

Adozione C.C. n° 27 del 24.04.2009
Controdeduzioni C.C. n° 67 del 16.12.2010
Approvazione C.C. n° ... del ... 2011

Provincia
di
Parma



Comune
di
Noceto

PSC 2008

*PIANO STRUTTURALE
COMUNALE*

**QUADRO CONOSCITIVO
AMBIENTALE**

SINDACO

Giuseppe Pellegrini

VICE-SINDACO

Lorenzo Ghirarduzzi

UFFICIO URBANISTICA

Michele Siliprandi
Raffaele Pindari
Massimiliano Zucchi
Moreno Trentini
Angelo Zoppi

PROGETTISTI INCARICATI

Redazione strumenti urbanistici

COLLETTIVO DI URBANISTICA

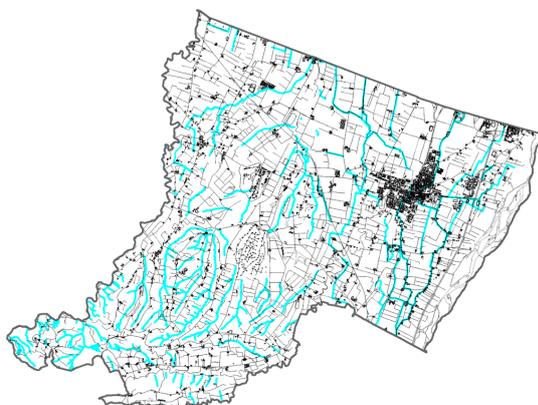
Gianfranco Pagliettini
Luca Pagliettini
Elena Maestri
Daniela Olzi
Matteo Camattini
Mina Rossi

Analisi sistema ambientale

VAS-ValSAT

AMBITER s.r.l.
GiorgioNeri
Davide Gerevini
Claudia Giardinà
Lisa Nevano
Lorenza Costa
Marco Rogna

Relazione geologica e sismica



QCA_R2

Data

Aprile 2011

Comune di Noceto

Provincia di Parma

Comune di Noceto

PIANO STRUTTURALE COMUNALE (P.S.C.)

AMBITER s.r.l.

v. Nicolodi, 5/a 43126 – Parma tel. 0521-942630 fax 0521-942436 www.ambiter.it info@ambiter.it

DIREZIONE TECNICA

dott. geol. Giorgio Neri

A CURA DI

dott. geol. Marco Rogna

CODIFICA

9 9 6 - R G S - 0 3 / 1 1

ELABORATO

DESCRIZIONE

QCA_R2

Relazione geologica e sismica

04							
03	Apr.. 2011	M. Rogna			M. Rogna	G. Neri	Intesa - approvazione
02	Dic. 2010	M. Rogna			M. Rogna	G. Neri	Controdeduzioni
01	mar. 2009	M. Rogna			M. Rogna	G. Neri	Emissione
REV.	DATA	REDAZIONE			VERIFICA	APPROV.	DESCRIZIONE

FILE	RESP. ARCHIVIAZIONE	COMMESSA
996_RGS_rev_03-00.doc	DG	996

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	4
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	6
2.1. ASSETTO GEOLOGICO – STRUTTURALE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO	6
2.2. EVOLUZIONE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO POST-PLIOCENE INFERIORE	11
2.3. STRATIGRAFIA.....	14
2.3.1. <i>Dominio Padano Adriatico</i>	15
2.3.2. <i>Dominio Umbro – Marchigiano – Romagnolo</i>	21
3. GEOMORFOLOGIA	22
3.1. LA PIANURA PEDEMONTANA	22
3.1.1. <i>Il F. Taro</i>	23
3.1.2. <i>Il T. Recchio e il T. Parola</i>	24
3.1.3. <i>Catture fluviali</i>	25
3.1.4. <i>Antichi tracciati fluviali</i>	25
3.2. LA FASCIA COLLINARE	26
3.2.1. <i>Coni di deiezione</i>	27
3.2.2. <i>Calanchi</i>	27
3.2.3. <i>Forme e depositi dovuti al dissesto</i>	29
3.3. ATTIVITÀ GEODINAMICA	32
4. INQUADRAMENTO GEOTECNICO.....	35
4.1. PERICOLOSITÀ AL RITIRO E AL RIGONFIAMENTO DELLE TERRE COESIVE	37
4.1.1. <i>Mineralogia dei depositi prevalentemente argillosi e limosi</i>	38
4.1.2. <i>Active zone</i>	39
4.1.3. <i>Effetti della vegetazione</i>	40
5. AMBIENTE IDRICO SOTTERRANEO	42
5.1. INQUADRAMENTO IDROSTRATIGRAFICO E IDROGEOLOGICO	42
5.1.1. <i>Idrostratigrafia del territorio del Comune di Noceto</i>	43
5.1.2. <i>Architettura del bacino idrogeologico nell'area di studio</i>	45
5.2. COMPORTAMENTO IDRODINAMICO DEGLI ACQUIFERI SUPERFICIALI	46
5.3. VULNERABILITÀ DEGLI ACQUIFERI ALL'INQUINAMENTO	48
5.3.1. <i>Aree di salvaguardia per la tutela delle acque potabili ed emergenze naturali</i>	49
5.3.2. <i>Carta degli indirizzi</i>	49

6.	SISMICITÀ DEL TERRITORIO	50
6.1.	STORIA SISMICA DEL TERRITORIO COMUNALE.....	50
6.2.	CARATTERISTICHE SISMOTETTONICHE	58
6.3.	LA CLASSIFICAZIONE SISMICA.....	59
6.4.	PERICOLOSITÀ SISMICA	60
6.4.1.	<i>Definizione della pericolosità sismica locale.....</i>	<i>62</i>
6.4.2.	<i>Aree potenzialmente soggette ad effetti locali.....</i>	<i>65</i>
6.4.3.	<i>Analisi degli elementi di amplificazione sismica</i>	<i>68</i>
6.4.4.	<i>Categorie del suolo di fondazione.....</i>	<i>70</i>
6.4.5.	<i>Pericolosità nelle zone soggette a dissesti.....</i>	<i>78</i>
7.	FATTIBILITÀ DELLE TRASFORMAZIONI ALL'INSEDIAMENTO	82
7.1.	FATTIBILITÀ SENZA PARTICOLARI LIMITAZIONI	82
7.2.	FATTIBILITÀ CON MODESTE LIMITAZIONI	82
7.3.	FATTIBILITÀ CON CONSISTENTI LIMITAZIONI	83
7.4.	FATTIBILITÀ CON GRAVI LIMITAZIONI	84
7.5.	DISPOSIZIONI GENERALI IN MERITO ALLA SENSIBILITÀ SISMICA DEL TERRITORIO COMUNALE	85

FIGURE

1. Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padano - adriatica (AGIP 1983; modificato)
2. Profilo sismico interpretato (da Di Dio et Al., 1997 Modificato AGIP)
3. Fasi di migrazione della Transizione Scarpata Sottomarina – Piana Bacinale dal Pliocene medio al Pleistocene medio (G. Di Dio 1998)
4. Attività geodinamica
5. Diagramma di Deere con i campi tipici occupati da rocce lapidee o dure, rocce deboli o tenere e terre
6. Specie di alberi e loro classificazione in funzione dei danni provocati alle fondazioni
7. Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola
8. Sezione idrostratigrafica rappresentativa del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola
9. Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1117
10. Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1222

11. Campo macrosismico del terremoto del 10/06/1438
12. Campo macrosismico del terremoto del 15/07/1971
13. Campo macrosismico del terremoto del 09/11/1983
14. Campo macrosismico del terremoto del 07/09/1920
15. Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani
16. Zonizzazione sismogenetica
17. PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni)
18. 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 $U_c < 3,5$
19. Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area di Coduro del Comune di Fidenza
20. Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area centro di Medesano
21. Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area Oratorio del Comune di Fontevivo
22. Spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti
23. Massima distanza dall'epicentro dalle frane innescate dai terremoti in funzione della magnitudo

1. INTRODUZIONE

Lo studio geologico del territorio comunale è mirato a definire le scelte localizzative compatibilmente alle potenzialità ed alla vocazione del territorio e a verificare puntualmente che i diversi processi di urbanizzazione riguardino zone geologicamente idonee, che le variazioni indotte sull'ambiente non costituiscano pericolo per gli stessi insediamenti e che queste non arrechino danni irreversibili alle risorse naturali.

Con la Circolare n° 1288 del 11 febbraio 1983 la Regione ha dettato le modalità di realizzazione dello studio geologico. Per le aree di pianura sono individuati come prioritari gli aspetti idrogeologici e geotecnici. In particolare sono richieste per gli aspetti idrogeologici la determinazione delle caratteristiche dell'acquifero sotterraneo, delle quote e dell'escursione della falda freatica.

Dal punto di vista geotecnico devono essere individuate le limitazioni tipologiche degli interventi, definendo linee generali di tendenza al comportamento geotecnico dei terreni.

Con atto n. 1677/2005 del 24.10.2005 la Giunta regionale ha emanato le prime indicazioni applicative in merito al decreto ministeriale 14 settembre 2005 recante "Norme tecniche per le costruzioni", secondo le quali, in via di prima applicazione, si richiama l'esigenza che le scelte del PSC siano fondate su una adeguata analisi delle caratteristiche sismiche del territorio, attraverso la consolidata prassi seguita per l'elaborazione degli strumenti urbanistici nella Regione Emilia-Romagna a partire dalla L.R. 47/1978.

A tale scopo la circolare evidenzia che il quadro conoscitivo del PSC deve essere dotato di una adeguata relazione geologica di inquadramento del territorio, formata secondo le indicazioni tecniche di cui alla circolare 1288 dell'11 febbraio 1983.

Inoltre, si sottolinea che nei Comuni sismici l'analisi delle caratteristiche sismiche del territorio non può essere limitata alle sole condizioni geomorfologiche, ma va estesa alle condizioni di pericolosità locale degli aspetti fisici del territorio.

Infatti, "oltre agli elementi geomorfologici, gli aspetti fisici del territorio che influiscono sulla pericolosità locale comprendono le caratteristiche geologiche, geotecniche e idrogeologiche che possono determinare effetti di amplificazione del moto sismico, addensamento e liquefazione."

Le previsioni del PSC in merito agli ambiti suscettibili di urbanizzazione e per gli interventi sul territorio urbanizzato devono risultare coerenti con le risultanze del quadro conoscitivo e, di conseguenza, nella Valsat deve essere contenuta un'esplicita valutazione della potenziale ammissibilità degli interventi di trasformazione ipotizzati, per la non presenza di cause escludenti e per la conformità delle previsioni agli eventuali fattori limitanti.

Inoltre, sempre in via di prima applicazione, si richiama l'esigenza che il POC sia corredato dalle analisi di ammissibilità degli interventi pianificati, secondo quanto già richiesto per la relazione geologica – così come previsto dal punto C.3 della Circolare 1288/1983.

Lo studio geologico e sismico che accompagna il Piano Strutturale Comunale (PSC) provvede quindi ad un'attenta ricostruzione dell'assetto geologico, geomorfologico e idrogeologico del territorio comunale, indispensabile per la valutazione della vulnerabilità dell'ambiente idrico sotterraneo e per le prime valutazioni di compatibilità geologico-geotecnica dei nuovi insediamenti.

Il presente studio, in riferimento all'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della L.R. 20/2000 "Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio", in merito a "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica", ha effettuato un'indagine di primo livello del territorio Comunale di Noceto.

Il primo livello è diretto a definire gli scenari di pericolosità sismica locale, cioè ad identificare le parti di territorio suscettibili di effetti locali (amplificazione del segnale sismico, cedimenti, instabilità dei versanti, fenomeni di liquefazione, rotture del terreno, ecc.).

L'individuazione delle aree soggette ad effetti locali si basa su rilievi, osservazioni e valutazioni di tipo geologico e geomorfologico, svolte a scala territoriale, associati a raccolte di informazioni sugli effetti indotti dai terremoti passati. Tale analisi è stata svolta sulla base dei dati disponibili che derivano dalla banca dati geognostici della Regione Emilia Romagna.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'assetto fisico del territorio del Comune di Noceto 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.

2.1. 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. 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 (Fig. 3), 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 svincolati 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 Noceto si colloca tra la zona frontale del Pedeapenninic Thrust Front e il settore interno dell'External Thrust Front, ricalcando da nord a sud il bacino minore o satellite. Nelle Tavv. QCA_1 e QCA_4 sono rappresentate le proiezioni in superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti: le proiezioni dei sovrascorrimenti sepolti comprese tra il centro abitato di Ponte Taro e il capoluogo comunale appartengono all'External Thrust Front, mentre la proiezione nel settore sud-ovest del territorio comunale (località di riferimento Cella) è relativa al Pedeapenninic Thrust Front.

¹ L'avanfossa (Dennis 1967) antistante al sistema progradante della falde tettoniche di ricoprimento appenniniche.

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). 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. 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.

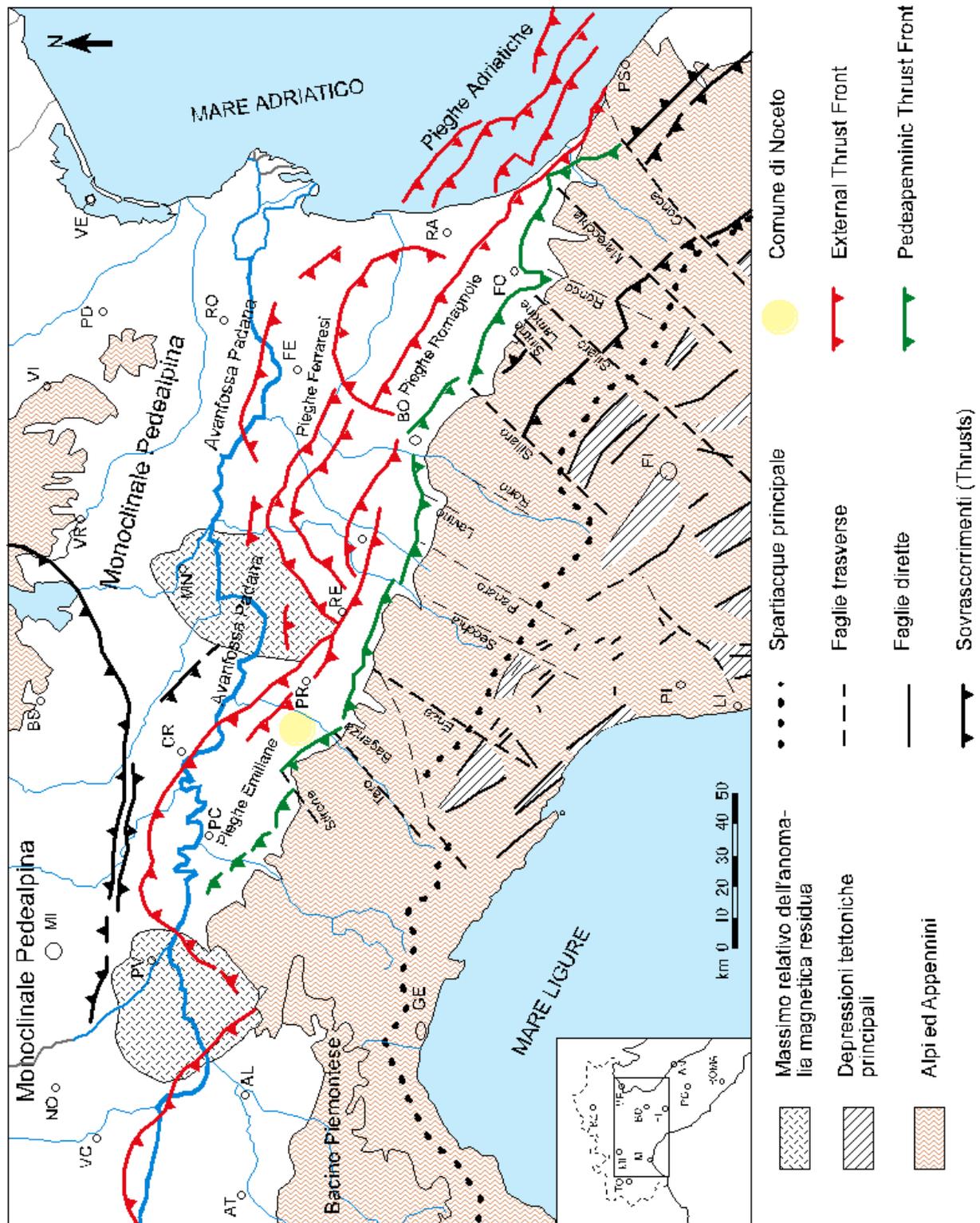


Figura 1: Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padana - adriatica (AGIP 1983; modificato).

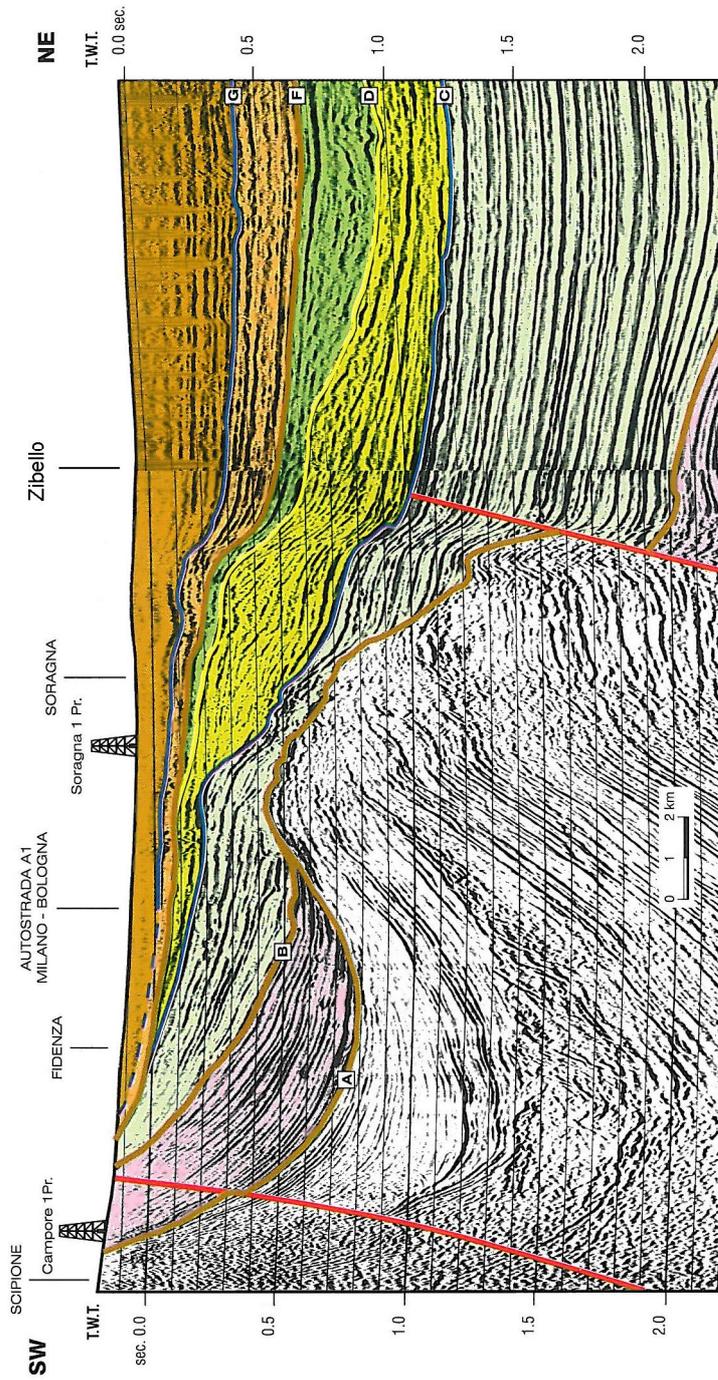


Figura 2: Profilo sismico interpretato (da Di Dio et Al., 1997 Modificato AGIP).

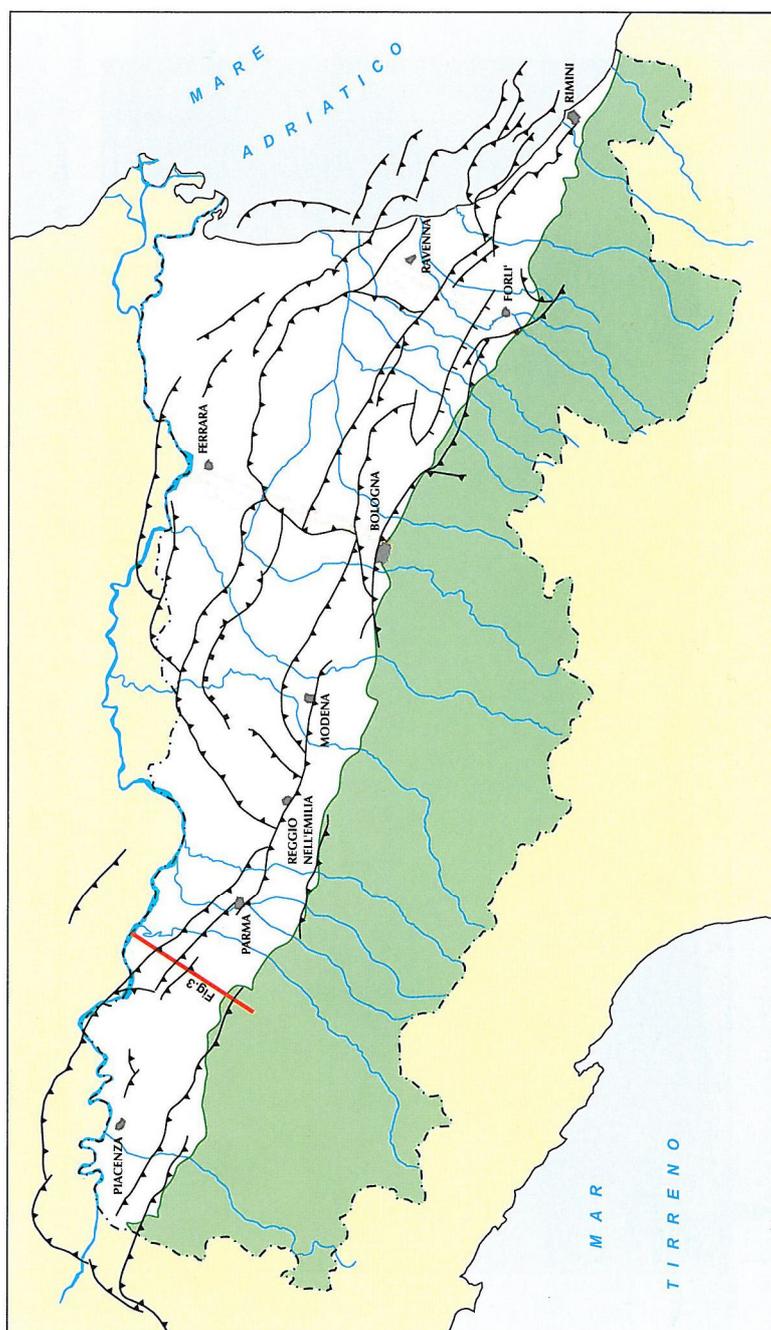


Figura 3: Fasi di migrazione della Transizione Scarpata Sottomarina – Piana Bacinale dal Pliocene medio al Pleistocene medio (G. Di Dio 1998)

2.2. Evoluzione del margine meridionale del bacino perisuturale padano post-pliocene inferiore

Nel sottosuolo dell'Emilia-Romagna, il riempimento del bacino marino ed il passaggio alla sedimentazione continentale non avvengono in maniera continua e progressiva, ma sono il risultato di

eventi tettonico-sedimentari "parossistici", separati nel tempo da periodi di forte subsidenza bacinale e movimenti ridotti delle strutture compressive.

Nelle fasi di attività tettonica si hanno i seguenti effetti:

- sollevamenti regionali che coinvolgono principalmente le zone del margine meridionale del bacino peri-suturale padano sul quale ricade il territorio comunale di Noceto;
- la modificazione delle geometrie del bacino e delle condizioni di sedimentazione;
- la segmentazione della zona di margine bacinale per mezzo di faglie e superfici di scorrimento;
- la formazione di superfici di erosione, con estensione regionale, sui margini del bacino e sulle strutture sepolte;
- la migrazione della Zona di Transizione Scarpata sottomarina - Piana Bacinale (TSB)² e conseguentemente quella del depocentro bacinale.

Nell'intervallo di tempo tra un evento tettonico di sollevamento regionale e quello successivo si assistono invece ad importanti fenomeni di subsidenza con notevole sviluppo della sedimentazione, soprattutto per progradazione dei prismi di accrezione, in corrispondenza dei margini del bacino perisuturale padano verso il suo interno.

La complessa evoluzione del Bacino Perisuturale Padano, nelle età che vanno dal Pliocene inferiore all'attuale, può essere riassunta in sette fasi salienti (Di Dio et. al. 1998) rappresentate graficamente nelle Figg. 2 e 3.

1. Zancleano superiore – Piacenziano inferiore (da -3,9 a -3,6 - 3,3 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca un'importantissima regressione forzata nell'area piemontese sud-orientale e la rapida progradazione della Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB1 v. Fig. 3) fin sul fronte dell'allineamento strutturale Rivergaro - Salsomaggiore, lasciando alle spalle (Provincia di Piacenza e Pavia) un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea A, Fig. 2). In Provincia di Parma si assiste invece alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti nel settore meridionale del comune di Noceto.
2. Piacenziano – Gelasiano inferiore (da -3,6 - 3,3 a -2,4 Ma). Subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione e un ampliamento delle aree deposizionali sulla superficie di erosione, formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea A, Fig. 2). Depositi deltizi e costieri, di provenienza appenninica, si sviluppano sulla superficie di discontinuità originando il Supersistema del Pliocene medio-superiore affiorante nel territorio di

² La TSB è definita in sismica come il punto in cui i riflettori clinoforimi della scarpata sottomarina si raccordano alla base con i riflettori piano-paralleli della piana bacinale. Generalmente corrisponde con il margine del bacino.

Piacenza Provincia. In Provincia di Parma si assiste ancora alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti nel settore meridionale del comune di Noceto.

3. Gelasiano inferiore – Pleistocene inferiore (da -2,4 a -1,7 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca un'importante regressione forzata nell'area emiliana. La Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB2 v. Fig. 3) prograda rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale Cortemaggiore - Fontevivo - Reggio Emilia - Modena - Somaglia – Castrocaro (attuale External Thrust Front - ETF), lasciando alle spalle un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea B, Fig. 2). In Comune di Noceto si chiude la sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano attraverso la suddetta superficie subaerea (linea B) per poi iniziare con contatto basale netto e discordante la sedimentazione dell'Alloformazione del T. Stirone.
4. Pleistocene inferiore – Pleistocene medio (da -1,7 a -0,9 Ma). Subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione e un ampliamento delle aree deposizionali sulla superficie di erosione formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea B, fig. 2). Depositi fluvio-deltizi, marino-marginali e di piattaforma, di provenienza appenninica, danno origine all'Alloformazione del T. Stirone e all'Alloformazione di Costamezzana. La superficie erosiva di separazione (contatto netto e discordante) tra le suddette alloformazioni è contrassegnata da una ridotta fase sintettonica risalente a circa 1 Ma fa.
5. Pleistocene medio (da -0,9 a -0,8 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca la più importante regressione forzata del margine padano. La Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB2 v. Fig. 3) prograda rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale noto come "Dorsale Ferrarese", lasciando alle spalle un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea C, fig. 2). Depositi grossolani di fronte deltizio e costieri danno origine al Sintema del Quaternario Marino 3.
6. Pleistocene medio (da -0,80 a -0,45 Ma). Forte subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione sedimentaria nell'area di pianura attuale, e la contemporanea trasgressione della superficie di erosione formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea C, fig. 3.). Depositi di piana alluvionale e conoide distale, di alimentazione appenninica, corrispondenti a questa fase, affiorano in modo discontinuo in Emilia, tra i torrenti Arda e Panaro (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore). Verso la fine di questo periodo si verifica un evento minore di sollevamento delle strutture compressive appenniniche; esso è registrato in affioramento da una superficie di discontinuità erosiva (linea E, fig. 3), che, solitamente, separa i depositi di piana alluvionale e conoide distale, citati in precedenza, dai

depositi di conoide prossimale sovrastanti. Tale superficie, tracciata in sismica, risulta particolarmente evidente in corrispondenza dei principali fronti strutturali sepolti.

7. Pleistocene medio - attuale (da -0,45 all'attuale). Prosegue la forte subsidenza bacinale e la quiescenza tettonica relativa dello stadio evolutivo precedente. Nell'intervallo tra circa 200.000 e circa 100.000 anni fa, l'ampliamento delle aree deposizionali raggiunge la massima espansione sulle superfici di erosione del Margine (linea E, fig. 2). Depositi di conoide alluvionale, appartenenti a questa fase, affiorano in modo continuo lungo tutto il Margine Appenninico (Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore); depositi di piana alluvionale, deltizi e costieri, coevi dei precedenti, aggradano nelle aree di pianura attuali. Successivamente, in corrispondenza delle strutture del Margine, si verificano sollevamenti tettonici minori con spostamenti significativi verso valle delle cerniere strutturali che causano la fine della trasgressione e l'inizio del terrazzamento alluvionale.

2.3. Stratigrafia

I depositi affioranti nell'area in esame sono stati suddivisi dal Servizio Geologico Regionale in due Domini noti come:

- Dominio Padano Adriatico: si tratta di quella serie di unità cosiddette "Neoautoctoni", ovvero sedimentati posteriormente alle principali fasi orogenetiche dell'Appennino Settentrionale; hanno carattere regressivo, con sabbie e peliti torbiditiche alla base, seguite da un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, ricoperto al tetto da depositi continentali; nei profili sismici si riconosce una sola direzione di progradazione nordest-vergente, originata dai sistemi deltizi ad alimentazione appenninica;
- Dominio Umbro – Marchigiano – Romagnolo: si tratta di unità autoctone, situate alla base della catena appenninica, che caratterizzano il margine settentrionale dell'appenninico settentrionale tra il T. Stirone e il F. Taro, raggruppate con il nome di Unità Tettonica di Salsomaggiore.

Il Dominio Umbro – Marchigiano – Romagnolo rappresentato nell'area in esame dall'Unità Tettonica di Salsomaggiore si è strutturato durante il secondo ciclo di orogenesi appenninica conosciuto come "Fase Toscana" (ABBATE E. SAGRI M. 1991). Tale ciclo si sviluppò per tutto il Miocene e comprese gli eventi geodinamici relativi alla messa in posto quasi definitiva delle unità oggi affioranti nella fascia appenninica.

Posteriormente alla giustapposizione durante la "Fase Toscana" della suddetta unità autoctona, sul fronte del margine appenninico e in tutto il bacino padano antistante sedimentarono, a partire dalla fine del miocene, le successioni del "Neoautoctono" (Dominio Padano Adriatico).

2.3.1. Dominio Padano Adriatico

Le unità stratigrafiche del Dominio Padano Adriatico descritte nel presente studio rientrano nella classe delle Sequenze Deposizionali sensu Mitchum et Al. (1977). Dal punto di vista gerarchico si distinguono 2 Sequenze Principali (Supersintemi, secondo la terminologia delle U.B.S.U.) denominate come segue:

- Supersistema del Quaternario Marino, costituito da depositi di ambiente marino;
- Supersistema Emiliano-Romagnolo, costituita da depositi di ambiente continentale.

Il Supersistema del Quaternario Marino può essere ulteriormente suddiviso in 3 cicli progradazionali (dal più antico al più recente):

- Alloformazione del Torrente Stirone (Qm1) – (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore);
- Alloformazione di Costamezzana (Qm2) - (Pleistocene inferiore – medio);
- Allomembro del Quaternario Marino 3 (Qm3) - (Pleistocene medio).

Il Supersistema dell'Emiliano Romagnolo può essere ulteriormente suddiviso in 2 sistemi principali (dal più antico al più recente):

- Sistema Emiliano Romagnolo inferiore - (Pleistocene medio);
- Sistema Emiliano Romagnolo superiore - (Pleistocene medio - Olocene).

Più antico e situato in posizione inferiore dell'Supersistema del Quaternario Marino sono presenti anche la Formazione delle Argille di Lugagnano e la Formazione a Colombacci.

2.3.1.1. *Supersistema (o Allogruppo) Emiliano Romagnolo*

Unità costituita da terreni continentali alluvionali, depositi al di sopra di una superficie di discontinuità regionale.

ALLOFORMAZIONE EMILIANO ROMAGNOLA SUPERIORE (AES)

Unità alluvionale prevalentemente grossolana, di età Pleistocene medio - Olocene: è costituita nell'area in esame da depositi alluvionali intravallivi terrazzati. Il limite di tetto è rappresentato dalla superficie topografica, mentre il contatto di base è netto e discordante sull'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore e su tutte le altre unità.

Nell'area in esame l'Alloformazione emiliano-romagnola superiore è rappresentata dagli allo membri di seguito descritti.

1. **Allomembro di Ravenna AES8** (Pleistocene superiore - Olocene; post circa 20.000 anni B.P.).
Lo spessore massimo dell'unità è 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, sugli altri allomembri e sulle unità più antiche. Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica è distinta, all'interno dell'Allomembro di Ravenna, l'Unità di Modena e l'unità Idice.
 - Unità Idice (Intervallo temporale compreso tra i 20 - 18.000 e i 1.500 anni fa). Nelle zone di conoide alluvionale è costituito da depositi prevalentemente ghiaiosi, strutturati in spessi corpi a geometria cuneiforme e organizzati in cicli elementari a base grossolana e tetto fine, mentre nelle zone d'interconoide è costituito principalmente da alluvioni sabbiose e limo-argillose solcate localmente da canali di ghiaie. Nei bacini vallivi dell'area collinare l'Allomembro di Ravenna è costituito da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati con copertura discontinua di limi argillosi.
 - 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.
2. **Allomembro di Villa Verucchio (AES7)**. L'allomembro è suddiviso, su base morfologica e pedostratigrafica, in due unità allostratigrafiche (o sequenze deposizionali) di spessore variabile da alcuni metri ad alcune decine di metri. Lo spessore massimo dell'Allomembro di Villa Verucchio è inferiore a 30 m. Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale relitta corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è erosivo e discordante sugli altri allomembri e sulle unità più antiche:
 - Unità di Vignola AES7b (Pleistocene superiore): Nelle aree di conoide alluvionale e nei bacini intravallivi terrazzati della rete idrografica principale (F. Taro, T. Parola e T. Recchio) la successione stratigrafica è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, localmente con copertura discontinua di limi argillosi. Nelle zone intravallive e di pianura antistanti del reticolo idrografico secondario la successione stratigrafica è costituita da limi e limi sabbiosi con intercalazioni di ghiaie e sabbie. Lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m. Il profilo di alterazione presenta uno spessore fino ad 1.5 - 2 m ed è di tipo A/B(t)/BC(k)/C.
 - Unità di Niviano AES7a (Pleistocene superiore): Nelle aree di conoide alluvionale e nei bacini intravallivi terrazzati la successione stratigrafica è costituita da ghiaie sabbiose,

sabbie e limi stratificati. Lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 metri. Il profilo di alterazione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 4-5 m di profondità ed è di tipo (A)/Bt/Btg/BC/Ck sulle litofacies grossolane e di tipo A/Bw/Bkss sulle litofacies fini. L'unità presenta una copertura fine, composita e discontinua, di spessore fino a 2 m, costituita da limi e limi argillosi giallastri; il profilo di alterazione è molto evoluto e di tipo A/Bw/Btc/Bg.

3. **Allomembro di Agazzano (AES3)** (Pleistocene medio). Nelle zone di conoide alluvionale e nei bacini intravallivi terrazzati la successione stratigrafica è costituita da ghiaie e ghiaie sabbioso-argillose prevalenti. Nelle zone d'interconoide la successione stratigrafica è costituita da sabbie e limi argillosi, con subordinati livelli di ghiaie, localmente stratificati. I depositi intravallivi sono generalmente costituiti da un intervallo basale con ghiaie prevalenti, sovrastato da un intervallo fine, limoso-argilloso. I depositi di conoide ghiaiosa, distali, invece, presentano comunemente un livello fine di spessore metrico alla base dell'unità. Spessore variabile da alcuni metri a 30 metri (nel sottosuolo della pianura). Nelle aree intravallive, in sinistra idraulica del Fiume Taro, si distinguono due depositi terrazzati separati da una scarpata erosiva di altezza decametrica. Il profilo di alterazione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 6-7 m di profondità ed è di tipo Bt/Btc/BC/Ck/C sulle litofacies grossolane e di tipo A/Bw/Bkss oppure A/E/Bt/Btc/Btb/Btcb/Btb/Btcb sulle litofacies fini. Alla sommità dell'intervallo fine delle aree terrazzate si rinvenivano manufatti del Paleolitico medio. Il contatto di base è erosivo e discordante sulle unità più antiche.
4. **Allomembro di Maiatico AES2** (Pleistocene medio). Nei bacini intravallivi terrazzati l'unità è costituita da cicli positivi plurimetri, stratigraficamente giustapposti, formati da un intervallo basale grossolano a ghiaie clasto-sostenute, con matrice sabbioso-limosa, e da un intervallo superiore prevalentemente fine, massivo, di colore grigiastro, giallognolo all'alterazione, con intercalate localmente sabbie e ghiaie di spessore massimo pari a 2 metri. Nelle zone di conoide alluvionale i cicli positivi si trasformano gradualmente in cicli negativi che si sovrappongono stratigraficamente e nei quali l'intervallo basale argilloso-limoso e quello sovrastante ghiaioso mostrano una debole o assente alterazione pedogenetica. Lo spessore di questo allomembro è variabile da alcuni metri a circa 35 m nel sottosuolo della pianura. Il profilo di alterazione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 7-8 m di profondità ed è di tipo Bt/Btc/BC/Ck/C sulle litofacies grossolane e di tipo A/Bw/Bkss oppure A/E/Bt/Btc/Btb/Btcb/Btb/Btcb sulle litofacies fini. In sinistra idraulica del Fiume Taro il contatto di base è generalmente erosivo e discordante sulle unità più antiche, mentre nel sottosuolo in destra Taro diventa continuo e concordante sull'Allomembro di Monterlinzana. In sinistra e destra idraulica del Fiume Taro, in posizione intravalliva, si distinguono, su base morfo – pedostratigrafica, due unità:
 - Unità di Fico Rosso **AES2b**: nei bacini intravallivi terrazzati, separati mediante una scarpata fluviale di altezza decametrica dai depositi dell'unità di Miano (AES2a), la litologia prevalente

è composta da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, con copertura di limi argillosi; lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m;

- Unità di Miano AES2a: nei bacini intravallivi terrazzati, separati mediante una scarpata fluviale di altezza decametrica dai depositi dall'Allomembro di Monterlinzana (AES1) la litologia prevalente è composta da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, con copertura di limi argillosi; lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m.

5. **Allomembro di Monterlinzana AES1 (Pleistocene medio).** Nei bacini intravallivi terrazzati l'unità è costituita da un intervallo basale grossolano a ghiaie clasto-sostenute, con matrice sabbioso-limosa, e da un intervallo superiore prevalentemente fine, massivo, di colore grigiastro, giallognolo all'alterazione, con intercalate localmente sabbie e ghiaie di spessore massimo pari a 2 metri. Nei depositi di interconoide l'unità è costituita da sabbie e limi argillosi, con subordinati livelli di ghiaie, localmente stratificati. Lo spessore dei depositi intravallivi, terrazzati, non supera i 20 metri; nel sottosuolo della pianura alluvionale, i depositi coevi di conoide alluvionale ghiaiosa raggiungono spessori di 35 metri. Il profilo di alterazione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 7-8 m di profondità ed è di tipo Bt/Btc/BC/Ck/C sulle litofacies grossolane e di tipo A/Bw/Bkss oppure A/E/Bt/Btc/Btb/Btcb/Btb/Btcb sulle litofacies fini. Il contatto di base è generalmente erosivo e discordante sulle unità più antiche.

ALLOFORMAZIONE EMILIANO ROMAGNOLA INFERIORE (AEI)

Unità alluvionale di piana alluvionale e localmente di conoide alluvionale distale del Pleistocene inferiore – Pleistocene medio. Tale unità è costituita da limi e limi argillosi prevalenti di colore grigio-azzurro, talora con screziature giallo-ocree di ossidazione, con intercalazioni ghiaiose le quali, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali (Taro) possono diventare predominanti.

Sono frequenti i livelli ricchi in sostanza organica (prevalentemente frustoli carboniosi) e con presenza di gasteropodi continentali: depositi.

Lo spessore complessivo varia da 0 a 60 m circa. Il contatto di base è netto e discordante, talora erosivo, sull'Allogruppo Quaternario Marino.

2.3.1.2. ALLOGRUPPO QUATERNARIO MARINO

Unità costituita da terreni paralic e marini, deposti al di sopra di una superficie di discontinuità regionale, cartografata in affioramento e nel sottosuolo (linea B, Fig. 2). Verso la pianura, la superficie di discontinuità basale passa alla corrispondente superficie di continuità e, pertanto, non si potrà parlare più, per definizione, di Allogruppo Quaternario Marino, ma di Sequenza Deposizionale (sensu

MITCHUM et al., 1977) del Quaternario Marino. Nell'area in esame lo spessore massimo dell'Allogruppo Quaternario Marino è di circa 1600 m.

L'unità è suddivisa nelle due allo formazioni di seguito descritte.

SINTEMA DEL QUATERNARIO MARINO 3

Il Sintema del Quaternario Marino 3 non è affiorante nel territorio comunale, ma si sviluppa nel sottosuolo individuato dai profili stratigrafici dei pozzi idrici e dei sondaggi eseguiti dal Servizio geologico della regione Emilia Romagna.

È rappresentato da un prisma sedimentario costiero con tendenza regressiva e progradante verso nord, nord-ovest. Si tratta di limi sabbiosi in strati spessi e molto spessi con intercalazioni sabbiose, d'ambiente litorale; in subordine da ghiaie solitamente alterate, in corpi discontinui a geometria lenticolare, d'ambiente deltizio con locale sviluppo di livelli torbosi e da limi argillosi d'ambiente lagunare.

ALLOFORMAZIONE DI COSTAMEZZANA CMZ (Pleistocene inferiore)

E' costituita grossolanamente da 3 associazioni di facies, sovrapposte ciclicamente e giustapposte, che individuano, nel complesso, un prisma sedimentario costiero con tendenza regressiva e progradante verso nord, nord-ovest.

- Sabbie e ghiaie argillose in strati spessi, frequentemente gradati e amalgamati, con intercalati livelli argillosi sottili, discontinui, biancastri, sterili, alternate a banconi argilloso-limosi con livelli ricchi in resti vegetali lignitizzati: depositi prossimali di delta-conoide.
- Sabbie medio-fini in strati sottili e medi con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky, intercalate a limi argillosi verdi, debolmente bioturbati, contenenti talora macrofaune oligotipiche: depositi lagunari.
- Sabbie, sabbie ghiaiose e subordinatamente ghiaie ciottolose in strati massivi o con una gradazione diretta poco sviluppata e comunque sovente mascherata dalle frequenti amalgamazioni tra strati successivi che possono inglobare clasti pelitici di dimensioni anche metriche. Frequenti anche la stratificazione obliqua a grande scala e le laminazioni trattive. La matrice delle ghiaie è costituita sempre da sabbia medio grossolana: depositi di delta-conoide ad alta energia fluviale e marina.

Lo spessore complessivo varia da 0 a 400 m circa. Il contatto di base è erosivo o netto e discordante sulle unità più antiche.

ALLOFORMAZIONE DEL TORRENTE STIRONE ATS (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore)

Unità costituita da depositi paralici e marini che si compone di due litofacies in parte eteropiche. Il limite basale è netto e discordante sulle unità più antiche. Spesso, in affioramento sul margine appenninico e in corrispondenza degli alti strutturali sepolti, il limite basale è marcato dalla presenza di un livello calcarenitico di spessore plurimetrico (“crostone fossilifero” nei Profili al mille dei pozzi AGIP). Lo spessore di questa alloformazione varia da poche decine a circa 1.200 metri.

- ATsb è una litofacies prevalentemente sabbiosa, localmente associata a ghiaie e peliti fossilifere. Le sabbie sono organizzate in corpi plurimetrici, di notevole estensione laterale, costituiti da strati sabbiosi, gradati e amalgamati e da strati sabbiosi con laminazione piano parallela e hummocky. Sono comuni i livelli ricchi di resti conchigliari. Talora si incontrano corpi ghiaioso-sabbiosi con tessitura ben selezionata, che mostrano strutture di embriciatura e laminazione obliqua. Questi corpi sono intercalati da livelli pelitici o sabbioso pelitici di spessore decametrico: depositi paralici e di fronte deltizio. A ovest del torrente Recchio il tetto di questa litofacies è costituito da depositi caotici, con matrice sabbioso-argillosa, inglobanti blocchi di calcarenite fossilifera. Lo spessore massimo della litofacies b è di diverse decine di metri.
- ATsa è una litofacies prevalentemente fine, costituita da peliti sovente bioturbate e con presenza di fossili marini. Si intercalano strati sottili di sabbie fini, gradati, talvolta con detrito conchigliare alla base e con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky. Eccezionalmente, intercalati alle peliti, si possono rinvenire livelli con ghiaie e ciottoli in matrice pelitica: depositi di prodelta, piattaforma e scarpata sottomarina.

2.3.1.3. ARGILLE DI LUGAGNANO (o ARGILLE AZZURRE) LUG

Formazione del *Pliocene inf.-medio* costituita da argille marnose compatte grigio-azzurre, a frattura concoide, con rari livelli sabbioso-siltosi nella porzione basale della formazione e siltosi in quella superiore. Contenuto paleontologico sempre molto abbondante sia in micro- che in macrofossili (foraminiferi per lo più planctonici, subordinati lamellibranchi, gasteropodi, pteropodi, eccezionalmente resti di mammiferi sia marini che terrestri). Abbondanti anche resti di frammenti vegetali lignitizzati e livelli ad intensa bioturbazione.

Stratificazione mal distinguibile, marcata, solo in condizioni di roccia bagnata, da bande di colore chiare e scure, ben visibili in osservazioni panoramiche. Potenza massima in affioramento di circa 800 m.

2.3.1.4. FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Unità continentale del *Messiniano* prevalentemente arenitica, ad evoluzione trasgressiva, suddivisa in sottounità delle quali nell'area in esame affiora unicamente la litofacies conglomeratica. Potenza massima 90 m circa. Contatto discordante sulla successione epiligure e sulle unità liguri.

- litofacies pelitica FCO3: Argille grigie a stratificazione sottile (subvarvate) con fitte alternanze di sottili letti siltosi con strutture da ripples e più rari livelli arenitici lenticolari. Le argille contengono abbondanti faune ipoaline, resti vegetali lignitizzati e impronte di foglie. Al tetto è spesso presente un caratteristico strato argilloso, localmente argilloso-sabbioso, di colore variabile dal nero al verde scuro, e di spessore variabile da pochi cm a circa 150 cm, ricco in sostanza organica e resti vegetali, a luoghi intensamente bioturbato, localmente ricco in concrezioni calcaree e raramente con ciottoli alla base. Spessore massimo 70 m. Passano lateralmente a FCO2.
- litofacies arenitica FCO2: Sabbie ed arenarie medie poco cementate giallastre, a laminazione incrociata a basso angolo o a laminazione piano-parallela poco evidente. Rari livelli argillosi sottili e discontinui e ciottoli molli d'argilla. Sono presenti localmente piccoli canali ghiaiosi. Abbondanti resti vegetali lignitizzati anche ben conservati e meno comuni molluschi ipoalini. Spessore massimo 55 m. Contatto parzialmente eteropico su FCO1.
- litofacies conglomeratica FCO1: Paraconglomerati poligenici grossolani gradati, a matrice sabbiosa, spesso poco cementati e poco organizzati, in corpi canalizzati. Clasti ben arrotondati provenienti da unità liguri e dalla successione epiligure, spesso dalla formazione di Contignaco. Verso l'alto locali intercalazioni di areniti da grossolane a fini in strati da medi a spessi, a geometria lenticolare. Spessore variabile da pochi metri a 60 m circa. Passaggio graduale rapido a FCO2.

2.3.2. Dominio Umbro – Marchigiano – Romagnolo

Le unità del Dominio Umbro – Marchigiano – Romagnolo sono rappresentate nell'area in esame dall'unità tettonica di Salsomaggiore.

2.3.2.1. FORMAZIONE DEL T. GHIARA (FGH)

Peliti marnose grigie a stratificazione indistinta, con sottili livelli siltosi e più raramente arenitici fini. Abbondante contenuto microfossilifero. Potenza parziale massima 900 m. (*Langhiano-Serravalliano inf.*)

3. GEOMORFOLOGIA

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 che borda il margine morfologico dell'appennino settentrionale (fascia collinare), estendendosi in direzione Nord fino alla Via Emilia, compresa ad ovest dal T. Parola e ad est dal Fiume Taro ed attraversata in senso meridiano dal T. Recchio.

Il limite morfologico tra la pianura pedemontana e la fascia collinare è definito da un netto salto di pendenza (orlo di terrazzo fluviale) con scarpate di parecchi metri modellate dalla dinamica fluviale; il limite si presenta molto frastagliato in relazione alle depressioni vallive dei corsi d'acqua minori.

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.

3.1. La pianura pedemontana

La pianura pedemontana, nell'ambito geografico in esame, è costituita dalla coalescenza dei sistemi di conoide alluvionale del F. Taro, e di rango inferiore del T. Recchio e del T. Parola. Il paesaggio, nel suo complesso, è contraddistinto dai seguenti aspetti:

- il F. Taro mostra un andamento tipicamente rettilineo mentre il T. Recchio e il T. Parola con andamento molto sinuoso, talora meandriforme, scorrono nelle aree topograficamente inferiori; nella zona nord al limite con la fascia collinare sono impostati in ampie depressioni vallive le quali procedendo verso valle si riducono a contenute incisioni nel piano campagna;
- le zone perifluviali comprese tra i suddetti corsi d'acqua sono caratterizzate da vari ordini di terrazzi fluviali impostati a quote gradualmente superiori, esprimendo un'età di formazione progressivamente più antica;

- le superfici di tali terrazzi fluviali sono generalmente sub-pianeggianti con deboli ondulazioni a seguito delle incisioni prodotte dalla rete idrica secondaria, e digradano leggermente verso N-NE con pendenze medie pari a 0,5 – 1,0%;
- le superfici di terrazzo, verso il lato fiume, sono interrotte lateralmente da scarpate di alcuni metri (orli di terrazzi fluviali) o da sensibili aumenti di pendenza; verso monte gli orli di terrazzo affiorano con sufficiente continuità, mantenendo un andamento circa parallelo all'asta fluviale, mentre verso la pianura a crescita verticale si riducono progressivamente fino a dileguarsi completamente;
- la rete idrica secondaria (Rio Grande, Rio Borghetto, Rio Malatacco, ecc.) interessa le zone perfluviali comprese tra i corsi d'acqua principali (F. Taro, T. Rovacchia e T. Parola) e scorre nelle aree topograficamente inferiori generando deboli ondulazioni alle superfici del piano campagna.

Le caratteristiche stratigrafico - sedimentologiche della pianura pedemontana sono tipiche dei corsi d'acqua con le seguenti qualità specifiche: medio - alto trasporto solido totale; medio - alto rapporto tra trasporto solido al fondo e trasporto solido totale, granulometria grossolana, medio - bassa sinuosità; medio - alto rapporto tra larghezza e profondità del talweg; medio – alta pendenza del talweg.

Gli attuali corsi d'acqua principali, F. Taro, T. Rovacchia e T. Parola, allo stato attuale non presentano le suddette caratteristiche, perché dal Pleistocene superiore, durante le glaciazioni, ai giorni nostri hanno subito una generale perdita di competenza.

In passato essi, per effetto delle condizioni climatiche glaciali e quindi più umide con abbondanti precipitazioni, presentavano alvei più grandi con maggiore energia.

Nell'Olocene invece, a seguito del miglioramento climatico l'attività dei corsi d'acqua è progressivamente scemata, determinando l'evoluzione dell'alveo fluviale verso forme maggiormente in equilibrio con la cadente morfologica e la natura dei sedimenti affioranti.

3.1.1. Il F. Taro

Il F. Taro nel tratto individuato nella Tav.A.2 possiede una configurazione di drenaggio tipo "wandering". Si tratta di un alveo fluviale inciso nel materasso ciottoloso caratterizzato da un unico canale principale attivo con barre laterali alternate, che sovente presentano una forma a semi-losanga più o meno allungata.

Le barre e i canali rappresentano delle unità morfologicamente distinte che interagiscono tra loro; le barre si accrescono a scapito dei canali attivi, i quali a loro volta tendono a mantenere la sezione costante e, quindi, ad erodere le barre stesse.

Le barre fluviali presentano inoltre sponde ben definite e solo di rado, a parte quelle topograficamente più basse, sono sommerse dalle piene. Sulle barre più grandi, che costituiscono vere e proprie isole, è presente in genere una fitta copertura vegetale, costituita da essenze arboree, arbustive ed erbacee,

che conferisce alle stesse una maggiore stabilità e resistenza all'erosione garantendo, contemporaneamente, una maggiore conservazione.

In alcuni tratti, affiancato al canale principale è presente un canale secondario, generalmente aderente ad una delle due sponde, con dimensioni variabili, fino ad un massimo pari alla grandezza di quello principale. Tale canale secondario è solitamente generato in concomitanza di piene di una certa entità, per taglio delle barre laterali longitudinali (per questo si definisce canale di taglio).

Il canale di taglio a seguito delle piene successive può occludersi ed essere definitivamente abbandonato, oppure allargarsi fino a diventare egli stesso il canale principale.

Le sponde dell'alveo inciso hanno un andamento generale pressappoco parallelo e rettilineo.

Durante le piene fluviali l'alveo ciottoloso è completamente o quasi sommerso dalle acque, le quali esercitano una debole azione erosiva capace, ad ogni evento, di modificare parzialmente la geometria delle barre e dei canali.

In questo tratto fluviale, il F. Taro è contraddistinto da un assetto in equilibrio precario ed è sufficiente che avvengano piccole variazioni dei parametri idraulici e geomorfologici, perché il corso d'acqua cambi spontaneamente il suo tracciato e la sua configurazione di drenaggio.

3.1.2. Il T. Recchio e il T. Parola

Il T. Recchio e il T. Parola, contrariamente al F. Taro presentano una configurazione di drenaggio a canale singolo molto sinuoso, talora meandriforme, incassato nelle alluvioni antiche della pianura pedemontana.

Tali corsi d'acqua presentano dei tracciati non in equilibrio con l'attuale cadente morfologica e la natura litologica del substrato, i quali dovrebbero, invece, essere di tipo "braided" o "wandering".

L'attuale configurazione di drenaggio è stata invece acquisita durante il Pleistocene, quando il T. Recchio e il T. Parola dovevano possedere, in relazione ad un clima tipicamente freddo umido (periodo delle glaciazioni), le seguenti qualità specifiche: medio - basso trasporto solido totale; medio - basso rapporto tra trasporto solido al fondo e trasporto solido totale, granulometria medio - fine, medio - basso rapporto tra larghezza e profondità del talweg; medio - bassa pendenza del talweg.

L'attività geodinamica, manifestatasi negli ultimi millenni, e il miglioramento delle condizioni climatiche hanno profondamente condizionato l'assetto e la competenza dei corsi d'acqua. In particolare l'attività geodinamica ha determinato un generalizzato sollevamento della fascia collinare e della pianura pedemontana a sud della via Emilia, comportando un aumento della cadente morfologica, mentre le variazioni climatiche hanno indotto un decremento delle portate e delle frequenze delle piene, riducendo conseguentemente la competenza dei corsi d'acqua.

Gli effetti combinati dei due fattori morfoevolutivi, da un lato hanno consentito l'approfondimento dell'alveo nel materasso alluvionale antico, mentre dall'altro lato hanno impedito al T. Recchio e al T. Parola, in relazione alla perdita del potere erosivo e deposizionale, di modificare la loro conformazione di drenaggio.

In altri termini i due corsi d'acqua presentano allo stato attuale un tracciato relitto costituitosi in un precedente periodo geologico.

3.1.3. Catture fluviali

Gli effetti dell'approfondimento della rete idrica principale si sono riflessi anche su quella secondaria comportando nell'ambito del territorio comunale a due fenomeni di cattura fluviale:

- il Rio Gandiolo versa direttamente le proprie acque nel F. Taro all'altezza della località Borghetto (settore sud-est del territorio comunale); in corrispondenza della località Casa Bruciata, a circa un chilometro a monte dalla confluenza nel Taro, il Rio Gandiolo forma una curva di 90°, decentrata rispetto all'originaria incisione valliva diretta verso il T. Recchia; nell'incisione valliva relitta scorre attualmente un tributario del Rio Gandiolo;
- il Rio Fugarola versa direttamente le proprie acque nel Rio Borghetto all'altezza della località Casa Rabaglia formando una curva di 90°, decentrata rispetto all'originaria ondulazione della pianura pedemontana presente sull'allineamento Casa Rabaglia – Stazione Borghetto; nell'ondulazione del profilo topografico è stata perfettamente adattata dagli agrimensori la rete di scolo fondiaria.

3.1.4. Antichi tracciati fluviali

Dall'esame morfologico e litostratigrafico dell'area in esame, unitamente alle informazioni desumibili dalla letteratura specializzata, si evince la presenza di un antico paleoalveo del Fiume Taro, riferibile al periodo romano, lungo l'allineamento degli abitati di Castelguelfo, Fontevivo, Fontanellato, Castel'Aicardi, San Secondo, Sissa e Coltaro.

Oltre al riscontro litostratigrafico e delle forme del suolo, altri importanti elementi che giustificano la presenza di questo antico tracciato, sono legati al tessuto storico-urbanistico centuriale romano.

Gli elementi della centuriazione, per la duratura permanenza sul territorio, sono collocati nei settori topograficamente più elevati e morfologicamente più stabili, perciò qualora siano presenti delle brusche interruzioni o delle rilevanti discontinuità è ipotizzabile l'intervento di un fattore fisico (ad es. il mutamento del tracciato di un corso d'acqua) che ha profondamente modificato l'assetto di un'area.

In merito a tali considerazioni all'altezza di Castelguelfo si registra la convergenza di due rettili della Via Emilia con orientamento diverso e la presenza della Muratio ad Tarum (secondo Tozzi - 1974 -

sarebbe situata a 7 miglia da Parma, ovvero a mezzo miglio - 735 m circa - ad ovest dell'attuale corso).

La deviazione nel tracciato del decumano massimo (Via Emilia) sarebbe dovuta quindi avvenire in corrispondenza di un'interruzione legata ad un'emergenza morfologica importante, come un fiume, mentre la Mutatio ad Tarum si sarebbe dovuta trovare sulla riva destra del corso d'acqua proprio nel punto in cui la strada lo attraversava.

Considerando tutti gli elementi, a testimonianza di un possibile corso del Fiume Taro lungo l'allineamento Castelguelfo, Fontevivo, Fontanellato, si arriva alla conclusione di una migrazione del corso d'acqua medesimo verso est nella parte a monte del suo corso. Esso avrebbe provocato conseguentemente la brusca interruzione della centuriazione, oggi riconoscibile nella zona di Roncopascolo e S. Pancrazio.

Pare che il Taro, già nel IX secolo, seguisse il corso attuale, come sembra indicare la presenza di un lacus presso S. Secondo citato in un privilegio dell'894 (Benassi 1910). Secondo l'autore si tratterebbe del ristagno prodotto dal Taro a seguito di una sua divagazione verso est.

3.2. La fascia collinare

La fascia collinare si estende nella porzione meridionale del territorio comunale raccordandosi alla pianura pedemontana attraverso brevi scarpate.

La conformazione del rilievo è rappresentata da modesti rilievi con ampie superfici sommitali debolmente ondulate, per le incisioni connesse all'azione erosiva del reticolo idrografico che le interessa, e leggermente inclinate verso nord/nord-est con pendenze comprese tra un minimo di 1,0% ad un massimo di 3,0%.

Tali superfici, rilevate di varie decine di metri rispetto alla pianura pedemontana, sono solcate da strette e profonde incisioni allungate in direzione nord-est/sud-ovest, conferendo alla zona frontale del margine collinare un aspetto molto frastagliato.

In corrispondenza dei corsi d'acqua principali (T. Recchio, Rio Grande e T. Parola) le incisioni vallive presentano dimensioni più ampie con zone di fondo piane e debolmente inclinate verso nord-est e versanti brevi e rettilinei alternati a versanti lunghi e paralleli.

Il settore di fascia collinare che caratterizza le zone di specifico interesse rappresenta l'antico apparato di conoide alluvionale costruito nel pleistocene dalla rete idrica superficiale, successivamente innalzato e basculato sul piano basale della pianura pedemontana dalle spinte tettoniche a stile compressivo dell'orogenesi appenninica.

Durante la fase di surrezione i corsi d'acqua comportarono il terrazzamento della precedente pianura pleistocenica conferendo l'attuale assetto morfologico.

3.2.1. Coni di deiezione

Ai lati dell'alveo del T. Parola nella località C. Polonelli è mirabile un esempio di cono di deiezione.

Si tratta della sovrapposizione di corpi lentiformi di argille, limi e, talora, sabbie fini (depositi prevalentemente fini in relazione all'erosione operata dai canali distributori che insistono sulla Formazione delle Argille di Lugagnano) che si aprono a ventaglio allo sbocco dei tributari nella valle principale, originando appunto la formazione di strutture conoidali a profilo convesso e sezione subtriangolare.

3.2.2. Calanchi

I calanchi presenti nel territorio comunale di Noceto coincidono con le zone di affioramento delle Argille marine, interessando una superficie sostanzialmente poco sviluppata pari a circa 150.000 m².

Il processo che porta alla genesi delle forme calanchive risulta alquanto complesso, essendo determinato da un insieme di fattori che, nello spazio e nel tempo, assumono importanza prevalente l'uno rispetto agli altri.

I fattori della morfogenesi calanchiva possono essere attribuiti sostanzialmente alle seguenti cause, come già abbondantemente osservato e analizzato nella letteratura geologica:

- l'assetto strutturale del substrato argilloso: i calanchi si impostano preferibilmente sui versanti a reggipoggio, caratterizzati da una maggiore acclività e resistenza alla degradazione per movimenti di massa;
- le condizioni microclimatiche dei versanti: le esposizioni verso i quadranti meridionali, essendo caratterizzate da temperature più elevate, da più accentuate escursioni termiche e da maggiore aridità, sono all'origine dello sviluppo di profonde e fitte fessurazioni da disseccamento che favoriscono l'erosione idrometeorica e quindi una più facile impostazione delle forme calanchive; i terreni dei versanti meridionali, per il loro minore contenuto d'acqua, riescono inoltre a mantenersi stabili su pendii più acclivi e sono quindi più adatti all'impostazione dei reticoli calanchivi;
- la litologia del substrato argilloso: sono favorevoli alla genesi dei calanchi le argille dotate di un abbondante scheletro, siltoso-sabbioso che le renderebbe più stabili su pendii;
- l'assetto tettonico e geomorfologico: le fratture del substrato argilloso, connesse con l'attività tettonica o con movimenti di massa, agiscono come linee di debolezza, condizionando l'impostazione del reticolo, di drenaggio.
- l'assetto morfologico del pendio: l'acclività del pendio riduce l'infiltrazione dell'acqua nel terreno e ne favorisce il rapido deflusso in superficie con conseguente produzione di un fitto reticolo di

drenaggio dalla cui evoluzione può prendere origine la forma calanchiva. La ridotta infiltrazione del substrato argilloso limita inoltre l'importanza dei movimenti di massa che tenderebbero ad obliterare le incisioni;

- l'attività antropica: l'eliminazione della copertura vegetale spontanea per scopi pastorali e agricoli, e il denudamento dei versanti, favoriscono l'azione del ruscellamento diffuso e concentrato.
- le condizioni climatiche generali: le forme calanchive sono caratteristiche di climi aridi e climi umidi, però caratterizzati da una stagione asciutta sufficientemente lunga; in queste condizioni, i versanti argillosi, privi o quasi di suolo e di copertura vegetale, arretrano parallelamente a se stessi per effetto del ruscellamento diffuso che nei periodi piovosi, mette ripetutamente a nudo il substrato. Nei climi umidi i movimenti di massa risultano così continui, generalizzati e profondi che la morfogenesi calanchiva non può più aver luogo, nemmeno nelle più favorevoli condizioni litologico-strutturali e di esposizione.

Le forme calanchive che interessano il territorio comunale sono impostate su versanti esposti verso nord-est.

La litologia superficiale è tipicamente caratterizzata da un substrato pelitico e una copertura di alteriti, costituite da argille rimaneggiate ed interessate da diffuse fessurazioni per essiccazione e per parziali mobilitazioni gravitative.

A seguito di precipitazioni intense e prolungate questo strato può saturarsi d'acqua e scivolare lungo la superficie di separazione dal substrato, trascinando con sé la sporadica copertura vegetale e mettendo a nudo la roccia argillosa sottostante.

Si tratta pertanto di movimenti di massa del tipo scivolamento traslazionale lungo superfici predisposte (VARNES, 1958). In occasione di periodi piovosi particolarmente critici, si può avere il denudamento pressoché completo dei versanti che divengono sede di erosione per ruscellamento diffuso finché non si sviluppa un nuovo strato alteritico di copertura.

Il processo morfoevolutivo determina l'arretramento dei versanti più o meno parallelamente a se stessi per movimenti di massa che si manifestano in concomitanza con i più importanti eventi piovosi: si tratta pertanto di fenomeni discontinui che possono tuttavia, nei tempi lunghi, essere considerati tappe successive di un unico processo evolutivo che non altera sensibilmente la geometria delle forme.

Il materiale scivolato dai versanti si accumula nelle vallecicole calanchive dando origine a caratteristiche colate plastico-fluide, attive durante le stagioni piovose, con movimenti più o meno veloci a seconda della quantità di acqua inoltrata.

Nella stagione estiva e, più in generale, nei periodi con precipitazioni poco prolungate, i materiali delle colate si induriscono e rimangono fermi. Su di essi possono allora impostarsi solchi di erosione concentrata che si spingono, spesso nel substrato, contribuendo così all'approfondimento

dell'erosione lineare. Questi solchi sono nuovamente obliterati ogni qualvolta le colate tornano a muoversi con una certa rapidità.

L'erosione lineare è attiva in modo, più continuo lungo i canali di ordine minore, caratterizzati da forti pendenze e da accumuli di versante meno importanti. Il fondo di tali incisioni mostra una caratteristica sezione concava, dovuta all'azione delle acque torbide che formano talora veri e propri flussi di fango, estremamente rapidi e dotati di notevole capacità erosiva.

Attorno alle corone dei movimenti di massa e, più in generale, alla testata dei calanchi, si osservano gradini e fessure di tensione dalla caratteristica forma arcuata che preannunciano l'estendersi dei fenomeni. In corrispondenza delle nicchie, l'erosione lineare può impostare un nuovo reticolo di drenaggio, allargando così la forma calanchiva.

Un altro processo dovuto all'azione della gravità è rappresentato dai crolli che si manifestano lungo le ripe sommitali allorché, raggiunte dalle testate calanchive, sono scalzate alla base da processi di erosione nelle argille sottostanti.

Nel complesso il morfotipo calanchivo presente nell'area in esame, contraddistinto da vallecicole relativamente ampie con fondo concavo e displuvi dal profilo non eccessivamente affilato, possono essere classificati come "calanchi di tipo B" (Rodolfi & Frascati 1979).

3.2.3. Forme e depositi dovuti al dissesto

Nel territorio comunale sono state individuate e rappresentate graficamente (vedi Tavv. QCA_G1 e QCA_G2) le zone soggette a dissesto attuale e recente, nonché quelle caratterizzate da instabilità potenziale e/o di provata documentazione storica, al fine di valutare il rischio geomorfologico e l'evoluzione del territorio in relazione ai fattori morfogenetici attivi.

I movimenti gravitativi, in riferimento alla classificazione della carta del dissesto della Provincia di Parma (Tellini C. e Ruffini A. 2006), sono stati suddivisi come di seguito descritto.

FRANA ATTIVA

Movimento gravitativo ritenuto attivo o riattivato (in un settore di corpo di frana quiescente) all'atto dell'indagine fotointerpretativa, ovvero rilevato o confermato da controllo sul terreno; l'attività può trovare conferma anche in dati documentali recenti (pubblicazioni, carte geologiche, relazioni tecniche, ecc.). Tali frane mostrano ricorrenze a breve termine (ciclo stagionale annuale o periodo di qualche anno, generalmente non superiore a 5).

In questa classificazione ricadono numerosi e piccoli smottamenti interessanti la coltre superficiale ascrivibili a movimenti tipo *Soil slip*, ovvero piccoli scivolamenti corticali dovuti a saturazione per imbibizione del complesso regolite-suolo. Singoli *soil slip* si sviluppano su versanti a modesta

copertura detritica utilizzati a pascolo e prato con pendenze comprese fra i 16° e i 45°, ma sono maggiormente frequenti tra 30° e 45°.

Essi sviluppano un volume di materiale mobilizzato generalmente ridotto (HUTCHINSON, 2001), incrementano notevolmente il numero delle frane in atto senza, tuttavia, aumentarne in modo significativo l'estensione areale. Nonostante ciò, questi movimenti franosi possiedono un'elevata pericolosità da ricollegare sia alla rapidità del fenomeno, quale risposta alla causa d'innescò, che alla sua veloce evoluzione morfologica (se non mitigata dall'uomo in tempi rapidi), la difficoltà di previsione della localizzazione, la loro elevata densità di distribuzione, la dinamica del movimento del materiale fluidificato.

AREA SOGGETTA A SOLIFLUSSO E/O DECORTICAMENTO SUPERFICIALE

Fenomeno presente soprattutto ai margini delle zone calanchive e nelle plaghe incolte di natura argillosa con versanti acclivi. In tali zone l'imbibizione spinta dell'esigua coltre regolitica a seguito di eventi piovosi critici, dapprima induce uno stiramento della coltre e poi scollamento e traslazione verso il basso del versante esponendo così il substrato ai processi di dilavamento e colamento. Nel dettaglio il fenomeno di soliflusso può coinvolgere spessori di materiale superiore al metro, attuando il movimento lungo una singola superficie di scivolamento o nella maggior parte dei casi lungo una fascia di deformazione caratterizzata da vettori di velocità decrescenti dall'alto verso il basso in funzione del grado di imbibizione della coltre. Si tratta di un processo gravitativo estremamente lento, che si manifesta in superficie mediante la formazione di lobi e ondulazioni.

AREE CALANCHIVE E SUB-CALANCHIVE

Forme di denudamento caratteristiche derivanti dalla combinazione di processi di dilavamento e gravità principalmente su rocce di natura argillosa o argilloso-siltosa e con minore incidenza sui litotipi marnosi. Un calanco è tipicamente riconosciuto come una forma d'erosione caratterizzata da ripide vallecòle eterometriche, delimitate da cretine aguzze, prive di copertura vegetazionale. Tali forme, si dispongono in gruppi, organizzati in sistemi di vallecòle minutissime, confluenti in alvei maggiori (CASTIGLIONI, 1991), frequentemente colmati da colate di fango. Spesso i calanchi si modellano in versanti esposti a sud risultando assai più ridotti o mancanti in quelli a nord. Tale disposizione si riconduce al fatto che i processi di disseccamento sono più rapidi nei versanti a sud rispetto ai maggiori valori di umidità e di copertura vegetazionale di quelli esposti a nord. A volte questa diversa localizzazione è governata in modo diretto non da fattori climatici ma da condizioni strutturali di giacitura degli strati argillosi.

FRANA QUIESCENTE

Riguarda tutti i tipi di frana in cui è possibile desumere, da indizi di natura geomorfologica e considerazioni di evoluzione morfoclimatica del territorio appenninico, la temporanea inattività del corpo di frana e della scarpata principale. Per quanto concerne gli indizi geomorfologici ci si riferisce, ad esempio, al grado di sviluppo del drenaggio interno al corpo di frana, incisione dei corsi laterali, forme addolcite di modellamento superficiale, conche di depressione di frana riempite di sedimenti, presenza o meno di ristagni o depositi palustri, intensa antropizzazione, copertura vegetale, suoli sviluppati, ecc..

Tali frane possono avere avuto un'attivazione (o riattivazione) recente, storica o preistorica che, se documentata in qualche modo (cartografia geologica, relazioni tecniche, articoli, cronache, date radiometriche ecc.), viene segnalata nella scheda della frana (vedi riferimenti in Appendice I).

Anche se corrisponde al vero che le frane quiescenti da molto tempo presentano le caratteristiche morfologiche sopra citate, arrivando persino all'inversione del rilievo, ciò non garantisce che le condizioni che hanno causato il movimento totalmente siano state rimosse. Si intende sottolineare, in particolare, quelle cause che hanno a che fare con il decadimento delle caratteristiche litotecniche del materiale di frana e delle rocce al contorno, per effetto dei processi alterativi prolungati nel tempo e della variabilità del carico idraulico nel corpo di frana. Tali fenomeni, legati alla variabilità delle condizioni climatiche del Pleistocene superiore, come sappiamo caratterizzato da eventi glaciali alternati a fasi interglaciali, costituiscono un'eredità del passato in cui determinate condizioni ambientali e processi climatici sono a noi comprensibili solo in riferimento a condizioni del clima riscontrabili attualmente alle alte latitudini.

La riattivazione, nel Novembre 2000, di una antica frana quiescente sul versante occidentale di M. Cervellino (Fugazzolo), di cui non si conosceva la data dell'ultimo movimento storico, consiglia estrema prudenza nel considerare tali corpi stabilizzati e quindi suscettibili di sopportare interventi edificatori senza problemi. Infatti, stando alle date radiocarbonio ottenute dai tronchi di abeti e altri tipi di piante trovati nella frana, l'età del movimento più recente sinora documentato risulta di 1940 anni fa, mentre quello più antico risale a 4640 anni fa (Tellini & Chelli, 2003). Se non si troveranno, in futuro, date più recenti, non è improbabile che tale riattivazione sia avvenuta, pertanto, dopo quasi due millenni di quiescenza.

DEPOSITI DI VERSANTI

Con tale definizione sono stati classificati i depositi di copertura, non riconducibili a corpi di accumulo di movimenti gravitativi, connessi all'evoluzione geomorfologica tardo quaternaria dei versanti montani. Queste coperture comprendono sia depositi detritici difficilmente distinguibili e classificabili mediante la sola foto interpretazione che corpi detritici geneticamente interpretabili in base alla loro

posizione morfologica. Nel dettaglio sono considerati come depositi di versante le coperture derivate da processi eluviali (ossia da alterazioni in posto) e colluviali (spostamento dei detriti alla base del versante per gravità, ruscellamento, soliflusso, ecc.), depositi di geliflusso e detriti di falda. La pericolosità geomorfologica di queste forme di accumulo può essere associata a elementi quali la pendenza, la variabilità tessiturale ed alle disomogenee proprietà geotecniche del deposito.

3.3. Attività geodinamica

Per la pianura padana non esistono lavori a scala regionale che segnalano aree a diversa velocità di abbassamento o innalzamento. L'unico lavoro finora disponibile, la "Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale" (Bartolini *et alii*, 1982), per il periodo Pleistocene medio – Presente, considera tutto l'Appennino emiliano-romagnolo in sollevamento o abbassamento senza individuare zone a diverso tasso di crescita o decrescita.

Sulla base delle quote dei terrazzi datati, risulta evidente che lungo il margine appenninico-padano i maggiori sollevamenti si registrano tra il Reno e il Taro in Emilia, dal Bidente al Savio in Romagna (>1 mm/anno), mentre i sollevamenti minori si registrano nell'Emilia occidentale (a ovest del Taro) e nella Romagna occidentale tra il Santerno e il Montone (<1 mm/anno).

Per le restanti aree, dove poche sono le indicazioni ricavabili dai terrazzi, non è possibile una stima quantitativa dei sollevamenti. Tuttavia, è possibile, sulla base di dati morfostrutturali, riconoscere, naturalmente con una certa approssimazione, aree a diverso grado di sollevamento, recente e in atto.

Le aree più sollevate, per la presenza di finestre tettoniche, assottigliamenti della coltre alloctona ligure ed epiligure, la presenza di alti strutturali della successione carbonatica e riattivazioni di sovrascorrimenti e formazioni di *thrusts* fuori sequenza, sono l'alto Appennino emiliano (tasso >1 mm/anno) e tutto l'Appennino romagnolo a monte del sovrascorrimento individuato nel basamento; risultano invece meno sollevati, per il forte spessore della coltre alloctona, il basso e medio Appennino piacentino, modenese e bolognese, (tasso <1 mm/anno) cioè tutti i settori a valle del raddoppio.

Il Comune di Noceto, sulla base di quanto riportato in precedenza è caratterizzato da un tasso di sollevamento < 1 mm/anno nelle zone meridionali in corrispondenza della fascia collinare.

La restante parte del territorio comunale è invece soggetta a movimenti verticali negativi tuttora in atto. Il valore della subsidenza è < 1 mm/anno; sembrerebbe apparentemente ridotto anche se occorre sottolineare l'effetto del sollevamento indotto dalle strutture tettoniche sepolte.

Il fenomeno della subsidenza è un lento e generalizzato abbassamento della superficie topografica che risulta particolarmente attivo nei livelli corticali del sottosuolo e tende a smorzarsi con la profondità.

Questo fenomeno è manifesto in particolare modo nei depositi alluvionali a granulometria fine (limi ed argille) di recente formazione, mentre risulta meno evidente nelle zone di affioramento dei depositi a granulometria grossolana quali le sabbie.

Le cause generatrici della subsidenza possono avere origini sia naturali sia artificiali. La subsidenza naturale si rivela su grandi areali, non visibili a livello locale, ed è indotta dal lento consolidamento della copertura alluvionale quaternaria per le variazioni dei livelli piezometrici e per il carico litostatico dei sedimenti accumulati sulla verticale dai corsi d'acqua.

Gli effetti sulle opere d'arte possono essere considerati trascurabili, purché i terreni di fondazione presentino caratteristiche geotecniche areali uniformi. In questi casi l'abbassamento della superficie topografica interessa vaste aree senza indurre cedimenti differenziali alle fondazioni dei fabbricati.

Qualora il sottosuolo non presenti condizioni di uniformità geotecnica si possono instaurare conseguenze gravi sulla statica dei manufatti.

La subsidenza artificiale si verifica invece su piccole aree ed è provocata principalmente dalle seguenti cause:

- l'eccessivo emungimento di acqua che in genere interessa aree corrispondenti al cono d'influenza dei pozzi idrici;
- le vibrazioni di macchine o del traffico veicolare che comporta la riorganizzazione delle particelle di terreno determinandone la compattazione;
- le variazioni dello stato di consistenza del terreno, per effetto di escavazioni.

Il fenomeno può risultare estremamente pericoloso per la stabilità dei fabbricati, perché può far insorgere sensibili cedimenti differenziali.

La restante parte del territorio comunale è invece soggetta a movimenti verticali negativi tuttora in atto. Il valore della subsidenza è < 1 mm/anno; sembrerebbe apparentemente ridotto anche se occorre sottolineare l'effetto del sollevamento indotto dalle strutture tettoniche sepolte.

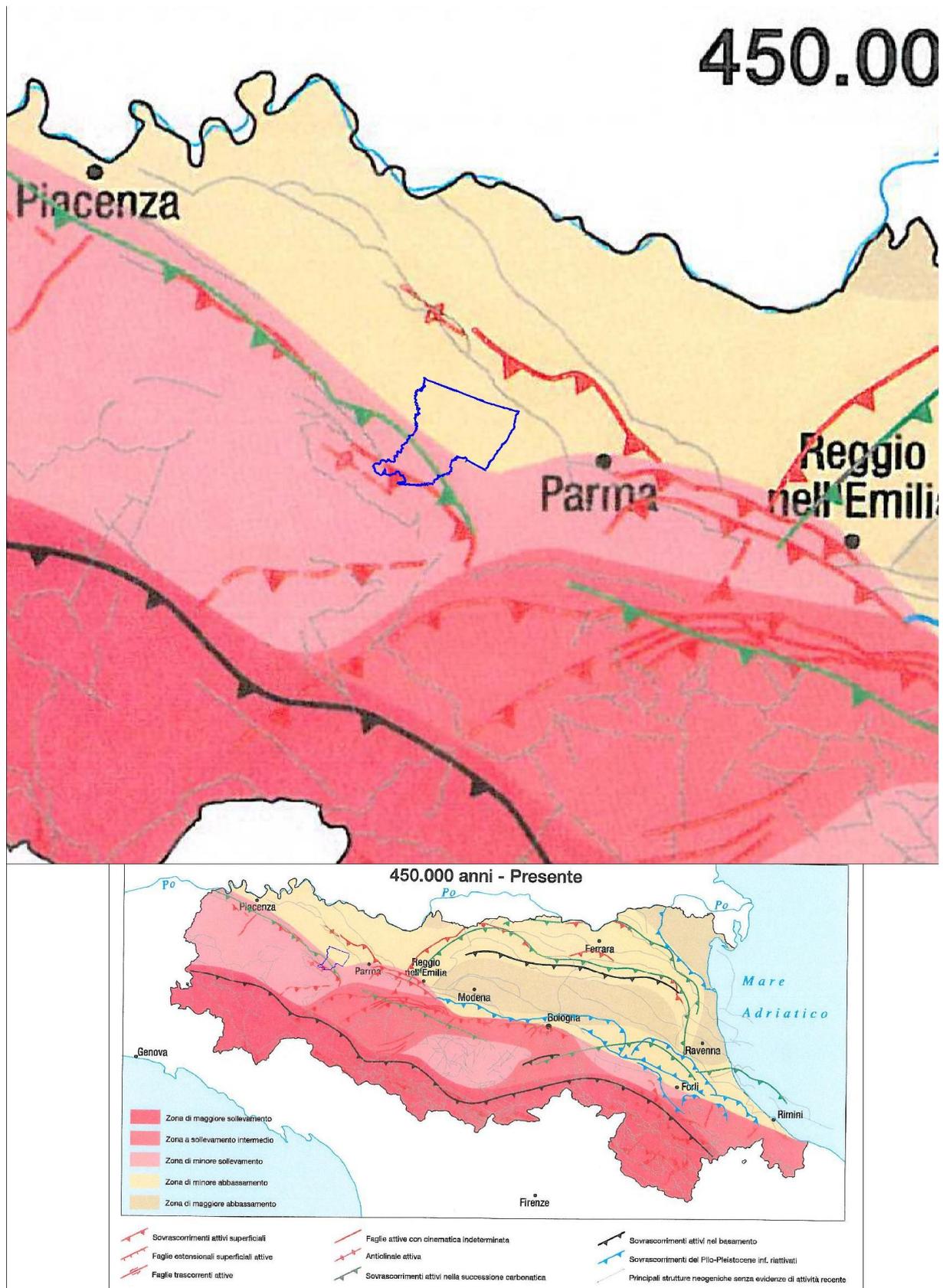
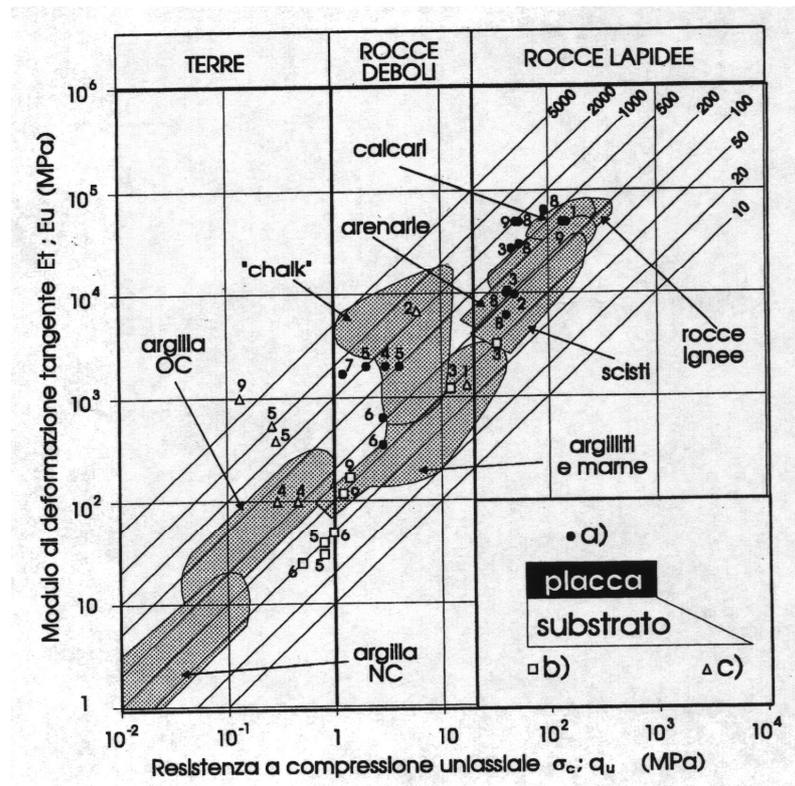


Figura 4: Attività geodinamica

4. INQUADRAMENTO GEOTECNICO

L'inquadramento geotecnico delle unità geologiche affioranti nel territorio comunale di Noceto sono state raggruppate nelle seguenti categorie, facendo ricorso al diagramma di Deere (DEERE e MILLER 1966; v. Fig. 5).

1. Rocce dure (resistenza a compressione uniassiale $\sigma_c > 25$ MPa: ISRM, 1978): il comportamento meccanico può essere definito come rigido – resistente – fragile. Le rocce dure sono generalmente interessate, nel campo di sforzi degli usuali problemi applicativi, da deformazioni elastiche e da rottura fragile; sono inoltre caratterizzate da una bassa tendenza al flusso viscoso.
2. Terreni (resistenza a compressione uniassiale $\sigma_c < 1$ MPa: ISRM, 1978): il comportamento meccanico può essere definito come deformabile – debole – duttile. I terreni sono caratterizzati da deformazioni prevalentemente plastiche, con comportamento includente o rammollente a seconda del livello di sforzo e delle condizioni di carico, e da una marcata tendenza al flusso plastico e viscoso.
3. Rocce tenere (resistenza a compressione uniassiale: $1 \text{ MPa} \leq \sigma_c \leq 25$ Mpa: ISRM, 1978): hanno caratteristiche intermedie tra le rocce dure e i terreni, in relazione alla loro struttura porosimetrica. In prove di trazione e compressione uniassiali ed in prove di compressione triassiale con ridotta pressione di confinamento il comportamento è essenzialmente quello di una roccia dura; la curva tensione - deformazione è rappresentativa di un materiale elastico e fragile, le deformazioni a rottura sono di modesta entità e la rottura si manifesta, in quasi tutti i casi, con fratture subverticali. In prove triassiali con pressioni di confinamento più elevate, il comportamento meccanico tende invece a quello di una terra. In tali condizioni, sia in fase di compressione sferica, che dopo l'applicazione di un carico deviatorico, la roccia manifesta notevoli deformazioni plastiche, sia volumetriche sia assiali. La curva tensione deviatorica - deformazione assiale è decisamente più dolce, mostra un gradiente decrescente con la deformazione e non presenta un vero e proprio picco di resistenza. La rottura si manifesta con grandi scorrimenti plastici e talvolta con una fratturazione diffusa. Il passaggio comportamentale analogo a quello di una roccia dura o a quello di un terreno avviene in corrispondenza di determinati stati tensionali individuabile, nel piano delle tensioni, con una linea di separazione.



Sono riportati dati di letteratura riguardanti placche di roccia sovrapposti ad un substrato poco competente.

- a) Dati relativi alle placche;
 - b) dati relativi al substrato espressi in condizioni non drenate (dati di laboratorio);
 - c) dati relativi al substrato espressi in condizioni drenate (stimati con metodi semi-empirici per modellazione numerica).
- 1) Dolores Peak - granodiorite/scisto (RADBRUCH-HALL, 1976);
 - 2) Burra - Moko Head - arenaria/argillite (EVANS et alii, 1981), valori di σ_c ricavati dai valori tipici di HOBBS (1974);
 - 3) Atene - calcare/marna sabbiosa fissile (ANDRONOPOULOS & KOUKIS, 1988); valori di E_u stimati da quelli di q_u con un rapporto dei moduli di 100 (valore tipico in HOBBS, 1974);
 - 4) Folkestone Warren - chalk/argilla sovraconsolidata (HUTCHINSON, 1971, 1993; HUTCHINSON et alii, 1982), σ_c per il chalk ricavato dai valori tipici di HOBBS (1974);
 - 5) Orvieto - tufo/argilla sovraconsolidata (CECERE & LEMBO FAZIO, 1986; RIBACCHI et alii, 1988);
 - 6) Civita di Bagnoregio - ignimbrite/argilla sovraconsolidata (RIBACCHI et alii, 1988; CEVOLANI et alii, 1990), valori di E_u stimati da quelli di q_u con un rapporto dei moduli di 50 (valore medio di Orvieto);
 - 7) Orte - tufo e pozzolana/argilla sovraconsolidata (RIBACCHI et alii, 1988), valori di E_u stimati da quelli di q_u con un rapporto dei moduli di 50 (valore medio di Orvieto);
 - 8) S. Leo - calcarenite/argillite fissile (RIBACCHI & TOMMASI, 1988; CATURANI et alii, 1991);
 - 9) La Verna - calcarenite/argillite fissile (CASAGLI, 1992a; CASAGLI et alii, 1993).

Figura 5 - Diagramma di Deere con i campi tipici occupati da rocce lapidee o dure, rocce deboli o tenere e terre (dati da DEERE & MILLER, 1966; HOBBS, 1974; LAMBE & WHITMAN, 1969; HEAD, 1986).

Sulla base di tali indicazioni è stato possibile inquadrare le formazioni geologiche presenti nel territorio comunale come segue (rif. Tavv. QCA_G1):

A. Rocce:

- Rocce tenere: Formazione del T. Ghiara e Formazione a Colombacci

B. Terreni:

- Argille consistenti e sabbie dense poco cementate: Alloformazione di Costamezzana
Alloformazione del Torrente Stirone, Argille di Lugagnano;
- Depositi fluviali pleistocenici: Allomembro di Villa Verucchio, Allomembro di Agazzano,
Allomembro di Maiatico, Allomembro di Monterlinzana, Alloformazione Emiliano Romagnola
Inferiore;
- Depositi alluvionali olocenici e tardo pleistocenici: Allomembro di Ravenna;
- Frane: Dissesti e corpi di frana costituite da materiale eterometrico o prevalentemente fini
argilloso e limoso.

4.1. Pericolosità al ritiro e al rigonfiamento delle terre coesive

I depositi prevalentemente argillosi e i depositi prevalentemente limosi sono diffusamente estesi nelle zone di affioramento delle seguenti unità:

- Argille di Lugagnano;
- Allomembro di Villa Verucchio;
- Allomembro di Agazzano;
- Allomembro di Maiatico;
- Allomembro di Monterlinzana;
- Alloformazione Emiliano Romagnola Inferiore;
- Allomembro di Ravenna;

I depositi prevalentemente argillosi e i depositi prevalentemente limosi sono materiali a comportamento coesivo con un'alta frazione di argilla la quale può determinare fenomeni di

rigonfiamento e plasticizzazione nei periodi umidi e fenomeni di ritiro e fessurazione per essiccamento nei periodi siccitosi.

Gli effetti di ritiro e rigonfiamento comportano tensioni negative molto elevate che possono incidere negativamente nei fabbricati comportando, in determinate condizioni di carico ed ambientali, danni alla struttura in elevazione, in alcuni casi compromissori della stabilità del fabbricato medesimo.

4.1.1. Mineralogia dei depositi prevalentemente argillosi e limosi

I materiali fini limosi e/o argillosi sono costituiti principalmente da minerali fillosilicati a struttura complessa e composizione chimica variabile, noti anche come minerali argillosi.

Terre costituite esclusivamente da minerali argillosi sono tuttavia rare, poiché contengono quasi sempre anche microcristalli di quarzo, calcite, feldspati e miche.

I minerali argillosi sono, dal punto di vista chimico, dei silicati idrati, principalmente di alluminio e magnesio, con struttura costituita dalla sovrapposizione di strati tetraedrici e strati ottaedrici. Gli strati tetraedrici sono formati da tetraedri SiO_4 con il silicio al centro della struttura e l'ossigeno ai lati.

Questi tetraedri sono collegati mediante tre vertici ad altri tetraedri in modo che l'insieme determina anelli esagonali che si estendono in due direzioni del piano formando dei foglietti. Gli strati ottaedrici sono costituiti da ottaedri centrati da cationi bivalenti (es. Magnesio), o trivalenti (es. Alluminio), collegati tra loro per spigoli e con ai vertici gruppi ossidrili; gli ottaedri si collegano tra loro o a stretto contatto oppure secondo un motivo ancora esagonale.

I minerali argillosi sono costituiti dall'alternanza di foglietti tetraedrici e foglietti ottaedrici, in rapporto 1:1 (fillosilicati a due piani, es. Caolinite) oppure 2:1 (fillosilicati a tre strati, es. Smectiti). Il variare dei cationi, la presenza o meno di livelli di molecole d'acqua, l'inserimento di cationi tra i pacchetti di foglietti o la possibilità dei pacchetti di dilatarsi tra loro perdendo o immagazzinando acqua, individuano i diversi minerali argillosi evidenziati dalle analisi mineralogiche.

Senza addentrarsi in approfondimenti cristallografici, di seguito sono riportati alcuni dati relativi ai minerali argillosi tipici dei depositi di piana inondabile e di argine naturale:

- Caolinite: tipo 1:1, formula indicativa $\text{Al}_4(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}$;
- Smectiti³: famiglia di minerali tra cui la Montmorillonite, tipo 2:1, formula indicativa $\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$, reticolo espandibile;
- Miche: famiglia di minerali tra cui: in dipendenza del disordine strutturale si parla di Illite (tipo 2:1, formula indicativa $\text{KAl}_4(\text{OH})_4\text{Si}_8\text{-iAliO}_{20}\cdot n\text{H}_2\text{O}$) se è alto e di Muscovite se è basso;

- Clorite, formula generale $(Mg,Fe,Al)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$;

I minerali non argillosi, la cui percentuale diminuisce al diminuire del raggio delle particelle, sono costituiti da:

- Quarzo, SiO_2 , presente in granuli rotondeggianti;
- Feldspati, $(K,Na,Ca)Al(Si,Al)_3O_8$, in granuli prismatici;
- Calcite, $CaCO_3$, in granuli, romboedri, spesso d'origine biologica; aumentando la sua percentuale si passa dalle argille alle argille marnose, alle marne argillose, alle marne fino ai calcari senza soluzione di continuità; la sua presenza influenza fortemente alcune caratteristiche industriali e la qualità del prodotto finito;
- Dolomite, $MgCO_3$, in grani simili alla Calcite.

I legami cristallografici delle smectiti tra i foglietti tetraedrici e foglietti ottaedrici sono molto labili e le variazioni del contenuto d'acqua comportano fenomeni di rigonfiamento e ritiro di notevole entità.

4.1.2. Active zone

Il fenomeno responsabile dei fenomeni di ritiro e rigonfiamento dei minerali argillosi è la variazione del contenuto d'acqua, influenzata dalle oscillazioni piezometriche della falda idrica e della risalita, capillare e dalla variabilità stagionale con alterni periodi umidi e secchi.

La fascia di sottosuolo interessata dal fenomeno di variazione del contenuto d'acqua e, quindi dei conseguenti effetti di ritiro e rigonfiamento dei minerali argillosi, è nota come "Active Zone" e si estende dal piano campagna fino alla profondità di qualche metro.

Essendo i fabbricati, normalmente realizzati nel territorio comunale di Noceto, costituiti da elementi strutturali di laterizio e talora cemento armato, che nel complesso assumono un comportamento fragile, i fenomeni di rigonfiamento e ritiro per essiccamento possono determinare la formazione di lesioni strutturali e cedimenti che esulano sia dal valore della capacità portante ammissibile, sia dai cedimenti di consolidazione ed immediati per effetto del carico indotto dal fabbricato.

L'approfondimento delle fondazioni alla quota di 1,0 metri dalla superficie topografica potrebbe essere una condizione minima per non risentire degli effetti delle variazioni di umidità stagionali e dell'azione del gelo e del disgelo, ma purtroppo non sufficiente nei confronti delle seguenti azioni naturali ed antropiche:

- presenza di alberi di alto fusto;

³ Importante il caso delle Smectiti: la distanza tra i pacchetti diminuisce di 1,5 volte in caso di perdita dell'acqua di interpacchetto: ciò si traduce in elevati ritiri durante l'essicazione e in elevati rigonfiamenti in caso di aumento del contenuto d'acqua.

- tubazioni interrato (acquedotti, fognature), rotte e disperdenti;
- irrigazioni a ridosso delle fondazioni;
- costruzione di pavimentazioni impermeabilizzate a ridosso delle fondazioni;
- variazioni del contenuto d'acqua susseguenti alla costruzione delle fondazioni nella stagione umida o nella stagione secca.

4.1.3. Effetti della vegetazione

Uno dei fenomeni più eclatanti di variazione ed amplificazione dell'Active Zone è la presenza di alberi d'alto fusto a ridosso delle fondazioni.

Pioppi, salici, querce, necessitano di circa 300 l d'acqua al giorno nei periodi secchi (Mouroux *et al.*, 1988).

Un albero adulto dissecca il terreno per una distanza uguale a 1.5 volte la sua altezza (Philipponat, 1991).

La suzione indotta dal richiamo di acqua da parte delle radici varia con le stagioni tra 100 kPa e 1000 kPa. I problemi maggiori si hanno in corrispondenza di argille sovraconsolidate con un contenuto d'acqua prossimo al limite plastico: l'assorbimento da parte delle radici anche di modesti quantitativi di acqua comporta una forte riduzione della suzione del terreno, dell'ordine di 300-400 KPa, che a sua volta provoca un incremento dello sforzo effettivo ed un'elevata variazione di volume (Pugh *et al.*, 1995).

Le precauzioni sono quindi quelle di governare la presenza di alberi d'alto fusto a distanze inferiori di 30 metri dalle fondazioni e che i sistemi fognari siano a perfetta tenuta e dotate delle necessarie azioni di manutenzione e controlli.

Nella seguente Fig. 6 è riportato un elenco di specie tipiche della pianura padana e la distanza alla quale dovrebbero stare dalle fondazioni.

Classificazione In funzione dei danni prodotti	Specie	1	2	3	4
		H altezza metri	massima distanza metri	distanza tra edificio e albero metri	distanza minima
1	quercia	16-23	30	13	1 H
2	pioppo	25	30	15	1 H
3	tiglio	16-24	20	8	0.5 H
4	frassino	23	21	10	0.5 H
5	platano	25-30	15	7.5	0.5 H
6	salice	15	40	11	1 H
7	olmo	20-25	25	12	0.5 H
8	biancospino	10	11	7	0.5 H
9	acero/sicomoro	17-24	20	9	0.5 H
10	ciliegio/pruno	8	11	6	1 H
11	faggio	20	15	9	0.5 H
12	betulla	12-14	10	7	0.5 H
13	sorbo selvatico	8-12	11	7	1 H
14	cipresso	18-25	20	3.5	0.5 H

Specie di alberi e loro classificazione (in ordine decrescente) in funzione dei danni provocati alle fondazioni (Driscoll, 1983).

1. massima altezza raggiunta dalla pianta.
2. massima distanza raggiunta dalle radici.
3. distanza tra l'edificio e l'albero in funzione della specie.
4. distanza minima per edifici costruiti su suoli soggetti al fenomeno del ritiro (si moltiplica l'altezza H dell'albero per un coefficiente che dipende dalla specie di albero).

Figura 6: Specie di alberi e loro classificazione in funzione dei danni provocati alle fondazioni

5. AMBIENTE IDRICO SOTTERRANEO

5.1. Inquadramento Idrostratigrafico e Idrogeologico⁴

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 accorpati 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

⁴ 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.

5.1.1. Idrostratigrafia del territorio del Comune di Noceto

La Figura 7 illustra il quadro geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, in cui si inserisce l'area di studio.

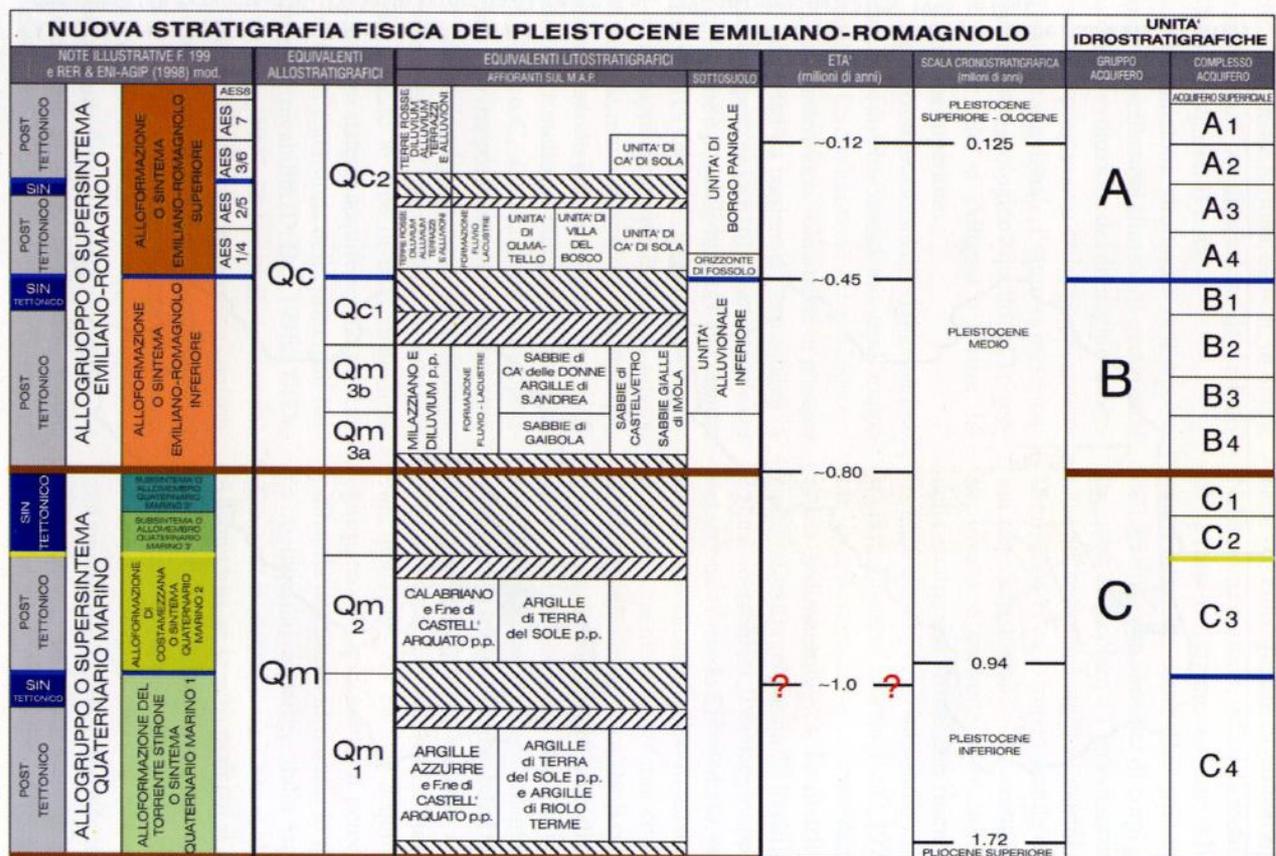


Figura 7: Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola. Da "Di Dio G. (2001): Il quadro delle conoscenze. In STUDI SULLA VULNERABILITA' DEGLI ACQUIFERI \ 15. Nuova Carta della vulnerabilità del parmense ed indirizzi di tutela delle acque. A cura di G. Alifracco. 9-20, Pitagora ed., Bologna".

Le Unità Idrostratigrafico-Sequenziali di rango superiore sono 3, denominate **Gruppi (di) Acquiferi A, B e C**, a loro volta suddivise in 12 UIS, gerarchicamente inferiori, denominate **Complessi (di) Acquiferi**. Esse affiorano estesamente sul margine meridionale del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola per poi immergersi verso nord al di sotto dei sedimenti depositati dal Fiume Po e dai suoi affluenti negli ultimi 20.000 anni, contenenti Sistemi Acquiferi quasi sempre freatici, di scarsa estensione e potenzialità (**Complesso Acquifero Superficiale o A0**; Fig. 8).

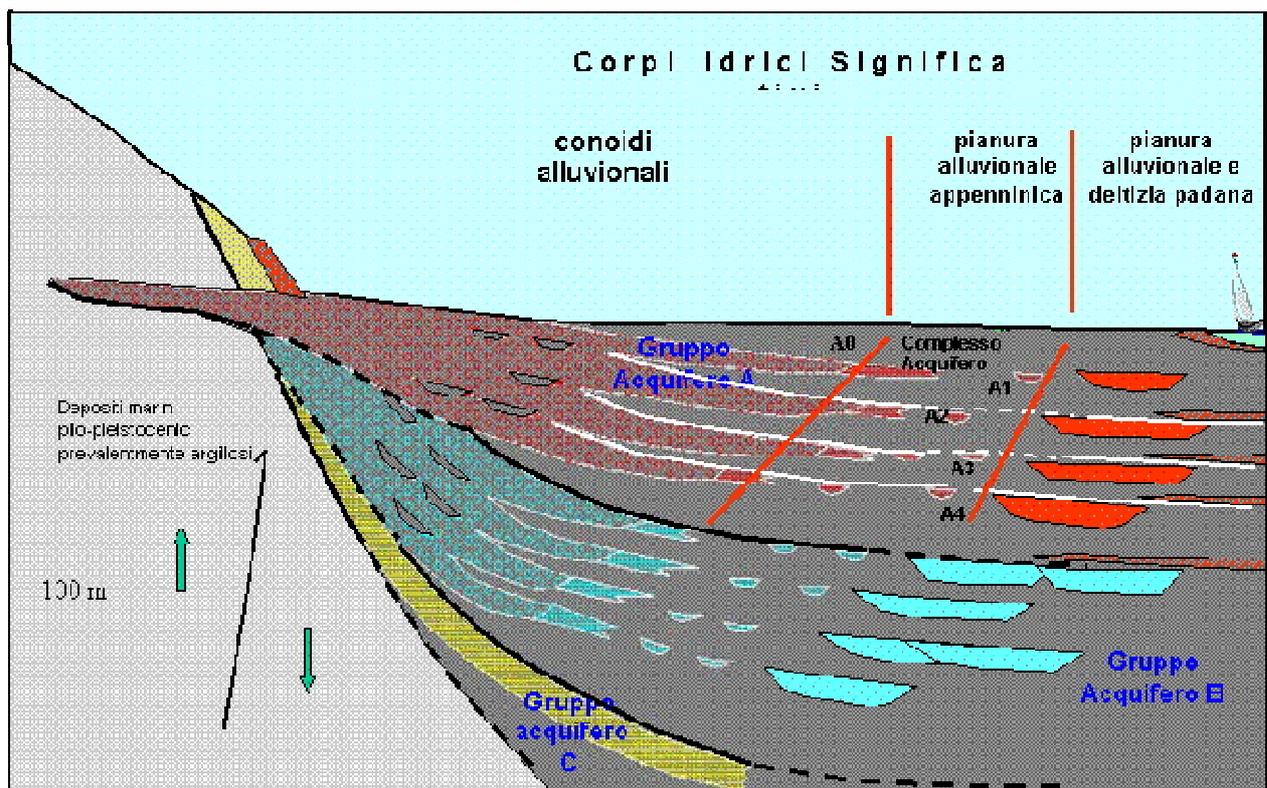


Figura 8: Sezione idrostratigrafica rappresentativa del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola. Figura tratta dagli elaborati conoscitivi a supporto del Piano di Tutela delle Acque della Regione Emilia-Romagna.

I corpi geologici che fungono da acquiferi sono costituiti da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di origine deltizia, litorale e alluvionale depositi dai paleo-fiumi appenninici e dal Paleo-fiume Po a partire da circa 1 milione di anni fa (nella provincia di Parma). Ciascun Gruppo Acquifero è idraulicamente separato, almeno per gran parte della sua estensione, da quelli sovrastanti e sottostanti, grazie a Barriere di Permeabilità Regionali.

Al suo interno ogni Gruppo Acquifero è composto da serbatoi acquiferi sovrapposti e giustapposti, parzialmente o totalmente isolati tra loro, suddivisi in Complessi e Sistemi Acquiferi.

Le principali barriere di permeabilità in senso orizzontale sono costituite da corpi geologici decametrici, a prevalente granulometria fine, interpretabili come sistemi deposizionali interdeltizi o di interconoide e bacino interfluviale, che si giustappongono a sistemi deposizionali deltizi, di conoide alluvionale e fluviali, ricchi in materiali grossolani.

5.1.2. Architettura del bacino idrogeologico nell'area di studio

I rapporti geometrici fra i Complessi Acquiferi e le caratteristiche geometrico-stratigrafiche e idrogeologiche più importanti sono:

1. I depositi grossolani di origine marino-marginale e di delta-conoide ascritti al Gruppo Acquifero C costituiscono Sistemi Acquiferi confinati di grande estensione, intercalati da Barriere di Permeabilità di notevole spessore (>8m) e continuità, la cui correlazione è possibile in tutta l'alta pianura parmense;
2. il Gruppo Acquifero C risulta molto deformato e strutturato per effetto dei movimenti tettonici tardo-quadernari del Margine Appenninico Padano; in conseguenza di ciò, gli assi strutturali sepolti condizionano notevolmente la profondità a cui può essere incontrato uno stesso Sistema Acquifero del Gruppo C, nell'alta pianura parmense;
3. i Gruppi Acquiferi B e A, d'origine alluvionale, non costituiscono mai, se non nelle zone strettamente apicali di conoide, un acquifero freatico, monostrato e indifferenziato. Essi risultano invece molto più complessi e articolati del Gruppo C a causa della giustapposizione e sovrapposizione di differenti sistemi deposizionali (Taro, Baganza, Parma e Enza), ma possono comunque essere studiati e cartografati in dettaglio, evidenziando le aree di interconnessione presenti tra Sistemi Acquiferi generalmente separati e l'estensione delle principali Barriere di Permeabilità;
4. nel movimento dalla superficie verso gli strati del sottosuolo e verso i filtri dei pozzi (RICARICA), l'acqua ed eventualmente il suo carico inquinante, non può attraversare le Barriere di Permeabilità Regionali (zone in grigio), ma deve necessariamente correre lungo o attraverso i Sistemi Acquiferi (fasce colorate contigue);
5. sottostante al complesso acquifero C è presente un altro complesso di acquiferi ascrivibile alla Formazione a Colombacci; si tratta infatti di paraconglomerati poligenici grossolani gradati, a matrice sabbiosa caratterizzate da un'elevata permeabilità e da un alto coefficiente d'immagazzinamento, sede pertanto di acquiferi alimentati essenzialmente dalla filtrazione delle acque efficaci; tra la Formazione a Colombacci e l'Allogruppo del Quaternario Marino non vi è continuità idrogeologica perché separati dalla formazione poco permeabile delle Argille di Lugagnano.

5.2. Comportamento idrodinamico degli acquiferi superficiali

Il comportamento idrodinamico degli acquiferi superficiali è stata affrontato attraverso una campagna diretta di monitoraggio del livello idrico attraverso una rete di pozzi di misura individuati nella Tav. QCA_G3 ed elencati nella successiva Tab. 1.

L'indagine è stata mirata all'individuazione della falda idrica rappresentativa dell'area geografica, per valutare eventuali interferenze con le fondazioni delle opere d'arte e delle trasformazioni del territorio (cave).

Per questo sono stati indagati i pozzi a camicia (v. Tab. 1, colloca "Tipo", lettera "C") che (interessano le parti corticali del sottosuolo drenandolo per tutta la colonna dal piano campagna fino alla profondità raggiunta.

Tabella 1: Pozzi della rete di misura

Denominazione	Località	Tipo	Quota pozzo	Soggiacenza	Quota falda
NC1	Mainino Piccolo	C	74,00	21,40	52,60
NC2	Case Nuove	C	71,00	21,00	50,00
NC4	In Giardinetto	C	81,00	21,77	59,23
NC5	Badessa Piccola	C	78,80	22,40	56,40
NC6	Borghetto	C	88,00	13,40	74,60
NC7	Il Belvedere	C	90,30	13,75	76,55
NC8	La Fossa	C	91,50	10,83	80,67
NC9	Chiosco	C	92,00	31,60	60,40
NC10	Osteria Giardinetto	C	97,00	19,90	77,10
NC11	Rivalazzetto	C	69,50	12,20	57,30
NC12	Rivalazzetto	C	72,60	21,25	51,35
NC13	Fondo Sant'Antonio	T	74,00	22,10	51,90
NC14	Costa Rossa	C	85,30	31,90	53,40
NC15	I Ronchetti	T	83,00	28,20	54,80
NC16	Il Casino	C	67,80	13,20	54,60
NC18	Noceto (Ponte Alto)	C	79,00	21,40	57,60
NC19	Forcelluta	C	70,60	12,65	57,95
NC20	Ponte Taro	C	62,00	8,90	53,10
NC21	La Torretta	C	62,80	8,85	53,95
NC22	Ghiaie Inferiori	C	64,70	8,30	56,40
NC23	L'Abissinia	C	67,00	8,80	58,20
NC24	Ghiaie inferiori	C	68,00	8,70	59,30
NC25	Case Bragadini	C	110,50	26,70	83,80
NC26	Case Bragadini	C	103,00	9,55	93,45
NC27	Casa Fracassa	C	112,00	32,50	79,50
NC28	Casa Vignali	C	117,00	48,52	68,48

Denominazione	Località	Tipo	Quota pozzo	Soggiacenza	Quota falda
NC29	La Bardiana	C	117,00	33,00	84,00
NC30	Casa Rondano	C	127,00	30,65	96,35
NC31	Gatta Vecchia	C	130,00	23,15	106,85
NC32	Casa Brambilla	C	139,00	24,90	114,10
NC33	Costamezzana	C	153,00	16,07	136,93
NC34	Case la Conta	C	133,00	32,80	100,20
NC35	Cascinetta	T	90,00	27,60	62,40
NC37	Gatto Gambarone	T	100,00	24,10	75,90
NC38	Casa Tarchioni	C	104,00	29,20	74,80
NC39	Torre Rossa	C	80,00	18,65	61,35
NC40	Sant'Antonio	C	96,60	27,30	69,30
NC41	Casa Bolognina	C	76,00	9,90	66,10
NC42	La Vigna	C	72,50	8,10	64,40
NC43	Case Bellicchi	C	77,00	10,30	66,70
NC45	Borghetto	C	83,50	6,90	76,60
NC46	Casa Bruciata	C	97,00	17,80	79,20
NC47	Partitore	C	86,70	6,90	79,80

La Carta Idrogeologica (v. Tav. QCA_G3) esprime attraverso la rappresentazione grafica delle linee isopiezometriche l'assetto e il moto della falda idrica superficiale misurata nei pozzi di misura sopra menzionati.

La finalità delle indagini verte nella rappresentazione grafica della superficie reale della falda idrica, attraverso la quale è possibile determinare, con sufficiente approssimazione, l'orientazione degli assi principali di flusso (flusso della falda, assi drenati, corsi d'acqua drenanti o alimentanti la falda e spartiacque piezometrici), la presenza di anomalie strutturali nel serbatoio e l'influenza esercitata da queste sul flusso idrico sotterraneo, le aree soggette ad intensi emungimenti e, infine, la variazione areale del gradiente idraulico. Tali aspetti sono fondamentali per valutare gli effetti indotti dall'attività estrattiva sull'ambiente idrico sotterraneo.

Le linee isopieze sono state tracciate con un'equidistanza di 5 metri, convenzione resa necessaria per meglio rappresentare l'andamento della falda idrica in funzione sia della variabilità che dei bassi valori del gradiente idraulico.

Gli acquiferi superficiali e il regime idraulico sotterraneo presentano le seguenti caratteristiche:

- la direzione del flusso idrico sotterraneo è nel complesso diretta verso nord;
- tra la conoide alluvionale del F. Taro e quella del T. Parola è presente un'ampia zona d'interconoide nella quale non è stato possibile la rappresentazione delle linee isopieze per la non congruità dei dati disponibili; si tratta infatti di una zona dove i sistemi acquiferi presentano scarsa continuità areale e sono separati da importati sistemi acquitardi che ne condizionano il comportamento idraulico;

- nelle fasce attigue al Fiume Taro la direzione del flusso idrico sotterraneo risente notevolmente la presenza del corso d'acqua medesimo, mettendo in evidenza l'inflessione delle linee isopiezometriche verso nord;
- nel complesso il Fiume Taro esercita sugli acquiferi un'azione alimentante;
- il Fiume Taro costituisce un limite a potenziale imposto che, ad ogni variazione dei livelli idrometrici, determina effetti sul livello piezometrico dell'acquifero superficiale, in proporzione alla conducibilità idraulica del mezzo terreno e della distanza del punto di osservazione.
- i livelli piezometrici nella zona di conoide del Fiume Taro si posizionano a quota comprese tra un minimo 55.0 metri s.l.m. (settore nord) e un massimo di 80.0 metri s.l.m. (settore sud), con una soggiacenza (= dislivello tra la quota del p.c. e quella della superficie piezometrica) variabile da 6 ad oltre 10 metri;
- i livelli piezometrici nella zona di conoide del T. Parola si posizionano a quota comprese tra un minimo 50.0 metri s.l.m. (settore nord) e un massimo di 80.0 metri s.l.m. (settore sud), con una soggiacenza (= dislivello tra la quota del p.c. e quella della superficie piezometrica) variabile da 10 ad oltre 20 metri;
- Il gradiente idraulico nella zona di conoide del T. Parola presenta un valore medio pari a 1,3%, mentre nella zona di conoide del F. Taro presenta un valore medio pari a 0,4%;

5.3. Vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento

La vulnerabilità naturale degli acquiferi all'inquinamento rappresenta un indicatore ambientale di suscettibilità delle falde idriche al carico antropico.

La pianificazione sovraordinata riconoscendo quale obiettivo prioritario la tutela dell'ambiente idrico sotterraneo si è cimentata nello studio degli acquiferi, producendo carte tematiche volte alla tutela delle aree sensibili.

I risultati di tali analisi sono le cosiddette carte della vulnerabilità degli acquiferi o della ricarica degli acquiferi stessi.

Il Piano Provinciale Tutela Acque (PPTA) della Provincia di Parma, costituisce lo strumento mediante il quale la Provincia, in adeguamento ai principi generali espressi dalla L. 36/94, persegue la tutela e il risanamento delle acque superficiali e sotterranee secondo la disciplina generale definita dal D.Lgs 152/99 e s.m.i..

Il PPTA costituisce lo strumento di pianificazione per il raggiungimento degli obiettivi di qualità fissati dalle Direttive Europee e recepite nella norma italiana, utilizzando un criterio integrato che prende in

considerazione, oltre agli aspetti più tipicamente di carattere qualitativo, anche gli aspetti quantitativi (minimo deflusso vitale, risparmio idrico, verifica delle concessioni, diversione degli scarichi, etc.).

A tal fine, il Piano individua, fra l'altro, zone di protezione corrispondenti ad aree da assoggettare a specifiche modalità di gestione finalizzate alla tutela delle risorse idriche sotterranee e superficiali, individuandole anche cartograficamente.

5.3.1. Aree di salvaguardia per la tutela delle acque potabili ed emergenze naturali

Il Piano Provinciale Tutela Acque (PPTA) della Provincia di Parma, nella tavola 15, definisce le aree di salvaguardia per la tutela delle acque potabili ed emergenze naturali.

Per il Comune di Noceto (pedecollinare – pianura), le zone di protezione delle acque sotterranee sono articolate in settori di ricarica delle falde di tipo A (aree caratterizzate da ricarica diretta della falda), di tipo B (aree caratterizzate da ricarica indiretta della falda), di tipo C (bacini imbriferi di primaria alimentazione dei settori di tipo A e B), di tipo D (fasce adiacenti agli alvei fluviali con prevalente alimentazione laterale subalvea), emergenze naturali di falda (fontanili), zone di riserva (presenza di risorse non ancora destinate al consumo umano e potenzialmente sfruttabili).

Il territorio comunale di Noceto è suddiviso come illustrato nella Tav. QCA_G3 ed esplicito in seguito:

- ZONA DI PROTEZIONE - SETTORE A: Aree caratterizzate da ricarica diretta della falda, generalmente a ridosso della pedecollina, idrogeologicamente identificabili come sistema monostrato, contenente una falda freatica in continuità con la superficie da cui riceve alimentazione per infiltrazione;
- ZONA DI PROTEZIONE - SETTORE B: Aree caratterizzate da ricarica indiretta della falda, generalmente comprese tra la zona A e la media pianura, idrogeologicamente identificabili come sistema debolmente compartimentato, in cui la falda freatica superficiale segue una falda semiconfinata in collegamento per drenanza verticale;
- ZONA DI PROTEZIONE - SETTORE C: Bacini imbriferi di primaria alimentazione dei settori tipo A e B;
- ZONA DI PROTEZIONE - SETTORE D: Fasce adiacenti agli alvei fluviali (250 metri per lato) con prevalente alimentazione laterale subalvea.

5.3.2. Carta degli indirizzi

Il Piano Provinciale Tutela Acque (PPTA) della Provincia di Parma, nella tavola 6, definisce gli indirizzi e l'individuazione degli impianti di trattamento delle acque reflue urbane, degli scarichi produttivi che

recapitano in CIS, delle località che rappresentano scaricatori di piena e reti fognarie non trattate dalla pubblica depurazione.

Il territorio provinciale è stato suddiviso in classi di vulnerabilità, che indicano diversi gradi di suscettibilità all'inquinamento definite formalmente:

- poco vulnerabile;
- vulnerabile a sensibilità attenuata;
- vulnerabile a sensibilità elevata;
- aree di ricarica diretta dell'acquifero C, oltre B e A.

Il territorio comunale di Noceto comprende le seguenti classi;

- vulnerabile a sensibilità attenuata;
- vulnerabile a sensibilità elevata;
- aree di ricarica diretta dell'acquifero C, oltre B e A.

6. SISMICITÀ DEL TERRITORIO

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

6.1. Storia sismica del territorio comunale

Gli eventi sismici del 03/01/1117, del 25/12/1222 e del 10/06/1438 sono i massimi terremoti storici risentiti nel territorio comunale di Noceto.

L'epicentro del sisma del 1117 è stato ipotizzato 10 - 15 km a SE di Verona, in corrispondenza della zona della pianura veronese maggiormente danneggiata; in questa zona ci sono segnalazioni antecedenti all'anno 1000. L'intensità epicentrale è stata valutata non superiore al IX grado MCS⁵, con

⁵ Scala macrosismica Mercalli-Cancani-Sieberg:

Grado	Giudizio dell'intensità dell'evento e descrizione degli effetti.
I	Impercettibile: rilevato soltanto da sismografi.
II	Molto leggero: recepito soltanto da rari soggetti nervosi oppure estremamente sensibili se in perfetta quiete e quasi sempre nei piani superiori dei caseggiati.
III	Leggero: anche in zone densamente abitate viene percepito come tremolio soltanto da una piccola parte degli abitanti nell'interno delle case, come nel caso del passaggio di un'automobile a velocità elevata, da alcuni viene riconosciuto quale fenomeno sismico soltanto dopo averne ragionato.

punte massime a Ronco all'Adige che possono essere cautelativamente ipotizzate del X grado MCS. Il

IV	Moderato: delle persone che si trovano all'esterno degli abitati ben poche percepiscono il terremoto. All'interno viene identificato da molte, ma non da tutte le persone in seguito al tremore, oppure a oscillazioni leggere di mobili. Cristallerie e vasellame, posti a breve distanza, urtano come al passaggio di un pesante autocarro su pavimentazione irregolare. Finestre tintinnano, porte, travi e assi scricchiolano, cricchiano i soffitti. In recipienti aperti, i liquidi vengono leggermente mossi. Si ha la sensazione che in casa un oggetto pesante (un sacco o un mobile) si rovesci, oppure di oscillare con tutta la sedia o il letto come su una nave con mare mosso. In generale questi movimenti non provocano paura a meno che le persone non si siano innervosite o spaventate a causa di terremoti precedenti. In rari casi i dormienti si svegliano.
V	Abbastanza forte: perfino nel pieno delle attività giornaliere, il sisma viene percepito da numerose persone sulle strade e se sensibili anche in campo aperto. Nell'appartamento si avverte in seguito allo scuotere dell'intero edificio. Piante e rami deboli di cespugli ed alberi si muovono con evidenza., come se ci fosse un vento moderato. Oggetti pendenti entrano in oscillazione, per esempio: tendaggi, semafori e lampadari non troppo pesanti; campanelli suonano, orologi a pendolo si fermano od oscillano con maggior periodo, dipendentemente dalla direzione della scossa se perpendicolare o normale al moto di oscillazione; a volte orologi a pendolo fermi possono rifunzionare; molle dell'orologio risuonano; la luce elettrica guizza o cade in seguito a movimenti della linea; quadri urtano battendo contro le pareti oppure si spostano; vengono versate piccole quantità liquide da recipienti colmi aperti; ninnoli ed oggetti del genere si possono rovesciare, oppure oggetti addossati alle pareti, arredi leggeri possono essere spostati di poco; mobili rintonano; porte ed imposte sbattono; i vetri delle finestre si infrangono. Quasi tutti i dormienti si svegliano. Sporadici gruppi di persone fuggono all'aperto.
VI	Forte: il terremoto viene notato da tutti con paura, molti fuggono all'aperto, alcuni hanno la sensazione d'instabilità. Liquidi si muovono fortemente; quadri, libri e cose simili cadono dalle pareti e dagli scaffali; porcellane si frantumano; suppellettili assai stabili, perfino isolati pezzi di arredo vengono spostati se non rovesciati; campane minori in cappelle e chiese, orologi di campanili battono. Case isolate solidamente costruite subiscono danni leggeri; spaccature all'intonaco, caduta del rinzafo di soffitti e di pareti. Danni più forti, ma non ancora perniciosi, si hanno sugli edifici mal costruiti. Qualche tegola o pietra di camino cade.
VII	Molto forte: lesioni notevoli vengono provocate ad oggetti di arredamento anche di grande peso, rovesciandoli e frantumandoli. Grandi campane rintoccano. Corsi d'acqua, stagni e laghi si agitano e intorbidiscono a causa della melma smossa. Qua e là, consolidamenti delle sponde di sabbia e ghiaia scompaiono. Variazione del livello dell'acqua nelle fontane. Danni moderati a numerosi edifici di forte struttura: piccole spaccature nei muri, cadono toppe piuttosto grandi dell'incalcinatura e dello stucco, a volte mattoni; le case vengono scoperciate. Molti fumaioli vengono lesi da incrinature, da caduta di tegole, da fuoriuscita di pietre; camini già rovinati si rovesciano sopra il tetto danneggiandolo. Da torri e costruzioni alte cadono decorazioni mal fissate. Quando la casa è a pareti intelaiate, i danni all'incalcinatura e all'intelaiatura sono più gravi. Case mal costruite opure riattate a volte crollano.
VIII	Rovinoso: interi tronchi d'albero pendono inanimi o perfino si staccano. Anche i mobili più pesanti vengono spostati e a volte rovesciati. Statue, pietre miliari in chiese, in cimiteri e parchi pubblici ruotano sul proprio piedistallo oppure si rovesciano. Solidi muri di cinta in pietra sono aperti ed atterrati. Un quarto circa delle case è gravemente leso; alcune crollano; molte divengono inabitabili. Negli edifici ad intelaiatura gran parte delle intelaiature cadono. Case in legno vengono schiacciate e rovesciate. Si sente spesso che campanili di chiese e di fabbriche dopo la loro caduta provocano a edifici vicini spesso lesioni più gravi di quanto non avrebbe fatto da solo il terremoto. In pendii e terreni acquitrinosi si formano crepe. Dalle paludi si ha l'espulsione di sabbia e melma.
IX	Distruttivo: circa la metà delle case in pietra sono distrutte; parecchie crollano; la maggior parte diviene inabitabile. Case ad intelaiatura sono divelte dalle proprie fondamenta, e crollano; travi strappate dipendentemente dalle circostanze contribuiscono assai alla rovina.
X	Completamente distruttivo: gravissima distruzione di circa 3/4 degli edifici, la maggior parte crolla. Perfino costruzioni solide di legno e ponti subiscono gravi lesioni, alcuni vengono distrutti. Argini e dighe ecc. sono danneggiati notevolmente, binari leggermente piegati e tubature (gas, acqua e scarichi) vengono troncate rotte e schiacciate. Nelle strade lastricate e asfaltate si formano crepe e per pressione sporgono larghe pieghe ondose. In terre meno dense e più umide si creano spaccature fino alla larghezza di più decimetri; si notano parallelamente ai corsi d'acqua crepature che raggiungono larghezze fino ad un metro. Non soltanto scivolano pezzi di terra dai pendii, ma interi macigni rotolano a valle. Grossi massi si staccano dagli argini dei fiumi e di coste scoscese, riviere basse subiscono spostamenti di masse sabbiose e fangose, per cui il livello del terreno viene notevolmente variato. Varia di frequente il livello dell'acqua nelle fontane. Da fiumi, canali e laghi ecc. le acque vengono gettate contro le sponde.
XI	Catastrofico: crollo di tutti gli edifici in muratura, soltanto costruzioni e capanne di legno ad incastro di grande elasticità ancora reggono. Anche i più grandi e i più sicuri ponti crollano a causa della caduta di pilastri in pietra o del cedimento di quelli in ferro. Binari si piegano fortemente e si spezzano. Tubature vengono spaccate e lese in modo irrimediabile. Nel terreno si manifestano vari mutamenti di notevole estensione, dipendentemente dalla natura del suolo: grandi crepe e spaccature si aprono; e soprattutto in terreni morbidi e acquitrinosi il dissesto è considerevole sia orizzontalmente che verticalmente. Ne segue il trabocco di sabbia e melma con le diverse manifestazioni. Sfaldamento di terreni e caduta di massi sono frequenti.
XII	Grandemente catastrofico: non regge alcuna opera d'uomo. Lo scombuscolio del paesaggio assume aspetti grandiosi. Flussi d'acqua sotterranei in superficie subiscono i mutamenti più vari: si formano cascate, laghi scompaiono, fiumi deviano.

campo macrosismico del terremoto del 1117 è molto complesso con aree di risentimento che si estendono a forte intensità lungo i margini pedemontani alpino (zona Verona-Brescia) ed appenninico (Modena-Parma), e a medio-bassa intensità nelle zone intermedie (comprese tra i margini) (Figura 9). In particolare il terremoto si è manifestato del IX grado MCS nel settore veronese, del VIII grado MCS nel settore emiliano, di Piacenza, Reggio Emilia e Modena, nel settore lombardo di Mantova e nel settore veneto di Vicenza e Rovigo, del VII grado MCS nella bassa pianura parmense, cremonese e mantovana.

Il terremoto del 1222 ebbe l'epicentro compreso tra Brescia ed il basso Lago di Garda, manifestandosi con intensità compresa tra il IX ed il X grado MCS. Il campo macrosismico del terremoto del 1222 si è, invece, manifestato del IX - X grado MCS nel settore bresciano, del VIII grado MCS nel settore emiliano di Modena, nel settore lombardo tra il Lago di Garda e il Lago d'Iseo e nel settore veneto di Verona, del VII grado MCS nella bassa pianura modenese, mantovana e bolognese (Figura 10).

L'epicentro del sisma del 1438 è stato ipotizzato nella zona posta a cavaliere tra il Comune di Parma, Noceto e Fontevivo. L'intensità epicentrale è stata valutata pari a VIII - IX grado MCS. Il campo macrosismico del terremoto del 1438 ha avuto aree di risentimento non molto estese, limitate alla sola provincia di Parma, interessando solo marginalmente quelle limitrofe di Reggio Emilia e Piacenza (Figura 11). Il terremoto si è manifestato del VIII grado MCS nella media pianura del F. Taro in corrispondenza dei Comuni di Parma, Collecchio, Noceto, Fontevivo, Fontanellato e marginalmente Medesano, e del VII grado MCS nei territori comunali immediatamente limitrofi.

Esempi più recenti di terremoti che hanno mostrato un campo macrosismico analogo a quello degli eventi del 1117 e del 1222 sono numerosi, tra cui: terremoti del 26/2/1885 (VI grado nella zona di Reggio Emilia, V grado in quella di Verona e III grado in quella intermedia), del 12/3/1832 (V - VI grado nei pressi di Parma e Verona e IV grado nella zona intermedia), del 4/7/1834 (VII-VIII grado nel versante dell'appennino parmense, IV grado nel margine pedemontano di Brescia-Verona e III grado nella zona intermedia), del 29/4/1911 (V grado nei pressi di Parma, III grado vicino Verona e non risentito nella zona intermedia).

Con l'avvento delle registrazioni sismiche strumentali (inizio XX secolo), i massimi terremoti risentiti nell'area di progetto sono gli eventi del 07/09/1920, del 15/07/1971 e del 09/11/1983.

L'epicentro del sisma del 1920 è stato registrato in Lunigiana con intensità epicentrale pari a X - IX grado MCS. Il campo macrosismico del terremoto del 1920 ha avuto aree di risentimento molto estese, interessando diffusamente tutta la provincia di Parma. Nel Comune di Medesano si è manifestato con VI grado MCS (Figura 14).

L'epicentro del sisma del 1971 è stato registrato ad ovest di Parma con intensità epicentrale pari a VII grado MCS. Il campo macrosismico del terremoto del 1971 ha avuto aree di risentimento molto estese, interessando oltre alla provincia di Parma anche quelle limitrofe di Mantova, Cremona, Reggio Emilia e Piacenza. Nel Comune di Medesano si è manifestato con VII grado MCS (Figura 12).

L'epicentro del sisma del 1983 è stato invece registrato a sud-ovest di Parma con intensità epicentrale pari a VII grado MCS. Il campo macrosismico del terremoto del 1983 ha avuto aree di risentimento meno estese del terremoto descritto in precedenza, interessando la pianura parmense, il pedeappennino e le vicine province di Mantova, Cremona, Reggio Emilia e Piacenza. Nel territorio comunale di Medesano si è manifestato con VI - VII grado MCS (Figura 13).

Le massime intensità sismiche, si concentrano in corrispondenza degli elementi strutturali sepolti (faglie, pieghe, sovrasciorrimenti). Le strutture sismogeniche maggiormente attive sono l'ETF e il PTF ad est del Fiume Taro, il Sistema Verona Brescia, la faglia di Verona, la provincia della Garfagnana e il bacino dell'alta Val Taro.

Nell'area di studio l'attività sismica è, quindi, la conseguenza della propagazione dell'energia elastica liberata nelle citate zone sismogeniche.

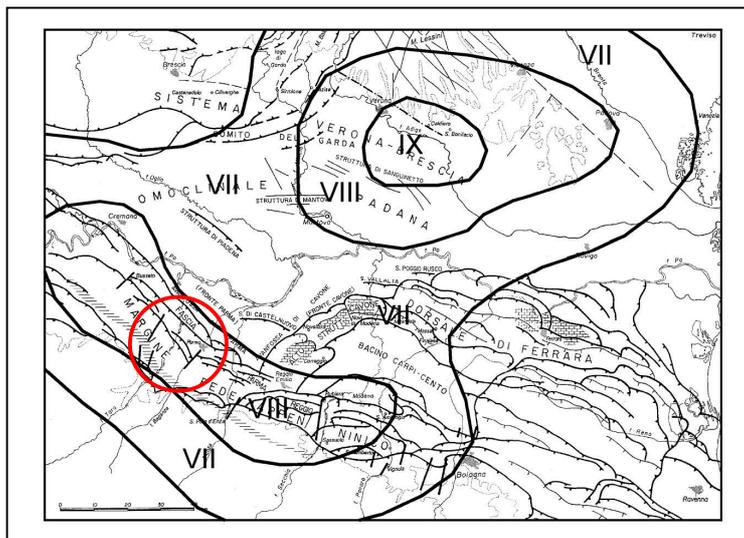


Figura 9 – Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1117 (intensità in MCS; Magri e Molin, 1986 ridisegnato).

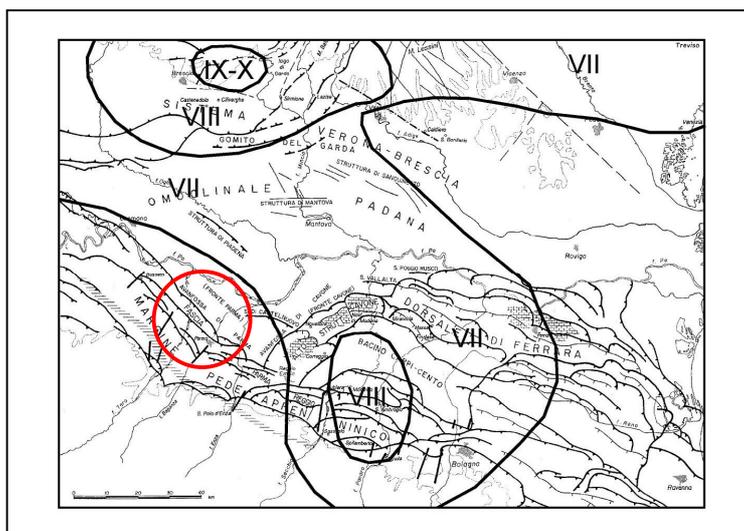


Figura 10 – Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1222 (intensità in MCS, Magri & Molin, 1986 ridisegnato).

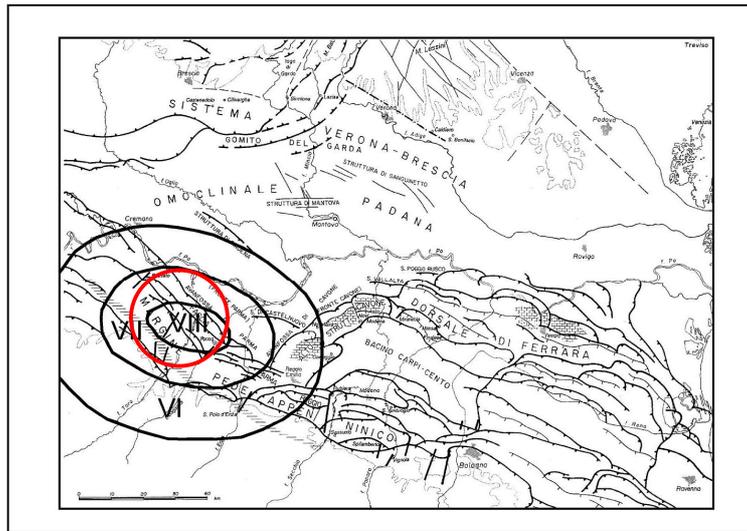


Figura 11 – Campo macrosismico del terremoto del 10/06/1438 (intensità in MCS; Molin & Paciello, 1986 ridisegnato).

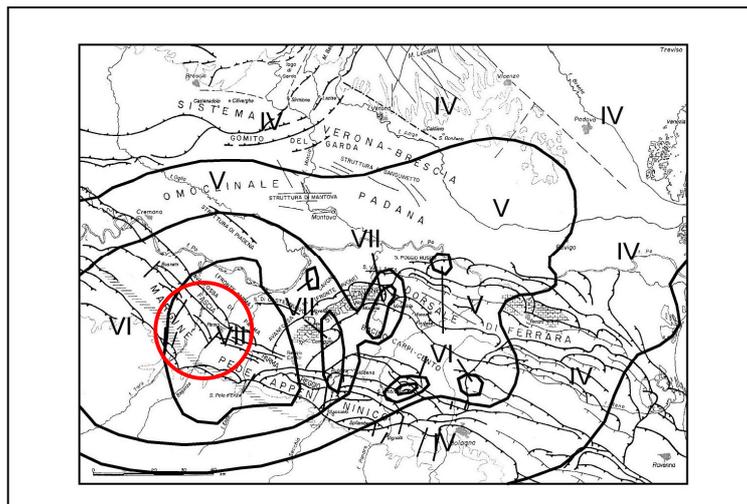


Figura 12 – Campo macrosismico del terremoto del 15/07/1971 (intensità in MCS: Molin & Paciello ridisegnato).

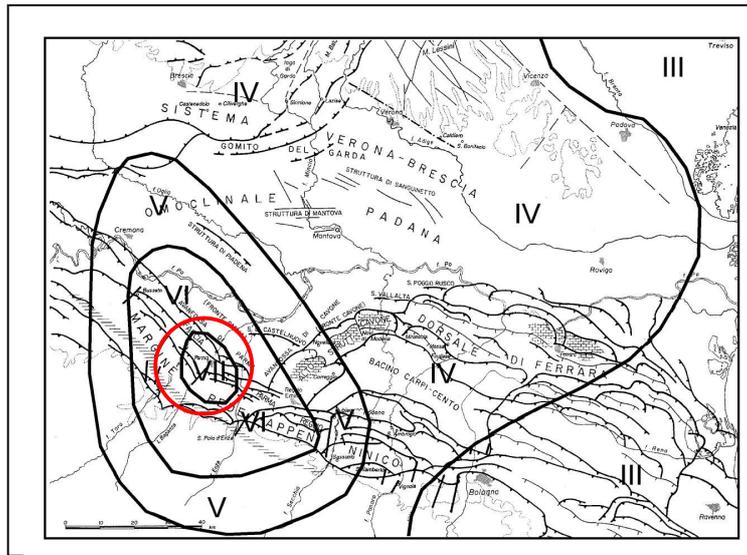


Figura 13 – Campo macrosismico del terremoto del 09/11/1983 (intensità in MCS; Margottino, 1984 ridisegnato).

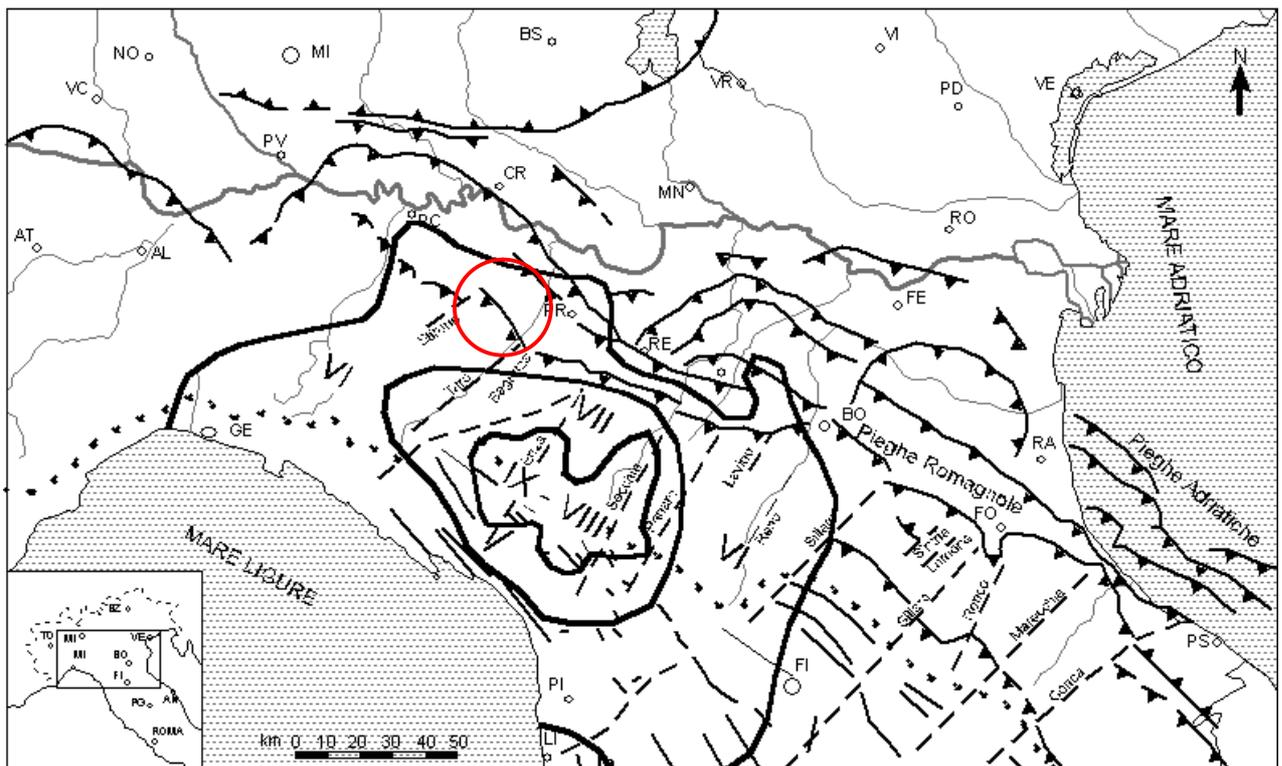


Figura 14: Campo macrosismico del terremoto del 07/09/1920 (CNR 1985 ridisegnato).

Le aree epicentrali dei terremoti dell'ultimo secolo sono riassunte in Tabella 2.

Tabella 2 – Aree epicentrali degli eventi sismici verificatesi nell'ultimo secolo nella Provincia di Parma.

Zona di Pianura	Bacino del T.Parma	Bacino del F. Taro
Busseto	Langhirano	Fornovo
Collecchio	Tizzano	Solignano
Medesano	Corniglio	Valmozzola
Noceto	Palanzano	Compiano
Soragna	Monchio delle Corti	Santa Maria del Taro
Sala Baganza	M. Caio	Varsi
Parma Sud-Ovest	Calestano	Bardi
Collecchio	Berceto	M. Barigazzo
Parma Ovest	Calestano	M. Maggiorasca
-	Passo della Cisa	Salsomaggiore
-	-	Bedonia
-	-	Borgo Val di Taro
-	-	Pione (Bardi)

In termini macrosismici, il catalogo DOM4.1, che raccoglie le osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno e che contiene circa 37.000 osservazioni macrosismiche relative a più di 900 terremoti e a più di 10.000 località, è stato utilizzato, su incarico della protezione civile, da Molin et al. (1996) in combinazione con i dati di CFTI (Catalogo dei Forti Terremoti Italiani di ING/SGA – Boschi et al., 1995) per la redazione della "Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani", di cui si riporta un estratto relativamente alla Regione Emilia-Romagna (Figura 15). Il territorio di Noceto è caratterizzato da un'intensità macrosismica pari a 8.

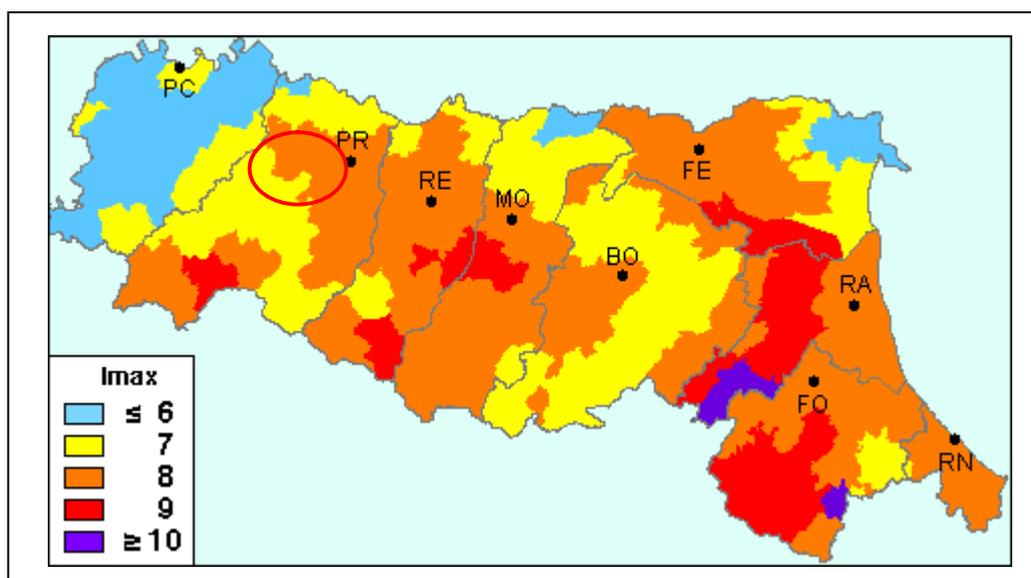


Figura 15 – Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani (estratto della Regione Emilia-Romagna).

6.2. 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 risulta suddiviso in 36 Macrozone e il territorio comunale di Noceto ricade all'interno della Zona Sismogenetica 913 (Figura 16).

In questa zona si verificano terremoti originati da movimenti prevalentemente compressivi NW con meccanismi trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture.

I terremoti storici raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo; la massima magnitudo rilevata è $M_d = 4,8$. le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 12 e 20 Km con profondità efficace di 13 km.

Nella Zona Sismogenetica 913 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{wmax} = 5,91$.



Figura 16 – Zonizzazione sismogenetica.

6.3. La classificazione sismica

La classificazione sismica è formulata sulla base degli studi del Servizio Sismico Nazionale (SSN), del Gruppo Nazionale per la Difesa dei Terremoti (GNDT) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING).

La classificazione è stata approvata con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/03/2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per la costruzione in zona sismica".

Il territorio nazionale è stato suddiviso in 4 classi con livelli decrescenti di pericolosità sismica in relazione a 4 differenti valori di accelerazione orizzontale (a_g/g) d'ancoraggio dello spettro di risposta elastico e a 4 differenti valori di accelerazione di picco orizzontale del suolo (a_g/g), con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Nella seguente Tab. 3 sono riportate le zone sismiche con i valori d'accelerazione orizzontale associati.

Tabella 3: Zone sismiche con associati i valori di accelerazione orizzontale.

zona	accelerazione orizzontale con probabilità di superamento pari al 10 % in 50 anni a_g/g	accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico (Norme Tecniche) a_g/g
1	> 0,25	0,35
2	0,15 - 0,25	0,25
3	0,05 - 0,15	0,15
4	< 0,05	0,05

Il territorio comunale di Noceto è classificato in classe 3 con conseguente accelerazione sismica orizzontale, con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni, pari a $a_g/g = 0,05 - 0,15$ e accelerazione sismica orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico pari a $a_g/g = 0,15$. Tali valori d'accelerazione sono relativi al badrock, ovvero a formazioni litoidi o terreni omogenei molto rigidi.

6.4. 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 V_R .

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 Noceto sono (v. Tav. QCA_G4 "PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE"):

- stazione 15158;
- stazione 15159;
- stazione 15160;
- stazione 15161;
- stazione 15380;
- stazione 15381;
- stazione 15382;
- stazione 15383;
- stazione 15602;
- stazione 15603;
- stazione 15604.

Analizzando i dati riportati per ognuna delle suddette stazioni il comune di Noceto 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. 17): $PGA = 0,150 - 0,175$;
- intensità macrosismica: MCS = VIII grado;
- magnitudo: $M = 5,91$

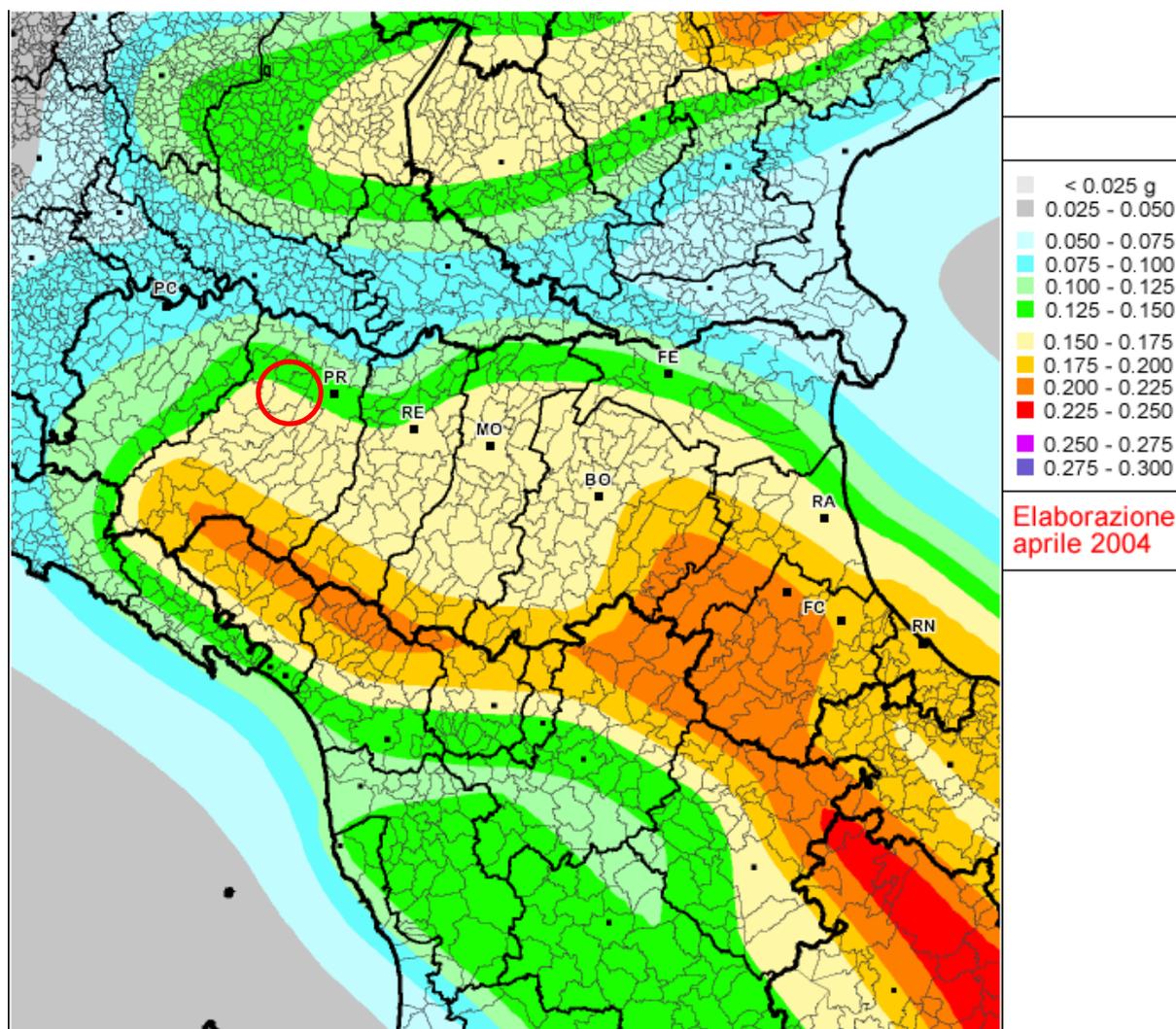


Figura 17 – PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni).

6.4.1. Definizione della pericolosità sismica locale

Partendo dalle caratteristiche sismotettoniche complessive della pianura parmense 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 Noceto 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 e agevola la scelta delle aree urbanizzabili con minor rischio e la definizione degli interventi ammissibili.

La Tav. QCA_G4 "PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE" risulta particolarmente efficace per la scelta delle aree di nuova previsione edificatoria, per la definizione delle indagini di approfondimento e degli interventi ammissibili, anche nelle aree già urbanizzate, soprattutto se utilizzate fino dalle fasi preliminari dei processi di pianificazione territoriale e urbanistica.

Tale cartografia è stata redatta in conformità agli *"Indirizzi per gli studi di micro zonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica"* di cui alla deliberazione n. 112 del 2/5/2007 dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia Romagna" (D.A.L. 112/2007).

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 4 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/sec⁶.</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 cu < 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 fratturati⁷ 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>

Tabella 4: principali condizioni geologiche e geomorfologiche che possono determinare effetti locali in Emilia-Romagna (da "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica", D.A.L. n. 112/2007).

⁶ Possono rientrare in questa categoria le argille e le argille marnose oligo-mioceniche della Successione Epiligure, le argille e le argille marnose tardo messiniane e plio-pleistoceniche, le sabbie poco cementate plio-pleistoceniche.

⁷ Rientrano in questa categoria i terreni con spaziatura della fratturazione < 20 cm.

6.4.2. Aree potenzialmente soggette ad effetti locali

La carta di pericolosità sismica locale (QCA_G4 “PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE”) 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 (QCA_G1);
- Carta geomorfologica (QCA_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 e tendenzialmente ghiaiosi (olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi alluvionali appartenenti all'apparato delle conoidi alluvionali del F. Taro e T. Parola;
2. Depositi misti in prevalenza argille e limi e in subordine ghiaie e sabbie (Pleistocene superiore e medio): si tratta dei depositi alluvionali delle unità che caratterizzano il margine collinare;
3. Depositi misti in prevalenza ghiaie e sabbie e in subordine argille e limi (Olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi alluvionali intravallivi che caratterizzano il fondovalle dei bacini vallivi (T. Recchio, T. Parola, ecc.);
4. Depositi di versanti ed assimilabili (Olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi eluvio-colluviali, detriti di falda e depositi di versanti che ricoprono ampi settori dei versanti del margine collinare
5. Dissesti (frane attive, quiescenti, ecc.): comprende tutti i corpi di frana
6. Depositi misti in prevalenza argille e limi e in subordine ghiaie e sabbie (Olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi alluvionali appartenenti alle zone d'interconoide tra il T. Recchio, il T. Parola e il F. Taro;
7. Allogruppo del Quaternario marino composto in prevalenza da sabbie dense e molto dense e da argille e limi consistenti e molto consistenti: si tratta di depositi marini e paralici nei quali i litotipi

argillosi e limosi sono consistenti e molto consistenti, mentre i litotipi sabbiosi risultano debolmente cementati;

8. Argille di Lugagnano composte in prevalenza da argille e limi consistenti e molto consistenti;
9. Rocce tenere caratterizzate da $V_{s30} < 800$ m/s: Formazione a Colombacci e Formazione del T. Ghiara;

I depositi delle classi 1, 2, 3, 4, 7, 8 e 9 sono tutti suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche; la distinzione nelle 7 classi si è resa necessaria per il grado di amplificazione che da una prima analisi appare inferiore per la classe 1, 8 e 9 e superiore per la classe 4.

I depositi della classe 5 sono suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche e soprattutto, in relazioni alla presenza di forme di dissesto, essere suscettibili ad instabilità dei versanti in caso di sollecitazioni sismiche.

I depositi della classe 6 sono suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche ed eventualmente potrebbero essere soggetti a cedimenti in relazione alla presenza di terreni fini argillosi e limosi soffici e altamente plastici di rilevante spessore.

Nel territorio del Comune di Noceto, sebbene siano fatte analisi su grandi areali senza approfondimenti di dettaglio, comunque obbligatori a scala progettuale, non appare la presenza di unità geologiche suscettibili al fenomeno della liquefazione

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 Noceto 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. QCA_G4) non sono presenti terreni suscettibili alla liquefazione, perché non 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 $(N_1)_{60} < 30$ colpi/30 cm oppure $q_{c1N} < 180$ kPa; dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinato dalle prove penetrometriche dinamiche (Standard

Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa e q_{c1N} 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 in Figura 18.

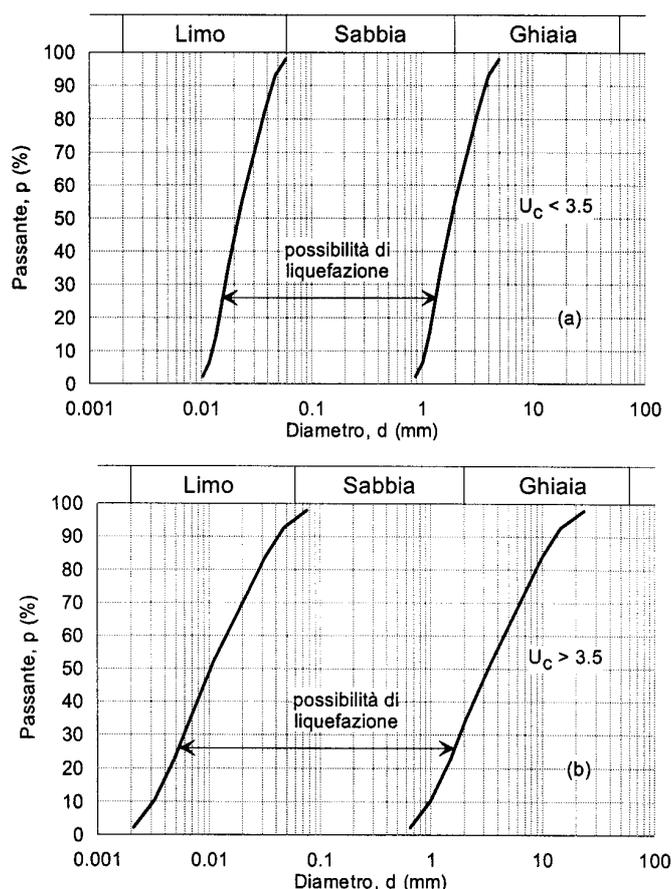


Figura 18 – Distribuzione granulometrica critica di terreni soggetti a liquefazione sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$

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. QCA_G4 i principali corpi del sottosuolo che possono influenzare il moto sismico in superficie. In particolare è rappresentata:

- la superficie superiore (tramite isobate riferite al livello medio del mare) dei principali corpi ghiaiosi, di spessore > 5 m, delle conoidi dei fiumi appenninici e le zone in cui tali depositi sono affioranti;
- le isobate della superficie di base dei depositi alluvionali (quota riferita a l.m.);
- 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; in generale occorre considerare gli effetti topografici per i pendii maggiori di 15° e con dislivello maggiore di 30 m (Eurocodice 8 - parte 5, EN 1998-5, 2003; Di Bucci et al., 2005; “Criteri per l'esecuzione degli studi di microzonazione sismica a supporto della redazione degli strumenti urbanistici”, Delibera di Giunta della Regione Umbria n. 226/2001, pubblicata sul Supplemento ordinario n. 2 del Bollettino Ufficiale della Regione Umbria n. 16 del 4/4/2001);
- proiezione sulla superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti attivi.

6.4.3. Analisi degli elementi di amplificazione sismica

Gli elementi di amplificazione sismica individuati nella Tav. QCA_G4 sono in seguito riassunti.

- Versanti con pendenze > di 15°. In tali aree, se il dislivello è superiore a 30 m, possono verificarsi effetti di amplificazione per cause topografiche. Pertanto in queste aree, e in quelle a quote immediatamente superiori, in caso di dislivello maggiore di 30 m, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione topografico.
- Versanti con pendenze > di 45° (scarpate). In tali aree, se il dislivello è superiore a 30 m, possono verificarsi effetti di amplificazione per cause topografiche. Pertanto in queste aree, e in

- quelle a quote immediatamente superiori, in caso di dislivello maggiore di 30 m, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione topografico.
- Sovrascorrimenti sepolti. Sono stati rappresentati i principali limiti tettonici in quanto è possibile che questi mettano a contatto litologie con caratteristiche meccaniche molto diverse e che, all'intorno di questi contatti, si possano verificare, oltre all'amplificazione, anche cedimenti differenziali. Perciò, nelle aree a cavallo di questi contatti, nel caso siano ammessi interventi, dovranno essere verificate le caratteristiche meccaniche dei terreni ed eventualmente valutati il coefficiente di amplificazione litologico e i cedimenti.
 - Depositi prevalentemente ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi. 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 alta 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 misti in prevalente argille e limi e in subordine ghiaie e sabbie. Tutte queste aree sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche.
 - Depositi misti in prevalenza ghiaie e sabbie e in subordine argille e limi. Tutte queste aree sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche.
 - Depositi di versante e assimilabili. Sono compresi tutti gli accumuli detritici di versante non compresi nella classe precedente (Dissesti attivi e Dissesti quiescenti). Queste aree sono tutte suscettibili di amplificazione; in esse, pertanto, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche.
 - Dissesti. Come già anticipato, la distinzione degli accumuli di frane attive e quiescenti dagli altri depositi di versante si è resa necessaria per la maggiore suscettibilità al dissesto, condizione di criticità che può essere ulteriormente aggravata dalle scosse sismiche. In queste aree gli utilizzi del territorio sono in genere già limitati da specifiche norme che non consentono la realizzazione di nuove costruzioni e infrastrutture; nel caso di eventuali interventi di consolidamento e messa in sicurezza di edifici esistenti, anche in questo caso le indagini e gli studi dovranno valutare, oltre al coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche, anche le condizioni di stabilità dei versanti, tenendo conto delle sollecitazioni sismiche.
 - Depositi misti in prevalenza argille e limi e in subordine ghiaie e sabbie. Le aree ricadenti in questa classe sono potenzialmente soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e

quindi dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione litologico. Talora, i terreni prevalentemente argillosi possono presentare caratteristiche meccaniche scadenti ed essere soggetti a cedimenti in caso di forti scosse. In caso di caratteristiche meccaniche scadenti dovranno essere stimati anche i potenziali cedimenti.

- Allogruppo del Quaternario marino. Unità di origine marina e paralicca con caratteristiche litologiche e meccaniche (sabbie poco cementate ed argille e limi consistenti e molto consistenti) da determinare amplificazione del segnale sismico. Queste aree sono tutte suscettibili di amplificazione; in esse, pertanto, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche.
- Argille di Lugagnano. Unità di origine marina con caratteristiche litologiche e meccaniche (argille e limi consistenti e molto consistenti) da determinare amplificazione del segnale sismico. Queste aree sono tutte suscettibili di amplificazione; in esse, pertanto, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche.
- Rocce tenere con $V_s < 800$ m/s. Unità di origine marina e continentale con caratteristiche litologiche e meccaniche (peliti ed areniti in prevalenza) tali da lasciare ipotizzare $V_{s30} < 800$ m/sec e perciò potenzialmente soggette ad amplificazione. Di conseguenza in queste zone, in fase di pianificazione urbanistica comunale, dovranno essere realizzate soprattutto indagini per la valutazione di V_s e, nel caso sia confermato $V_{s30} < 800$ m/s, dovrà essere valutato il coefficiente di amplificazione litologico.

6.4.4. Categorie del suolo di fondazione

Partendo dalla classificazione definita nel precedente Cap. 6.4.3 è stata valutata la categoria sismica di alcune unità geologiche affioranti nel territorio comunale di Noceto.

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 V_{s30} 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 V_{s30} compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero resistenza penetrometrica $N_{SPT} > 50$, 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 V_{s30} compresi tra 180 e 360 m/s ($15 < N_{SPT} < 50$, $70 < c_u < 250$ kPa).

- D - *Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti*., caratterizzati da valori di $V_{S30} < 180$ m/s ($N_{SPT} < 15$, $c_u < 70$ kPa).
- E - *Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali*. con valori di V_{S30} 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 $V_{S30} > 800$ 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 $V_{S30} < 100$ 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 V_{S30} 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.

Sulla base delle suddette definizioni sono stati considerati i seguenti siti d'indagine delle onde V_{S30} eseguiti con la tecnica REMI dalla ditta Ambiter s.r.l.:

- località Coduro del Comune di Fidenza;
- centro di Medesano;
- località Oratorio del Comune di Fontevivo.

L'analisi dei microtremori (REMI) rappresenta un metodo per la determinazione della velocità delle onde di taglio. Tale analisi ha suscitato negli ultimi anni un interesse crescente in quanto è in grado di fornire risultati accurati a costi relativamente contenuti; tale metodica è, infatti, realizzabile con procedure operative molto simili a quelle impiegate per la sismica di superficie convenzionale.

L'analisi dei microtremori rappresenta un tipo di indagine geofisica efficace ed innovativo per lo studio dell'andamento delle Vs in profondità.

Gli obiettivi principali dell'analisi dei Microtremori sono:

- determinare le Vs30 (media pesata delle Vs nei primi 30 metri di sottosuolo) per la definizione del suolo di fondazione secondo la normativa vigente e le relative nuove regole inerenti alla progettazione antisismica.
- ottenere i valori di Vs per ciascuna delle principali litologie per definirne il comportamento dinamico ed effettuare una simulazione della risposta sismica locale attraverso codici numerici.

Le geometrie e la strumentazione di acquisizione sono in grado di fornire informazioni sul contenuto spettrale dei microtremori presenti sul luogo di indagine all'interno di una banda di frequenza circa compresa tra i 2 Hz e i 40 Hz.

L'elaborazione dei dati consiste nel trasformare ciascuna delle registrazioni effettuate in spettri bidimensionali di tipo "slowness-frequency" che permettono di stabilire una relazione tra le velocità di fase di ciascuna singola componente in frequenza appartenente ai treni d'onda che si propagano in superficie.

Tali spettri consentono, infatti, attraverso un picking manuale, la definizione di una curva di dispersione caratteristica del moto sismico in superficie che è strettamente correlato alla distribuzione delle onde S con la profondità.

L'inversione di questa curva consente di ottenere l'andamento delle onde S in profondità e, successivamente, arrivare alla determinazione delle Vs30.

Il software con cui è realizzato questo tipo di elaborazione è ReMi, prodotto dalla Optim LLC (Reno, Nevada, USA) e si basa su un algoritmo sviluppato da J.Louie (Università del Nevada, Reno) nel 2001.

Per l'acquisizione sismica è stato impiegato un sismografo a 24 canali denominato SMARTSEIS, facente parte della gamma dei prodotti Geometrics; questo strumento è dotato di un convertitore analogico-digitale a 16 bit (15+1), ed un amplificatore analogico digitale (24 dB) che determinano un dynamic range (120 dB), in grado di riprodurre in modo molto accurato il segnale sismico.

I sensori disposti sul terreno sono geofoni (Mark Products) caratterizzati da una frequenza di smorzamento di 14 Hz.

Vengono adottate semplici geometrie di acquisizione che prevedono l'allineamento di n. 24 geofoni con spaziatura costante pari a 5 metri.

I dati, acquisiti in formato SEG-2, sono stati trasferiti su PC e convertiti in formato SEG-Y, compatibile con il software ReMi impiegato per l'elaborazione.

Ciascuna delle registrazioni effettuate è stata convertita in uno spettro frequency-slowness, sul quale è stata interpretata la curva di dispersione relativa alle componenti in frequenza dei tremori a cui è sottoposto il sottosuolo nel luogo di indagine.

Area di Coduro del Comune di Fidenza

L'area di Coduro in Comune di Fidenza è caratterizzata dalla classe: Depositi misti in prevalente argille e limi e in subordine ghiaie e sabbie (Olocene e Pleistocene superiore).

Qui è stata effettuata un'indagine tipo REMI secondo le modalità descritte in precedenza. Occorre sottolineare che nella determinazione delle onde di taglio l'indagine si è spinta fino a 80 metri dal piano campagna, ma la sua validità è limitata solamente ai primi 30 metri a partire dalla superficie topografica.

Nella seguente figura 19 è riportato l'andamento dell'andamento delle Vs nei primi circa fino a 30 metri di profondità.

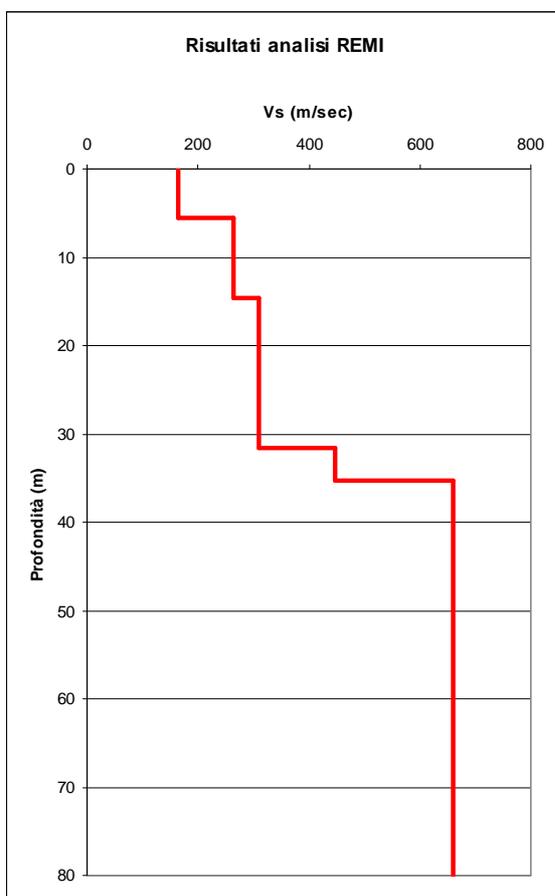


Figura 19 - Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area di Coduro del Comune di Fidenza

Per il calcolo della Vs30, sulla base dei dati ricavati dalle indagini dei microtremiti (ReMI), è stata impiegata la formula riportata nel D.M. del 15 settembre 2005 "Norme Tecniche per le Costruzioni" così di seguito enunciata:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

dove h_i e V_i indicano lo spessore (in metri) 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 metri superiori, ottenendo il valore di 252 m/s, al quale corrisponde un terreno di **tipo 'C'**.

Area centro di Medesano

L'area di Centro di Medesano è caratterizzata dalla classe: Depositi prevalentemente ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi (olocene e Pleistocene superiore).

Qui è stata effettuata un'indagine tipo REMI secondo le modalità descritte in precedenza.

Occorre sottolineare che nella determinazione delle onde di taglio l'indagine si è spinta fino a 120 metri dal piano campagna, ma la sua validità è limitata solamente ai primi 30 metri a partire dalla superficie topografica.

Nella seguente figura 20 è riportato l'andamento dell'andamento delle Vs nei primi circa fino a 30 metri di profondità.

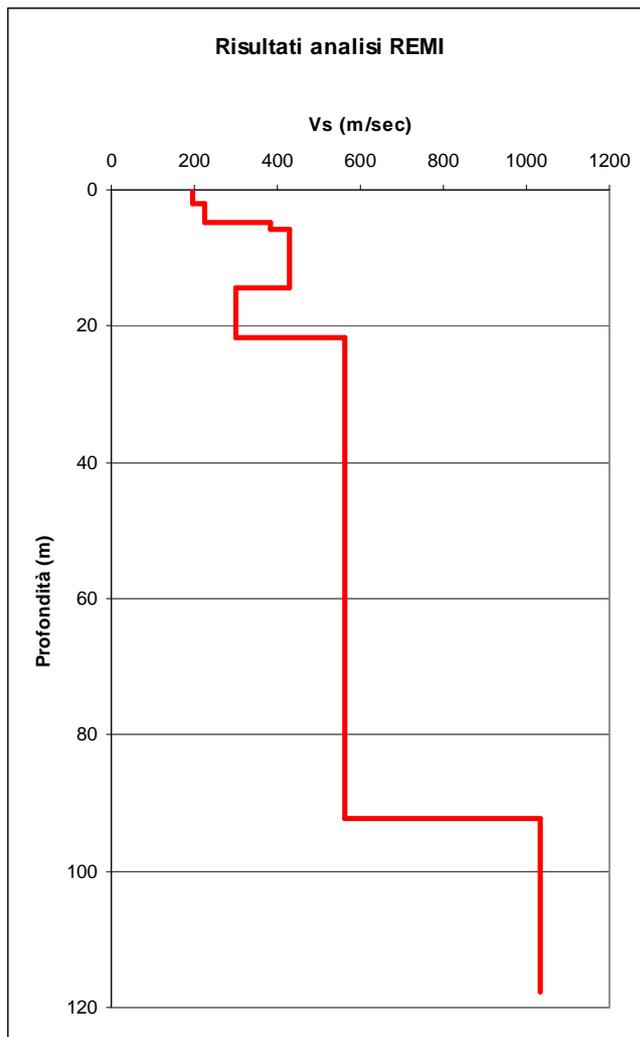


Figura 20 - Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area centro di Medesano

Per il calcolo delle Vs30, sulla base dei dati ricavati dalle indagini dei microtremori (**ReMI**), verrà impiegata la formula riportata nel D.M. del 15 settembre 2005 "Norme Tecniche per le Costruzioni" così di seguito enunciata:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

dove:

h_i e V_i indicano lo spessore (in metri) 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 metri superiori.

Pertanto si ricava,

Strato (n)	Spessore (m)	Velocità (m/sec)
1	1,91	196
2	2,85	225
3	1,10	381
4	8,62	427
5	7,08	300
6	70,74	560
7	25,44	1032

Da cui si ricava ottenendo il valore di $V_{s30} = 356$ m/s, al quale corrisponde un terreno di tipo 'C'.

Area Oratorio del Comune di Fontevivo

L'area Oratorio del Comune di Fontevivo è caratterizzata dalla classe: Depositi prevalentemente ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi (olocene e Pleistocene superiore).

Qui è stata effettuata un'indagine tipo REMI secondo le modalità descritte in precedenza.

Occorre sottolineare che nella determinazione delle onde di taglio l'indagine alla profondità di circa 28 metri dal piano campagna ha subito un'amplificazione che ha portato a determinare valori delle onde di taglio medesime superiori a 800 m/s, caratteristici di suoli tipo A. Premesso che le indagini tipo Remi eseguite nell'area d'indagine difficilmente hanno validità oltre i 30 metri dal piano campagna, appare improbabile che terreni alluvionali del pleistocene superiore, anche se prevalentemente ghiaiosi abbiano velocità delle onde di taglio paragonabili a quelle delle rocce.

Occorre quindi trascurare i dati oltre i 28 metri dal piano campagna.

Nella seguente figura 21 è riportato l'andamento dell'andamento delle Vs nei primi circa fino a 30 metri di profondità.

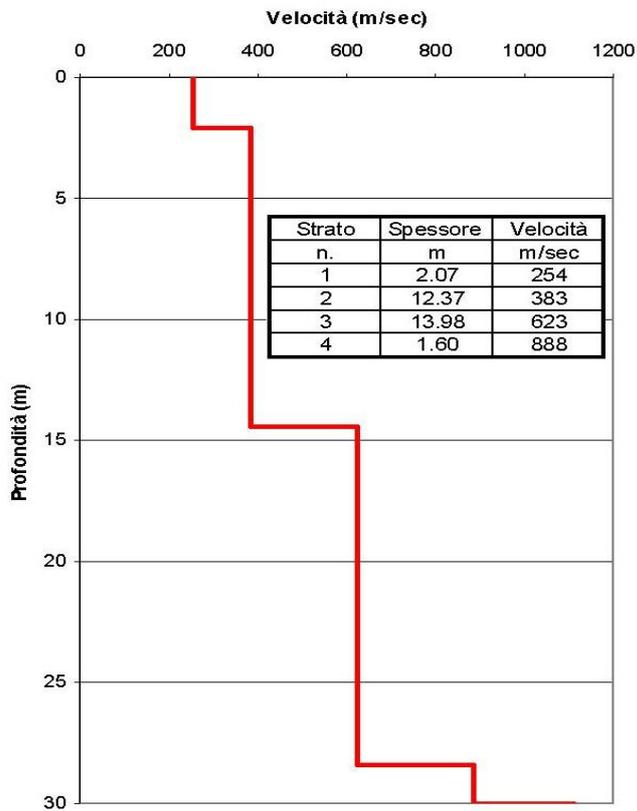


Figura 21 - Risultati dell'inversione della curva di dispersione stimata nell'area Oratorio del Comune di Fontevivo

Per il calcolo della V_{S30} , sulla base dei dati ricavati dalle indagini dei microtremori (ReMI), è stata impiegata la formula riportata nel D.M. del 15 settembre 2005 "Norme Tecniche per le Costruzioni" così di seguito enunciata:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

dove h_i e V_i indicano lo spessore (in metri) 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 metri superiori, ottenendo il valore di 464 m/s, al quale corrisponde un terreno di **tipo 'B'**.

6.4.5. Pericolosità nelle zone soggette a dissesti

Gli effetti del sisma su un pendio possono essere diretti o indiretti. I primi determinano frane direttamente in corrispondenza dell'evento sismico, mentre i secondi si manifestano dilazionati di alcune ore o giorni rispetto all'evento (HUTCHINSON, 1993).

Nell'area del Comune di Noceto gli effetti diretti del sisma sui versanti possono essere rappresentati da fenomeni di crollo di ridotte dimensioni e dalla riattivazione di fenomeni preesistenti. Gli effetti indiretti possono invece determinare la riattivazione di frane preesistenti, anche di considerevoli dimensioni, in materiali coesivi. Tale riattivazione, dilazionata nel tempo rispetto al sisma, è da imputare agli effetti del carico ciclico sul regime delle pressioni interstiziali.

LEMOS et alii, (1985) e SASSA (1992) hanno mostrato che l'applicazione di rapide deformazioni cicliche in speciali apparecchi di taglio torsionale determinano in alcuni tipi di materiali coesivi una progressiva diminuzione della resistenza al taglio residua, dopo un picco iniziale; anche tale fenomeno può spiegare il ritardo fra la scossa sismica e la riattivazione delle frane.

Gli effetti di terremoti sui versanti appenninici della provincia di Parma sono riconducibili ai seguenti casi documentati:

- riattivazione della frana di Signatico (Val Parma) avvenuta tra 01 e 12/01/1997: oltre alle intense precipitazioni meteoriche manifestatesi in quel periodo, può essere collegata al terremoto avvenuto il 01/01/1997 alle ore 7.10 con epicentro a Parma ovest, di intensità non segnalata (BOSCHI et al., 1997), che è presumibile possa aver favorito una situazione di stabilità già compromessa;
- riattivazione della frana di Corniglio iniziata il 01/01/1996 con mobilitazione completa del corpo di frana: è connessa ad una scossa sismica del V grado della scala MCS (Magnitudo 4) con epicentro presso Toano, in provincia di Reggio Emilia, avvenuta alle 23.45 del 31/12/1995 (LARINI et al., 2001);
- fenditure nel terreno ed emissioni di gas ed idrocarburi nella zona di Bardi: effetti relativi ad un sisma di intensità pari a VI MCS con epicentro a Bardi avvenuto nel 1801 (ZECCHI 1986);
- avvallamenti, sprofondamenti, voragini, avvallamenti e apertura di un monte nella zona della Val Taro: effetti relativi ad un sisma di intensità pari a VIII MCS con epicentro a Borgo Val di Taro avvenuto il 09/06/1545 (ZECCHI 1986).

In seguito ai terremoti i movimenti franosi possono prodursi sia su pendii con coefficiente statico all'incirca pari ad uno (movimenti tipici) sia su pendii con coefficienti di sicurezza statici anche di molto superiori ad uno (movimenti atipici).

I movimenti tipici sono le riprese di movimenti di frane in atto o quiescenti, innescate, più che direttamente dalle vibrazioni, dalle modificazioni nelle condizioni al contorno del pendio (variazioni della falda, ecc.) o dal passaggio dalle condizioni non drenate a quelle drenate.

Esempi di questo tipo nell'area geografica di specifico interesse sono la frana di Corniglio (LARINI et al., 2001) e la frana di Signatico (BOSCHI et al., 1997), le quali, come in altri casi registrati a seguito del terremoto dell'Irpinia nel 1980 (COTECCHIA, 1982; COTECCHIA et AL, 1984; D'ELIA, 1983; D'ELIA et AL 1985) si sono manifestate con un certo ritardo di alcune ore o addirittura di alcuni giorni.

Sulla base delle osservazioni dei movimenti, i suddetti fenomeni franosi possono essere ricondotti a tre schemi fondamentali di rottura del pendio: Rottura per liquefazione; Rottura lungo superfici di scivolamento definite; Rottura senza superfici di scivolamento definite.

In ognuno di questi casi si ha un incremento delle pressioni interstiziali che inficiano negativamente sulle forze stabilizzanti del pendio. Tale aumento determina in terreni a comportamento granulare effetti immediati, mentre nei terreni a comportamento coesivo effetti ritardati. Un parametro fondamentale nel criterio di rottura del pendio è il coefficiente sismico critico K_c , che dipende dalla geometria del pendio e dalle caratteristiche di resistenza del materiale. Il suo valore è ritenuto indicativo delle condizioni di stabilità del pendio e orientativamente può assumere i valori di Tab. 12, corrispondenti a diverse esposizioni al rischio di movimenti franosi durante i terremoti.

Kc	condizioni del pendio
< 0.01	precarie
0.01 - 0.1	deboli
0.1 - 0.3	medie
> 0.3	buone

Tabella 5: Valori del coefficiente K_c in relazione alle condizioni di stabilità del pendio (LEGG, 1982).

Nei corpi di frana, dove si sono già verificati rotture nel pendio, sono sufficienti accelerazioni sismiche anche di ridotta entità per generare riattivazioni di dissesti preesistenti. In Fig. 22 si può osservare come varia lo spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti (FACCIOLI, 1987).

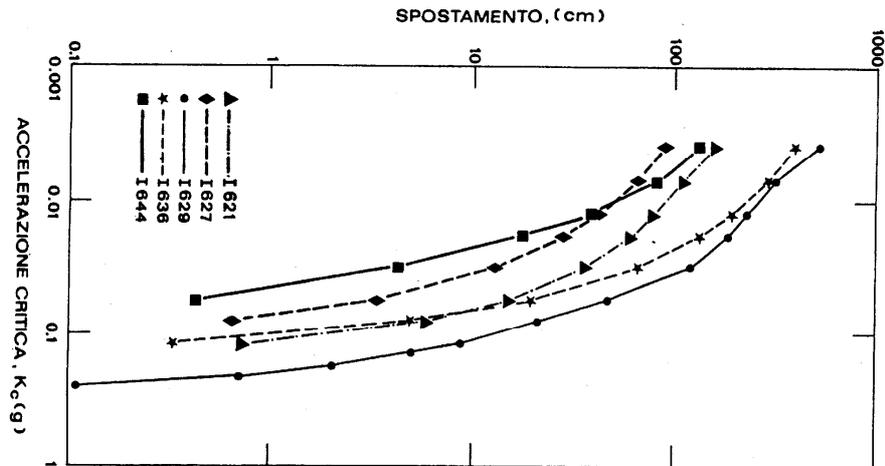


Figura 22: Spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti (FACCIOLI, 1987 a e b).

Per gli effetti del sisma sui corpi di frana in generale si rivelano inoltre particolarmente utili le curve sperimentali proposte da KEEFER (1984), che riportano la massima distanza dall'epicentro entro la quale le frane possono essere innescate da un sisma, in funzione della magnitudo (v. Fig. 23).

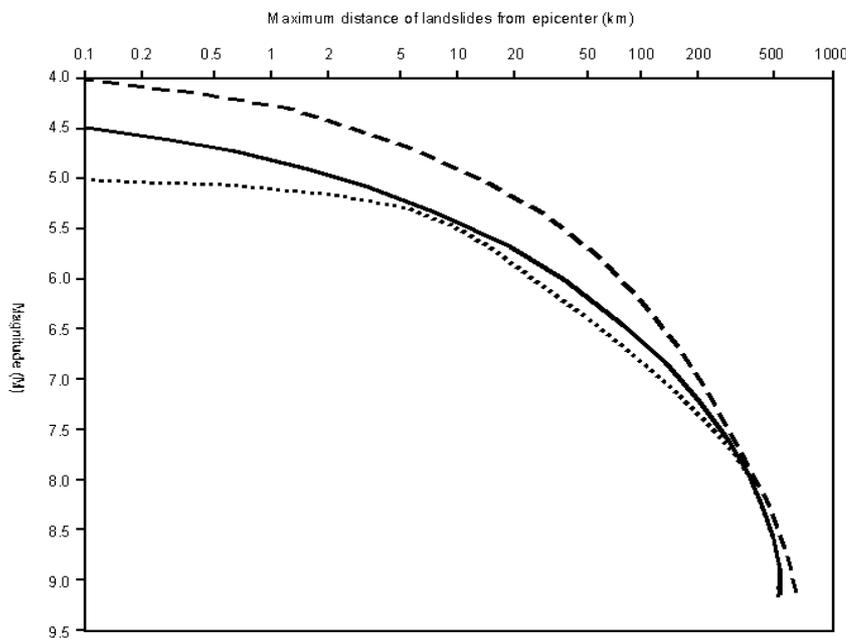


Figura 23: Massima distanza dall'epicentro dalle frane innescate dai terremoti in funzione della magnitudo (da KEEFER, 1984): linea continua: valore medio; linea puntinata: limite inferiore; linea tratteggiata limite superiore.

Le zone soggette agli effetti sismici sono ovviamente i corpi di frana in senso lato.

Le curve in Fig 23 sono state ricavate per terremoti negli Stati Uniti, ma sembrano essere soddisfacenti anche per il territorio italiano (DEL PRETE et alii, 1992). Le soglie di magnitudo minima per la quale possono generarsi movimenti di massa sono rispettivamente $M = 4$ per i crolli, $M = 4,5$ per gli scivolamenti e $M = 5$ per le colate ed i fenomeni di Liquefazione.

Il territorio comunale di Noceto, sulla base delle aree sismogenetiche poste al suo contorno, risulta quindi potenzialmente sensibile alle azioni dinamiche indotte da terremoti di magnitudo pari a $M = 4$.

7. FATTIBILITÀ DELLE TRASFORMAZIONI ALL'INSEDIAMENTO

Le analisi geologiche hanno permesso di verificare che i diversi processi di urbanizzazione riguardino zone geologicamente idonee, che le variazioni indotte sull'ambiente non costituiscano pericolo per gli stessi insediamenti e che queste non arrechino danni irreversibili alle risorse naturali.

In proposito è stata redatta la carta contenente la fattibilità delle trasformazioni all'insediamento residenziale e industriale, espresse nella Tavola QCA_G5. In particolare è stata prodotta una zonizzazione del territorio comunale in classi di fattibilità, desunta dalla cartografia di analisi (tavole QCA_G1, QCA_G2, QCA_G3, QCA_G4) attribuendo un valore di classe di fattibilità a ciascun poligono definito dalle carte di analisi medesime.

La carta della fattibilità delle trasformazioni all'insediamento residenziale e industriale è dunque una mappa della pericolosità che fornisce le indicazioni in ordine alle limitazioni e destinazioni d'uso del territorio, alle prescrizioni per gli interventi urbanistici, agli studi ed indagini da effettuare per gli approfondimenti richiesti, alle opere di mitigazione del rischio ed alle necessità di controllo dei fenomeni in atto o potenziali.

Indipendentemente dalla zonizzazione in classi di fattibilità ogni progetto d'intervento edificatorio, infrastrutturale e/o di servizio, deve essere corredato da una relazione geologica, geotecnica e sismica, in conformità al D.M. LL.PP. 3797/1967, al D.M. LL.PP. 11/03/1988 e successive integrazioni e modifiche, alla D.G.R. 29/10/2001 n. 7/6645 e al D.M. del 14 settembre 2005 "Norme tecniche per le costruzioni".

7.1. Fattibilità senza particolari limitazioni

La classe comprende quelle aree che non presentano particolari limitazioni a variazioni di destinazione d'uso e per le quali dovrà essere applicato il D.M. LL.PP. 3797/1967, il D.M. LL.PP. 11/03/1988 e successive integrazioni e modifiche, il D.G.R. 29/10/2001 n. 7/6645, il D.M. del 14 settembre 2005 "Norme tecniche per le costruzioni" e il D.M. 14.1.2008 "Approvazione delle nuove norme tecniche",.

7.2. Fattibilità con modeste limitazioni

La classe comprende le zone nelle quali sono state riscontrate modeste limitazioni alla modifica delle destinazioni d'uso dei terreni.

In linea generale si tratta di zone che presentano problematiche sotto il profilo idrogeologico perché suscettibili all'inquinamento delle acque sotterranee, ma facilmente risolvibili attraverso adeguati

accorgimenti costruttivi da definire in sede di progettazione, sulla base di specifici approfondimenti per la mitigazione del rischio.

In particolare le attività edificatorie potranno essere attuate solo dimostrando, in sede progettuale e tramite opportuno studio idrogeologico, che gli interventi non arrecheranno impatti negativi sulle falde sotterranee e nel caso dovranno prevedersi tutte le misure di salvaguardia possibili. Per la gestione degli scarichi, dei pozzi e delle acque di prima pioggia si rimanda all'allegato 4 delle Norme Tecniche del PTCP vigente.

Tutti i nuovi interventi edilizi dovranno essere realizzati con modalità atte a consentire una corretta regimazione delle acque superficiali. In particolare i materiali impiegati per le pavimentazioni dovranno favorire l'infiltrazione nel terreno e comunque la ritenzione temporanea delle acque di precipitazione.

Tutti i nuovi interventi edilizi dovranno inoltre essere realizzati in modo da non alterare la funzionalità idraulica del contesto in cui s'inseriscono garantendo il mantenimento dell'efficienza della rete di convogliamento e di recapito delle acque superficiali.

E' vietato interrompere e/o impedire il deflusso superficiale dei fossi e dei canali nelle aree agricole, sia con opere definitive sia provvisorie, senza prevedere un nuovo e/o diverso recapito per le acque di scorrimento intercettate.

Per gli interventi edilizi che provochino l'impermeabilizzazione di grandi superfici di terreno, al fine di evitare un aumento eccessivo di carico idraulico nella rete di scolo superficiale e nella rete fognaria esistente si dovranno utilizzare degli appositi bacini di accumulo temporaneo per la raccolta delle acque intercettate dalle coperture degli edifici nel rispetto di quanto previsto dal DPR 18.02.1999 n. 238. I manufatti di raccolta, di recapito e di accumulo delle acque meteoriche dovranno essere compresi, unitariamente, nelle opere di urbanizzazione primaria.

7.3. Fattibilità con consistenti limitazioni

La classe comprende le zone nelle quali sono state riscontrate consistenti limitazioni alla modifica delle destinazioni d'uso delle aree, per le seguenti condizioni di pericolosità;

- maggiore sensibilità al rischio sismico rispetto alle altre zone del territorio comunale, comunque da appurare mediante studi specifici;
- zone di rispetto dei pozzi ad uso idropotabile;
- zone ricadenti nella fascia C del PAI;

Sulla base della criticità del problema insito, fatte salve le prescrizioni dettate dalla normativa vigente in materia e dalla pianificazione di settore per ogni area che ricade nelle zone a fattibilità con

consistenti limitazioni, si prescrive un supplemento d'indagine finalizzato a quantificare il reale rischio idraulico, idrogeologico e sismico e a definire tutte le misure di mitigazione più opportune.

In particolare le attività edificatorie potranno essere attuate solo dimostrando, in sede progettuale e tramite opportuno studio idrogeologico, che gli interventi non arrecheranno impatti negativi sulle falde sotterranee e nel caso dovranno prevedersi tutte le misure di salvaguardia possibili. Per la gestione degli scarichi, dei pozzi e delle acque di prima pioggia si rimanda all'allegato 4 delle Norme Tecniche del PTCP vigente.

Tutti i nuovi interventi edilizi dovranno essere realizzati con modalità atte a consentire una corretta regimazione delle acque superficiali. In particolare i materiali impiegati per le pavimentazioni dovranno favorire l'infiltrazione nel terreno e comunque la ritenzione temporanea delle acque di precipitazione.

Tutti i nuovi interventi edilizi dovranno inoltre essere realizzati in modo da non alterare la funzionalità idraulica del contesto in cui s'inseriscono garantendo il mantenimento dell'efficienza della rete di convogliamento e di recapito delle acque superficiali.

E' vietato interrompere e/o impedire il deflusso superficiale dei fossi e dei canali nelle aree agricole, sia con opere definitive sia provvisorie, senza prevedere un nuovo e/o diverso recapito per le acque di scorrimento intercettate.

Per gli interventi edilizi che provochino l'impermeabilizzazione di grandi superfici di terreno, al fine di evitare un aumento eccessivo di carico idraulico nella rete di scolo superficiale e nella rete fognaria esistente si dovranno utilizzare degli appositi bacini di accumulo temporaneo per la raccolta delle acque intercettate dalle coperture degli edifici nel rispetto di quanto previsto dal DPR 18.02.1999 n. 238. I manufatti di raccolta, di recapito e di accumulo delle acque meteoriche dovranno essere compresi, unitariamente, nelle opere di urbanizzazione primaria.

7.4. Fattibilità con gravi limitazioni

La classe "Fattibilità con gravi limitazioni" comprende le zone fluviali e perfluviali della rete idrica superficiale (F. Taro, T. Parola e T. Recchio) e le aree in frana.

L'alta pericolosità comporta gravi limitazioni per la modifica delle destinazioni d'uso delle aree. Dovrà essere esclusa qualsiasi nuova edificazione, se non opere tese al consolidamento o alla sistemazione idrogeologica per la messa in sicurezza dei siti. Per gli edifici esistenti saranno consentiti esclusivamente le opere relative ad interventi di demolizione senza ricostruzione, manutenzione ordinaria e straordinaria, restauro, risanamento conservativo, come definiti dall'art. 31, lettere a), b), c) della L. 457/1978.

Eventuali infrastrutture pubbliche e di interesse pubblico potranno essere realizzate solo se non altrimenti localizzabili e dovranno comunque essere puntualmente valutate in funzione del grado di rischio che determinano l'ambito di pericolosità/vulnerabilità omogenea.

A tal fine, alle istanze per l'approvazione da parte dell'autorità comunale, dovrà essere allegata apposita relazione geologica e geotecnica che dimostri la compatibilità degli interventi previsti con la situazione di grave rischio idrogeologico.

7.5. Disposizioni generali in merito alla sensibilità sismica del territorio comunale

Il presente studio, in riferimento all'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della L.R. 20/2000 "Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio", in merito a "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica", ha effettuato un'indagine di primo livello del territorio Comunale di Noceto.

Dall'analisi geologico-sismica esplicitato nei precedenti capitoli, emerge che il territorio comunale, è caratterizzato da fenomeni di instabilità e da condizioni morfologiche acclivi nel settore collinare (parte sud-ovest del territorio comunale), e da situazioni stratigrafiche con possibili amplificazioni sismiche locali dovute all'assetto stratigrafico.

Nelle successive fasi di pianificazione attuativa (POC, PUA, ecc.) e di progettazione delle opere pubbliche e private dovranno quindi essere effettuati specifici approfondimenti mirati a verificare le condizioni locali, al fine di orientare correttamente l'ubicazione e il dimensionamento delle strutture.

L'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della L.R. 20/2000 prevede 2 ulteriori livelli di approfondimento:

1. Secondo livello di approfondimento: consiste in un'analisi semplificata della pericolosità locale, la quale può essere basata, oltre che sull'acquisizione di dati geologici e geomorfologici più dettagliati di quelli della presente relazione, su prove geofisiche in sito e su prove geotecniche di tipo standard; il numero delle verticali indagate deve essere tale da consentire un'adeguata caratterizzazione geotecnica spaziale dei terreni e delle formazioni presenti nell'area di studio;
2. Terzo livello di approfondimento: deve essere effettuato nei seguenti casi:
 - aree soggette a liquefazione e densificazione;
 - aree instabili e potenzialmente instabili;
 - aree in cui le coperture hanno spessore fortemente variabile, come ad esempio nelle aree pedemontane e di fondovalle a ridosso dei versanti;
 - aree in cui è prevista la realizzazione di opere di rilevante interesse pubblico.

- l'analisi approfondita richiede un significativo numero di prove geofisiche e geotecniche, sia in sito che in laboratorio, rivolte alla definizione del comportamento dei terreni sotto sollecitazione dinamica.