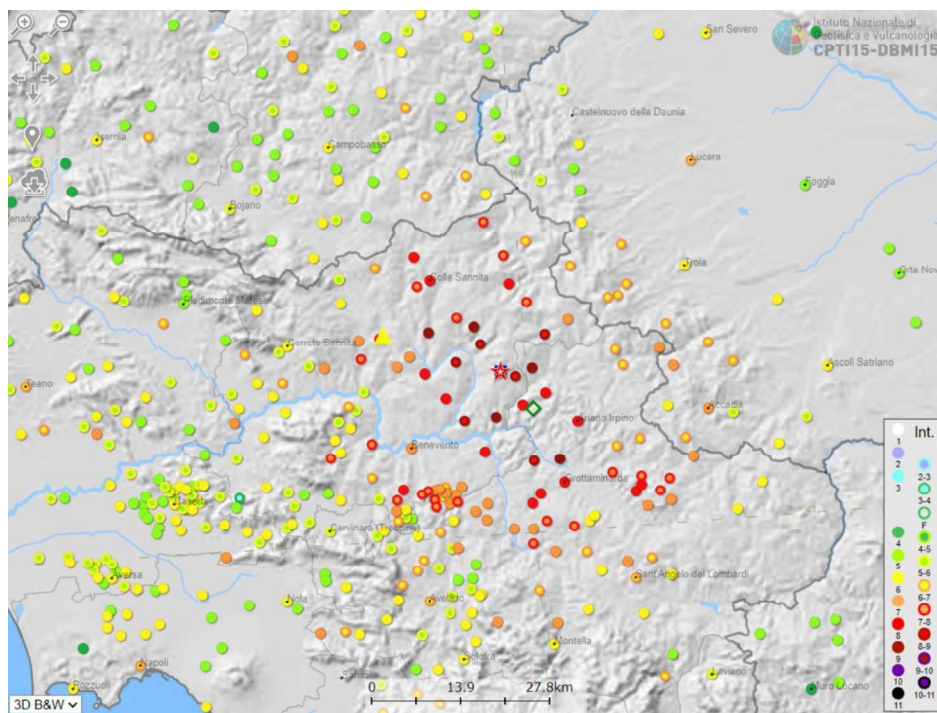


Figura 2.9 Distribuzione delle intensità macrosismiche relative al terremoto del 1962; da Rovida et al., (2016, <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>). Il triangolo giallo indica il sito d'interesse

In tempi più recenti il sito è stato interessato principalmente da una sismicità di bassa energia; il terremoto più forte che ha interessato l'area è quello con M 4.1 del 19 marzo 1997, con epicentro a circa 13 km dalla diga di Campolattaro (Figura 2.10). L'analisi della distribuzione dell'intera sequenza sismica, suggerita da Vilardi et al. (2001), ha permesso di identificare un allineamento degli stessi in direzione anti-appenninica NNE-SSW.

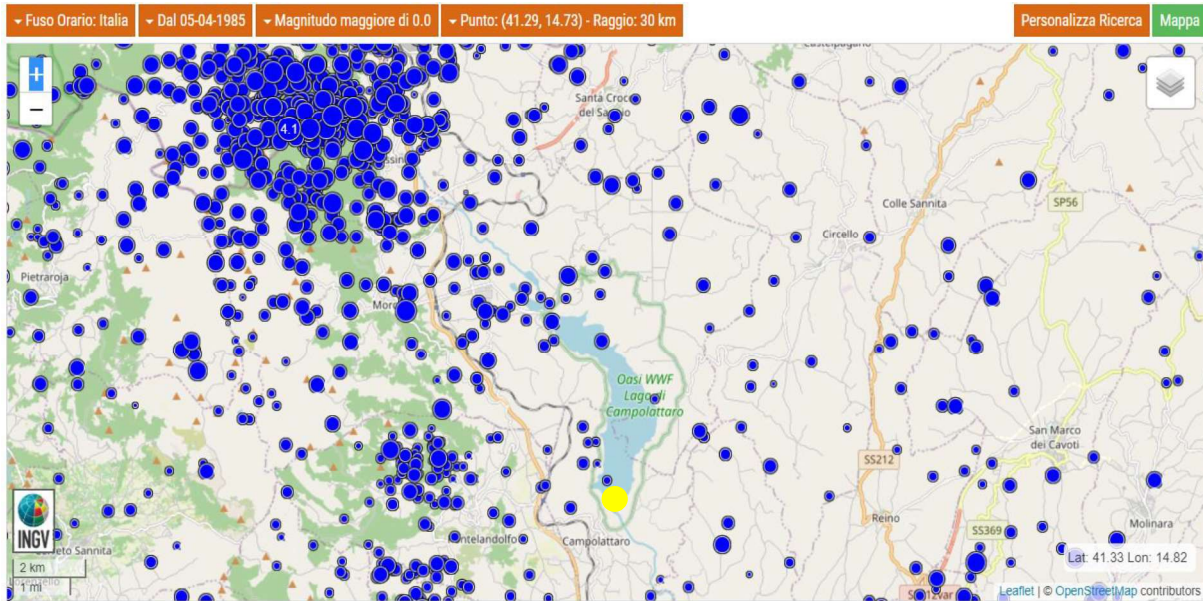


Figura 2.10 Sismicità dal 1° gennaio 1985 al 12 aprile 2021 nell'intorno del comune di Campolattaro. Il pallino giallo indica il sito di interesse. Da database ISiDe (ISiDe working group, 2016) - <http://cnt.rm.ingv.it/>

2.3 Sorgenti sismogenetiche

Il regime estensionale con direzione di estensione NE-SW (Pleistocene medio) che ha interessato l'Appennino centro-Meridionale (Cinque et al., 1993; Hippolyte et al., 1994; Corrado et al., 1998), è considerato responsabile dell'attivazione/riattivazione di faglie con cinematica normale e in molti casi sono considerate sismicamente attive (ad es., Cello et al., 1997; Valensise e Pantosti, 2001). Tale regime è ancora attivo, come dimostrano i risultati delle analisi di dati GPS e misure di stress in pozzi (ad es., Montone et al., 1999, 2004; Serpelloni et al., 2005; Giuliani et al., 2009; D'Agostino et al., 2011; Devoti et al., 2011); lo studio di tali informazioni indica che la regione assiale della catena è soggetta a un campo di stress estensionale con direzione di estensione NE-SW, come mostrano i meccanismi focali dei terremoti nell'area di studio (ad es., Chiarabba et al., 2005; Vannoli et al., 2012; DISS Working Group, 2018; Figura 2.11).

La consultazione del DISS (DISS Working Group (2018). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1) ha permesso di indentificare due sorgenti specifiche che interessano la zona: la sorgente composta di Miranda-Apice, denominata ITCS024, e la sorgente sismogenetica del Bacino del Tammaro, ITIS005. La sorgente Miranda-Apice (Figura 2.12) interessa un'area che si estende dall'alta valle del Fiume Sangro all'alta valle del Volturno, dalla città di Isernia e dall'alta valle del Fiume Calore fino alla città di Benevento. Questa sorgente giace lungo la dorsale del sistema estensionale NW-SE degli Appennini Meridionali, al passaggio tra i grandi sistemi di faglie normali Abruzzesi immergenti a SW e quelli Molisani immergenti a NE. In tutto questo settore, come già descritto, è avvenuta una sismicità notevolmente distruttiva. Ad essa sono associati tre sorgenti sismogenetiche individuali: il Bacino di Boiano (ITIS004), Il Bacino del Tammaro (ITIS005, Figura 2.13) e la sorgente Carpino- Le Piane (ITIS089).

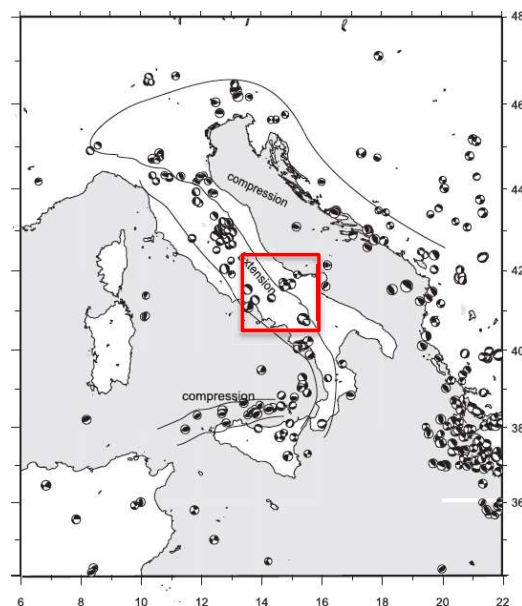


Figura 2.11 Sismicità nel periodo 1976-2002 e meccanismi focali dei terremoti con $M \geq 4.5$. Da Chiarabba et al. (2005)

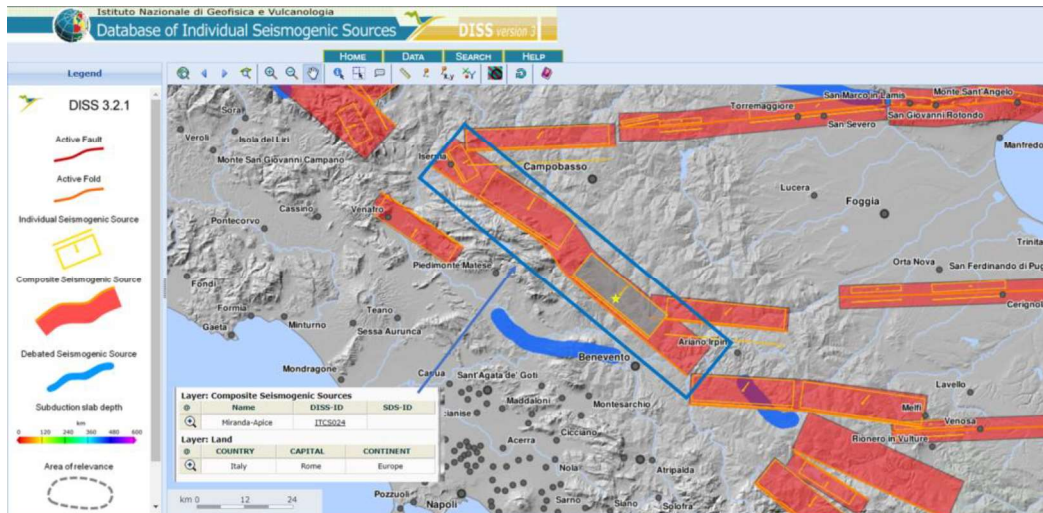


Figura 2.12 Strutture sismogenetiche dell'area d'interesse. Nel Riquadro blu è evidenziata la sorgente composta di Miranda-Apice; la stella indica il sito di Campolattaro. Fonte: INGV <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>

Non esistono chiare evidenze sull'attuale posizione e geometria della sorgente che ha generato il terremoto del 5 giugno 1688; Boschi et al., (1995) sostengono che il Bacino del Tammaro, così come la proiezione in superficie della sorgente contenuta nel Database, ricade nel mezzo dell'area dove gli effetti del terremoto sono stati maggiori. In particolare, Pantosti e Valensise (1988), Valensise et al. (1993) e Boschi et al. (1995) ipotizzano come sorgente responsabile del terremoto del 1688 una faglia lunga circa 25 km con direzione NW e immersione SW collocata tra Paduli e Cerreto Sannita. In Figura 2.14, si riporta la scheda relativa alla sorgente sismogenetica Tammaro Basin.

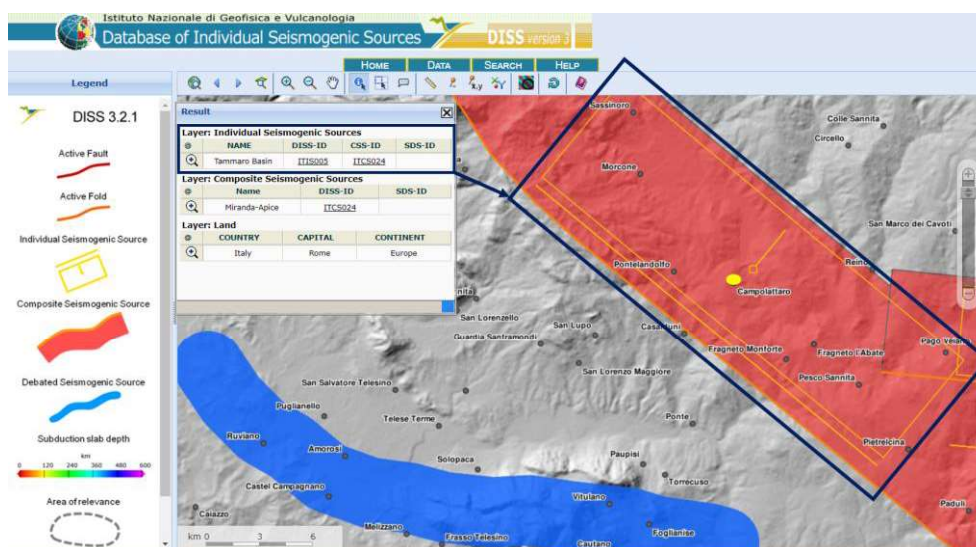


Figura 2.13 Sorgente sismogenetica individuale del Bacino del Tammaro; il cerchio giallo indica il sito di Campolattaro. Fonte: INGV <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>

[COMMENTARY](#) ▼
 [PICTURES](#) ▼
 [REFERENCES](#) ▼
 [USER COMMENTS](#) ▼

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS005
Name	Tammaro Basin
Compiler(s)	Bordoni P.(1), Pantosti D.(2)
Contributor(s)	Bordoni P.(1), Pantosti D.(2), Valensise G.(2)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Centro Nazionale Terremoti; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy 2) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sismologia e Tettonofisica; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	31-Oct-2001
Updated	25-Jun-2015
Display map ...	 
Related sources	ITCS024

PARAMETRIC INFORMATION

PARAMETER		QUALITY	EVIDENCE
Location [Lat/Lon]	41.29 / 14.74	LD	Based on geological and geomorphological observation.
Length [km]	25.0	OD	Based on geological and geomorphological observations.
Width [km]	14.3	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	1.0	OD	Based on geological and geomorphological observations.
Max depth [km]	13.4	AR	Derived from dip, width and min depth.
Strike [deg]	311	OD	Based on geological and geomorphological observations.
Dip [deg]	60	OD	Based on geological and geomorphological observations.
Rake [deg]	270	EJ	Inferred from regional seismological considerations.
Slip Per Event [m]	0.9	ER	Calculated from M_0 using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min... max	0.1...1.0	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	900...9000	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	6.6	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).

LD=LITERATURE DATA; OD=ORIGINAL DATA; ER=EMPIRICAL RELATIONSHIP; AR=ANALYTICAL RELATIONSHIP; EJ=EXPERT JUDGEMENT;

Figura 2.14 – Tabella riepilogativa delle caratteristiche della sorgente sismogenetica del Bacino del Tammaro. Fonte: INGV, Database DISS, http://diss.rm.ingv.it/dissnet/CadmoDriver?action_do_single=1&state=find&token=NULLNULLNULLNULL&tabber=0&page=pGGSources_d&IDSource=ITIS005

2.4 Informazioni dal Database ITHACA – ISPRA

Per l'area d'interesse è stata effettuata l'analisi della banca dati ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults), fondata e gestita dall'ISPRA (Michetti et alii, 2000) che valuta il cosiddetto *surface faulting hazard* (pericolosità da fagliazione superficiale). In accordo con le cartografie consultate in merito alla presenza di faglie attive e capaci, nella zona dello sbarramento il catalogo ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults) riporta la presenza di due faglie capaci (Figura 2.15). Esse corrispondono alla faglia 23320 – Boiano (a W del sito) e alla faglia 23319 - Boiano (a NW del sito). Tra le faglie che rientrano in tale sistema, la struttura più vicina al sito è la faglia 23320 (Figura 2.16).

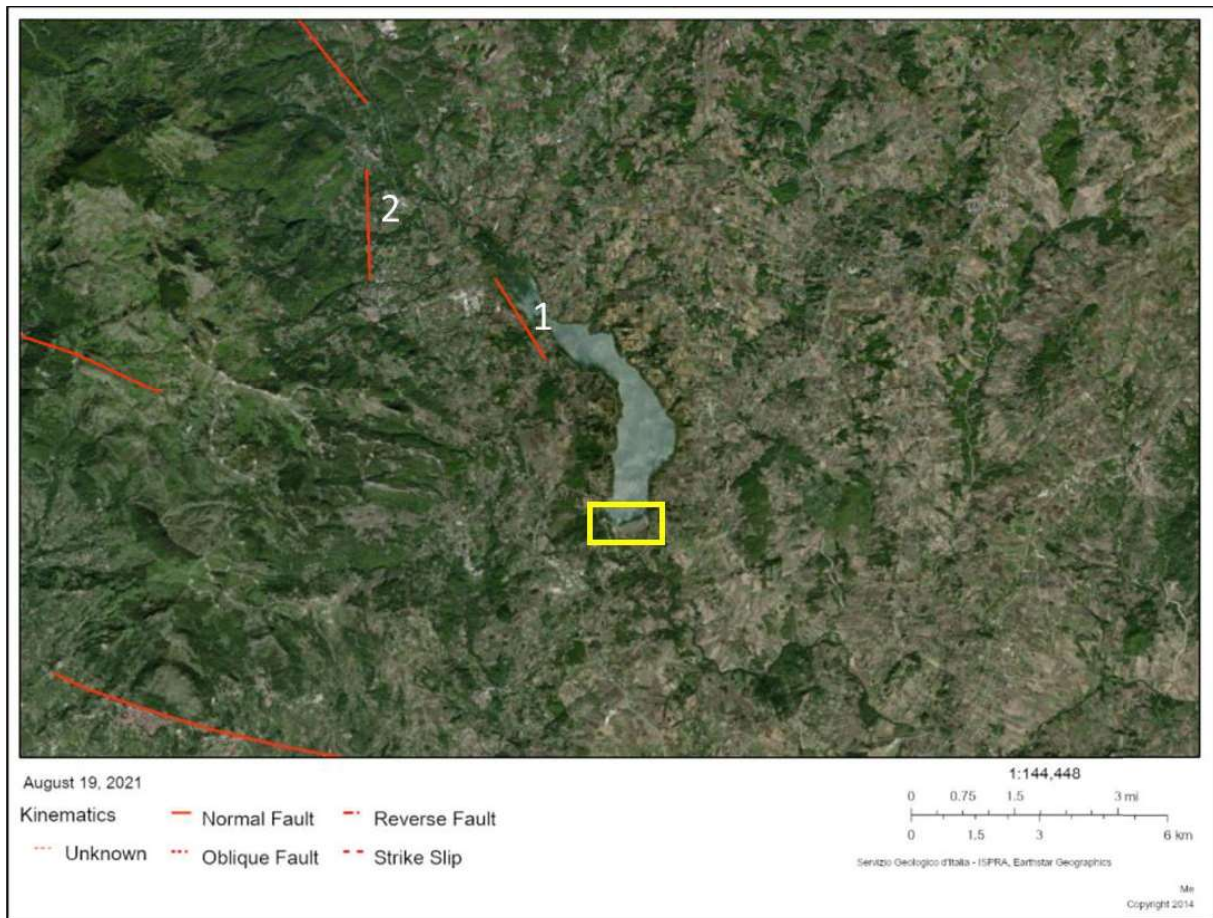


Figura 2.15 Immagine dal Database ITHACA che mostra la faglia 23320 – Boiano (1) e la faglia 23319 – Boiano (2), tra le quali la struttura più vicina al sito è la faglia 23320 (Figura 2.16). Il rettangolo giallo indica l'ubicazione dell'opera. Da Database ITHACA, <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/>

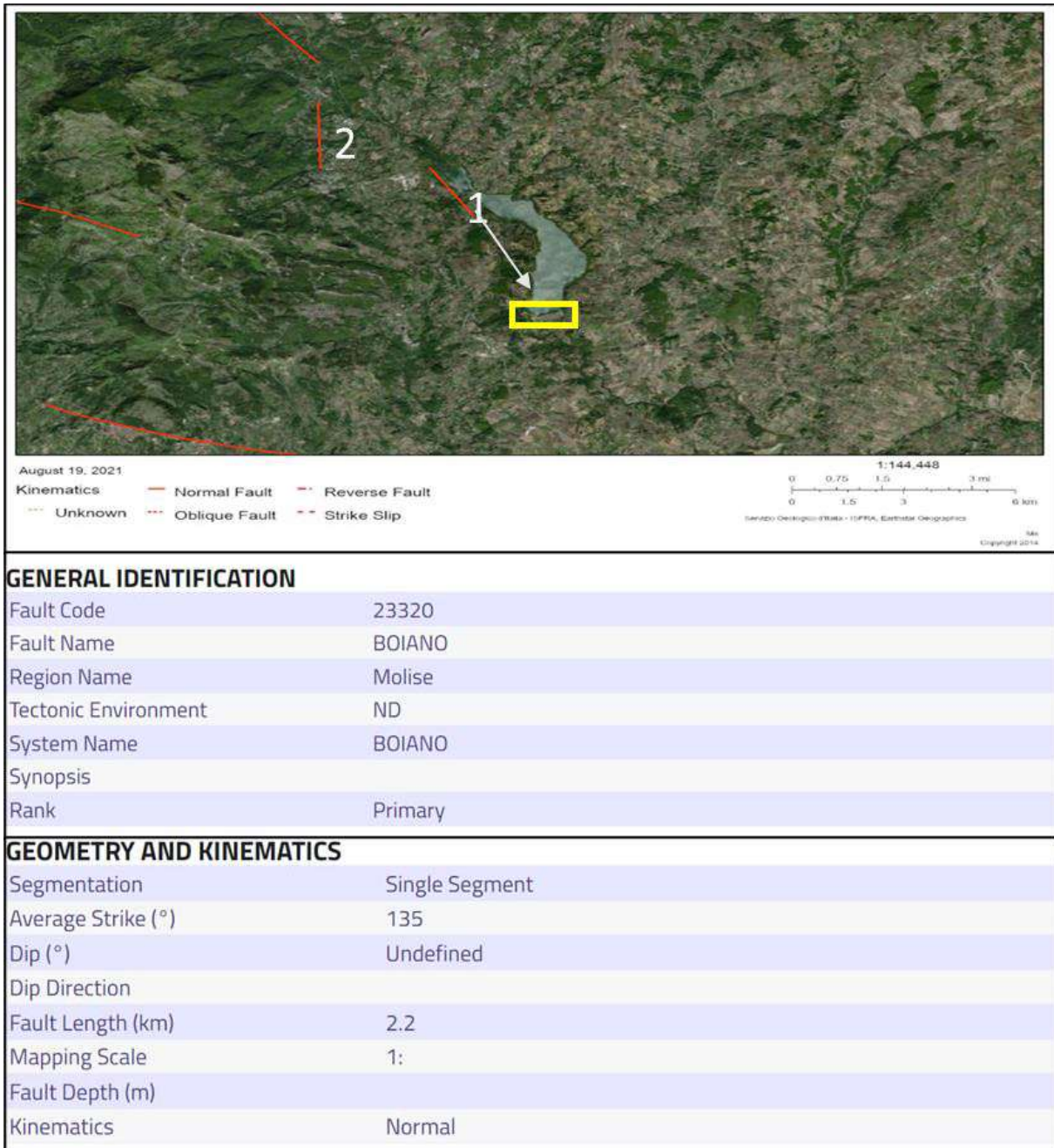


Figura 2.16 Sopra: distanza minima dall'opera della faglia capace identificata con codice 23320-Boiano. Sotto: scheda relativa alla stessa faglia. Da Database ITHACA, <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/>

3. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE

3.1 Inquadramento geologico generale

La documentazione cartografica esistente relativa all'area d'interesse risulta limitata al Foglio Geologico 173 "Benevento" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 e alla "Carta geologica del Sannio e Regioni Limitrofe" di Sartori et alii (2003) in scala 1: 100.000 redatta sulla base dei dati originali di Selli.

Il Foglio 173 "Benevento" della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000 è stato pubblicato nel 1975, a cura di Bergomi G., Manfredini M. e Martelli G. (Figura 3.1 e Figura 3.2)

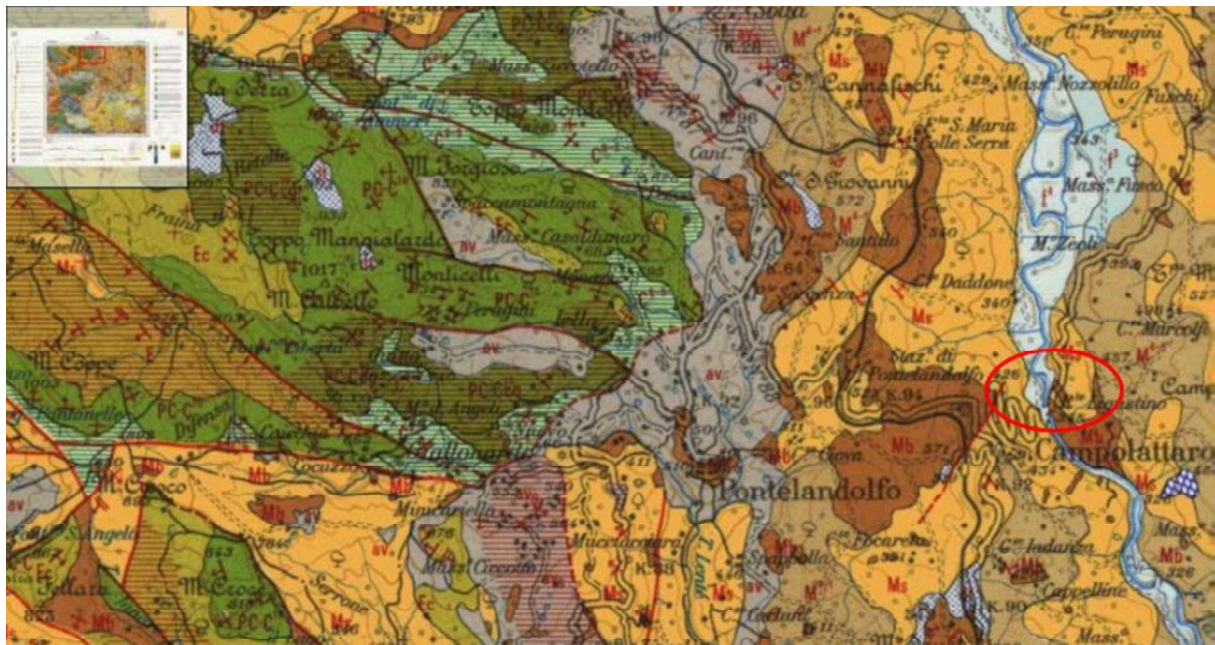


Figura 3.1 Estratto del Foglio 173 – "Benevento" della Carta Geologica d'Italia 1:100.000. Il circolo rosso indica il sito dell'opera (legenda a seguire)



Figura 3.2 Legenda relativa alle unità litologiche affioranti nell'area in esame secondo la Carta Geologica d'Italia

Tale cartografia ascrive la successione sedimentaria affiorante nell'area di indagine in parte alla facies molisana prossimale (Cretaceo medio – Miocene Inferiore), ed in parte alla facies molisana distale, di età compresa tra il Cretaceo medio e il Miocene dell'unità del Sannio.

Facies Molisana prossimale

I rilievi che si sviluppano in senso est-ovest nel settore occidentale dell'area interessata dal progetto sono costituiti in prevalenza da una serie datata Campaniano – Paleocene.

Tale intervallo stratigrafico è rappresentato da due formazioni parzialmente eteropiche: una conglomeratico-marnosa (PC – Ccg), e l'altra prevalentemente detritica (PC – C¹⁰); i passaggi tra le due sono generalmente graduali.

La prima, che ha una potenza dell'ordine del centinaio di metri, è costituita da un conglomerato a clasti carbonatici e cemento sabbioso calcareo, di colore biancastro o rossastro. I conglomerati sono divisi in banchi di spessore plurimetrico, talora gradati, e si alternano a orizzonti marnosi verdastri e rossastri, e localmente, a brecce calcaree e calcareniti bianche.

Il secondo complesso, che raggiunge spessori di 200 m, è denominato anche Formazione di M.te Calvello (Pescatore, 1965) ed è rappresentato in prevalenza da calcareniti bianche, alle quali sono intercalati alcuni livelli di marne rosse e di brecce calcaree a cemento rossastro e banchi conglomeratici.

L'intervallo stratigrafico compreso tra l'Eocene e l'Oligocene è rappresentato da due formazioni parzialmente eteropiche: una essenzialmente calcarenitica (E_c), di ambiente neritico, l'altra prevalentemente marnosa (E), in massima parte di ambiente pelagico. La formazione E_c, che affiora diffusamente sul versante nord-ovest del Monte Calvello, è costituita da calcareniti e calcilutiti di colore avana, generalmente ben stratificate, con intercalazioni marnose rosse e verdastre; inclusioni di selce grigia sono abbondanti nella parte basale del complesso, la cui potenza varia tra pochi metri e una trentina di metri.

La formazione prevalentemente marnosa è costituita da alternanze, dello spessore di circa 20 cm, di marne, marne calcaree e marne argillose, di color rosso o verdastro a cui sono intercalati calcari subcristallini finemente detritici, biancastri; in tutto il complesso sono frequenti noduli e letti di selce rossa, mentre nella parte più alta è talora presente un orizzonte di pochi metri costituito da selce.

A contatto con le unità mioceniche precedentemente descritte, affiorano le argille varicolori (av), di età compresa tra l'Aquitaniense e l'Oligocene. La formazione è costituita da argilliti e marne in prevalenza di colore rosso vinato e verdastro, talora grigio o nero, con sottili intercalazioni di calcari verdastri o avana, di calcareniti, di calcari selciferi, di arenarie quarzose; frequenti sono le patine limonitiche e manganesifere.

Nel settore posto a sud della località Minicariello, nella parte superiore delle Argille varicolori si rinviene un orizzonte (av_s) costituito da sottili alternanze di marne silicizzate di colore rosso scuro o nerastro, di diaspri rossi, verdi e neri, e di marne bituminose.

Facies Molisana distale

I termini più recenti di tale successione affiorano in corrispondenza del bacino artificiale di Campolattaro: i litotipi più diffusi (Ms) appartengono ad un complesso argilloso-arenaceo, interpretabile come un flysch; si tratta di quarzoareniti grossolane, talora debolmente cementate, di colore grigiastro o avana e ricche di granuli di quarzo arrotondati.

Talora le quarzoareniti coesistono nello stesso affioramento con delle brecce ad elementi prevalentemente calcarei (Mb), poco arrotondati e di dimensioni fino a 20-30 cm di diametro; gli elementi non calcarei sono rappresentati da clasti siltitici verdognoli e frammenti di selce varicolore. Piuttosto diffusi sono pure i sedimenti che costituiscono l'unità M⁴⁻¹: si tratta di argille e marne siltose grigie e varicolori, con intercalazioni di calcari e localmente lenti di gesso, queste ultime non segnalate nell'area di indagine.

Depositi Quaternari

Per quanto concerne i depositi quaternari, essi sono rappresentati, nell'area d'indagine, da termini continentali: alluvioni del F. Tammaro nell'area di fondovalle e limitate placche di depositi detritici di falda sui versanti.

Le stesse litologie appena descritte caratterizzano anche il settore meridionale del Foglio n.162 "Campobasso", il cui limite Sud è posto appena a Nord dell'area in esame. Una pubblicazione cartografica più recente si deve al lavoro inedito di R. Selli, steso probabilmente prima del 1962. Essa è stata pubblicata postuma nel 2003, con la denominazione di "Carta Geologica del Sannio e Regioni Limitrofe", in scala 1:100.000, a cura di Sartori, Carmignani, Patacca, Scandone e Vai. L'autore ascrive la serie sedimentaria carbonatica di bacino dell'area di indagine in due sole formazioni: La Formazione di S. Croce, datata al Miocene Inferiore, e la Formazione Molinara, di età compresa tra il Miocene Inferiore e Medio.

La prima affiora diffusamente nel settore compreso tra Pontelandolfo e il Monte Calvello, distinta in due litofacies: la facies S. Lupo, costituita in prevalenza da calcari detritici, e la facies Campolattaro, costituita in prevalenza da argille, marne e selci.

In corrispondenza di Campolattaro e lungo il corso del Fiume Tammaro affiora invece la serie sedimentaria attribuita alla Facies Molinara, appartenente all'omonima formazione, rappresentata da molasse quarzose e flysch. A sud-ovest di Pontelandolfo affiora in un corpo di estensione limitata una combinazione caotica delle formazioni precedentemente descritte e della Formazione Lame, di età oligocenica (Figura 3.3 e Figura 3.4).

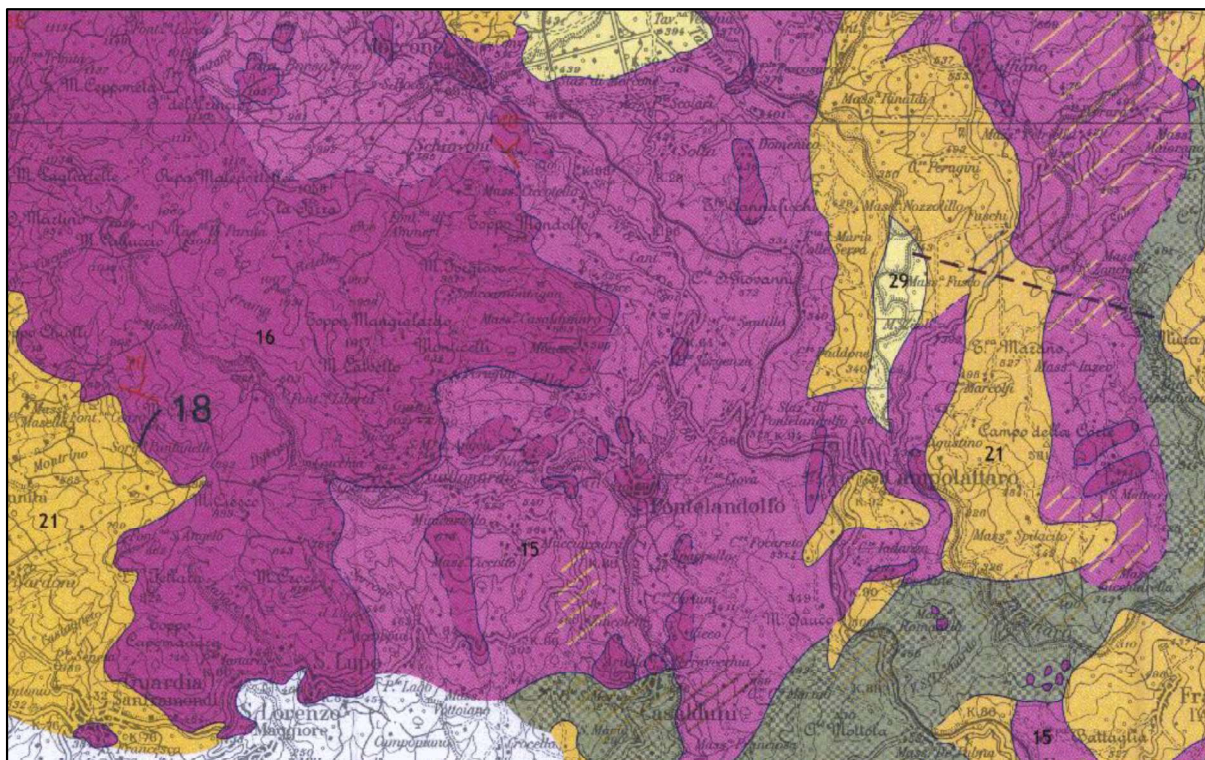


Figura 3.3 Estratto della Carta Geologica del Sannio e Regioni Limitrofe di Sartori et alii (2003), ripresa dai lavori di Selli

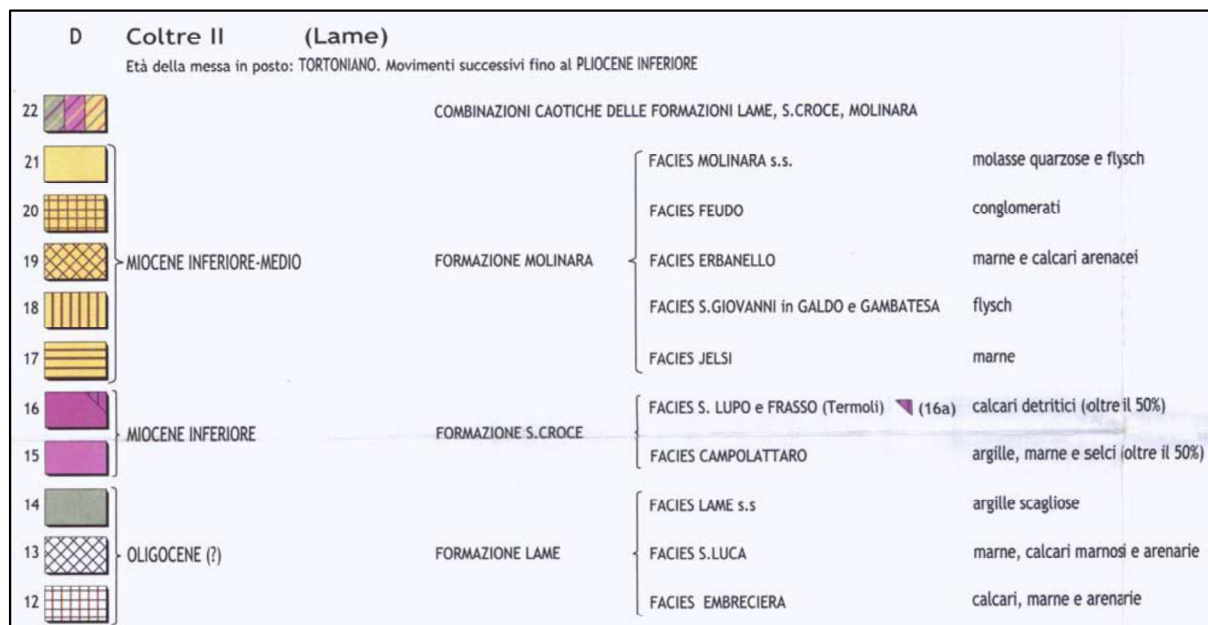


Figura 3.4 Legenda delle unità litologiche affioranti nell'area di Campolattaro (Sartori et alii, 2003)

3.2 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche del sito

La zona oggetto dello studio è compresa in parte nel Foglio 173 "Benevento" ed in parte nel Foglio 162 "Campobasso". L'elemento più importante è costituito dal Fiume Tammaro con la sua valle sviluppatasi all'incirca in direzione N-S e situata al margine orientale dei Monti del Sannio.

Geologicamente, l'area in esame fa parte della cosiddetta "depressione molisana – sannitica", uno dei grandi complessi tettonici nei quali è stata suddivisa l'Italia centro-meridionale, ed è caratterizzata dalla costante presenza di terreni in facies di flysch appartenenti a formazioni diverse. I rilievi geologici di superficie, unitamente alle indagini espletate durante lo studio per i progetti di massima ed esecutivo, hanno permesso di riconoscere procedendo dai termini più antichi ai più recenti:

- Complesso delle argille varicolori (Aquitaniense – Oligocene p.p.);
- Formazione Marnoso – Arenacea (Tortoniano);
- Formazione delle arenarie molassiche (Miocene Superiore);
- Depositi alluvionali (Quaternario);
- Coltre detritica.

Complesso delle argille varicolori

Nella zona di sbarramento affiorano soltanto sul versante destro ed a quote molto più alte rispetto alla quota di coronamento della diga. Litologicamente sono rappresentate da argille e argille siltose di colore rosso, violaceo, verdi e grigiastre, con intercalazioni di calciliti e calcareniti bianco – avana. Dal punto di vista strutturale i litotipi argillosi si presentano spesso scagliosi, mentre gli strati lapidei intercalati risultano fratturati e disarticolati. In corrispondenza del contatto tettonico con la sottostante Formazione Marnoso- Arenacea, infine, le Argille Varicolori si presentano fortemente rimaneggiate e plastiche.

Formazione Marnoso – Arenacea

Così definita dalla letteratura, rappresenta la formazione geologica di base, come dimostrato ampiamente dai sondaggi geognostici eseguiti, costituendo perciò il *bedrock* del rilevato della diga, nonché in prevalenza i terreni interessati dagli scarichi di fondo e di superficie. Litologicamente è costituita da una successione sedimentaria a carattere flyschoidale, rappresentata da marne argillose, argille marnose, arenarie più o meno siltose.

Queste ultime sono prevalentemente quarzose – micacee, a cemento calcareo o calcareo-marnoso. Il grado di cementazione è variabile localmente passando da termini a consistenza lapidea a termini a consistenza molassica.

Sotto il profilo strutturale l'ammasso risulta interessato da numerosi sistemi di discontinuità primaria e secondaria che, intersecandosi, riducono la roccia ad un ammasso di poliedri di volume molto variabile. Fra le principali strutture singenetiche si riconoscono giunti di strato e piani di laminazione, piano parallela o convoluta.

Ad una fase di poco successiva alla deposizione dei clasti sul fondo del bacino di sedimentazione sono da attribuirsi strutture quali gli *slumpings*, riconducibili a frane sottomarine. Infine, alle fasi tettoniche mio-plio-quadernarie sono da attribuirsi i numerosi sistemi di fratture e diaclasi rilevati sia in affioramento che sulle carote estratte dai sondaggi geognostici. I litotipi appartenenti alla Formazione Marnoso – Arenacea sono stati rinvenuti con continuità dal fondovalle a risalire sui versanti a quote ben al di sopra di quella di massimo invaso prevista.

Da segnalare infine la presenza all'interno della successione marnoso-arenacea di corpi olistromali di "argille varicolori"; anche in questo caso trattasi di fenomenologie da frana verificatesi quando la formazione era in fase di deposizione.

Formazione delle arenarie molassiche

Affiorano in placche discontinue, scampate all'erosione, su ambedue i versanti della zona di imposta diga. Litologicamente trattasi di arenarie massicce o mal stratificate a composizione quarzoso-micacea-feldspatica, giallastre e/o grigiastre ed a cemento calcareo o calcareo-argilloso. La formazione poggia sulla Formazione Marnoso-Arenacea alla quale fa passaggio, con riferimento all'area qui presa in considerazione, mediante una eteropia di facies verticale.

Il grado di consistenza delle arenarie in parola varia notevolmente da punto a punto in funzione della natura e della quantità del cemento.

Depositi alluvionali

Tali depositi, asportati a seguito della costruzione della diga, sono costituiti nella parte bassa da ghiaie eterometriche e poligeniche (con ciottoli di derivazione appenninica) e nella parte più superficiale da sabbie e sabbie limose inglobanti rari ciottoli.

I sondaggi effettuati prima della costruzione dello sbarramento (campagna indagini del 1966 e 1976) avevano evidenziato la interruzione della coltre alluvionale da parte di "ammassi" o di "lenti" di terreni rimaneggiati per frana, a testimonianza di un'intensa e continua evoluzione geomorfologica dei versanti.

Coltre detritica

Questa copertura, prodottasi in parte per il disfacimento dei terreni sottostanti, in parte a seguito dei numerosi movimenti franosi antichi e recenti, è presente in maniera pressoché continua nell'area in esame ed ha rappresentato una vera e propria "spina nel fianco" durante l'esecuzione di alcune opere accessorie dello sbarramento propriamente detto.

Dal punto di vista litologico sono stati riconosciuti due "litotipi" fondamentali: il primo è costituito dai prodotti di disfacimento della Formazione Marnoso – Arenacea, rappresentanti da pezzame lapideo di natura arenaceo e/o marnosa, immersi in una matrice limoso-argillosa; il secondo, più eterogeneo, è costituito dal disfacimento della formazione richiamata, dei corpi olistromali negli stessi contenuti o, infine, delle Argille Varicolori. Ambedue i "litotipi" coprono diffusamente i versanti della valle del Fiume Tammaro, compreso il settore vallivo della zona di imposta diga.

In aree piuttosto ristrette e comunque non cartografabili, la coltre detritica comprende depositi argilloso-limosi di colore giallo, ricchi di sostanze vegetali, con inglobati elementi lapidei di natura calcarea ed arenacea. Verosimilmente si tratta di depositi colluviali formati

in avvallamenti del terreno imputabili a depressioni di retrofrana. La potenza della coltre detritica è mediamente pari a 12-13 m, con punte massime dell'ordine di 20 m. È appena il caso di ricordare che il corpo diga, per raggiungere una fondazione adeguata, ha richiesto l'asportazione totale di tale coltre.

3.3 Assetto stratigrafico nella zona di fondazione e sezioni geologiche

Lo studio geognostico condotto mediante il rilevamento geologico di superficie, unitamente ai numerosi sondaggi meccanici eseguiti, ha permesso la ricostruzione dell'assetto stratigrafico della zona di sbarramento.

Nello specifico, la qualifica dello stato dei terreni di fondazione nel volume sottostante il piano di sedime dell'opera si avvale sia delle informazioni contenute all'interno della documentazione disponibile, ma soprattutto di quelle ottenute dalle diverse campagne d'indagini precedenti alla realizzazione dello sbarramento.

Le indagini disponibili hanno interessato i terreni di fondazione nel loro complesso per uno spessore di circa 30 m al di sotto del piano di fondazione, per quanto riguarda i carotaggi, mentre di circa 40 m al di sotto del piano di fondazione, per quanto concerne le prospezioni geofisiche (Down-hole).

I sondaggi eseguiti pre-costruzione diga hanno evidenziato la presenza di depositi alluvionali, i quali sono stati asportati prima della costruzione dello sbarramento in modo da far poggiare la fondazione sulla Formazione Marnosa – Arenacea. Quest'ultima si presenta molto articolata ed eterogena per la quasi totalità dello sbarramento. L'interpretazione dei sondaggi ha quindi permesso di accertare che i terreni di fondazione sono costituiti da una successione sedimentaria a carattere flyschoidale, rappresentata da marne argillose, argille marnose, arenarie più o meno siltose di età miocenica. Queste ultime sono prevalentemente quarzoso-micacee, a cemento calcareo o calcareo-marnoso, contenente olistostromi ed olistoliti, i quali sono concentrati in sponda sinistra.

Sulla base dei lineamenti tettonici della regione già esposti, si vede come ambedue le sponde sono costituite dalla formazione di base stratificata. Quest'ultima in base ai dati rilevati in superficie e confrontati con quelli presi in profondità nei sondaggi, immerge verso NW con inclinazioni variabili tra 30° e 80°.

Dall'analisi dei dati geologici derivanti dalla documentazione disponibile dalle indagini geognostiche è stato possibile costruire n. 1 sezione geologica interpretativa della zona di imposta dell'opera, trasversale al coronamento.

In Figura 3.5 si riporta la traccia della sezione geologica sulla planimetria dell'opera, mentre in Figura 3.6 si riporta la sezione stessa.

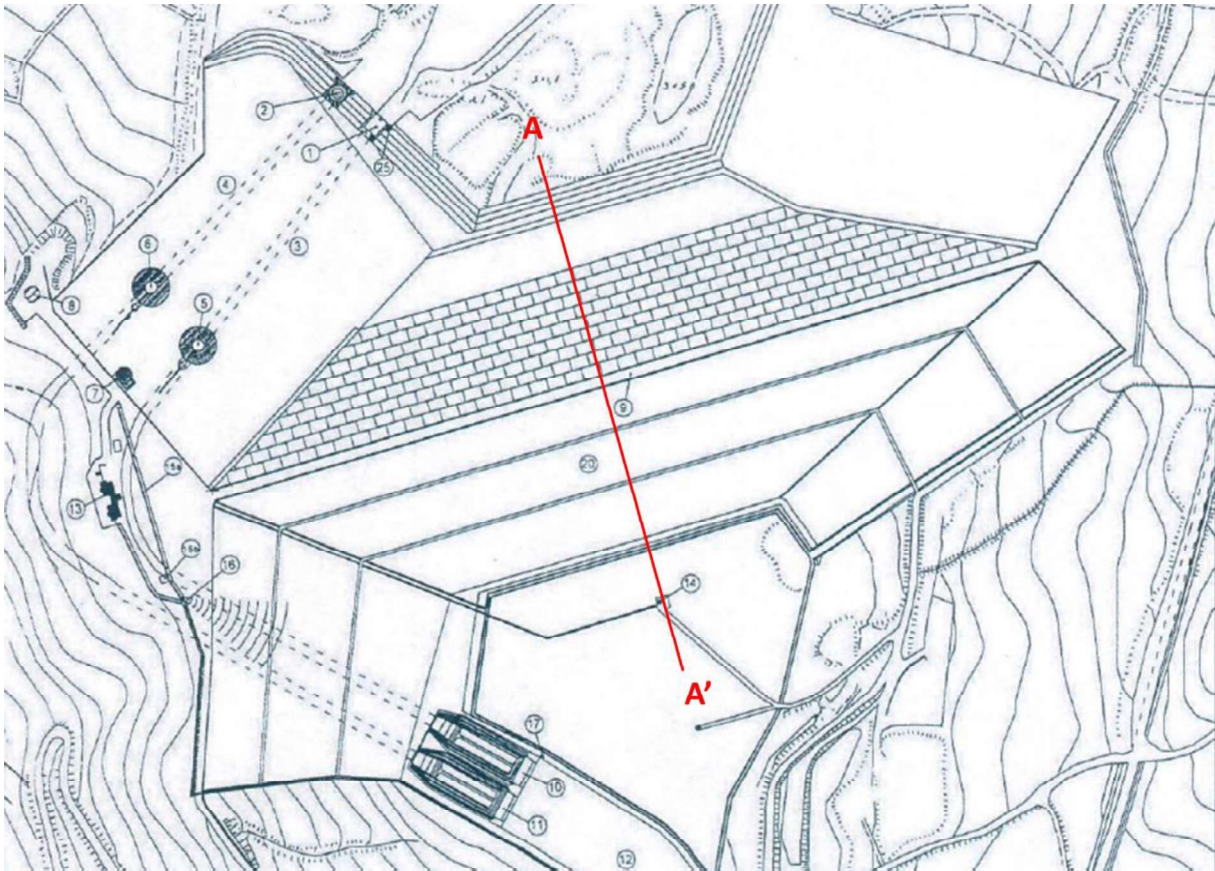


Figura 3.5 Planimetria della diga nella quale è riportata la traccia della sezione geologica AA'

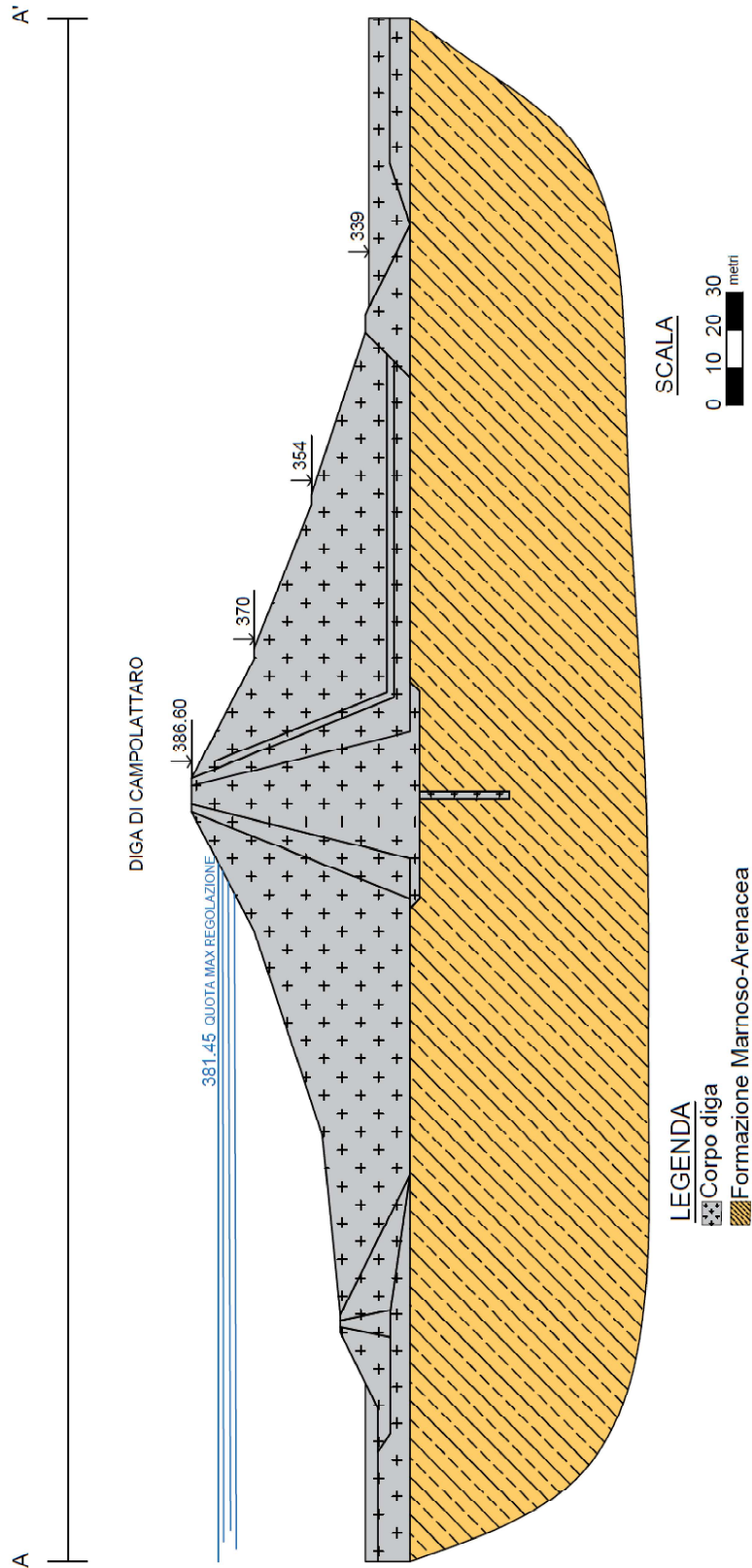


Figura 3.6 Sezione geologica interpretativa trasversale al coronamento dell'opera

4. CRITICITA' GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO

Le caratteristiche geomorfologiche della valle del Fiume Tammaro in generale e della zona di imposta diga in particolare sono tipiche di un ambiente appenninico. In particolare, la presenza in affioramento di terreni strutturalmente complessi, il disordinato assetto idrogeologico che spesso si accompagna a tali terreni, la natura litologica prevalentemente argillosa degli stessi, nonché l'elevato grado di sismicità delle aree di catena hanno concorso a definire un quadro geomorfologico estremamente delicato e complesso, caratterizzato da diffusi e potenti movimenti di massa. Questi si esplicano sottoforma ora di scoscendimenti multipli, rototraslazionali e retrogressivi, ora di colate plastiche, gravitative, ora infine come fenomeni di *creep* più o meno profondo. Con particolare riferimento al versante destro del Fiume Tammaro in corrispondenza dello sbarramento, in sede di progettazione esecutiva fu rilevata la presenza di una larga fascia affetta da evidenti segni di instabilità. Tale fascia partendo dal fondovalle, dove i movimenti di massa più recenti avevano obliterato i depositi alluvionali, si portava con la sua zona di alimentazione fino alla isoipsa 370 m s.l.m., cioè a quote superiori rispetto a quella di imposta dei calici dei due scarichi di superficie e della stessa quota di coronamento. A fronte dei movimenti di massa segnalati sul versante destro, in sede di progettazione esecutiva fu prevista la realizzazione di una paratia di contenimento, per garantire la stabilità della sponda durante le operazioni di scavo connesse alla realizzazione dei calici e della casa di guardia. Nonostante la presenza della paratia di contenimento, il versante destro continuò a registrare una serie di movimenti gravitativi già durante le fasi iniziali dei lavori per la costruzione delle opere previste su tale versante. A seguito del verificarsi dei primi movimenti e stante il perdurare degli stessi, si decise di eseguire una serie di osservazioni e misure di sito, che consentissero una più approfondita conoscenza sulla dinamica degli stessi movimenti franosi.

La campagna di indagini del 1991 fu finalizzata al controllo e alla verifica di stabilità del versante destro lungo tre sezioni rappresentative. Tutti i sondaggi furono eseguiti a carotaggio continuo e attrezzati successivamente con inclinometri e piezometri. Per entrambi si eseguirono n° 2 cicli di letture, oltre la misura zero. In particolare, lungo tre allineamenti rappresentativi dei dissesti geomorfologici rilevati, furono eseguiti n° 8 sondaggi a carotaggio continuo sui corpi di frana. Tutti i sondaggi evidenziano la presenza di una coltre detritica variamente potente, ascrivibile sia a recenti che ad antichi movimenti di frana. L'indizio peculiare utile nel "riconoscere" la coltre detritica è rappresentato dalla totale assenza di strutture primarie nell'ammasso indagato, che è costituito da un insieme di terreni rimaneggiati inglobanti elementi lapidei a spigoli vivi, di dimensioni variabili. Un altro elemento distintivo fra coltre detritica e terreni in sede è offerto dalla variazione cromatica dei materiali campionati. Lo spessore complessivo della coltre detritica accertato con le indagini è compreso fra 7,5 m e 21,0 m. Le letture dei dati di monitoraggio evidenziano anche che lo spessore massimo attualmente instabile, costituente la parte più superficiale della stessa coltre detritica, è pari a 15 m circa.

4.1 Pericolosità per la stabilità dei versanti su cui ricadono le spalle

La diga di Campolattaro interessa un'area ampiamente interessata da fenomeni franosi come riporta anche la carta del PAI dell'Autorità di Bacino dei Fiumi Liri, Garigliano e Volturno (Figura 4.1 e Figura 4.2).

Il progetto IFFI (Figura 4.3 e Figura 4.4) evidenzia i numerosi corpi franosi che circoscrivono l'area di interesse dell'invaso di Campolattaro. Per maggiori dettagli a riguardo della caratterizzazione dei singoli corpi di frana si rimanda alle Note illustrative Carta Inventario Frane di Campolattaro.

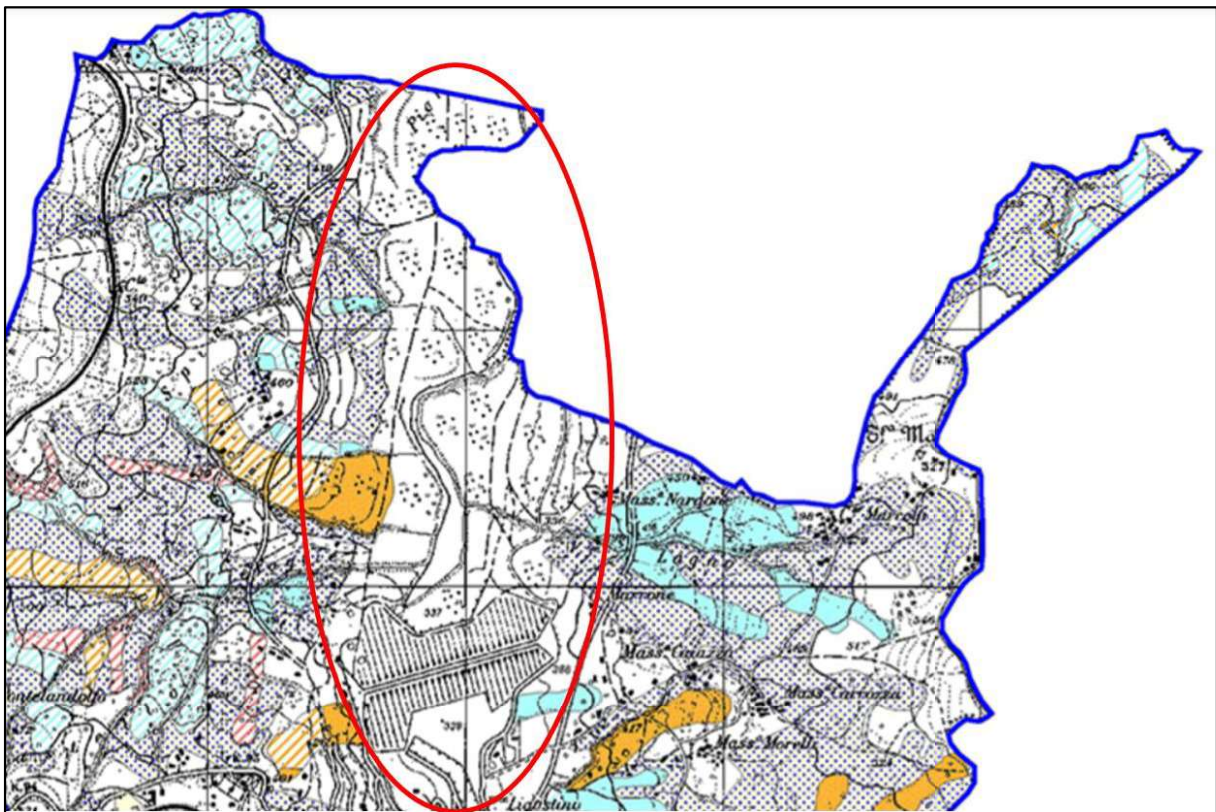


Figura 4.1 Stralcio della Carta del rischio da frana del PAI per il comune di Campolattaro

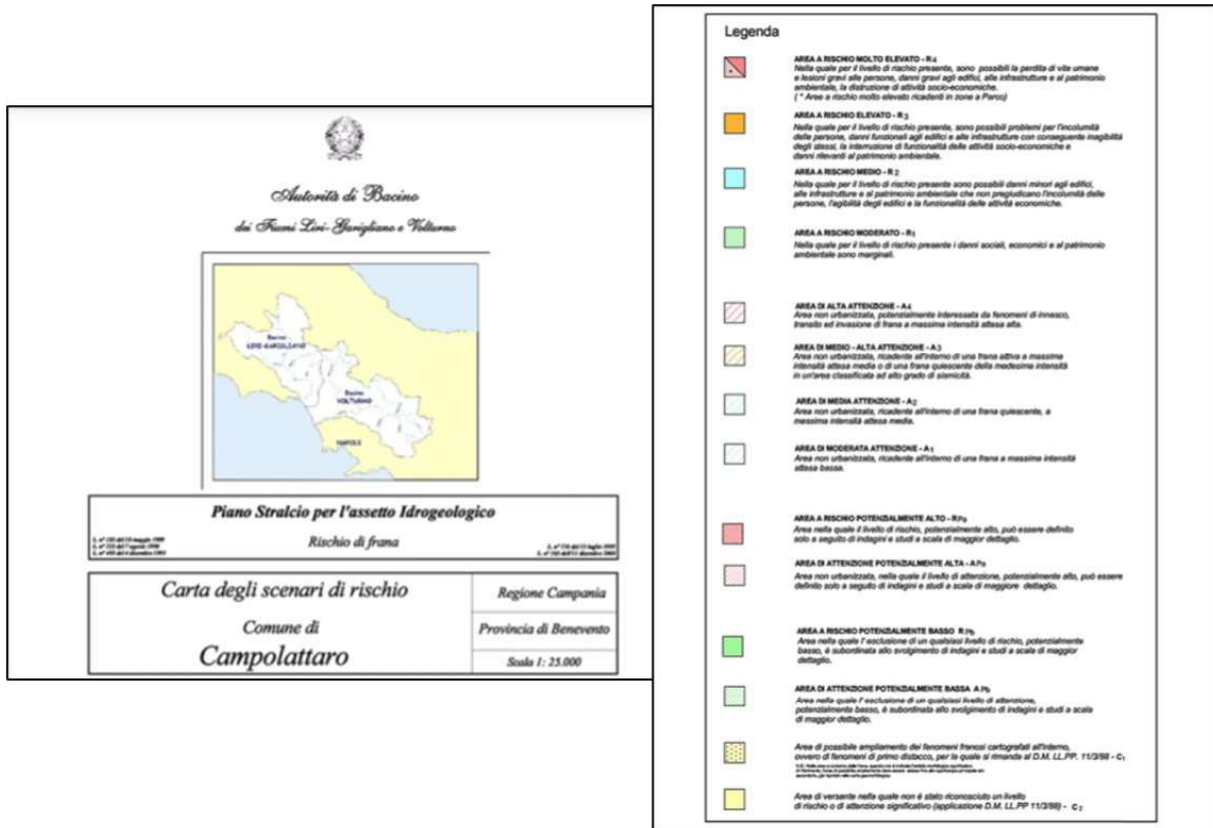


Figura 4.2 Cartiglio e legenda della Carta del rischio da frana del PAI per il comune di Campolattaro

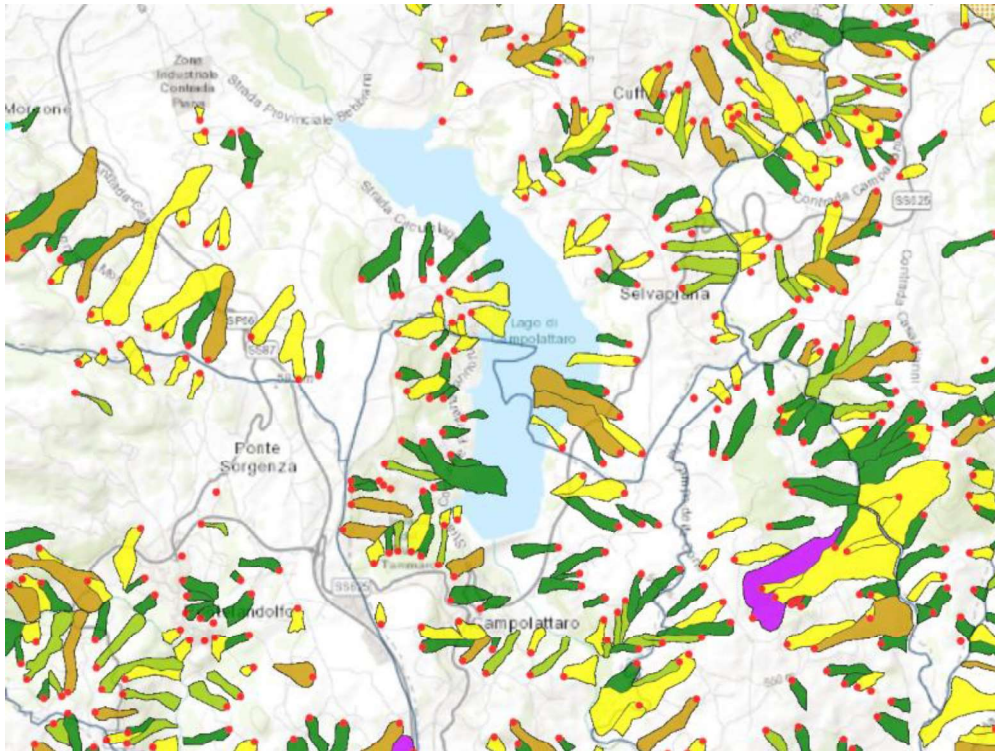


Figura 4.3 Stralcio del Progetto IFFI nell'area dell'invaso di Campolattaro

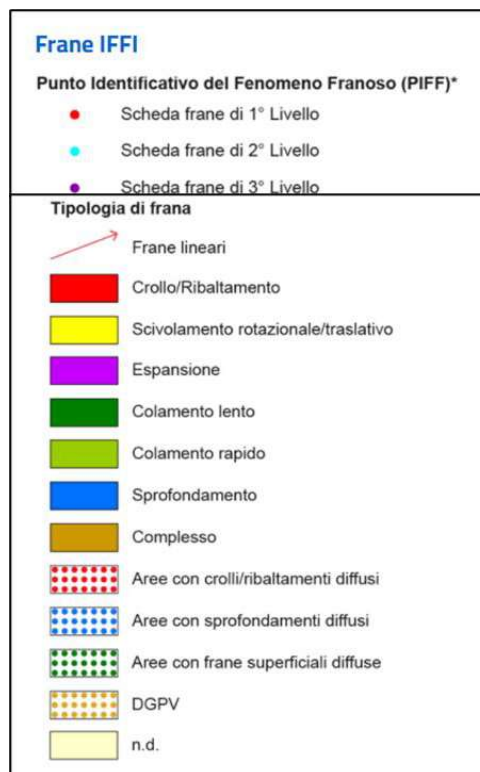


Figura 4.4 Legenda del Progetto IFFI

Nello studio di dettaglio relativo alla zona di sbarramento e a quelle limitrofe, è stata fatta distinzione tra movimenti franosi in atto e quelli antichi. L'individuazione di detti movimenti franosi è avvenuta sia tramite il rilevamento geomorfologico di superficie che tramite i sondaggi meccanici e la rete di monitoraggio installata.

In particolare, sul versante sinistro del Fiume Tammaro, in corrispondenza del ponte Ligustino è stato individuato un antico corpo di frana di notevole entità, comprendente un altro corpo di dimensioni più modeste. Non vi sono elementi per affermare se il movimento si sia prodotto in uno o più tempi. L'elemento determinante ed inconfutabile per il riconoscimento del corpo di frana è rappresentato dal rinvenimento nel sondaggio S8 di un paleoalveo a quota corrispondente all'incirca a quella dell'alveo attuale del Tammaro. Il corpo di frana è costituito da argille marnose e marne, caoticamente inglobanti blocchi e frammenti di calcari e calcari marnosi, fratturati, con compenetrazione di argille scagliose verdastre nelle fratture. Tutto il corpo di frana è oggi in gran parte stabilizzato salvo la parte a valle del ponte Ligustino, dove sono evidenti i segni di movimenti a carattere plastico - gravitativo attuali anche se superficiali.

Sempre sul versante sinistro, nella parte settentrionale dell'area in esame, è stato riconosciuto un altro corpo di frana, peraltro di dimensioni modeste.

A fronte dei movimenti di massa segnalati sul versante destro in sede di progettazione esecutiva fu prevista la realizzazione di una paratia di contenimento, per garantire la stabilità della sponda durante le operazioni di scavo connesse alla realizzazione dei calici e della casa di guardia. Nonostante la presenza della paratia di contenimento, il versante destro fece registrare una serie di movimenti gravitativi già durante le fasi iniziali dei lavori per la costruzione delle opere previste su tale versante. Dalla campagna indagini del 1991, eseguita al fine della verifica di stabilità del versante destro, sono stati attrezzati dei fori di sondaggio con inclinometri e piezometri sui quali sono stati eseguiti n° 2 cicli di letture, oltre alla misura zero. Tali indagini sono state completate poi da un più aggiornato rilievo geomorfologico, che fornisce un quadro attuale dello stato di dissesto di questa parte del versante.

Nell'agosto 2020 sono stati aggiornati i risultati dalle misure inclinometriche sui movimenti franosi localizzati in sponda destra dell'invaso. Ad oggi il sistema di monitoraggio è composto da:

- N° 3 tubi inclinometrici;
- N° 15 piezometri a tubo aperto con profondità comprese tra 35 e 60 m;
- N° 15 piezometri a cella di Casagrande con profondità minima di 6 e massima di 20 m;
- N° 14 piezometri a cella di Casagrande con altezza compresa tra 12 e 40 m.

I tre tubi inclinometrici sono posizionati tutti in sponda destra dell'invaso a ridosso del corpo diga. In particolare, S11 e S14 si localizzano sul corpo di frana, stabilizzata antropicamente, denominata "Casa di guardia - Cimitero" con sviluppo in direzione NE, mentre l'inclinometro S18 è posizionato nel settore centrale della frana, a sviluppo NNE, denominata "Vallone le Vaglie" (Figura 4.5).

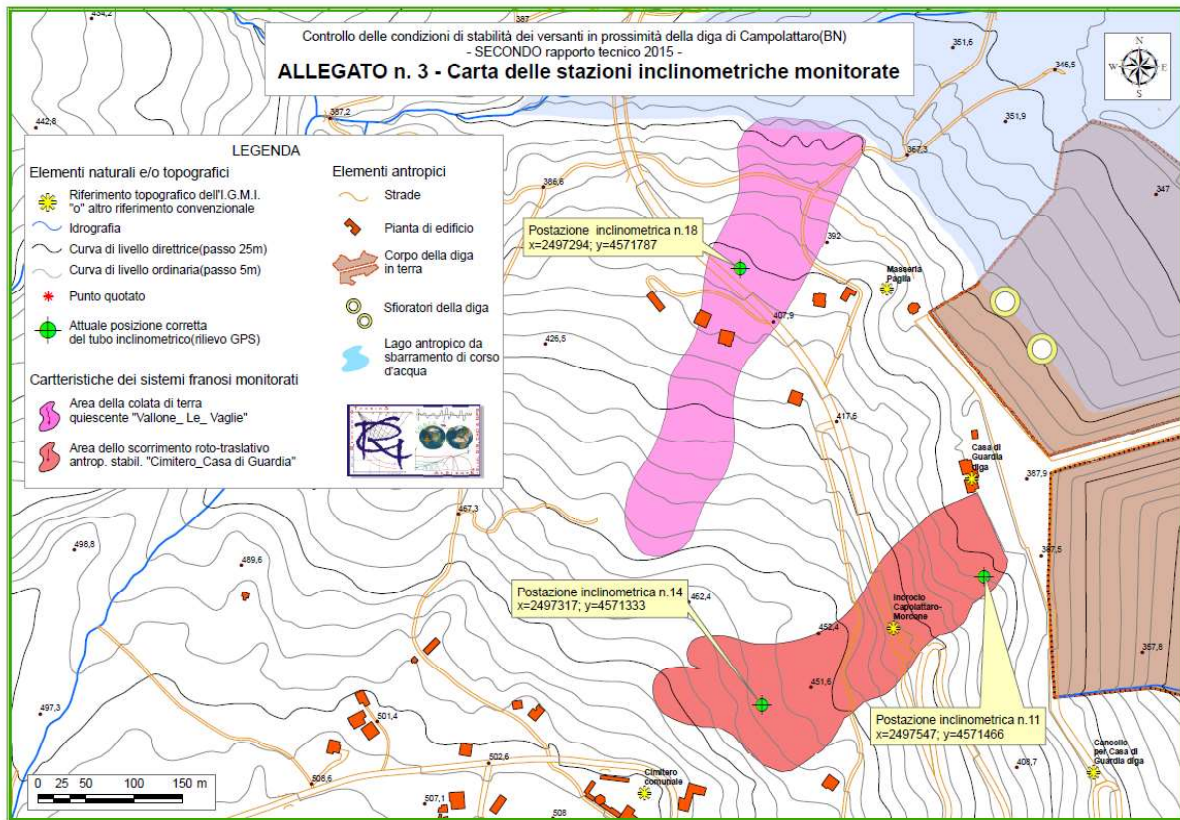


Figura 4.5 Carta delle stazioni inclinometriche monitorate

Dall'elaborazione dei dati acquisiti si rileva quanto segue:

Inclinometro S11: La verifica dei *dataset* attraverso i *checksum* non ha evidenziato anomalie strumentali nelle letture effettuate. Dall'elaborazione dello spostamento per sommatoria si nota una deviazione dalla verticale pari a 24.60 mm alla profondità di 6.00m, oltre a uno spostamento superficiale pari a 31.90 mm alla profondità di 1.00 m. Nel grafico degli spostamenti puntuali, invece, è evidente una fascia di spostamento che interessa i primi 9 metri di spessore con due picchi: il primo di circa 12.30 mm alla profondità di 1.00 m (attribuibile ai movimenti della coltre superficiale; *soil creep*) e il secondo alla profondità di 7.00 m con spostamento di 5.30 mm.

Inclinometro S14: La verifica dei *dataset* attraverso i *checksum* non ha evidenziato anomalie strumentali nelle letture effettuate. Lo spostamento puntuale massimo è pari a 7.10 mm alla profondità di 4.00m dal p.c. Inoltre, sono visibili degli spostamenti superficiali, con molta probabilità legate a fenomenologie tipo *soil creep*, alla profondità di 1.00 m con spostamento massimo di 10.70 mm. Il diagramma per sommatoria mostra una fascia di deformazione compresa nei primi 3.00 m con spostamento massimo di 23.10 mm in testa foro.

Inclinometro S18: La verifica dei *dataset* attraverso i *checksum* non ha evidenziato anomalie strumentali nelle letture effettuate. Dall'elaborazione dello spostamento per sommatoria si è registrata una deviazione dalla verticale pari a 9.90 mm alla profondità di 9.00 m. Nel grafico

degli spostamenti puntuali, invece, è evidente una fascia di spostamento che interessa i primi 9.00 m di litologia con spostamento massimo di circa 6.50 mm alla profondità di circa 7.00 m. Si registrano spostamenti della coltre superficiali che interessa i primi 2.00 m di profondità con spostamento massimo di 5.30 mm.

Per quanto riguarda le stazioni piezometriche analizzando i dati in un range temporale più ristretto è possibile notare che le oscillazioni della piezometrica sul versante di sinistra sono maggiormente contenute rispetto a quello di destra. Tale differenza piezometrica è attribuibile, in gran parte, alle diverse condizioni geomorfologiche, geologiche e quindi al diverso grado di permeabilità dei versanti orografici. La sponda sinistra è caratterizzata da un versante a più debole pendenza dove sono assenti fenomenologie eversive importanti a meno di piccoli movimenti superficiali di tipo creep. La sponda di destra, invece, presenta versanti maggiormente acclivi con una morfologia più articolata (Figura 4.6).

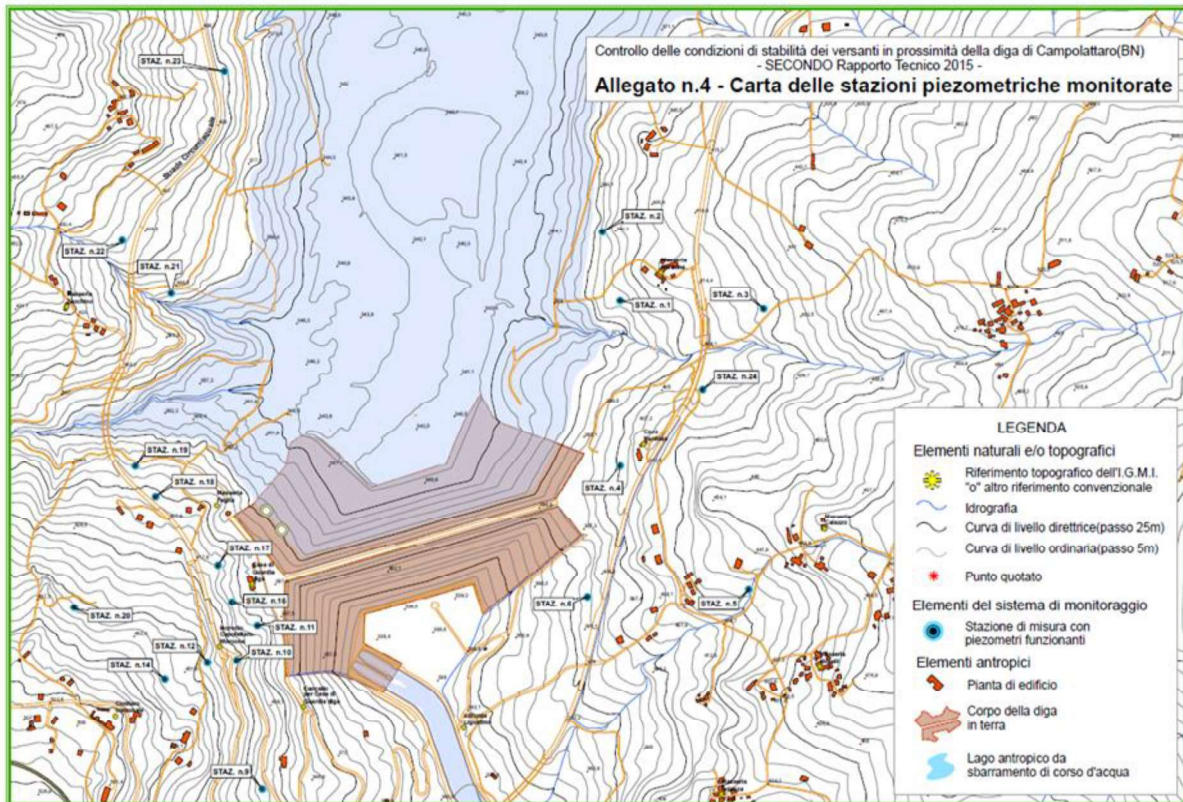


Figura 4.6 Carta delle stazioni piezometriche monitorate

5. CONCLUSIONI

Dalla revisione critica della letteratura scientifica e dalla consultazione dei database ITHACA e DISS 3.2.1 non sono emerse evidenze sulla possibile presenza di faglie attive/capaci che interessino direttamente l'invaso e lo sbarramento di Campolattaro.

Per quanto concerne la stabilità della sponda destra allo sbarramento, le condizioni geomorfologiche sono tali da escludere la possibilità di fenomeni franosi che potrebbero causare problemi alla funzionalità dell'impianto. I movimenti franosi noti in spalla destra, infatti, sono tenuti sotto controllo da un'ampia rete di monitoraggio di inclinometri e piezometri che registrano dei lievi movimenti soprattutto circoscritti alla coltre più superficiale.

BIBLIOGRAFIA

- Accordi G., Carbone F. (1988) – Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche. In Accordi G., Carbone F. Eds., Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas. C.N.R. Quaderni della Ricerca Scientifica, 114 (P.F. Geodinamica, Monografie Finali, 5), 11-92.
- Amore O., Ciampo G., Ruggiero E., Santo A., Sgrosso I. (1988) – La successione miocenica del Matese nord-occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche. Mem. Soc. Geol. It., 41, 311-319.
- Boccaletti M., Coli M., Napoleone G. (1977) – Nuovi allineamenti strutturali da immagini Landsat e rapporti con l'attività sismica negli appennini. Boll. Soc. Geol. It., 96, 679-694.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P., Perrone V. (1988) – Il complesso ligure auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-apenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- Bonardi G., De Capoa P., Fioretti B., Perrone V. (1993) – L'age de metacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucannien, Italie) et ses implications geodynamique. C.R. Acad. Sci. Paris, s.2, 317, 955-962.
- Boni M., Iannace A., Koster J., Parente M. (1990) – Anoxic facies in the Upper Triassic of Picentini Mountains (Southern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 109, 171-185.
- Calamita F., Scisciani V., Adamoli L., Ben M'Barek M., Telorosso M. (2002) – Il sistema a thrust del Gran Sasso d'Italia (Appennino Centrale). Studi Geol. Camerti, n.s., 1, 19-32.
- Carbone S., Catalano S., Lentini F., Monaco C. (1988) – Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa. Mem. Soc. Geol. It., 41, 331-341.
- Carbone S., Lentini F. (1990) – Migrazione neogenica del sistema catena-avanpaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali. Riv. It. Paleon. Stratigr., 96, (2-3), 271-296.
- Castellano M.C., Sgrosso I. (1996) – Età e significato dei depositi miocenici della formazione di M. Serio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano. Mem. Soc. Geol. It., 51, 25-28.
- Cello G., Paltrinieri W., Tortorici L. (1987) – Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino molisano. Mem. Soc. Geol. It., 38, 155-161.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G., Damiani A.V. (1998) – Rapporti tra le grandi unità stratigrafico-strutturali dell'Alto Molise (Appennino Centrale). Boll. Soc. Geol. It., 117, 761-776.
- Crescenti U. (1966) – Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. Boll. Soc. Geol. It., 85, 541-579.
- Crostella A., Vezzani L. (1964) – La geologia dell'Appennino foggiano. Boll. Soc. Geol. It., 83, 121-141.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1972) – Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania). Accad. Naz. Lincei, Quad., 183, 49-72.

- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) – Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. *Quad. Ric. Sci.*, 90, 313-327.
- D'Azzaro L., Rapisardi L. (1987) – Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 241-246.
- D'Azzaro L., Rapisardi L. (1996) – Schema geologico del margine appenninico tra il F. Fortore e il F. Ofanto. *mem. Soc. Geol. It.*, 51, 143-147.
- De Castro P. (1990) – Studies on the Triassic carbonates of the Salerno province (southern Italy): the Croci-D'Acerno sequence. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 187-217.
- 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). doi: <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>
- Iannace A., Zamparelli V. (2002) – Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of the Southern Apennines. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 179, 1-18.
- Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) – Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines. In Squyres C. Ed., *Geology of Italy*, Earth Sci. Soc. Lybian Arab Republ., 317-328.
- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. (1978) – Provenienza ed evoluzione dei flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II. Relazione tra ofioliti e flysch calabro-lucano. *Ofioliti*, 3, 189-210.
- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. (1979) – Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy). *Ofioliti*, 4, 178-182.
- Michetti A. M., Serva L., & Vittori E. (2000) - ITHACA. Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory. CD-ROM e note esplicative, pubblicata da APAT, Roma.
- Pagliaro S. (1991) – Geology of the Campagna tectonic window (Piacentini Mts, Salerno). Progetto CROP, Workshop sottoprogetto CROP-04-Appennino Meridionale, Pisa 2001, Riassunti.
- Pagliaro S. (1998) – *Geologia dei Monti del Sannio: stratigrafia dell'Unità del Sannio e rapporti con il Massiccio del Matese* (Doctoral dissertation, Ph. D thesis. Pisa Univ. Pisa 138 pp).
- Pappone G., Sacchi M., Zamparelli V. (1988) – Studio comparato di alcune successioni di scarpata carbonatica dell'Appennino campano-lucano. 74° Congresso Naz. Soc. Geol. It., Extended Abstracts, A, 441-444.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) – Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Patacca E., Scandone P. (2001) – Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In Vai G.B. & Martini I.P. Eds., *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publ., 401- 440.

- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992) – The Numidian sand-event in the Southern Appennines. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 43, 297-337.
- Patacca E., Scandone P. (2005) – The Geological Map of Sannio and Surrounding Areas by Raimondo Selli (scale 1:100.000). A precious collection of still current data. *Boll. Soc. Geol. It.*, 4, 17-30.
- Patacca E., Scandone P. (2007) – Geology of the Southern Appennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 7, 75-119.
- Pescatore T. (1965) – Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica. *Atti Acad. Sci. Fis. Mat. Napoli*, s. 3, 5, 101-145.
- Pescatore T., Di Nocera S., Matano F., Pinto F. (2000) – L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 587-601.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B. & Gasperini P. (EDS) (2016) – CPT15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Sartori R., Carmignani L., Patacca E., Scandone P., Vai G. B. (2003) – Carta Geologica del Sannio e regioni limitrofe di Raimondo Selli (scala 1: 100.000). Pubblicazione postuma.
- Scandone P. (1972) – Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 81, 225-300.
- Selli R. (1962) – Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 3, 733- 789. bacino molisano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 263-272.
- Selli R. (1964) – Southern Appennines and Umbria. *Guidebook of International Field Institute, Italy. Am. Geol. Inst.*, s. IV, 1-29.
- Servizio Geologico d'Italia (1975) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n.173 Benevento.
- Servizio Geologico d'Italia (1970) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n.162 Campobasso.
- Sgrosso I. (1986) – Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale. In *Geologia dell'Italia centrale. Congresso nazionale*. 73 (pp. 167-170).
- Tozzi M., Menconi A., Sciamanna S., (1996) – Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tettonogenesi dell'Appennino campano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 249-278.