

UFFICIO OPERATIVO DI PIACENZA

Opere Idrauliche di 2^a Categoria - R.D. n.3598 dell'11.02.1867

PC-E-796 - LAVORI DI RIALZO E RINGROSSO DELL'ARGINATURA MAESTRA IN DESTRA DEL FIUME PO, NEL SECONDO COMPENSORIO DEL CIRCONDARIO IDRAULICO DELLA PROVINCIA DI PIACENZA, NEL TERRITORIO DEI COMUNI DI ROTTOFRENO E CALENDASCO - PROVINCIA DI PIACENZA.
 - da località Barattiera all'abitato di Boscone Cusani -

PROGETTO ESECUTIVO
 Importo complessivo progetto : euro 2.578.623,96



ELABORATO:

RELAZIONE GEOLOGICA

il GEOLOGO
 Dott. Annamaria Belardi F.to

ALLEGATO:

1.2

PROGETTISTI

L'INGEGNERE
 Dott. Ing. Massimo Valente [Signature]

COLLABORATORI

FUNZIONARIO TECNICO
 Geom. Marina Girometta [Signature]

IL RESPONSABILE DEL PROCEDIMENTO

il DIRIGENTE DIREZIONE TERRITORIALE
 IDROGRAFICA EMILIA OCCIDENTALE
 Dott. Ing. Mirella Vergnani [Signature]

PROGETTO n. **674** DATA: **18.10.2016**

REVISIONI

1	RECEPIMENTO RILIEVI DI VERIFICA PROGETTUALE	SETTEMBRE 2017
2		
3		

SOMMARIO

1	PREMESSA E RIFERIMENTI LEGISLATIVI	2
2	INQUADRAMENTO DEL TERRITORIO	4
2.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E DESCRIZIONE GENERALE DELL'INTERVENTO	4
3	ANALISI DEGLI ASPETTI GEOLOGICI DELL'AREA	7
3.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	7
3.1.1	Assetto geologico – strutturale del margine meridionale del bacino perisuturale padano.....	9
3.1.2	Stratigrafia	14
3.2	ASSETTO GEOMORFOLOGICO E IDROGRAFICO LOCALE	15
3.2.1	Il F. Po e le zone golenali	16
3.2.2	Le zone perifluviali.....	17
4	INQUADRAMENTO GEOTECNICO.....	19
4.1	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE	19
5	CLASSIFICAZIONE SISMICA.....	22
5.1	SISMICITÀ DEL TERRITORIO	22
5.2	CARATTERISTICHE SISMOTETTONICHE	23
5.3	PERICOLOSITÀ SISMICA	25
5.4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE	26
5.5	AREE POTENZIALMENTE SOGGETTE AD EFFETTI LOCALI	28
5.6	ANALISI DEGLI ELEMENTI DI AMPLIFICAZIONE SISMICA	32
5.7	INDAGINI GEOGNOSTICHE	32
5.8	MODELLO GEOFISICO E GEOTECNICO	33
5.8.1	Stratigrafia del terreno di fondazione.....	33
5.8.2	Calcolo della velocità delle onde di Taglio.....	34
5.8.3	Classificazione sismica del terreno di fondazione	35
5.8.4	Velocità delle onde di taglio rappresentativa	36
5.9	DETERMINAZIONE DELL'AZIONE DI PROGETTO	37
6	NOTE DI SINTESI	38

1 PREMESSA E RIFERIMENTI LEGISLATIVI

Il Comitato Istituzionale dell'Autorità di Bacino del fiume Po approvò, con deliberazione n° 9/95, il PS/45 – “Piano Stralcio sulla realizzazione degli interventi necessari al ripristino dell'assetto idraulico, alla eliminazione delle situazioni di dissesto idrogeologico ed alla prevenzione dei rischi idrogeologici, nonché per il ripristino delle aree di esondazione nelle regioni colpite dagli eventi alluvionali del Novembre 1994” e l'annesso programma degli interventi, così come previsto all'articolo 4 comma 5 della Legge n° 22/1995.

Con successivi Atti deliberativi, il Comitato Istituzionale stesso ridefinì il programma degli interventi sulla base delle proposte dell'attuale Agenzia Interregionale per il fiume Po, ha ravvisato la necessità di integrare i programmi suddetti e modificarne le priorità al fine di tenere conto della reale disponibilità di risorse finanziarie e della necessità di risolvere nuove situazioni di criticità conseguenti agli eventi di piena del fiume Po dell'Ottobre 2000.

Il Comitato d'indirizzo di AIPo, con deliberazione n° 21 del 16.07.2003, preso atto che, rispetto all'insieme degli interventi attualmente non coperti da finanziamento, occorre individuare interventi da finanziare prioritariamente con le risorse oggi disponibili, approvò la proposta di modifica al Programma PS/45; con delibera n° 19 del 31.07.2003 l'Autorità di Bacino del fiume Po approvò le integrazioni al Programma per la parte di competenza dell'AIPo.

L'intervento in oggetto risultava, quindi, inserito nel Programma degli Interventi PS45 dell'Agenzia Interregionale per il fiume Po di Parma, con finanziamento di €. 2.582.284,50.

L'intervento è stato reinserito e rimodulato nella programmazione triennale 2015 – 2017 dell'AIPo con la classifica PC-E-796 e con codice interno PC-2012-009, per una cifra complessiva pari a €.2.536.481,91.

Con la seguente relazione, svolta in ossequio al D.M. 11/03/88, al combinato disposto D.M. 14 gennaio 2008 e Circolare n° 617/C.S.LL.PP. del 2 febbraio 2009 ed in ottemperanza a quanto stabilito dal D.Lgs. n° 163 del 12 aprile 2006 e dal DPR n° 207 del 5 ottobre 2010, si intendono definire le condizioni litostratigrafiche, geomorfologiche, geotecniche ed idrogeologiche dell'area in cui si va ad inserire l'opera arginale sottoposta a ringrosso-rialzo.

In considerazione dell'incidenza dei lavori in progetto e delle condizioni generali della zona, le metodologie di indagine hanno previsto:

- ricerca bibliografica ed acquisizione del materiale tecnico disponibile per l'area di intervento;
- sopralluogo di campagna finalizzato alla comprensione dei luoghi;
- elaborazione dei dati emersi e stesura della presente nota tecnica.

Si sottolinea che le opere previste in progetto interagiscono in maniera non rilevante con il terreno di fondazione e pertanto non modificano la tenuta statica ed idraulica dell'argine. Gli elementi in possesso acquisiti tramite gli strumenti urbanistici dei Comuni interessati hanno permesso di approfondire le conoscenze locali al giusto livello per il sito e per la tipologia di progetto in esame. Si ritiene che la realizzazione di un modello geologico e di una sezione di dettaglio siano elementi che non apporterebbero modifiche a quanto già espressamente sviluppato riguardo alla fattibilità dell'opera. La relazione geologica affronta quindi il giusto grado di approfondimento per la tipologia di intervento in esame analizzando il contesto geomorfologico, idrogeologico e sismico dell'area.

2 INQUADRAMENTO DEL TERRITORIO

2.1 *Inquadramento geografico e descrizione generale dell'intervento*

La caratterizzazione morfologica del corso d'acqua nel tratto interessato dai lavori è tale da presentare i primi significativi meandri di tutto il tratto del fiume Po, che si sviluppano proprio a partire dalla confluenza con il Torrente Tidone.

Dall'esame del PAI è emerso che numerosi tratti di arginatura nei confronti di piena di riferimento con tempo di ritorno di 200 anni sono sottodimensionati, con carenza di quota di sommità (quota piena + franco arginale di m 1,00), non contengono in sagoma la "linea di imbibizione", e nelle zone di rigurgito negli alvei dei corsi d'acqua affluenti vi è la necessità di prolungare verso monte gli argini.

Il sistema arginale che difende il territorio ricompreso nei Comuni di Rottofreno e di Calendasco presenta, tra la quota attuale di sommità dell'arginatura e la quota della piena PAI + 1 m di franco, carenze in alcuni tratti anche significative, e completa assenza di arginatura (sebbene in tratti limitati) nelle zone di rigurgito (tratti terminali di monte e di valle rispettivamente in destra del Torrente Tidone ed in sinistra del Fiume Trebbia).

Il progetto prevede di eseguire una parte dei lavori di adeguamento delle arginature in argomento, mediante rialzo e ringrosso del tratto di arginatura esteso per circa ml 1.685,00 tra la località "Barattiera" all'abitato di Boscone Cusani nel territorio dei COMUNI DI ROTTOFRENO E CALENDASCO, in Provincia di Piacenza.

Il rialzo e ringrosso sarà realizzato lato campagna dalla località "Barattiera" fino all'abitato di Boscone Cusani, dove, proprio per la presenza dell'abitato, l'intervento sarà eseguito a fiume.

Nel progetto sono inoltre previste opere di adeguamento sui alcuni manufatti esistenti, complementari all'arginatura, che risultano sottodimensionati e/o interferenti con il nuovo corpo arginale rialzato e ringrossato.

Per la scelta del materiale da utilizzare per l'intervento si è proceduto, in via prioritaria, alla ricerca di aree demaniali per l'apertura di cave di prestito.

Le aree d'interesse, di proprietà demaniale, su cui è andata a convergere la ricerca si sono ridotte a due:

1. penisola del Boscone nel tratto sulla sponda,
2. area a monte di foce Tidone.

Sono stati pianificati prelievi di campioni in collaborazione con l'Ufficio Geologico – Geotecnica dell'Ufficio Studi e progettazioni della Sede Centrale, per l'analisi e la classificazione delle terre.

Per la penisola del Boscone si è verificato che la disponibilità di materiale era piuttosto limitata anche a fronte di una serie di lavori di pulizia di piante e tagli di alberi in modo che non risultava conveniente utilizzarla come area di cava.

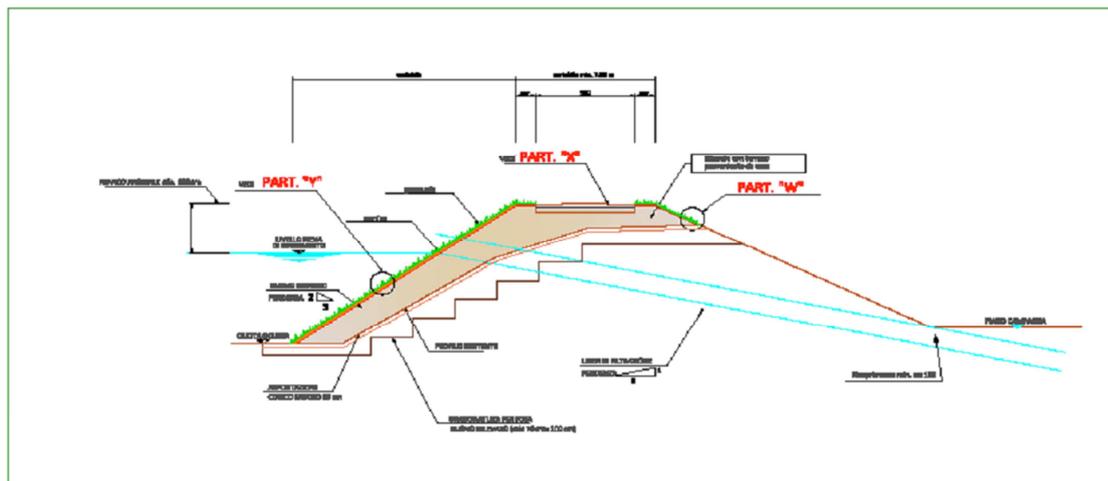
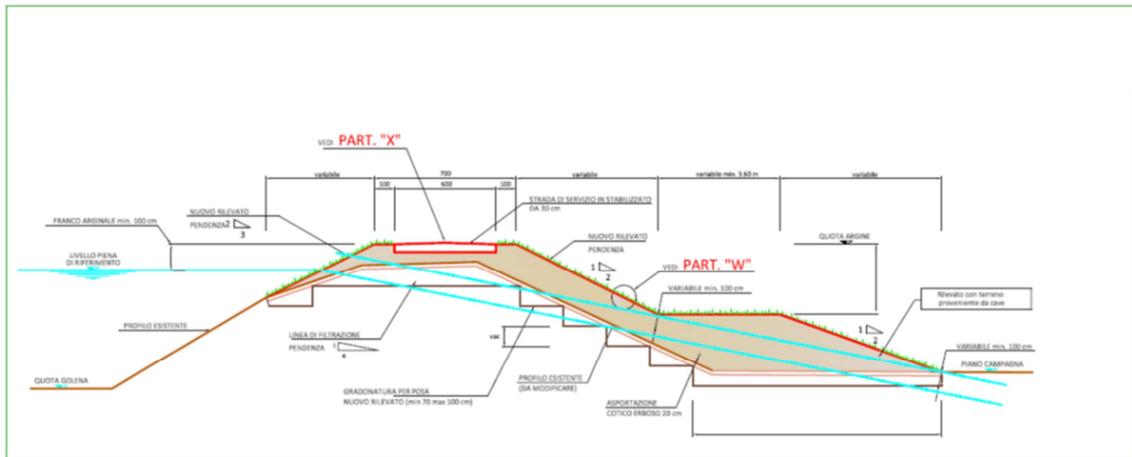
Per quanto riguarda, invece, l'area a monte di foce Tidone si è verificato che la disponibilità e la qualità erano buone; tale area, però, ricade al confine con area S.I.C. (Siti di Importanza Comunitaria) per cui sono stati organizzati incontri ed un sopralluogo con i tecnici della Provincia di Piacenza che hanno messo in evidenza che tale area è tutelata dal punto di vista ambientale per cui non è possibile utilizzarla come area di cava.

La scelta è ricaduta, quindi, per esclusione, su cave private.

Tenuto conto anche di un recente studio geologico e geotecnico AIPO dell'Ufficio di Pavia del 2013, che ha esaminato attraverso ricerche e indagini preliminari (screening) vari siti di caratteristiche litologiche e granulometriche classificabili come "terre limo-argillose" dei gruppi A4 – A5 – A6 – A7 della classificazione dei terreni HRB-AASHTO (CNR-UNI 10006), idonee al prelievo di inerti da destinare a lavori simili in provincia di Pavia, si è selezionato il polo estrattivo " Pizzo da Po" in comune di Castel San Giovanni (PC), ritenendolo adeguato per qualità dei materiali, per ubicazione e per disponibilità delle volumetrie di materiali necessari.

I rialzi e ringrossi arginali saranno pertanto realizzati con terreni provenienti da cave di prestito già in esercizio in luoghi di proprietà privata: tale terra, già valutata in termini di caratteristiche geologiche e geotecniche per la realizzazione dei rilevati arginali, corrisponde ad impasto argilloso/limoso con ridotto contenuto di sabbia e con indice di plasticità inferiore a 25, norme CNR UNI 10006, classi A4, A6, A7-6.

Sezioni tipo dell'intervento



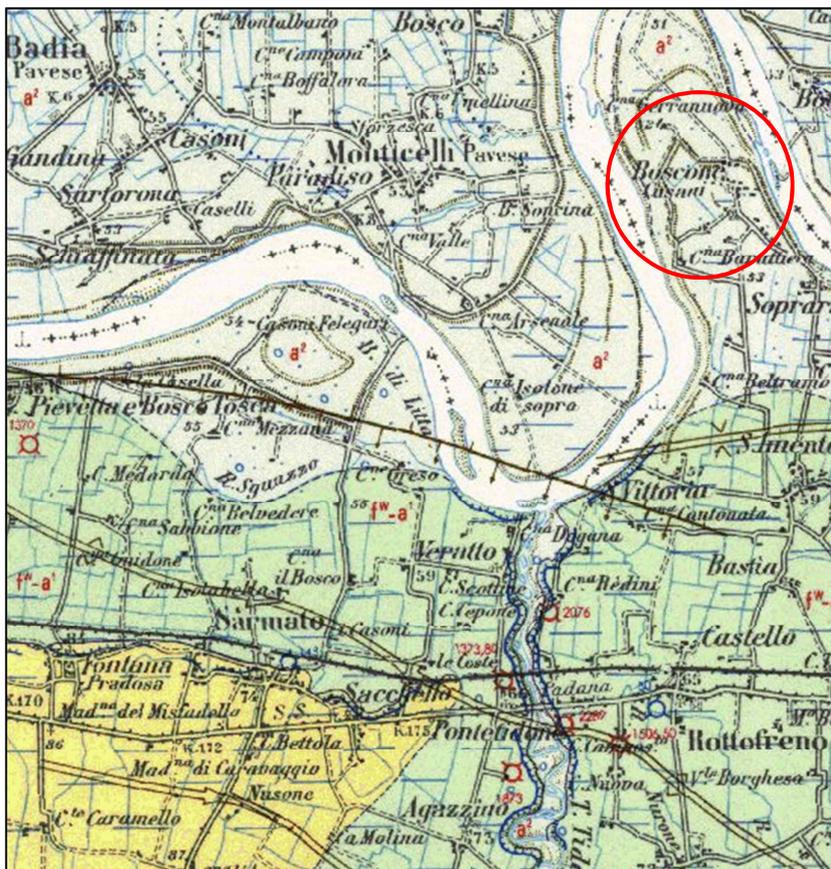
3 ANALISI DEGLI ASPETTI GEOLOGICI DELL'AREA

Per l'analisi degli assetti geologici dell'area in esame si è fatto riferimento alle informazioni contenute nei PSC dei comuni di Calendasco e Rottofreno; in particolare considerando che la maggior parte dell'intervento si sviluppa su territorio del Comune di Rottofreno sono stati utilizzati i dati contenuti nella "Relazione Geologica e Sismica" del Quadro Conoscitivo del PSC del citato comune, redatta dallo studio **AMBITER s.r.l.** di Parma.

3.1 Inquadramento geologico

Il rilievo di terreno e l'analisi della documentazione bibliografica visionata: *Carta Geologica d'Italia - Foglio 60 "Piacenza" alla scala 1:100.000 edizione 1967*, hanno consentito di accertare come il settore in esame, sia modellato interamente su formazioni superficiali di età quaternaria, costituite da depositi alluvionali del periodo postglaciale (Olocene medio) che hanno colmato il bacino padano. Si tratta di depositi costituiti prevalentemente da sabbie medie e grossolane, subordinatamente ghiaie e ghiaie sabbiose, limi e limi argillosi. La deposizione di tali litotipi è piuttosto casuale e si possono talora rinvenire delle "lenti" di deposito di fiume, piuttosto larghe e sottili, allungate principalmente in direzione est-ovest.

Nella figura successiva si riporta uno stralcio della C.G.I. scala 1:100.000 F. 60 "Piacenza".



Stralcio della C.G.I. scala 1:100.000 F. 60 "Piacenza"

L'assetto fisico del territorio nell'area in esame ha seguito le sorti della pianura padana e del fronte Appenninico settentrionale, nel corso della loro storia evolutiva.

Dal Cretaceo (circa 100 MA) fino ai giorni nostri la regione padana ed appenninica è stata soggetta ad alterne fasi di compressione e stasi tettoniche, instaurate dalle interazioni tra la placca africana e la placca euroasiatica e, più in dettaglio, dalla microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale e dalla microplacca Adriatica.

È a partire dall'Oligocene superiore che inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale attraverso il meccanismo di sovrascorrimento della microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale a scapito della microplacca Adriatica e della sua copertura sedimentaria, che instaura un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali:

- primo stadio compressivo: si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, durante il quale è definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino Settentrionale (stadio collisionale) e, in zona antistante (avanfossa padana), la delimitazione del bacino perisuturale padano – adriatico (Bally e Snelson 1980); all'inizio del Pliocene tale bacino costituiva un grande golfo

invaso dalle acque marine (propaggine occidentale del Mare Adriatico), limitato a nord dalle Alpi, a sud-ovest dagli Appennini e a nord-est dalle Dinaridi (Catena montuosa della Jugoslavia);

- secondo stadio compressivo: si sviluppa a partire dal Pliocene medio (circa 5,0 MA) in poi coinvolgendo anche il margine meridionale del bacino perisuturale padano nel processo di strutturazione della catena appenninica (in senso geografico dal margine appenninico settentrionale fino a circa l'asse del Fiume Po); il processo deformativo del margine meridionale del bacino perisuturale si sviluppa attraverso la formazione di sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni e pieghe, in parte sepolte dalle coperture alluvionali quaternarie e in parte evidenti lungo il margine morfologico appenninico settentrionale.

Nell'epoca quaternaria, successivamente al pleistocene medio, la crescente estensione di terre emerse e soggette ad erosione consentì ai corsi d'acqua alpini ed appenninici di colmare di sedimenti il bacino padano conferendone l'attuale assetto e morfologia.

3.1.1 Assetto geologico – strutturale del margine meridionale del bacino perisuturale padano

Il margine meridionale del bacino perisuturale padano è di tipo "complesso" (secondo Ricci Lucchi, 1986), perché interessato da sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni, pieghe e bacini che si estendono da est ad ovest interessando per intero la pianura emiliana romagnola (Fig. 2.1).

In particolare nel sottosuolo antistante il margine morfologico dell'Appennino settentrionale, dal Piemonte meridionale fino al limite orientale della Romagna, seguendo poi l'allineamento Appennini – Mare Adriatico, sono presenti, a livello delle formazioni mesozoiche e mio-plioceniche (sepolte quindi da una più o meno spessa coltre alluvionale quaternaria), due serie principali di thrusts a sviluppo sequenziale frontale.

Essi costituiscono due sistemi di grandi pieghe asimmetriche con andamento anticlinalico formatesi attraverso molteplici faglie inverse e sovrascorrimenti, immergenti verso sud/sud-ovest con inclinazioni comprese tra i 15° e i 30°, che racchiudono un bacino satellite ad esse parallelo.

In letteratura geologica queste zone di scollamento tettonico sono note come "External Thrust Front" (ETF), sull'allineamento di Cremona – Parma – Reggio Emilia – Correggio (RE) –

Mirandola (MO) – Ferrara e Ravenna, e “Pedeapenninic Thrust Front” (PTF), lungo il margine morfologico dell’Appennino Settentrionale.

Da nord a sud il margine meridionale del bacino perisuturale padano è quindi caratterizzato dalle seguenti strutture:

1. External Thrust Front (ETF): alto strutturale frutto dell’involuppo delle rampe frontali dei thrust sepolti, che esprime la zona di confine tra la Monoclinale pedealpina¹, che si apre in direzione nord a partire dal fronte settentrionale dell’alto strutturale medesimo, e la regione “Apennines” (microplacca dell’arco Appenninico settentrionale) a sud;
2. bacino minore o satellite: depressione racchiusa a nord dall’alto strutturale dell’ETF e a sud dalle strutture embricate del PTF; si estende in zona antistante al margine morfologico dell’Appennino emiliano romagnolo con allungamento in direzione ovest/nord-ovest ed est/sud-est, presentandosi con geometrie non costanti che esprimono settori strutturalmente svicolati tra loro in relazione all’andamento planimetrico delle strutture sepolte associate all’External Thrust Front” (ETF) e al Pedeapenninic Thrust Front (PTF);
3. Pedeapenninic Thrust Front (PTF); esprime la zona di confine tra il margine morfologico appenninico e il suddetto bacino satellite.

Il comune di Rottofreno si colloca tra il Pedeapenninic Thrust Front e la parte meridionale del bacino satellite.

Le suddette strutture sono l’espressione della collisione tettonica tra la microplacca dell’Arco Appenninico Settentrionale e la microplacca Adriatica. Le deformazioni formatesi e la parziale subduzione della microplacca adriatica sotto quella dell’Arco Appenninico Settentrionale sono causate dalle spinte nord-est vergenti, impresse dal movimento di convergenza tra la zolla africana ed europea a seguito dell’estensione dell’Oceano Atlantico (Livemore e Smith 1985).

L’External Thrust Front è suddiviso in tre margini planimetricamente arcuati, denominati da ovest verso est “Piemonte Folds”, “Emilia Folds” e “Ferrara Folds” (Fig. 2.2). A sud delle “Ferrara Folds”, si estendono altri sistemi di thrust, sempre associati al meccanismo di deformazione delle precedenti, noti come “Romagna Folds” e “Adriatico Folds”.

L’External Thrust Front è quindi caratterizzato da una serie di strutture ad arco, concave verso sud, che si raccordano in due zone di incrocio (Pavia e Reggio Emilia), dove il fronte appare notevolmente arretrato (Fig. 2.1). Questo assetto strutturale è probabilmente dovuto alla presenza, nella crosta superiore padana, di zone con maggiore rigidità che hanno impedito lo scollamento delle

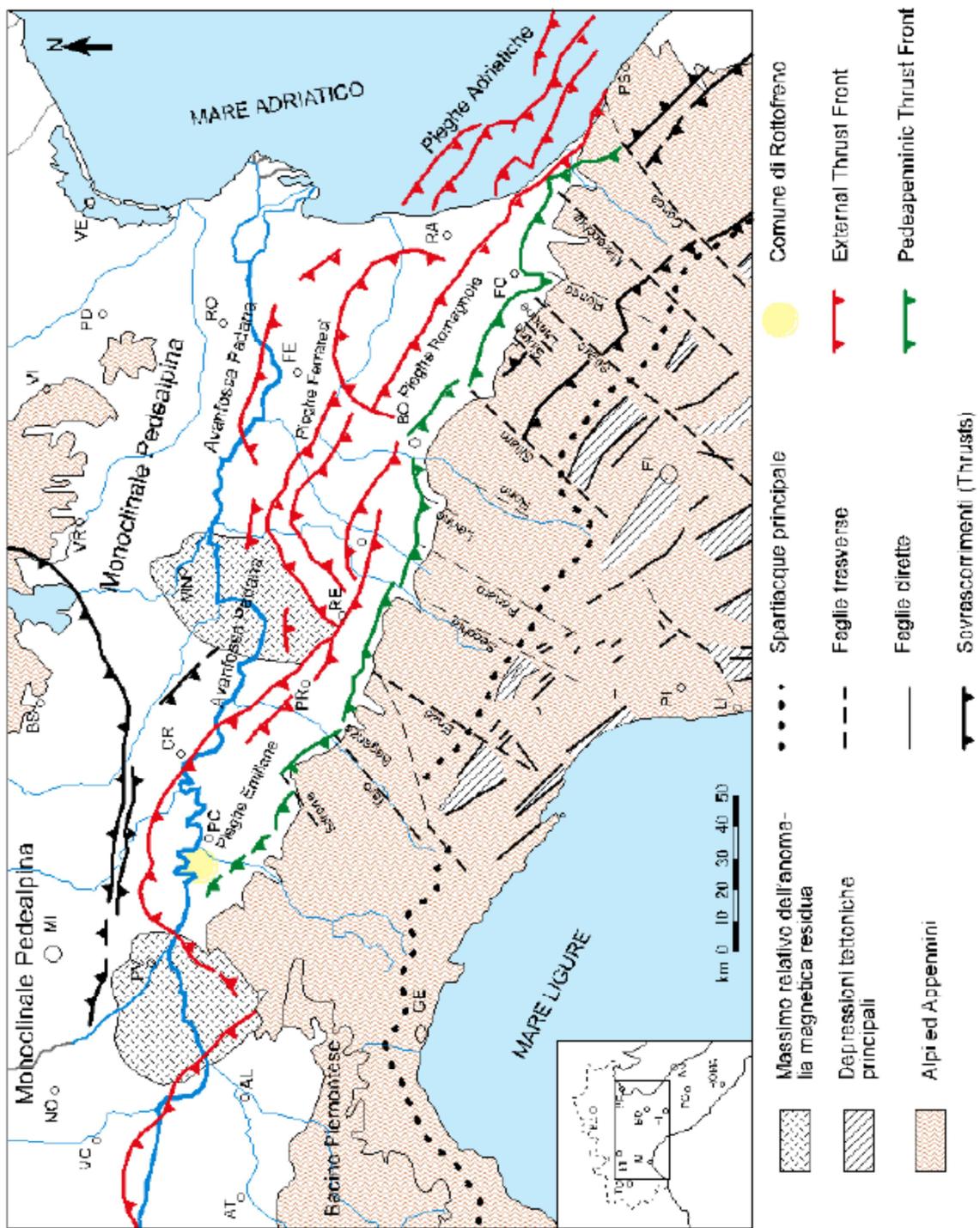
successioni mesozoiche e terziarie dal basamento sottostante, bloccando in tal modo la traslazione verso nord (Bernini e Papani, 1987).

Le principali cause sono imputabili alle manifestazioni magmatiche effusive, subvulcaniche ed epiplutoniche del Paleozoico, Trias medio e Terziario (in parte accertate nei pozzi profondi AGIP), verosimilmente responsabili delle maggiori anomalie magnetiche positive della Pianura Padana (Bolis et al., 1981).

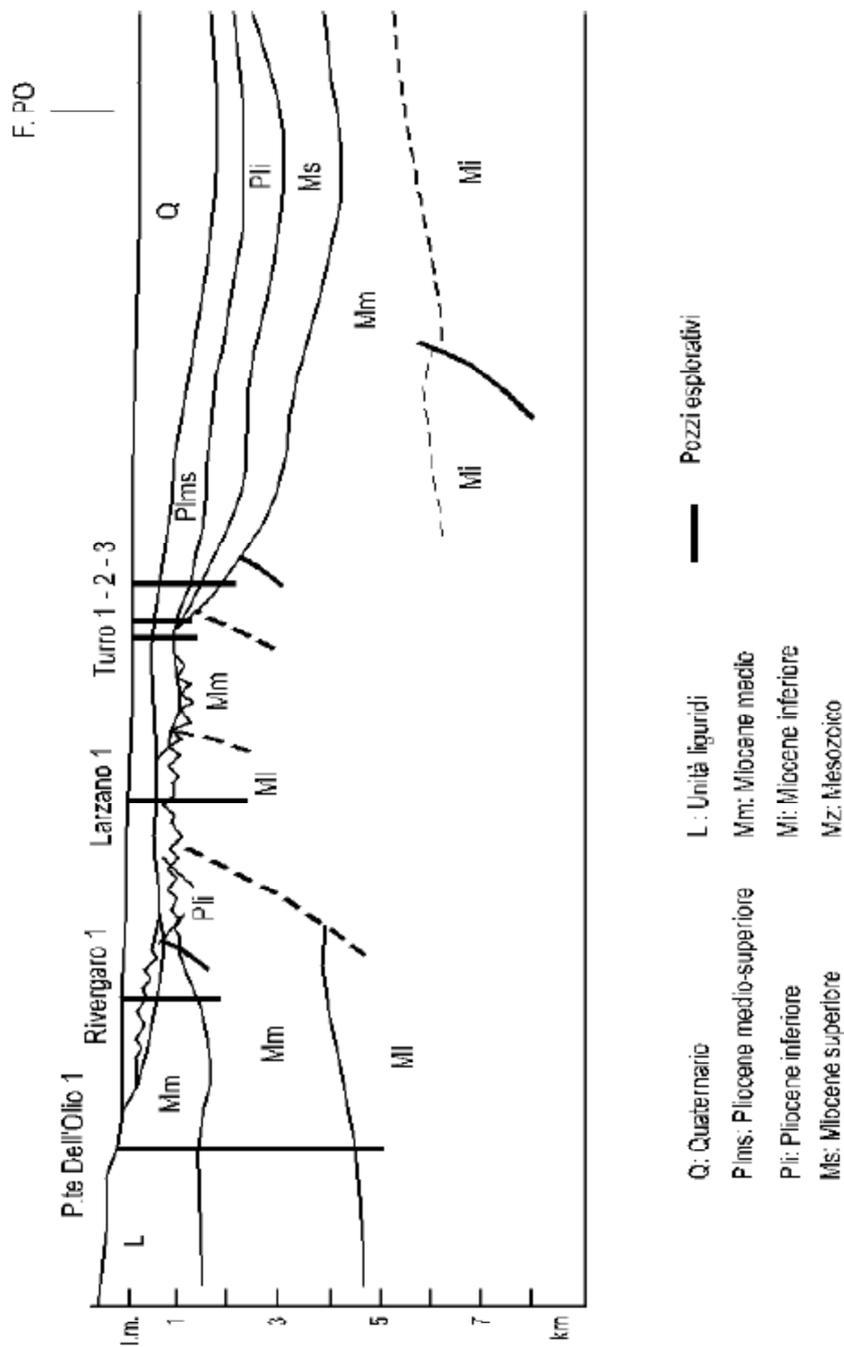
Le anomalie risultano, infatti, in larga misura coincidenti con le porzioni più arretrate dell'External Thrust Front e delle zone di incrocio fra gli archi. In particolare l'anomalia presente a sud del Lago di Garda, estesa dal Mantovano fino alla pianura parmense e reggiana, corrisponde alla zona di incrocio tra Emilia Folds" e "Ferrara Folds", mentre l'anomalia presente nella zona di Pavia, estesa nella pianura pavese e allessandrina, corrisponde alla zona di incrocio tra "Emilia Folds" e "Piemonte Folds".

Il Pedepenninic Thrust Front è invece costituito da un margine discontinuo, planimetricamente parallelo al limite morfologico dell'Appennino settentrionale, segmentato da faglie trasversali, coincidenti con alcuni dei principali corsi d'acqua (Stirone, Taro, Enza, ecc.). Si tratta di una serie di thrusts e duplicazioni crostali che hanno determinato il sollevamento e il basculamento dei depositi affioranti nella fascia pedeappenninica.

Le faglie trasversali al Pedepenninic Thrust Front sono inoltre all'origine della suddivisione dell'Appennino settentrionale in settori a differente comportamento tettonico, responsabili altresì della traslazione differenziale dei vari settori dell'Appennino settentrionale come appunto testimoniano le rientranze del margine appenninico tra il F. Taro e il T. Enza e tra i F. Panaro e il F. Reno.



Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padano - adriatica (AGIP 1983; modificato).



Sezione geologica del fronte di accavallamento pedeappenninico (PTF) e del fronte di accavallamento esterno (ETF); Pieri e Groppi (1981).

3.1.2 Stratigrafia

Il territorio comunale di Rottofreno è caratterizzato esclusivamente dal Supersistema (o Allogruppo) Emiliano Romagnolo, che si estende dal piano campagna fino alla quota di 0 m.s.l.m e - 100 m.s.l.m con spessori compresi tra 60 e 160 metri.

La parte superiore del Supersistema (o Allogruppo) Emiliano Romagnolo è denominato Alloformazione Emiliano Romagnola Superiore (AES). I sedimenti sono caratterizzati da due direzioni di progradazione: la prima, assiale, est-vergente, originata dal Fiume Po; la seconda, trasversale, nordest-vergente, originata dai sistemi di alimentazione appenninica. Sulla base delle direzioni di progradazione possono essere individuate le seguenti classi di sistemi deposizionali:

1. pianura pedemontana ad alimentazione appenninica; si estende dal margine morfologico dell'Appennino Settentrionale fino all'Autostrada Torino – Piacenza e poco oltre, lungo l'asse del F. Trebbia; un po' più arretrata fino all'altezza di Rottofreno in corrispondenza del T. Tidone;

2. pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleoPo); caratterizza le aree rivierasche del Fiume Po per una fascia d'estensione di circa 1 – 2 km e poco oltre; I suddetti sistemi deposizionali, in profondità si presentano interdigitati tra loro in relazione al tasso di apporto sedimentario, alle oscillazioni eustatiche del livello marino e alle fasi di attività e stasi tettonica, che nel corso del riempimento del bacino padano hanno determinato la continua variazione del depocentro bacinale.

Nell'area in esame dell'Alloformazione emiliano-romagnola superiore affiora solamente l'allomembro di Ravenna.

Allomembro di Ravenna AES8

Unità del Pleistocene superiore – Olocene (post circa 20.000 anni B.P.) avente uno spessore massimo di circa 20 metri.

Il profilo di alterazione varia da qualche decina di cm fino ad 1 m ed è di tipo A/Bw/Bk(C). Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante sulle unità più antiche.

Nelle zone di conoide alluvionale l'Allomembro di Ravenna è costituito da depositi prevalentemente ghiaiosi, strutturati in spessi corpi a geometria cuneiforme e organizzati in cicli elementari a base grossolana e tetto fine, nelle zone d'interconoide è costituito principalmente da alluvioni sabbiose e limo-argillose solcate localmente da canali di ghiaie e, infine, nella piana di meandreggiamento del Fiume Po da sabbie prevalenti con locali intercalazioni di ghiaia.

Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica è distinta la parte più recente e superficiale dell'Allomembro di Ravenna con il nome di Unità di Modena:

L'Unità di Modena AES8a (Olocene; post IV-VII sec. d.C.). Nelle zone di conoide alluvionale l'unità Modena caratterizza i depositi terrazzati più bassi, e quindi più recenti, che bordano i principali corsi d'acqua. E' costituita da una successione prevalentemente ghiaiosa, con intercalazioni sabbiose, a giacitura suborizzontale e geometria lenticolare ricoperte da una coltre limoso-argillosa discontinua. Lo spessore massimo dell'unità è di alcuni metri. Il profilo di alterazione è di esiguo spessore (poche decine di cm) e di tipo A/C, localmente A/Bw/C.

3.2 Assetto geomorfologico e idrografico locale

L'attuale assetto geomorfologico dell'ambito geografico in esame è il risultato dell'effetto combinato di alterne vicende climatiche di varia intensità, lente deformazioni tettoniche ed interventi antropici, che si sono imposti negli ultimi millenni ed hanno direttamente interagito sulla rete idrografica.

L'area di progetto ricade in quel settore di pianura pedemontana distale che borda la fascia di meandreggiamento del F. Po, compresa ad ovest dal T. Tidone e ad est dal F. Trebbia.

Il limite morfologico tra la pianura pedemontana e la fascia morfologica del F. Po è molto sfumato a seguito degli interventi antropici che hanno pesantemente condizionato la superficie del suolo.

Nell'ambito geografico in esame i corsi d'acqua sono rimaste le uniche zone che mantengono ancora, nonostante i massicci interventi di regimazione (arginature, pennelli, traverse, ecc.), un alto grado di naturalità con frequenti emergenze morfologiche.

Contrariamente le aree perifluviali esprimono il congelamento di una situazione originatasi antecedentemente alla limitazione degli alvei fluviali entro percorsi prefissati, in cui le opere di bonifica agraria, infrastrutturazione ed insediamento hanno conferito al rilievo un assetto costante ed uniforme livellando tutte le asperità del terreno. Le superfici del suolo conservano tuttavia, anche se in forma relittuale, ancora le tipiche geometrie dell'ambiente fluviale.

3.2.1 Il F. Po e le zone golenali

L'alveo del Po, dopo aver attraversato la Collina di Torino, il Monferrato e l'Appennino dell'Oltrepò pavese, a valle della confluenza col Ticino, assume una posizione assiale sino alla foce. Dalla confluenza col F. Ticino fino all'altezza di Cremona esso forma ampi meandri, quasi tutti ormai rettificati ad opera dell'uomo nei secoli XVIII – XX.

In questo tratto la fascia di meandreggiamento è larga mediamente 6 - 8 km ed è caratterizzata nel complesso da un assetto tendenzialmente suborizzontale con superfici piane e/o ondulate, leggermente degradanti verso est, che conservano le forme subcircolari e a festoni tipiche dei meandri estinti.

Il Fiume Po è rappresentato da un singolo canale (o al massimo 2), inciso molto sinuoso e fiancheggiato da argini naturali e barre di meandro. In particolare nel tratto in esame descrive un ampio meandro strizzato con concavità rivolta verso sud.

Il corso d'acqua nonostante sia regolato da importanti opere spondali, che hanno ormai quasi completamente conseguito la stabilizzazione planimetrica del tracciato fluviale, è caratterizzato da fenomeni di erosione laterale nelle parti convesse delle curve e di sedimentazione attiva in quelle concave.

Il rapporto erosione/sedimentazione, come emerso dagli ultimi rilievi delle sezioni Brioschi, risulta allo stato attuale inferiore all'unità. Gli evidenti effetti sull'asta fluviale sono relativi alla progressiva progradazione delle barre di meandro e all'estensione delle isole fluviali, con conseguente restringimento della sezione di deflusso.

Gli argini naturali derivano dalla sedimentazione operata dalle acque di tracimazione e costituiscono piccoli rilievi, paralleli alla direzione della corrente fluviale, con geometria cuneiforme, in cui il lato fiume risulta meno esteso e maggiormente inclinato del lato esterno.

Le barre di meandro si sviluppano, invece, nella parte concava dei meandri e sono il prodotto della divagazione del canale attivo; l'evoluzione dei meandri avviene, infatti, per mezzo di erosione laterale a spese della sponda esterna e sedimentazione in corrispondenza della sponda interna. Tracce morfologiche di antichi percorsi del Fiume Po sono individuabili fino ad oltre 2 Km dell'attuale alveo.

Lungo le principali tracce di paleoalvei recenti sono, in genere, impostati i sistemi di lanche.

Morfologicamente si tratta di strette e lunghe depressioni arcuate nel piano campagna, con sovente affioramento della superficie freatica in specchi lacustri di forma lenticolare.

Le zone umide, nell'ambito di uno stesso sistema lanchivo, sono generalmente collegate da un canale, il quale a sua volta è direttamente convergente nel Fiume Po. In riferimento al grado di interrimento le lanche possono essere distinte in attive, relitte e terminali.

Le lanche attive (non presenti nell'area in esame) sono in collegamento idraulico con il corso d'acqua e, nei periodi con livelli idrometrici superiori alla magra ordinaria, presentano un battente d'acqua continuo.

Le lanche relitte (non presenti nell'area in esame) sono marcate da fasce di ambiente palustre con frequente affioramento della falda e vengono in collegamento idraulico del corso d'acqua solo per condizioni idrometriche significative.

Le lanche terminali rappresentano l'ultimo stadio d'evoluzione delle lanche, nel senso di un progressivo interrimento dell'alveo abbandonato con conseguente perdita delle connotazioni morfologiche e naturalistiche tipiche degli ambienti umidi e palustri; nel territorio comunale è stato individuato un esempio di lanca terminale, posta a nord-est del centro abitato di Boscone Cusani.

3.2.2 Le zone perifluviali

Al di fuori delle fasce di pertinenza fluviale la forte pressione antropica, come già affermato, ha determinato la sostanziale alterazione degli elementi morfologici.

Solo localmente sono individuabili, attraverso l'accurato esame cartografico, per analisi dell'andamento delle curve di livello, e aereofotogrammetrico, alcune forme relitte a testimonianza della passata dinamica evolutiva del territorio.

L'andamento altimetrico evidenzia forti correlazioni con la distribuzione del reticolo idrografico. Sono riconoscibili, infatti, anche a distanze relativamente elevate dall'attuale tracciato dei corsi d'acqua antichi paleoalvei con andamento parallelo alle principali direttrici idrografiche. In particolare per il Fiume Po sono individuabili paleoalvei recenti, medio-recenti ed antichi fino a 2 Km a sud dell'attuale tracciato.

Allo stato attuale la dinamica morfologica delle zone perifluviali, non più alimentata dalla naturale divagazione del Fiume Po, ristretto entro le aree golenali da imponenti strutture arginali, è caratterizzata solamente da una notevole attività sinmorfogenetica, indotta dal processo di consolidazione degli strati di terreno costituenti il sottosuolo.

Le zone esterne all'argine maestro, a differenza delle fasce golenali continuamente compensate dagli apporti alluvionali, sono soggette ad importanti fenomeni di subsidenza tuttora attivi.

Le principali cause possono essere sia di origine geologica che antropica. Le cause geologiche sono relative all'effetto del carico litostatico, per l'accumulo sulla verticale dei depositi alluvionali, e alle escursioni della superficie piezometrica, per fattori essenzialmente climatici.

Le cause antropiche sono, invece, relative alle sole variazioni dei livelli piezometrici indotti da eccessivi emungimenti idrici o per modifiche nei livelli di base dei corsi d'acqua per eccessiva attività estrattiva in alveo.

4 INQUADRAMENTO GEOTECNICO

L'area in oggetto, ed in particolare il territorio del comune di Rottofreno sulla base dei dati stratigrafici disponibili (Fonte Regione Emilia Romagna) è caratterizzato dalle seguenti unità litologiche

- Depositi di conoide alluvionale ad alimentazione appenninica, prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi;
- Depositi della piana di meandreaggiamento del Fiume Po ad alimentazione assiale costituiti da sabbie e sabbie limose prevalenti;
- Depositi d'interconoide ad alimentazione appenninica costituiti da alluvioni sabbiose e limoargillose solcate localmente da canali di ghiaie;
- Depositi di canale e barra fluviale ghiaiosi e sabbiosi ad alimentazione appenninica, localmente intercalati da lenti di sabbie fini limose e limi argillosi;
- Depositi d'interconoide ad alimentazione appenninica, costituiti da alluvioni sabbiose e limoargillose solcate localmente da canali di ghiaie, alternati a depositi di piana alluvionale, caratterizzati da alluvioni sabbiose e limo-argillose ad alimentazione sia assiale sia appenninica.

4.1 *Assetto idrogeologico locale*

Inquadramento Idrostratigrafico e Idrogeologico

L'IDROSTRATIGRAFIA è quella branca della geologia che studia l'architettura dei Bacini Idrogeologici attraverso la definizione e la mappatura delle UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE.

Le Unità Idrostratigrafiche sono corpi geologici cartografabili, in ciascuno dei quali ha sede un circuito idrologico ragionevolmente definito e distinto (Maxey, 1964).

I mattoni dell'idrostratigrafia sono le IDROFACIES, informalmente dette LIVELLI, vale a dire corpi geologici con caratteristiche sedimentologiche e petrofisico-idrauliche omogenee. Un'associazione latero-verticale di Idrofacies, più o meno complessa, le cui caratteristiche petrofisiche d'insieme consentano l'accumulo e il transito di quantitativi d'acqua economicamente sfruttabili, si definisce SISTEMA ACQUIFERO. Un'associazione latero-verticale di Idrofacies a

permeabilità d'insieme bassa, invece, forma una BARRIERA DI PERMEABILITA' REGIONALE o SISTEMA ACQUITARDO.

I Sistemi Acquiferi e le Barriere di Permeabilità Regionali (Sistemi Acquitardi) costituiscono le unità base dell'Idrostratigrafia. Insieme più o meno complessi di Sistemi Acquiferi e Barriere di Permeabilità Regionali possono essere accorpate in Unità Idrostratigrafiche di rango gerarchico crescente fino a comprendere l'intero Bacino Idrogeologico.

Nello studio del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, il Servizio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha utilizzato una particolare sottoclasse d'Unità Idrostratigrafiche, denominate UNITA' IDROSTRATIGRAFICO-SEQUENZIALI (Regione Emilia-Romagna, ENI-AGIP, 1998). Le caratteristiche peculiari delle Unità Idrostratigrafico-Sequenziali (UIS) sono le seguenti:

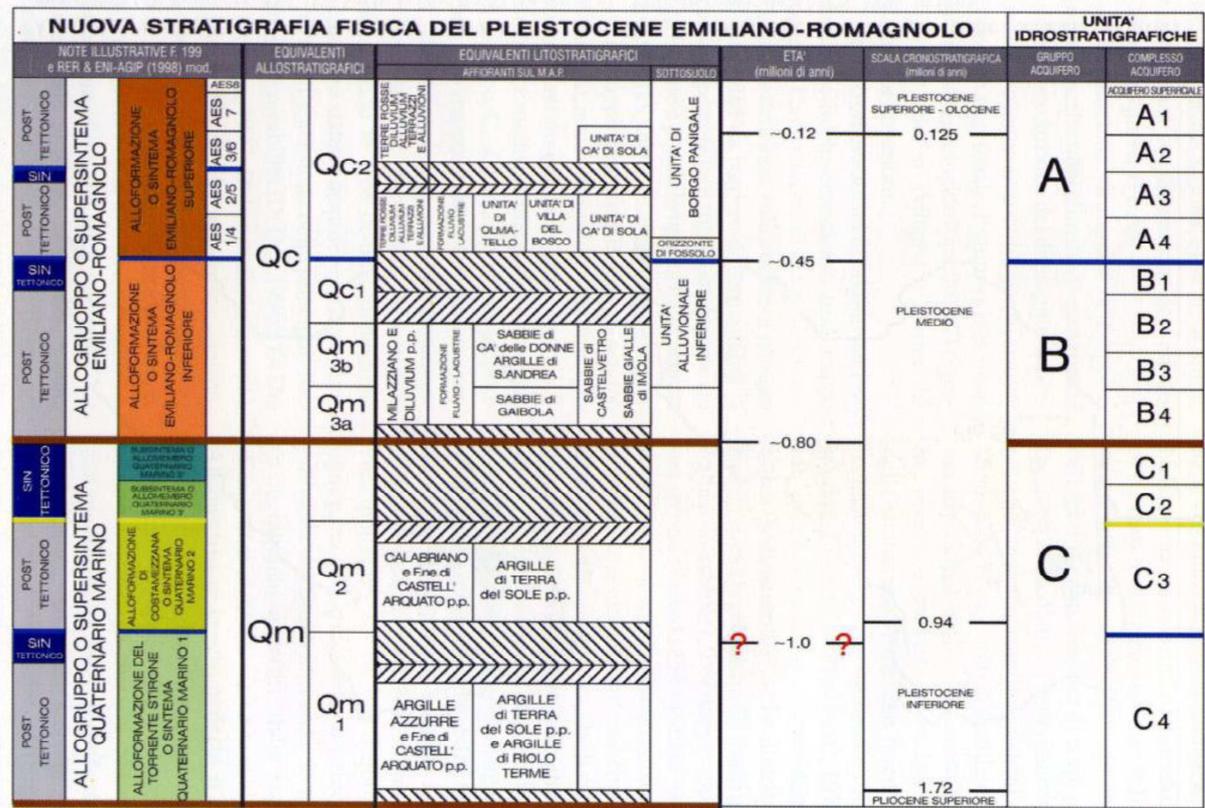
1. sono costituite da una o più unità Stratigrafiche a limiti discontinui (limiti di discontinuità stratigrafica), denominate Sequenze Deposizionali, sensu Mitchum et Al. (1977).
2. comprendono in posizione basale e/o sommitale una Barriera di Permeabilità Regionale.

L'identificazione di una Sequenza Deposizionale con un'Unità Idrostratigrafica discende dalla considerazione seguente: una Sequenza Deposizionale è per definizione un corpo geologico complesso, formato da facies con geometrie e caratteri petrofisici variabili, ma legate geneticamente, cioè deposte in ambienti sedimentari contigui ed in continuità di sedimentazione. Le superfici di strato possono quindi toccare, ma non intersecare i limiti della Sequenza Deposizionale a cui appartengono.

Dal momento che, se si escludono le aree di affioramento o i pozzi plurifenestrati, i flussi idrici sotterranei avvengono con componente parallela alle superfici di strato molto maggiore di quella ortogonale, si può concludere che tali flussi risultino necessariamente confinati all'interno di una singola Sequenza Deposizionale. Ne consegue che, per la definizione data ad inizio paragrafo, ogni 3 G. Di Dio (2006)

Sequenza Deposizionale è un'Unità Idrostratigrafica. Inoltre, se si tiene in considerazione anche la seconda caratteristica, si potrà essere certi che ogni UIS così definita sia idraulicamente isolata da quelle adiacenti. Un risvolto pratico importante di queste scelte teoriche è che il livello piezometrico misurato in un Sistema Acquifero appartenente a una determinata UIS è di norma indipendente dai livelli piezometrici misurati, sulla stessa verticale, in Sistemi Acquiferi contenuti in altre UIS.

La Figura seguente illustra il quadro geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, in cui si inserisce l'area di studio.



5 CLASSIFICAZIONE SISMICA

5.1 SISMICITÀ DEL TERRITORIO

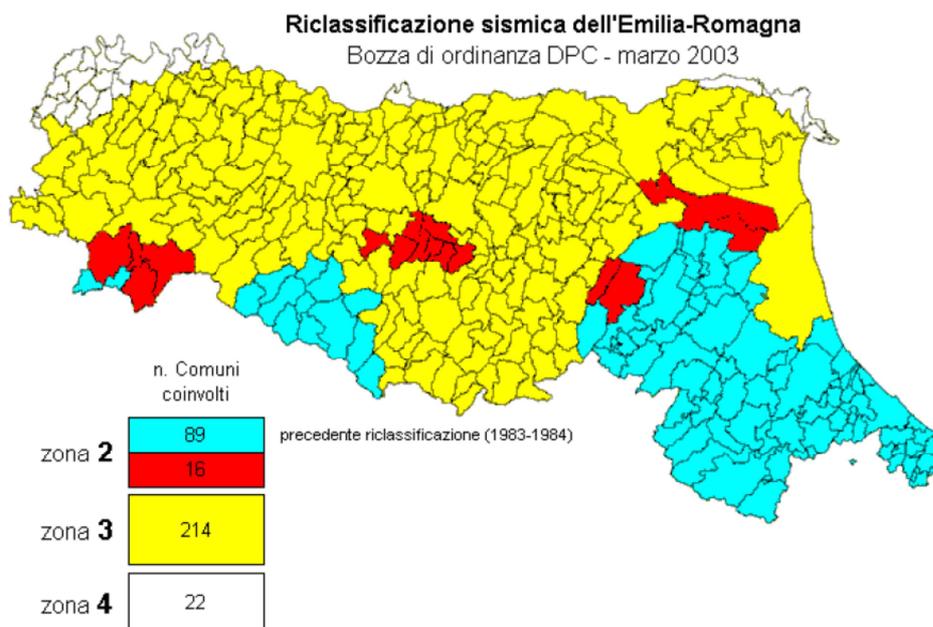
La Provincia di Piacenza è soggetta ad un'attività sismica bassa, indotta da alcuni e storicamente documentati terremoti, con epicentro nell'ambito del territorio provinciale, e di riflesso dagli eventi più intensi provenienti dalle province limitrofe.

Dall'esame delle registrazioni dei terremoti, riportati nella specifica letteratura divulgativa (catalogo ENEL - PFG, bollettino sismico mensile dell'Istituto Nazionale di Geofisica e rapporti sull'attività sismica dell'Istituto di Geofisica e Geodetica dell'Università di Genova), si evince che la sismicità si concentra, in particolare modo, nel settore settentrionale.

Nel complesso il territorio provinciale può essere ritenuto potenzialmente pericoloso, anche se la sismicità è molto bassa. Nell'ambito territoriale della pianura piacentina gli epicentri dei terremoti sono concentrati lungo i piani di rottura del substrato terziario in corrispondenza del fascio di accavallamento dell'E.T.F., descritto nel precedente par. 4.2.2.1.

L'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, sulla base degli studi effettuati dal Servizio Sismico Nazionale (S.S.N.) e dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (G.N.D.T.), ha suddiviso il territorio nazionali in 4 classi con livelli decrescenti di pericolosità sismica.

In Figura è riportata la classificazione sismica della regione Emilia Romagna.



Ognuna delle suddette zone è individuata in relazione a 4 differenti valori d'accelerazione orizzontale (ag/g) d'ancoraggio dello spettro di risposta elastico e a 4 differenti valori d'accelerazione di picco orizzontale del suolo (ag/g), con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Nella seguente Tabella sono riportate le zone sismiche con i valori d'accelerazione orizzontale associati.

Zona	Accelerazione orizzontale con probabilità di superamento pari al 10 % in 50 anni [ag/g]
1	> 0,25
2	0,15 - 0,25
3	0,05 - 0,15
4	< 0,05

La massima intensità risentita nel territorio Comunale di Rottofreno è pari a $I \leq 6$. Il territorio comunale è stato inoltre classificato, ai sensi dell'Ord. P.C.M. n. 3274 del 20 marzo 2003 in 'zona 4' con conseguente accelerazione sismica orizzontale, con probabilità di superamento pari al 10 % in 50 anni, pari a $ag/g < 0,05$.

Tali valori d'accelerazione sono relativi al bedrock.

5.2 Caratteristiche sismotettoniche

L'Istituto di Geofisica e Vulcanologia ha prodotto una zonizzazione sismogenetica (ZS) del territorio nazionale che tiene conto dell'analisi cinematica degli elementi geologici, cenozoici e quaternari coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale.

Il rapporto conclusivo, previsto in ottemperanza all'Ordinanza PCM 20 marzo 2003, n. 3274, è a cura di Stucchi et al. (2004).

La zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici, cenozoici e quaternari coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale. Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la carta nazionale delle zone sismogenetiche.

Per il reperimento dei dati relativi alla sismicità osservata è stato considerato il catalogo storico contenente 2.488 eventi degli ultimi 1.000 anni con intensità epicentrali maggiore o uguale al V – VI grado MCS la cui magnitudo è maggiore o uguale a 4.

Il territorio nazionale è stato quindi suddiviso in 36 Zone Sismogenetiche e il territorio comunale di Rottofreno, ricade nel settore settentrionale della Zona Sismogenetica 911 (Tortona - Bobbio):

- Zona Sismogenetica 911: rappresenta la porzione più esterna ed occidentale della fascia in compressione dell'Appennino Settentrionale, caratterizzata dallo sprofondamento passivo della litosfera adriatica (placca tettonica "Adria") sotto il sistema di catena nell'Arco Appenninico Settentrionale (placca tettonica "Northern Apenninic Arc") con cinematismi attesi di sovrascorrimenti e faglie trascorrenti aventi assi SW-NE; i terremoti storici hanno raggiunto il valore massimo pari a $M_d = 4,1$; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 8 e 12 Km con profondità efficace di 8 km; nella Zona Sismogenetica 911 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{max} = 5,68$.



5.3 Pericolosità sismica

La pericolosità e il rischio sismico del territorio nazionale sono stati affrontati dal Servizio Sismico Nazionale (SSN), utilizzando il calcolo probabilistico di Cornell, risalente alla fine degli anni '60, in grado di considerare tutte le possibili sorgenti influenzanti il moto del terremoto. Il Servizio Sismico Nazionale, per tutto il territorio nazionale, ha elaborato la pericolosità sismica di base di cui al DM 14.1.2008 che rappresenta l'elemento di conoscenza primario per la determinazione delle azioni sismiche.

La pericolosità sismica di base è definita in termini di accelerazione orizzontale massima attesa a_g in condizioni di campo libero su sito di riferimento rigido con superficie topografica orizzontale (categoria A), nonché di ordinate dello spettro di risposta elastico in accelerazione ad essa corrispondente $S_e(T)$, con riferimento a prefissate probabilità di eccedenza PVR, nel periodo di riferimento VR. Le forme spettrali sono definite, per ciascuna delle probabilità di superamento nel periodo di riferimento PVR, a partire dai valori dei seguenti parametri su sito di riferimento rigido orizzontale:

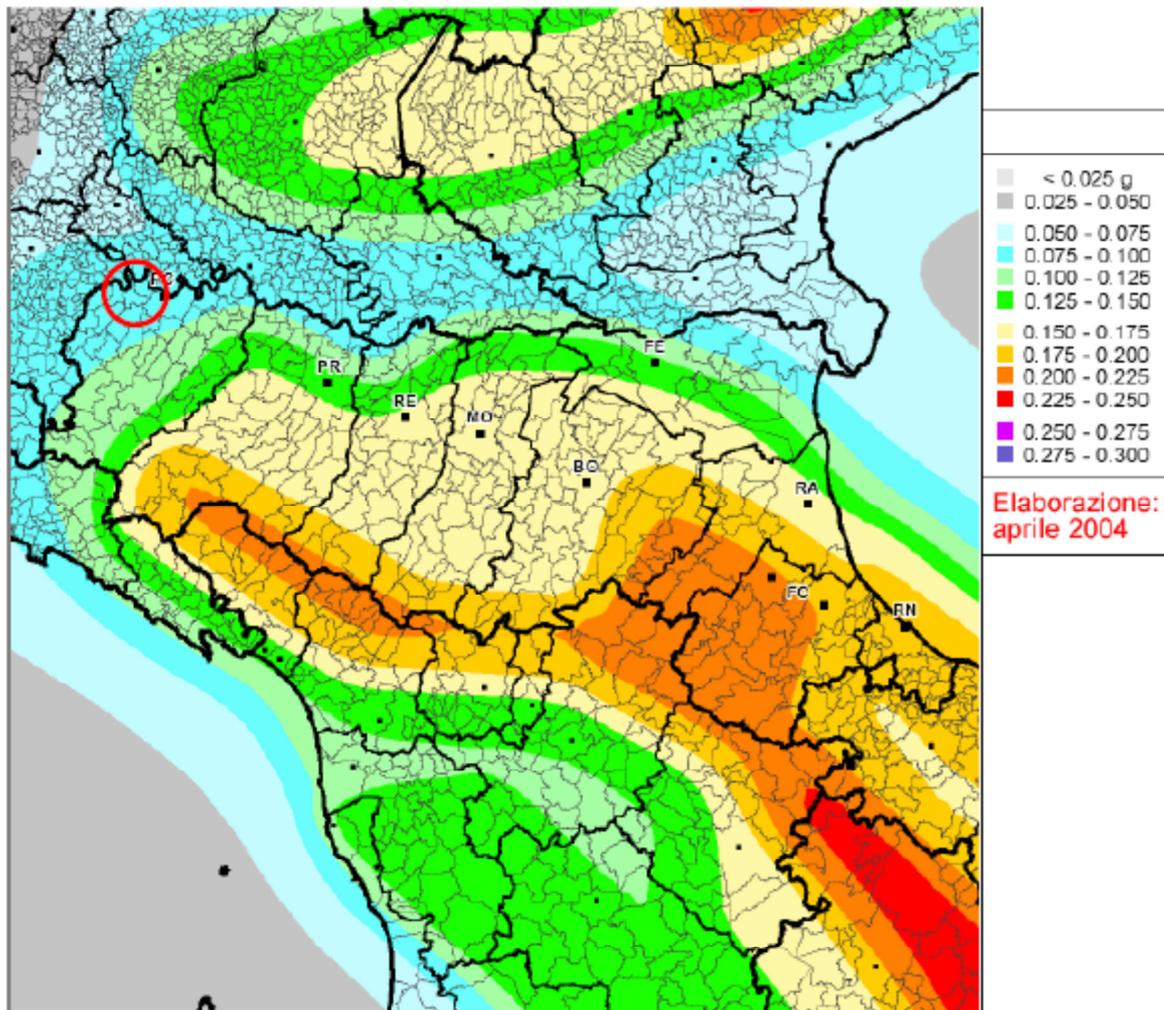
- a_g accelerazione orizzontale massima al sito;
- F_0 valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T^*C periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Le stazioni di riferimento che quantificano la pericolosità sismica di base per il territorio comunale di Rottogreno sono (v. Tav. G5 "PERICOLOSITA' SISMICA"):

- stazione 13819;
- stazione 13820;
- stazione 14041;
- stazione 14042;
- stazione 14263;
- stazione 14264.

Analizzando i dati riportati per ognuna delle suddette stazioni il comune di Rottogreno presenta i seguenti dati di pericolosità:

- accelerazione di picco per suoli di tipo A con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni per un periodo di ritorno di 475 anni. (v. Fig. 16): $PGA = 0,075 - 0,100$;
- intensità macrosismica: MCS = VI grado;
- magnitudo: $M = 6,14$



PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni).

5.4 Definizione della pericolosità sismica locale

Partendo dalle caratteristiche sismotettoniche complessive della pianura piacentina e delle principali manifestazioni sismiche, sia epicentrali, sia di risentimento dalle altre zone sismo genetiche presenti nel bacino padano, la pericolosità sismica del territorio comunale di Rottofreno è stata approfondita in relazione alle condizioni geologiche e morfologiche locali.

Le caratteristiche sismiche di un'area sono definite dalle sorgenti sismogenetiche, dall'energia, dal tipo e dalla frequenza dei terremoti. Questi aspetti sono comunemente indicati come "pericolosità sismica di base" e sono quelli considerati per la classificazione sismica.

Da queste caratteristiche deriva il moto di input atteso, per il calcolo del quale non sono considerate le caratteristiche locali e il territorio è trattato come se fosse uniforme ed omogeneo

cioè pianeggiante e costituito da suolo rigido in cui la velocità di propagazione delle onde S (V_s) è maggiore di 800 m/s (suolo A dell'Eurocodice 8 - parte 1, EN 1998-1, 2003, dell'OPCM 3274/2003, del DM 14/9/2005 e DM 14.1.2008).

Il moto sismico può essere però modificato dalle condizioni geologiche e morfologiche locali. Alcuni depositi e forme del paesaggio possono amplificare il moto sismico in superficie e favorire fenomeni di instabilità dei terreni quali cedimenti, frane o fenomeni di liquefazione. Queste modificazioni dovute alle caratteristiche locali sono comunemente definite "effetti locali".

La zonazione del territorio sulla base della risposta sismica del terreno è perciò uno dei più efficaci strumenti di definizione e rappresentazione della pericolosità sismica e, quindi, di prevenzione e riduzione del rischio sismico, poiché fornisce un contributo essenziale per l'individuazione delle aree a maggiore pericolosità sismica

Esiste ormai un generale accordo su quali depositi e forme del paesaggio possono, durante o a seguito di un terremoto, determinare amplificazioni del moto sismico in superficie o concorrere a modificare in maniera permanente l'assetto del territorio causando cedimenti, franamenti e rotture del terreno.

Le conoscenze territoriali oggi disponibili in Emilia-Romagna, soprattutto grazie alle carte geologiche, alle banche dati geognostiche, alle carte topografiche e ai modelli digitali del terreno, permettono la rapida individuazione degli elementi geologici e morfologici che possono favorire gli effetti locali.

Nella Tabella seguente sono elencati i principali elementi del territorio che concorrono alla pericolosità sismica locale in Emilia-Romagna.

<p>Depositi che possono determinare amplificazione (spessore ≥ 5 m):</p> <p>detriti di versante (frane, detriti di falda, detriti eluvio-colluviali, detriti di versante s.l., depositi morenici, depositi da geliflusso);</p> <p>detriti di conoide alluvionale;</p> <p>depositi alluvionali terrazzati e di fondovalle;</p> <p>accumuli detritici in zona pedemontana (falde di detrito e cono di deiezione);</p> <p>depositi fluvio-lacustri</p> <p>riporti antropici poco addensati;</p> <p>substrato affiorante alterato o intensamente fratturato (per uno spessore ≥ 5 m);</p> <p>litotipi del substrato con $V_s < 800$ m/sec⁵.</p>
<p>Elementi morfologici che possono determinare amplificazione:</p> <p>creste, cocuzzoli, dorsali allungate, versanti con acclività $> 15^\circ$ e altezza ≥ 30 m</p>
<p>Depositi suscettibili di amplificazione, liquefazione e cedimenti:</p> <p>depositi granulari fini (sabbie) con livello superiore della falda acquifera nei primi 15 m dal piano campagna, (fattori predisponenti al fenomeno di liquefazione);</p> <p>depositi (spessore ≥ 5 m) di terreni granulari sciolti o poco addensati o di terreni coesivi poco consistenti, caratterizzati da valori NSPT < 15 o $c_u < 70$ kpa.</p>
<p>Aree soggette ad instabilità di versante:</p> <p>aree instabili: aree direttamente interessate da fenomeni franosi attivi;</p> <p>aree potenzialmente instabili: aree in cui sono possibili riattivazioni (frane quiescenti) o attivazioni di movimenti franosi (tutti gli accumuli detritici incoerenti, indipendentemente dalla genesi, con acclività $> 15^\circ$; pendii costituiti da terreni prevalentemente argillosi e/o intensamente fratturati⁶ 2 con acclività $> 15^\circ$; versanti con giacitura degli strati a franapoggio con inclinazione minore o uguale a quella del pendio; aree prossime a zone instabili che possono essere coinvolte dalla riattivazione del movimento franoso; scarpate subverticali; accumuli detritici incoerenti prossimi all'orlo di scarpate).</p>
<p>Elementi che possono determinare effetti differenziali, sia amplificazione che cedimenti:</p> <p>contatto laterale tra litotipi con caratteristiche fisico – meccaniche molto diverse;</p> <p>cavità sepolte.</p>

5.5 Aree potenzialmente soggette ad effetti locali

La carta di pericolosità sismica locale (G5 "PERICOLOSITA' SISMICA") è realizzata secondo le procedure indicate negli "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" (D.A.L. 112/2007).

I dati di base disponibili utilizzati sono:

- Carta geologica (G1);
- Carta geomorfologica (G2);
- la banca dati della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 aggiornata, con i dati IFFI, al 2006 (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);

- la legenda della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 per il territorio provinciale di Parma (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati della Carta geologica di pianura 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati geognostici di pianura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.

Dalla cartografia tematica sopra citata sono stati individuate le seguenti classi:

1. Depositi prevalentemente ghiaiosi o limosi o misti (olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi alluvionali appartenenti all'apparato della conoide alluvionale del T. Tidone e del F. Trebbia);
2. Depositi prevalentemente sabbiosi (olocene): si tratta dei depositi alluvionali appartenenti all'apparato fluvio-deltizio del Fiume Po;
3. Depositi prevalentemente sabbiosi (olocene): si tratta dei depositi alluvionali d'interconoide (sistemi Trebbia e Tidone) e distali (argine naturale e piana inondabile del Fiume Po).

I depositi delle classi 1 sono suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche.

I depositi della classe 2 e 3 sono suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche e soprattutto, in relazioni alla presenza di argille con elevata plasticità e di sabbie sature, di cedimenti in caso di sollecitazioni sismiche.

Nel territorio del Comune di Rottofreno, sebbene siano fatte analisi su grandi areali senza approfondimenti di dettaglio, comunque obbligatori a scala progettuale, appare la presenza di unità geologiche suscettibili al fenomeno della liquefazione (depositi classe 2) La liquefazione secondo la definizione riportata nell'eurocodice EU8, è la riduzione di resistenza al taglio e/o di rigidità causata durante il moto sismico dall'aumento delle pressioni interstiziali in terreni saturi non coesivi, tale da provocare deformazioni permanenti significative o persino da indurre nel terreno una condizione di sforzi efficaci quasi nulla.

Nel comune di Rottofreno il rischio insito ad eventuali processi di liquefazione è legato ad eventi sismici di magnitudo superiore a $M > 5$ ed ad accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) superiori di $a_g > 0,1g$. Analizzando le classi di terreno sopra identificate (v. Tav. G6) sono presenti terreni suscettibili alla liquefazione, perché presentano le seguenti caratteristiche:

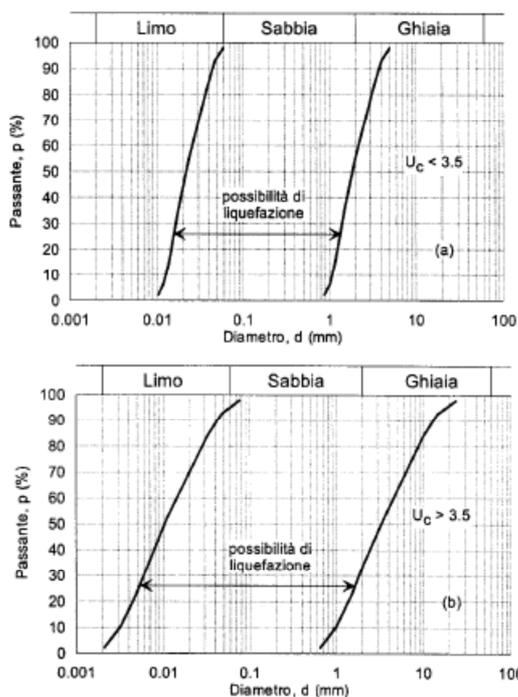
- la granulometria è costituita in prevalenza da sabbie fini e medie con contenuto di fine inferiore o uguale al 35%;

- si trova sotto il livello della falda idrica;
- è da poco a mediamente addensati.
- si trova a profondità inferiori ai 20 metri dal piano campagna;
- la resistenza penetrometrica normalizzata $(N1)_{60} < 30$ colpi/30 cm oppure $qc_{1N} < 180$ kPa; dove $(N1)_{60}$ è il valore della resistenza determinato dalle 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.

La liquefazione, nei casi documentati in letteratura, (Kishida 1969, Gibbs 1979, Bureau of Reclamation degli Stati Uniti, Atomic Energy Commission degli Stati Uniti), si è verificata solo in sabbie relativamente sciolte, caratterizzate da valori della densità relativa $D_r < 75\%$.

Il fenomeno non appare probabile in terreni con valori superiori della densità relativa, e soprattutto quando le sabbie includono ghiaie o ciottoli. In quest'ultimo caso se il deposito ghiaioso è compreso tra terreni poco permeabili, indipendentemente dalla sua capacità drenante, può essere soggetto al fenomeno della liquefazione.

Nei terreni a grana fine (limi ed argilla), sebbene caratterizzati da bassi valori della permeabilità, la possibilità che si possa verificare il fenomeno è molto ridotta o addirittura nulla, grazie all'influenza determinante dei legami interparticellari, ovvero della coesione. La composizione granulometrica dei terreni all'interno dei quali si è possibile il fenomeno della liquefazione è riportato nella Figura seguente.



Distribuzione granulometrica critica di terreni soggetti a liquefazione sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$

Secondo l'Eurocodice 8 la liquefazione può verificarsi in terreni di fondazione composti da estesi o lenti spesse di sabbie sciolte sotto falda, anche se contenenti una frazione fine limoso-argillosa e falda al piano campagna. Inoltre la norma, in presenza di un contenuto di ghiaia, non esclude il verificarsi del fenomeno, però non dà indicazioni in merito.

Da osservazioni in sito si è anche visto che la resistenza alla liquefazione aumenta con la profondità.

In particolare, la liquefazione si è verificata in depositi sabbiosi saturi fino ad una profondità di circa 15 - 20 m per pressioni litostatiche inferiori a 200 kPa.

La banca dati geognostici di sottosuolo disponibile per tutta la pianura emiliano-romagnola ha permesso di cartografare anche nella Tav. G6 i principali corpi del sottosuolo che possono influenzare il moto sismico in superficie. In particolare è rappresentata:

- la suddivisione delle principali unità litologiche;
- il limite indicativo tra zone con substrato marino profondo (>100 m da p.c.) e poco profondo (<100 m da p.c.); tale distinzione è richiesta dagli indirizzi regionali per la microzonazione sismica;

- le zone del territorio comunale nelle quali si possono verificare amplificazioni sismiche per effetti topografici.

5.6 Analisi degli elementi di amplificazione sismica

Gli elementi di amplificazione sismica individuati nella Tav. G6 sono in seguito riassunti.

- Depositi prevalentemente ghiaiosi o limosi o misti. Le aree ricadenti in questa classe sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche. In alcuni casi, le ghiaie antiche e molto spesse possono avere la velocità delle onde di taglio molto alte fino a valori pari a $V_s = 650\div 700$ m/s; tali ghiaie se intervallate o ricoperte da terreni soffici, con minore velocità delle onde di taglio, determinando quindi un elevato salto d'impedenza, possono comportarsi come riflettori sismici e generare amplificazioni anche rilevanti del segnale sismico.
- Depositi prevalentemente argillosi. Tutte queste aree sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche; in tali aree possono tuttavia essere presenti depositi argillosi con alta plasticità suscettibili di cedimenti in caso di azioni cicliche;
- Depositi prevalentemente sabbiosi. Tutte queste aree sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche; in tali aree sono inoltre presenti litologie suscettibili alla liquefazione, perché costituite da sabbie fini e medie, da poco a mediamente addensati, con contenuto di fine inferiore o uguale al 35%, si trovano sotto falda e a profondità inferiori ai 20 metri dal piano campagna.

5.7 INDAGINI GEOGNOSTICHE

La valutazione del rischio sismico, dopo una prima parte d'analisi generali, riguardanti le caratteristiche sismogenetiche, è stata condotta mediante un approccio analitico dei depositi che interessano il sottosuolo dell'area di Rottofreno.

La procedura d'analisi consiste nella ricerca dei seguenti parametri:

- litologia prevalente dei materiali presenti nel sito;
- stratigrafia del sito;

- andamento delle Vs con la profondità fino a valori pari o superiori a 800 m/s;
- spessore e velocità di ciascun strato;
- modello geofisico - geotecnico.

A tale proposito sono stati considerati i profili stratigrafici dei sondaggi geognostici eseguiti direttamente nell'ambito del territorio comunale; le fonti sono:

1. Regione Emilia Romagna (2000): prove penetrometriche statiche CPT e profili stratigrafici di pozzi idrici.

5.8 Modello geofisico e geotecnico

5.8.1 Stratigrafia del terreno di fondazione

Il Comune di Rottofreno è nel complesso caratterizzato da 5 litotipi principali:

- Depositi di conoide alluvionale ad alimentazione appenninica, prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi;
- Depositi della piana di meandreaggimento del Fiume Po ad alimentazione assiale costituiti da sabbie e sabbie limose prevalenti;
- Depositi d'interconoide ad alimentazione appenninica costituiti da alluvioni sabbiose e limoargillose solcate localmente da canali di ghiaie;
- Depositi di canale e barra fluviale ghiaiosi e sabbiosi ad alimentazione appenninica, localmente intercalati da lenti di sabbie fini limose e limi argillosi;
- Depositi d'interconoide ad alimentazione appenninica, costituiti da alluvioni sabbiose e limoargillose solcate localmente da canali di ghiaie, alternati a depositi di piana alluvionale, caratterizzati da alluvioni sabbiose e limo-argillose ad alimentazione sia assiale sia appenninica.

Tale suddivisione, apparentemente grossolana in relazione alla vasta gamma di classi granulometriche e di situazioni stratigrafiche presenti, esprime in linea generale il tipo di ambiente deposizionale.

I terreni ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi sono, infatti, caratteristici di ambienti deposizionali di alta energia, in cui la sedimentazione è dominata dagli apporti grossolani lasciati dalle correnti trattive. Si tratta del tipico ambiente di canale, riscontrabile nel F. Trebbia e nel T. Tidone nel tratto pedemontano della conoide alluvionale.

I terreni sabbiosi e tendenzialmente sabbiosi sono, caratteristici di ambienti deposizionali di medio-alta energia, in cui la sedimentazione è dominata dagli apporti grossolani lasciati dalle correnti trattive. Si

tratta del tipico ambiente di canale e barra fluviale, riscontrabile nella fascia di meandreggiamento del Fiume Po.

I terreni prevalentemente argillosi e/o argilloso-limosi sono invece caratteristici d'ambienti deposizionali di bassa energia, in cui le fasi di sedimentazione avvengono per sola decantazione o per correnti trattive molto deboli.

Questi ambienti si rinvengono nelle piane alluvionali esterne agli argini fluviali e al dominio delle correnti canalizzate, dove le acque, alimentate dai flussi di tracimazione, hanno occasione di ristagnare per lungo tempo.

5.8.2 Calcolo della velocità delle onde di Taglio

La velocità delle onde di Taglio per ogni situazione stratigrafica è stata ricostruita nel seguente modo:

- in ogni profilo stratigrafico, alle varie litologie (argille, ghiaie, ecc.), riscontrabili dal piano campagna fino alla profondità di 30 metri, sono state assegnate delle velocità di taglio medie, desunte dalla bibliografica specialistica;
- successivamente per ogni verticale di riferimento (profili stratigrafici) è stata determinata la V_{s30} "velocità media di propagazione entro 30 m di profondità delle onde di taglio" utilizzando la seguente espressione (D.M. del 14 gennaio 2008 "Approvazione Norme Tecniche per le Costruzioni):

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

- dove h_i e V_i indicano lo spessore (in m) e la velocità delle onde di taglio (per deformazioni di taglio $\gamma < 10^{-6}$) dello strato i -esimo, per un totale di N strati presenti nei 30 m superiori;
- utilizzando infine le correlazioni geologiche sono state individuate le microaree ad ugual amplificazione sismica.

5.8.3 Classificazione sismica del terreno di fondazione

Il capitolo 3.1 dell'Allegato 2 dell'Ordinanza del PCM n. 3274 del 20/03/2003 definisce le seguenti categorie di profilo stratigrafico del suolo di fondazione:

A - Formazioni litoidi o terreni omogenei: caratterizzati da valori di Vs30 superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 m.

B - Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti: con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità, caratterizzati da valori di Vs30 compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero resistenza penetrometrica NSPT > 50, o coesione non drenata $c_u > 250$ kPa).

C - Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o di argille di media rigidità: con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di Vs30 compresi tra 180 e 360 m/s ($15 < NSPT < 50$, $70 < c_u < 250$ kPa).

D - Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti:, caratterizzati da valori di Vs30 < 180 m/s ($NSPT < 15$, $c_u < 70$ kPa).

E - Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali: con valori di Vs30 simili a quelli dei tipi C o D e spessore compreso tra 5 e 20 m, giacenti su di un substrato di materiale più rigido con Vs30 > 800 m/s.

In aggiunta a queste categorie se ne definiscono altre due:

S1 - Depositi costituiti da, o che includono, uno strato spesso almeno 10 m di argille/limi di bassa consistenza, con elevato indice di plasticità ($PI > 40$) e contenuto di acqua, caratterizzati da valori di Vs30 < 100 m/s ($10 < c_u < 20$ kPa)

S2 - Depositi di terreni soggetti a liquefazione, di argille sensitive, o qualsiasi altra categoria di terreno non classificabile nei tipi precedenti Nelle definizioni precedenti Vs30 è la velocità media di propagazione entro 30 m di profondità delle onde di taglio ed è calcolata con la seguente espressione (D.M. del 15 settembre 2005 "Norme Tecniche per le Costruzioni):

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

dove h_i e V_i indicano lo spessore (in m) e la velocità delle onde di taglio (per deformazioni di taglio $\gamma < 10^{-6}$) dello strato i -esimo, per un totale di N strati presenti nei 30 m superiori

5.8.4 Velocità delle onte di taglio rappresentativa

In tutte le verticali analizzate, relative alla porzione di terreno tra il piano campagna e la profondità di 30 metri (rappresentate nel precedente cap. 6.2), si sono potute individuare all'interno del territorio comunale di Rottofreno 7 microzone, individuate nella Tavola G7 "Microzonazione Sismica:

- Depositi prevalentemente argillosi e limosi con locali intercalazioni di sabbie fini e limi sabbiosi: Vs30(Rappresentativa) circa 200 - 250 m/s;
- Depositi prevalentemente ghiaiosi con locali intercalazioni di sabbie fini e limi sabbiosi: Vs30(Rappresentativa) circa 400 - 450 m/s;
- Depositi prevalentemente sabbiosi: Vs30(Rappresentativa) circa 250 – 300 m/s;
- Depositi argillosi con livelli di ghiaia: Vs30(Rappresentativa) circa 300 m/s.

5.9 Determinazione dell'azione di progetto

Per l'analisi della risposta sismica locale, in considerazioni del modello geologico e della successione lito-stratigrafica, definita dal Piano Strutturale Comunale di Sarmato (PC) – Giugno 2010, si è proceduto con l'approccio semplificato basato sull'individuazione della categoria di sottosuolo di riferimento, attraverso la misura delle V_{s30} .

Ai sensi del D.M. 14-01-2008 il terreno di imposta delle fondazioni dei rilevati arginali appartengono alla Categoria di sottosuolo del tipo C “ Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o di argille di media consistenza, con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di V_{s30} compresi tra 180 m/s e 360 m/s ($15 < N_{spt} < 50$, $70 < C_u < 250$ KPa)”.

Analogamente per le condizioni topografiche, l'area è da afferire alla categoria T1 come “Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $\leq 15^\circ$ ”.

6 NOTE DI SINTESI

Il presente studio è stato eseguito con lo scopo di verificare la compatibilità del ringrosso e rialzo dell'argine maestro del F. Po in progetto nel comune di Sarmato (PC) in rapporto alle problematiche di ordine geologico-geotecnico ed idrogeologico che si verranno a creare durante e dopo i lavori.

Sulla base delle considerazioni esposte nei paragrafi precedenti, a cui si rimanda per maggiori dettagli, si conclude che:

- l'assetto geologico-geomorfologico è stabile;
- non esistono dissesti potenziali o in atto;
- la zona non è soggetta ad esondazioni;
- la falda freatica si attesta ad una profondità maggiore di 5 m dal p.c.;
- il terreno di fondazione è caratterizzato nei primi metri da depositi limosi e argillosi, nei successivi fino ai 10 metri da sabbie limose e nei successivi da depositi incoerenti di tipo sabbioso e ghiaioso;

Per quanto riguarda il materiale da utilizzare per il rialzo e il ringrosso arginale è stato individuato il polo estrattivo " Pizzo da Po" in comune di Castel San Giovanni (PC), sarà pertanto cura della D.L. verificare l'attendibilità del materiale proveniente dalle cave, secondo quanto prescritto nel C.S.A. (per i materiale di tipo A6-7 e A7 un contenuto minimo di sabbia pari al 15% e un indice di plasticità inferiore a 25; per i materiale di tipo A4 un contenuto in sabbia non superiore al 50%) e valutare che il materiale posto in opera dovrà avere valori del peso in volume alla stato secco pari al 93% del peso di volume secco ottenuto nella Prova Proctor Standard (CNR B.U.69/78). In corso d'opera il peso di volume secco ottenuto dalla sopradetta Prova dovrà essere relativo al materiale posto in opera e prelevato nello stesso punto in cui verrà realizzata la prova di densità.

Qualora il materiale messo in opera, nei punti di esecuzione della densità in sito, presenti caratteristiche omogenee è facoltà della D.L. assume come riferimento una determinata prova Proctor.

Non potranno essere accettati, quali valori di riferimento per la densità in sito, pesi di volume secco riferiti a prove eventualmente realizzate in precedenza sui materiali di cava.

La messa in posto dei materiali avverrà in strati successivi di circa 30/50 cm di spessore e accuratamente costipati.

Per ciò che riguarda il rischio sismico, secondo le disposizioni della nuova classificazione dell'Emilia-Romagna, il sito oggetto di intervento ricade in zona sismica 4, quella a sismicità molto bassa con $ag/g < 0.05$, pertanto, secondo quanto previsto dal D.M. 14/01/2008, l'intervento in oggetto può essere progettato e verificato applicando le sole regole valide per le strutture non soggette all'azione sismica.

In considerazioni di quanto precedentemente esposto, e tenendo conto degli accorgimenti citati si esprime parere favorevole alla fattibilità geologica-tecnica dell'opera in progetto.

Parma, 18.10.2016

Dott. Geol. Annamaria Belardi
F.to