



**REGIONE
LAZIO**

COMUNE DI CELLERE (VT)

Progettazione della Centrale Solare "Energia dell'olio " da 107.131 kWp



Proponente: **PACIFICO**

Pacifico Berillo s.r.l.

Piazza Walther-von-der-Vogelweide,8 - 39100 (BZ)

Investitore agricolo
superintensivo :

**OXY CAPITAL
ADVISORS**

OXY CAPITAL ADVISORS S.R.L.

Via A. Bertani, 6 - 20154 Milano - Italia

Partner:



Titolo: Relazione geologica e Idrologica

N° Elaborato: 8

Progetto dell'inserimento paesaggistico e mitigazione

Progettista:

Agr. Fabrizio Cembalo Sambiasi
Arch. Alessandro Visalli

Collaboratori:

Agr. Rosa Verde
Urb. Patrizia Ruggiero
Arch. Anna Sirica

Cod: VR_05

Progettazione elettrica e civile

Progettista:

Ing. Rolando Roberto
Ing. Marco Balzano

Collaboratori:

Ing. Simone Bonacini
Ing. Giselle Roberto

Progettazione:

**progetto
verde**
studio di architettura del paesaggio

**AEDES GROUP
ENGINEERING**
**MARE
RINNOVABILI**

Tipo di progetto:

- RILIEVO
- PRELIMINARE
- DEFINITIVO
- ESECUTIVO

Progettazione oliveto superintensivo

Progettista:

Agr. Giuseppe Rutigliano

Consulenza geologia
Geol. Gaetano Ciccarelli

Consulenza archeologia
Archeol. Concetta Claudia Costa

Consulenza Irrigazione
Ing. Salvatore Scicchitano



Rev.	descrizione	data	formato	elaborato da	controllato da	approvato da
		Novembre 2021	A4	Gaetano Ciccarelli	Alessandro Visalli	Fabrizio Cembalo Sambiasi

Indice

1	PREMESSA.....	2
2	NORMATIVA DI RIFERIMENTO	3
3	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	4
4	ASSETTO GENERALE	6
4.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE	6
4.1.1	<i>Evoluzione meso-cenozoica e quaternaria del Mediterraneo centro-occidentale e magmatismo associato.....</i>	6
4.1.2	<i>Evoluzione geologica ed assetto strutturale del Lazio settentrionale.....</i>	12
4.2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO LOCALE.....	15
4.2.1	<i>Assetto stratigrafico.....</i>	20
4.3	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	31
4.4	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO E IDROGRAFICO.....	34
4.4.1	<i>Idrogeologia locale e corsi d'acqua.....</i>	35
5	CARATTERIZZAZIONE SISMICA DEL SITO	38
5.1	ANALISI DELLA STORIA SISMICA	40
5.2	SUSCETTIVITÀ ALLA LIQUEFAZIONE	41
5.2.1	<i>Potenziale di liquefazione.....</i>	43
6	PIANO DI ASSETTO IDROGEOLOGICO (PAI)	45
7	CONCLUSIONI.....	52

1 PREMESSA

Il presente documento costituisce la Relazione Geologica, di compatibilità geomorfologica e sismica redatta nell'ambito dello Studio di Fattibilità dell'impianto fotovoltaico di Cellere (Lazio).

Lo studio raccoglie e sintetizza le informazioni attualmente disponibili derivanti sia da fonti bibliografiche che indagini eseguite nell'area in esame.

In sintesi, nei paragrafi seguenti, verranno approfondite le seguenti tematiche:

1. Inquadramento Geografico;
2. Inquadramento generale dell'area di studio comprendente gli aspetti geologici, geomorfologici ed idrogeologici;
3. Inquadramento sismico dell'area, definizione dell'azione sismica di riferimento e della magnitudo di riferimento, analisi del rischio liquefazione;
4. Studio di compatibilità geomorfologica comprendente il controllo dei vincoli dell'Autorità di Bacino aggiornato al PAI vigente.

2 **NORMATIVA DI RIFERIMENTO**

Per quanto attiene il quadro normativo/legislativo, abbiamo nel seguito preso in considerazione le normative principali di settore avendo di riferimento le norme ambientali, energetiche e quelle inerenti alla valutazione di impatto ambientale

Legge n. 415 del 10 novembre 1997;

- *Legge n. 9 del 9 gennaio 1991*
- *Legge n. 10 del 9 gennaio 1991*
- *Decreto Legislativo 387/2003*
- *Linee guida nazionali della 387: DM 10 settembre 2010*
- *Decreto legislativo 28/2011*
- *Il Decreto del Mi SE 15 Marzo 2012 (cosiddetto “Burden Sharing”)*
- *DM 23 giugno 2016 - Incentivazione dell'energia prodotta da FER diverse dal fotovoltaico*
- *DM 16 febbraio 2016 - Nuovo Conto Termico 2016*
- *DM 04 luglio 2019*
- *Legge di delegazione europea 2019*

Quadro Programmatico

- *Piano Territoriale Paesistico Regionale*
- *Piano Territoriale Paesaggistico Regionale*
- *Piano Energetico Regionale*

Vincoli Sovraordinati

E' stata raccolta la documentazione relativa al quadro conoscitivo esistente, derivante; dal Piano di Bacino; dal Piano di Indirizzo Territoriale; dal Piano Territoriale Provinciale Generale; il tutto al fine di inquadrare le problematiche ed i vincoli presenti sul territorio.

Vincoli Idrogeologici

- *Carta del Vincolo Idrogeologico Regione Lazio;*
- *Autorità dei Bacini Distrettuale dell'Appennino Centrale. Piano del bacino del Fiume Fiora. Carta della pericolosità da frana alla scala 1:25000;*
- *Autorità dei Bacini Distrettuale dell'Appennino Centrale. Piano del bacino del Fiume Fiora. Carta della pericolosità idraulica alla scala 1:25000;*

Non si sono riscontrate particolari prescrizioni che possano condizionare l'intervento in progetto. Le aree, infatti, sono fuori dal Vincolo Idrogeologico. Per quanto riguarda l'assetto idrogeologico,

il sito risulta ricadente nel territorio di competenza dell’Autorità di Bacino Interregionale del Fiume Fiora.

In base alla cartografia del PAI il sito non risulta gravato da vincoli di “pericolosità idrogeologica”.

3 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L’area oggetto di studio è localizzata nel Comune di Cellere situato nella parte nord-occidentale della Provincia di Viterbo, a S-O del Lago di Bolsena. L’intero territorio comunale è caratterizzato dalla presenza di terreni di origine vulcanica; confina con quelli di Arlena di Castro, Canino, Ischia di Castro, Piansano, Tessennano e Valentano. L’elevazione altimetrica dell’area di studio varia dai 290 m s.l.m. circa ai 250 m s.l.m. circa. Per quanto riguarda la localizzazione cartografica, il territorio del Comune di Cellere è compreso all’interno del Foglio 136 o nel Foglio 344 della Geologica d’Italia alla scala 1: 50.000, C.T.R. Lazio 344053 (), 344052 (), 344094 (); 344091 ().

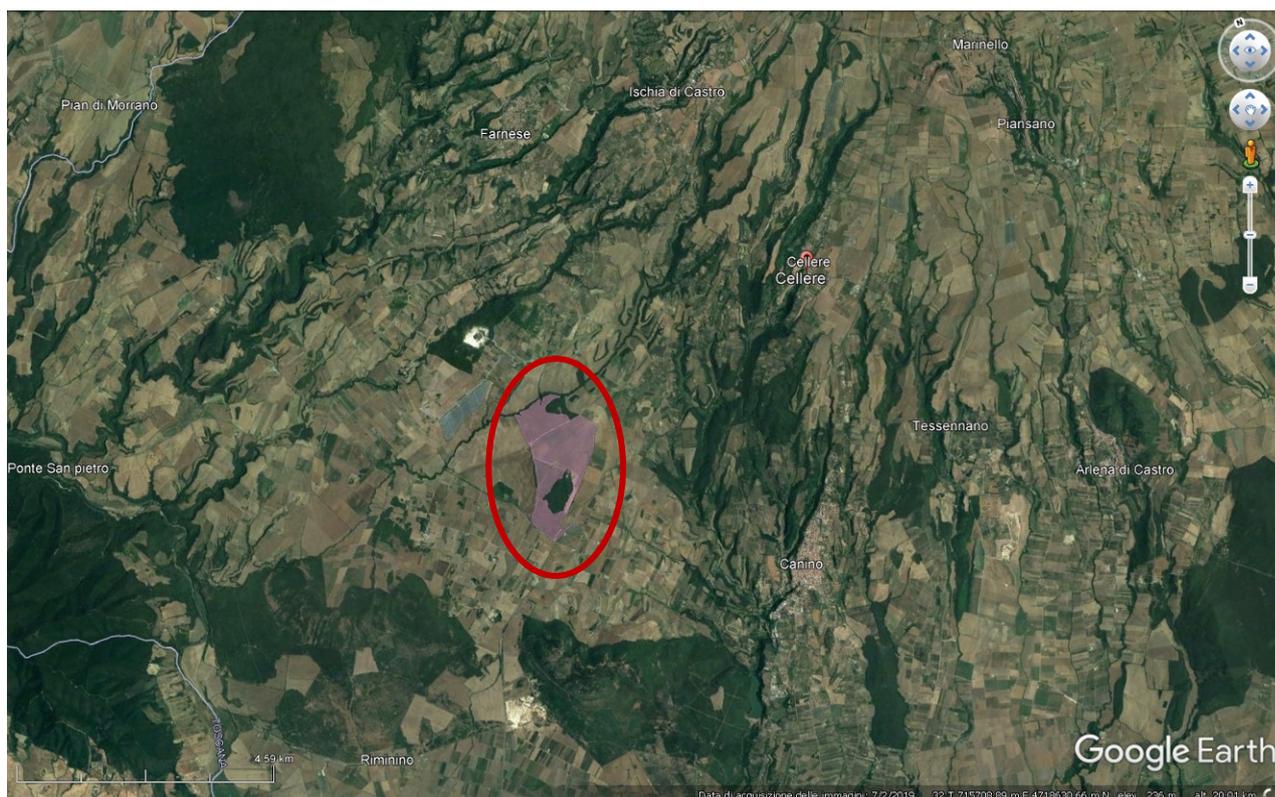


Figura 1- Inquadramento dell’area in esame evidenziata in rosso (Google Earth)

Nel dettaglio, l'area di progetto è situata nel comune di Cellere, nel Lazio in Provincia di Viterbo, ed è costituita da una porzione di territorio a forte vocazione agricola.

Geograficamente l'area è individuata dalle seguenti coordinate:

- latitudine $42^{\circ}49'85.9''$ N
- longitudine $11^{\circ}70'95.8''$ E

Il terreno su cui verrà collocato l'impianto fotovoltaico presenta una pendenza che va da leggermente inclinato a pianeggiante e bene esposto ai fini dell'applicazione specifica e con l'orizzonte libero.



Figura 2- Veduta del territorio e dell'impianto

4 ASSETTO GENERALE

Nei paragrafi seguenti si riporta l'inquadramento tettonico e strutturale, l'inquadramento geologico regionale, l'inquadramento geomorfologico e l'inquadramento idrogeologico dell'area di studio. Per quanto riguarda la bibliografia si è fatto riferimento alle note illustrative del Foglio 344 Toscana della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, alle note illustrative del foglio 136 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000 e ad altri studi geologici riferiti all'area in esame.

4.1 Inquadramento geologico e strutturale

4.1.1 Evoluzione meso-cenozoica e quaternaria del Mediterraneo centro-occidentale e magmatismo associato

L'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centro-occidentale, a partire dal Mesozoico, è dominata dai movimenti relativi del blocco europeo verso quello africano e dall'intensa attività magmatica connessa al ciclo orogenico alpino-appenninico. Il magmatismo meso-cenozoico è estremamente variabile in termini di affinità seriale delle rocce che ne derivano (Conticelli & Peccerillo, 1992; Serri et alii, 2001): i termini più comuni sono rappresentati da tholeiiti di arco insulare, da prodotti calcoalcalini, calcoalcalini alti in potassio, shoshoniti potassiche e ultrapotassiche, prodotti appartenenti alla serie alcalino-sodica e c.d. lamproiti, kamafugiti e carbonati (Serri, 1997; Stoppa & Woolley, 1997).

Successivamente alle principali fasi di strutturazione dell'orogene alpino, la subduzione di imposta lungo l'avampaese della retrocatena, probabilmente in corrispondenza di un braccio orientale relitto della Tetide (Doglioni et alii, 1998; 1999a, b) corrispondente ad un prolungamento settentrionale del bacino ionico mesozoico (Catalano et alii, 2001). In questo quadro, gli Appennini si sarebbero sviluppati principalmente dopo l'Oligocene superiore; la loro formazione è accompagnata dallo sviluppo, sempre a partire dall'Oligocene superiore, di un area in estensione a tergo della catena come conseguenza diretta dell'arretramento verso est della placca subducente. I bacini oligomiocenici che caratterizzano il Mediterraneo occidentale sono interpretati nel loro insieme come un sistema di retroarco a tetto della subduzione appenninico-magherbide (Doglioni et alii, 1999a). Successivamente, con la mitigazione verso est del sistema arco-fossa, il trasferimento della distensione porterà nel tardo Miocene e nel Plio-Pleistocene all'apertura del bacino tirrenico (Doglioni et alii, 1999a, b).

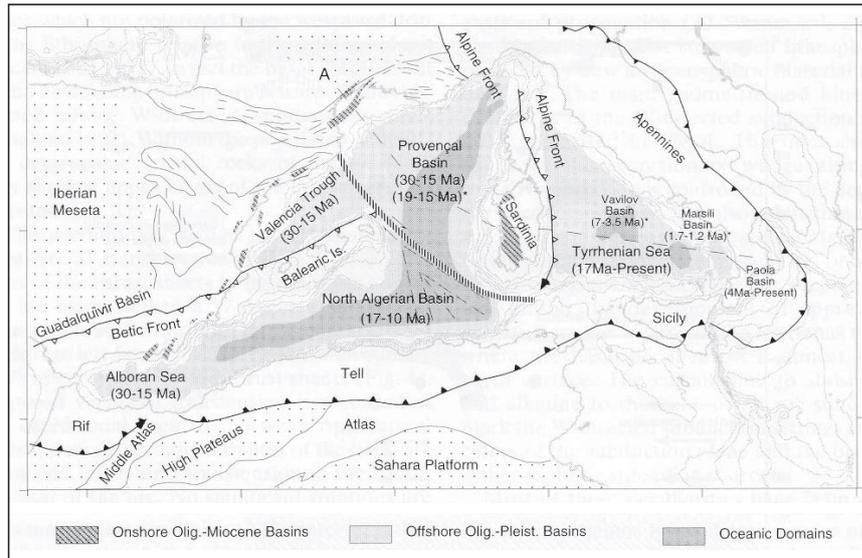


Figura 3- Quadro schematico del contesto geodinamico del Mediterraneo occidentale (da Doglioni et alii, 1999b). Si notino in particolare lo smembramento della Catena Alpina a seguito della rotazione del blocco Sardo-Corso e la distribuzione dei bacini di retroarco

Le prime manifestazioni magmatiche attribuite alla subordinazione della placca africana al di sotto del margine europeo risalgono all'Oligocene inferiore. A partire infatti da 34 Ma sino a 13 Ma si sviluppa in corrispondenza di Provenza, Corsica e Sardegna (per quest'ultima l'inizio dell'attività è datato 32 Ma) un arco magmatico, costituito principalmente da vulcaniti ad affinità calcoalcalina, tholeiitica e calcoalcalina alta in K (Boccaletti & Manetti, 1978; Beccaluvo et alii, 1984, 1989, 1994; Doglioni et alii, 1999a).



Figura 4- Distribuzione, affinità petrochimica ed età (Ma) dei centri magmatici Plio-quaternari dell'Italia centro-meridionale (Peccerillo, 2005). È altresì riportata l'ubicazione del magmatismo Eocenico-Miocenico di Puglia, Sardegna, Alpi occidentali e Veneto.

L'apertura del bacino ligure-provenzale-balearico e la conseguente rotazione antioraria del blocco sardo-corso (smembramento della Catena Alpina fra Liguria e Corsica) sono accompagnate da un'intensa attività vulcanica, concentrata principalmente fra 21 e 19 Ma che, attraverso la produzione di ingenti volumi di piroclastiti riodacritiche, si manifesta in Provenza, nel sud della Corsica e in Sardegna dove sono associate a basalti ad affinità calcoalcalinica alti in Mg (Burrus, 1984; Rehault et alii, 1984; Beccaluva et alii, 1989) datati 18 Ma (Morra et alii, 1997).

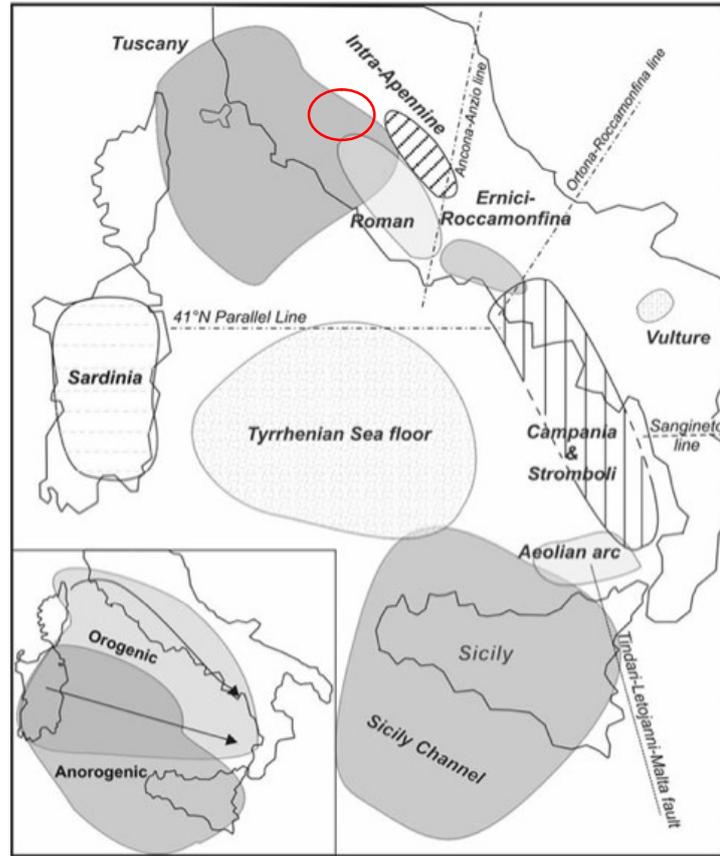


Figura 5- Province magmatiche secondo la definizione proposta da Peccerillo (2005). Sono inoltre riportate le principali linee tettoniche. Nel riquadro: distribuzione del vulcanismo ed affinità composizionale orogenica (alti rapporti LILE/HFSE) ed anorogenica (bassi rapporti LILE/HFSE). Le frecce indicano la migrazione del magmatismo orogenico dall'Oligocene al presente

Il magmatismo di retroarco neogenico-quadernario del Mediterraneo centro-occidentale mostra regolarmente associati termini ad affinità calcoalcalina con termini alcalini; questi ultimi risultano generalmente più giovani dei primi in ogni provincia magmatica (Savelli, 1984; Marti et alii, 1992).

Lungo la fascia tirrenica, a partire da 7 Ma, si manifesta l'attività della provincia Magmatica Toscana (Marinelli, 1967, Innocenti et alii, 1992) i cui prodotti costituiscono le isole dell'Arcipelago Toscano (fatta eccezione per Pianosa) e affiorano inoltre in Toscana meridionale (Monte Amiata), Lazio settentrionale (Monte Cimino, Complesso Tolfetano-Manziate-Cerite) ed insulare (Ponza e Palmarola). L'intenso magmatismo intrusivo ed il vulcanismo di natura acida, associato ad un più recente vulcanismo potassico ed ultrapotassico (Serri 1990; Serri et alii, 1993; 2001; Peccerillo, 2005), denotano la complessità del quadro petrogenetico. Dati petrologici e geochimici indicano che i magmi anatectici che alimentano il plutonismo toscano furono coinvolti in processi di mixing con magmi ricchi in K di derivazione mantellica (Monte Amiata, Cimino, Isola di Capraia) (Inno-

centi et alii, 1992; Peccerillo, 2005). Un'estesa ed aggiornata trattazione del magmatismo plio-quadernario italiano è riportata in Peccerillo (2005).

A partire dal Pliocene e nel corso del Quaternario, a seguito della tettonica distensiva (E-O/NO-SE) che caratterizza, la porzione meridionale del Tirreno, l'attività vulcanica concentrata in quest'area porta alla formazione di nuova crosta oceanica nei sub-bacini Vavilov (4.5-2.6 Ma) e Marsili (1.9-1.7 Ma). Fra 5.3 e 1.8 Ma in Sardegna si sviluppa un vulcanismo, per lo più fissurale, caratterizzato da prodotti appartenenti alla serie tholeiitica e alcalina con affinità ocean island basalts (OIB).

Da circa 1.3-1 Ma è attivo l'Arco Eoliano, costituito da tholeiiti di arco insulare, da termini calcoalcalini/calcoalcalini alti in K, shoshonitici e alcalino-potassici. Questi ultimi in particolare caratterizzano i centri ancora attivi di Stromboli e Vulcano. I caratteri petrologici dei litotipi eoliani vengono ricondotti ad una sorgente mantellica tipo MORB/OIB, arricchita da una componente derivante dalla deidratazione di crosta oceanica subdotta (Francalanci et alii, 1993).

Ancora in relazione all'evoluzione della Catena Appenninico-Maghrebide, nell'avampaese africano, a partire dal Miocene superiore, si sviluppa un sistema di *rift* continentale che porta alla formazione del Canale di Sicilia. L'attività magmatica si concentra lungo le strutture tettoniche principali e in corrispondenza del plateau ibleo (Calcanchi et alii, 1989). L'attività vulcanica, con prodotti da mediamente alcalini a peralcalini, inizia nel Miocene superiore mentre nel Pliocene inferiore diviene attivo il Graben di Pantelleria. Durante l'Olocene sono ancora attive tre aree vulcaniche: Pantelleria, Foerstner e Graham Bank.

Nel corso del Quaternario, un magmatismo ad attività alcalino-potassica dà origine alla "Regione Comagmatica Romana" (Washington, 1906; cfr. Peccerillo, 2005 per una dettagliata rassegna dei caratteri geochimico-petrologici e delle relazioni geodinamiche). La diffusa attività vulcanica manifestatasi lungo il margine peritirrenico dell'Italia centrale porta alla formazione di una catena di vulcani ad andamento appenninico (Vulsini, Vico, Sabatini, Colli Albani, Valle Latina, Roccamonfina, Ventotene, Ischia, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio). Dopo sporadiche manifestazioni eruttive intorno a 0.8 Ma, l'attività vulcanica principale ha inizio intorno a 0.6 Ma in buona parte dei distretti laziali e a Roccamonfina, mentre i sistemi di Ischia-Campi Flegrei e Somma-Vesuvio sono attivi a partire da circa 0.35 Ma, quando i restanti distretti vulcanici sono nel pieno della loro fase paraossidica. I prodotti affioranti abbracciano l'intero spettro composizionale della serie potassica (KS) e di quella alta in potassio (HKS), così come definite da Appleton (1972), e di quella K-foiditica, caratterizzata da un rapporto K_2O/SiO_2 ancora maggiore, frequentemente associate anche in un medesimo distretto. Per la maggior parte dei centri vulcanici l'attività eruttiva termina in-

torno a 0.1 Ma, ad eccezione del Distretto Vulcanico dei Colli Albani, le cui ultime manifestazioni perossistiche si ebbero almeno fino a 0.03 Ma (Marra et alii, 2003) e dei vulcani dell'area napoletana tuttora attivi.

La distribuzione dei centri vulcanici alcalino-potassici quaternari risulta fortemente influenzata dalla tettonica distensiva e transtensiva che disarticola il margine tirrenico in una serie di graben caratterizzati da diversi tassi di subsidenza in atto nel corso dell'attività dei distretti (Faccenna et alii, 1994). Nel complesso, i caratteri geochimici e petrologici dei prodotti affioranti lungo la fascia peritirrenica mostrano come, ad eccezione di parte dei magmi che alimentano l'attività della Provincia Toscana, per i quali si riconosce una sorgente di tipo crostale (crosta continentale superiore), il resto dell'attività magmatica (vulcanica) sia legata a sorgenti di tipo mantellico riconducibili alle principali tipologie delle sorgenti magmatiche terrestri quali OIB, IAB (Island Arc Basalt), MORB (Middle-Ocean Ridge Basalt), ma caratterizzate per lo più da un arricchimento in K imputabile all'assimilazione di più tipologie di componenti (Trigilia et alii, 1991; Piccirello 1999; Serri et alii, 2001). In particolare, la sorgente del K andrebbe cercata in un mantello superficiale metasomatizzato a flogopite (Dolfi et alii, 1976).

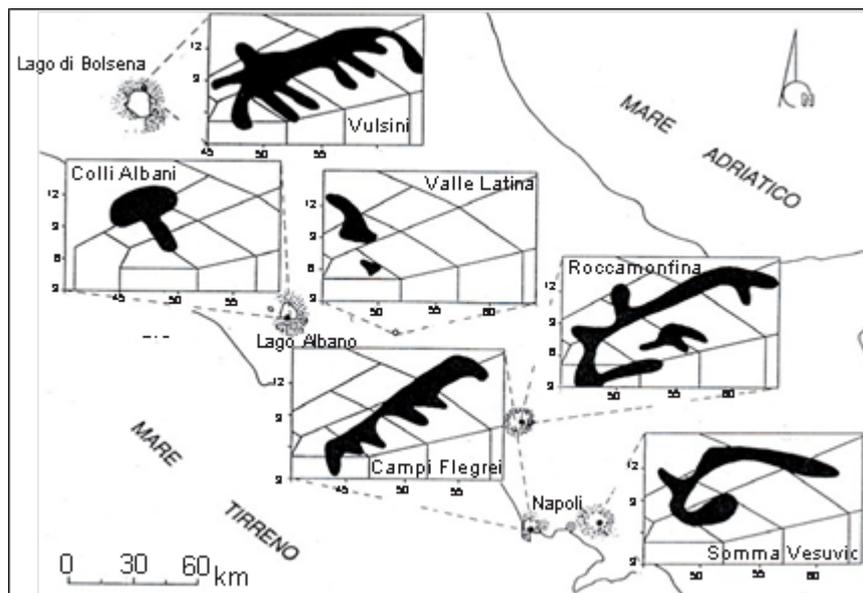


Figura 6- Campi composizionali, secondo il diagramma classificativo TAS, dei litotipi vulcanici di distretti alcalino-potassici rappresentativi (da Trigilia et alii, 1991)

Lungo l'avampaese adriatico, a partire da 0.7 Ma sino a 0.1 Ma è attivo il Vulture, contraddistinto da un magmatismo alcalino-sodico fortemente sottosaturo. Infine, l'attività vulcanica etnea si localizza a nord degli Iblei, in corrispondenza della porzione più meridionale delle falde maghrebidi (Monaco et alii, 1997). La geochimica dei prodotti eruttivi è compatibile con la fusione parziale di

sorgenti mantelliche arricchite tipo MORB e OIB (Armienti et alii, 1989; D’Orazio, 1994; Tonarini et alii, 1995)

4.1.2 Evoluzione geologica ed assetto strutturale del Lazio settentrionale

L’assetto strutturale del Lazio settentrionale è il risultato della sovrapposizione tettonica distensiva terziaria, legata all’attività del bacino tirrenico, sulla porzione più interna dell’edificio a pieghe e sovrascorrimenti della Catena Appenninica, risultato a sua volta del processo di subduzione della placca adriatica al di sotto del sistema orogenico alpino (Doglioni et alii 1999c). In particolare, il Distretto Vulcanico Vulsino si imposta nel Pleistocene medio in corrispondenza dell’intersezione del Graben Siena-Radiocofani e del Graben Paglia-Tevere con una serie di faglie ad andamento NE-SO che disarticolano le porzioni interne della Catena Appenninica.

La catena in questo settore è il risultato dell’interazione tra due diversi tipi di subduzione: quella alpina, Europa-vergente, e quella appenninica O-vergente. Il risultato è un orogene complesso dove si riconoscono diverse unità strutturali riconducibili a diversi domini paleogeografici.

- Il dominio sardo-corso: rappresenta l’avampata europea ed è costituito da crosta continentale ercinica sulla quale è impostato il bacino Ligure-Provenzale;
- Il dominio oceanico ligure-piemontese: nel quale si sono deposte ofioliti giurassiche e la loro copertura sedimentaria pelagica di età compresa tra il Malm e il Cretacico, seguite dalle sequenze torbiditiche calcareo-marnose di età cretacico-eocenica. I complessi ofiolitiferi affiorano attualmente nella Corsica alpina, nell’Arcipelago Toscano e nella Toscana meridionale (Abbate et alii, 1980), ove sono stati riconosciuti nel sottosuolo (pozzo Pantani a nord di Civitavecchia), spesso metamorfosati in condizioni di alta P/ bassa T (Jolivet et alii, 1988);
- Il dominio subligure: costituito da successioni calcareo-arenacee di età Cretacico superiore-Oligocene, deposte su crosta di transizione tra il dominio oceanico ligure e quello continentale toscano;
- Il dominio toscano: in cui si distinguono successioni sedimentarie deposte su crosta continentale. Il dominio toscano interno consiste nei depositi non metamorfici della Successione Toscana (triassico superiore-Oligocene superiore), mentre il dominio toscano esterno è costituito dal Complesso Metamorfico Toscano Auct. (Bertini et alii, 1991; Elter & Pandelli, 1990);
- Il dominio umbro-marchigiano: comprende le successioni sedimentarie triassico-mioceniche deposte sul margine continentale adriatico, caratterizzate da termini di piatta-

forma continentale e pelagica dal Triassico al Lias inferiore e di bacino pelagico fino al Miocene (Barchi et alii, 1998; Centamore & Micarelli, 1991; Santantonio et alii, 1996).

Successivamente alle principali fasi di sollevamento della Catena Appenninica (fasi compressive tortoniane toscane), a partire dal Miocene medio-superiore, con l'apertura del bacino di retroarco tirrenico, l'adiacente fascia costiera dell'Italia centrale è soggetta ad un'intensa tettonica distensiva (Bigi et alii, 1989; Boccaletti et alii, 1990; Serri et alii, 1991). La distensione provoca un assottigliamento crostale e la formazione di una serie di graben ad andamento NO-SE che interessa una vasta area dal Valdarno al Vulsini e che si estende verso SE fino a Terracina.

Lungo tali strutture fortemente subsidenti si impostano i bacini marini pliocenici (ingressione marina del Pliocene inferiore: bacini della Val di Fine, Volterra-Ppomarance-Radicondoli, Val d'Elsa, Siena-Radicofani, Val Teverina, Val di Chiana) e successivamente l'attività vulcanica (Ambrosetti et alii, 1978). Nel Pliocene inferiore si registra la massima estensione marina della Toscana meridionale e nel Lazio settentrionale, mentre a partire dalla fine del Pliocene inferiore tutta l'area comincia a sollevarsi con conseguente sviluppo di una fase regressiva (Ambrosetti et alii, 1978). Tale sollevamento, il cui acme si registra fra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, è connesso al riequilibrio isostatico della Catena Appenninica e localmente alla messa in posto di corpi intrusivi (Monti della Tolfa) e domi lavici (Monti Cimini) (Marinelli, 1975; Barberi et alii, 1991, 1994). Esso condizionerà lo sviluppo paleogeografico dell'area, determinando un progressivo restringimento delle zone occupate dal mare (Ambrosetti et alii, 1978). Durante lo sviluppo del magmatismo alcalinico-potassico peritirrenico quaternario, in conseguenza dell'alta termalità dell'area, la tettonica fu probabilmente meno attiva e l'entità del sollevamento si ridusse (Cavinato et alii, 1994).

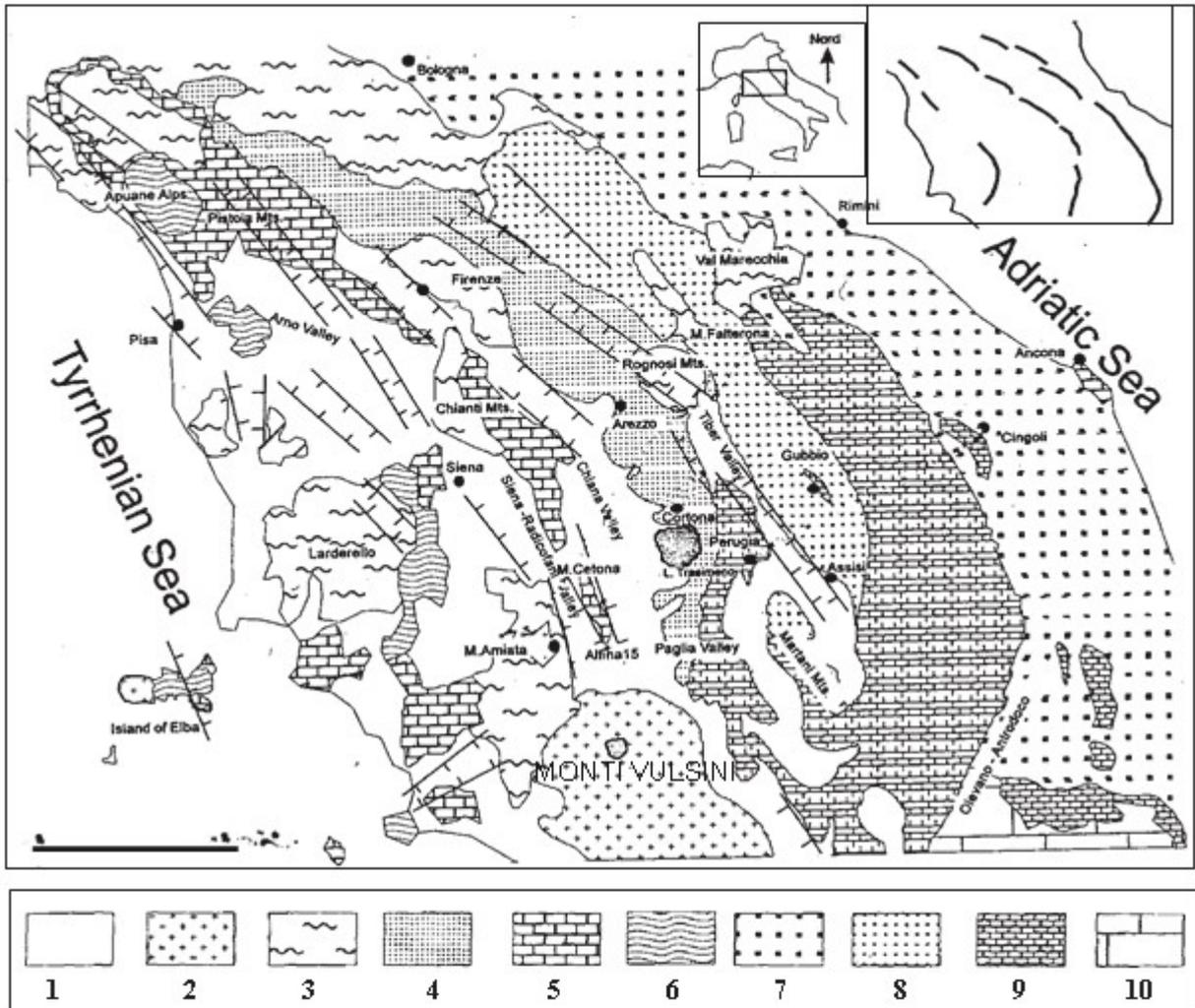


Fig. 5 - Carta geo-tettonica schematica dell'Italia peninsulare centro-settentrionale (da BARCHI et alii, 2001; modificato).

Legenda:

- | | |
|---|---|
| 1) successioni neoautoctone marino-costiere e continentali; | 7) depositi torbiditici attribuiti alla successione Pianura Padana-Marche-Mare Adriatico (Messiniano inferiore-Pliocene); |
| 2) vulcaniti neogenico-quadernarie; | 8) depositi torbiditici della successione Romagna-Umbria-Marche (Burdigaliano-Tortoniano); |
| 3) litotipi oligo-miocenici appartenenti alle Liguridi; | 9) rocce carbonatiche della Successione Umbro-marchigiana (Giurassico-Paleogene); |
| 4) successioni torbiditiche oligo-mioceniche della Falda Toscana; | 10) rocce carbonatiche della Successione Laziale-abruzzese (Giurassico-Neogene). |
| 5) successioni evaporitiche e carbonatiche della Falda Toscana (Triassico-Paleogene); | |
| 6) unità metamorfiche toscane; | |
- È inoltre riportato il sistema di Graben a direzione appenninica.

Figura 7- Carta geo-tettonica schematica dell'Italia peninsulare centro-settentrionale (da Barchi et alii, 2001; modificata da progetto CARG)

Ai fattori tettonici sinora descritti, si sommano gli effetti legati alle fluttuazioni eustatiche connesse ai fenomeni climatici che si hanno fra il Pliocene e il Pleistocene. L'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica è infatti notevolmente influenzata dalle variazioni del livello marino segui-

to dalle glaciazioni (Alberti et alii, 1970; Ambrosetti et alii, 1978; Bosi et alii, 1990), come testimoniato dai diversi ordini di terrazzi marini datati fra il pleistocene inferiore e superiore (de Rita et alii, 2002). Carboni et alii (1994) sottolineano come la regressione registrata nei sedimenti plio-pleistocenici della fascia costiera fra la Toscana meridionale e il Lazio settentrionale si leghi essenzialmente alle fluttuazioni glacio-eustatiche, mentre eventuali fenomeni tettonici sono da considerare di ampiezza di ordine inferiore. I tre ordini di terrazzi più giovani riferiti al Pleistocene medio-superiore, sono caratterizzati da depositi contenenti materiale di origine vulcanica proveniente dai vicini distretti alcalino-potassici Vulsino e Vicano; le datazioni, ottenute secondo diversi metodi (U/Th, risonanza degli electrospin, racemizzazione degli aminoacidi), danno età comprese fra 0.35 e 0.1 Ma (Ambrosetti et alii, 1981). De Rita et alii (2002) correlano questi tre ordini di terrazzi ai rispettivi stage isotopici della curva climatica tarata sui valori del O^{18} (Pisias et alii, 1994) relativi a fasi di alto stazionamento del livello del mare.

In questo contesto la porzione più a sud dell'area in esame riveste una particolare importanza in quanto zona di raccordo fra le aree più interne del Distretto Vulcanico Vulsino e la fascia costiera. A tal riguardo, degna di nota è la formazione, in concomitanza con l'attività vulcanica, di un piccolo bacino continentale fluvio-lacustre-plaustre, colmato da sedimenti vulcanoclastici.

4.2 Inquadramento geologico locale

Per quanto riguarda la geologica riferita all'area in esame si è fatto riferimento al Foglio 344 Toscana della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ISPRA.

Sintema Biedano (BDA)

È delimitato alla base da una superficie di erosione ad alto rilievo, relativa allo stadio isotopico 16; la superficie di tetto viene correlata allo stadio isotopico 10. Nell'area una superficie di discontinuità stratigrafica (corrispondente allo stadio isotopico 12) individua all'interno del sintema, i subsintemi Traponzo e Piano di Mola.

Subsintema Piano di Mola (BDA₂)

-Lave di Arlena di Castro (LAS₁,LAS₂,LAS₃) Pleistocene medio: lave in colata separate da intervalli cineritici di spessore metrico. Lave inferiore grigio scure, compatte, scarsamente porfiriche per clinopirosseno e rara leucite analcimizzata, a chimismo da frontotefritico e tefrifonolitico (spessore metrico; LAS₁). Lave intermedie grigio scure, compatte, subafiriche per raro clinopirosseno a chimismo shoshonitico-fonotefritico (spessore metrico; LAS₂). Lave superiori grigio scure, compatte, porfiriche per fenocristalli di leucite anche centimetrica e clinopirosseno millimetrico; pre-

sentano localmente esfoliazione cipollare (spessori almeno 6 m); il chimismo è tefrifonolitico (LAS₃).

-Lave de la Fonte (**LFN**) Pleistocene medio: lave grigio scuro compatte a grana fine e frattura scagliosa, localmente a fessurazione prismatico-colonnare, spessori osservabili di qualche metro. Composizione fonotefritica, al limite con la tefrifonolitica.

-Lave di Fosso Acquabianca (**LAB**) Pleistocene medio: lave grigio scure, compatte, con rari fenocristalli millimetrici di leucite e clinopirosseno, a luoghi con esfoliazione cipollare (spessore in affioramento circa 3 m): il chimismo è tefrifonolitico.

-Lave di Rocchetta (**LRC**) Pleistocene medio: lave grigio chiare, compatte, altamente porfiriche per fenocristalli di leucite anche centimetrica e di clinopirosseno, localmente alterate e con facies brecciata superiore; spessori parziali superiori alla decina di metri. Il chimismo è fonolitico-tefrifonolitico.

Sintema Barca di Parma (BPM)

Il limite inferiore del sintema coincide con una superficie di erosione correlata allo stadio isotopico 10. Verso le aree vulcaniche più interne, la base è identificata da uno spesso paleosuolo. Il limite superiore del sintema è riferibile allo stadio isotopico 8.

-Formazione di Canino (**CNK**) Pleistocene medio: comprende depositi-massivi, da incoerenti a zeolitizzati, a matrice cineritica, contenenti pomice grigio chiaro-biancastre, rosate o nere, anche decimetriche, a sanidino, generalmente a gradazione inversa, e inclusi litici lavici e sedimentari (in prevalenza arenitici) riferibili a diverse unità di flusso piroclastico; spessore complessivi nell'ordine di qualche decina di metri. Associati ad orizzonti di lapilli pomicei grigio chiaro-biancastri da caduta pliniana sia inferiormente che al tetto. Localmente (ESE di Piansano) la formazione include orizzonti lapilli pomicei giallognoli da caduta di spessore decimetrico alternati a livelli e banchi cineritici massivi a lapilli fini pomicei, da corrente piroclastica. Le pomice, sia da caduta che da flusso presentano chimismo trachitico.

Sintema Fiume Fiora (FUF)

La base del sintema è definita dalla superficie di erosione correlata allo stadio isotopico 8. Nell'area in esame il limite inferiore viene identificato più spesso da un paleosuolo. Il limite superiore viene fissato allo stadio isotopico 6.

Subsintema Ponte di Stenzano (FUF₁)

-Unità di Pian di Vico (**PVK**) Pleistocene medio: depositi vulcanoclastici secondari, poco coerenti, a laminazione piano-parallela e incrociata a granulometria sabbiosa più o meno grossolana, costituiti da clasti scoriacei, pomicei e lavici, cristalli di clinopirosseno e leucite analcimizzata, derivan-

ti da correnti fluviali e flussi iperconcentrati (spessori massimi 2-3 m); localmente sono presenti livelli limoso-sabbiosi di ambiente lacustre o sono associati a banchi travertinosi.

-Formazione di Farnese (**FNK**) Pleistocene medio: deposito massivo, incoerente o debolmente coerente, da colata piroclastica, a matrice cineritica grigio chiara, contenente pomice grigio chiare o scure anche decimetriche, a gradazione inversa, a sanidino e leucite analcimizzata, inclusi lavici e sedimentari anche decimetrici, per lo più concentrati inferiormente; spessore massimo 8 m. Localmente al tetto affiorano depositi cineritici massivi o in banchi a laminazione piano-parallela e incrociata, con sciami di lapilli pomicei e diffusi lapilli accrezionari (spessore metrico). Ad ovest dell'area di studio, alla base è presente un orizzonte di lapilli pomicei, a gradazione multipla e di spessore decimetrico, da caduta pliniana. Presso Capodimonte l'unità poggia sull'orizzonte da caduta Plioniana Ospedaletto Pumices (po) del settore orientare vulsino. Il chimismo delle pomice cade a cavallo delle trachiti, fonoliti e latiti.

Subsintema Pian della Mariuccia (FUF₂)

-Formazione di Sovana (**SVK**) Pleistocene medio: Presente alla base un orizzonte-guida cineritico giallo pallido, di spessore decimetrico, a lapilli accrezionari, da surge piroclastico poggiante su un paleosuolo bruno ampiamente diffuso; seguono depositi massivi da colata piroclastica, da grigio chiari e incoerenti a zeolitizzati e rossastri (sillar), a pomice grigio chiare e nere anche decimetriche, con sanidino e leucite analcimizzata, di composizione fonolitico-trachitica, ricchi di litici lavici, ossidianacei e flyshoidi (spessore massimo 15 m).

Subsintema Giraldo (FUF₃)

-Formazione di Sorano (**SRK**) Pleistocene medio: depositi cineritici da massivi a stratificati, da incoerenti a zeolitizzati, contenenti lapilli e blocchi pomicei grigio chiari e scuri, a sanidino e sporadica leucite analcimizzata, di composizione trachitico-fonolitica; inferiormente ricchi di lapilli accrezionari, riferibili a molteplici unità di flusso piroclastico di spessore metrico. Tipicamente risultano incanalati nelle unità sottostanti. La base della successione è caratterizzata dall'associazione di un livello cineritico giallognolo e di un orizzonte di lapilli pomicei fini da caduta, in genere di spessore centimetrico. La formazione include inoltre locali depositi da corrente piroclastica, di analogo aspetto e posizione stratigrafica (ad es. ad est di Piansano e nei dintorni di Poggio delle Forche), nonché un sottostante deposito massivo da colata piroclastica, localmente zeolitizzato, di colore avana, a lapilli e blocchi pomicei neri a leucite analcimizzata, talora nastriformi, a chimismo latitico, relativi ad eruzioni minori.

-Unità di Fosso la Tomba (**FTO**) Pleistocene medio: Depositi vulcanoclastici secondari sabbiosi e sabbioso-conglomeratici, stratificati e a laminazione incrociata, da incoerenti a cementati, ad ele-

menti pomicei, lavici ed arenitici (spessore almeno 3 m), di ambiente fluviale, a luoghi travertinizati o eteropici con DGN.

-Formazione di Grotte di Castro (**GRC**) Pleistocene medio: la parte inferiore della formazione comprende un orizzonte basale di lapilli fini scoriacei grigio scuri, a chimismo shoshonitico, passanti a lapilli pomicei biancastri trachitico-fonolitici, da caduta pliniana (spessore decimetrico), di cui seguono bancate cineritiche bruno-verdognole, piuttosto coerenti, da massive a laminate e con strutture a duna, da surge piroclastico, contenenti lapilli fini scoriacei grigio scuri shoshonitici, diffusi lapilli accrezionari ed impronte di resti vegetali e di piante ad alto fusto (spessore fino a 3 m). al tetto, separate da un paleosuolo, sono presenti bancate cineritiche giallo-verdognole, più o meno zeolitizzate, da massive a laminate (spessore di ordine metrico), da surge piroclastico, contenenti lapilli pomicei fini grigio scuri a leucite analcimizzata, lapilli accrezionari ed impronte di resti vegetali, passanti superiormente ad un deposito massivo da colata piroclastica, a matrice cineritica giallo-arancione zeolitizzata (sillar), contenente sparsi lapilli e blocchi scoriacei grigio scuri e neri a chimismo tefrifonolitico, litici vulcanici, granulari olocristallini e sedimentari (spessori anche superiori alla decina di metri). Localmente (es. fra il bordo orientale della Caldera di Latera e il Lago di Bolsena) si intercalano livelli e lenti di breccie litiche grossolane.

-Formazione di Onano (**ONK**) Pleistocene medio: depositi cineritico-pomicei, da massimi a blandamente stratificati, da grigio a chiari e incoerenti a giallo-aranciati e zeolitizzati da corrente piroclastica, passanti superiormente ad agglomerati di spatter nero-vinaccia, localmente associati a breccie litiche grossolane (lag breccia) e depositi massivi, da colata piroclastica, giallo-rossastri, zeolitizzati (sillar), maculati di lapilli e blocchi scoriacei neri; a tetto alternanze di livelli cineritici laminati da surge idromagmatico e banchi di lapilli scoriacei da caduta stromboliana. Spessori complessivi anche superiore alla decina di metri. La composizione varia da shoshonitico-fonotefritica (spatter) a latitica, al limite con la tefrifonolitica (pomici).

Sintema di Fiume Marta (FUM)

È delimitato alla base dalla superficie di discontinuità ricondotta allo stadio isotopico 6 della curva $\delta^{18}\text{O}$. La superficie di tetto è correlata allo stadio isotopico 2.

-Unità di Valentano (**VLN_a**, **VLN_b**) Pleistocene medio: depositi di lapilli, bombe e blocchi scoriacei da rosso vinaccia a grigio scuri, in bancate a gradazione multipla, più o meno saldate, da caduta stromboliana, superiormente alternati a orizzonti cineritici ricchi di blocchi lavici e inclusi sedimentari, relativi a centri eruttivi di Valentano, Madonna dell'Eschio, M. Altieri, M. Starnina (**VLN_a**); a quest'ultimo è associata una colata lavica grigio scura, da scoriacea a compatta, a luoghi

con esfoliazione cipollare, scarsamente porfirica (Madonna della Salute; VLN₆). il chimismo delle scorie e della lava è trachibasaltico, al limite con lo shoshonitico.

Supersintema Aurelio-Pontino (AU)

È delimitato alla base dalla superficie di erosione che segna il passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, ricondotta allo stadio isotopico 22 della curva del $\delta^{18}\text{O}$. la superficie di tetto coincide con l'attuale piano campagna. Comprende i sistemi Fiume Marta, Fiume Fiora, Barba di Parma e Biedano.

-Depositi alluvionali terrazzati (AU_{bn}) Pleistocene superiore p.p.: sabbie e limi con intercalazioni di ghiaie ed elementi vulcanici e calcareo-marnosi; associati superiormente a livelli di travertini (DGN) e sabbie travertinizzate con abbondante materiale vulcanoclastico.

-Depositi alluvionali (AU_b) Pleistocene superiore p.p. - Olocene: sabbie, limi e argille con intercalazioni ghiaiose e occasionali orizzonti torbosi; depositi di spiaggia del Lago di Bolsena

-Depositi eluvio-colluviale (AU_{b2}) Olocene: coperture detritiche derivanti dal disfacimento in situ di altre unità; localmente coperture boschive.

-Deposito di versante (AU_a) Olocene: depositi incoerenti, eterometrici, con matrice terrosa rossastra (Monte Canino).



Figura 8- Stralcio del Foglio 344 Toscana della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Progetto CARG, in rosso l'area di studio

4.2.1 Assetto stratigrafico

Le unità geologiche che interessano esclusivamente l'area oggetto di studio, cartografate nella Carta Geologica dell'ISPRA (Foglio 344, scala 1:50.000) vengono descritte dai termini dal più antico ai più recenti secondo la bibliografia relativa alle note illustrative del foglio sopracitato.

SINTEMA DI FIUME FIORA

La base del sintema di Fiume Fiora è definita da una superficie di erosione correlata allo stadio isotopico 8, sulla quale si è deposta una successione vulcanoclastica secondaria, diffusa fino alle aree costiere (cfr. unità A2, De Rita et alii, 2002), contraddistinta dalla presenza di pomici della formazione di Canino (CNK). Nelle aree vulcaniche relativamente distali dell'area in esame (porzione meridionale del Distretto Vulsino), il limite inferiore del sintema viene identificato con una superficie di erosione blandamente ondulata, sulla quale poggiano depositi vulcanoclastici rimaneggiati in ambiente fluviale, di spessore metrico e a luoghi associati superiormente a depositi travertinosi (cfr. unità di Pian di Vico, PVK), originatisi durante il periodo inter-eruttivo fra gli eventi di Canino e Farnese (cfr. FNK), le cui età radiometriche sono in buon accordo con la correlazione della base del sintema allo stadio 8. Spostandosi verso le aree intermedie-prossimali del distretto, i depositi vulcanoclastici secondari risultano progressivamente più frammentari ed assottigliati e la stasi eruttiva corrispondente è comunemente rappresentata da un paleosuolo maturo o da locali canali di erosione di ampiezza metrica, riempiti dalle piroclastiti di FNK. Le diffuse impronte di alberi ad alto fusto osservabili alla base dei depositi da colata piroclastica di quest'ultima formazione indicano al tempo dell'eruzione (ca. 230 ka) condizioni climatiche temperate durante uno stadio interglaciale. Nel settore orientale il limite inferiore del sintema è marcato ancora da una superficie di erosione ondulata nell'ambito delle successioni vulcaniche dei Campi Vulsini (MKA) e di Montefiascone (XM).

Il limite superiore con il Sintema Fiume Marta viene convenzionalmente fissato allo stadio isotopico 6. Nel settore occidentale rispetto l'area in esame sono state identificate due superfici di discontinuità stratigrafica di rango inferiore, ma ampiamente riconoscibili nelle successioni piroclastiche di Latera che consentono di definire all'interno del Sintema Fiume Fiora i subsintemi Ponte di Stenzano, Pian della Mariuccia e Giraldo.

I depositi sedimentari affioranti alla periferia meridionale del Distretto Vulsino indicano che il bacino di Tuscania andava ormai colmandosi e cominciava l'erosione ed il trasporto verso costa dei sedimenti da parte dei corsi fluviali. Nella parte inferiore della *unit B4*, i depositi fluviali, polilitologici ed eteropici ad orizzonti palustri e diatomitici, registrano un periodo di quiescenza vulcanica e di relativamente scarsa degradazione delle coperture vulcaniche, che viene correlato all'intervallo

intereruttivo fra gli eventi di Farnese e Sovana (SVK) del Vulcano di Latera. Viceversa, la parte superiore della *unit B4*, caratterizzata da depositi di flussi iperconcentrati dominati da detrito vulcanoclastico, ed in particolare da pomice ad analcime provenienti dalla formazione di Sovana, indica l'instaurarsi di un nuovo acme eruttivo del Vulcano di Latera. Parallelamente, le successioni sedimentarie delle aree costiere registrano nel complesso una transizione da depositi sabbiosi marini con abbondanti macrofossili (*unit A3*, De Rita et alii, 2002, correlabili allo stadio isotopico 7) ad estese facies di laguna dominate da componenti vulcanici (*unit A4*), legate allo sviluppo del delta del Paleo-Fiora proprio a causa degli elevati apporti vulcanoclastici dalla retrostante area vulcanica attiva.

- **Subsintema Ponte di Stenzano (FUF₁):** Appartengono a questo subsintema un'unità vulcanoclastica secondaria (unità di Pian di Vico) e la sovrastante formazione di Farnese (litosoma Latera), oltre ad unità dei Campi Vulsini (porzione superiore dell'unità di Monte Cardone descritta precedentemente e lave di Fontana Murata) e di Montefiascone (unità di Commenda e di Monte d'Oro). La discontinuità stratigrafica che nell'ambito delle successioni piroclastiche di Latera evidenzia superiormente il passaggio al subsintema Pian della Mariuccia è rappresentata da un diffuso paleosuolo fra le formazioni di Farnese e Sovana.
 - **Formazione di Farnese (FNK):** Nella parte occidentale del Foglio in cui ricade l'area di studio, si riconoscono alcune delle diverse unità deposizionali costituenti la formazione di Farnese (Vezzoli et alii, 1987; o Unità eruttiva di Farnese, Palladino et alii, 1994), riferibile ad uno dei più importanti eventi eruttivi esplosivi del Vulcano di Latera. La base della formazione è costituita da un orizzonte di lapilli pomiceo grigio chiari da caduta pliniana (cfr. *Pumice fall F*, Palladino & Agosta, 1997) che, per l'anomalo asse di dispersione orientato verso ovest rispetto all'attuale Caldera di Latera, si rinviene limitatamente al margine occidentale (fra la Selva del Lamone, Farnese e ad ovest di Cellere) con spessori variabili da 60 a soli 5 cm. La gradazione multipla dei lapilli pomiceo e litici (lave e arenarie) conferisce al deposito un aspetto blandamente stratificato; localmente si distinguono più letti di lapilli pomiceo separati da sottili livelli cineritici (es. Ponte di Stenzano). Caratteristica mineralogica distintiva dell'orizzonte, ed in generale dell'intera formazione, è la presenza diffusa di leucite analcimizzata nella frazione juvenile, ad accompagnare il sanidino. L'orizzonte pliniano poggia in genere su di un paleosuolo bruno ben sviluppato, salvo la locale intercalazione di coeruttivi livelli cineritici a laminazione incrociata, di spessore centimetrico, da surge piroclastico. Superiormente passa

all'unità di flusso principale della formazione (cfr. Arlena di Castro *flow unit*, Palladino & Valentine, 1995), costituita da un deposito massivo, incoerente o debolmente coerente, a matrice cineritica grigio chiara e lapilli e blocchi pomicei anche decimetrici di colore grigio chiaro o scuro, che mostrano una evidente gradazione inversa verticale alla scala dell'affioramento e laterale alla scala della distribuzione areale (Palladino & Valentine, 1995). L'associazione mineralogica sanidino-leucite (quest'ultima di norma analcimizzata), sia nelle pomici che nella matrice, contraddistingue i depositi da flusso di FNK rispetto a quelli delle sottostanti formazioni di Latera. Piuttosto diffusi sono gli inclusi litici, sia lavici che sedimentari (in particolare argilliti e arenarie termometamorfosate), di dimensioni talora anche decimetriche, che tendono a concentrarsi inferiormente nel deposito e mostrano una gradazione laterale inversa. Localmente si osservano inferiormente impronte di vegetali, compresi tronchi fluitati di alberi ad alto fusto. Gli spessori dell'unità risultano ampiamente variabili fino ad un massimo di 7-8 m (es. Arlena di Castro, Pigarilla). Ove non si è depositato l'orizzonte pliniano di base, i depositi da flusso poggiano a diretto contatto sul paleosuolo, o localmente sulle vulcanoclastiti di PVK o infine, in alcuni casi, risultano riempire canali di erosione incisi nella formazione di Canino (es. S.P. Caninense fra Arlena di Castro e Tessennano). Presso il cimitero di Capodimonte, alla base dei prodotti più o meno rimaneggiati della formazione di Farnese, è stata individuata una successione di orizzonti di lapilli pomicei da caduta pliniana, di spessore decimetrico, passanti verso l'alto a cineriti grossolane, riferibile alle Ospedaletto Pumices del settore orientale vulsino (Nappi et alii, 1994; 246,7±2,9 ka, Nappi et alii, 1995), il che consente di stabilire una correlazione stratigrafica fra i litosomi Latera e Bolsena-Orvieto. A tetto dell'unità principale affiorano localmente (ad es. nei dintorni di Arlena di Castro e fra Piansano e La Rocchetta) depositi cineritici grigio chiaro-verdognoli debolmente coerenti, di spessore metrico, massivi o in banchi multipli, a laminazione piano-parallela e incrociata, contenenti lapilli pomicei sparsi o a luoghi organizzati in lenti o sciami; diffusi i lapilli accrezionali, per lo più con centrati inferiormente. La formazione si chiude a tetto con banchi di cineriti da caduta di spessore decimetrico, passanti ad un paleosuolo bruno scuro che individua il limite superiore del subsistema. Al microscopio, l'associazione mineralogica che caratterizza le pomici della formazione, costituita da sanidino (prevalente), leucite (analcimizzata), clinopi-rosseno, biotite e opachi,

definisce un litotipo fonolitico. La composizione chimica della frazione juvenile nel deposito da flusso principale e nell'orizzonte pliniano cade tra i campi trachitico, fonolitico e latitico (Palladino et alii, 1994; Palladino & Agosta, 1997). Alla formazione viene attribuita l'età radiometrica di $231-233\pm 4$ ka riportata in Turbeville (1992a), alla luce di una nuova interpretazione stratigrafica del prodotto datato.

- **Subsistema Pian della Mariuccia (FUF₂):** I prodotti ascrivibili alle formazioni piroclastiche di Farnese e Sovana (FNK e SVK, litosoma Latera) sono separati pressoché ubiquitariamente da un paleosuolo bruno scuro dello spessore di alcuni decimetri, sviluppatosi su di una morfologia suborizzontale o blandamente inclinata, corrispondente ai pendii extracalderici intermedio-distali del Vulcano di Latera. La caratteristica associazione del paleosuolo con il sovrastante orizzonte cineritico basale della formazione di Sovana (cfr. "BUS", Palladino & Taddeucci, 1998) costituisce il più importante livello guida stratigrafico in tutto il settore occidentale del Distretto Vulsino. Sebbene in linea generale le discontinuità stratigrafiche del tipo dei diastemi (quale può essere considerato un paleosuolo che testimonia una significativa interruzione della sedimentazione vulcanica primaria) non siano ritenute la base più appropriata per la definizione delle UBSU (Salvador, 1994), in questa sede il paleosuolo in questione, per la sua ampia diffusione areale, può essere designato come una discontinuità stratigrafica di terzo ordine che delimita univocamente i subsistemi Ponte di Stenzano e Pian della Mariuccia in tutto l'areale di dispersione delle unità piroclastiche a letto e tetto. Le caratteristiche del suolo e l'assenza di impronte vegetali nelle piroclastiti della formazione di Sovana (datata da 207 ± 5 a 198 ± 12 ka, Turbeville, 1992a) indicano un nuovo sensibile cambiamento climatico legato ad un episodio semiarido freddo a circa 230-200 ka, concomitante ad un alto stazionamento del livello marino (stadio isotopico 7), in accordo con un periodo di scarsa erosione e formazione diffusa di suolo in un'area a morfologia suborizzontale. Condizioni climatiche semiaride spiegherebbero inoltre la scarsa sedimentazione vulcanoclastica secondaria che contraddistingue l'intervallo interuttivo Farnese-Sovana. Nelle successioni del litosoma Latera, il limite superiore del subsistema è marcato da una superficie di erosione ad alto rilievo che separa le formazioni piroclastiche di Sovana e Sorano e che si segue in tutto il settore occidentale del Distretto Vulsino. Oltre alla già citata formazione di Sovana, il subsistema comprende parte dei travertini della Doganella.

- **Formazione di Sovana (SVK):** Corrispondente all'omonima formazione (Vezzoli et alii, 1987) o unità eruttiva (Palladino et alii, 1994) del litosoma Latera, costitui-

sce la sola unità vulcanica del subsintema. Della successione eruttiva, affiorante estesamente intorno all'attuale Caldera di Latera si rinvencono le seguenti unità deposizionali. L'unità basale è caratterizzata da un orizzonte cineritico giallo pallido di spessore decimetrico, contenente lapilli accrezionari e sparsi lapilli pomicei biancastri, da surge piroclastico (cfr. "BUS", Palladino & Taddeucci, 1998). La rimarchevole continuità laterale e la caratteristica associazione al paleosuolo sottostante che segna il limite inferiore del subsintema, lo rendono un importante orizzonte guida in tutto il litosoma Latera e, in gran parte del settore ad ovest del Fiume Marta. L'unità sovrastante è costituita da un deposito massivo da colata piroclastica, a matrice cineritica, lapilli pomicei grigio chiaro-biancastri e rari litici lavici e sedimentari millimetrici; nelle pomici e nella matrice sono presenti sanidino e rara leucite analcimizzata. Questo deposito affiora discontinuamente nell'area fra Piansano e Capodimonte (es. lungo la S.P. di Poggio Marano dove raggiunge almeno 3 m di spessore). Superiormente, l'unità di flusso principale dell'eruzione per diffusione areale (cfr. Piansano *flow unit*, Palladino & Valentine, 1995) consiste in un deposito massivo a matrice cineritica generalmente incoerente e di colore grigio chiaro-biancastro, o localmente con incipiente zeolitizzazione e colore rosato; caratteristica la presenza abbondante di lapilli e blocchi pomicei anche decimetrici, prevalentemente grigio chiari e subordinatamente neri e più densi, contenenti fenocristalli di sanidino e leucite analcimizzata, quest'ultima particolarmente abbondante anche nella matrice. Le pomici di dimensioni maggiori tendono a sviluppare una gradazione inversa e a concentrarsi localmente verso il tetto. La componente litica, che occasionalmente raggiunge le dimensioni dei blocchi, è piuttosto abbondante e, oltre alle vulcaniti (essenzialmente lave), comprende litotipi arenitici e argillitici delle successioni flyschoidi del substrato; caratteristica, inoltre, la presenza di inclusi ossidianacei. I litici mostrano in genere una vaga gradazione diretta e sono principalmente concentrati inferiormente, in livelli discontinui, tasche o lenti, fino a costituire localmente delle facies di breccia di spessore metrico, interdigitate con le facies più pomicee (es. fra Piansano e Capodimonte). Alla base dell'unità di flusso, a contatto con l'orizzonte "BUS", è chiaramente distinguibile un livello centimetrico arricchito in cristalli e minuti litici (*ground layer*, Walker et alii, 1981). L'unità in questione affiora ampiamente nel settore Farnese-Cellere, mentre ad est del Fiume Marta è stata rinvenuta esclusivamente in un affioramento fra la S.P. Verentana e

Pian di Livio (SE di Marta). Lo spessore, in genere di ordine metrico, raggiunge al massimo una quindicina di metri (es. nei dintorni di Piansano). Nelle zone più prossimali all'attuale bordo calderico di Latera, quasi l'intera unità di flusso si presenta come una breccia litica grossolana e caotica, con blocchi anche di mezzo metro e matrice impoverita nella frazione cineritica fine, pervasa da condotti di degassazione (es. Ponte di Stenzano, spessore 5 m), riferibile ad una tipica lag breccia, concomitante ad un importante fase di collasso della Caldera di Latera. L'unità di flusso più caratteristica e nota della formazione, consistente in un tipico tufo rosso zeolitizzato (*sillar*) a scorie nere anche decimetriche (cfr. Pian di Rena *flow unit*, Palladino & Valentine, 1995), si rinviene limitatamente al settore nord-occidentale (Farnese-Cellere), con spessori in genere metrici, ma che superano ampiamente la decina di metri lungo il Fosso La Nova, ove le scorie nere raggiungono dimensioni metriche. In generale i prodotti della formazione di Sovana sono incisi dalla superficie di erosione che individua il passaggio al subsistema Giraldo, sulla quale si sono depositi i prodotti della formazione di Sorano (SRK). Localmente la formazione si chiude a tetto con un banco di lapilli pomicei da caduta, molto ricco di leucite analcimizzata, associato a materiali vulcanoclastici secondari più o meno pedogenizzati superiormente (es. Ponte di Stenzano, Fosso La Nova; spessore massimo complessivo di 1,7 m). Le analisi al microscopio mostrano, come anche riscontrabile in campagna, che il grado di porfiricità delle pomici è basso nell'orizzonte basale ("BUS") e aumenta nelle unità di flusso superiori. I fenocristalli sono rappresentati da sanidino ubiquitario, subordinato clinopirosseno, scarsa biotite; il contenuto in leucite analcimizzata è ampiamente variabile e nel complesso aumenta verso l'alto. La composizione chimica delle pomici è trachitica nell'orizzonte basale (come riportato in Palladino & Taddeucci, 1998), e cade a cavallo dei campi trachitico e fonolitico nelle unità di flusso superiori (Vezzoli et alii, 1987; Palladino et alii, 1994). L'età radiometrica, riferita all'unità di flusso principale, varia fra 207 ± 5 , 204 ± 5 e 198 ± 12 ka (Turbeville, 1992a; alla luce di una reinterpretazione stratigrafica).

- **Subsistema Giraldo (FUF₃):** Il limite inferiore del subsistema è definito da una superficie di erosione da debolmente ondulata a fortemente inclinata che si riconosce in tutto il settore occidentale del Distretto Vulcanico Vulsino nell'ambito delle successioni piroclastiche di Latera. Comunemente canali di erosione ad U di ampiezza metrica o decametrica tagliano i prodotti della formazione di Sovana (SVK) ed appaiono riempiti dai depositi da *ash flow*

della formazione di Sorano (SRK, età radiometrica di 194 ± 5 - 187 ± 8 ka; Turbeville, 1992a, reinterpretata), salvo l'eventuale presenza di sottili livelli di ceneri e lapilli pomicei fini da caduta che drappeggiano l'articolata superficie preeruttiva. Localmente la superficie di erosione arriva ad interessare livelli stratigrafici inferiori, come le piroclastiti delle formazioni di Farnese e Canino o le unità laviche dei Campi Vulsini, con ampiezza di rilievo anche superiore ai 10 m (es. area di Giraldo-La Rocchetta, fra Piansano e Capodimonte). Dal momento che non sono segnalate evidenze di importanti fasi erosive regionali nell'intervallo temporale corrispondente alla discontinuità stratigrafica in questione (circa 200-190 ka, concomitante ad un alto stazionamento del livello marino, stadio isotopico 7), si può ritenere che l'instaurarsi di condizioni di intensa erosione nei Vulsini occidentali sia proprio legato alla deposizione dell'ampia e spessa coltre piroclastica di SVK, che avrebbe avuto l'effetto netto di un abbassamento pressoché istantaneo del livello di base del sistema di drenaggio locale di entità corrispondente allo spessore dei depositi. Questo esempio illustra come gli effetti locali della sedimentazione vulcanica parossistica si sovrimpongano alle tendenze evolutive a più ampia scala dei sistemi idrologici (legate alla tettonica regionale o alle fluttuazioni glacioeustatiche), fino a mascherarle. In seguito, l'interazione fra l'abbassamento del livello marino e l'attività vulcanica di Latera, che si configura con numerosi eventi eruttivi originanti correnti piroclastiche intervallati da periodi di quiescenza relativamente brevi (eruzione di Sorano ed eventi minori, cfr. SRK), dà luogo a ripetuti cicli di sedimentazione piroclastica nei bassi topografici ed intensa erosione dei depositi. Ne conseguono tipiche morfologie a *box canyon* (Sparks, 1975), caratterizzate da contatti subverticali o addirittura aggettanti fra le diverse unità piroclastiche, come risulta particolarmente evidente nel settore nord-orientale Vulsino (Pitigliano-Sorano). Un miglioramento climatico connesso ad un periodo interglaciale a circa 180 ka è testimoniato dall'abbondanza di resti vegetali e impronte di grandi tronchi d'albero nei depositi da corrente piroclastica della formazione di Grotte di Castro (GRC). Oltre alle già citate formazioni, fanno parte del subsintema in considerazione, e ancora del litosoma Latera, le formazioni di Onano e Pitigliano ed i prodotti dell'attività di diversi centri minori intracalderici, fra i quali il plateau lavico della Selva del Lamone (VMO, età radiometrica 158 ± 5 - 157 ± 4 ka, Metzeltin & Vezzoli, 1983), che rappresenta l'episodio effusivo più significativo. Da notare infine che le successioni vulcaniche nelle aree prossimali del litosoma Latera pertinenti al subsintema sono interessate dalle discontinuità vulcano-tettoniche collegate al collasso calderico poligenico. Sebbene esse siano fondamentali per la ricostruzio-

ne della scansione temporale e dei meccanismi del collasso stesso, tali superfici di inconformità scompaiono allontanandosi dal bordo calderico e non risultano pertanto idonee alla definizione del quadro UBSU generale.

- **Formazione di Sorano (SRK):** per esigenze di rappresentazione cartografica durante gli studi relativi alla realizzazione del Foglio 344 Tuscania, sono stati accorpate a questa formazione del litosoma Latera (corrispondente all'omonima formazione di Vezzoli et alii, 1987 o unità eruttiva di Palladino et alii, 1994), i prodotti di alcuni eventi eruttivi minori stratigraficamente sottostanti. Fra questi sono da segnalare un deposito massivo da colata piroclastica (in parte correlabile all'ignimbrite "c" di Sparks, 1975), a matrice cineritica grigia, ricca di cristalli di clinopirosseno e mica bruna, lapilli e blocchi pomicei grigio scuri o neri microvescicolati, con scarsa leucite analcimizzata, sovente nastriformi, complessivamente a gradazione inversa e a luoghi concentrati in tasche o lenti. Comunemente la parte alta del deposito si presenta zeolitizzata (*sillar*) ed assume una colorazione da grigio scuro ad avana o bruno-aranciata. Localmente alla base è presente un banco cineritico grigio, poco coerente, ricco di lapilli accrezionari, il cui spessore varia da pochi centimetri ad oltre un metro. La piroclastite affiora in sporadici lembi con spessori di ordine metrico nell'area compresa tra Fosso la Tomba (S di Canino), Tessennano, Arlena di Castro e Piansano, risultando frequentemente incanalata in modeste paleodepressioni che incidono SVK. Le pomici mostrano chimismo latitico. Altri depositi piroclastici riferibili ad eruzioni minori si rinvencono fra Piansano e Capodimonte (es. dintorni ad est di Piansano e fra M. Rosano e Poggio delle Forche) e sono costituiti da banchi cineritici e depositi massivi da colata piroclastica, a matrice cineritica giallognolo zeolitizzata e pomici grigio scure disperse di dimensioni anche decimetriche. La successione dell'eruzione di Sorano propriamente detta è costituita da diversi depositi cineritico-pomicei, riferibili essenzialmente a correnti piroclastiche diluite e turbolente, diffusi su un ampio areale intorno alla Caldera di Latera, anche se piuttosto discontinuamente in funzione di una paleomorfologia molto articolata. Ad essi sono intercalati sottili livelli da caduta. I prodotti dell'eruzione di Sorano si riconoscono con maggiore continuità nel settore nord-occidentale (grosso modo a NO della direttrice Valentano-Canino) e più discontinuamente fra Piansano e Marta. In particolare, in quest'ultima zona, la base della successione eruttiva è caratterizzata da un livello cineritico giallognolo (spessore 5-10 cm), seguito da un orizzonte di lapilli

pomici fini da caduta (spessore massimo di una decina di centimetri) che, al di fuori dell'areale di distribuzione delle unità minori sottostanti e salvo l'occasionale intercalazione di vulcanoclastiti secondarie, poggiano direttamente sulla superficie di erosione di base del subsistema Giraldo. Seguono più unità di flusso, delle quali nel settore Piansano-Capodimonte se ne distinguono almeno tre principali ed altrettante a distribuzione più locale, di spessore variabile da meno di 1 m a circa 4 m. Sono in genere costituite da cineriti massive, giallo pallido o grigio chiaro-biancastre, da incoerenti a debolmente coerenti, ricche di lapilli accrezionari e contenenti lapilli pomiceo bianco latte dispersi o a luoghi allineati in sciame o addensati e rari litici millimetrici. In particolare, un'unità di flusso superiore si caratterizza per la diffusa presenza di blocchi pomiceo grigio scuro finanche decimetrici, contenenti cristalli millimetrici di sanidino; la componente litica si mantiene relativamente scarsa ed è rappresentata da inclusi lavici millimetrici o più raramente centimetrici. Laddove presenta spessori più elevati (4-7 m nei dintorni di Piansano, in località Benefizio e lungo il Fosso del Trescine) il deposito risulta parzialmente zeolitizzato. Depositi correlati all'eruzione di Sorano si riconoscono infine fra la Caldera di Latera e il Lago di Bolsena, ad esempio lungo il fondovalle a SO di Poggio Falchetto e sul vallo calderico orientale di Latera, dove si presentano arricchiti in frammenti ossidiane. A tetto di SRK affiorano generalmente i prodotti della formazione di Grotte di Castro del litosoma Latera, separati da un orizzonte debolmente pedogenizzato e localmente da vulcanoclastiti di ambiente fluviale (unità di Fosso la Tomba, FTO). La componente pomicea è in genere scarsamente porfirica; i fenocristalli e microfeno-cristalli sono costituiti da sanidino, plagioclasio, biotite, clinopirosseno, opachi. La composizione chimica cade a cavallo dei campi fonolitico e trachitico (Palladino et alii, 1994), analogamente a quanto riportato per il settore settentrionale di Latera (Vezzoli et alii, 1987; Agosta, 1996). Alla formazione di Sorano viene attribuita un'età radiometrica di 194 ± 5 - 187 ± 8 ka (Turbeville, 1992a; reinterpretato).

- **Formazione di Grotte di Castro (GRC):** questa formazione piroclastica (cfr. Vezzoli et alii, 1987 e unità eruttiva di Grotte di Castro-Onano p.p. Palladino et alii, 1994) raggruppa i prodotti di uno dei maggiori eventi esplosivi del litosoma Latera, ampiamente distribuiti intorno all'attuale caldera, ai quali vengono associati quelli di analogo aspetto relativi ad una precedente eruzione minore. La base della formazione è costituita da un livello di lapilli fini scoriacei grigio scuro, ricco di cristalli di

clinopirosseno, di spessore centimetrico, da caduta, cui segue un orizzonte di lapilli pomicei biancastri e litici lavici, a gradazione inversa-diretta, di spessore decimetrico, da caduta di tipo pliniano. La distribuzione areale dei prodotti da caduta è limitata a ESE della Caldera di Latera, fra Valentano e Capodimonte; lo spessore massimo osservato è di 40 cm presso la località Poggio delle Forche, a ONO di Capodimonte. La composizione chimica varia da shoshonitica, nelle scorie del livello inferiore, a trachitico-fonolitica nelle pomice dell'orizzonte superiore. Sui livelli da caduta, ove presenti, o direttamente a contatto sulle unità sottostanti, si osservano estesamente bancate cineritiche, piuttosto coerenti, da massive a laminate, con locali strutture a duna, di colore bruno-verdognolo, contenenti lapilli fini scoriacei grigio scuri, microvescicolati, a chimismo shoshonitico, rari lapilli fini pomicei biancastri e abbondanti lapilli accrezionari finanche centimetrici, diffusi o spesso organizzati in sciami. Caratteristica, inoltre, la presenza di impronte di frustoli vegetali e di piante ad alto fusto. I caratteri deposizionali indicano un'origine da correnti piroclastiche diluite e turbolente, umide (*wet surge*). I depositi da surge mostrano spessori variabili dalla decina di centimetri a qualche metro (anche oltre 3 m nei dintorni di Piansano) ed un ampio areale di distribuzione intorno alla Caldera di Latera, fra Capodimonte, Piansano e Ischia di Castro, estendendosi inoltre nei settori ad ovest e NO della stessa. Al di sopra di un paleosuolo bruno più o meno sviluppato, si rinvencono i depositi relativi all'evento eruttivo principale, costituiti alla base da bancate cineritiche giallo-verdognole, più o meno zeolitizzate, da massive a laminate, da surge piroclastico, contenenti lapilli fini pomicei grigio scuri a leucite analcimizzata, lapilli accrezionari ed impronte di resti vegetali (spessori di ordine metrico). A tetto è presente un deposito massivo da colata piroclastica, a matrice cineritica giallo-arancione coerente per zeolitizzazione (*sillar*), contenente sparsi lapilli e blocchi scoriacei da grigio scuri a neri (con rari fenocristalli di leucite analcimizzata), abbondanti cristalli liberi di clinopirosseno, subordinati sanidino e mica bruna e sporadico analcime, e diffusi litici di natura vulcanica (lave, tufi) e sedimentaria (compresi litotipi carbonatici) da millimetrici a centimetrici, oltre ad inclusi granulari olocristallini. Questi depositi affiorano ad ovest del Fiume Marta, con spessori complessivi ampiamente variabili in funzione delle paleomorfologie che hanno influenzato le dinamiche di trasporto e deposizione delle correnti piroclastiche. In particolare, le facies zeolitizzate (*sillar*) sono esposte in pareti di altezza anche su-

periore ai 10-15 m, come ad esempio nei dintorni di Ischia di Castro e Piansano o lungo il Fosso del Trescine, ma anche notevolmente maggiori nelle zone di Pitigliano, Grotte di Castro. Tipicamente esse costituiscono buona parte delle rupi tufacee su cui sorge la maggior parte dei centri storici dei Vulcini occidentali, è questo il caso di Farnese, Ischia di Castro, Pianiano, Arlena di Castro, Piansano. Localmente si intercalano livelli e lenti di breccie litiche grossolane con clasti lavici arrotondati anche superiori al decimetro (ad es. nelle valli incise nel versante orientale del Vulcano di Latera digradante verso il Lago di Bolsena). Infine, una facies incoerente di colore grigio scuro, arricchita in lapilli e blocchi scoriacei, si riscontra in aree prossimali a SO dell'attuale bordo calderico meridionale di Latera (fra la Selva del Lamone e il Ponte di Stenzano). Nei settori ad est e SE della caldera, i depositi in esame sono separati dai sovrastanti prodotti della formazione di Onano da una superficie di erosione e/o da livelli vulcanoclastici secondari, salvo la locale intercalazione di prodotti legati ad eruzioni minori (es. nei dintorni della località di Poggio Falchetto, presso la riva occidentale del Lago di Bolsena); più raramente si osservano livelli pedogenizzati immaturi. Per quanto riguarda la composizione chimica, le scorie scure nel sillar risultano, al di là di un'alterazione sovente piuttosto spinta, delle fonoliti tefritiche.

DEPOSITI SEDIMENTARI CONTINENTALI DAL PLEISTOCENE SUPERIORE ALL'ATTUALE

- **Coltre Eluvio-Colluviale (B₂):** Buona parte dei terreni presenti nell'area in esame risultano costituiti da coperture detritiche derivanti dal disfacimento in situ delle unità vulcaniche e sedimentarie (carbonatiche e calcareo-silicee) subaffioranti. Tali coltri sono particolarmente estese nel settore a S del Lago di Bolsena, dove sono prevalentemente costituite da detriti eterometrici di natura lavica (comprendenti blocchi e massi erratici) in matrice terrosa, derivanti dal disfacimento delle numerose colate ad andamento N-S che caratterizzano tale settore, a seguito sia dei processi erosivi che del diffuso e intenso sfruttamento agricolo dei terreni. Prodotti di alterazione occupano anche zone topograficamente elevate, subpianeggianti, sulla cresta della dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella. In questa categoria di depositi sono inclusi i suoli interessati da fitte e talora estese coperture boschive che a luoghi caratterizzano prevalentemente i litotipi lavici, ostacolandone in diversi casi l'identificazione. Età: Olocene.

4.3 Inquadramento geomorfologico

L'area geografica in esame è situata nella zona in esame è caratterizzata in gran parte da una blanda morfologia collinare, o localmente subpianeggiante, che dai bordi meridionali delle depressioni di Latera e Bolsena digrada in leggero declivio verso sud e sud-ovest. Le quote più elevate si riscontrano lungo il bordo sud-orientale della depressione di Latera, in corrispondenza del cono di scorie di Monte Starnina, presso Valentano, dove raggiungono 626 m s.l.m., e lungo il bordo sud-occidentale della depressione di Montefiascone, dove superano di poco i 500 m s.l.m. Le quote inferiori, al di sotto dei 100 m s.l.m., si registrano lungo il fondovalle del Fiume Marta, emissario del Lago di Bolsena. Nel settore sud-occidentale la continuità delle coperture vulcaniche è interrotta dalla dorsale carbonatica di Monte Canino-Monte Doganella (452 m s.l.m.).

Il reticolo idrografico, radiale centrifugo all'esterno delle depressioni di Latera e Bolsena, mostra prevalentemente aste ad andamento circa NE-SO, a sud della depressione di Latera, e N-S in quello orientale a sud del Lago di Bolsena. Nel primo settore, i corsi d'acqua hanno profondamente inciso i terreni vulcanici, arrivando localmente ad interessare il substrato sedimentario. In particolare, le aree in prossimità dei centri abitati di Farnese, Canino e Cellere sono contraddistinte da strette incisioni con pareti verticali alte diverse decine di metri, che espongono ampiamente le successioni piroclastiche e laviche. È questo il caso, ad esempio, del F.so Olpetta, emissario del Lago di Mezzano, nel tratto esterno alla depressione di Latera. Per contro, nel settore ad est del Fiume Marta, le incisioni vallive si presentano molto meno accentuate, cosicché gli affioramenti risultano altamente frammentari e di modesto spessore. In generale, ed in particolare in prossimità dei diversi centri abitati, il territorio risulta profondamente rielaborato a seguito dello sfruttamento a colture agricole e pascolo. Le coperture boschive appaiono tuttavia ancora piuttosto consistenti, anche se generalmente limitate ai rilievi sedimentari carbonatici (Monte Canino) o flyschoidi (es. fra Toscana e Arlena di Castro) e ai terreni lavici (es. Selva del Lamone).

Nel paesaggio si evidenziano le morfologie tipiche dell'ambiente vulcanico. Per quanto riguarda le morfologie positive, l'area risulta punteggiata da numerosi modesti rilievi, che rappresentano i resti più o meno ben preservati di piccoli edifici vulcanici essenzialmente monogenici, quali coni di scorie o coni di tufo, isolati o coalescenti. Nonostante l'erosione ne abbia in parte obliterato le morfologie originarie, sono ancora ben riconoscibili le forme relitte di diversi centri vulcanici, distribuiti per lo più all'interno o ai margini della depressione di Latera (es. Valentano, Monte Marano, Monte di Cellere), attorno al Lago di Bolsena (es. Monte Bisenzio, Capodimonte, Marta) o anche all'interno di quest'ultimo (es. le isole lacustri Bisentina e Martana, resti di coni di tufo). Le morfologie negative comprendono le porzioni meridionali delle già citate depressioni di Latera e di

Bolsena, ricadenti nel settore settentrionali all'area in esame, ed una minima parte della depressione di Montefiascone. All'ampia conca attualmente occupata in parte dal Lago di Bolsena (assi N-S ed E-O di circa 17 e 13 km rispettivamente), definita da Walker (1984) come un esempio di down-sag caldera, viene tradizionalmente riconosciuta una natura vulcano-tettonica: la subsidenza sarebbe stata controllata principalmente da faglie maestre dirette connesse al prolungamento meridionale del Graben Siena-Radicofani, e in misura minore dal parziale svuotamento delle camere magmatiche (Varekamp, 1980; Nappi et alii, 1982; Amodio et alii, 1987; Buonasorte et alii, 1987b; Faraone & Stoppa, 1988) a seguito delle principali eruzioni dei "complessi" del Paleo-bolsena e Bolsena (Nappi et alii, 1991). A Ciotoli et alii (2003) si deve una recente ricostruzione dello scenario neotettonico dell'area circostante la conca di Bolsena alla luce di indizi morfotettonici e geochimici. Le depressioni centrali che caratterizzano gli edifici di Latera e Montefiascone vengono comunemente interpretate come caldere poligeniche, sviluppatasi a seguito di ripetuti collassi dei tetti delle camere magmatiche conseguenti all'attività esplosiva dei rispettivi "complessi vulcanici" (Marini & Nappi, 1986; Nappi, 1969b, Metzeltin & Vezzoli, 1983; Barberi et alii, 1984; Nappi et alii, 1991; Palladino & Simei, 2005a, b). La prima si presenta di forma grosso modo ellittica, allungata da NNE a SSO, con assi di 9 e 7 km. L'orlo calderico è ben individuabile nelle sue porzioni settentrionale ed orientale, si eleva di circa 200 m dal fondo calderico, posto ad una quota intorno ai 400 m s.l.m. Inoltre, è ben evidente il pendio extracalderico orientale dell'edificio vulcanico di Latera che digrada verso l'adiacente Lago di Bolsena, intersecando l'omonima depressione. L'orlo calderico diviene discontinuo nelle sue porzioni meridionale ed occidentale e risulta solo parzialmente evidenziato dalla presenza di faglie o fratture. All'interno della depressione di Latera si individua la più piccola Caldera del Vepe che ospita il Lago di Mezzano, con assi di 5,5 e 3 km. In particolare, una morfologia articolata caratterizza la porzione meridionale della Caldera di Latera: a SE i coni di scorie di Monte Starnina, Madonna dell'Eschio e Valentano si impostano sul bordo calderico, che risulta obliterato più ad ovest. Dal fondo calderico, tuttora sede di manifestazioni idrotermali, mineralizzazioni ed emissioni gassose, si elevano i modesti rilievi di Poggio Murcie (452 m s.l.m.) e Poggio San Luce (446 m). Il F.so Olpeta, che drena l'area della depressione, supera la cinta calderica in prossimità di Santa Maria di Sala e scorre a ridosso del vasto plateau lavico della Selva del Lamone.

La Caldera di Montefiascone presenta un contorno subcircolare e un diametro di circa 3 km; il bordo calderico, aperto verso il Lago di Bolsena, s'innalza di oltre 200 m sul livello del lago. Infine, fra le morfologie negative spicca il cratere del Lagaccione (a SE della Caldera di Latera), relativo ad un apparato idromagmatico del tipo anello di tufo (o maar).

La Provincia di Viterbo, la più settentrionale del Lazio, rientra in quella vasta area denominata "Tuscia Laziale" che si estende a Nord di Roma tra il fiume Tevere e il Mar Tirreno. Con un'estensione di 3.612 km², è delimitata a nord dalla Toscana (province di Grosseto e Siena), alla quale storicamente si collega in quanto sede di alcuni tra i maggiori centri della civiltà etrusca, ma dalla quale si distingue per il paesaggio naturale prevalente, determinato dall'origine vulcanica dei substrati. Ad est confina con l'Umbria (provincia di Terni), mentre a sud è lambita dalla regione sabatina e dai contrafforti settentrionali dell'acrocoro tolfetano, importante comprensorio della Tuscia che ricade però in massima parte nella provincia di Roma.

Il Viterbese, ma più in generale la Tuscia Laziale, si sviluppa in massima parte su un territorio edificato dall'attività esplosiva di tre importanti complessi vulcanici: quello vulsino (dominato dalla vasta depressione lacustre di Bolsena), quello vicano (con il lago di Vico in posizione centrale) e quello cimino subito a sud-est di Viterbo. I terreni vulcanici ricoprono le più antiche superfici di origine sedimentaria che affiorano dalla copertura vulcanica in maniera sempre piuttosto esigua.

L'irregolarità dei confini amministrativi della provincia di Viterbo, raramente coincidenti con limiti naturali (corsi d'acqua, linee di spartiacque, etc.), contribuisce a determinare nel territorio provinciale una grande varietà di paesaggi i quali, se associati ai diversi tipi litologici e ai principali sistemi orografici presenti, ci permettono di riconoscere regioni naturali ben caratterizzate da un punto di vista morfologico e vegetazionale.

L'area oggetto di studio è localizzata nel Comune di Cellere situato nella parte nord-occidentale della Provincia di Viterbo, a Sud Ovest del Lago di Bolsena. L'intero territorio comunale è caratterizzato dalla presenza di terreni di origine vulcanica. L'elevazione altimetrica varia da poco oltre i 560 m.s.l.m. del Monte Cellere fino ad arrivare a poco oltre i 250 m.s.l.m. nella zona più valliva.

Il territorio di Cellere ma in generale la Tuscia Laziale, si sviluppa in massima parte su un territorio edificato dall'attività esplosiva di tre importanti complessi vulcanici, il territorio di progetto è inserito in quello vulsino (dominato dalla vasta depressione lacustre di Bolsena), ed è confinante a ovest con quello dei monti Vulsivi e bacino del fiume Fiora ad est con quello dei monti vulsivi, bacino del fosso Chiaro, Rigo Vezza sinistro e a sud - est con l'unità dei monti Cimmini, bacino del Leia, Traponzo, Rigomero. I terreni vulcanici ricoprono le più antiche superfici di origine sedimentaria che affiorano dalla copertura vulcanica in maniera sempre piuttosto esigua. L'insieme di questi modesti rilievi fanno parte dell'Antiappennino con un'altitudine media raggiunta dai rilievi di circa 1.000 m (Monte Cimino 1.053 m).

4.4 Inquadramento idrogeologico e idrografico

Le litologie affioranti appartenenti ai termini vulcanici sono suddivisibili in tre complessi idrogeologici (Capelli et alii, 2005):

- il complesso delle lave, dei laccoliti e dei coni di scorie, che presenta una permeabilità medio-alta ed alta prevalentemente dovuta alla fratturazione, in cui le intercalazioni di livelli cineritici e lahar determinano una netta riduzione della permeabilità verticale;
- il complesso delle pozzolane, più generalmente costituito dai depositi da colata piroclastica, prevalentemente litoidi, che ha una permeabilità da media a medio-alta, principalmente per porosità e localmente per fratturazione; anche in questo caso, la presenza di orizzonti a bassa permeabilità quali paleosuoli e di livelli zeolitizzati determina una brusca riduzione della permeabilità verticale;
- il complesso dei tufi stratificati e delle facies freatomagmatiche, che comprende litotipi di origine e granulometria molto variabili (da tufi e tufiti a pomici e lapilli, da breccie piroclastiche a livelletti tufitici di origine palustre), generalmente dotati di una permeabilità molto bassa o bassa.

Oltre ai depositi vulcanici, affiorano in aree di estensione ridotta i travertini ed è presente localmente il substrato sedimentario pre-vulcanico a bassa permeabilità, anche in facies di flysch, che rappresenta il limite della circolazione idrica regionale.

I settori di recapito della falda regionale contenuta nei depositi vulcanici sono influenzati dalle culminazioni del substrato prevulcanico, che condizionano l'andamento della superficie piezometrica. In corrispondenza degli alti strutturali del substrato, lo spessore dell'acquifero vulcanico è minimo e come conseguenza la superficie piezometrica presenta valori massimi, determinando la localizzazione di spartiacque sotterranei di tipo dinamico (variabili in quota piezometrica e soggetti a migrazione a seguito di sollecitazioni esterne quali prelievi). Al contempo, in corrispondenza delle depressioni strutturali del substrato, come nel caso del bacino di Bolsena, lo spessore delle coltri vulcaniche aumenta da qualche centinaio fino a quasi 1000 m, determinando l'immagazzinamento di notevoli volumi di risorse e riserve idriche sotterranee.

Di conseguenza, l'area studiata nel complesso appartiene quasi completamente al bacino idrogeologico del Lago di Bolsena e del suo emissario Fiume Marta (Boni et alii, 1986; Capelli et alii, 2005; Dragoni et alii, 2006), con un andamento della superficie piezometrica centripeto verso il lago nei settori orientale e occidentale, con massimi piezometrici di 400-450 m s.l.m. e gradienti idraulici elevati (fino a 5%). A sud invece le isopieze assumono un andamento circa EO, con gradienti idraulici minori (compresi tra 1 e 2%) e la falda viene drenata direttamente negli alvei dei

principali corsi d'acqua, prevalentemente lungo il corso del Fiume Marta, ma anche nella rete dei suoi affluenti, dall'altezza di Tuscania verso sud (Baiocchi et alii, 2008). Anche il Lago di Bolsena rappresenta ovviamente un punto preferenziale di drenaggio della falda regionale.

Soltanto il settore occidentale dell'area di studio, ad ovest dell'allineamento Valentano-Tessennano, corrispondente allo spartiacque sotterraneo, ricade nel contiguo bacino idrogeologico del Fiume Fiora, verso il corso del quale tendono i recapiti della falda regionale, con gradienti idraulici elevati; gli affluenti di sinistra del Fiora (fossi Olpeta, Strozzevolpe e Timone) drenano direttamente nel loro alveo la falda regionale.

4.4.1 Idrogeologia locale e corsi d'acqua

Per quanto riguarda l'assetto idrogeologico locale dell'area in esame si è fatto riferimento alla nova Carta Idrogeologica del Territorio della Regione Lazio alla Scala 1:100.000 Foglio 4 in versione provvisoria di cui lo stralcio in figura 10.

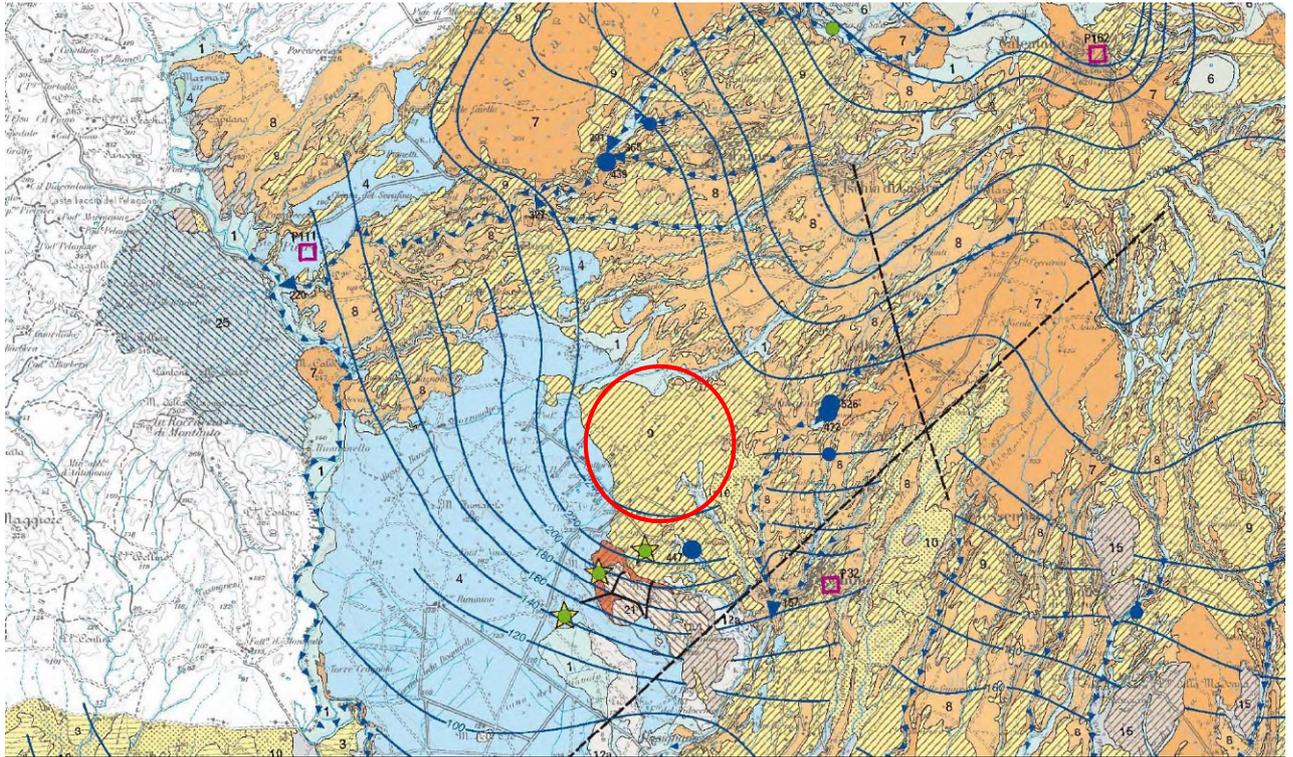
Nell'area in esame è possibile osservare diversi corsi d'acqua minori come il Fosso Strozzevolpe a nord e diverse aste secondarie.



Figura 9- Vista dell'area d'esame dal Portale Cartografico della Provincia di Viterbo, in blu spesso i corsi d'acqua, in blu sottile le aste secondarie.

Nel dettaglio dell'area in esame si ha quindi la presenza di tre complessi idrogeologici diversi elencati in seguito dal più recente al più antico.

- **Complesso dei depositi alluvionali recenti – potenzialità acquifera da bassa a medio alta:** alluvioni ghiaiose, sabbiose, argillose attuali e recenti anche terrazzate e coperture eluviali e colluviali (Olocene). Spessore variabile da pochi metri ad oltre un centinaio di metri. Dove il complesso è costituito dai depositi alluvionali dei corsi d'acqua perenni presenta gli spessori maggiori (da una decina ad oltre un centinaio di metri) e contiene falda multistrato di importanza regionale. I depositi alluvionali dei corsi d'acqua minori, con spessori variabili da pochi metri ad alcune decine di metri, possono essere sede di falde locali di limitata estensione.
- **Complesso delle pozzolane – potenzialità acquifera media:** depositi da colata piroclastica, genericamente massivi e caotici, prevalentemente litoidi. Nel complesso sono comprese le ignimbriti e tufi (Pleistocene). Spessore da pochi metri ad un migliaio di metri. Questo complesso è sede di un'estesa ed articolata circolazione idrica sotterranea che alimenta la falda di base dei grandi acquiferi vulcanici regionali.
- **Complesso dei Tufi Stratificati e delle Facies Freatomagmatiche – potenzialità acquifera bassa:** tufi stratificati, tufi terrosi, brecce piroclastiche, pomici, lapilli e blocchi lavici in matrice cineritica (Pleistocene). I terreni del complesso si presentano intercalati tra gli altri complessi vulcanici per cui risulta difficile definirne lo spessore totale. Il complesso ha una rilevanza idrogeologica limitata anche se localmente può condizionare la circolazione idrica sotterranea, assumendo localmente il ruolo di limite di flusso e sostenendo esigue falde superficiali.



**Figura 10- Stralcio della Carta Idrogeologica del Territorio della Regione Lazio alla scala 1:100.000, Foglio 4.
In rosso l'area di studio**

5 CARATTERIZZAZIONE SISMICA DEL SITO

La macrozonazione sismica consiste nell'individuazione generale della pericolosità sismica in una vasta area. Basandosi sulla ciclicità degli eventi sismici, il grado di sismicità di una determinata zona viene valutato sulla base delle informazioni disponibili nei cataloghi sismici, integrate con indagini geologico-strutturali, neotettoniche e geomorfologiche per l'individuazione delle aree tettonicamente attive. Con il D.M. 07/03/1981 e dall'OPCM 3274/2003 aggiornata con la Delibera della Giunta Regionale del Lazio n. 387 del 22 maggio 2009, successivamente modificata con la D.G.R. n. 571 del 2 agosto 2019, il territorio di Cellere è classificato in zona sismica 2b (Media Sismicità), zona con pericolosità sismica media dove possono verificarsi forti terremoti. La sottozona 2B indica un valore dell'accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico ag pari a 0,20g (dove g è l'accelerazione di gravità).

Successivamente, secondo le direttive riportate nell'allegato A del D.M. del 14/01/2008 ed in seguito alla definizione del progetto S1 (Proseguimento della assistenza al DPC per il completamento e la gestione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 e progettazione di ulteriori sviluppi) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sono state ridefinite le azioni sismiche di riferimento dell'intero territorio nazionale. Di seguito si riporta (figura 11 fonte INGV), in particolare, le mappe al Comune di Cellere dalle quali si può risalire ai range delle azioni sismiche di riferimento. Si specifica, inoltre, che al seguente link <http://esse1.mi.ingv.it/> è possibile visualizzare, ricercando per coordinate o per comune, la pericolosità sismica su reticolo di riferimento (nodi non superiori ai 10 Km) nell'intervallo di riferimento (30 e 2475 anni).

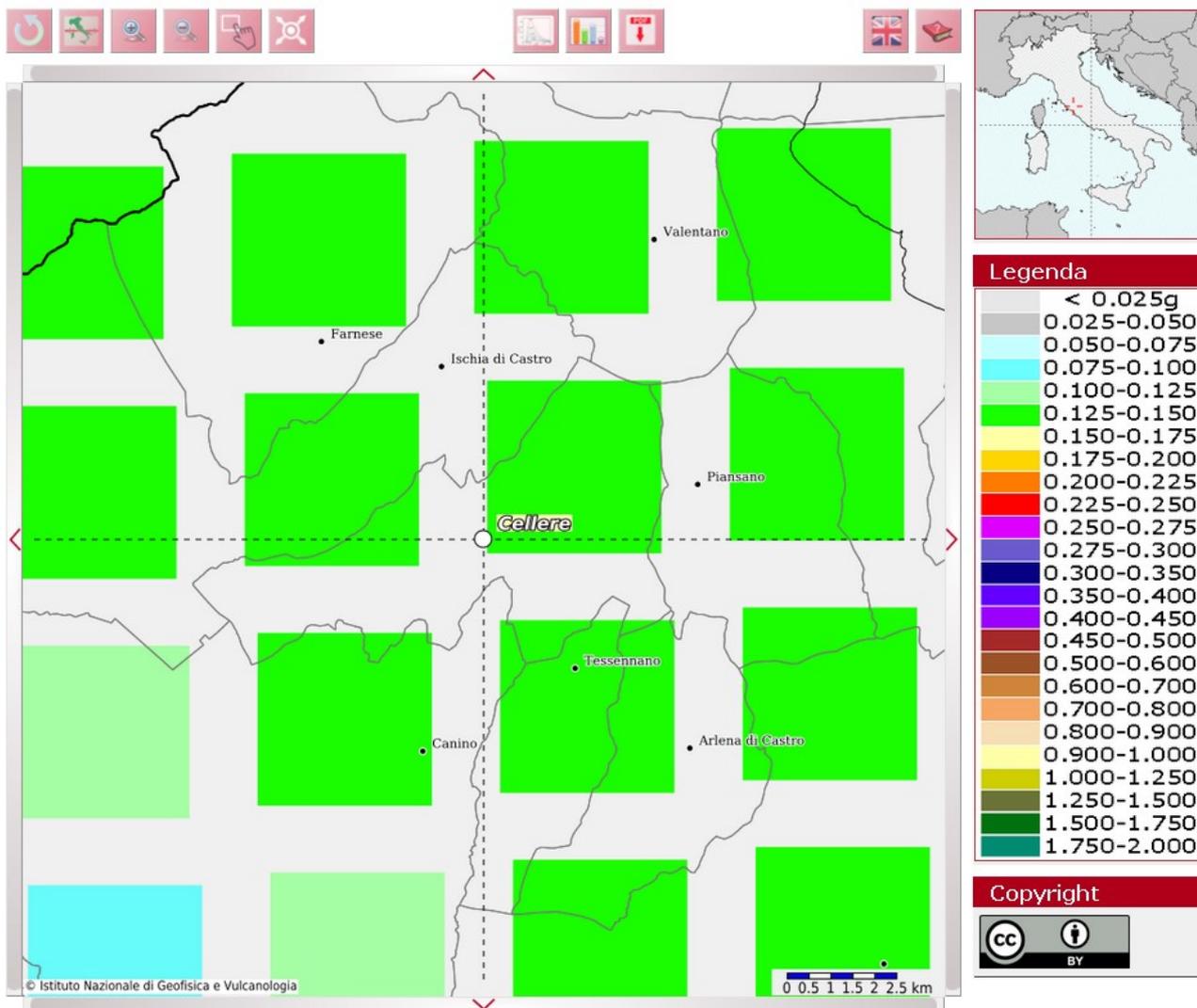


Figura 11- Modello di pericolosità sismica MPS04-S1 (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>)

La Macrozonazione Sismica, tuttavia, non tenendo in considerazione i possibili effetti di amplificazione dovuti al passaggio del moto sismico attraverso la copertura sedimentaria superficiale, può risultare inadatta a rappresentare situazioni locali che, per caratteristiche peculiari, possono presentare gradi di pericolosità sismica assai diversi, pertanto, l'analisi successiva, Microzonazione Sismica, ha la finalità di prevedere la distribuzione degli effetti di un terremoto in un'area urbana e di individuare criteri di gestione del territorio (geotecnici, strutturali, urbanistici) volti a mitigare, in futuro, i danni di un terremoto. La microzonazione sismica implica quindi la stima sia della pericolosità che della vulnerabilità sismica dell'area di studio, e quindi non può prescindere da una valutazione della risposta sismica locale, vale a dire del modo in cui la struttura geologica superficiale influisce sulla propagazione delle onde sismiche. Effetti locali d'amplificazione dell'ampiezza e

d'incremento della durata del moto sismico (effetti di sito) caratterizzano generalmente le coperture di terreni superficiali poggianti su un substrato roccioso.

5.1 Analisi della storia sismica

L'analisi sulla sismicità storica del territorio ha considerato anche i dati macrosismici del Database Macrosismico Italiano, ultima versione DBMI15 (<http://emidius.mi.ingv.it>), da cui sono stati selezionati gli eventi di maggiore rilevanza che hanno interessato il territorio di Cellere.

Nel caso sono evidenziati 10 eventi di riferimento dal 1000 al 2017, con indicati i parametri per l'area del catalogo, epicentro del sisma e per l'area del terremoto (I [MCS]).

Nella lista risalta che la massima intensità macrosismica registrata, espressa in MCS, è pari a 8-9 gradi per l'evento del 11 giugno del 1695 nell'area epicentrale del Lazio settentrionale (5,80 Mw).

L'evento sismico con un'area epicentrale più vicino all'area in esame è quello del 26 settembre 1997 con epicentro nell'Appennino umbro-marchigiano di intensità macrosismica compresa tra i 8-9 gradi MCS. Gli eventi sismici più recenti, del 15 dicembre 2005 e del 14 ottobre 1997 nella Val Nerina, hanno prodotto effetti d'intensità macrosismica rispettivamente di 5 e 6 gradi MCS.

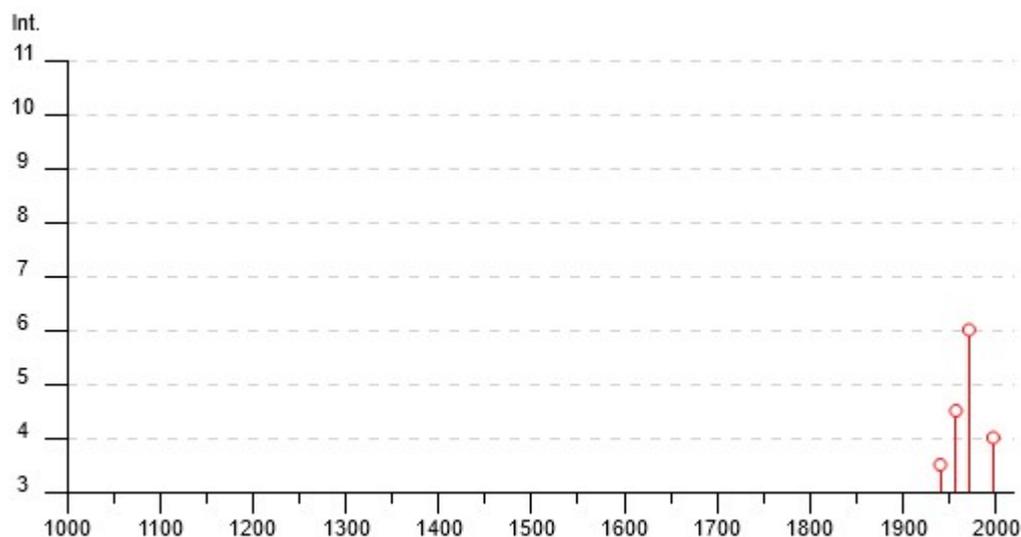


Figura 12- Grafico illustrante la storia sismica del Comune di Cellere dal 1000 al 2019. Sulle ascisse sono riportate le intensità sismiche (Is) dei terremoti rilevati, mentre sulle ordinate sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni. (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/)

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
NF	1899	07	19	13	18	54	Colli Albani	122	7	5.10
2	1917	10	14	17	05		Montefiascone	17	5-6	4.20
3-4	1940	10	16	13	17		Val di Paglia	106	7-8	5.29
NF	1951	09	01				Monti Sibillini	80	7	5.25
4-5	1957	12	06	04	54		Orvieto	63	7	4.97
6	1971	02	06	18	09		Tuscania	89	7-8	4.83
NF	1997	09	26	00	33	1	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8	5.66
4	1997	09	26	09	40	0	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9	5.97
NF	1997	10	14	15	23	1	Valnerina	786		5.62
NF	2005	12	15	13	28	3	Val Nerina	350	5	4.14

5.2 Suscettività alla liquefazione

La liquefazione è un particolare processo che causa la temporanea perdita di resistenza di un sedimento che si trova al di sotto del livello di falda, portandolo a comportarsi come un fluido viscoso a causa di un aumento della avviene, cioè, quando la pressione dei pori aumenta fino ad eguagliare la pressione inter-granulare.

L'incremento di pressione neutra è causato, principalmente, dalla progressiva diminuzione di volume che si registra in un materiale granulare sciolto o poco addensato soggetto alle azioni cicliche di un sisma. Ovviamente, per quanto detto in precedenza, sono suscettibili di liquefazione terreni granulari, da poco a mediamente addensati, aventi granulometria compresa tra le sabbie ed i limi, con contenuto in fine nullo o piuttosto basso. Tali terreni devono essere altresì posti al di sotto del livello di falda e a profondità relativamente basse, generalmente inferiori ai 15 m dal p.c..

Al fine di verificare la possibile suscettività a liquefazione dei terreni costituenti il sottosuolo del sito in esame è stata condotta una serie di analisi qualitative basate sia sugli studi bibliografici di maggior rilievo a livello internazionale. I metodi qualitativi si basano sulla conoscenza di parametri di studio come il contesto geologico-stratigrafico-geomorfologico, topografia dell'area e livello di falda. Esistono diversi criteri di classificazione in termini qualitativi, di seguito si riportano quelli più diffusi.

Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari.	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure.	Possibile
C	Terrazzi, colline, montagne.	Non probabile

Figura 13- Unità geomorfologiche e suscettività alla liquefazione (Iawasaki e al. 1982), tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga 2007 – Dario Flaccovio Editore

Fattore	Peso	Suscettibilità alla liquefazione				
		Molto alta	Alta	Media	Bassa	Molto bassa
Profondità del livello della falda	Molto importante	< 1,5 m	< 1,5 - 3 m	3 - 6 m	6 - 10 m	> 10,0
Dimensione dei grani	Molto importante	0,075 - 1 mm	1 - 3 mm	> 3 mm	< 0,075 mm	-
Profondità del deposito	Molto importante	1,5 - 3 m	3 - 6 m	6 - 10 m	< 1,5 m	> 10 m
Strato ricoprente	Molto importante	-	-	Ricoprimento buono	Ricoprimento discreto	Ricoprimento assente
Età del deposito	Importante	< 500 anni	Tardo Olocene ⁽¹⁾	Olocene	Pleistocene ⁽²⁾	Pre-Pleistocene
Spessore dello strato liquefacibile	Importante	> 2 m	1,2 - 2,5 m	0,6 - 1,2 m	< 0,6 m	-

Note: ⁽¹⁾ ≤ 10.000 anni; ⁽²⁾ 10.000 - 1,6 milioni di anni

Figura 14 - Fattori, pesi e criterio per valutare la suscettività alla liquefazione di un sito (Juang & Elton 1991), tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga, 2007 – Dario Flaccovio Editore.

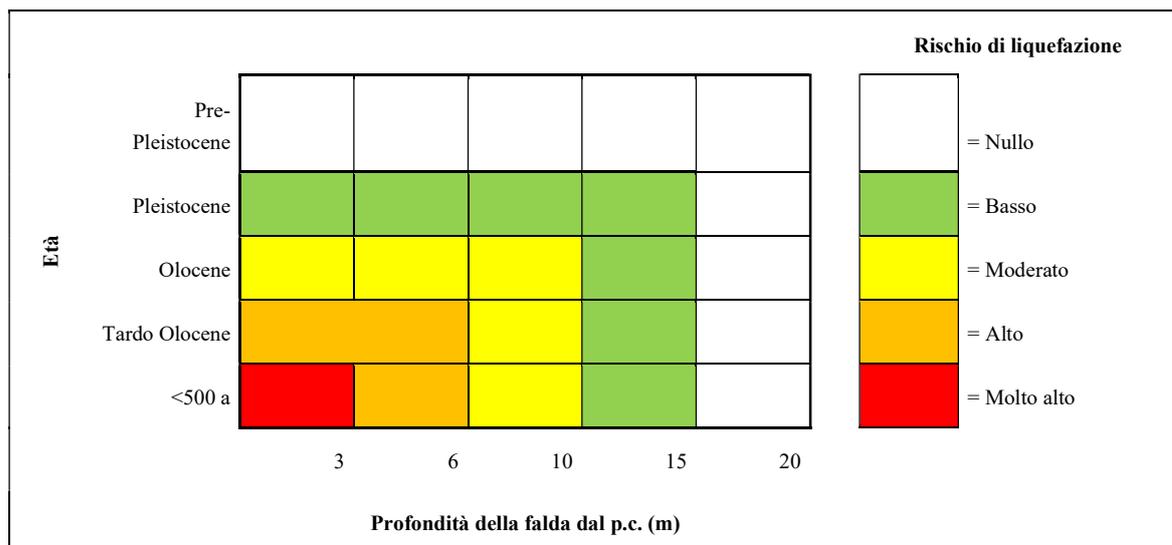


Figura 15 - Rischio liquefazione in funzione dell'età del deposito e della profondità della falda, tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga, 2007, ridisegnata – Dario Flaccovio Editore.

5.2.1 Potenziale di liquefazione

Il sito presso il quale è ubicato il manufatto in esame deve essere stabile nei confronti della liquefazione, intendendo con tale termine quei fenomeni associati alla perdita di resistenza al taglio o ad accumulo di deformazioni plastiche in terreni saturi, prevalentemente sabbiosi, sollecitati da azioni cicliche e dinamiche che agiscono in condizioni non drenate (NTC 2018 7.11.3.4).

Se il terreno risulta suscettibile di liquefazione e gli effetti conseguenti appaiono tali da influire sulle condizioni di stabilità di pendii o manufatti, occorre procedere ad interventi di consolidamento del terreno e/o trasferire il carico a strati di terreno non suscettibili di liquefazione.

Età del deposito	Profondità della falda dal p.c. (m)		
	0-3 m	3-10 m	> 10 m
Tardo Olocene	Alta	Bassa	Nulla
Primo Olocene	Moderata	Bassa	Nulla
Tardo Pleistocene	Bassa	Nulla	Nulla

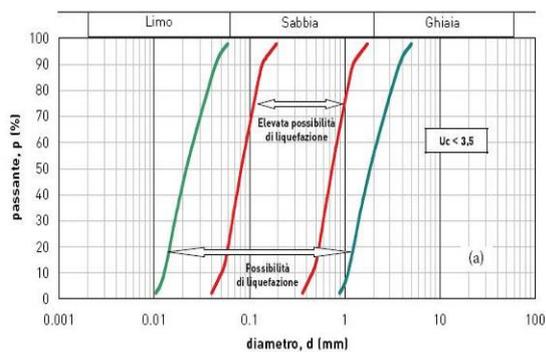
Figura 16- Suscettività alla liquefazione (Obermeier 1996), tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga 2007 – Dario Flaccovio Editore.

Le analisi qualitative in questione sono state condotte, pertanto, in riferimento alle caratteristiche geologiche e stratigrafiche dell'area di intervento. In tal modo, sono state condotte una serie di valutazioni speditive e di carattere puramente qualitativo circa la possibilità di liquefazione dei terreni interessati il sottosuolo del sito. Sulla base dei dati stratigrafici dedotti dalle prove eseguite, dei criteri riportati, che considerano la genesi, la natura e l'età assoluta dei depositi, risulta che in assenza di una vera e propria falda idrica e per la natura prevalentemente argillosa dei terreni presenti nell'area di riferimento, essi sono poco suscettibili alla liquefazione. Tale considerazione deriva, in particolare, sia dalle condizioni geologiche e stratigrafiche dell'area in esame che dall'assenza di una circolazione idrica posta entro i primi 15 m dal piano campagna.

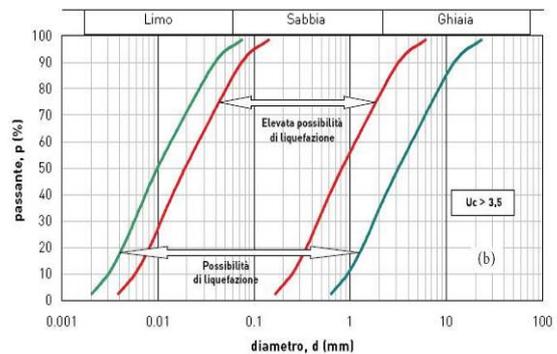
In relazione alla diffusa presenza di depositi alluvionali, transizionali e marini caratterizzati di frequente da una granulometria sabbiosa e sabbioso-limoso, di età compresa tra il Pleistocene medio-superiore e l'Olocene-Attuale, alcuni settori specifici della piana ove ricade il sito in esame, possono essere considerati come potenzialmente liquefacibili nel caso di terremoti di una certa intensità. I depositi più antichi presentano una bassa o nulla suscettività alla liquefazione, mentre i depositi recenti ed attuali presentano una suscettività variabile da moderata ad alta. Tali considerazioni valgono ovviamente per i terreni granulari con limitato contenuto della frazione ghiaiosa, mentre non valgono per gli orizzonti prevalentemente pelitici che localmente si rinvengono in queste unità.

La verifica a liquefazione può essere omessa quando si manifesti almeno una delle seguenti circostanze:

1. accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
2. profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal piano campagna, per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
3. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N1)_{60} > 30$ oppure $qc_{1N} > 180$ dove $(N1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche dinamiche (Standard Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa e qc_{1N} è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche statiche (Cone Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
4. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella figura n. 18 e nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ e in figura n. 19 nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$.



- A



B -

Figura 17 A Fusi granulometrici suscettibili a liquefazione con $U < 3,5$

Figura 18 B Fusi granulometrici suscettibili a liquefazione con $U > 3,5$

Dal momento che nel sito la falda è superiore a 15 m. di profondità ed i terreni fino a tale profondità sono prevalentemente coesivi e/o ghiaiosi, la verifica a liquefazione può essere omessa.

6 PIANO DI ASSETTO IDROGEOLOGICO (PAI)

Approvato con D.C.R. del Lazio n. 17 del 4/4/2012 (BUR n. 21 del 7/6/2012, S.O. n. 35) per quanto riguarda l'AdB Regionali; i PAI delle altre AdB sono approvati con appositi DPCM; Decreto Segretariale della Autorità di Bacino del Fiume Tevere n. 58/2016 "Piano di bacino del fiume Tevere- VI stralcio funzionale P.S. 6 per l'assetto idrogeologico P.A.I.- aggiornamenti ex art. 43, comma 5 delle Norme Tecniche di Attuazione- Regione Lazio - ridefinizione delle aree allagabili nella zona focale del Fiume Tevere, corsi d'acqua secondari e rete canali di bonifica nel territorio di Roma Capitale e Comune di Fiumicino".

I riferimenti di legge sono:

- Direttiva 2000/60/CE (Direttiva Quadro sulle Acque – DQA);
- Legge 18 maggio 1989, n. 183 e s.m.i.; D.P.R. 380/01; Decreto legislativo n.152/1999 - Disposizioni sulla tutela delle Acque; D.Lgs 3 aprile 2006, n.152 Parte III - Norme in materia, di difesa del suolo e lotta alla desertificazione, di tutela delle acque dall'inquinamento e di gestione delle risorse idriche;
- L.R. del 22 dicembre 1999 n° 38.

Il piano si articola nei seguenti elaborati:

- Norme di Attuazione;
- Relazione Tecnica;
- Elenco dei Comuni totalmente o parzialmente compresi nel territorio di competenza;
- Linee guida stabilità versanti;
- Procedura per individuazione pericolosità per inondazione.

E nelle seguenti cartografie:

- "Carta di sintesi del PAI 1:100.000";
- "Aree sottoposte a tutela per dissesto idrogeologico";
- Ambito Territoriale di riferimento e di applicazione 1:250.000.

PROVINCIA DI VITERBO

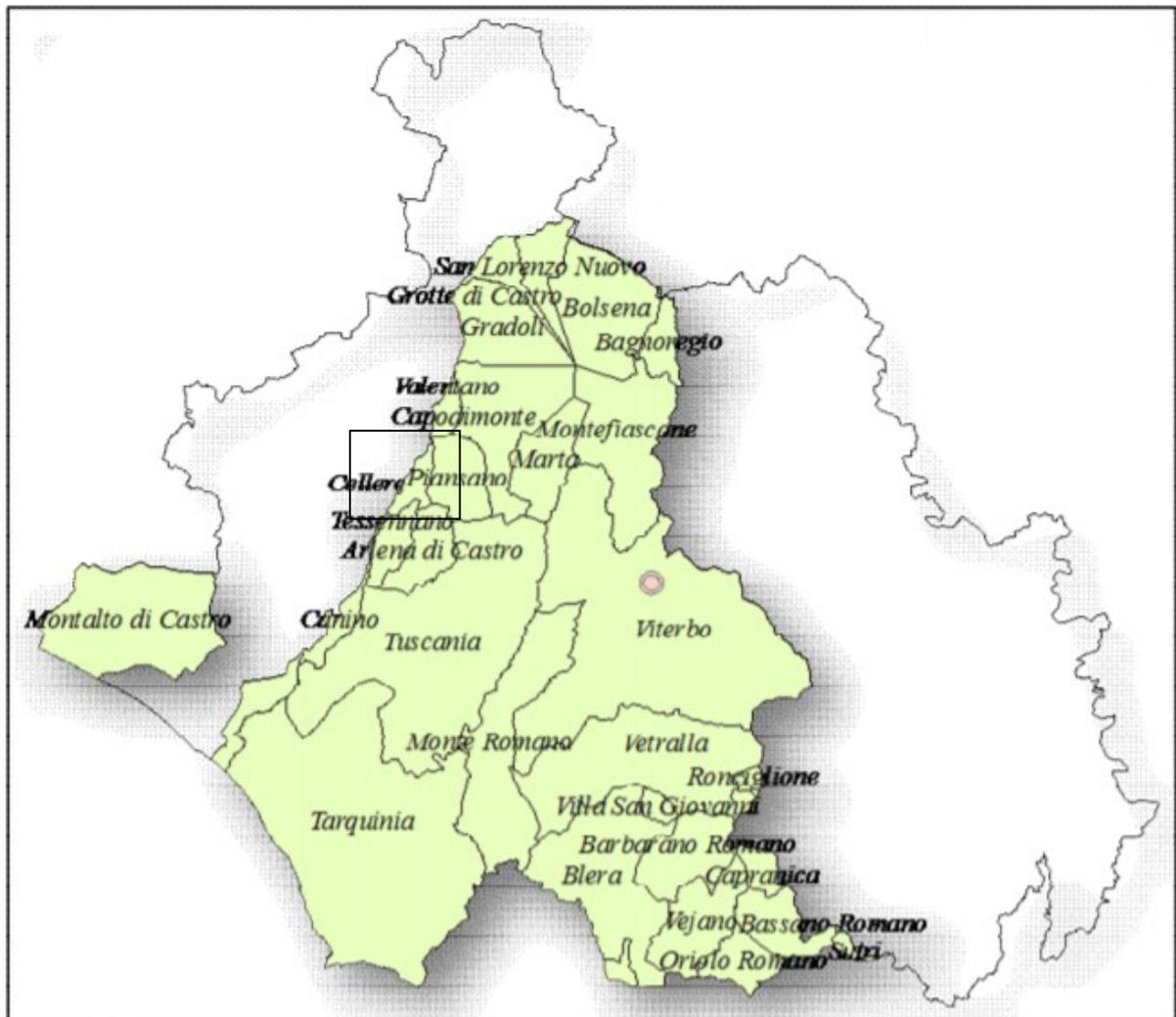


Figura 19 - Aree incluse nel PAI

Il Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI) ha valore di piano territoriale di settore e rappresenta lo strumento conoscitivo, normativo e tecnico-operativo mediante il quale l'Autorità di Bacino, nell'ambito del territorio di propria competenza, pianifica e programma le azioni e le norme d'uso finalizzate a minimizzare i possibili danni connessi ai rischi idrogeologici, per la tutela e la difesa delle popolazioni, degli insediamenti, delle infrastrutture, del suolo e del sottosuolo e lo sviluppo compatibile delle attività future.

In particolare, il PAI riguarda sia l'assetto geomorfologico, relativo alla dinamica dei versanti e al pericolo di frana e di valanga, sia l'assetto idraulico, relativo alla dinamica dei corsi d'acqua e al pericolo d'inondazione, nonché la definizione delle esigenze di manutenzione, completamento ed

integrazione dei sistemi di difesa esistenti in funzione del grado di sicurezza compatibile e del loro livello di efficienza ed efficacia. Il PAI è fortemente correlato con tutti gli altri aspetti della pianificazione e della tutela delle acque, nonché della programmazione degli interventi prioritari.

Le prescrizioni contenute nel PAI approvato, ai sensi dell'art. 17, comma 5 della L. 18 maggio 1989, n. 183 e ss.mm.ii., hanno carattere immediatamente vincolante per le Amministrazioni e per gli Enti Pubblici, nonché per i soggetti privati. Il territorio laziale è attualmente ricompreso nei seguenti distretti idrografici:

- Distretto Idrografico dell'Appennino Settentrionale, relativamente alla limitata porzione del territorio dell'ex Autorità Bacino Idrografico del fiume Fiume Tevere (bacino interregionale);
- Distretto Idrografico dell'Appennino Centrale, che interessa la maggior parte del territorio regionale compreso nei bacini idrografici dell'ex Autorità di Bacino del fiume Tevere (bacino nazionale), dell'ex Autorità di Bacino del fiume Tronto (bacino interregionale) nonché dell'ex Autorità dei Bacini Regionali;
- Distretto Idrografico dell'Appennino Meridionale, relativamente al bacino idrografico dei fiumi Liri-Garigliano (bacino nazionale).

Per le porzioni del territorio laziale ricadenti nei Distretti Idrografici valgono le norme di attuazione contenute nei PAI già approvati con vari DPCM dalle Ex Autorità di Bacino nazionali del fiume Tevere, dei fiumi Liri-Garigliano e delle ex Autorità di Bacino interregionali del fiume Fiume Tevere e del Tronto, mentre per le restanti parti del territorio della Regione Lazio si fa riferimento al PAI approvato dalla ex Autorità dei bacini regionali.

Nelle aree classificate a pericolosità e a rischio idraulico e di frana, le normative attuative definiscono i livelli di tutela e di salvaguardia relativi agli usi e alle attività di trasformazione di suolo ammissibili.

Il Piano di Assetto Idrogeologico è coordinato con i programmi nazionali, regionali e sub-regionali di sviluppo economico e di uso del suolo e prevale ed è vincolante, ai sensi della L.R. del 22 dicembre 1999 n° 38 su tutti gli strumenti di piano e programmatici della Regione e degli Enti Locali.

In considerazione sia del continuo mutare del quadro territoriale, in virtù del dinamismo della fenomenologia afferente al dissesto idrogeologico e dei connessi interventi di mitigazione e di messa in sicurezza, sia conseguentemente ad ulteriori approfondimenti conoscitivi di settore, l'Autorità di Bacino competente provvede alla successiva tempestiva corrispondenza tra il P.A.I. e le suddette dinamicità del territorio, mediante l'aggiornamento dei Piani stessi.

Nella figura seguente è possibile osservare lo stralcio della Carta di tutela del Territorio redatta se-

condo il Piano di Assetto Idrogeologico del Bacino Interregionale del Fiume Fiora, Legge 18 maggio 1989 n. 183 art. 17 comma 6 – ter, Legge 3 agosto 1998 n. 267 modificata con Legge 13 luglio 1999 n. 226 e Legge 11 dicembre 2000 n. 365. L'area di studio ricadente nella tavola 8.36 non è compresa in nessuna porzione di territorio delimitata a pericolosità idraulica o da frana.

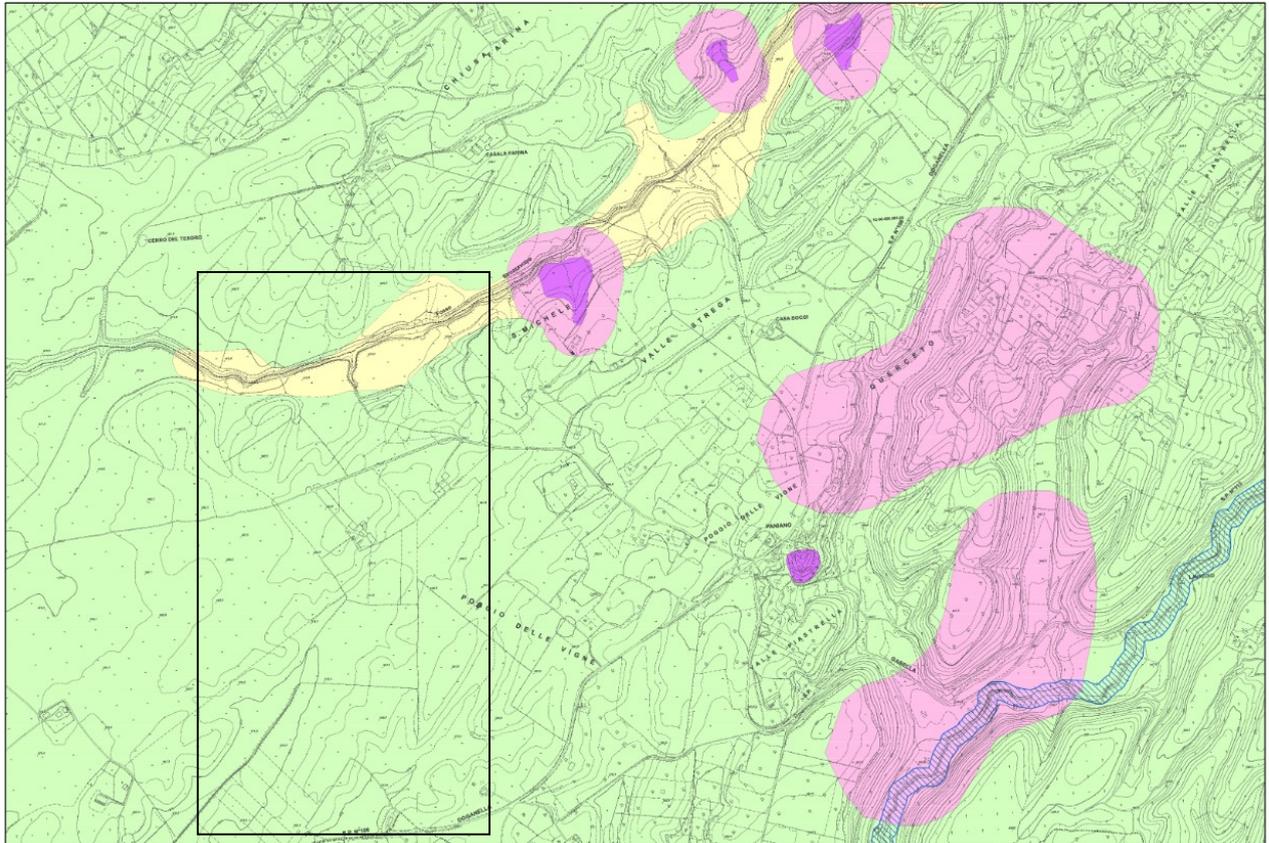
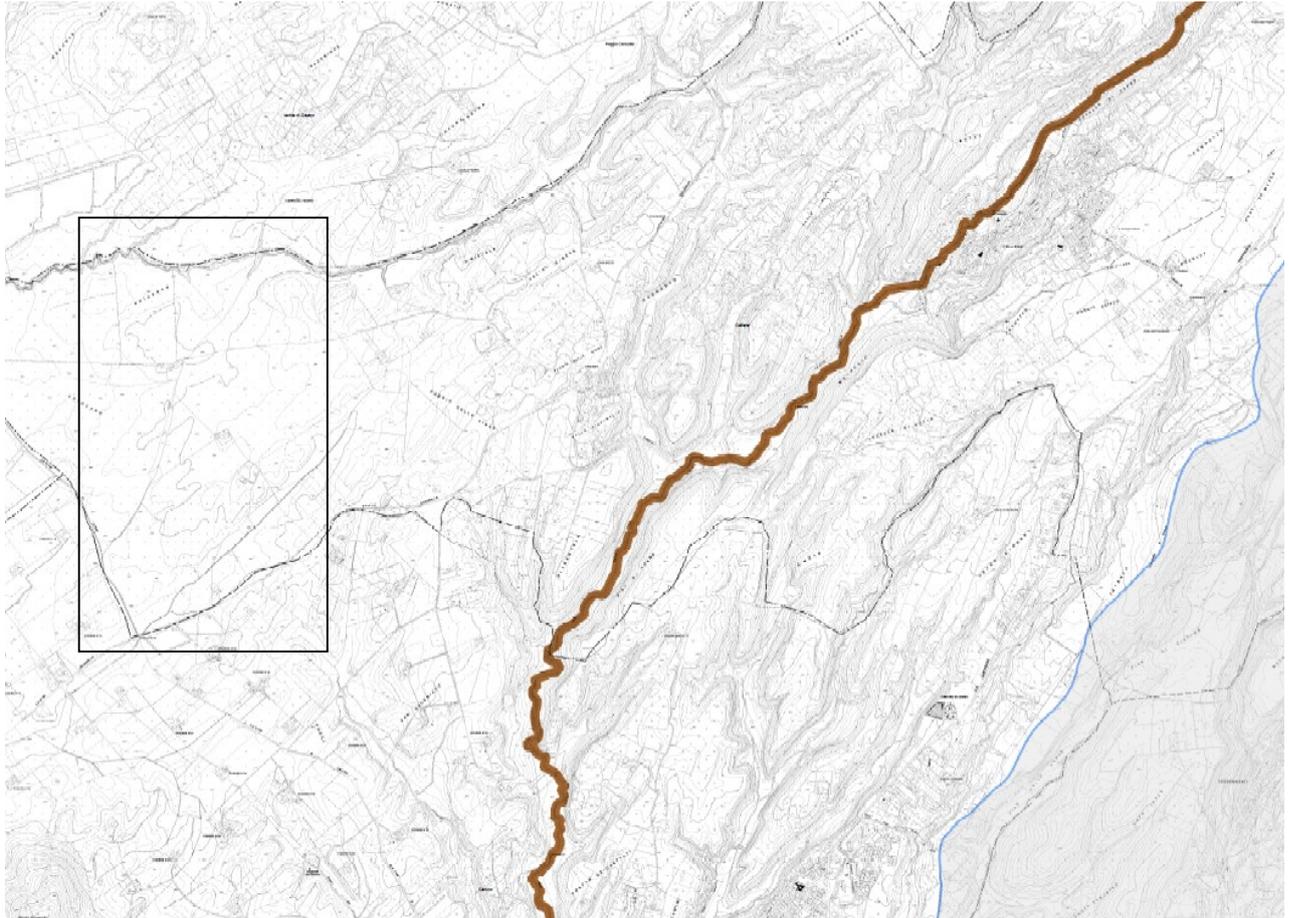


Figura 20 – Piano di Assetto Idrogeologico – Bacino del Fiume Fiora, Tavola n. 8.36 – Aggiornamento a seguito del Decreto Segretariale n. 178/2020 – Novembre 2020

Nella figura seguente è possibile osservare invece lo stralcio Mappa di Pericolosità del Piano di Gestione del Rischio Alluvioni del Distretto Idrografico dell'Appennino Centrale (Direttiva 2007/60/CE – art. 6 D. Lgs. 49/2010) – II° Ciclo. È evidente che l'area di progetto non ricade in nessuna zona delimitata con probabilità di alluvioni.



Legenda

Classi di pericolosità

- P3 - elevata probabilità (alluvioni frequenti)
- P2 - media probabilità (alluvioni poco frequenti)
- P1 - bassa probabilità (alluvioni rare di estrema intensità)
- P2 - media probabilità (alluvioni poco frequenti da ingressione marina)
- Bacini con alta vulnerabilità alle flash floods

Sezioni idrauliche

Localizzazione delle sezioni idrauliche

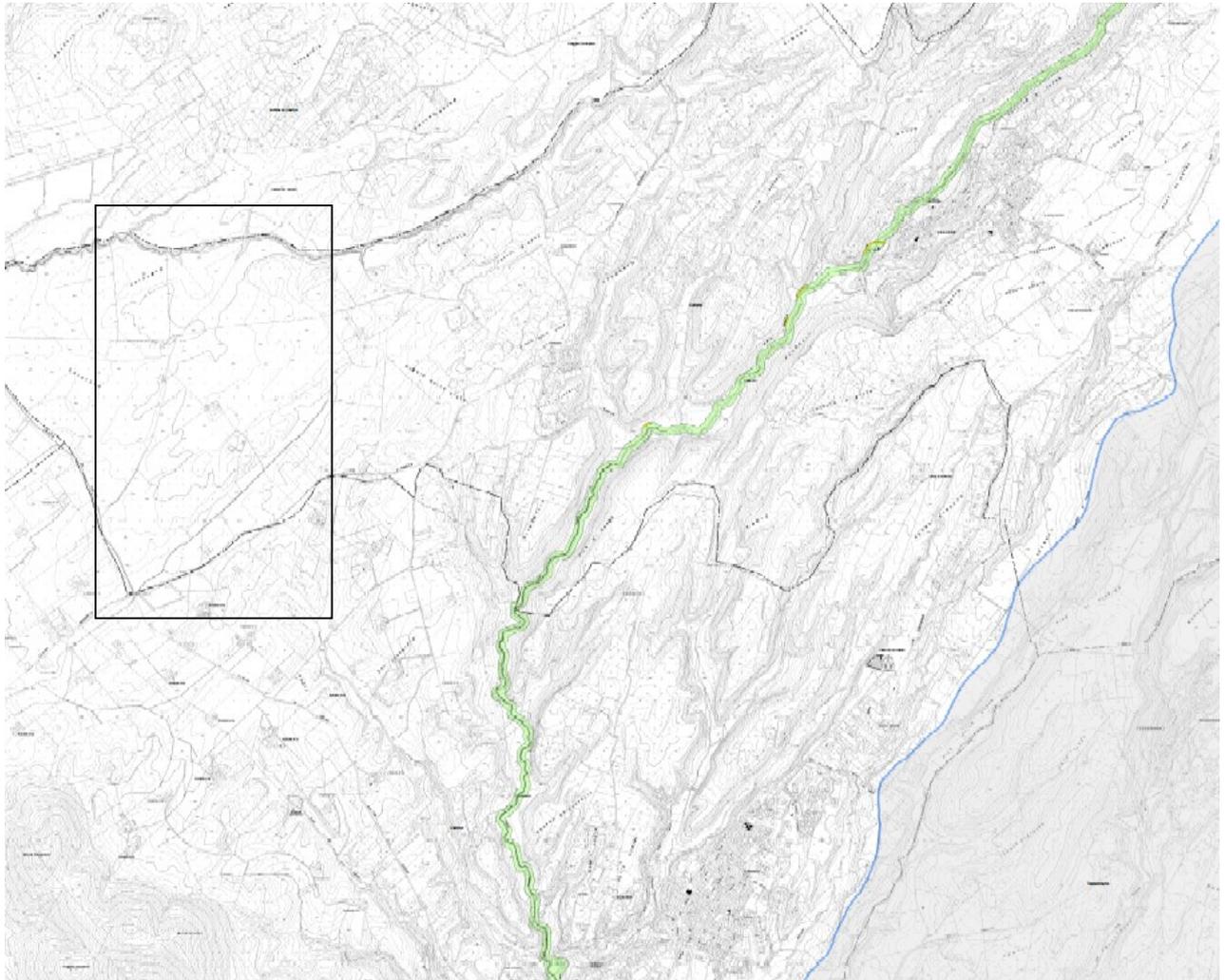
* Codice della sezione
Per le caratteristiche idrauliche associate si rimanda all'allegato "Sezioni"

Limiti amministrativi (Fonte: ISTAT 2019)

- Limiti regionali
- Limiti provinciali
- Limiti comunali
- Limiti delle Units Of Management

Figura 21 - Stralcio della Mappa di Pericolosità con legenda, del Piano di Gestione del Rischio di Alluvioni Distretto Idrografico dell'Appennino Centrale secondo la Direttiva 2007/60/CE – art. 6 D.Lgs. 49/2010 – II° Ciclo ricadente nella tavola ITI014 12 P alla scala 1:10.000. In nero l'area di studio

Nella figura seguente è possibile osservare invece lo stralcio Mappa del Rischio del Piano di Gestione del Rischio Alluvioni del Distretto Idrografico dell'Appennino Centrale (Direttiva 2007/60/CE – art. 6 D. Lgs. 49/2010) – II° Ciclo. È evidente che l'area di progetto non ricade in nessuna zona delimitata a rischio di alluvioni.



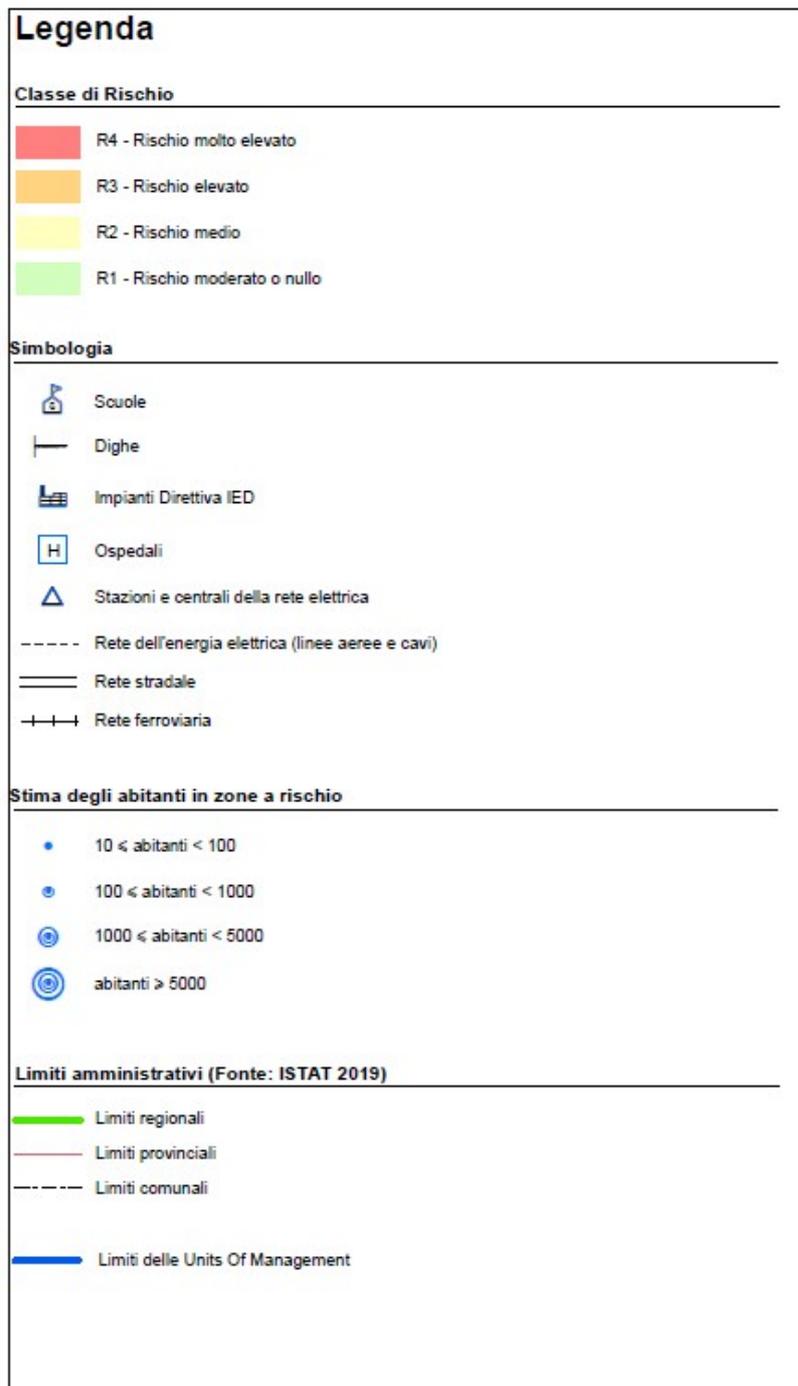


Figura 22 - Stralcio della Mappa del Rischio con legenda, del Piano di Gestione del Rischio di Alluvioni Distretto Idrografico dell'Appennino Centrale secondo la Direttiva 2007/60/CE – art. 6 D.Lgs. 49/2010 – II° Ciclo ricadente nella tavola IT1014 12 R alla scala 1:10.000. In nero l'area di studio

7 CONCLUSIONI

Nel presente documento, relativo allo Studio di Fattibilità per la realizzazione dell'impianto fotovoltaico nel Comune di Cellere (VT), sono state approfondite le tematiche riguardanti gli aspetti geologici dell'area in esame, geomorfologici ed idrogeologici. È stata posta una particolare attenzione anche all'inquadramento sismico dell'area ed al controllo del PAI relativo all'area di studio.

Dal punto di vista geologico e stratigrafico nell'area in esame si ha la presenza dei depositi vulcanici del Pleistocene medio riferibili al Sintema del Fiume Fiora e dei depositi sedimentari continentali dal Pleistocene superiore all'attuale.

Dal punto di vista geomorfologico il terreno dall'area di progetto risulta da leggermente inclinata a principalmente pianeggiante.

Per quanto concerne l'inquadramento idrogeologico sono stati definiti i complessi presenti nell'area in esame e la presenza di corsi d'acqua nell'area di studio. Si ha infatti la presenza del Fosso di Strozzevolpe a nord dell'area di progetto.

Dal punto di vista sismico il sito risulta classificato in zona sismica 2b (Media Sismicità), Zona con pericolosità sismica media dove possono verificarsi forti terremoti. La sottozona 2B indica un valore dell'accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico ag pari a 0,20 g (dove g è l'accelerazione di gravità).

Dall'analisi della cartografia del PAI vigente il sito in esame non ricade in nessuna zona considerata o sottoposta a tutela per pericolo frana o inondazione.