

**IMPIANTO DI RIGOSO – DIGA DI LAGO BALLANO E LAGO VERDE:
SERVIZI DI PROGETTAZIONE**



**RECUPERO DELLA DIGA DI LAGO VERDE
PROGETTO DEFINITIVO**

 
con la consulenza di 

TITOLO

**RELAZIONE GEOLOGICA E
GEOMORFOLOGICA**

CODICE OPERA

C732

CODICE ELABORATO

R202

REVISIONE	DATA	NOTE
0	30/04/22	Prima emissione

Contratto: n° 1401366462

Oggetto: **IMPIANTO DI RIGOSO - DIGA DI LAGO BALLANO E LAGO VERDE:
SERVIZI DI PROGETTAZIONE**

Data contratto: 05 Giugno 2020

Durata: 36 mesi

Cliente: **Enel Green Power S.p.A.**

Gestore del Contratto Ing. Federica Cella

Gestione Tecnica Ing. Luca Dal Canto

ATI: STUDIO SPERI Società di ingegneria S.r.l. (Mandataria)
Frosio Next S.r.l. (Mandante)
Waterways S.r.l. (Consulente)

ATI PM: Gianluca Gatto

ATI Staff Federico Bisci, Gioele Filippi, Piero Civollani, Fabrizio Cassone,
Simone Di Lorenzo, Alessandro Ferrera, (Speri)
Matteo Rebuschi, Luigi Papetti, Caterina Frosio (Frosio Next)
Luciano Serra, Federico Marini, Anxhela Zaza (Waterways)

Storia del documento

Revisione	Data	Redatto	Verificato	Approvato	Note
0	30/4/22	PCI FBI	FOL GGA	GLU	Prima emissione

STUDIO SPERI Società di ingegneria S.r.l. e Frosio Next 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. e Frosio Next 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.....	3
2. CARATTERIZZAZIONE SISMOTETTONICA DELL'AREA	8
2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE	8
2.2 QUADRO SISMOTETTONICO DELLE REGIONI DELLA GARFAGNANA E LUNIGIANA	26
2.3 SORGENTI SISMOGENETICHE	29
3. STATO DELLE CONOSCENZE SULLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI	38
3.1 INQUADRAMENTO	38
3.2 INFORMAZIONI DAL DATABASE ITHACA-ISPRA	43
4. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO.....	51
4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	51
4.2 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO.....	59
4.3 ASSETTO STRATIGRAFICO NELLA ZONA DI FONDAZIONE E SEZIONI GEOLOGICHE.....	68
5. CRITICITÀ GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO	72
5.1 PERICOLOSITÀ DA FAGLIAZIONE SUPERFICIALE	72
5.2 PERICOLOSITÀ PER LA STABILITÀ DEI VERSANTI SU CUI RICADONO LE SPALLE	74
6. CONCLUSIONI	76
BIBLIOGRAFIA	78

1. INTRODUZIONE

Il presente rapporto costituisce parte integrante del progetto esecutivo di Declassamento dello sbarramento di Lago Verde (PR) 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.

L'impianto di ritenuta è situato in corrispondenza del Rio del Lago, nel Comune di Monchio delle Corti (PR). Il serbatoio ha lo scopo di regolare le portate del Torrente Rio del Lago per la produzione di energia elettrica della centrale di Rigoso.

La diga attuale è del tipo a gravità massiccia, in muratura di pietrame, con coronamento a quota 1514,60 m, altezza di 27,50 m sul piano di fondazione, e risulta costituita da una struttura originaria cui è stata successivamente aggiunta, lato monte, una struttura di consolidamento. Il progetto di declassamento prevede l'abbassamento della diga fino alla quota 1505 di coronamento e di quota 1498 dello sfioratore, e quindi della massima regolazione. A seguito dell'intervento di demolizione e di recupero lo sbarramento, con la conseguente riduzione di altezza dei paramenti e di volume invasato, si avrà il declassamento della diga di Lago Verde a diga di competenza regionale.

Le coordinate geografiche della linea mediana del coronamento della Diga di Lago Verde in corrispondenza del punto centrale sono:

- LATITUDINE, **44.36402°**
- LONGITUDINE, **10.09095°**

L'opera di sbarramento in oggetto è ubicata in **zona sismica 2**.

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 state 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 Inquadramento geologico strutturale

Dal punto di vista geologico, il sito di Lago Verde è ubicato nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale e, in particolare, a nord-est della Lunigiana, nel versante nordorientale della dorsale appenninica, in posizione molto prossima dello spartiacque regionale (Figura 2.1; Figura 2.2).

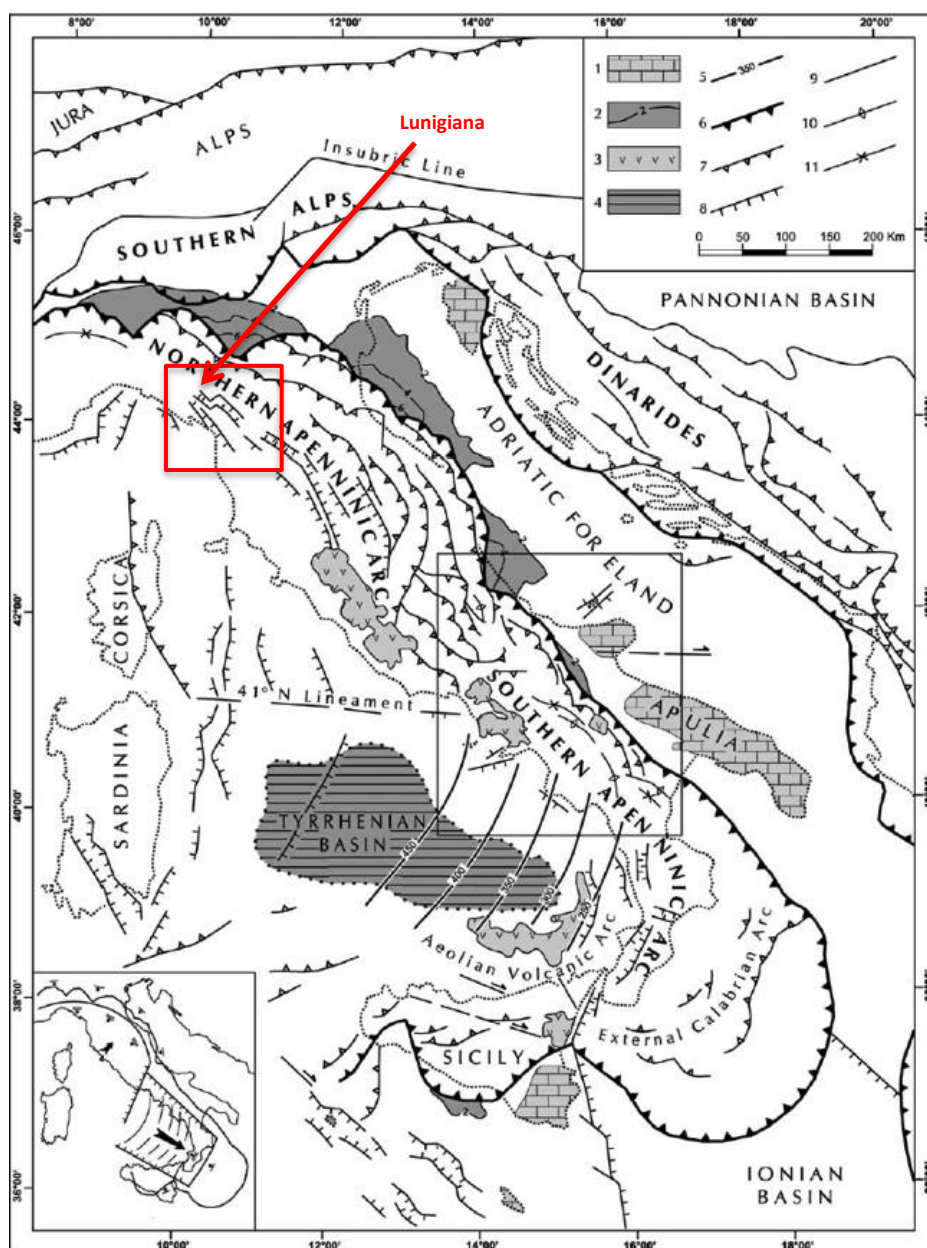


Figura 2.1 Assetto geologico-strutturale del settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale, che include l'area di interesse (nel riquadro rosso). Da Patacca e Scandone (2001)

L'Appennino Settentrionale è parte di una catena a thrust e pieghe, originatasi durante il Terziario per l'accavallamento di unità riferibili al dominio interno ligure (unità Liguride e sub-liguride), di origine oceanica, sui domini esterni toscani (Falda Toscana) ed umbro-marchigiani (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 2006; Figura 2.3).

Le prime fasi di strutturazione della catena, in regime collisionale, sono state seguite da una seconda fase di tipo distensivo iniziata nel tardo Miocene, che ha determinato l'esumazione e il sollevamento, a partire da circa 4-5 Ma, delle unità strutturali più profonde (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 1994, 2001; Argnani et al., 2003; Balestrieri et al., 2003; Figura 2.4). Ciò ha causato lo sviluppo di una finestra tettonica che ha esposto un complesso metamorfico in corrispondenza delle Alpi Apuane (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 2001, 2006; Figura 2.5). I processi estensionali si sono intensificati nel corso del Plio-Quaternario in connessione con il sollevamento, accompagnato da denudazione, della catena (Bartolini et al., 1982; Argnani et al., 2003; Balestrieri et al., 2003).

Nel settore ad ovest dell'attuale spartiacque appenninico, i processi estensionali hanno causato la creazione di bacini intramontani (Martini e Sagri, 1993; Argnani et al., 2003), la cui iniziale formazione è messa in relazione all'attività di faglie estensionali a basso angolo immergenti verso NE e verso SW (Carmignani e Kligfield, 1990; Barchi et al., 1998; Argnani et al., 2003; Figura 2.4; Figura 2.5). Tra i bacini estensionali, quelli situati più ad ovest si sono individuati fino dal tardo Miocene e sono caratterizzati da un riempimento continentale che evolve verso facies marine (Miocene finale-Pliocene), mentre i bacini più orientali (includenti quelli della Lunigiana) si sono formati nel Plio-Quaternario e sono stati sede di sedimentazione di successioni continentali fluviali e lacustri (Bernini e Papani, 2002; Martini e Sagri, 1993). I depositi marino-continentali pliocenici ospitati nei graben sono stati, quindi, incisi dalla rete idrografica, che si è approfondita in risposta al sollevamento quaternario dell'orogene (Bartolini et al., 1982).

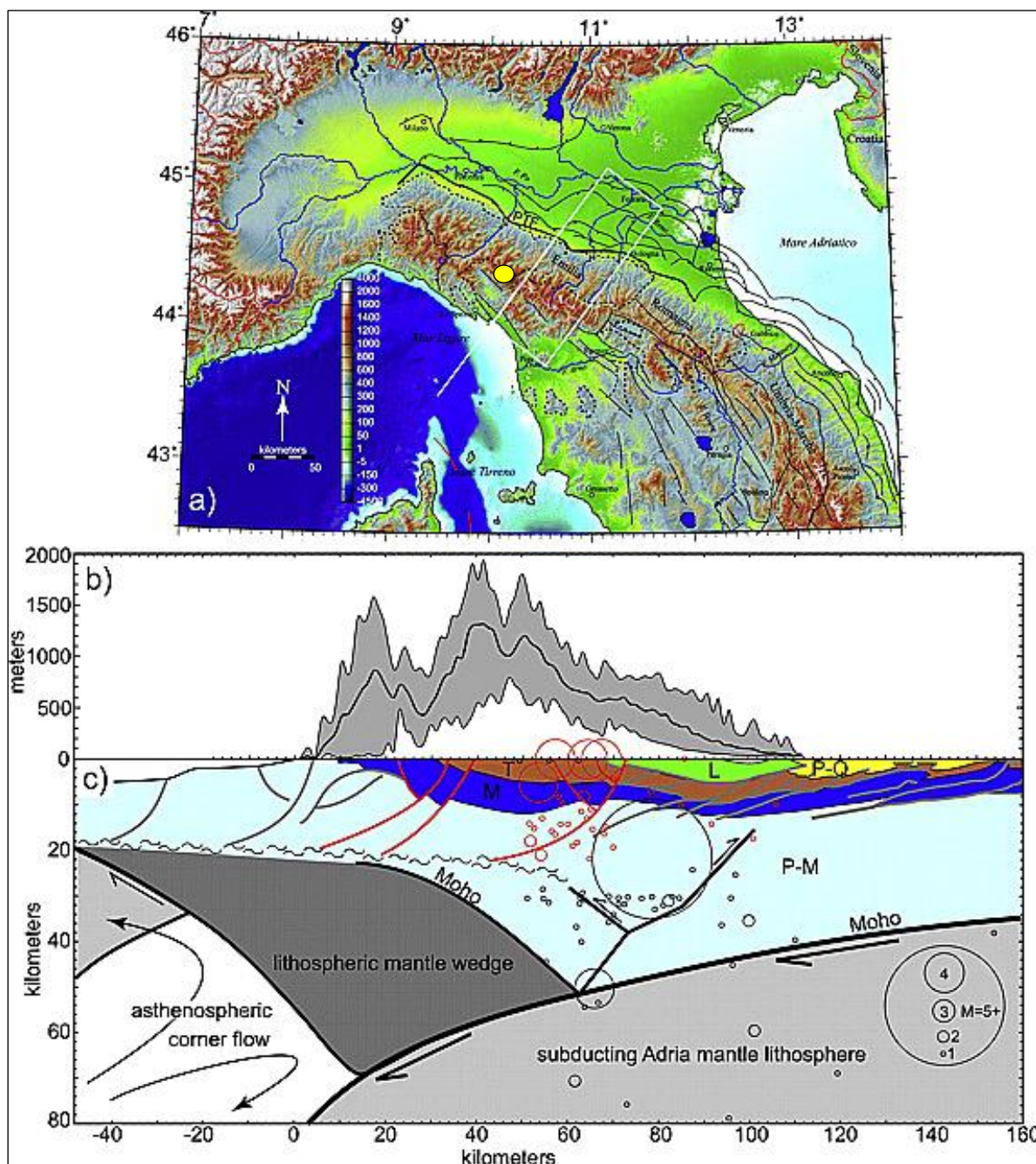


Figura 2.2 (a) Rilievo ombreggiato dell'Appennino Centro-Settentrionale, con indicazione dei principali thrust (linee con triangoli) e faglie normali (con trattini). PTF, fronte pedeappenninico (da Boccaletti *et al.*, 2004). Le linee spesse tratteggiate indicano le aree di affioramento delle unità Liguride e sub-Liguride. (b) Swath profile attraverso l'Appennino Settentrionale che sintetizza la topografia della fascia nel rettangolo bianco. (c) Sezione geologica schematica della crosta e del mantello superiore (da RETREAT working group) lungo la traccia corrispondente alla linea bianca in (a) ed epicentri dei terremoti (da Boccaletti *et al.*, 2004). P-Q, depositi Plio-Quaternari; L, falda Liguride; T, torbiditi silicoclastiche terziarie di avanfossa imbricate; M, calcari mesozoici; P-M, crosta tetideica paleozoico-mesozoica deformata, indifferenziata. Da Picotti e Pazzaglia (2008).
 Il simbolo giallo indica l'ubicazione dello sbarramento

Secondo più Autori (ad es., Carmignani e Kligfield, 1990; Argnani et al., 2003), la struttura alla scala crostale dei bacini localizzati ai margini dell'alto delle Alpi Apuane è caratterizzata da faglie normali ad alto angolo immergenti rispettivamente verso SW e verso NE che si radicano su faglie normali a basso angolo, delle quali costituiscono splay sintetici e antitetici (Figura 2.4; Figura 2.5). In particolare, i graben della Val di Vara e quello della Lunigiana - Val di Magra fanno parte di un'unica struttura distensiva, formata da due graben asimmetrici separati da un horst centrale, che si forma al di sopra di un alto di basamento raggiunto a circa 3'000 m di profondità nel Pozzo Pontremoli (ad es. Bernini e Papani, 2002; Argnani et al., 2003; Figura 2.4). Le faglie ad alto angolo che bordano i due graben sarebbero radicate ad un detachment principale immergente verso NE (ad es., Bernini e Papani, 2002; Argnani et al., 2003; Molli et al., 2018), come mostrano le sezioni geologiche in Figura 2.4 e Figura 2.5.

Interpretazioni alternative proposte in studi più recenti riguardanti il graben della Lunigiana (Molli et al., 2018) e il graben della Garfagnana (Puccinelli et al., 2016), vedono le faglie ad alto angolo troncare (e quindi postdatare) le faglie a basso angolo. Nel caso delle strutture che identificano il graben della Lunigiana, l'attivazione delle faglie ad alto angolo sarebbe più recente di 5 Ma (Molli et al., 2018; Figura 2.5).

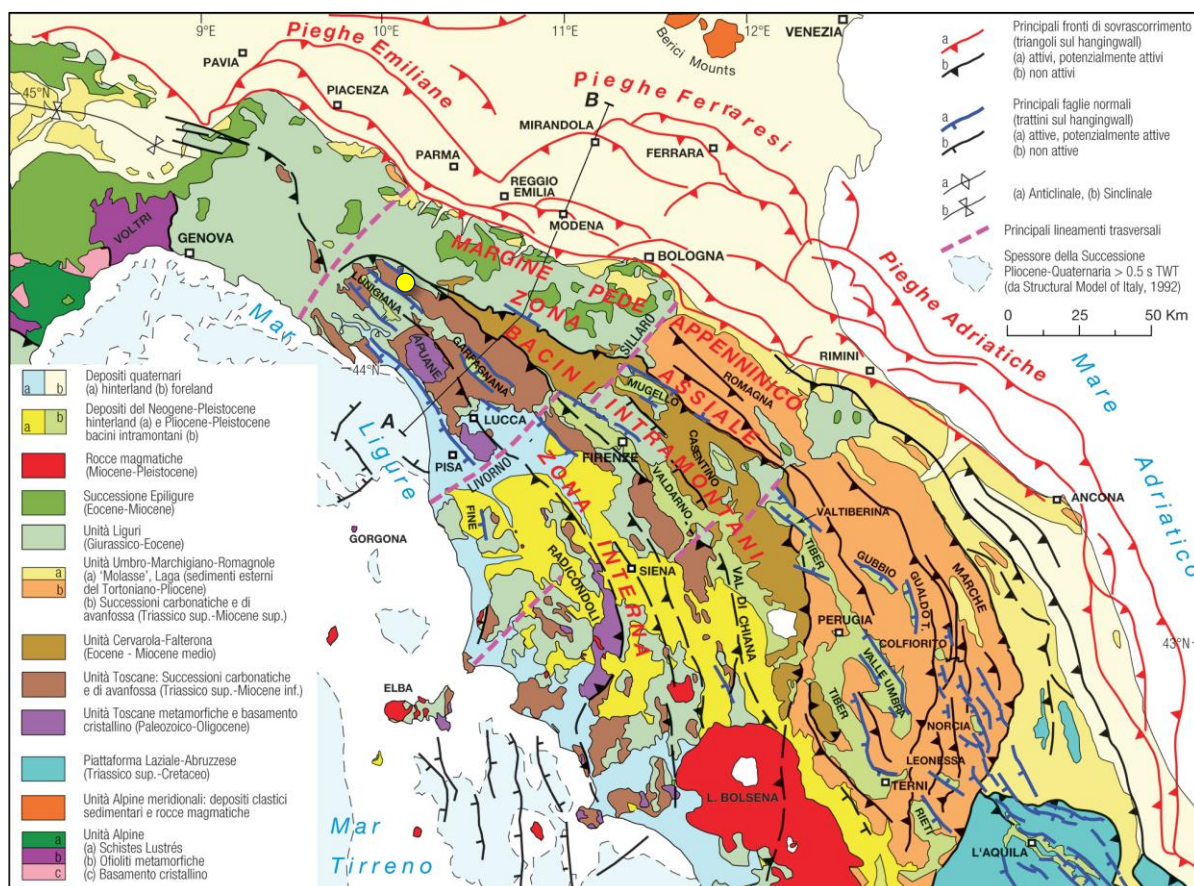


Figura 2.3 Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale. Da Martelli et al. (2017). Il simbolo giallo indica l'ubicazione dello sbarramento, a nord-est della Lunigiana

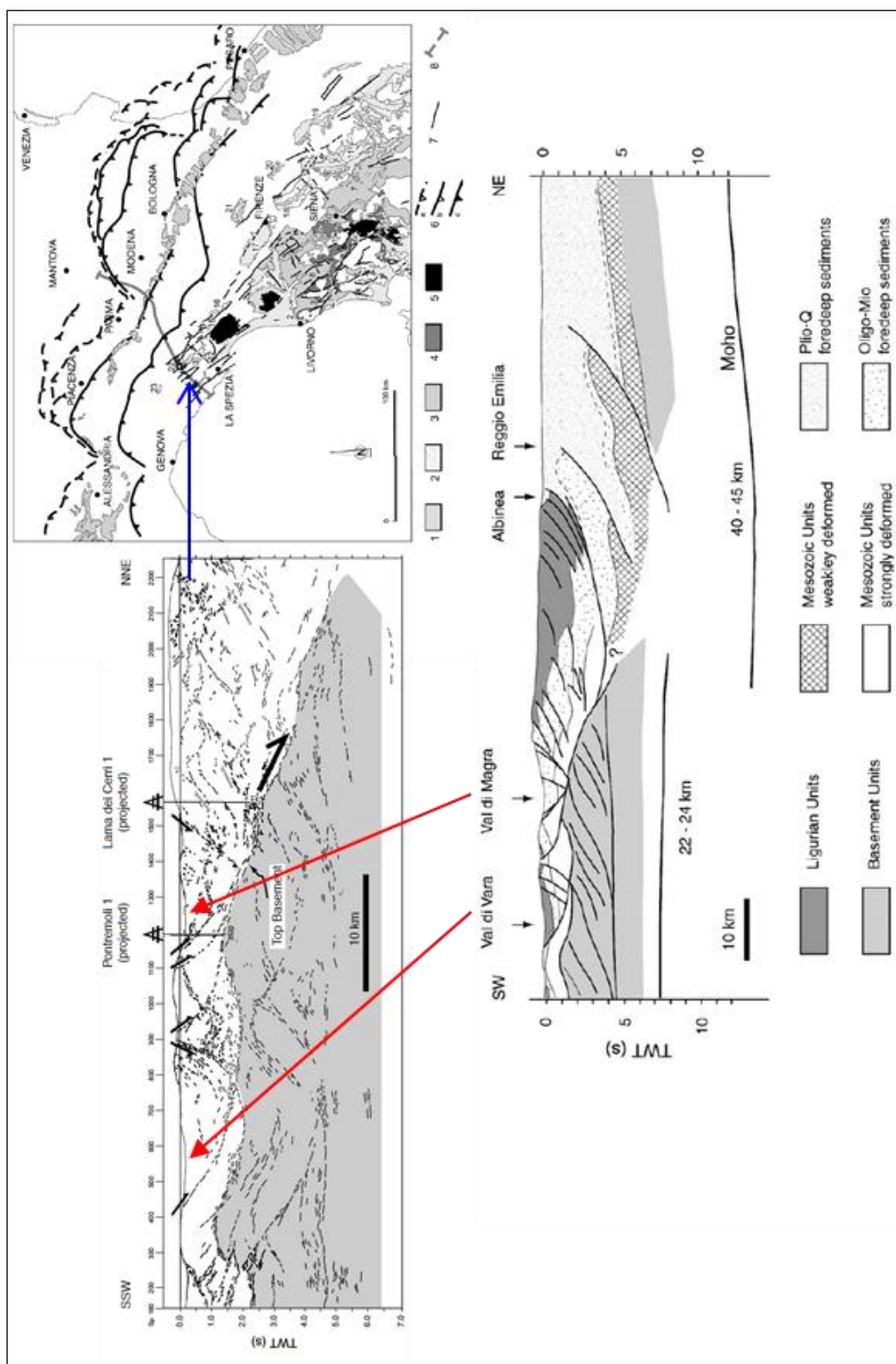


Figura 2.4 Line drawing e sezione geologica trasversale all'Appennino Settentrionale nel tratto tosco-emiliano (ubicazione nello schema geologico), mostrandoti le strutture estensionali attivate durante il Miocene, che hanno portato alla formazione dei graben della Val di Vara e della Val di Magra. Si noti l'immersione verso NE del top del basamento. Immagini tratte da *Argnani et al. (2003)*

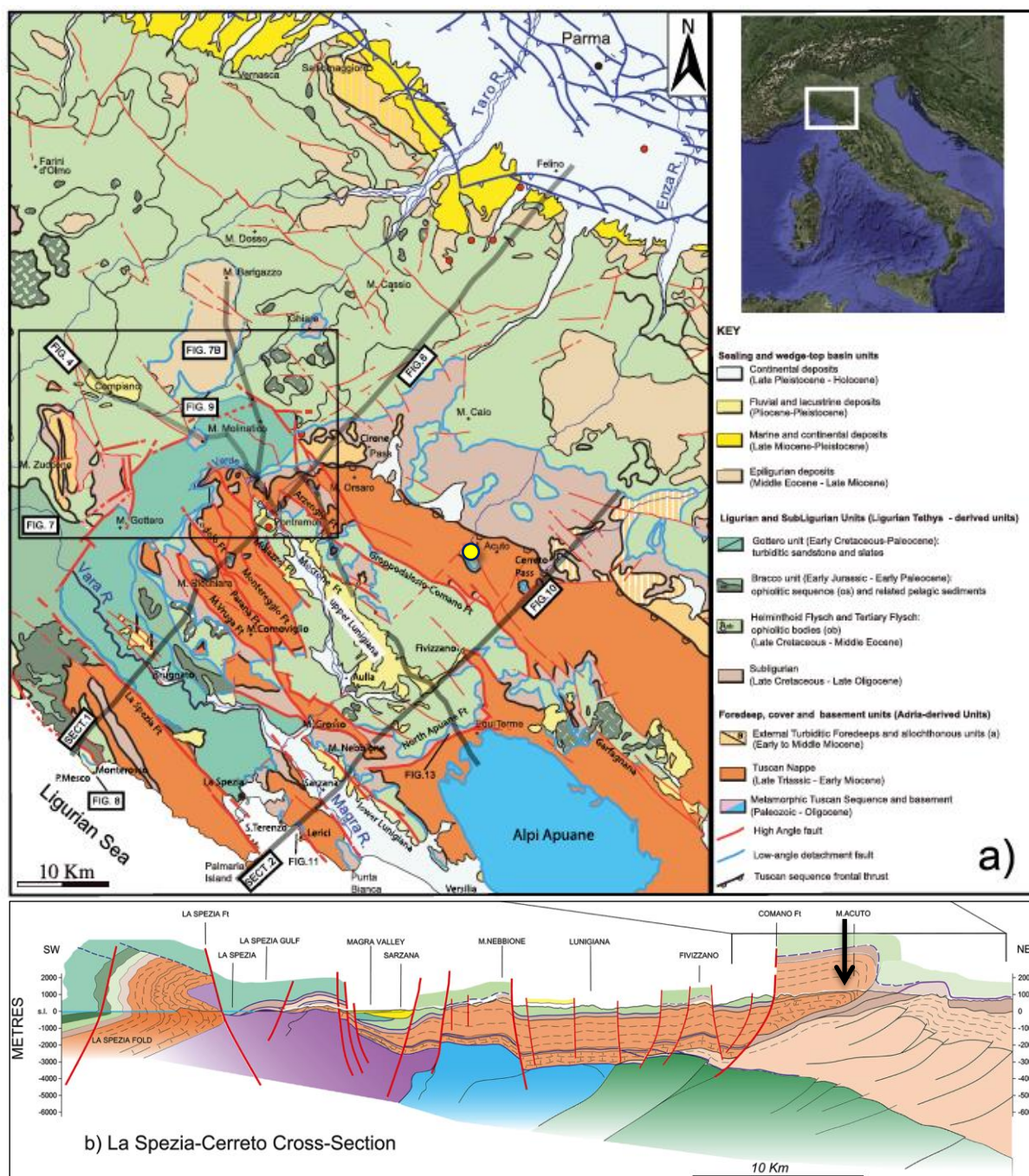


Figura 2.5 a: schema geologico del settore settentrionale toscano dell'Appennino Settentrionale con ubicazione della regione della Garfagnana; sono evidenziate le principali strutture da thrust ed estensionali. **b:** sezione geologica trasversale all'Appennino toscano a sud del graben della Lunigiana (ubicazione in "a": traccia in basso). Si noti che le faglie ad alto angolo tagliano e postdatano le faglie a basso angolo. La freccia nera indica la proiezione del sito di Lago Verde. Da Molli et al. (2018)

Il graben della Lunigiana è separato verso sud da quello della Garfagnana da una struttura la cui orientazione è oggetto di discussione (circa E-W o NE-SW, secondo i diversi Autori) interpretata da alcuni Autori (ad es., Argnani et al., 2003; Molli et al., 2018; Figura 2.5) come

una faglia che accomoda, con cinematica prevalentemente normale, il ribassamento della Lunigiana rispetto all'alto delle Alpi Apuane; tale struttura è interpretata da altri Autori (Brozzetti *et al.*, 2007; Di Naccio *et al.*, 2013; Eva *et al.*, 2014), come faglia di trasferimento con cinematica normale con componente strike-slip destra.

La diga e l'invaso dell'impianto di Lago Verde sono ubicati nella dorsale di Monte Orsaro-Monte Acuto che, come alto morfostrutturale, borda verso NE il graben della Lunigiana (Figura 2.5). La dorsale è costituita, nella parte assiale, dalla successione riferita in letteratura all'unità tettonica della Falda Toscana (ad es. Carmignani e Kligfield, 1990; Bernini e Papani, 2002; Carmignani *et al.*, 2006; Bonini e Pertusati, 2011; ISPRA, 2009; Molli *et al.*, 2018; Figura 2.5; Figura 2.6; Figura 2.7), rappresentata dai terreni della Formazione del Macigno (ISPRA, 2009). La Falda Toscana è stata sovrascorsa, nell'ordine, da unità riferite all'Unità Subliguride ed all'Unità Liguride. Queste ultime affiorano in klippen e preservate entro piccoli graben lungo la culminazione della dorsale Monte Orsaro - Monte Acuto e, ribassate da faglie, lungo il fianco SW della stessa, dove sono rappresentate dall'unità tettonica Ottone (riferita all'Unità Liguride), localmente ricoperta da lembi dell'Unità Canetolo (riferita alle Subliguridi) (ISPRA, 2009; Figura 2.6; Figura 2.7; Figura 2.8) e dove costituiscono il substrato dei sedimenti continentali plio-quadernari, depositi nel bacino della Lunigiana/Val di Magra.

Le unità di provenienza interna (Unità Canetolo e Unità Caio, riferita alle Liguridi) affiorano anche estesamente lungo il fianco NE della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto e Bonini (2013) segnala che, in corrispondenza del Monte Sillara, tale fianco è disseccato da una faglia normale con immersione verso NE ubicata in posizione prossima alla cresta della dorsale, a pochi chilometri dal sito della diga di Lago Verde (Figura 2.9).

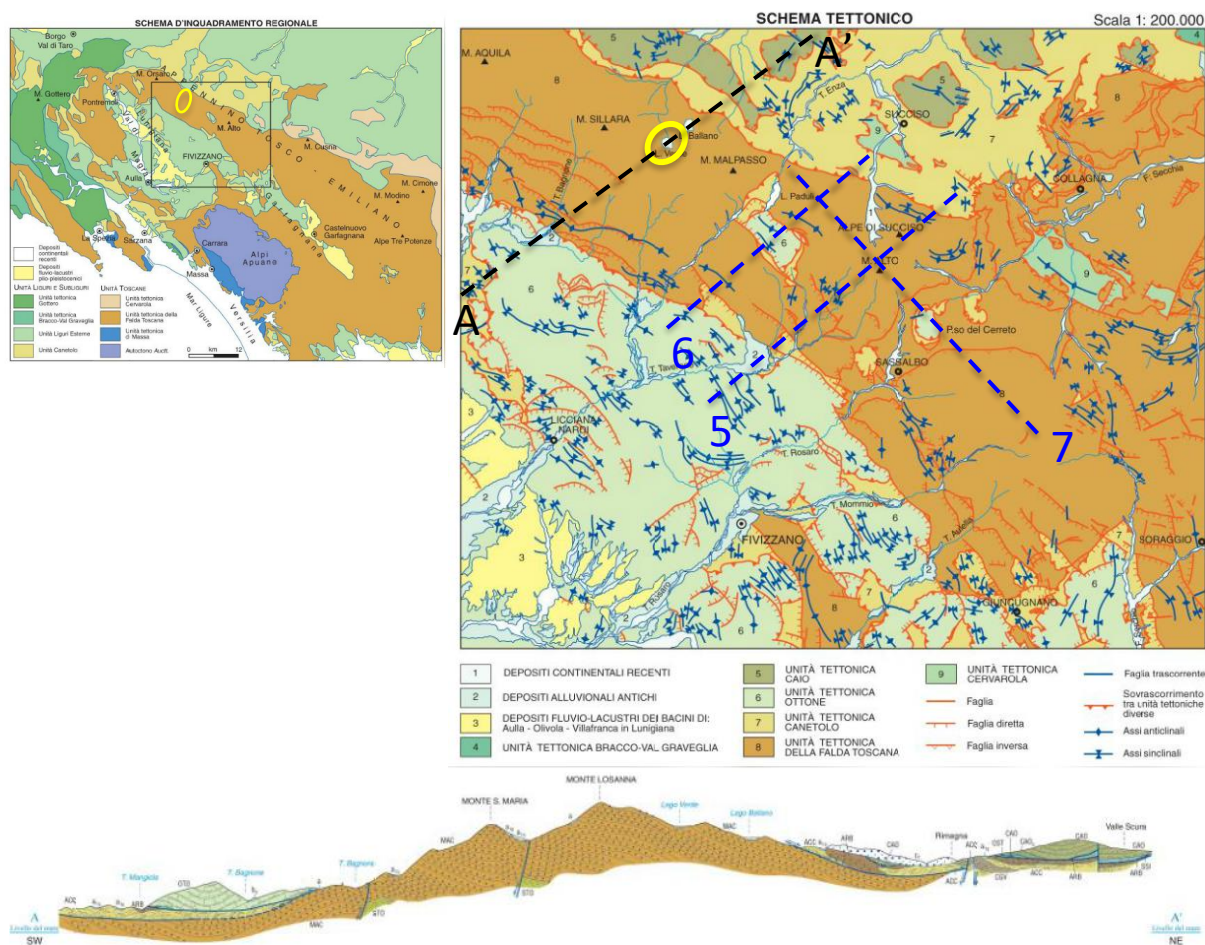


Figura 2.6 In alto: schema tettonico dell'area coperta dal Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ubicazione nella carta del riquadro in alto a sinistra) e sezione geologica (ubicazione nello schema tettonico). L'ubicazione della diga di Lago Verde è indicata dal simbolo giallo. Le tracce in colore blu si riferiscono alle sezioni geologiche riportate in Figura 2.8. Immagini estratte dal Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ISPRA, 2009)



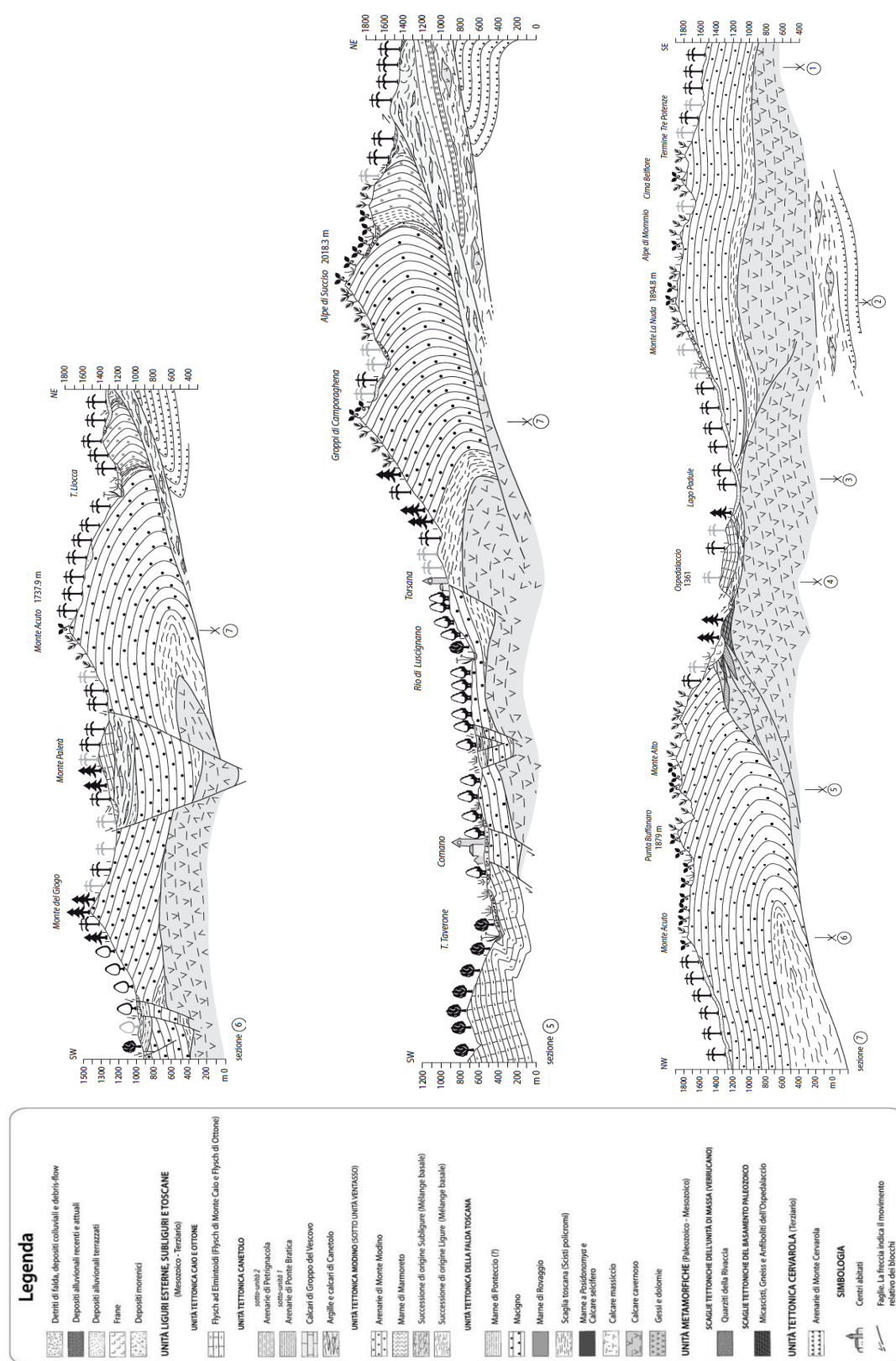


Figura 2.8 Sezioni geologiche trasversali e longitudinali alla dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto
 (ubicazione in Figura 2.6). Il sito di Lago Verde è ubicato a NW della sezione n. 7.
 Da Bonini e Pertusati (2011), modificata.

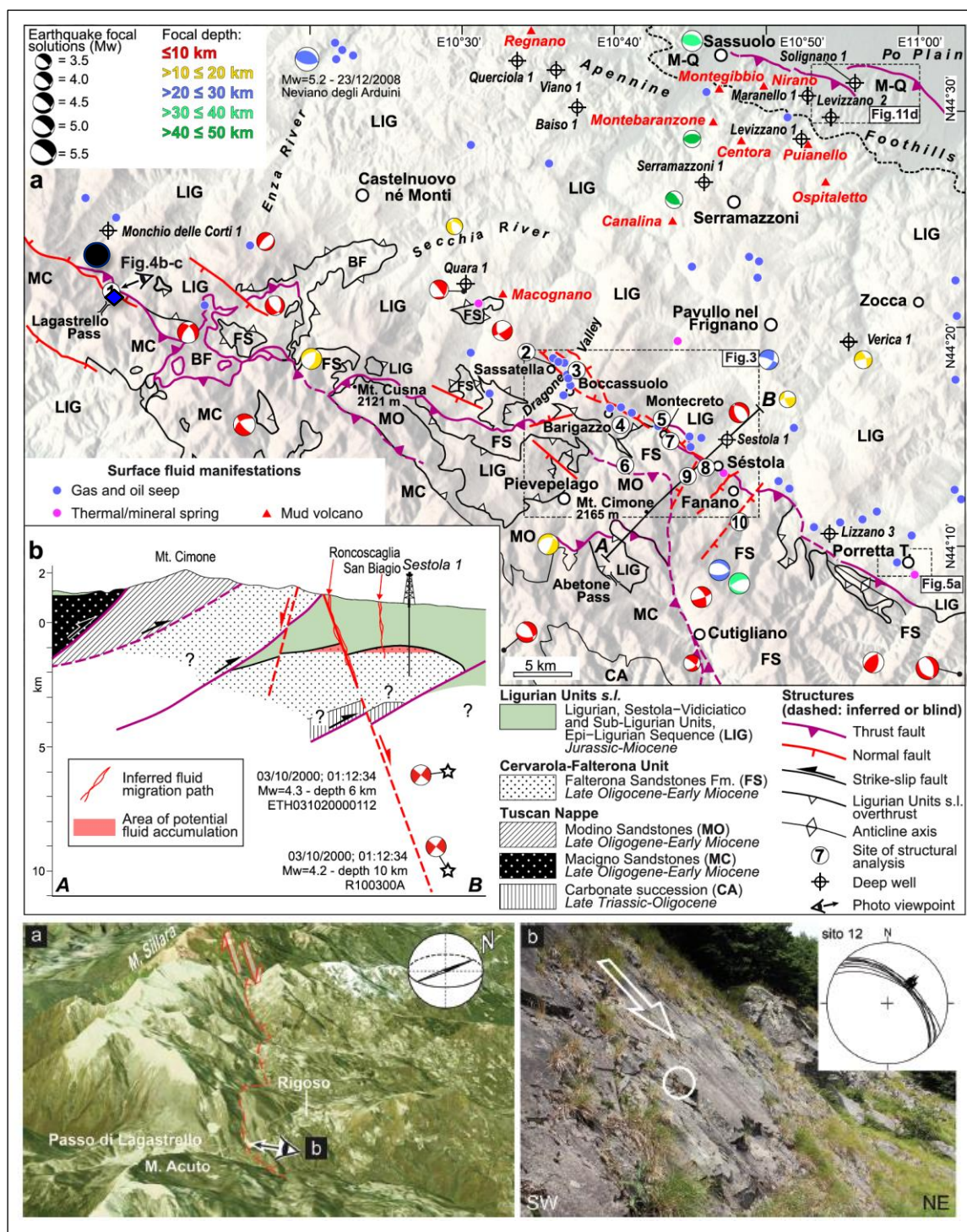


Figura 2.9 In alto: Schema tettonico del versante nordorientale della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto, con indicazione dell'ubicazione del sito di Lago Verde, lungo la cresta della dorsale (simbolo nero). In basso: a) Vista obliqua della faglia normale immergente verso NE che disloca il fianco nord-orientale della dorsale appenninica principale (Monte Sillara); b) dettaglio del piano di faglia con dati strutturali, la freccia indica il movimento del blocco mancante. Da Martelli et al. (2017), modificato da Bonini (2013). Nell'immagine "a" il sito di Lago Verde è ubicato nelle immediate vicinanze di Rigoso

Raggi (1985) interpreta i bacini della Toscana settentrionale (bacini delle valli del Vara e del Magra) come depressioni caratterizzate da asimmetria morfologica, con i versanti sudoccidentali (che sarebbero impostati lungo le faglie master) più ripidi di quelli nordorientali (impostati lungo faglie antitetiche, di minor rigetto), lungo i quali sono preservati estesi lembi di depositi terrazzati (Figura 2.10).

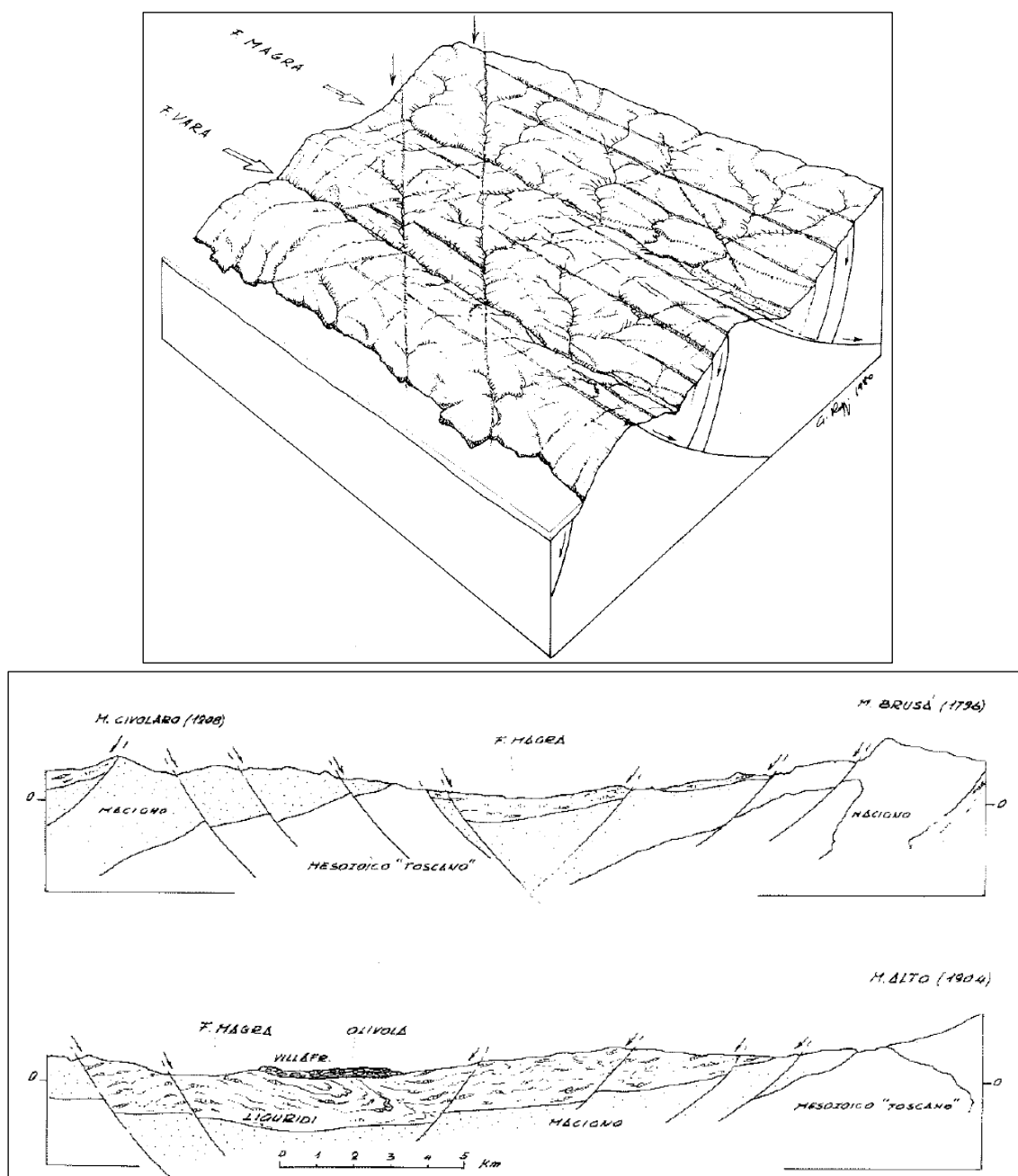


Figura 2.10 Assetto morfostrutturale dei bacini estensionali che ospitano le valli del Vara e del Magra e sezioni attraverso la Val di Magra. Da Raggi (1985)

Raggi (1985) attribuisce un ruolo importante, nell'evoluzione di tali bacini, a lineamenti trasversali riconosciuti da foto aeree o da rilevamenti, che avrebbero funzionato da trascorrenti sinistre, inizialmente accompagnando i sovrascorimenti, e, in seguito avrebbero contribuito a determinare movimenti verticali differenziali tra blocchi e, pertanto, a controllare la distribuzione dei depocentri del Plio-Pleistocene inferiore (Figura 2.11).

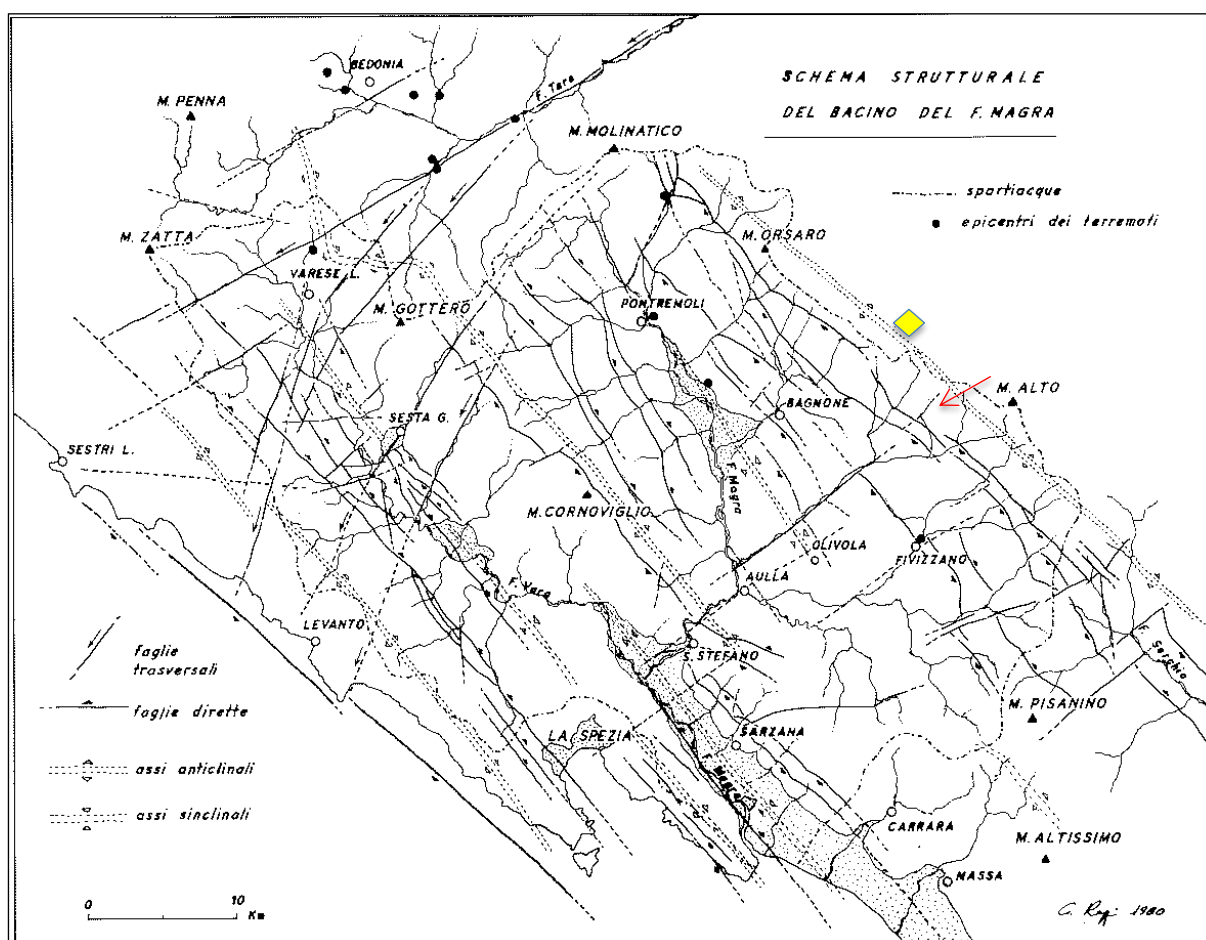


Figura 2.11 Schema strutturale dei bacini estensionali che ospitano le valli del Vara e del Magra e sezioni attraverso la Val di Magra. Da Raggi (1985). Il sito di Lago Verde è situato a NW della cima di Monte Alto ed a SE di Monte Orsaro, in prossimità dello spartiacque, in corrispondenza del simbolo giallo. La freccia rossa indica una delle faglie "trasversali", cartografata lungo il fondo valle di una delle valli rettilinee drenanti verso il Fiume Magra

Le faglie trasversali, come le faglie ad orientazione "appenninica", sarebbero state attive fino a tempi definiti "recenti" non meglio precisati, presumibilmente nel Pleistocene medio, dal momento che negli schemi evolutivi in Raggi (1985) non sono cartografate faglie durante il Pleistocene superiore (Figura 2.12).

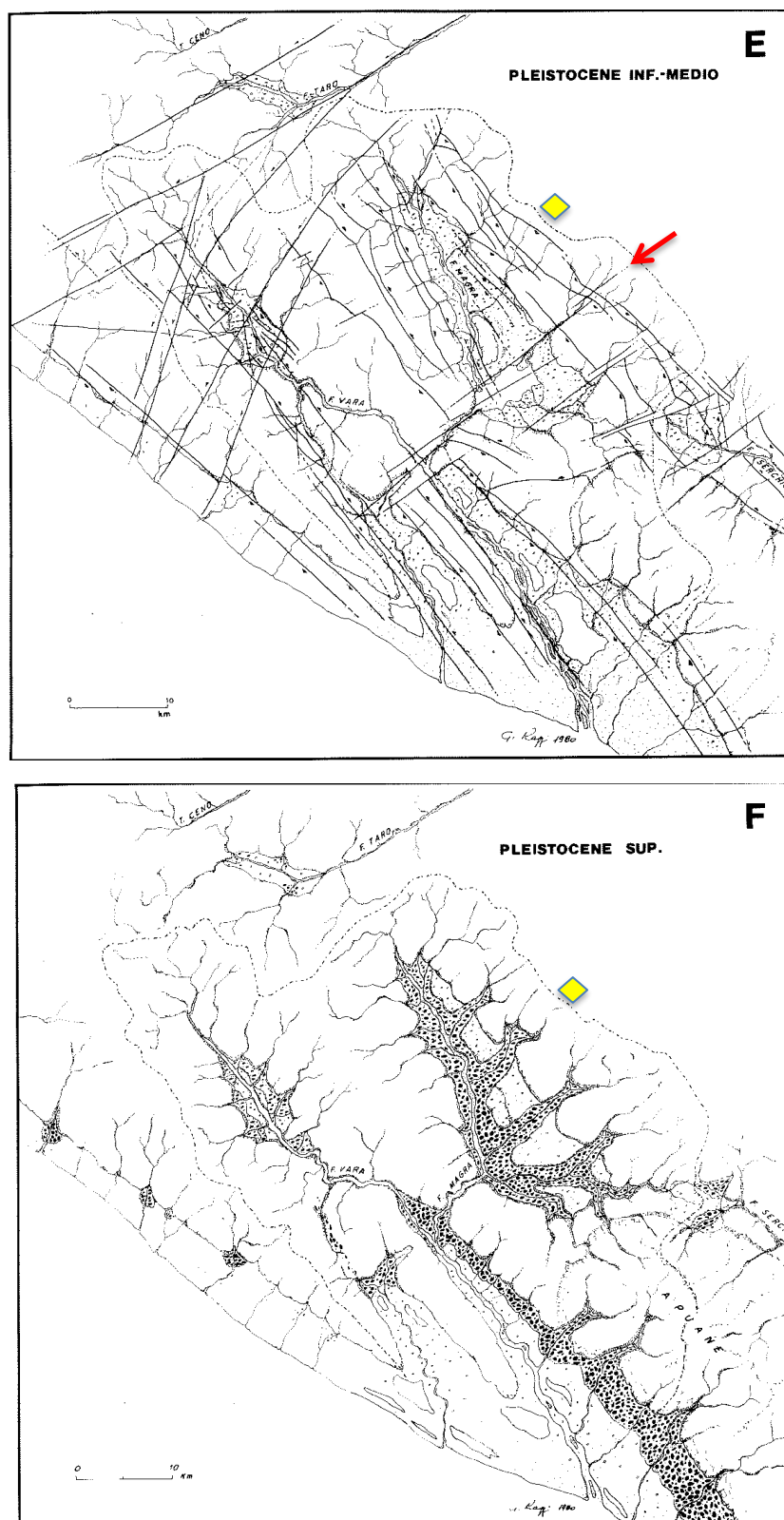


Figura 2.12 Schemi evolutivi dei graben della Val di Vara e Val di Magra durante il Pleistocene inferiore e medio e il Pleistocene superiore. Da Raggi (1985). Il simbolo giallo e la freccia rossa hanno la stessa valenza di Figura 2.11

Nell'interpretazione di *Bernini e Papani (2002)*, la tettonica estensionale che, a partire dal Pliocene inferiore, ha interessato la Lunigiana nord-occidentale ha generato un graben marcatamente asimmetrico caratterizzato da faglie ad alto angolo immergenti a SW e da faglie meno inclinate immergenti a NE; i sistemi di faglie con rigetti maggiori sono in posizione più esterna sul lato orientale (Sistema di Groppodolosio) e, sul lato occidentale, in posizione più interna (Sistema di Mulazzo; Figura 2.13; Figura 2.14). L'evoluzione del graben ha causato la formazione, nella zona assiale, di due distinti bacini fluvio-lacustri, denominati rispettivamente bacino di Aulla-Olivola, a sud-est, e di Pontremoli, a nord-ovest. La distribuzione spazio-temporale dei depocentri continentali è stata controllata dallo sviluppo della tettonica estensionale verso NW: l'inizio della sedimentazione dei depositi continentali fluvio-lacustri è diacrona e ricade nel Pliocene inferiore nel bacino di Aulla-Olivola e nel Pleistocene inferiore (Villafranchiano medio-superiore) in quello di Pontremoli (*Bernini e Papani, 2002; ISPRA, 2009; Figura 2.15*). Secondo *Bernini e Papani (2002)*, l'estensione che ha interessato la Lunigiana è iniziata nel Pliocene inferiore ed è stata scandita da interruzione caratterizzate da incrementi del sollevamento, registrati da discordanze di carattere regionale nelle successioni fluvio-lacustri. I rallentamenti/interruzioni dell'estensione si collocano alla fine del Pliocene superiore e nel Pleistocene medio, quando si registra anche una diffusa deformazione compressiva registrata a scala mesostrutturale. La ripresa della distensione nel Pleistocene inferiore e medio, che segue fasi di accentuato uplift, sarebbe stata guidata da sollevamento del basamento, che avrebbe causato assottigliamento della copertura sul versante tirrenico e sua conseguente traslazione verso la Pianura Padana.

In sintesi, nel modello di *Bernini e Papani (2002)*, la depressione della Lunigiana è un graben asimmetrico, bordato da faglie normali a geometria listrica di cui le faglie del sistema di Groppodolosio (Figura 2.13; Figura 2.14) costituiscono le master fault che hanno determinato, nel blocco di tetto, il tilting di 15°-20° verso NE dei depositi fluvio-lacustri plio-quadernari. In particolare, il sistema di faglie di Groppodolosio è ritenuto il sistema più importante del versante di NE del graben: si sviluppa per circa 30 km a ridosso del crinale appenninico costituendo il limite orientale dell'area interessata dalla distensione e si è impostato in corrispondenza della zona di cerniera di una blanda anticlinale che si estende per circa 15 km parallelamente al fronte della Falda Toscana, sul retro di esso. I rigetti verticali sono variabili e diminuiscono da SE verso NW, con rigetti massimi (circa 2'000 m) nella zona di Compione; la riduzione del rigetto è concentrata nella zona di Monte Bosta, dove attraverso una relay ramp parte del rigetto è trasferita sul sistema Arzengio (Figura 2.13; Figura 2.14).

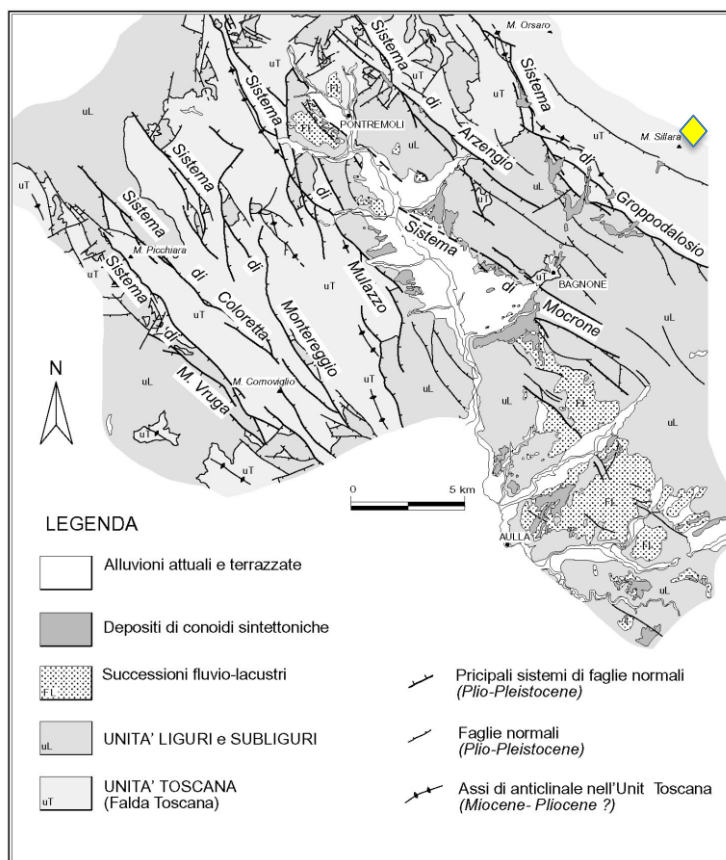


Figura 2.13 Schema strutturale dell'area nordoccidentale della Lunigiana con indicazione dei principali sistemi di faglie quaternarie. Da *Bernini e Papani (2002)*. Il simbolo giallo indica l'ubicazione approssimata del sito di Lago Verde

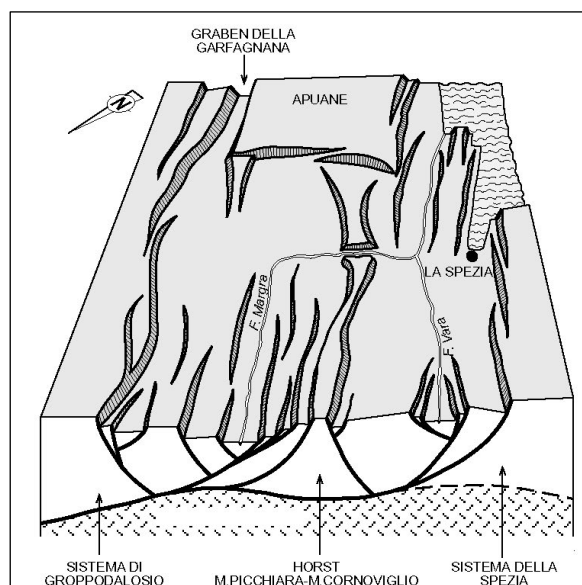


Figura 2.14 Block-diagram schematico, illustrante la struttura estensionale "Magra-Vara" costituita da due graben asimmetrici (la vista è da NW); sulla sinistra il sistema di faglie di Groppodoloso. Da *Bernini e Papani (2002)*

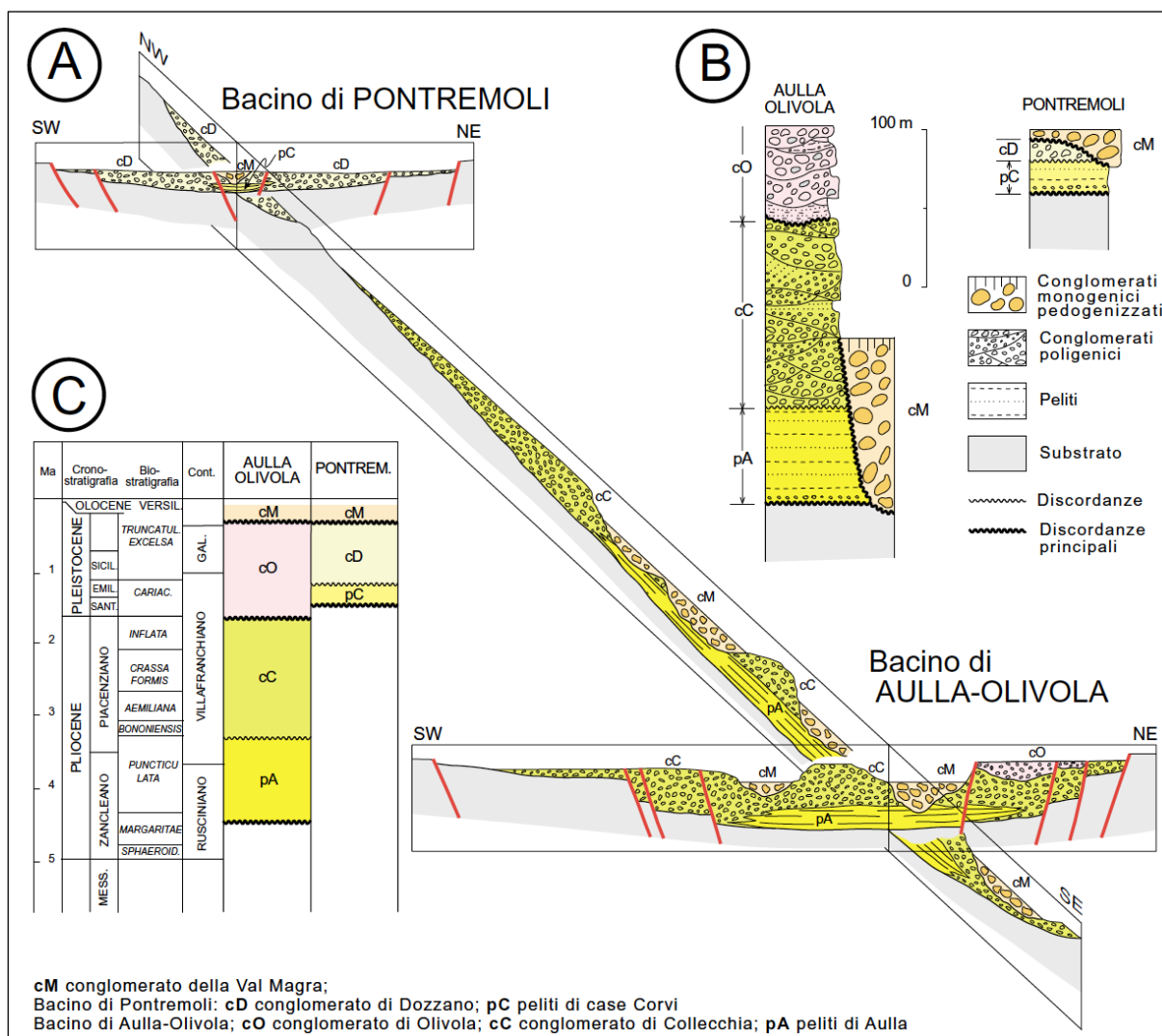


Figura 2.15 Schema stratigrafico delle successioni fluvio-lacustri dei bacini di Aulla-Olivola e di Pontremoli. A) Sezioni schematiche illustranti i rapporti latero-verticali fra le varie unità continentali dei due bacini; B) Successioni stratigrafiche schematiche dei due bacini; C) Schema di correlazione cronostatigrafica delle due successioni di Aulla-Olivola e di Pontremoli. Da Bernini e Papani (2002)

Bernini e Papani (2002) evidenziano che l'attività delle faglie bordiere del fianco nord-orientale della Lunigiana è proseguita durante la parte alta del Pleistocene. In particolare, il sistema di faglie NE-immergenti di Mocrone sarebbe stato attivo durante la deposizione del conglomerato della Val Magra (Figura 2.13), che costituiva ampie conoidi sviluppate nel Pleistocene medio nel blocco di tetto delle faglie di tale sistema (Figura 2.16); anche sul blocco ribassato del sistema di faglie di Mulazzo, (che avrebbe prodotto un rigetto complessivo di circa 2'500 m; Figura 2.13; Figura 2.14) ubicato lungo il bordo SW del bacino, sono presenti lembi (ridotti in estensione) di conglomerato di conoide della Val Magra alimentato dal versante occidentale del graben. Da tali evidenze gli Autori concludono che le conoidi del Pleistocene medio erano confinate nella zona assiale del graben tra i due sistemi di faglie più interni, testimoniando una loro contemporanea attività in tale periodo; inoltre evidenziano che, sebbene il limite delle alluvioni terrazzate sia allineato con il sistema di faglie di Mulazzo

(evidenza che suggerirebbe una sua attività più recente del Pleistocene medio), dal rilevamento non sono emerse evidenze di deformazioni dei depositi alluvionali. Riguardo al sistema di Groppodalsio, *Bernini e Papani (2002)* osservano che lungo le strutture del sistema di Groppodalsio sono presenti in più punti lembi di conglomerato di lera che giacciono sospesi sugli alvei attuali. I conglomerati di lera corrispondono a conoidi sviluppate nel Pleistocene superiore sul blocco di tetto (Figura 2.16) e, pertanto, ritenute dagli Autori attive durante quel periodo; in accordo con *Bartolini et al. (1982)*, l'attività recente delle faglie del sistema di Groppodalsio è dedotta da evidenze morfostrutturali (Figura 2.16).

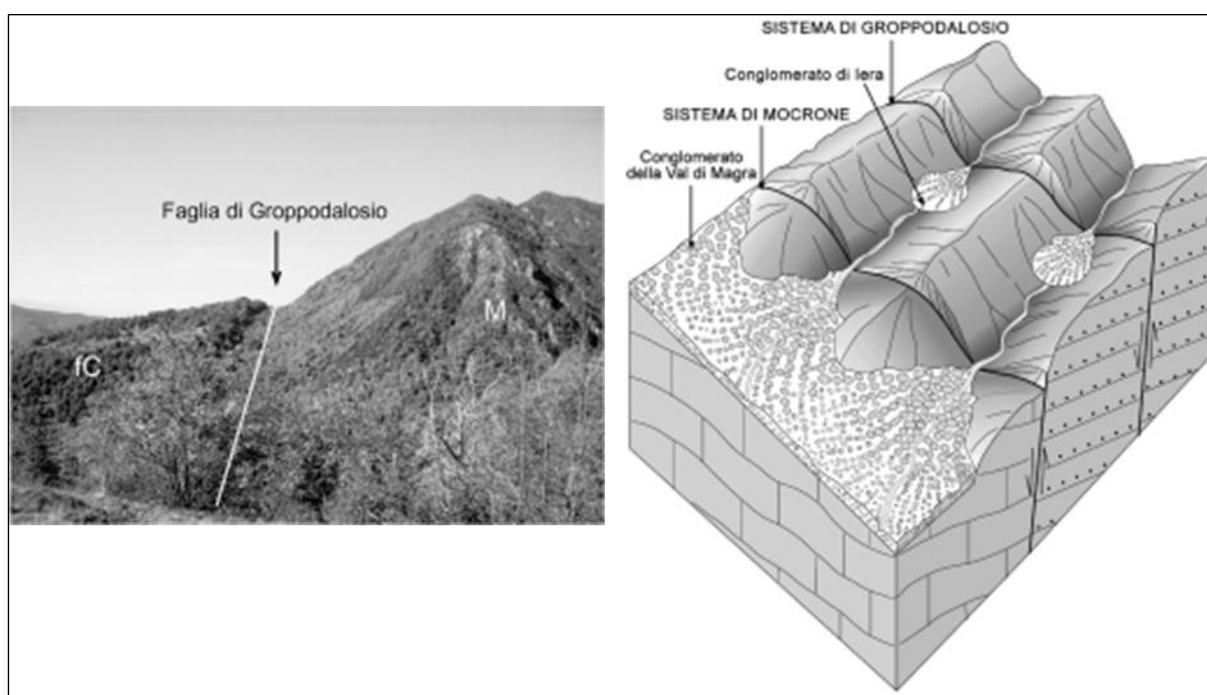


Figura 2.16 A sinistra: contropendenza sul crinale e lungo il versante in località La Fosa (a NW di Compione) che marca la faglia principale del Sistema di Groppodalsio. A destra: block diagram schematico (non in scala) illustrante la distribuzione delle conoidi del conglomerato della Val Magra (attribuito al Pleistocene medio) e del conglomerato di lera (attribuito al Pleistocene superiore) rispetto ai sistemi di faglie di Mocrone e di Groppodalsio. Figure tratte da *Bernini e Papani (2002)*

2.2 Quadro sismotettonico delle regioni della Garfagnana e Lunigiana

L'area della Lunigiana corrisponde ad una delle regioni più attive sismicamente dell'Appennino Settentrionale. Essa ricade nell'area epicentrale di numerosi terremoti storici di intensità da moderata a forte (Rovida *et al.*, 2020, 2022; <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>; Figura 2.17), tra i quali i più intensi sono avvenuti nel 1481 ($M_w = 5,6$), 1834 ($M_w = 5,96$), 1837 ($M_w = 5,94$), e nel 1920. In particolare, la sequenza sismica del 1920 è stata caratterizzata da due eventi con magnitudo da moderata a forte, avvenuti rispettivamente il 6 settembre ($M_w = 5,61$) e il 7 settembre ($M_w = 6,53$).

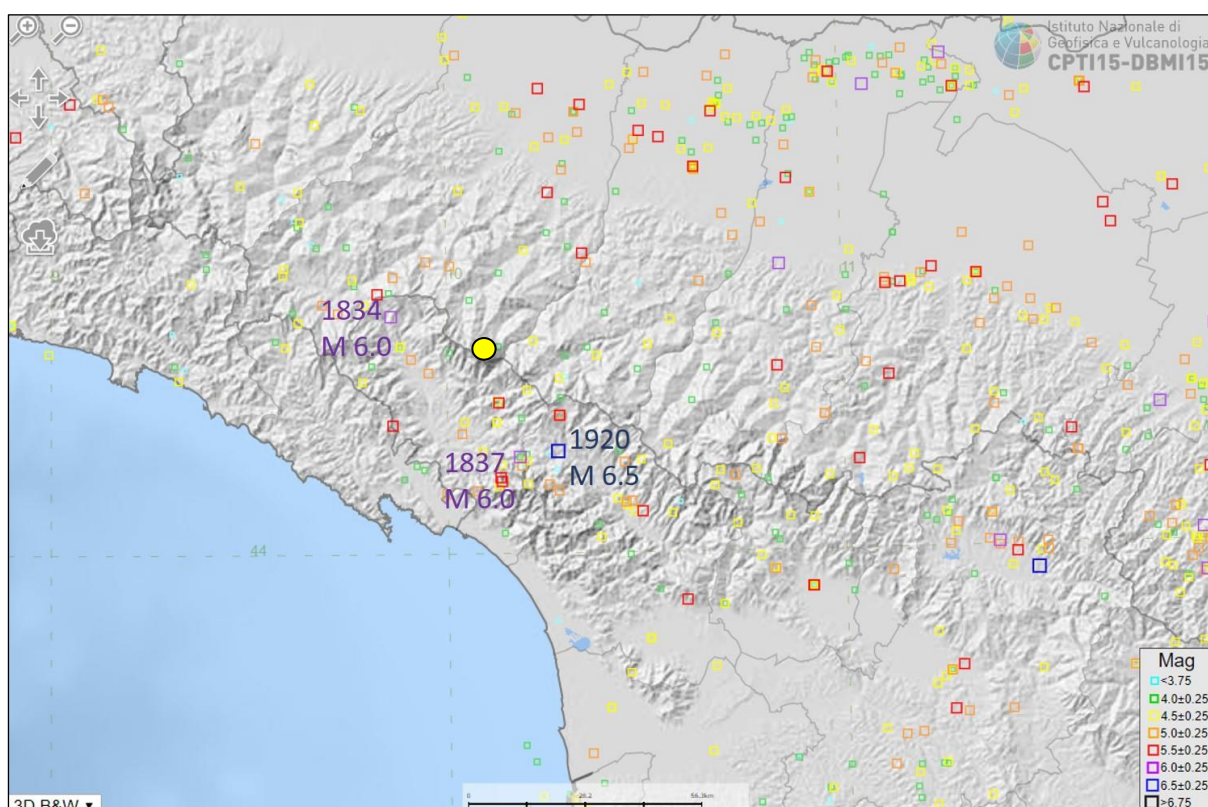


Figura 2.17 Sismicità storica della Lunigiana, da CPTI15-DBMI15 (<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>), con indicazione dei principali terremoti storici. Il simbolo giallo indica l'ubicazione dello sbarramento di Lago Verde (da CPTI15-DBMI15; <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>)

Negli ultimi decenni, la regione in esame è stata interessata da sciame sismici e più terremoti di moderata energia quali quelli avvenuti nel 1995 (con M 4,9) e 2006 in Lunigiana, nel 2000 e gennaio 2013 (M 4,8) in Garfagnana, e quello del giugno 2013 (M 5,1) al confine Lunigiana-Garfagnana (Pezzo *et al.*, 2014; Stramondo *et al.*, 2014; Scafidi *et al.*, 2015; ISDe working group, 2016; Figura 2.18). Eva *et al.* (2014), dall'analisi della sismicità registrata nella zona occidentale dell'Appennino Settentrionale nel periodo 1999–2011, evidenziano che essa interessa la Lunigiana e si concentra lungo la terminazione settentrionale della dorsale delle Apuane, mentre in Garfagnana si localizzano pochi eventi interposti tra i settori nord e sud della Valle del Serchio Scafidi *et al.* (2015), dall'analisi della sismicità della regione occidentale

dell'Appennino Settentrionale nel periodo 1982-2013 (Figura 2.19), evidenziano che i più forti terremoti (1995 e giugno 2013) degli ultimi decenni, come i principali terremoti storici, si localizzano al margine settentrionale delle Alpi Apuane; a sud di quel settore un'altra area sismica si individua nella zona di giunzione tra i sistemi di faglia della Garfagnana nord e sud, dove si sono localizzate le sequenze del 2000 e del gennaio 2013 (vedi anche *ISIDe working group, 2016*; Figura 2.18).

L'esame degli eventi sismici che hanno interessato la Lunigiana dal 1985 evidenzia una microsismicità nelle vicinanze del sito di Verde, con magnitudo massima pari a 2,7 (Figura 2.18).

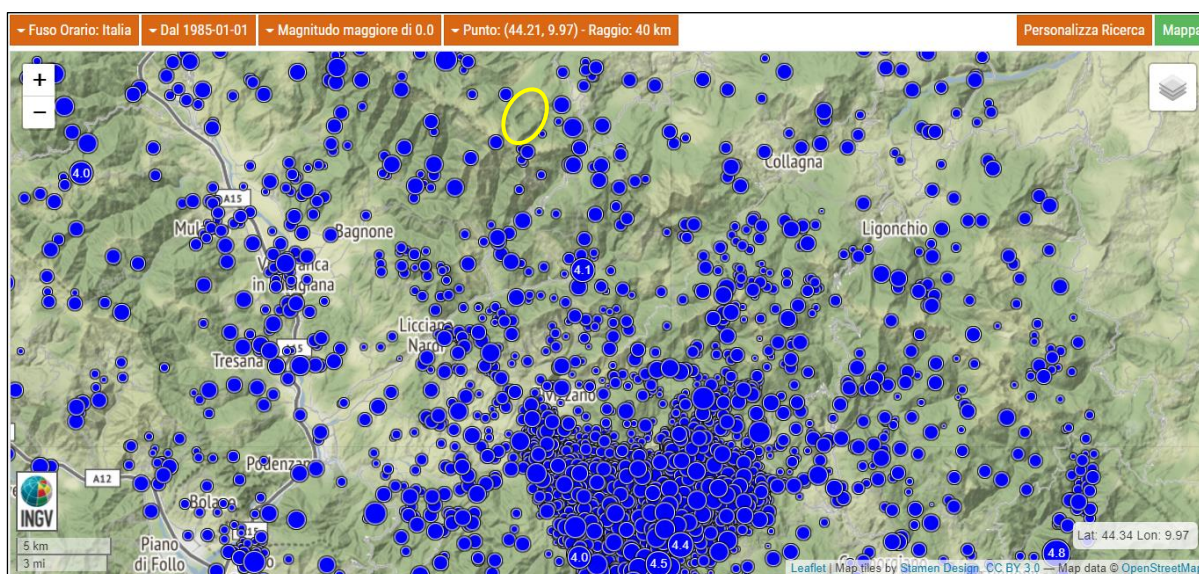


Figura 2.18 Sismicità nella Lunigiana dal 1 gennaio 1985 al 7 febbraio 2022. Da database ISIDe (*ISIDe working group, 2016*) - <http://cnt.rm.ingv.it/>. Il sito dell'impianto è mostrato nell'ellisse giallo

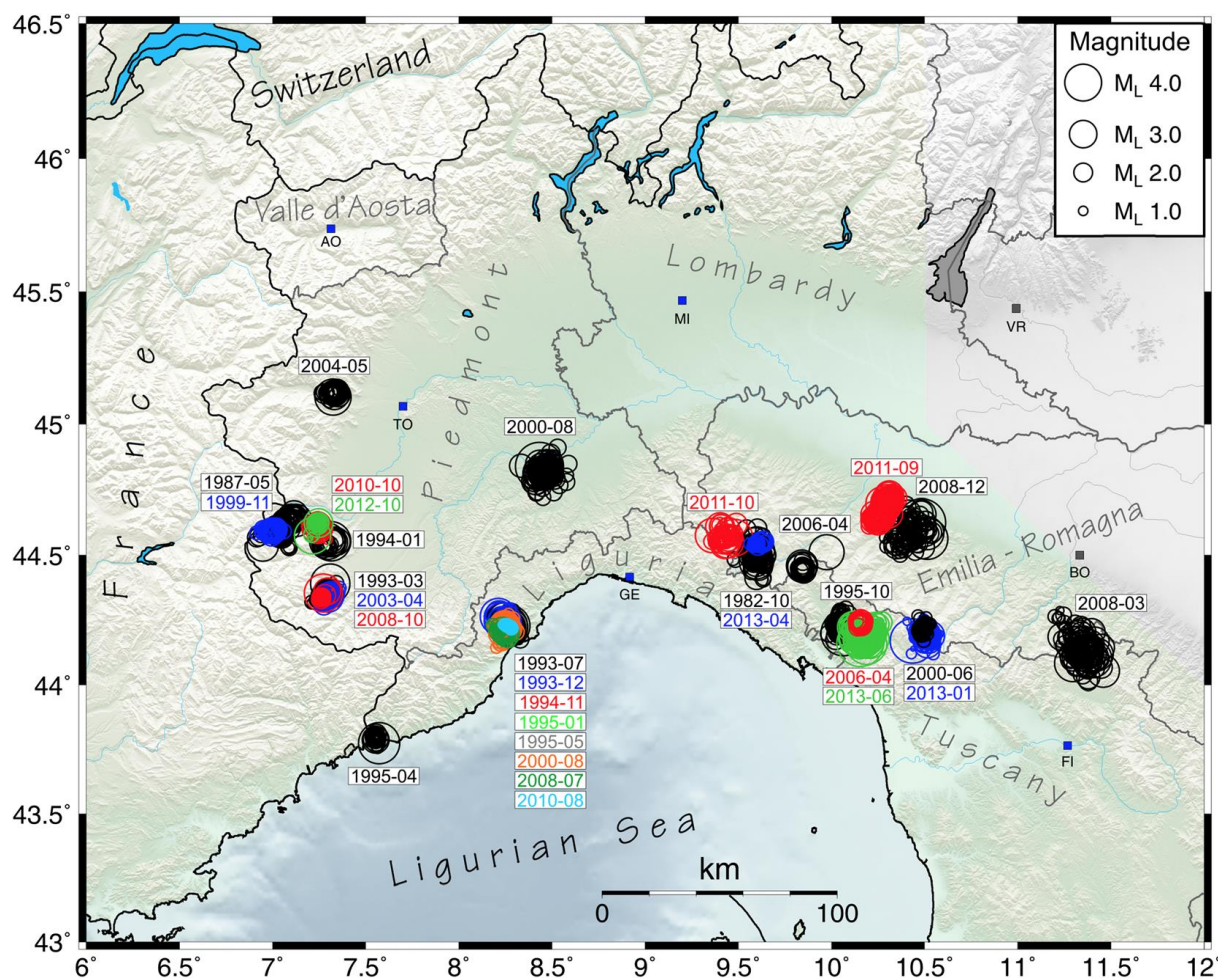


Figura 2.19 Ubicazione e date delle più significative sequenze sismiche (con più di 20 eventi in 24 ore) che hanno interessato l'Italia nordoccidentale tra il 1982 e il 2013. Le sequenze del 2000 e 2013 sono localizzate nel margine orientale della Valle del Serchio. Da Scafidi et al. (2015)

2.3 Sorgenti sismogenetiche

La sismicità delle regioni della Lunigiana e Garfagnana è attribuita da più Autori al campo di stress estensionale con direzione di estensione NE-SW, riconosciuto attivo nella regione da dati sismologici, GPS e misure di stress in pozzi (ad es., *Montone et al., 2004; Pondrelli et al., 2006; Chiarabba et al., 2005; Devoti et al., 2011*). In particolare, i meccanismi focali indicano che la sismicità, come quella di tutta la fascia tirrenico-assiale della catena appenninica, è riferibile ad un regime prevalentemente estensionale, guidato da una estensione orientata in direzione NE-SW (Figura 2.20) e i dati GPS relativi all'intero Appennino Settentrionale (*Serpelloni et al., 2006; Devoti et al., 2011; Bennett et al., 2012; Cenni et al., 2012*) indicano in generale movimenti orizzontali verso N-NE. In particolare, dai valori degli spostamenti orizzontali, *Viti et al. (2015)* distinguono, nell'intero Appennino Settentrionale, tre fasce parallele all'asse della catena: la zona interna, con velocità minime ($0,5 \div 2$ mm/a) verso E÷ENE nella parte ligure e tra NW e NE nella parte tirrenica; la zona assiale, comprendente l'alto Appennino tosco-emiliano e tosco-romagnolo e i bacini intermontani toscani, con velocità di $1 \div 3$ mm/a verso N÷NNE; la zona esterna, comprendente i fronti padani sepolti e il basso Appennino emiliano-romagnolo, caratterizzata da velocità nell'ordine di $2 \div 6$ mm/a verso NNE÷NE, con i valori maggiori nella parte centrale e in quella orientale.

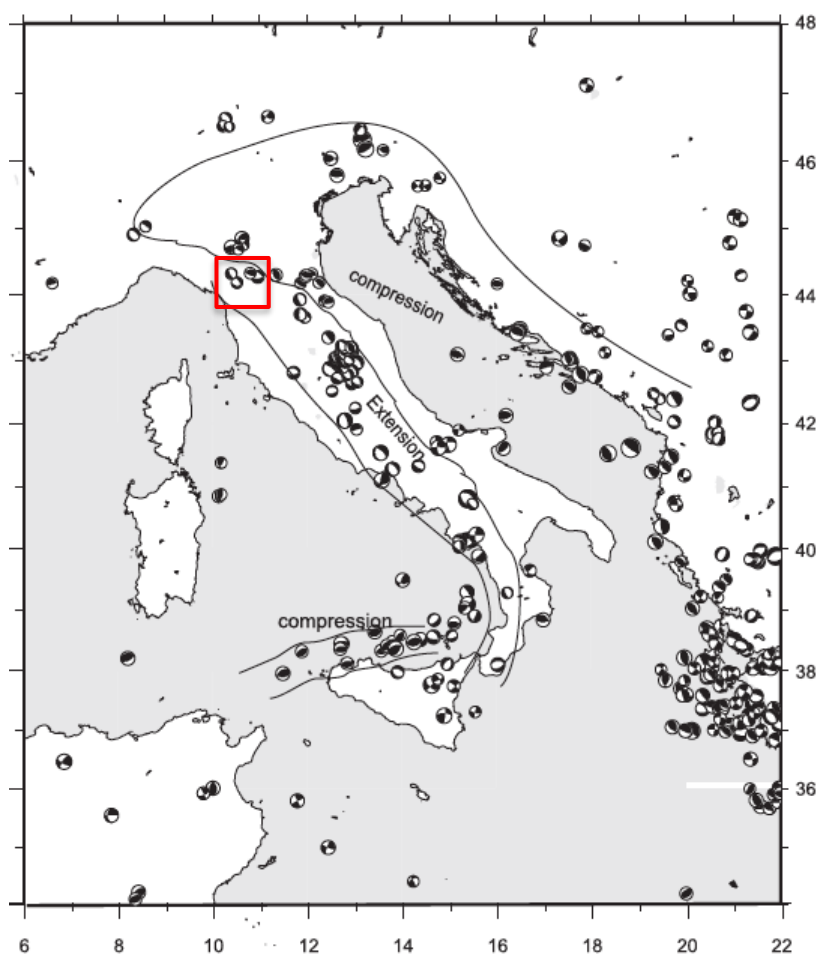


Figura 2.20 Sismicità nel periodo 1976-2002 e meccanismi focali dei terremoti con $M \geq 4.5$.
 Da Chiarabba et al. (2005)

Il regime estensionale guidato da estensione NE-SW è ritenuto responsabile dell'attivazione dei sistemi di faglie estensionali localizzati ai bordi del graben della Val di Magra e alla zona di faglia di direzione NE-SW (o E-W, per alcuni Autori) che separa il graben della Lunigiana, a nord, da quello della Garfagnana, a sud (Barchi *et al.*, 1998; Boncio *et al.*, 2000; Eva *et al.*, 2014; DISS Working Group, 2018).

I sistemi di faglie che bordano verso occidente i graben della Lunigiana e Garfagnana, sono interpretati come la terminazione occidentale di un sistema regionale di faglie a basso angolo con immersione verso NE (Etrurian Fault System in Boncio *et al.*, 2000) che si estende lungo l'intero Appennino Centro-Settentrionale (Barchi *et al.*, 1998; Boncio *et al.*, 2000; Figura 2.21), considerato attivo e responsabile della sismicità storica e recente della regione (Boncio *et al.*, 2000).

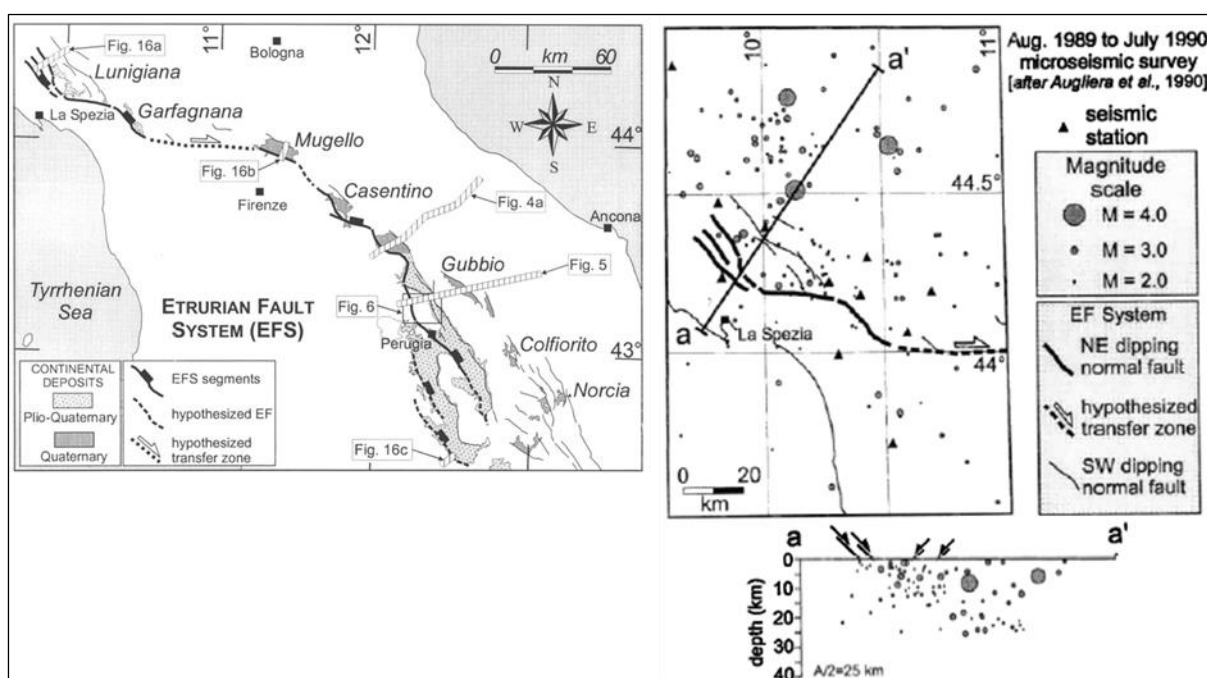


Figura 2.21 Assetto tettonico e sismicità dell'Appennino Settentrionale e dei bacini toscani, con indicazione dell'Etrurian Fault System (EFS). Sono evidenziati gli epicentri dei terremoti del 1837 e 1920. Figure tratte da Boncio *et al.* (2000)

In sostanziale accordo con tale interpretazione, i compilatori del database DISS (<http://diss.rm.ingv.it/dissnet/>) attribuiscono la sismicità dell'area della Garfagnana e di quella della Lunigiana all'attività di due sistemi di faglie normali con direzione NW-SE e immersione verso NE, che danno luogo alle sorgenti sismogenetiche composite ITCS026 – Lunigiana (a nord) e ITCS083 – Garfagnana (a sud) (Figura 2.22). Le sorgenti individuali appartenenti alla ITCS026 – Lunigiana più prossime allo sbarramento sono le sorgenti ITIS067 – Aulla e ITIS085 – Pontremoli, di cui alla prima è associato il terremoto del 1481 e alla seconda quello del 1834 (vedi schede in Figura 2.23 e Figura 2.24); invece, la sorgente individuale appartenente alla ITCS083 – Garfagnana prossima al sito d'interesse è la ITIS050 – Garfagnana North, a cui è associato il terremoto del 1920 (vedi scheda in Figura 2.25).

La sorgente composita ITCS026 – Lunigiana è interpretata, sulla base dei risultati dello studio condotto dall'unità di ricerca coordinata dal Prof. Paolo Scandone nell'ambito dei Progetti INGV-DPC S2 (*report non reperito con il presente studio*), come una struttura estensionale immergente a basso angolo verso NE corrispondente alla master fault del graben della Lunigiana (le faglie immergenti verso SW sono interpretate come antitetiche) e classificata come “faglia con attività recente”; essa corrisponde al sistema di Mulazzo di Bernini e Papani (2002) (DISS Working Group, 2021; <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>).

La sorgente composita ITCS083 – Garfagnana è, analogamente, una struttura estensionale situata nel bordo sudoccidentale della Valle del Serchio, che immerge a basso angolo verso NE e corrisponde alla master fault del graben della Garfagnana (DISS Working Group, 2021; <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>).

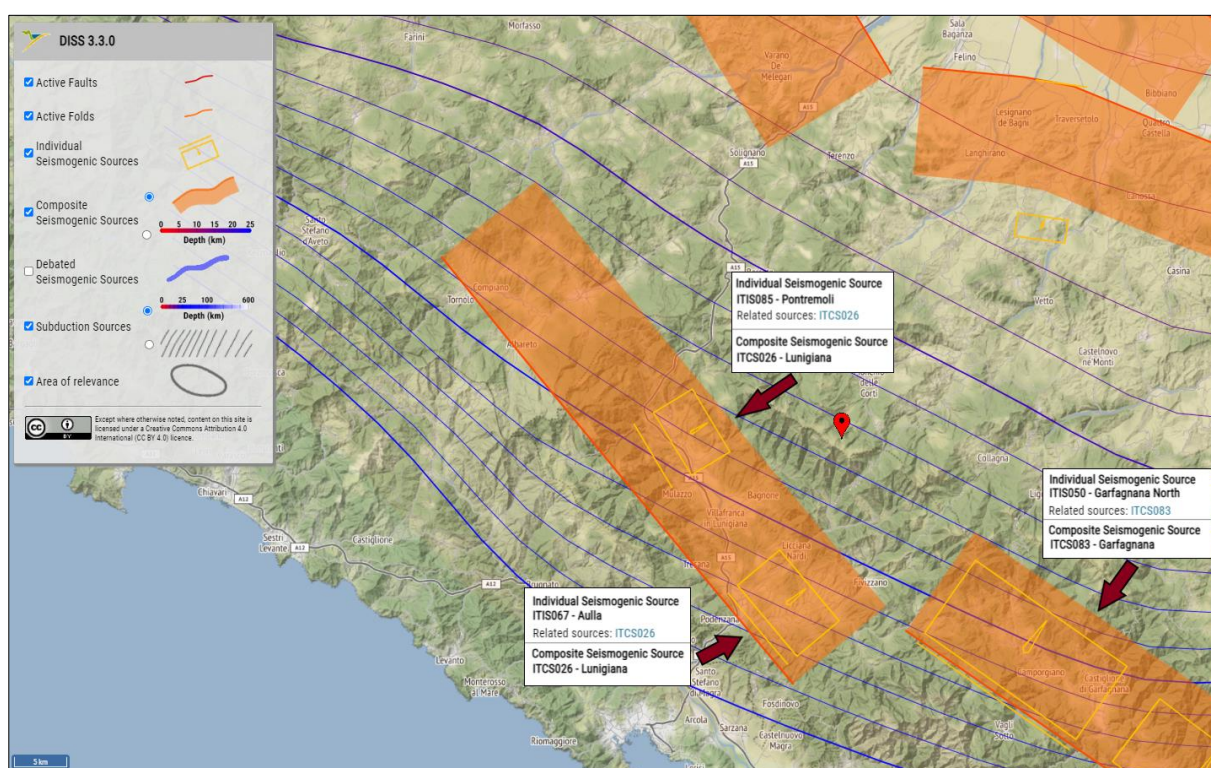


Figura 2.22 Strutture sismogenetiche nella regione d'interesse: in giallo la sorgente individuale ITIS085 – Pontremoli, in marrone la sorgente individuale ITIS067 – Aulla, appartenenti alla sorgente composita ITCS026 – Lunigiana; in viola la sorgente individuale ITIS050 – Garfagnana North, appartenente alla sorgente composita ITCS083 – Garfagnana. L'ubicazione dello sbarramento è indicata dal simbolo rosso. Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0

INDIVIDUAL
SEISMOGENIC
SOURCES

COMPOSITE
SEISMOGENIC
SOURCES

DEBATED
SEISMOGENIC
SOURCES

SUBDUCTION
SOURCES

WEB MAPPER

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES i

Information

Commentary

Pictures

References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS085
Name	Pontremoli
Compiler(s)	Burrato P.(1), Vannoli P.(1), Gambini S.(1)
Contributor(s)	Burrato P.(1), Vannoli P.(1), Gambini S.(1), Basili R.(1), Baroux E.(1), Valensise G.(1)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	01/11/2005
Updated	02/10/2007
Display map	
Related sources	ITCS026

PARAMETRIC INFORMATION

Parameter	Value	Quality	Evidence
Location [Lat/Lon]	44.37 / 9.91	OD	Based on geological data.
Length [km]	7.1	OD	Based on geological and geomorphological data.
Width [km]	5.9	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	2.0	OD	Based on geological and seismological data.
Max depth [km]	5.9	OD	Based on geological and seismological data.
Strike [deg]	329	LD	Based on geological data from various authors.
Dip [deg]	42	LD	Based on seismological data from Solarino (2007).
Rake [deg]	270	LD	Based on geological data from various authors.
Slip Per Event [m]	0.30	ER	Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	300... 3000	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	5.7	LD	Value adopted from the historical earthquake catalogue CPTI04.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES

Latest Earthquake	14 Feb 1834 CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown See Commentary for information.

Figura 2.23 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS085 – Pontremoli.
Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0

INDIVIDUAL
SEISMOGENIC
SOURCES

COMPOSITE
SEISMOGENIC
SOURCES

DEBATED
SEISMOGENIC
SOURCES

SUBDUCTION
SOURCES

WEB MAPPER

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES i

Information
Commentary
Pictures
References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS067
Name	Aulla
Compiler(s)	Burrato P.(1)
Contributor(s)	Burrato P.(1)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	02/10/2007
Updated	02/10/2007
Display map	
Related sources	ITCS026

PARAMETRIC INFORMATION

	Parameter	Quality	Evidence
Location [Lat/Lon]	44.22 / 10.03	OD	Primarily based on the location of the associated historical earthquake.
Length [km]	9.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Width [km]	7.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Min depth [km]	1.0	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Max depth [km]	5.5	OD	Based on geological, geomorphological and seismological data.
Strike [deg]	320	OD	Based on geological data from various authors.
Dip [deg]	40	OD	Based on seismological data from Solarino (2007).
Rake [deg]	270	LD	Based on geological data from various authors.
Slip Per Event [m]	0.30	ER	Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	300... 3000	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	5.8	LD	Value adopted from the historical earthquake catalogue CPTI04.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES

Latest Earthquake	05 May 1481 CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown See Commentary for information.

Figura 2.24 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS067 – Aulla.
 Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Database of Individual Seismogenic Sources



DISS 3.3.0

INDIVIDUAL
SEISMOGENIC
SOURCES

COMPOSITE
SEISMOGENIC
SOURCES

DEBATED
SEISMOGENIC
SOURCES

SUBDUCTION
SOURCES

WEB MAPPER

INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES i

Information

Commentary

Pictures

References

GENERAL INFORMATION

DISS-ID	ITIS050
Name	Garfagnana North
Compiler(s)	Vannucci G.(1), Valensise G.(2)
Contributor(s)	Vannucci G.(1), Valensise G.(2)
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione di Bologna; Via Donato Creti, 12, 40128 Bologna, Italy 2) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy
Created	31/10/2001
Updated	31/10/2001
Display map	
Related sources	ITCS083

PARAMETRIC INFORMATION

	Parameter	Quality	Evidence
Location [Lat/Lon]	44.18 / 10.32	LD	Primarily based on the location of the associated historical earthquake.
Length [km]	18.0	OD	Based on geological and geomorphological data.
Width [km]	11.3	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	1.0	OD	Based on geological and geomorphological data.
Max depth [km]	8.3	AR	Derived from dip, width and min depth.
Strike [deg]	305	OD	Based on geological and geomorphological data.
			Based on geological and geomorphological data.
Dip [deg]	40	OD	Based on geological and geomorphological data.
Rake [deg]	270	EJ	Inferred from geological data.
Slip Per Event [m]	0.79	ER	Calculated from Mo using the relationship from Hanks and Kanamori (1979).
Slip rate [mm/y] min...max	0.1000... 1.0000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min... max	790... 7900	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	6.4	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

INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES

Latest Earthquake	07 Sep 1920 CPTI04.
Penultimate Earthquake	Unknown See Commentary for information.

Figura 2.25 Informazioni generali e parametri della sorgente ITIS050 – Garfagnana North.
 Fonte: INGV, Database DISS, <https://diss.ingv.it/diss330/dissmap.html>

L'interpretazione sismotettonica del DISS è condivisa da *Eva et al. (2014)*, che associano la sismicità della Lunigiana nel periodo 1999-2011 ad una struttura sismogenetica immergente verso NE ubicata lungo il bordo SW del graben (Figura 2.26).

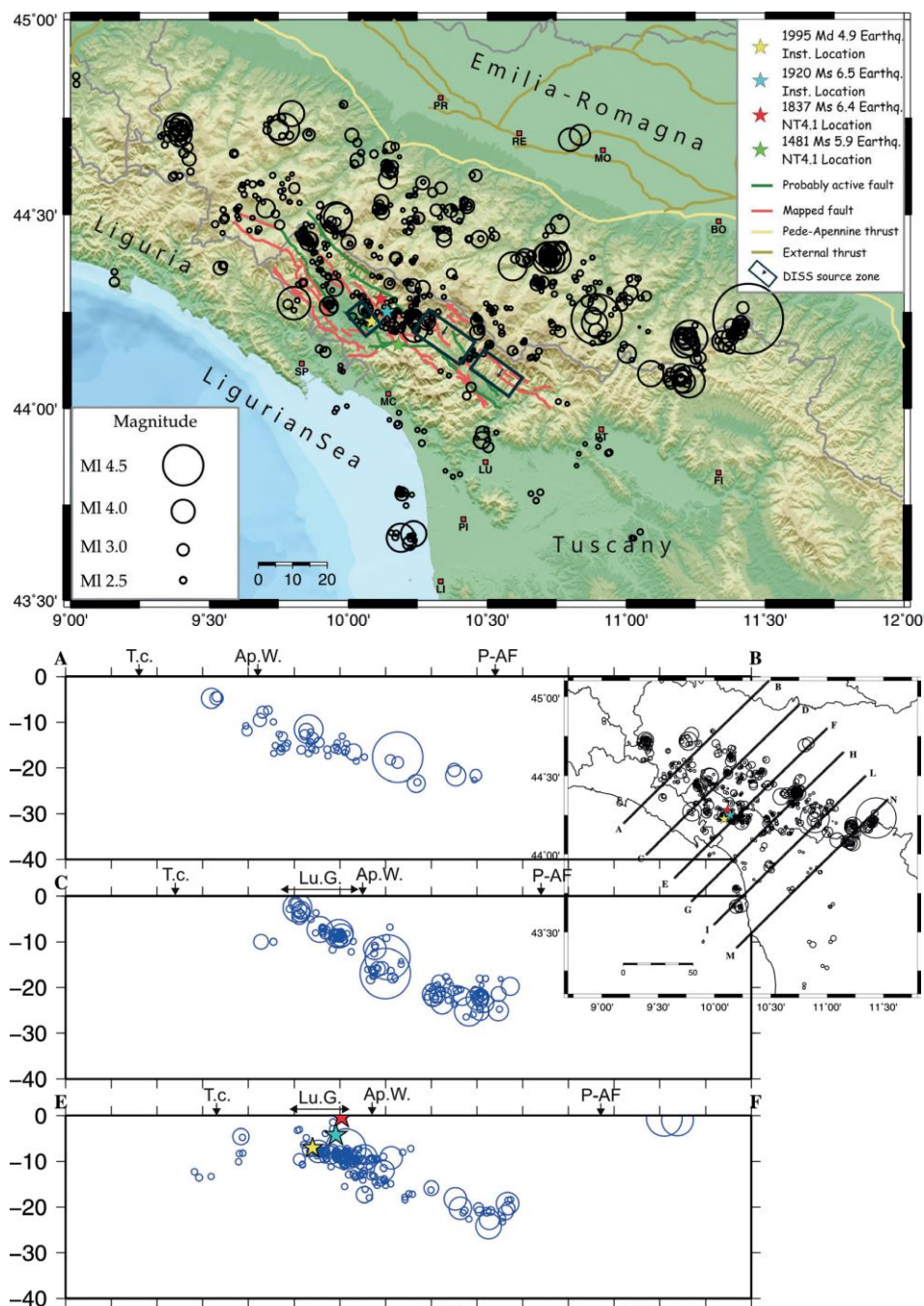


Figura 2.26 In alto: Sismicità nel periodo 1999 – 2011, con indicazione dei principali terremoti storici, delle faglie attive [da *Di Naccio et al., 2013*] e sorgenti sismogenetiche [da database DISS 3.1]. In basso: sezioni sismologiche orientate SW-NE attraverso l'Appennino tosco-emiliano, con indicazione dei principali terremoti storici (stella gialla: 1995; stella azzurra: 1920; stella rossa: 1837); T.c. = costa tirrenica; Ap.W. = spartiacque appenninico; P-AF = fronte dei thrust pedeappenninico; Lu.G. = graben della Lunigiana. Da *Eva et al. (2014)*, modificato

Il terremoto più recente che ha interessato la regione, ovvero quello con meccanismo focale di tipo dip-slip con debole componente trascorrente destra avvenuto il 21 giugno 2013, è attribuito all'attivazione della struttura ad orientazione circa E-W/NE-SW che connette i sistemi di faglia ai bordi sudoccidentali dei graben della Lunigiana e della Garfagnana (Pezzo et al., 2014; Stramondo et al., 2014; Figura 2.27; Figura 2.28).

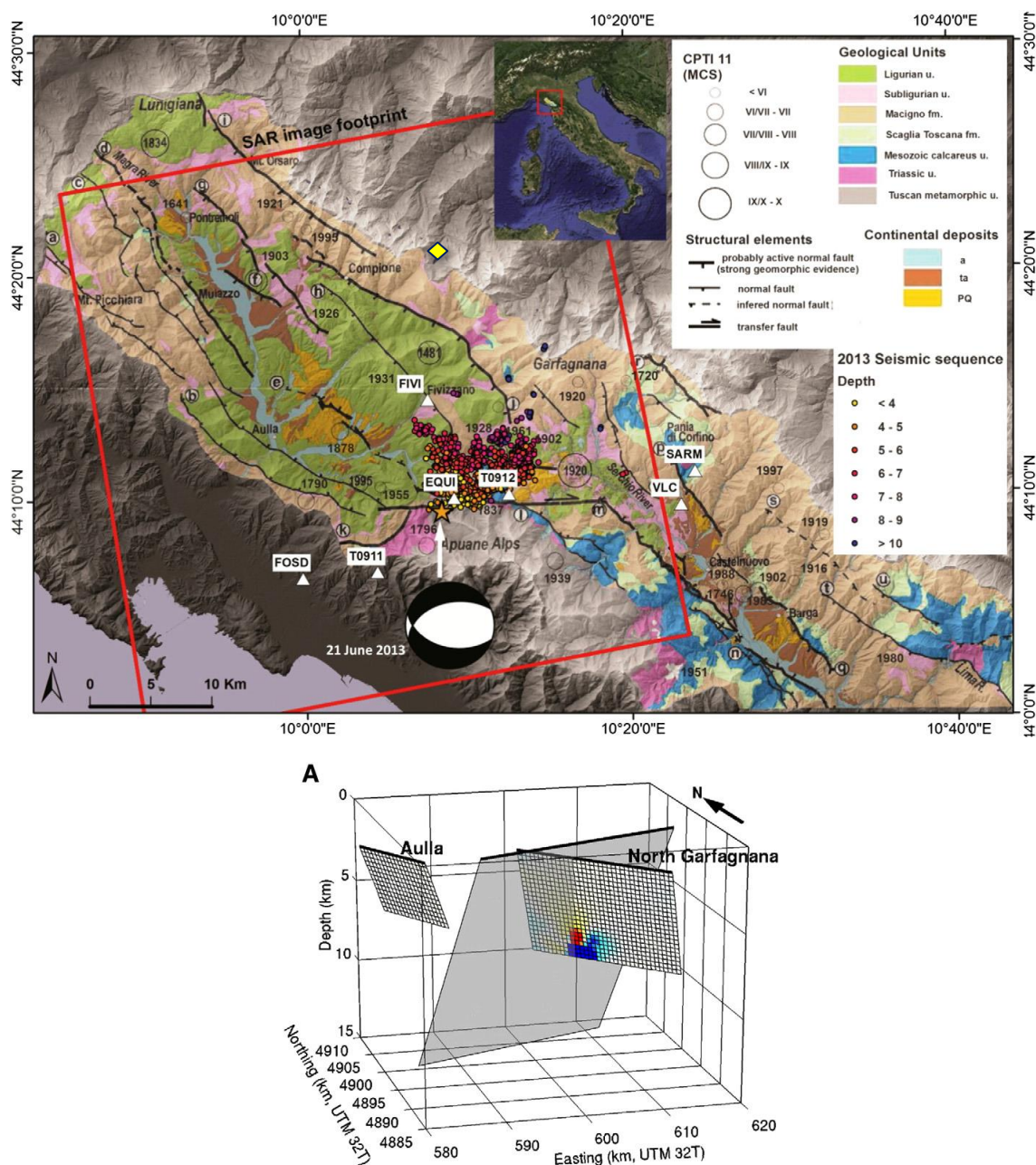


Figura 2.27 Carta geologico-strutturale della regione Lunigiana-Garfagnana [da Di Naccio et al., 2013] con indicazione della sismicità storica [da CPTI11; Rovida et al., 2011] e della sequenza sismica del 2013 con il meccanismo focale del terremoto del 21 giugno. Lo schema in basso a sinistra rappresenta l'immagine 3D, con vista da SW, della sorgente del terremoto del 21 giugno 2013. Da Pezzo et al. (2014). Il simbolo in giallo indica l'ubicazione del sito dell'impianto

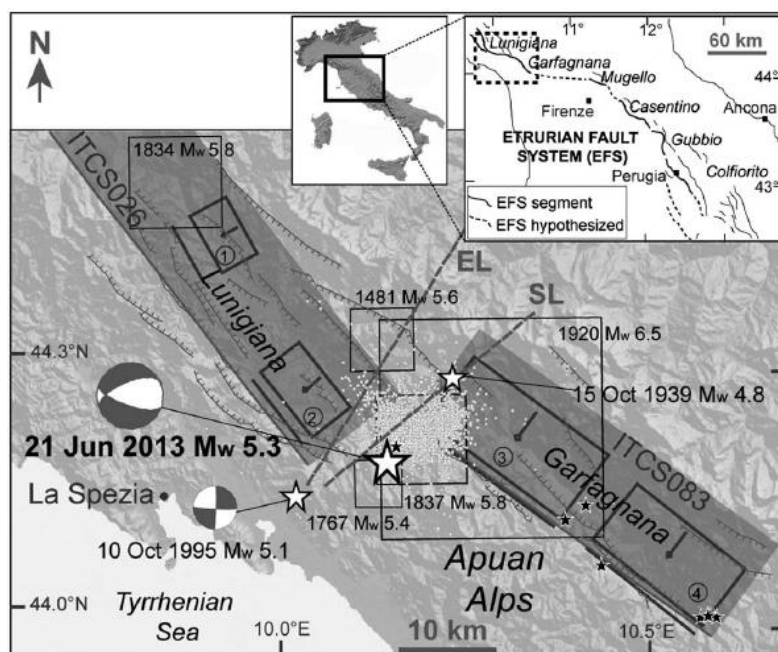


Fig. 1. Structural sketch of the Lunigiana and Garfagnana area with the June 21, 2013 earthquake, its focal mechanism (<http://cnt.rm.ingv.it/tfmt.html>) and the 2013 sequence [4]. Squares: historical earthquakes having magnitude larger than 5.3 [12]; hatched lines: normal faults [21]; dashed lines: lineaments, EL: Enza line [23], SL: Sarzana-Equi Terme line [3]; dark polygon: composite seismogenic sources projection on the ground surface, black boxes: individual seismogenic sources projection onto the ground surface; black lines: up-dip projection of the seismogenic sources onto the surface 1) ITIS085-Pontremoli; 2) ITIS067-Aulla; 3) ITIS050-Garfagnana North; and 4) ITIS051: Garfagnana South [2]; black stars: thermal springs. Inset shows the structural framework of the Etrurian Fault System (redrawn from [1]).

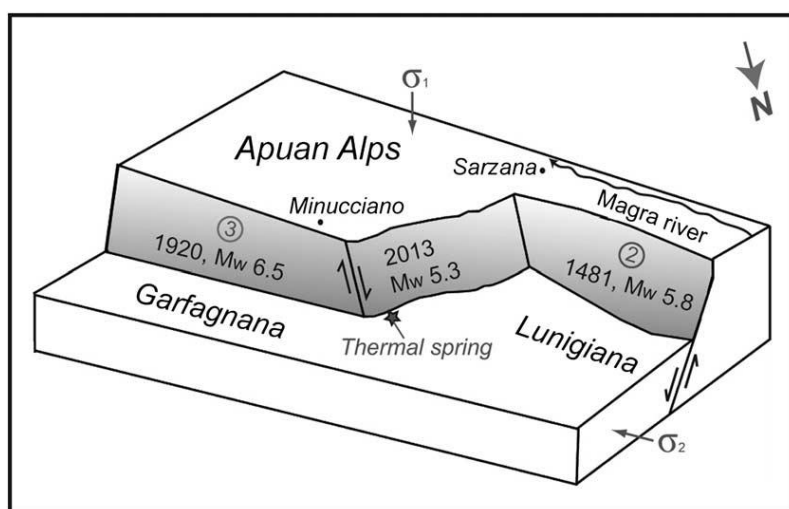


Figura 2.28 Interpretazione sismotettonica della sismicità registrata al confine Lunigiana-Garfagnana con indicazione delle principali sorgenti sismogenetiche dell'area (tratte da DISS) e block-diagram che mostra la geometria semplificata dell'area Lunigiana-Garfagnana. La sorgente del terremoto del 1481 è associata alla faglia bordiera sudoccidentale del graben della Lunigiana ed è schematicamente legata alla sorgente del terremoto del 1920 attraverso la relay ramp cui è associata la sequenza del giugno 2013. Immagini da Stramondo et al. (2014)

3. STATO DELLE CONOSCENZE SULLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI

3.1 Inquadramento

Evidenze di tipo morfostrutturale, come quelle riportate in Figura 2.14, hanno indotto più Autori (ad es. Bartolini *et al.*, 1982; Ambrosetti *et al.*, 1987; Vannucci, 1999; Mantovani *et al.*, 2011; Figura 3.1 e Figura 3.2) a considerare "attive" le faglie ubicate lungo i margini sudoccidentale e nordorientale del graben della Lunigiana, sebbene chiare evidenze di dislocazione di depositi tardoquaternari datati non siano state rilevate sul terreno. Probabilmente a causa di tale mancanza di diretta evidenza geologico-strutturale, i sistemi di faglie in oggetto sono censiti da Galadini *et al.* (2001) tra quelli caratterizzati da attività genericamente pleistocenica, per i quali non è possibile dimostrare o escludere attività durante il Pleistocene superiore - Olocene (Figura 3.3).

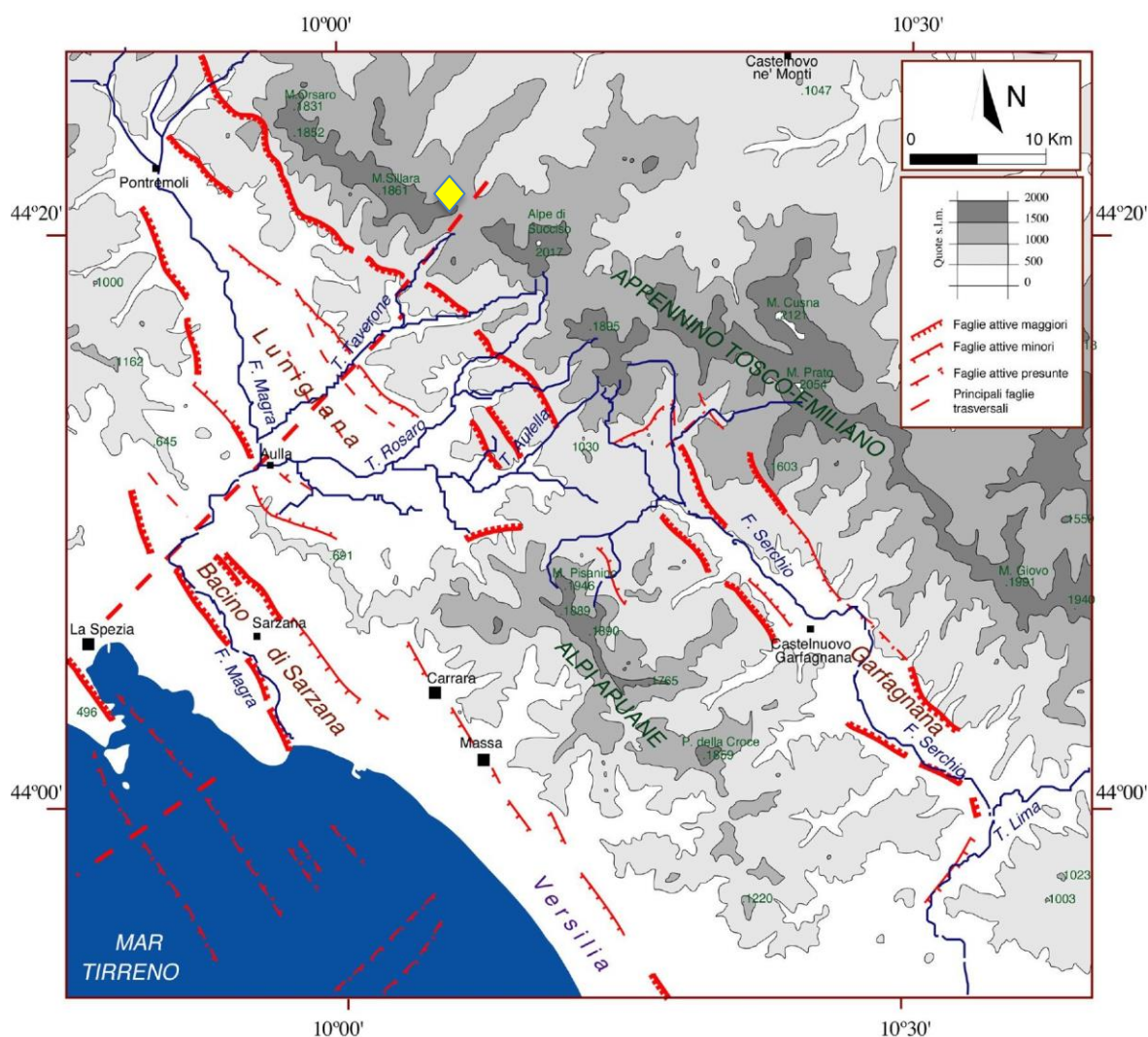
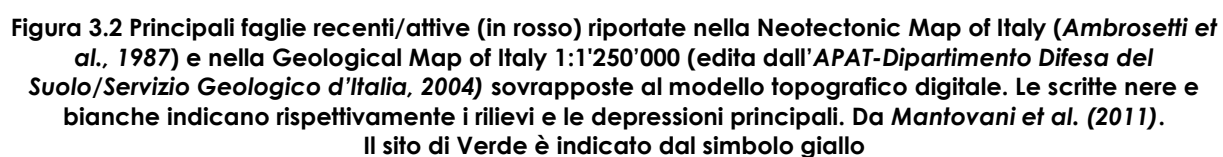


Figura 3.1 Principali faglie recenti/attive in Garfagnana. Da Vannucci (1999).
 L'ubicazione del sito di Verde è indicata dal simbolo giallo



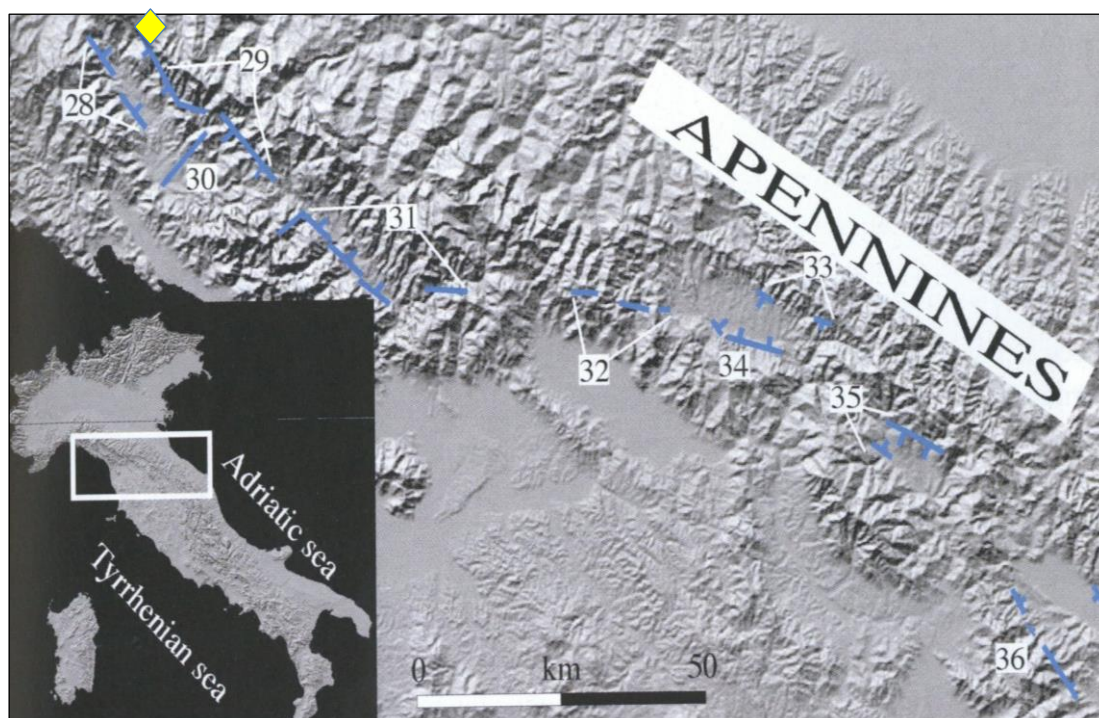


Figura 3.3 Carta delle faglie attive dell'Appennino Settentrionale. Il colore blu indica le faglie per le quali non è possibile dimostrare o escludere attività durante il Pleistocene superiore – Olocene. I sistemi di faglie ai bordi SW e NE della Lunigiana sono indicati dai numeri 28 e 29. Da *Galadini et al. (2001)*. L'ubicazione del sito di Verde è indicata dal simbolo giallo

Come evidenziato nel Paragrafo 2.1, *Bernini e Papani (2002)* ipotizzano su base morfostratigrafica attività dei sistemi di faglie di Mulazzo e Groppoladosio durante il Pleistocene superiore (Figura 2.14); gli Autori sottolineano che le evidenze più marcate di dislocazioni recenti caratterizzano il sistema di Groppoladosio.

Più recentemente, *Di Naccio et al. (2013)* hanno analizzato i caratteri della morfologia e dell'idrografia dei fronti montuosi ai due margini del graben della Lunigiana al fine di individuare eventuali indizi di attività recente delle faglie sul bordo nordorientale, denominate segmenti di Groppoladosio e Compione-Comano, e sul bordo sudoccidentale (segmento di Mulazzo) (Figura 3.4). Sulla base dei risultati dello studio morfometrico delle diverse porzioni dei fronti montuosi e della rete idrografica che li disseca, gli Autori deducono per il segmento di faglia di Groppoladosio (il più prossimo al sito di Verde) un elevato tasso di slip medio, pari a 0,6-0,8 mm/a nell'intervallo 125'000 anni-Attuale (Figura 3.4).

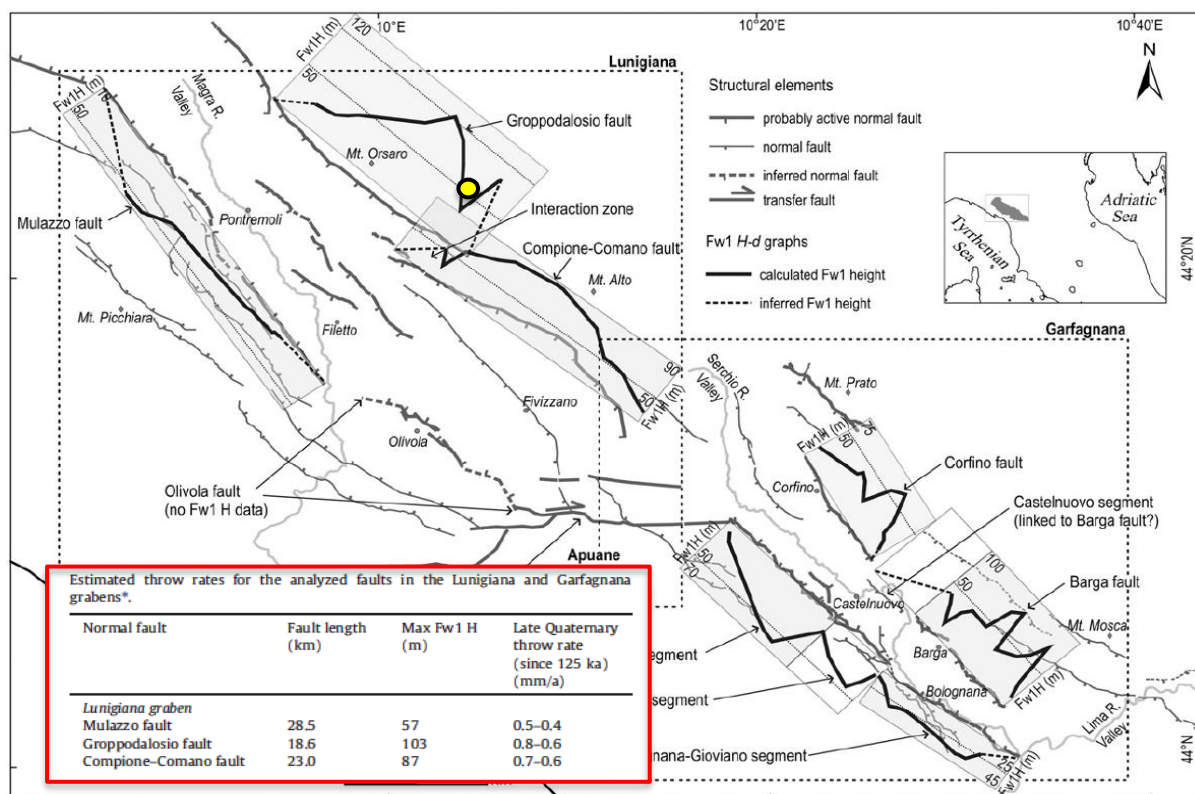


Figura 3.4 Segmenti di faglia che compongono i sistemi di faglie normali ai margini del graben della Lunigiana e tabella con indicazione dei tassi di scorrimento delle faglie, dedotti da indicatori geomorfologici. Immagini tratte da Di Naccio et al. (2013). Il simbolo giallo indica approssimativamente l'ubicazione del sito di Verde, situato nel blocco di letto della faglia di Gropodalosio

Tutte le informazioni sopra elencate sono riportate nella Carta Sismotettonica Della Regione Emilia-Romagna e Aree Limitrofe di Martelli et al. (2017) e nelle relative Note Illustrative, nelle quali le faglie che dissecano il versante nordorientale della Lunigiana sono cartografate come faglie attive (Figura 3.5). Oltre ad esse, è classificata come "faglia attiva" anche la faglia normale identificata e cartografata da Bonini (2013) che diseca il fianco NE della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto in prossimità del sito di Verde (Figura 2.11). Martelli et al. (2017) precisano che tale struttura è individuabile per una lunghezza di circa 15 km ed è caratterizzata da una chiara evidenza morfostrutturale, rappresentata da scarpate allineate, faccette triangolari e blocchi inclinati verso SW sul lato NE della faglia, che "potrebbero suggerire una potenziale attività della faglia"; gli Autori ipotizzano che a tale faglia potrebbero essere associati terremoti strumentali e storici di magnitudo da bassa a moderata con epicentro situato nell'area a nord-est della faglia.

Infine, si osserva che, in prossimità del sito di Verde, è cartografata una faglia con orientazione NE-SW classificata da Vannucci (1999) come una tra le "principali faglie trasversali" (Figura 3.1) e da Martelli et al. (2017) tra le faglie "potenzialmente attive". In entrambi i casi, gli Autori non forniscono indicazioni riguardo alla cinematica e all'età di più recente attivazione di detta struttura, la cui presenza è probabilmente desunta dai dati in Raggi (1985). Si fa notare, tuttavia, che quest'ultimo Autore non fa riferimento a tale struttura come faglia con attività recente e non fornisce precisazioni sull'età della sua più recente attivazione; dagli schemi

prodotti dall'Autore e riportati in Figura 2.12, è possibile desumere che sia stata attiva fino al Pleistocene inferiore-medio.

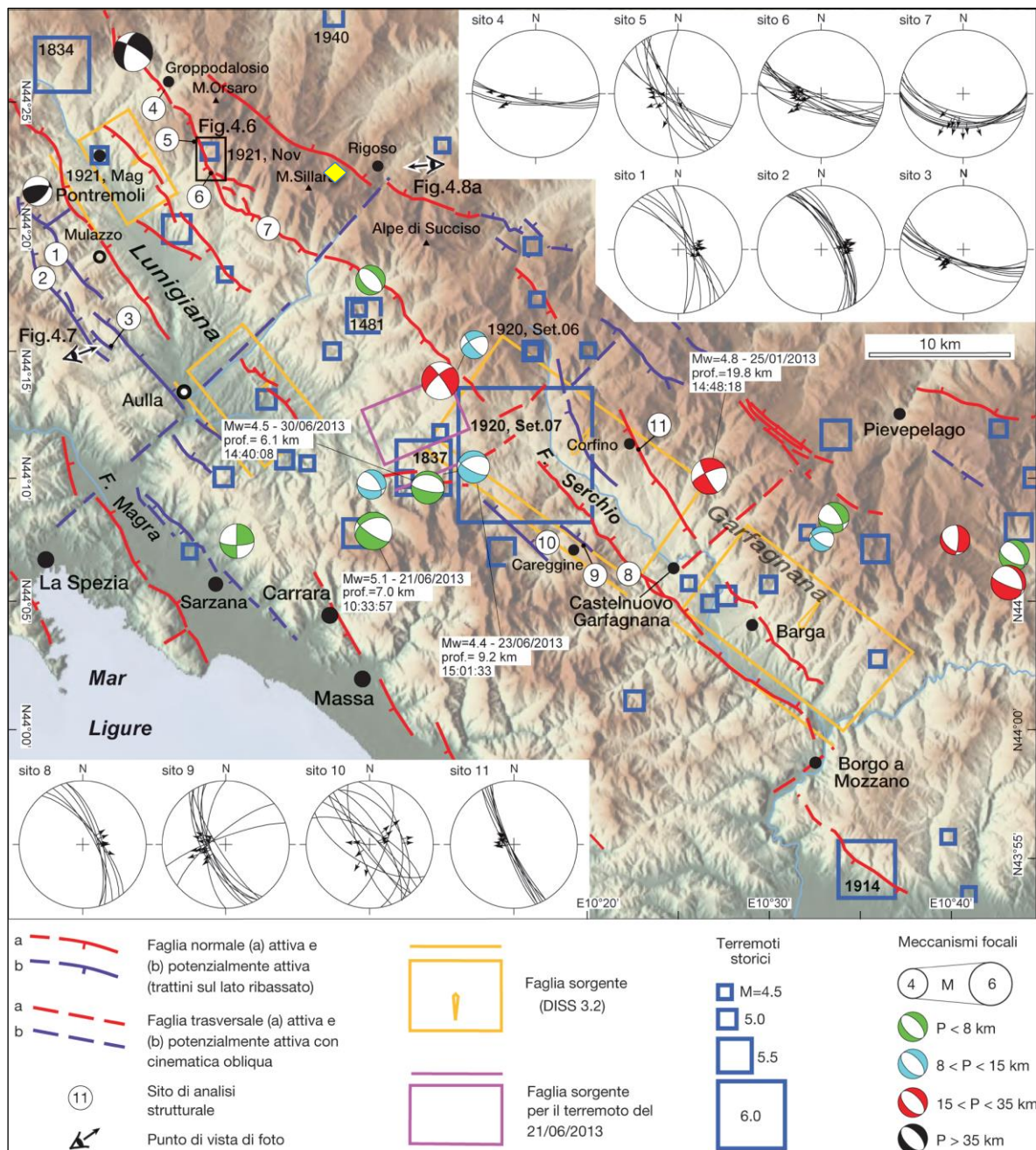


Figura 3.5 Principali caratteristiche strutturali del settore Garfagnana-Lunigiana. Strutture derivate da Corti et al. (2006), Di Naccio et al. (2013) e da indagini sul terreno. Gli stereonets illustrano i dati strutturali sulla cinematica delle faglie mesoscopiche e dei piani principali (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore). I terremoti storici e i meccanismi focali dei terremoti con $M_w \geq 4,0$ sono riportati in carta. Le singole sorgenti sismiche sono derivate dal DISS 3.2 (DISS Working Group, 2015). La faglia ritenuta responsabile del terremoto del 21 giugno 2013 è tratta da Stramondo et al. (2014). Da Martelli et al. (2017). Il simbolo giallo indica l'ubicazione del sito di Verde

3.2 Informazioni dal Database ITHACA-ISPRA

Nel database ITHACA (<http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>) non è segnalata la presenza di faglie capaci in corrispondenza dello sbarramento e dell'invaso di Lago Verde. Va tuttavia sottolineato che sono segnalate diverse faglie capaci a breve distanza dall'invaso, ubicate rispettivamente a NE, NW e SW di esso (Figura 3.6) e che non interagiscono direttamente con la diga e l'invaso.

Le strutture più prossime al sito sono la faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (4,4 km a NW, n. 1 in Figura 3.6), la faglia 90573 – Valditacca (2,6 km a NE, n. 2 in Figura 3.6), la faglia – Alpe di Succiso - Parma (4,5 km a E, n. 3 in Figura 3.6), la faglia 61319 - Monte Cornela (3,4 km a SW, n. 4 in Figura 3.6), la faglia 61320 – La Bota (3,1 km a W, n. 5 in Figura 3.6) e la faglia 61312 – Monte Marmagna (3,2 km a W, n. 6 in Figura 3.6).

Dalle schede associate alle strutture 93749 – M. Orsaro - Parma (Figura 3.7), 90573 – Valditacca (Figura 3.8) e 93750 – Alpe di Succiso-Parma (Figura 3.9) risulta che si tratta di tre faglie inverse immergenti verso SW la cui ultima attività, dedotta da analisi geomorfologiche e remote sensing (foto aeree e immagini satellitari) è ascrivibile al Pleistocene inferiore per la faglia 90573 – Valditacca. Anche se la qualità dello studio è ritenuta bassa dai compilatori del database Ithaca, alle tre faglie sono rispettivamente associate magnitudo massime di 6,0, 6,4 e 6,1. Riguardo alle faglie 93749 – M. Orsaro - Parma e 93750 – Alpe di Succiso-Parma, i compilatori del database Ithaca affermano che non sono state rinvenute evidenze di superficie in quanto *“la faglia taglia le Unità Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate”*.

Analizzando le schede relative alle strutture 61319 - Monte Cornela (Figura 3.10), 61320 – La Bota (Figura 3.11) e 61312 – Monte Marmagna (Figura 3.12), risulta che si tratta di tre faglie normali immergenti verso SW la cui ultima attività, dedotta da studi e rilievi di campagna è riconducibile al Pleistocene. I compilatori del database Ithaca ritengono che la qualità dello studio sia media.

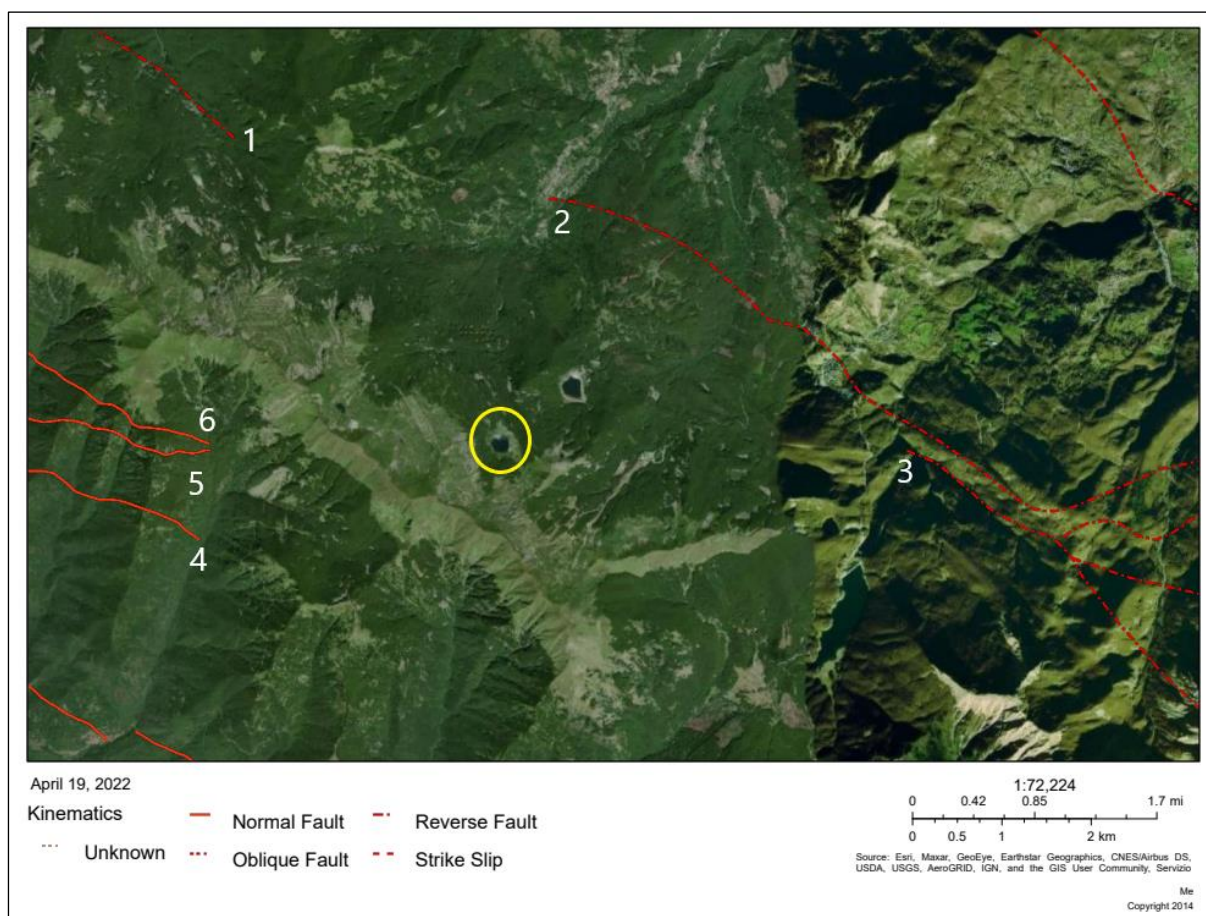


Figura 3.6 Immagine dal database ITHACA che mostra le faglie capaci censite nella regione che include il Lago Verde (cerchio giallo). Esse corrispondono alla faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (1), alla faglia 90573 - Valditacca (2), alla faglia 93750 – Alpe di Succiso - Parma (3), alla faglia 61319 – Monte Cornela (4), alla faglia 61320 – La Bota (5), alla faglia 61312 – Monte Marmagna (6). (Database ITHACA, <http://sqi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/>).

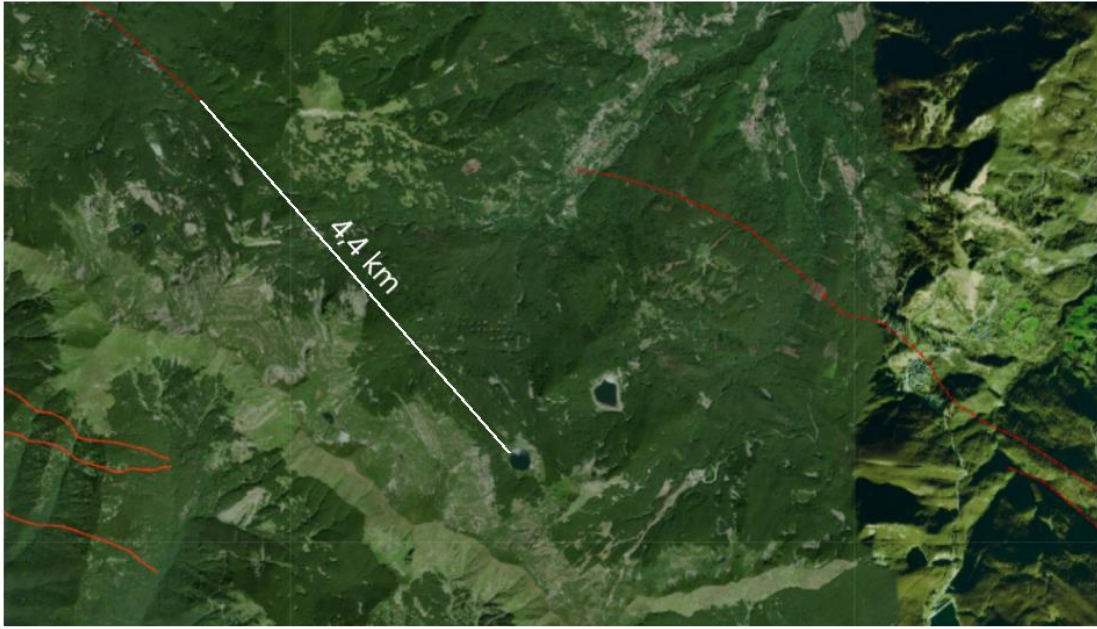
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	93749
Fault Name	M. Orsaro - Parma
Region Name	Emilia Romagna
Tectonic Environment	ND
System Name	Appenninic foothills
Synopsis	
Rank	Primary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	130
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	5.5
Mapping Scale	1:250000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Reverse
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Middle Pleistocene (125,000-700,000)
Applied Technique	Geomorphologic data
Lithology	
Lithology	Marnoso-Arenacea Formation
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	6.00
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	6.0
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Low reliability
Study Quality	LOW
Notes	la faglia taglia le unità Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate.
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.7 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 93749 – M. Orsaro - Parma (indicata dal simbolo bianco). Da ITHACA, <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=93749>

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	90573
Fault Name	Valditacca
Region Name	Emilia Romagna
Tectonic Environment	ND
System Name	Appenninic foothills
Synopsis	
Rank	Primary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	110
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SSW
Fault Length (km)	11.8
Mapping Scale	1:250000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Reverse
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Early Pleistocene
Applied Technique	Remote sensing: aerial photos, satellite
Lithology	
Lithology	Marnoso-Arenacea Formation
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	13.00
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	6.4
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Low reliability
Study Quality	LOW
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.8 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 90573 - Valditacca (indicata dal simbolo bianco). Da ITHACA
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=90573>

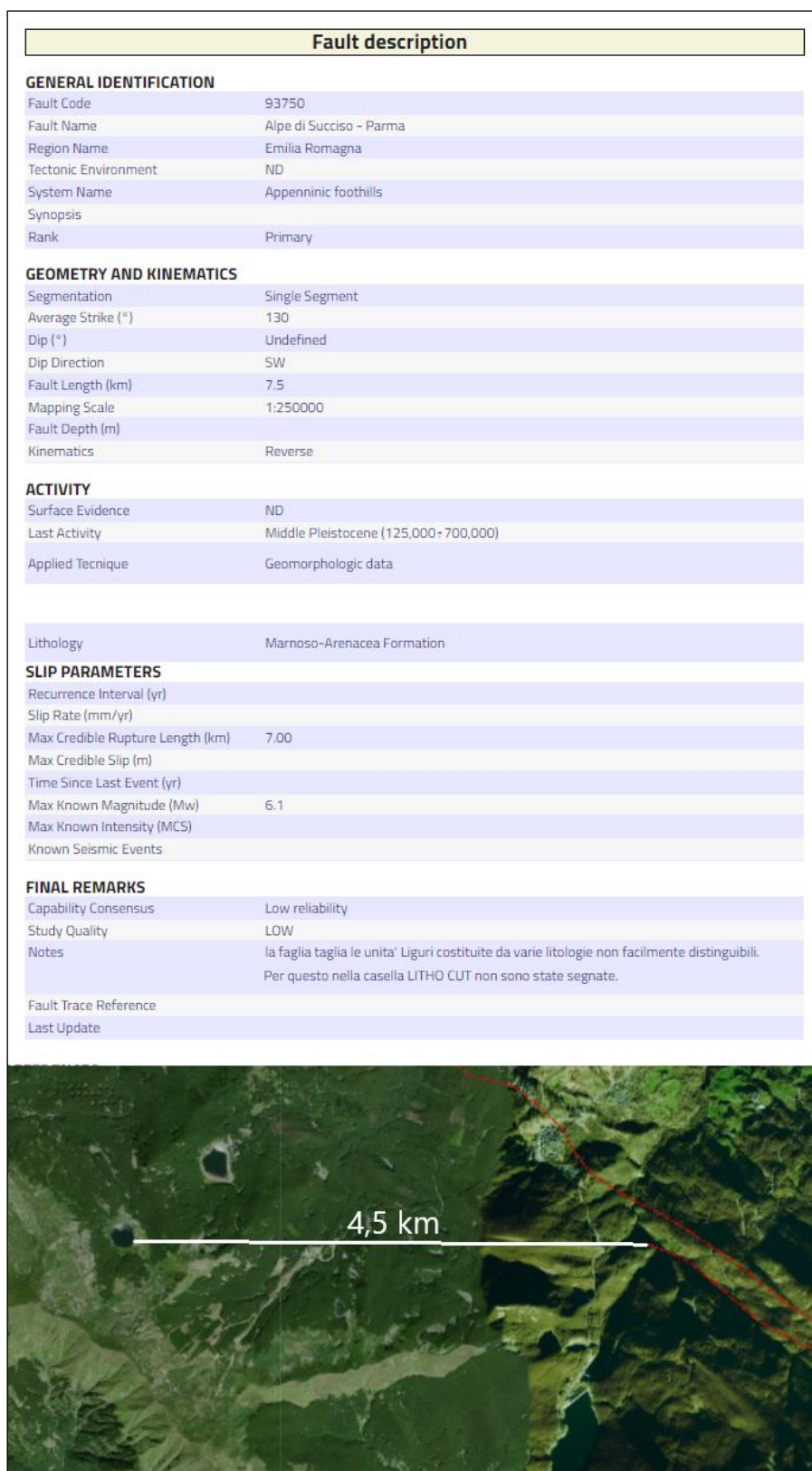


Figura 3.9 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 93750 – Alpe di Succiso - Parma
 (indicata dal simbolo bianco). Da ITHACA
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=93750>

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61319
Fault Name	Monte Cornela
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	4.9
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	

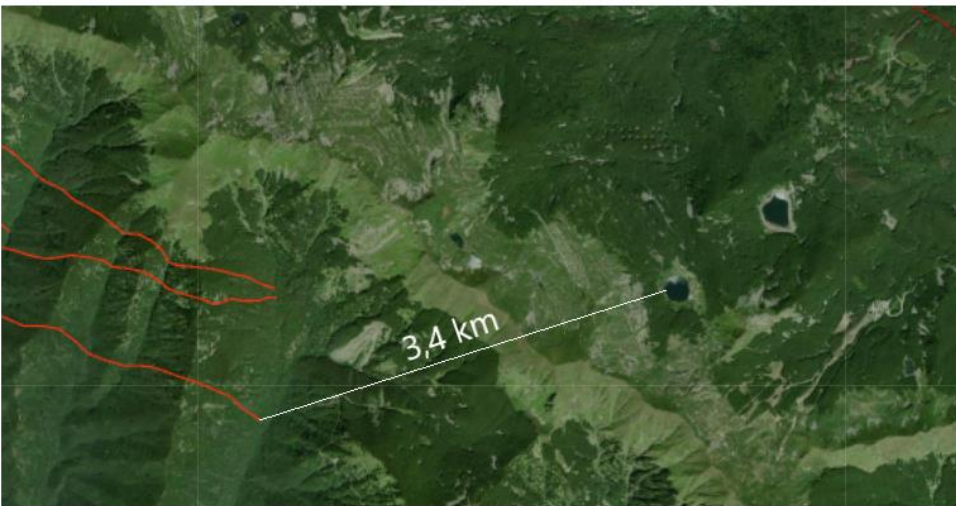


Figura 3.10 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61319 – Monte Cornela (indicata dal simbolo bianco). Da ITHACA
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61319>

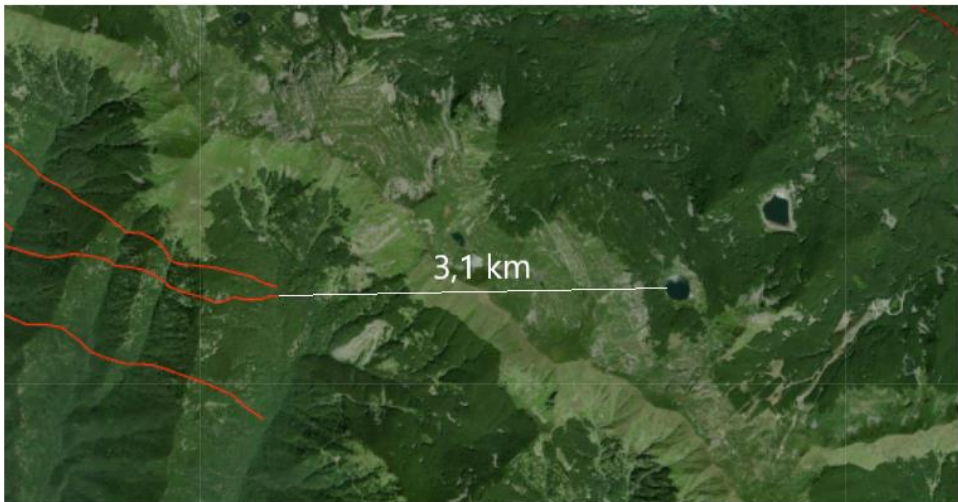
Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61320
Fault Name	La Bota
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	2.4
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	
	

Figura 3.11 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61320 – La Bota (indicata dalla freccia bianca). Da ITHACA
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61320>

Fault description	
GENERAL IDENTIFICATION	
Fault Code	61312
Fault Name	Monte Marmagna
Region Name	Toscana
Tectonic Environment	ND
System Name	NE border of the Lunigiana Basin
Synopsis	
Rank	Secondary
GEOMETRY AND KINEMATICS	
Segmentation	Single Segment
Average Strike (°)	135
Dip (°)	Undefined
Dip Direction	SW
Fault Length (km)	9.2
Mapping Scale	1:25000
Fault Depth (m)	
Kinematics	Normal
ACTIVITY	
Surface Evidence	ND
Last Activity	Pleistocene generic
Applied Technique	Field studies
Evidence for Capability	Displacement of middle-late Pleistocene deposits and/or land forms
SLIP PARAMETERS	
Recurrence Interval (yr)	
Slip Rate (mm/yr)	
Max Credible Rupture Length (km)	
Max Credible Slip (m)	
Time Since Last Event (yr)	
Max Known Magnitude (Mw)	
Max Known Intensity (MCS)	
Known Seismic Events	
FINAL REMARKS	
Capability Consensus	Medium reliability
Study Quality	FAIR
Notes	
Fault Trace Reference	
Last Update	



Figura 3.12 Scheda relativa alla faglia capace identificata con codice 61312 – Monte Marmagna (indicata dal simbolo bianco). Da ITHACA
<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=61312>

4. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE DI SITO

4.1 Inquadramento geologico generale

Lo sbarramento di Lago Verde, posizionato in prossimità dello spartiacque appenninico e del Passo del Lagastrello, è ubicato in corrispondenza di depressioni e gradini morfologici formatisi all'interno di circhi glaciali per erosione differenziale. L'area in esame risulta essere compresa sul versante settentrionale di uno spartiacque orientato in direzione NW-SE lungo l'allineamento tra Monte Orsaro – Monte bocco – Monte Sillara. L'opera è localizzata nel contesto della catena appenninica settentrionale, risultato di diverse fasi di collisione che hanno coinvolto le placche Apula ed Europa, a partire dal Cretaceo e tutt'oggi in corso.

Secondo la cartografia Geologica d'Italia in scala 1:100'000, la diga di Lago Verde è localizzata sul margine settentrionale dell'Appennino tosco-emiliano dove vengono a contatto i rilievi montuosi caratterizzati dalla potente successione arenaceo-pelitica della Serie Toscana del "Macigno" le alternanze di banchi gradati e sequenze arenaceo-calcareo-argillose della Formazione dei "Calcari e Arenarie di Monte Dosso", appartenenti alla Serie Ligure-Emiliana.

L'area d'interesse, che ricade nell'area sud-occidentale del Foglio 85 "Castelnovo ne' Monti", comprende formazioni riferibili soprattutto ai domini paleogeografici esterno Ligure, Subligure e Toscano. Nell'area in esame la Formazione del Macigno, appartenente al Dominio Toscano e costituente il crinale appenninico della zona, presenta una struttura anticlinale con asse orientato NW-SE. In corrispondenza dell'alta valle del Fiume Enza e della valle del Torrente Parma, le formazioni appartenenti al Dominio Toscano risultano essere interrotte da una successione di terreni argilloso-calcarei e calcareo-marnosi riferibili al Dominio Ligure. Nell'intorno di Lago Verde, inoltre, i contatti tra le Unità Toscane e quelle Liguri e Subliguri sono interpretati come lineamenti tettonici.

L'analisi dello stralcio di Foglio 85 Castelnovo ne' Monti con relativa sezione interpretativa, appartenenti alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100'000 e riportati in Figura 4.1 e Figura 4.2, hanno permesso di individuare le formazioni che caratterizzano l'area d'interesse nell'intorno dello sbarramento e del bacino di Lago Verde e che risultano appartenenti all'**Unità Tettonica Toscana**. Nel dettaglio, lo sbarramento risulta compreso nel contesto della formazione calcareo-marnosa del "Macigno", una sequenza arenacea con intercalazioni argilloso-siltitiche e riferibile all'Oligocene medio e superiore, costituita da strati arenacei prevalenti dello spessore medio di 0,5 - 5 m molto compatte, micacee, grigie, a grana variabile da finissima a grossolana e caratterizzate da un cemento argilloso-calcareo. Le intercalazioni siltoso-argillitiche, dello spessore medio decimetrico, si presentano talora fogliettate.

Si vuole sottolineare inoltre che nell'ambito di studi geologici datati, tra i quali si può inserire anche la Carta Geologica d'Italia in scala 1:100'000 del Foglio 85 Castelnovo ne' Monti risalente al 1968, parte delle successioni arenaceo-pelitiche del crinale tosco-emiliano dell'area in esame veniva indistintamente indicata come Formazione del Macigno. Più precisamente nell'intorno dello sbarramento di Lago Verde si riconoscono formazioni riferibili al "Macigno b" o "Macigno del Mugello" e del "Macigno a", "Macigno del Chianti" o "Macigno p.d.". Nel dettaglio, all'interno della Formazione del Macigno venivano riconosciute

differenti litofacies che ricalcavano la suddivisione introdotta da *Signorini* nel 1936 ("Macigno a" o "del Chianti", "Macigno b" o "del Mugello" e "Macigno c" per una facies prettamente marnosa).

In particolare, per l'area oggetto della presente Relazione al termine "Formazione del Macigno", denominazione rimasta in uso per l'identificazione delle successioni arenaceo-pelitiche più antiche di questa fascia di crinale toscano-emiliano, sono così stati affiancati differenti terminologie succedutesi nel tempo.

In quest'ottica recenti studi stratigrafici di maggiore dettaglio hanno sottolineato ulteriori rilevanti differenze cronologiche e sedimentologiche all'interno di queste successioni arenaceo-pelitiche, suggerendo la definizione di nuove formazioni geologiche. Così in lavori successivi le unità arenacee dell'area di crinale dell'Appennino Settentrionale, riferibili al "Macigno a", sono state denominate semplicemente con il termine di "Macigno", mentre, al "Macigno b" venivano ascritte alle Arenarie del Monte Cervarola (*Bortolotti et al., 1970; Nardi & Nardi, 1972*).

Proprio le successioni arenaceo-pelitiche che caratterizzano il contesto geologico dello sbarramento di Lago Verde possono essere ricondotte, secondo la nomenclatura stratigrafica più recente, alla Formazione del Macigno (MAC) appartenente all'Unità Tettonica della Falda Toscana.

Il serbatoio di Lago Verde è stato realizzato in un'area montana tra le quote 1485 e 1515 m s.l.m. nel settore immediatamente a nord dello spartiacque appenninico e di sviluppo SE – NW pressoché coincidente con l'allineamento Monte Orsaro – Monte Bocco – Monte Sillara. L'invaso occupa un modesto circo glaciale dominato dalla presenza di estesi corpi morenici da imputare all'ultima glaciazione wurmiana.

L'invaso è impostato in gran parte sui depositi detritici e morenici che ricoprono la formazione arenacea del Macigno e sulla stessa formazione del Macigno. I versanti del bacino sono caratterizzati da limitati affioramenti per la presenza di una fitta vegetazione che in molti casi è attecchita su depositi di copertura detritici e di natura morenica.

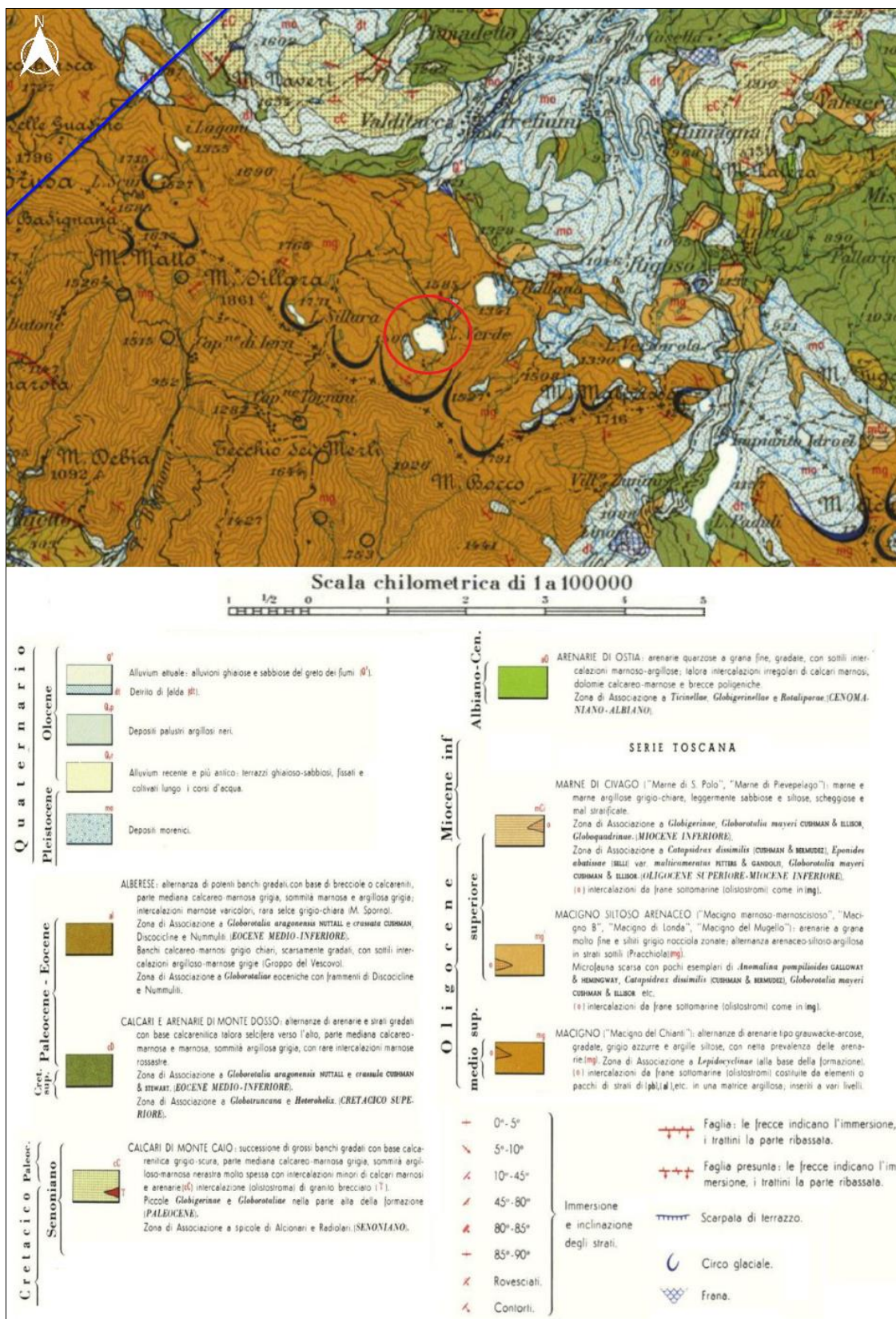


Figura 4.1 Stralcio della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100'000. Il cerchio rosso indica il sito dello sbarramento. [Foglio 85 Castelnovo ne' Monti]

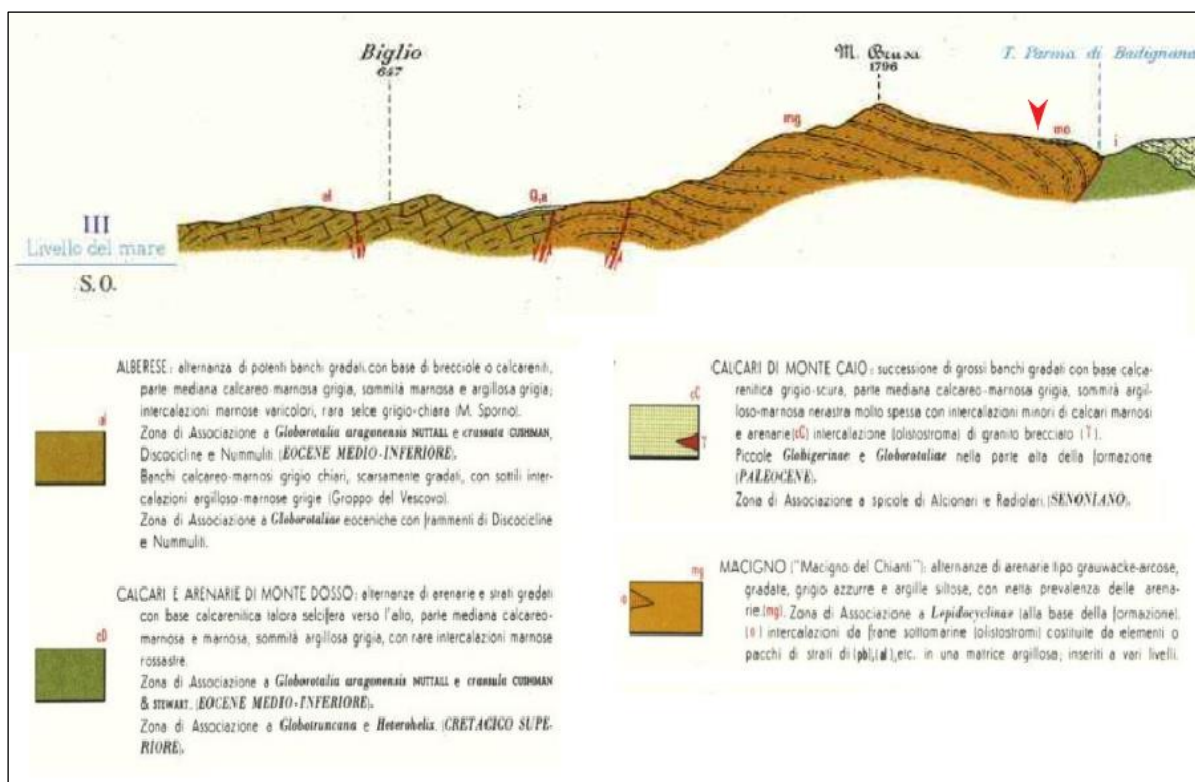


Figura 4.2 Parte terminale sud-occidentale della Sezione Geologica Interpretativa III compresa all'interno del Foglio 85 Castelnovo ne' Monti. Tale porzione terminale della sezione III taglia l'area posizionata a NW di Verde in direzione NE-SW (traccia di sezione in blu nell'angolo NW dello stralcio di carta). La proiezione dell'ubicazione del sito di Verde può essere individuata dalla freccia rossa, in corrispondenza dell'anticlinale con asse orientato SW-NE

Si analizza il contesto geologico nel quale si inserisce la diga di Lago Verde, grazie allo stralcio del Foglio 234 "Fivizzano" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50'000 "Fivizzano" della Cartografia Geologica realizzata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e alla relativa sezione geologica, riportate in Figura 4.3 e Figura 4.4. L'area dello sbarramento d'interesse si posiziona nella porzione nord-occidentale del Foglio 234 "Fivizzano".

Secondo il foglio geologico a scala 1:50'000, la diga di Lago Verde risulta essere impostata su depositi eterogenei ed eterometrici, prevalentemente arenacei, riconducibili a **depositi morenici**, nel panorama geologico della **Formazione del Macigno**, appartenente al Dominio Toscano.

Dal punto di vista litologico la Formazione del Macigno, datata all'Oligocene superiore – Miocene inferiore, risulta essere costituita da torbiditi arenacei ed arenaceo – pelitici grigi con granulometria da media a medio – fine negli strati meno spessi e da grossolana a molto grossolana negli strati spessi e molto spessi. Sono presenti, seppur subordinate, torbiditi pelitici – arenacei sottili o, raramente, calcareo marnosi. Gli intervalli pelitici, costituiti da siltiti grigie, marne siltose ed argilliti da grigie a grigio – scure, sono spesso sottili e laminati e possono raggiungere qualche decina di centimetri di spessore.

L'intera unità presenta uno spessore variabile da centinaia di metri fino a 2'000 metri.

La sezione geologica A – A' (Figura 4.5), riportata all'interno del Foglio 234 Fivizzano della Carta Geologica d'Italia, conferma come l'invaso di Lago Verde sia collocato nel contesto della Formazione del Macigno e fondata su depositi detritici di till indifferenziato. I depositi di till indifferenziato, datati al Pleistocene medio/superiore, sono costituiti da accumuli di clasti subangolosi, prevalentemente arenacei, di dimensioni comprese tra le ghiaie ed i massi, immersi in una matrice sabbioso – limosa grigio – ocracea. Lo spessore dell'unità varia da qualche metro fino ad un massimo di 100 metri (Puccinelli et al., 2015).

Si vuole analizzare a questo punto il contesto geologico di maggiore dettaglio dell'area oggetto del presente rapporto, grazie alla carta geologica dell'appennino emiliano – romagnolo a scala 1:10'000 della Regione Emilia-Romagna (Figura 4.5).

In particolare, la cartografia 1:10'000, in accordo parziale con quanto indicato dalla carta geologica a scala 1:50'000, mostra come lo sbarramento oggetto della presente Relazione sia impostato su depositi glaciali e periglaciali, mentre l'invaso sia interessato da depositi detritici di falda e derivanti da instabilità di versante.

In particolare, il detrito di falda è costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, con frammenti litoidi di dimensioni variabili tra qualche cm³ e decine di m³, privo di matrice o in matrice sabbioso-pelitica alterata e pedogenizzata, di origine gravitativa. Questi depositi si trovano generalmente a quote elevate o molto elevate, alla base di scarpate e lungo i versanti più acclivi. Il detrito può essere stato anche rimaneggiato da fenomeni di gelo-disgelo e dal ruscellamento delle acque superficiali.

I depositi glaciali e periglaciali sono costituiti da detrito sciolto a struttura caotica con clasti eterometrici inglobati in matrice limoso-sabbiosa o limo-argillosa e con stratificazione mal visibile. Frequentemente sono presenti massi erratici.



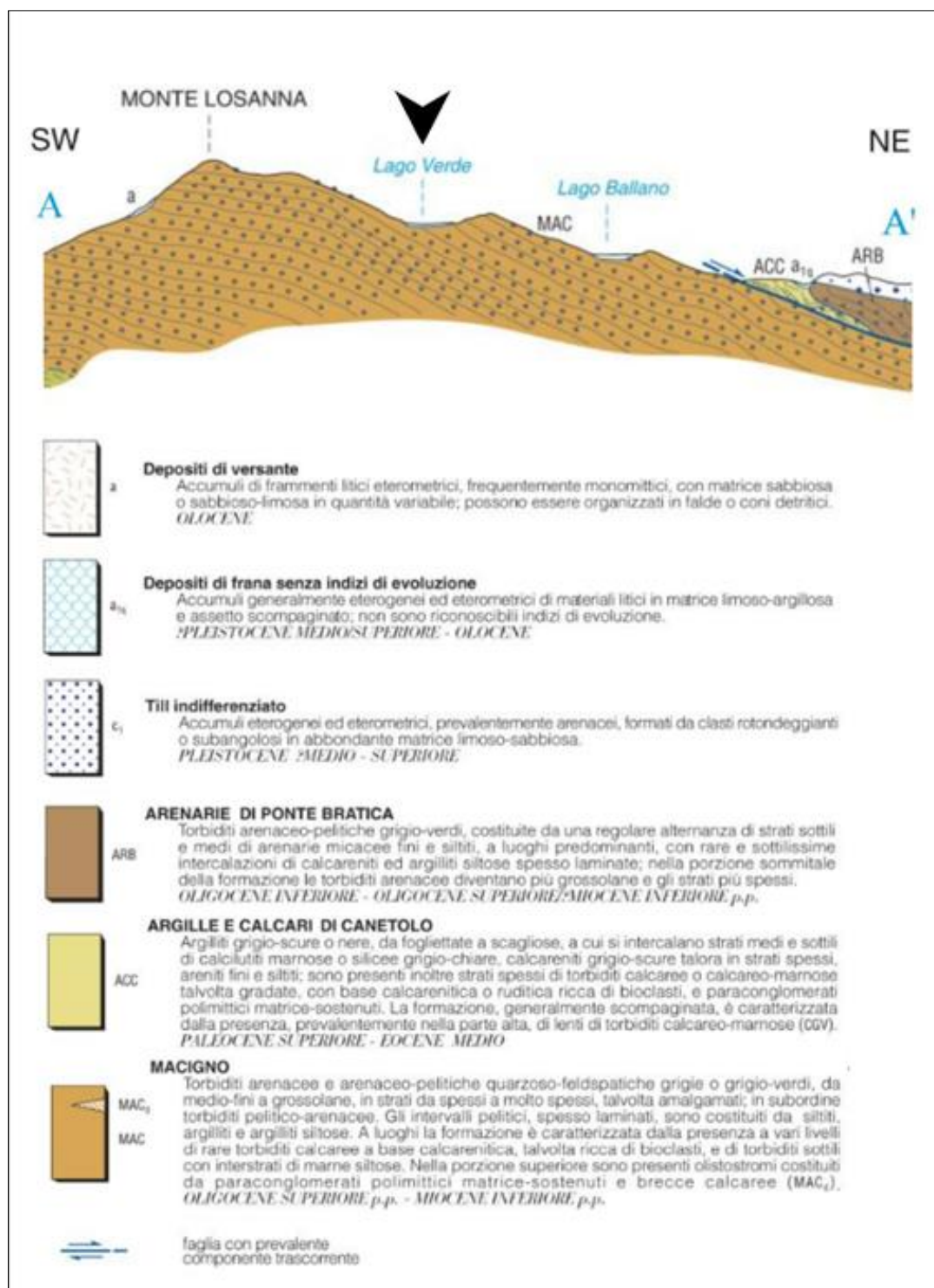


Figura 4.4 Parte della Sezione Geologica Interpretativa A – A' riportata all'interno del Foglio 234 Fivizzano a scala 1:50'000. Tale porzione della sezione A – A' è riportata in pianta in Figura 4.3 ed evidenziata dal lineamento blu che taglia lo stralcio di carta da SW a NE attraversando l'invaso di Lago Verde. La proiezione dell'ubicazione del sito d'interesse può essere individuata dalla freccia nera

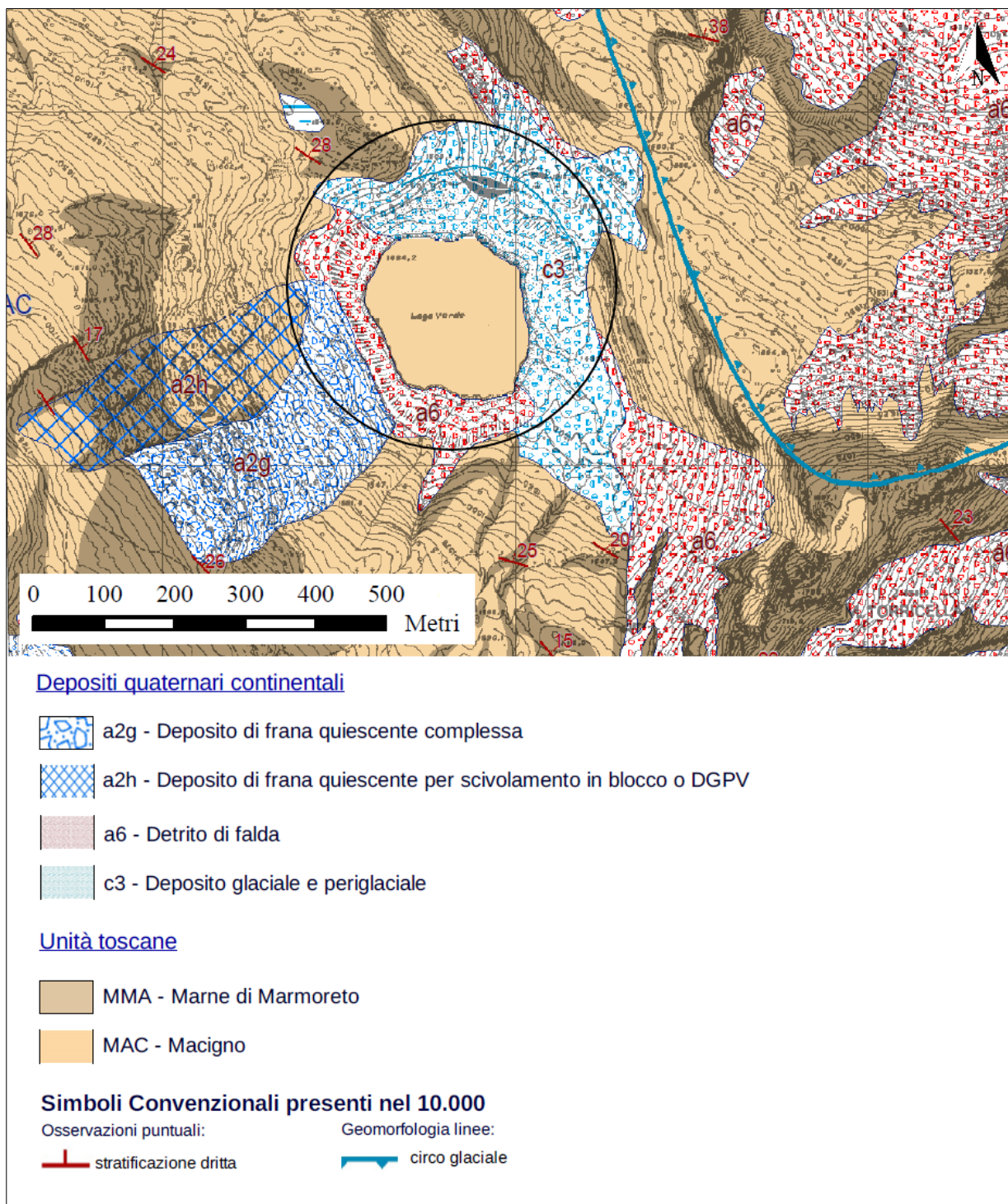


Figura 4.5 Stralcio della Carta Geologica dell'appennino emiliano romagnolo a scala 1:10'000. Il cerchio nero individua lo sbarramento e l'invaso di Lago Verde [Elemento 234020 – Carta Geologica dell'appennino emiliano – romagnolo, 2011]

4.2 Caratteristiche geologiche e geomorfologiche di sito

La definizione del contesto geologico e geomorfologico dell'area in esame, inoltre, si è potuta avvalere del fondamentale contributo delle indagini che negli anni si sono succedute nell'ambito dello studio dello sbarramento di Lago Verde. In particolare, tali indagini, realizzate nel contesto della diga o nelle immediate vicinanze della stessa, hanno contribuito a definire nel dettaglio la natura, la successione stratigrafica e l'assetto strutturale dei terreni e del substrato che possono essere rilevati all'interno del Volume Geologico Significativo dell'imposta (Figura 4.6).

In questo senso ci si riferisce soprattutto alle indagini geognostiche, geofisiche e di laboratorio eseguite durante le campagne di indagini del 1997, 2000 e 2008 e allo stendimento di sismica a rifrazione eseguito a valle della sponda destra del Lago Verde nel 2020. In particolare, le indagini che hanno fornito dati utili alla caratterizzazione geologica del sito sono riportate di seguito.

- GEOEMME, 1997:
 - esecuzione di n. 4 perforazioni a carotaggio continuo realizzati sulle spalle (SG1 e SG3) ed a monte dello sbarramento (SG2 E SG2bis), fino ad una profondità massima di 35 m al di sotto del piano campagna. La stratigrafia del sondaggio SG2 non è disponibile. I sondaggi hanno attraversato i depositi morenici e detritici che caratterizzano l'area circostante lo sbarramento.
 - Esecuzione di n. 12 prove di permeabilità Lefranc nel contesto dei 4 fori di sondaggio SG1, SG2, SG2bis e SG3.
- ELLETIPI, 2000:
 - esecuzione di n. 2 perforazioni a carotaggio continuo (S2 e S5) in corrispondenza del nucleo del corpo diga, fino ad una profondità massima di 25 m dal coronamento. I sondaggi hanno attraversato la muratura del corpo diga fino a raggiungere i depositi morenici e detritici che caratterizzano il piano di fondazione dello sbarramento.
 - esecuzione di n. 4 perforazioni a distruzione di nucleo S1, S3, S4 e S6, in corrispondenza del corpo diga, fino ad una profondità rispettivamente 16 m, 25 m, 25 m e 12 m dal coronamento.

Si specifica che i sondaggi S1, S2 e S3 hanno interessato la struttura della diga originaria del 1907, mentre i sondaggi S4, S5 e S6 sono stati realizzati nel contesto della diga addossata nel 1929.

- PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO – SERVIZIO GEOLOGICO – LABORATORIO GEOTECNICO, 2002:
 - esecuzione di n. 9 analisi granulometriche, limiti di Atterberg, umidità naturali, permeabilità espressa con il parametro Kd su n. 9 campioni prelevati dai sondaggi meccanici Geoemme del 1997.

- esecuzione di n. 3 prove di densità in sito sul fianco orientale dell'invaso (D1, D2, D3) con prelievo ed analisi granulometriche, limiti di Atterberg e permeabilità espressa con il parametro Kd sui campioni relativi. Non sono disponibili l'ubicazione del punto di prelievo del campione D2, oltre alla profondità massima raggiunta per i punti di prelievo D1, D2 e D3. Vengono invece riportate le profondità di prelievo per i campioni D1, D2, D3, che si attestano a 0,5 m da piano campagna.
- esecuzione di n. 3 prove di taglio diretto sui 3 campioni ricostruiti prelevati per le densità in sito (D1, D2 e D3).
- SONDEDILE S.r.l., 2008:
 - esecuzione di n. 4 perforazioni a carotaggio continuo in corrispondenza del corpo diga della struttura del 1929 (S1v), della spalla sinistra (S4v), dei terreni e rocce di fondazione immediatamente al piede del paramento di monte (S2v e S3v), fino ad una profondità massima di 40 m. Il sondaggio S1v attraversa tutto il corpo della diga addossata ed i depositi morenici e detritici, fino a giungere al substrato arenaceo del Macigno.
 - esecuzione di n. 3 perforazioni a distruzione di nucleo per l'attrezzamento dei fori per le prove Cross-hole, in corrispondenza del nucleo della struttura del 1929 (CH1v) e nell'area dell'invaso a poche decine di metri dal paramento di monte (CH2v e CH3v), fino ad una profondità massima di 40 m.
 - esecuzione di n. 27 prove S.P.T. in corrispondenza dei carotaggi continui S1v, S2v, S3v, S4v.
 - prelievo di n. 53 campioni rimaneggiati dai terreni prelevati dalle carote dei sondaggi a carotaggio continuo per l'esecuzione di prove granulometriche e prove per la determinazione dei limiti di Atterberg.
 - realizzazione di n. 6 prove di permeabilità Lefranc in corrispondenza dei fori di sondaggio S1v (2), S3v, S4v (2), CH3v (2).
 - realizzazione di n. 5 prove di permeabilità Lugeon nel contesto dei fori di sondaggio S1v, S2v (2), S3v, S4v.
 - realizzazione di n. 3 prove dilatometriche su roccia nel contesto del sondaggio S3v.
 - realizzazione di n. 3 prove di densità in sito (volumometro a sabbia), di cui non si conosce l'esatta ubicazione.
- PROGEO S.r.l., 2008:
 - esecuzione di n. 103 misure Cross-hole tra i fori di sondaggio realizzati nel contesto della campagna d'indagine geognostica Sonedile del 2008. In particolare, la realizzazione di tali prove è stata eseguita nei fori S1v-CH1v, S2v-CH2v, S3v-CH3v. La prova Cross hole della coppia CH1V-S1V attraversa 12,30 m di materiali costituenti il corpo della diga in blocchi e muratura cementata per poi entrare nei materiali morenici fino a 30,0 m ed infine nelle arenarie della formazione del Macigno toscano (torbiditi arenaceo-pelitiche variamente fratturate).

La prova Cross hole della coppia CH2V-S2V, effettuata sul fondo valle lato monte, attraversa 21.3 m di detrito morenico per poi passare fino a fondo foro nella formazione del Macigno.

La prova Cross hole della coppia CH3V-S3V è realizzata sul versante sinistro ed incontra per 22 m detriti di versante e morenico per poi anch'esso entrare nella formazione delle arenarie, fratturate e ricementate con calcite spatica.

- PROGEO S.r.l., 2009:

- esecuzione di n. 1 stendimenti a rifrazione con elaborazione tomografica, destinata all'approfondimento delle conoscenze della zona di imposta e della zona a valle della diga, con lo scopo di valutare le caratteristiche di fratturazione dell'ammasso roccioso ed evidenziare eventuali zone superficiali più allentate e di ricostruire l'andamento dei lineamenti tettonici nella zona di imposta della diga e a valle.

Linea sismica trasversale all'asse della diga in direzione monte-valle della lunghezza di 210 m con 39 sensori di ricezione delle onde di compressione (P) (geofoni) interspaziati ogni 5 m delle partendo circa 70 m a monte del manufatto e terminando 115 m circa a valle dello stesso lungo un allineamento in asse all'impiuvio vallivo adiacente ai sondaggi della prova Cross hole CH2V-S2V.

- ISTITUTO SPERIMENTALE PER L'EDILIZIA – ISTEDIL S.p.A., 2009:

Dai sondaggi eseguiti da Sondedile nel 2008 (S1v, S2v, S3v, S4v) sono stati prelevati complessivamente n. 53 campioni di materiale suddivisi tra campioni delle terre e delle rocce, sui quali nel periodo gennaio-febbraio 2009 sono state eseguite le seguenti indagini di laboratorio:

- n. 19 analisi granulometriche su campioni di materiale granulare, ASTM-D422.
- n. 18 determinazioni dei limiti di consistenza, ASTM-D4318.
- n. 10 determinazioni di contenuto d'acqua allo stato naturale, ASTM-D2216.
- n. 5 prove di taglio diretto con determinazione della resistenza residua, con determinazione di peso di volume con fustella tarata e determinazione del contenuto d'acqua iniziale e finale, AGI1994.
- n. 9 prove di Tilt test.
- n. 3 prove di compressione triassiale con determinazione delle deformazioni assiali, con determinazione della massa volumica apparente, ASTM-D5407-93.
- n. 2 prove di compressione triassiale con determinazione delle deformazioni assiali e circonferenziali, con determinazione della massa volumica apparante, ASTM-D5407-93.
- n. 7 prove di carico puntuale (point load), ASTM-D5731-95.

- ENEL, 2012:
 - realizzazione di una campagna di rilievi geomeccanici nel contesto dello sbarramento e delle sponde dell'invaso.
 - esecuzione realizzazione di rilievi geologici e geomorfologici dell'area dello sbarramento e dell'invaso.
- GEOEXPLORATION, 2020:
 - realizzazione di una campagna di rilievi sismici a rifrazione con tomografia in onde P e S nel contesto dell'area in sponda destra a valle dello sbarramento scarico di superficie e dell'area immediatamente a valle di quest'ultimo.

Tali indagini hanno interessato l'intera estensione dell'imposta, permettendo una buona ricostruzione del modello stratigrafico dei terreni e del substrato di fondazione.

A differenza di quanto riportato dalla cartografia geologica analizzata finora nel presente paragrafo, le indagini prese in considerazione hanno permesso di definire un modello di sottosuolo di dettaglio per il sito d'interesse. Tale modello si accorda con quanto si evince dalla sola analisi della cartografia geologica di riferimento, e, in particolare, in interposizione tra il corpo diga ed il substrato costituito dalla Formazione del Macigno, si identificano differenti terreni associabili ad altrettante tipologie di depositi quaternari differenziabili tra di loro per caratteristiche tessiturali, composizionali e genetiche.



-  Sondaggi a carotaggio continuo (2008)
-  Sondaggi a distruzione di nucleo (2008)
-  Sondaggi a carotaggio continuo in corpo diga (2000)
-  Sondaggi a distruzione di nucleo in corpo diga (2000)
-  Testa bocca foro

 Fondo foro
 Livello falda attuale

CARATTERIZZAZIONE LITOTECNICA DEI TERRENI:

- | | |
|---|---|
|  | Ghiaia con sabbia limosa - Accumuli detritici fluvio-glaciali, con prevalenza di sabbie e ghiaie |
|  | Trovanti di arenaria - Accumuli detritici fluvio-glaciali, con prevalenza di trovanti arenacei in matrice ghiaioso-sabbiosa |
|  | Depositi morenici in posto - Ghiaia, sabbia e limo grigi |
|  | Livello alterato al tetto della formazione arenacea |
|  | Arenaria grigia compatta |

63

Come osservabile nella sezione geologica dell'area di imposta della diga di Figura 4.6, al di sotto del corpo diga, grazie alle differenti tipologie di indagini considerate è stato possibile individuare **depositi fluvio – glaciali** caratterizzati da matrice incoerente costituita da ghiaia con sabbia limosa (Figura 4.7). Lo spessore di tali depositi, che si riduce fino quasi a scomparire salendo lungo le pendici, risulta essere di 10 m al centro della valle e di 20 m alle spalle della diga.

Più in profondità, i depositi fluvio – glaciali risultano essere composti in prevalenza da trovanti arenacei in matrice ghiaioso – sabbiosa. Lo spessore di tali depositi è di 10 m al centro della valle, di 6 m presso la spalla destra e assente nella parte alta della spalla sinistra.

Al di sotto di quest'ultimi depositi si trovano **depositi morenici** in posto costituiti da ghiaia, sabbia e limo addensati di colore grigio. Lo spessore massimo di tale unità si attesta a 3/4 m.



Figura 4.7 Vista sulla porzione immediatamente a monte dello sbarramento, con particolare dei depositi detritici di origine glaciale che ricoprono la formazione arenaceo-pelitica del Macigno sottostante e caratterizzano l'area dell'imposta e la sponda destra dell'invaso. Le immagini evidenziano la natura caotica e la tessitura eterogenea dei depositi di origine glaciale in esame. Tali depositi sono costituiti da accumuli di clasti eterometrici a struttura caotica immersi in una matrice sabbioso-limosa talora argillosa

Le sponde sud-occidentali che bordano l'invaso risultano caratterizzate da diffusi depositi detritici riconducibili a detriti di falda e derivanti da fenomeni di instabilità di versante (Figura 4.8).



Figura 4.8 Viste dell'area sud-occidentale dell'invaso, caratterizzata dalla presenza dei depositi di versante e detriti di falda che caratterizzano tale porzione del lago. Si tratta di depositi detritici con clasti eterometrici e massi

Al di sotto di tali depositi quaternari, le indagini a disposizione hanno confermato la presenza del **substrato costituito da arenaria grigia compatta**, riconducibile alla Formazione del Macigno, sovrastato da un livello frantumato e allentato risultato dell'alterazione dell'unità sottostante. ricostruendone allo stesso tempo l'andamento e la profondità al di sotto dell'imposta. Il tetto della formazione è più superficiale lungo la spalla sinistra dello sbarramento, mentre, nella parte centrale della valle si approfondisce fino a 30 metri di profondità, per poi innalzarsi nuovamente, seppur in minor forma, lungo la spalla destra della diga. L'ammasso roccioso non affiora nell'area dello sbarramento, ma solamente nell'area a valle (Figura 4.9) ed a monte dello stesso.



Figura 4.9 Particolare di un affioramento della Formazione del Macigno nell'area a valle dello sbarramento lungo la strada che da Lago Verde conduce a Lago Ballano. Si tratta di torbiditi arenacei ed arenaceo – pelitici grigi con granulometria da media a medio – fine negli strati meno spessi e da grossolana a molto grossolana negli strati spessi, a cui sono subordinati livelli pelitici, costituiti da siltiti grigie, marne siltose ed argilliti grigie

La diga di Lago Verde è ubicata lungo il versante adriatico dell'Appennino parmense, immediatamente sotto la linea di spartiacque compresa tra il Monte Sillara e il Monte Bocco, in corrispondenza di una conca di origine glaciale.

La **geomorfologia** locale è caratterizzata da una marcata differenziazione fra i pendii ricoperti da depositi sciolti, che presentano forme più dolci, e le creste rocciose acclivi che mostrano una morfologia più aspra, in particolare sul fianco orientale del bacino (Figura 4.10).

In particolare, lungo i versanti occidentali e meridionali dell'invaso di Lago Verde sono presenti limitati lembi di depositi morenici mescolati al materiale di disfacimento del substrato roccioso.

Quest'ultimi sono costituiti prevalentemente da sabbie e grossi massi, originatisi in seguito all'azione crioclastica e meccanica subita dalle locali arenarie alterate.

Si osserva, inoltre, ad est dello sbarramento, una montonatura che, mettendo in evidenza la presenza di un cordone morenico, conferma l'origine glaciale del Lago Verde.



Figura 4.10 Vista d'insieme del Lago Verde dal coronamento della diga, con particolare riferimento ai versanti a differente acclività. Le sponde che bordano il lago risultano essere caratterizzate dalla presenza di detrito di falda e di depositi glaciali e periglaciali

4.3 Assetto stratigrafico nella zona di fondazione e sezioni geologiche

Dall'analisi dei dati geologici e geotecnici derivanti dalla letteratura geologica, dalla documentazione storica e dalle indagini geognostiche è stato possibile costruire n. 2 sezioni geologiche interpretative della zona di imposta dell'opera: n. 1 longitudinale e n. 1 trasversale al coronamento.

Si riportano di seguito le tracce di 2 sezioni geologiche, su base della cartografia geologica in scala 1:10'000 (Figura 4.11), realizzate longitudinalmente e trasversalmente al coronamento dell'opera. La sezione A-A rappresenta quella longitudinale al coronamento dell'opera, mentre la sezione B-B quella trasversale (rispettivamente in Figura 4.12 e Figura 4.13).

Nelle sezioni, la geometria dell'opera è stata ricostruita in base ai disegni disponibili ed alle indagini effettuate, così come gli spessori e l'andamento delle unità geologiche è stato dedotto dai sondaggi geognostici realizzati, unitamente alle informazioni derivanti dalle prove geofisiche.

In particolare, al di sotto del corpo diga sono stati individuati depositi fluvio – glaciali caratterizzati da matrice incoerente costituita da ghiaia con sabbia limosa, seguiti, più in profondità, da depositi fluvio – glaciali composti in prevalenza da trovanti arenacei in matrice ghiaioso – sabbiosa. Al di sotto di quest'ultimi sono stati riscontrati depositi morenici in posto costituiti da ghiaia, sabbia e limo addensati di colore grigio. Infine, è stata rilevata la presenza di arenaria grigia compatta, identificabile con la formazione del Macigno, sovrastata da un livello di ammasso con un medio-elevato grado di fratturazione ed alterazione.

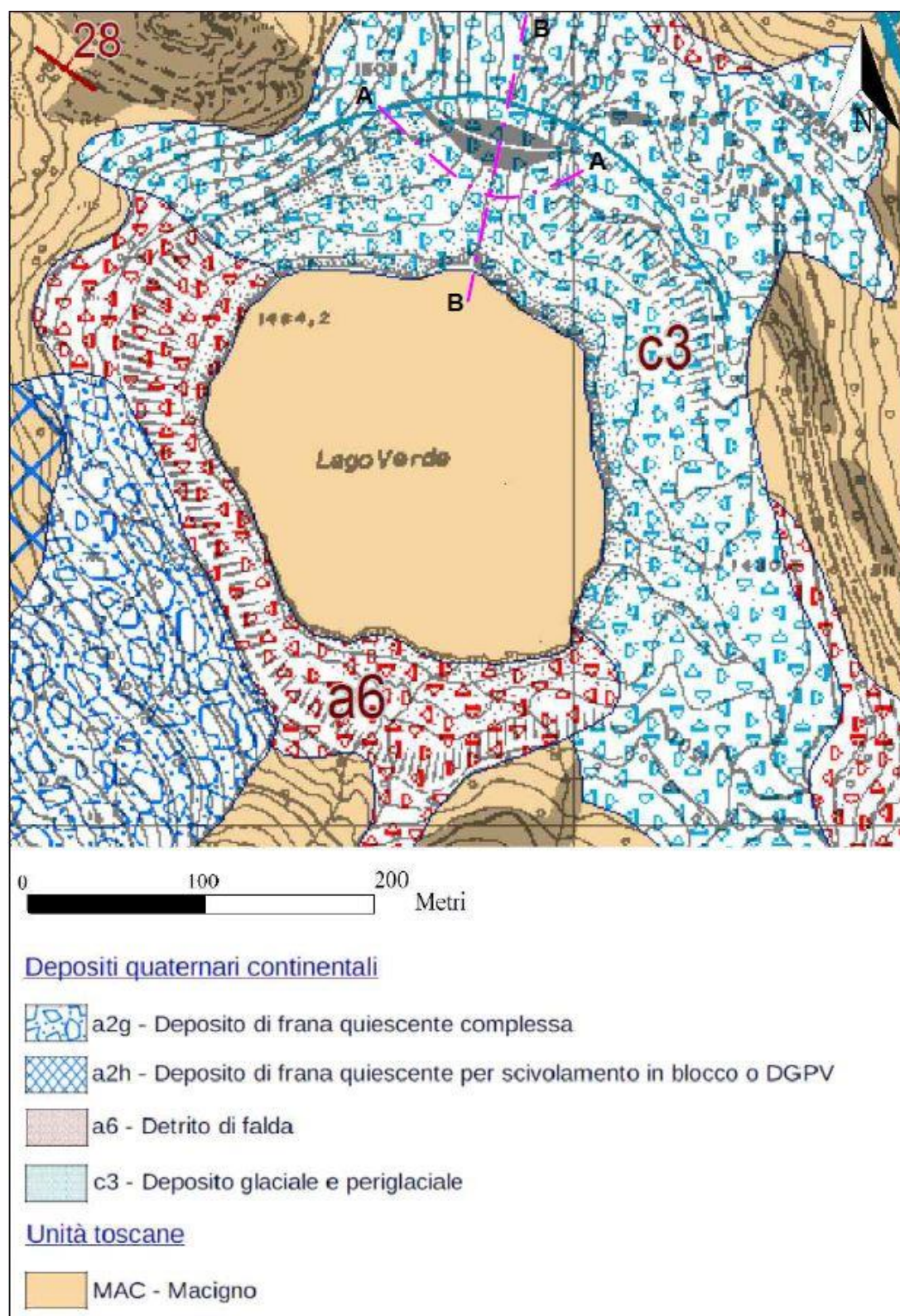


Figura 4.11 Stralcio della Carta Geologica dell'appennino emiliano romagnolo a scala 1:10'000 nella quale sono riportate in viola le tracce delle sezioni geologiche A-A e B-B
 [Elemento 234020 – Carta Geologica dell'appennino emiliano – romagnolo, 2011]

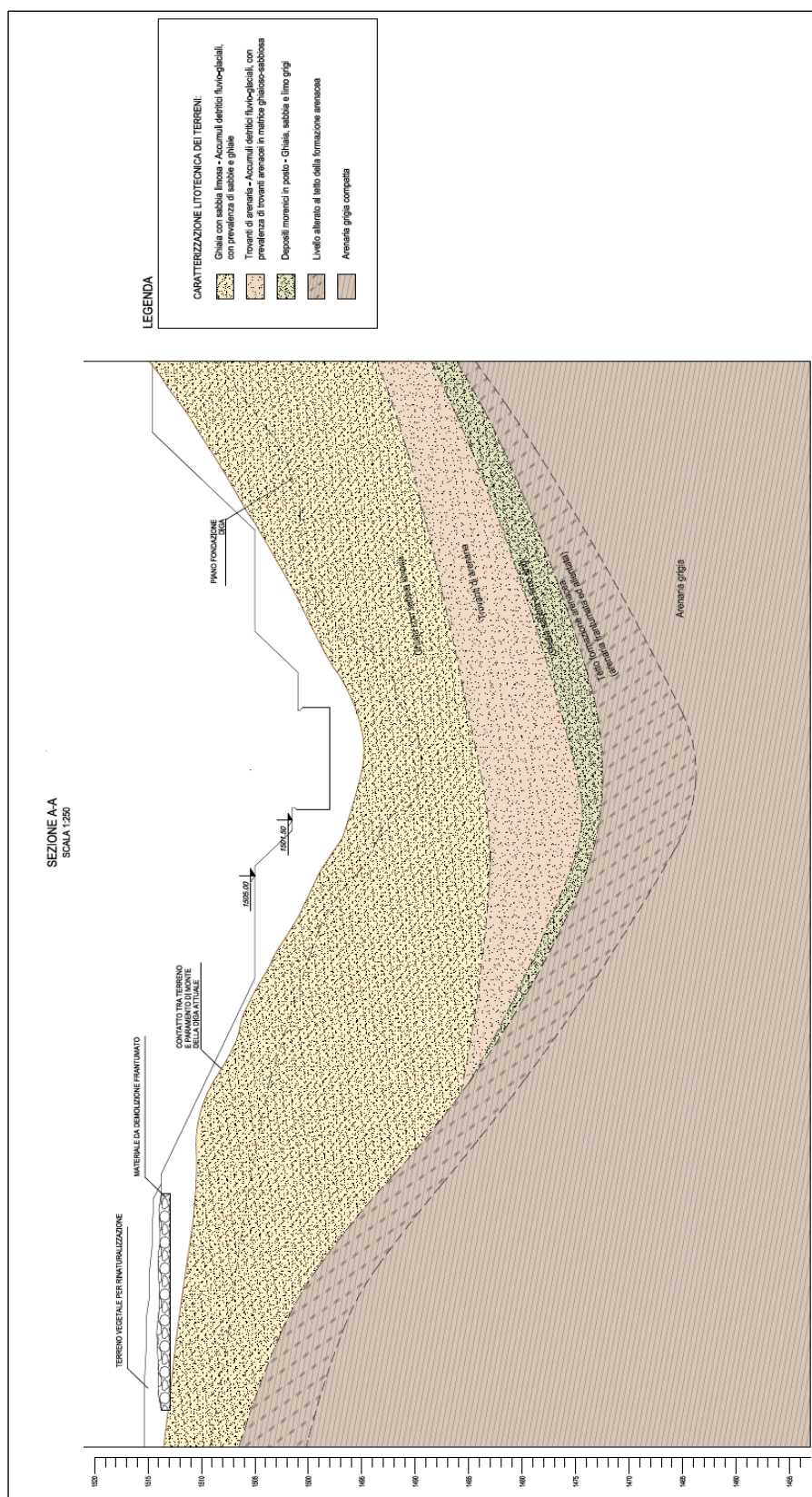


Figura 4.12 Sezione geologica interpretativa A – A longitudinale al coronamento dell'opera

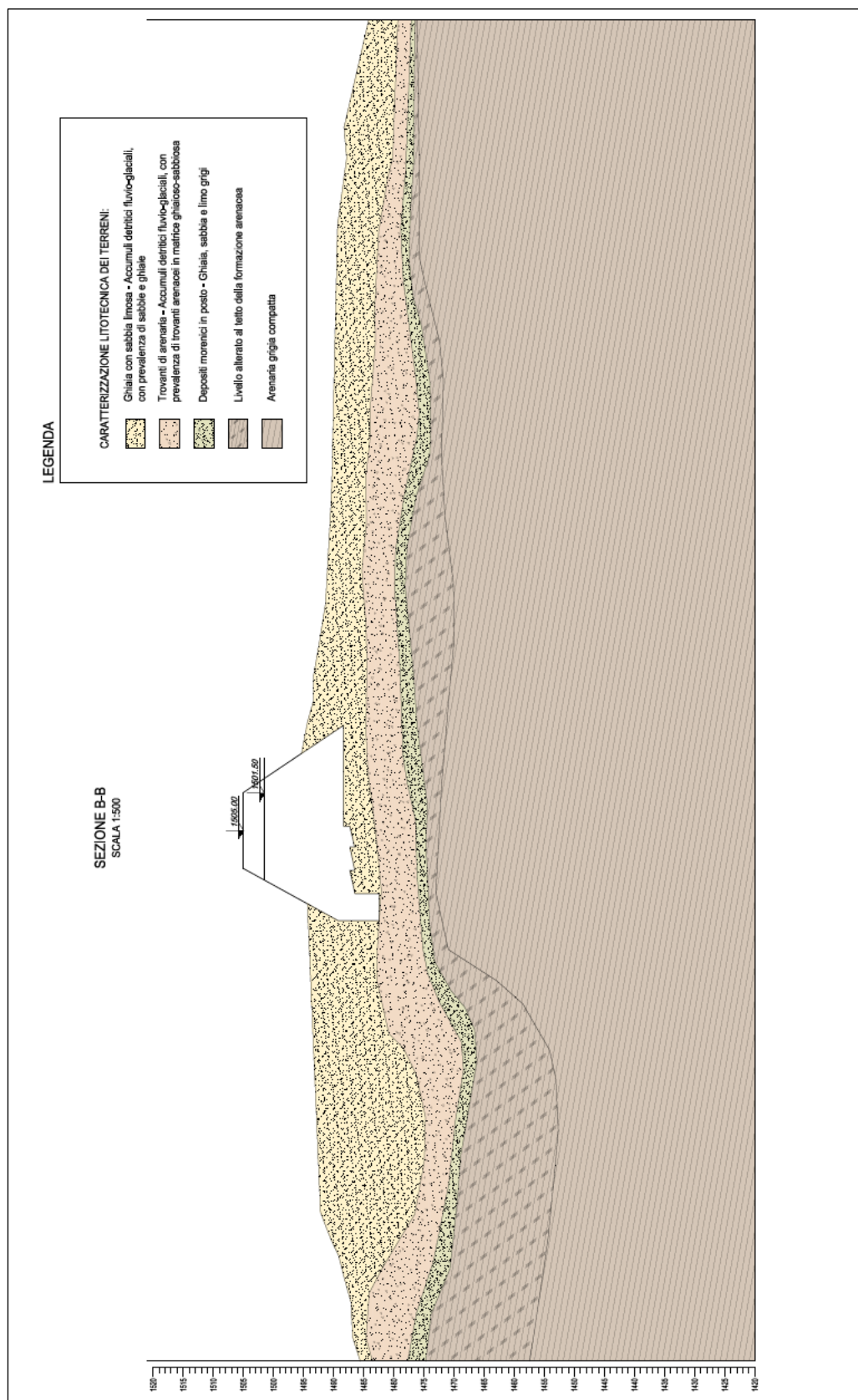


Figura 4.13 Sezione geologica interpretativa B-B trasversale al coronamento dell'opera

5. CRITICITÀ GEOLOGICHE CENSITE CON RIFERIMENTO ALL'IMPIANTO

5.1 Pericolosità da fagliazione superficiale

Dall'esame della letteratura e dei database *DISS*, *CPTI15-DBMI15* e *CFTI5Med* è emerso che l'area della Lunigiana è stata investita da forti terremoti storici nel 1481, 1740, 1834, 1837, 1914 e dal terremoto "della Garfagnana" del 1920. Dai database *CPTI15-DBMI15* e *CFTI5Med* non sono emerse informazioni circa eventuali effetti secondari (rottture del suolo, frane) cosismici che abbiano interessato l'invaso di Verde, associate ad ai terremoti del 1481, 1740, 1834, 1837 e 1914. L'evento del 1920 ha invece causato frane e fratture superficiali nelle località di Rigoso e Trefiumi, ubicate entrambe a 3 km a NNE dell'invaso di Verde. La consultazione del database *ISIDe* ha, inoltre, evidenziato che eventi sismici di bassa magnitudo con epicentri prossimi al sito di interesse sono avvenuti negli ultimi decenni (Figura 2.18).

L'esame della letteratura scientifica e la consultazione del database *DISS* hanno evidenziato che il principale terremoto storico localizzato in Lunigiana (terremoto del 1481 con M 5,8) e la sismicità del periodo 1999-2011 sono associate all'attività delle faglie normali a basso angolo e immersione verso NE ubicate lungo il margine sudoccidentale del graben della Lunigiana (Eva *et al.*, 2014; Pezzo *et al.*, 2014; Stramondo *et al.*, 2014; *DISS Working Group*, 2018). In particolare, nel database *DISS* è censita la sorgente composita ITC5026 – Lunigiana, che include la sorgente individuale ITIS067 – Aulla, alla quale è associato il terremoto del 1481. Al contempo, non è segnalata la presenza di sorgenti sismogenetiche nel margine NE del graben della Lunigiana, definito dalla dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto.

L'insieme dei lavori consultati ha evidenziato che la dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto è dissecata da faglie con attività plio-quadernaria con orientazione NW-SE e immersione verso SW che hanno controllato la formazione del graben della Val di Magra. Queste includono il sistema di faglie di Groppodalosio che disseca la dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto nella sua parte alta. Le cartografie reperite (a scale diverse e generalmente piccole, ad es. Raggi, 1985; Vannucci, 1999; Galadini *et al.*, 2001; Bernini e Papani, 2002; Bonini, 2013; Di Naccio *et al.*, 2013; faglie 61308 – Monte Castiglione e 61309 – Monte della Pala in database *ITHACA*) offrono rappresentazioni diverse del sistema di faglie di Groppodalosio, i cui segmenti sono ubicati rispettivamente a 6,8 e a 5,8 km di distanza dalla diga di Verde. Pur in mancanza di dati diretti (geologico-strutturali), sulla base di evidenze morfostrutturali e morfostratigrafiche, tale sistema è considerato attivo durante il Pleistocene superiore da Bernini e Papani (2002) e per il "segmento di Groppodalosio" è stato stimato da Di Naccio *et al.* (2013) un tasso di dislocazione medio negli ultimi 125'000 anni molto elevato (0,6-0,8 mm/a).

Oltre a tali strutture, Martelli *et al.* (2017) classificano come "faglia attiva" una faglia normale con immersione verso NE e della lunghezza di circa 15 km cartografata da Bonini (2013) ad alta quota lungo il versante nordorientale della dorsale di Monte Orsaro - Monte Acuto (faglia di M. Sillara; Figura 2.11). Per quanto deducibile dalle rappresentazioni cartografiche, tale faglia corre a breve distanza (non valutabile in quanto nelle stesse cartografazioni, riportate in Figura 2.9 e Figura 3.4, non sono rappresentati la diga e il lago di Verde) dal sito di Verde, formando un piccolo angolo nei pressi della diga. Riguardo a tale struttura, si segnala che in Bonini (2013) non è fatto riferimento alla possibile attività recente di essa, che è ipotizzata da

Martelli *et al.* (2017) per la presenza di scarpate allineate e faccette triangolari; tuttavia, si osserva che tali elementi morfologici non costituiscono indicatori certi di attività recente, ma possono derivare anche da erosione selettiva su piani di faglia non "attivi" impostati su rocce litoidi, "resistenti" all'erosione. Non sono chiari (e non si sono reperiti elementi utili a chiarire) i rapporti tra tale struttura e le faglie ad essa quasi sovrapponibili (faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, distante 4,5 km verso E dalla diga di Verde e faglia 90573 – Valditacca, distante 2,6 km verso NE dal sito, rispettivamente n. 2 e n. 3 in Figura 3.6) censite nel database Ithaca e, nel caso della faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, descritta come faglia inversa immergente verso SW. Per entrambe le strutture non esistono vincoli di superficie che consentano di collocare cronologicamente l'ultima attività, che è genericamente attribuita all'intervallo Pleistocene inferiore – medio ed è dedotta da analisi geomorfologiche e di foto aeree e immagini satellitari. In particolare, per quanto concerne la faglia 93750 – Alpe di Succiso-Parma, i compilatori del database Ithaca affermano che non sono state rinvenute evidenze di superficie in quanto *"la faglia taglia le Unità Liguri costituite da varie litologie non facilmente distinguibili. Per questo nella casella LITHO CUT non sono state segnate"*. Si evidenzia che le schede relative a tali strutture sono associate magnitudo massime di 6,1 e 6,4. In aggiunta, si sottolinea che dalla consultazione del database Ithaca non risultano faglia attive e/o capaci che interagiscono direttamente con l'invaso di Verde.

Si segnala che Raggi (1985) individua, a breve distanza dal sito di Verde, una faglia con orientazione NE-SW circa trasversale alla diga. Tale struttura, con orientazione trasversale rispetto alle faglie estensionali che hanno guidato la formazione del graben della Lunigiana, appartarrebbe ad un insieme di strutture che avrebbero prodotto dislocazioni trascorrenti sinistre durante i raccorciamenti ed, in seguito, durante l'estensione plio-quadernaria. L'Autore non fornisce informazioni specifiche circa la struttura in oggetto (trattata e discussa non nello specifico ma come insieme di "faglie trasversali"), incluse quelle sui vincoli di età sull'ultima attivazione di tale struttura che, per quanto deducibile dagli schemi evolutivi in Raggi (1985; Figura 2.12), sarebbe stata attiva fino al Pleistocene inferiore-medio. Pur con tali incertezze, la struttura in oggetto è cartografata tra le faglie "attive" da Vannucci (1999) e "potenzialmente attive" da Martelli *et al.* (2017). In entrambi i casi, gli Autori non forniscono informazioni circa la geometria, la cinematica e i vincoli di età sull'attivazione più recente; inoltre, il grado di dettaglio delle cartografie (Figura 3.1 e Figura 3.5) non permette di identificare con chiarezza i rapporti spaziali/geometrici tra tale struttura e la diga di Verde. Si segnala, inoltre, che il ruolo delle "faglie trasversali" non è sostanzialmente menzionato/discusso in lavori diversi da Raggi (1985) e che, nello specifico, la struttura in oggetto non è rappresentata nella dettagliata carta geologica di Bernini e Papani (2002; Figura 2.13), in Bonini (2013; Figura 2.11), in Di Naccio *et al.* (2013; Figura 3.4) e nel Foglio 234 – Fivizzano della Carta Geologica d'Italia (ISPRA, 2009) riportato in Figura 4.3.

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

La cartografia ufficiale del PAI (Piano assetto Idrogeologico) non riporta la presenza di alcun movimento franoso nei pressi dell'invaso (Figura 5.1). Al contrario, la mappa del progetto IFFI (Figura 5.2), mostra la presenza, lungo il versante collocato a SW di Lago Verde, di una frana per scivolamento rotazionale/traslativo e di una frana complessa.

Lo stesso stralcio di Carta geologica 1:10'000 redatto dalla Regione Emilia-Romagna (Figura 4.5) evidenzia come il versante ubicato a SW dell'invaso sia caratterizzato da depositi di frana quiescente complessa e da depositi di frana quiescente per scivolamento in blocco o DGPV.

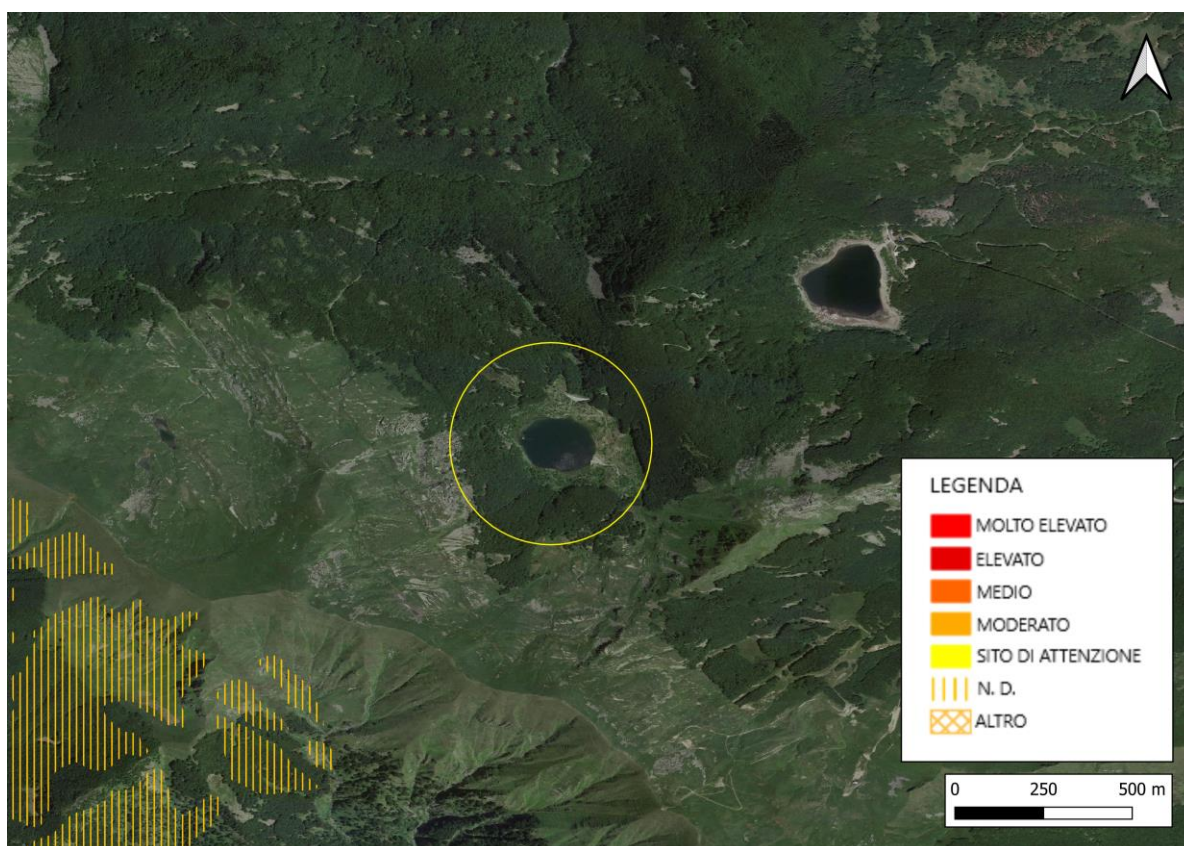


Figura 5.1 Stralcio della carta delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI), dal Geoportale Nazionale
 (http://wms.pcn.minambiente.it/ogc?map=/ms_ogc/WMS_v1.3/Vettoriali/PAI_rischio.map).
 Il cerchio giallo indica l'invaso di Lago Verde

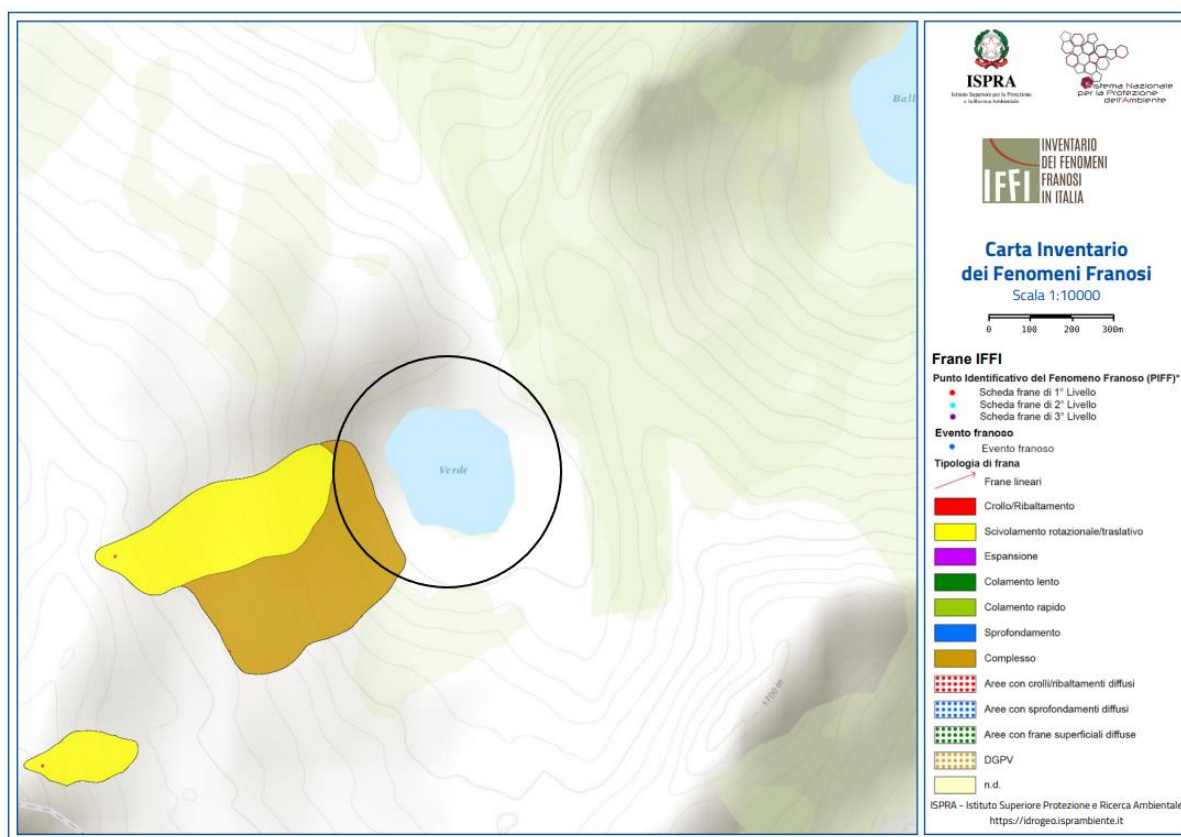


Figura 5.2 Stralcio del Progetto IFFI con ubicazione delle frane ed i fenomeni di instabilità dei versanti censiti nell'area del bacino di Lago Verde. Lo sbarramento è indicato dal cerchio nero

6. CONCLUSIONI

Per il sito dell'impianto di Lago Verde si è tenuto conto di tutte le conoscenze disponibili in letteratura e nella documentazione di progetto, criticamente analizzate, e di quelle direttamente maturate in ambito geologico-geomorfologico. Il risultato è un'attenta analisi bibliografica e cartografica effettuata al fine di individuare le caratteristiche morfologiche, litologiche, geomorfologiche e tettoniche dell'area di interesse. I sopralluoghi effettuati hanno permesso inoltre di verificare le informazioni bibliografiche e di aumentare il grado di dettaglio delle stesse.

Dal punto di vista morfologico, il sito è situato in corrispondenza del Rio del Lago, nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale ed, in particolare, a nord-est della Lunigiana, nel versante nordorientale della dorsale appenninica, in posizione molto prossima dello spartiacque regionale e del Passo del Lagastrello.

Dal punto di vista litologico, l'unità dominante è rappresentata dalla Formazione arenaceo-pelitica del Macigno, appartenente al Dominio Toscano, ricoperta da coltri e depositi detritici di differente genesi, derivanti da fenomeni gravitativi e dall'azione glaciale ed intrinsecamente connessi tra di loro. IN particolare, lo sbarramento di Lago Verde risulta essere interamente fondato su depositi detritici di origine glaciale.

Dal punto di vista geomorfologico, l'area in esame è caratterizzata da una marcata differenziazione tra pendii con forme più dolci e creste rocciose acclivi ed è dominata dall'accumulo di grandi masse detritiche al piede degli stessi versanti ed all'interno degli alvei fluviali e dei circhi glaciali. I processi in atto e le evidenze morfogenetiche, unitamente alle caratteristiche litologiche-tessiturali delle formazioni ed unità rilevabili, indicano una genesi legata soprattutto a fenomeni erosivi ed a instabilità degli stessi versanti che costituiscono il circo glaciale all'interno del quale è ospitato il Lago Verde.

Dal punto di vista sismico, lo sbarramento e l'invaso si inseriscono nel contesto sismogenetico delle regioni della Lunigiana e della Garfagnana. Le sorgenti individuali appartenenti alla ITCS026 – Lunigiana più prossime allo sbarramento sono le sorgenti ITIS067 – Aulla e ITIS085 – Pontremoli, di cui alla prima è associato il terremoto del 1481 e alla seconda quello del 1834. Al contempo la sorgente individuale appartenente alla ITCS083 – Garfagnana prossima al sito d'interesse è la ITIS050 – Garfagnana North, a cui è associato il terremoto del 1920.

Dal punto di vista delle criticità geologiche sull'impianto, sono segnalate diverse faglie capaci a breve distanza dall'invaso, ubicate rispettivamente a NW, NE, E, SW e W di esso e che non interagiscono direttamente con la diga e l'invaso. Le strutture più prossime al sito sono la faglia 93749 – M. Orsaro - Parma (4,4 km a NW), la faglia 90573 – Valditacca (2,6 km a NE), la faglia – Alpe di Succiso - Parma (4,5 km a E), la faglia 61319 - Monte Cornela (3,4 km a SW), la faglia 61320 – La Bota (3,1 km a W) e la faglia 61312 – Monte Marmagna (3,2 km a W).

Per quanto riguarda la pericolosità da frana si segnala che lungo tutto il perimetro del bacino di Lago Verde, così come nella zona di sbarramento, la cartografia del PAI (Piano assetto Idrogeologico) non riporta frane né, quindi, situazioni di rischio potenziale. Al contrario, la cartografia derivante dal progetto IFFI, mostra la presenza, lungo il versante collocato a SW dell'invaso, di una frana per scivolamento rotazionale/traslato e di una frana complessa.

Nell'ambito della cartografia geologica della regione Emilia-Romagna, invece, viene riportato che i versanti ubicati a SW dell'invaso siano caratterizzati da depositi di frana quiescente complessa e da depositi di frana quiescente per scivolamento in blocco o DGPV.

BIBLIOGRAFIA

- Ambrosetti, P., Bartolini, C., Bosi, C., Carraro, F., Ciaranfi, N., Panizza, M., Papani, G., Vezzani, L., Zanferrari, A., 1987. Neotectonic map of Italy. C.N.R.-P.F. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Quad. Ric. Sci., 4.
- Argnani, A., Barbacini, G. Bernini, M., Camurri, F., Ghielmi, M., Papani, G., Rizzini, F., Rogledi, S., Torelli, L., 2003. Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the northern Apennines: insight from the La Spezia-Reggio Emilia geotranssect. *Quaternary International*, vol. 101–102, pag.13–26.
- Balestrieri, M.L., Bernet, M., Brandon, M.T., Picotti, V., Reiners, P., Zattin, M., 2003. Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quaternary International*, vol. 101, pag. 67-73.
- Barchi, M. R., De Feyter A., Magnani M. B., Minelli G., Pialli G., Sotera B. M., 1998. Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): Evidence from the CROP03 deep seismic reflection line. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 52, pag. 527-538.
- Bartolini, C., Bernini, M., Carloni, G.C., Costantini, A., Federici, P.R., Gasperi, G., Lazzarotto, A., Marchetti, G., Mazzanti, R., Papani, G., Pranzini, G., Rau, A., Sandrelli, F., Vercesi, P.L., Castaldini, D., Francavilla, F., 1982. Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 101, pag. 523–549.
- Bennett, R.A., Serpelloni, E., Hreinsdóttir, S., Brandon, M.T., Buble, G., Basic, T., Casale, G., Cavaliere, A., Anzidei, M., Marjonovic, M., Minelli, G., Molli, G., Montanari, A., 2012. Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, n. B4. doi:10.1029/2011JB008744.
- Bernini M., Papani G.; 2002. La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con Carta geologica alla scala 1:50000). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 121, pag. 313-341.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Severi, P., Vannucci, G., 2004. Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250'000. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna-SGSS, CNR-IGG. SELCA, Firenze.
- Boncio, P., Brozzetti, F., Lavecchia, G., 2000. Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in Central Italy. *Tectonics*, vol. 19, pag. 1038-1055.
- Bonini, M., 2013. Fluid seepage variability across the external Northern Apennines (Italy): structural controls with seismotectonic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, vol. 590, pag. 151–174.

- Bonini, M., Pertusati, P.C., 2011. Note alla carta geologica e della vegetazione di un settore orientale della Lunigiana (MS) e dell'alta val di Secchia (RE. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, vol. 116, pag. 33-54.
- Bortolotti, V., Passerini, P., Sagri, M., Sestini, G., 1970. - The Miogeosynclinal Sequences. In: SESTINI G. (Ed.), Development of the Northern Apennines Geosyncline. Sediment.Geol. 4, 3/4.
- Brozzetti, F., Boncio, P., Tinari, D. P., Di Naccio, D., Torelli, L. 2007. LANFs attive e relativi meccanismi di trasferimento alla terminazione settentrionale dell'Etrurian Fault System (Lunigiana-Garfagnana, Italia). Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, vol. 4, pag. 164-165.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Fantozzi, P.L., Lazzarotto, A., Liotta, D., Meccheri, M., 1994. Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, vol. 238, pag. 295-315.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Disperati, L., Fantozzi, P.L., Kligfield, R., Lazzarotto, A., Liotta, D., Meccheri, M., 2001. Inner Northern Apennines, in "Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins", a cura di G.B. Vai e I.P. Martini, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pag. 197-214.
- Carmignani, L., Conti, P., Massa, G., Vaselli, L., Mancini, S., 2006. Lineamenti geologici delle Alpi Apuane. Acta apuana, Suppl. V, pag. 9-23.
- Carmignani, L., Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. Tectonics, vol. 9, n. 6, pag. 1275-1303.
- Cenni, N., Mantovani, E., Baldi, P., Viti, M., 2012. Present kinematics of Central and Northern Italy from continuous GPS measurements. Journal of Geodynamics, vol. 58, pag. 62-72.
- Chiarabba, C., Jovane, L., Di Stefano, R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. Tectonophysics, vol. 395, n. 3-4, pag. 251-268.
- Corti, G., Lucia, S., Bonini, M., Sani, F., Mazzarini, F., 2006. Interaction between normal faults and pre-existing thrust systems in analogue models. In Buiter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.) Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. Geological Society, London, Special Publications, vol. 253, pag. 65-78.
- Dallan Nardi, L., Nardi, R., 1972. Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. Mem. Acc. Lunig. Sc., 42: 1-212.
- Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A.R., Riguzzi, F., 2011. Evidence of large-scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. Earth and Planetary Science Letters, vol. 311, n. 3-4, pag. 230-241.

- Di Naccio, D., Boncio, P., Brozzetti, F., Pazzaglia, F.J., Lavecchia, G., 2013. Morphotectonic analysis of the Lunigiana and Garfagnana grabens (northern Apennines, Italy): implications for active normal faulting. *Geomorphology*, vol. 201, pag. 293–311.
- DISS Working Group, 2010. Version 3.1.1: a compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://www.diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- DISS Working Group, 2015. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- 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>.
- Eva, E., Solarino, S., Boncio, P., 2014. HypoDD relocated seismicity in northern Apennines (Italy) preceding the 2013 seismic unrest: seismotectonics implications for the Lunigiana-Garfagnana area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. 55, n.4, pag. 739-754.
- Galadini, F., Meletti, C., Vittori, E., 2001. Major active faults in Italy: Available surficial data. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80(3-4), 273-296.
- Geoportale Nazionale. Carta del rischio idrogeologico PAI. http://wms.pcn.minambiente.it/ogc?map=/ms_ogc/WMS_v1.3/Vettoriali/PAI_rischio.map
- ISIDe working group, 2016. Version 1.0, DOI: 10.13127/ISIDe, <http://cnt.rm.ingv.it/iside>
- ISPRA – Mosaicatura Nazionale ISPRA (Elaborazione v. 3.0 – dicembre 2017) delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI), redatti dalle autorità di Bacino Distrettuali. <https://idrogeo.isprambiente.it>
- ISPRA – PROGETTO IFFI “Inventario dei Fenomeni Franosi In Italia”, in scala 1:25'000.
- ISPRA – Servizio Geologico d'Italia, 2009. Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. Foglio 234 Fivizzano. Università di Pisa – Dipartimento di Scienze della Terra. https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/234_FIVIZZANO/Foglio.html
- ITHACA WORKING GROUP (2019). ITHACA (ITaly HAZard from Capable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Cenni, N., Tamburelli, C., Vannucchi, A., Falciani, F., Fianchisti, G., Baglione, M., D'Intinosante, V., and Fabbroni, P., 2011. Sismotettonica

- dell'Appennino Settentrionale, Implicazioni per la pericolosità sismica della Toscana, Regione Toscana, Stampa Centro stampa Giunta Regione Toscana, Firenze, 88 pp., available at: <http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/index.shtml>
- Martelli, L., Bonini, M., Calabrese, L., Corti, G., Ercolessi, G., Molinari, F.C., Piccardi, L., Pondrelli, S., Sani, F., Severi, P., 2017. Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe, con Note illustrative. Regione Emilia Romagna, Ed, 94.
- Martini, I. P., Sagri, M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth-Science Reviews*, vol. 34, n. 3, pag. 197-233.
- Molli, G., Carlini, M., Vescovi, P., Artoni, A., Balsamo, F., Camurri, F., Clemenzi, L., Storti F., Torelli, L. 2018. Neogene 3-D structural architecture of the north-west Apennines: The role of the low-angle normal faults and basement thrusts. *Tectonics*, vol. 37, n. 7, pag. 2165-2196.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli, S., Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 109(B10).
- Patacca, E., Scandone, P., 2001. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt—foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In *Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins* (pp. 401-440). Springer, Dordrecht.
- Pezzo, G., Boncori, J.P.M., Atzori, S., Piccinini, D., Antonioli, A., Salvi, S., 2014. The 2013 Lunigiana (Central Italy) earthquake: Seismic source analysis from DInSAR and seismological data, and geodynamical implications for the northern Apennines. *Tectonophysics*, vol. 636, pag. 315-324.
- Picotti, V., Pazzaglia, F.J., 2008. A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, B08412. doi:10.1029/2007JB005307.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekström, G., Morelli, A., Gasperini, P., Vannucci, G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 159, n. 3-4, pag. 286-303.
- Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G., Perilli, N., 2015. Note illustrative del Foglio 234 Fivizzano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. ISPRA, Roma.
- Puccinelli, A., D'Amato Avanzi, G., Perilli, N., 2016. Note illustrative del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50'000. ISPRA, Roma.
- Raggi, G., 1985. Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del Fiume Magra. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 30, pag. 35-62.

- Regione Emilia-Romagna, 2011. Carta Geologica Carta Geologica dell'appennino emiliano-romagnolo, Elemento 234020 "Valditacca", a scala 1:10'000.
- Rovida, A., Camassi, R.D., Gasperini, P., Stucchi, M., 2011. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Milano, Bologna. <https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11>.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., 2020. The Italian earthquake catalogue CPTI15. Bulletin of Earthquake Engineering, 18(7), 2953-2984. <https://doi.org/10.1007/s10518-020-00818-y>.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P., Antonucci A., 2022. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>.
- Scafidi, D., Barani, S., De Ferrari, R., Ferretti, G., Pasta, M., Pavan, M., Spallarossa D., Turino, C., 2015. Seismicity of Northwestern Italy during the last 30 years. Journal of Seismology, vol. 19, n. 1, pag. 201-218.
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., 2006. GPS measurement of active strains across the Apennines. Annali di Geofisica., vol. 49, n. 1, pag. 319-329.
- Servizio Geologico d'Italia, 1968. Carta Geologica d'Italia in Scala 1:100'000 – Foglio 85 "Castelnovo ne' Monti". II Edizione, Roma.
- Signorini, R., 1936. Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino. Boll. Soc. Geol. It., 55, 283-294.
- Stramondo, S., Vannoli, P., Cannelli, V., Polcari, M., Melini, D., Samsonov, S., Moro, M., Bignami, C., Saroli, M., 2014. X-and C-Band SAR Surface Displacement for the 2013 Lunigiana Earthquake (Northern Italy): A Breached Relay Ramp?. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, vol. 7, n. 7, pag. 2746-2753.
- Vannucci, G. 1999 Individuazione di strutture attive nell'Appennino centro-settentrionale. Ph.D. Thesis, Università di Firenze.
- Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., Cenni, N., Baglione, M., D'Intinosante, V., 2015. Belt-parallel shortening in the Northern Apennines and seismotectonic implications. International Journal of Geosciences, vol. 6, pag. 938-961.