

PROVINCIA DI PARMA

Comune di **SALA BAGANZA**



PSC

Piano Strutturale Comunale



G7

Relazione geologica e sismica

Sindaco

Cristina Merusi

Assessore all'Urbanistica

Carlo Leoni

Progettisti



AMBITER S.r.l.
società di Ingegneria ambientale

Dott. Geol. Gorgio Neri
Dott. Geol. Marco Rogna

Marzo 2011

Comune di Sala Baganza

Provincia di Parma

Comune di Sala Baganza

PIANO STRUTTURALE COMUNALE (P.S.C.)

AMBITER s.r.l.

v. Nicolodi, 5/a 43100 – 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

1 2 3 3

-

R

G

S

-

0

1

/

1

1

ELABORATO

DESCRIZIONE

TIPO

G7

Relazione geologica e sismica

SCALA

04							
03							
02							
01	mar. 2011	M. Rogna			M. Rogna	G. Neri	Emissione
REV.	DATA	REDAZIONE			VERIFICA	APPROV.	DESCRIZIONE

FILE	RESP. ARCHIVIAZIONE	COMMESSA
1233_RGS_rev_01-00.doc	DG	1233

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 – Successione Epiligure</i>	22
2.3.3. <i>Dominio Ligure</i>	23
3. GEOMORFOLOGIA	24
3.1. LA PIANURA PEDEMONTANA	24
3.1.1. <i>Il T. Baganza</i>	25
3.1.2. <i>Il T. Scodogna</i>	26
3.2. LA FASCIA COLLINARE	27
3.2.1. <i>Calanchi</i>	27
3.2.2. <i>Forme e depositi dovuti al dissesto</i>	30
3.3. ATTIVITÀ GEODINAMICA	32
4. INQUADRAMENTO GEOTECNICO.....	34
5. AMBIENTE IDRICO SOTTERRANEO	37
5.1. INQUADRAMENTO IDROSTRATIGRAFICO E IDROGEOLOGICO	37
5.1.1. <i>Idrostratigrafia del territorio del Comune di Sala Baganza</i>	38
5.1.2. <i>Architettura del bacino idrogeologico nell'area di studio</i>	40
5.2. COMPORTAMENTO IDRODINAMICO DEGLI ACQUIFERI SUPERFICIALI	41
5.3. VULNERABILITÀ DEGLI ACQUIFERI ALL'INQUINAMENTO	42
5.3.1. <i>Aree di salvaguardia per la tutela delle acque potabili ed emergenze naturali</i>	43
5.3.2. <i>Carta degli indirizzi</i>	44
6. SISMICITÀ DEL TERRITORIO	45
6.1. STORIA SISMICA DEL TERRITORIO COMUNALE.....	45
6.2. CARATTERISTICHE SISMOTETTONICHE	52
6.3. LA CLASSIFICAZIONE SISMICA.....	53
6.4. PERICOLOSITÀ SISMICA	54

6.4.1.	Definizione della pericolosità sismica locale.....	56
6.4.2.	Aree potenzialmente soggette ad effetti locali.....	59
6.4.3.	Analisi degli elementi di amplificazione sismica	62
6.4.4.	Pericolosità nelle zone soggette a dissesti.....	64
7.	FATTIBILITÀ DELLE TRASFORMAZIONI ALL'INSEDIAMENTO	68
7.1.	FATTIBILITÀ SENZA PARTICOLARI LIMITAZIONI	68
7.2.	FATTIBILITÀ CON MODESTE LIMITAZIONI	68
7.3.	FATTIBILITÀ CON CONSISTENTI LIMITAZIONI	69
7.4.	FATTIBILITÀ CON GRAVI LIMITAZIONI	70
7.5.	DISPOSIZIONI GENERALI IN MERITO ALLA SENSIBILITÀ SISMICA DEL TERRITORIO COMUNALE	71

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. Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola
7. Sezione idrostratigrafica rappresentativa del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola
8. Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1117
9. Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1222
10. Campo macrosismico del terremoto del 10/06/1438
11. Campo macrosismico del terremoto del 15/07/1971
12. Campo macrosismico del terremoto del 09/11/1983
13. Campo macrosismico del terremoto del 07/09/1920
14. Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani
15. Zonizzazione sismogenetica

16. PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni)
17. 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 $U_c < 3,5$
18. Spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti
19. 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 Sala Baganza.

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 Sala Baganza 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 svicolati tra loro in relazione all'andamento planimetrico delle strutture sepolte associate all'External Thrust Front” (ETF) e al Pedeapenninic Thrust Front (PTF);
3. Pedeapenninic Thrust Front (PTF); esprime la zona di confine tra il margine morfologico appenninico e il suddetto bacino satellite.

Il comune di Sala Baganza si colloca tra il Pedeapenninic Thrust Front e la parte meridionale del bacino satellite. Nelle Tavv. G1 e G5 sono rappresentate le proiezioni in superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti: le proiezioni dei sovrascorrimenti sepolti appartengono al Pedeapenninic Thrust Front.

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.

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

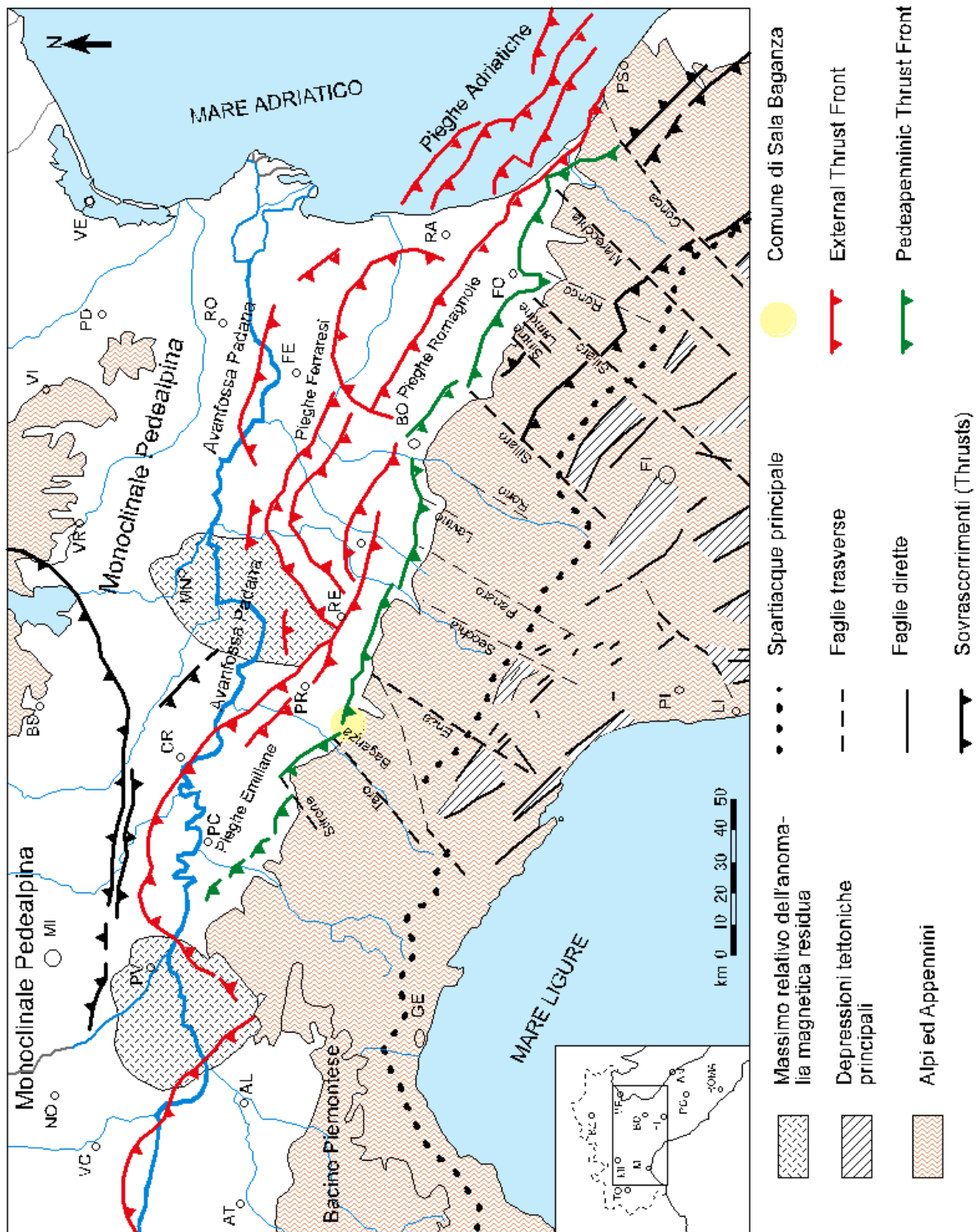


Figura 1: Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padano - adriatica (AGIP 1983; modificato).

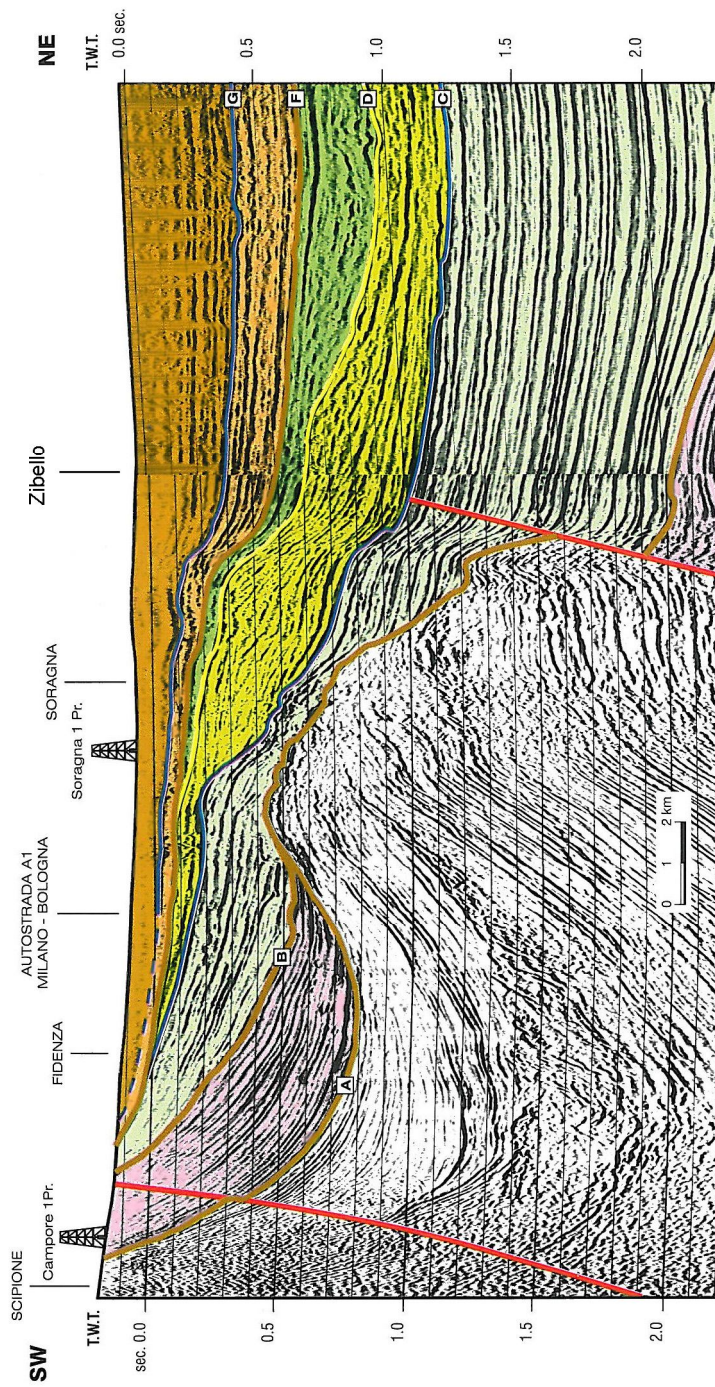


Figura 2: Profilo sismico interpretato (da Di Dio et Al., 1997 Modificato AGIP).

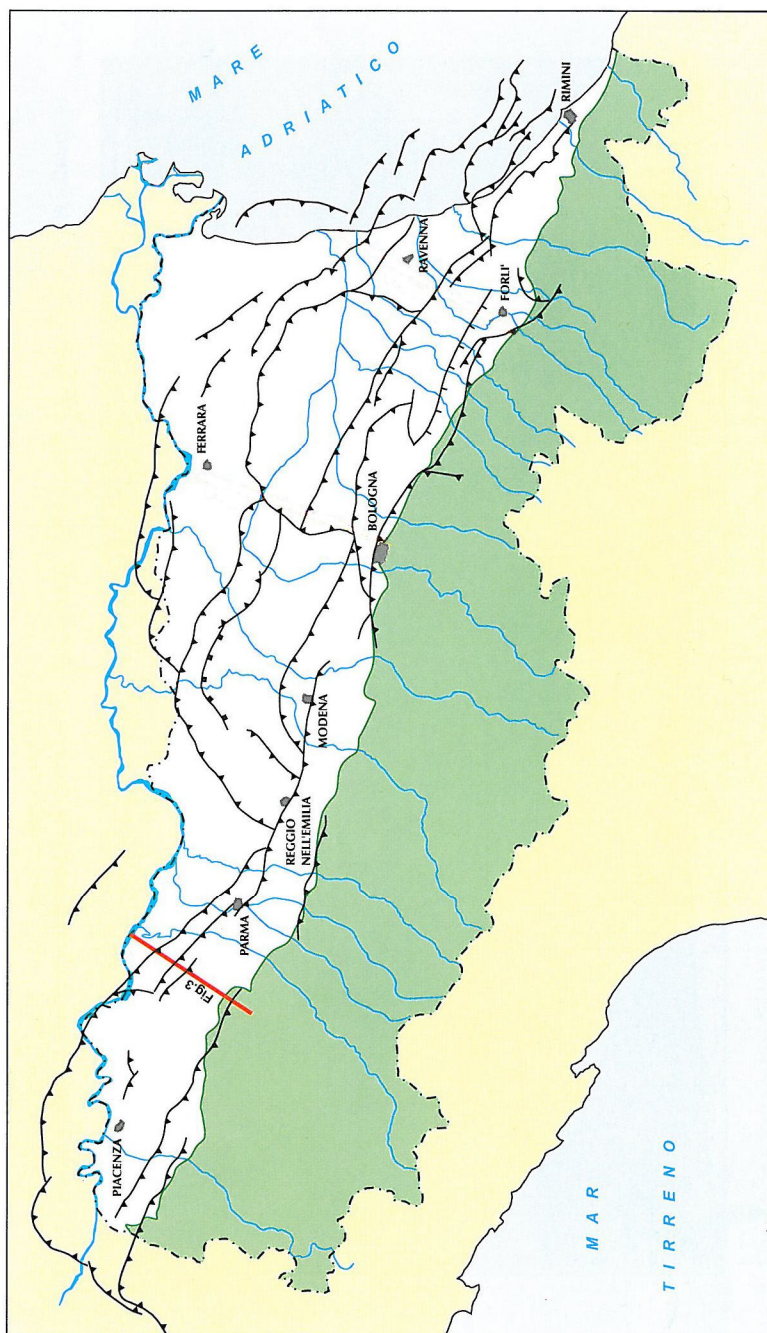


Figura 3: Fasi di migrazione della Transizione Scarpata Sottomarina – Piana Bacinale dal Pliocene medio al Pleistocene medio (G. Di Dio 1998)

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 Sala Baganza;
- 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 Sala Baganza.
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 Sala Baganza.

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 Sala Baganza 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

L'edificio Appenninico e padano, come già affermato, nasce in un contesto tettonico a stile compressivo nel quale le spinte orogenetiche attive dal terziario basso fino ai giorni nostri, quasi esclusivamente in ambiente sottomarino, hanno comportato un notevole raccorciamento crostale.

Concettualmente il processo di strutturazione è sintetizzabile nella dislocazione e deformazione di potenti ammassi rocce e terre, secondo un modello generale a falde di ricoprimento. Si tratta della sovrapposizione multipla (dall'inglese Thrusts) di sequenze sedimentarie ed ignee (in modo subordinato), staccatisi dal substrato oceanico di formazione e traslate e giustapposte verso nord est in rapporto all'azione delle spinte orogenetiche.

I depositi affioranti nell'area in esame sono stati suddivisi dal Servizio Geologico Regionale in 3 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 Successione Epiligure: si tratta di unità pseudo-autoctone di mare profondo e poco profondo sedimentate nei bacini in corso di evoluzione durante le principali fasi orogenetiche dell'Appennino Settentrionale. In termini stratigrafici si collocano al tetto della catena appenninica

ricoprendo le unità del Dominio Ligure. La loro sedimentazione e strutturazione tettonica è geneticamente legata alla rimobilizzazione delle unità liguri sulle quali giacciono;

- Dominio Ligure: rappresentano i sedimenti di fondo oceanico dell'estinto bacino della Tetide, depositati antecedentemente alla collisione della placca africana con la placca europea. Si tratta d'unità traslate ed intensamente deformate sopra le unità autoctone durante l'orogenesi appenninica. Si compongono di un Complesso di Base a composizione argillo-calcareo prevalente con inclusi potenti complessi ofiolitici (Complessi Ofiolitici di M. Aiona, M. Penna, M. Sillara, ecc.) e da una serie d'unità calareo-marnose (Unità Cassio, Unità Caio, Unità Solignano) e arenaceo-calcareo-pelitiche (Unità Dosso, Sporno, M. Gottero, M. Zatta);

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:

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

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

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

Più antico e situato in posizione inferiore dell'Supersintema 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. Nelle zone di conoide alluvionale l'Allomembro di Ravenna è costituito da depositi prevalentemente ghiaiosi, strutturati in spessi corpi a geometria cuneiforme e organizzati in cicli elementari a base grossolana e tetto fine, 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. Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica è distinto la parte più recente e superficiale dell'Allomembro di Ravenna con il nome di Unità di Modena:
 - L'Unità di Modena **AES8a** (Olocene; post IV-VII sec. d.C.). Nelle zone di conoide alluvionale l'unità Modena caratterizza i depositi terrazzati più bassi, e quindi più recenti, che bordano i principali corsi d'acqua. E' costituita da una successione prevalentemente ghiaiosa, con intercalazioni sabbiose, a giacitura suborizzontale e geometria lenticolare ricoperte da una coltre limoso-argillosa discontinua. Lo spessore massimo dell'unità è di alcuni metri. Il profilo di alterazione è di esiguo spessore (poche decine di cm) e di tipo A/C, localmente A/Bw/C.
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 (T. Baganza e T. Scodogna) 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 dei 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 rinvencono 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-limoso, 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, affiorante in destra orografica del T. Scodogna all'altezza della località Talignano. Tale unità è costituita da limi e limi argillosi prevalenti di colore grigio-azzurro, talora con screziature giallo-ocracee di ossidazione, con intercalazioni ghiaiose le quali, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali (Baganza) 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 paralici 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 alloformazioni 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 (subarvate) 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 – Successione Epiligure

Le unità del Dominio Successione Epiligure sono rappresentate nell'area in esame dalle unità di seguito descritte.

2.3.2.1. FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

Marne siltose grigio cenere, localmente silicee, a frattura scheggiata con patine scure manganesifere e intercalazioni di areniti fini in strati da sottili a spessi (*Aquitano-Burdigaliano inf.*).

Sono caratteristici della formazione alcuni livelli tripolacei chiari spessi anche 2-3 m, ricchissimi in silice sia di origine vulcanoclastica che biogenica. Sono intercalate nella formazione anche argille fogliettate grigio-verdastre in livelli da sottili a spessi.

La potenza massima stimata è pari a 220 m e presentano un contatto graduale sulla Formazione delle marne di Antognola.

2.3.2.2. FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Marne siltose e siltoso-arenacee grigio-verdi a frattura da scheggiata a concoide, con patine manganesifere scure e rare intercalazioni di letti arenitici sottili e medi a grana finissima (*Rupeliano terminale-Aquitano*).

Stratificazione piano-parallela mal distinguibile nella quale sono presenti orizzonti vulcanoclastici.

La potenza massima stimata è pari a 560 m e presentano un contatto localmente discordante sulla Formazione delle Arenarie di Ranzano e discordante sulle unità del Dominio Ligure.

2.3.2.3. FORMAZIONE DI RANZANO (RAN)

Formazione torbiditica prevalentemente arenitica, con episodi conglomeratici e orizzonti caotici da frana sottomarina intra- ed extraformazionali (*Priaboniano sup.-Rupeliano sup.*).

Nell'ambito del territorio comunale la formazione è costituita da un'alternanza monotona di areniti fini grigie, micacee, e peliti grigie e grigio-verditili e medi, talora spessi, A/P<1, localmente <<1; sono presenti sottili livelli arenitici vulcanoclastici e strati medi di marne calcaree chiare a base arenitica.

La potenza massima stimata è pari a circa 200 m e presentano un contatto netto discordante, talora erosivo e discordante, sulla Formazione delle Marne di M. Piano.

2.3.2.4. MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Marne argillose e argille marnoso-siltose grigio-verdastre, a luoghi rossastre, a stratificazione indistinta, verso la base varicolorate e scarsamente carbonatiche (*Luteziano terminale-Priaboniano sup.*). Sono presenti rari sottili livelli arenitici grigio-azzurri.

La potenza stimata varia da pochi metri a 90 m e presentano un contatto discordante sulle unità del Dominio Ligure.

2.3.3. Dominio Ligure

Il dominio ligure è suddiviso in unità strutturali. Nel territorio comunale affiora unicamente l'Unità tettonica M. Sporno.

2.3.3.1. FLYSCH DI M. SPORNO (FYS)

Unità torbiditica prevalentemente calcareo-marnosa e pelitico-marnosa suddivisa nelle seguenti sottounità (*Selandiano-Luteziano*):

- **membro di Calestano (FYS3)** (*Luteziano*): Marne e marne argillose grigie a frattura da concoide a poliedrica e marne siltose fogliettate, grigio scuro-verdastre, in strati spessi e molto spessi, intercalate a set di strati sottili e medi di areniti medie grigio-nocciola e peliti brune. Alla base degli strati marnosi sono talora presenti calcari e calcari marnosi color crema, in strati medi laminati ben stratificati. Rari livelli marnosi rosati verso il tetto del membro. Potenza massima stimata 430 m circa. Contatto graduale su FYS2.
- **membro di Armorano (FYS2)** (*Ypresiano-Luteziano inf.*): Regolari alternanze di calcari marnosi e calcari chiari, in strati da medi a molto spessi, e marne e marne argillose grigio-nocciola in sequenze plurimetriche, sono intercalate areniti e peliti marnose grigio scure in set di strati sottili e medi. Sono presenti rari livelli marnosi a focature rosate. I calcari presentano talora livelli o liste di selce bruna, come pure base biocalcareniticagrigio-verde, con lamine parallele e da ripples, localmente biocalciruditica con numerosi macroforaminiferi (Nummuliti e Orbitoididi). Potenza parziale massima 780 m.

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), compresa ad ovest dal T. Scodogna, tributario destro del F. Taro, e ad est dal T. Baganza.

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 dall'impalcatura della conoide alluvionale del T. Baganza e di rango inferiore del T. Scodogna. Il paesaggio, nel suo complesso, è contraddistinto dai seguenti aspetti:

- il T Baganza che mostra un andamento tipicamente rettilineo, e il T. Scodogna, 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 della Valline, Rio Manubiola,, ecc.) interessa le zone perifluviali comprese tra i corsi d'acqua principali (T. Baganza e T. Scodogna) 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.

Il T. Baganza 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 T. Baganza

Il T. Baganza nel tratto individuato nella Tav. G1 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 T. Baganza 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. Scodogna

Il T. Scodogna, contrariamente al T. Baganza presenta una configurazione di drenaggio a canale singolo molto sinuoso, talora meandriforme, incassato nelle alluvioni antiche della pianura pedemontana.

Tale corso d'acqua presenta un tracciato non in equilibrio con l'attuale cadente morfologica e la natura litologica del substrato, la quale dovrebbe, invece, essere di tipo "braided" o "wandering".

L'attuale configurazione di drenaggio è stata invece acquisita durante il Pleistocene, quando il T. Scodogna doveva 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. Scodogna, in relazione alla perdita del potere erosivo e deposizionale, di modificare la loro conformazione di drenaggio.

In altri termini il corso d'acqua presenta allo stato attuale un tracciato relitto costituitosi in un precedente periodo geologico.

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. Scodogna) 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. Calanchi

I calanchi presenti nel territorio comunale di Sala Baganza coincidono con le zone di affioramento delle Argille marine, interessando una superficie sostanzialmente poco sviluppata pari a circa 873.000 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, nord-est e nord-ovest.

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 parziale 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 oblitterati 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).

3.2.2. Forme e depositi dovuti al dissesto

Nel territorio comunale sono state individuate e rappresentate graficamente (vedi Tavv. G1 e 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.

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 Sala Baganza, sulla base di quanto riportato in precedenza è caratterizzato da un tasso di sollevamento <1 mm/anno nelle zone settentrionale e pari a circa 1 mm/anno nelle zone meridionali.

Gli effetti del sollevamento 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.

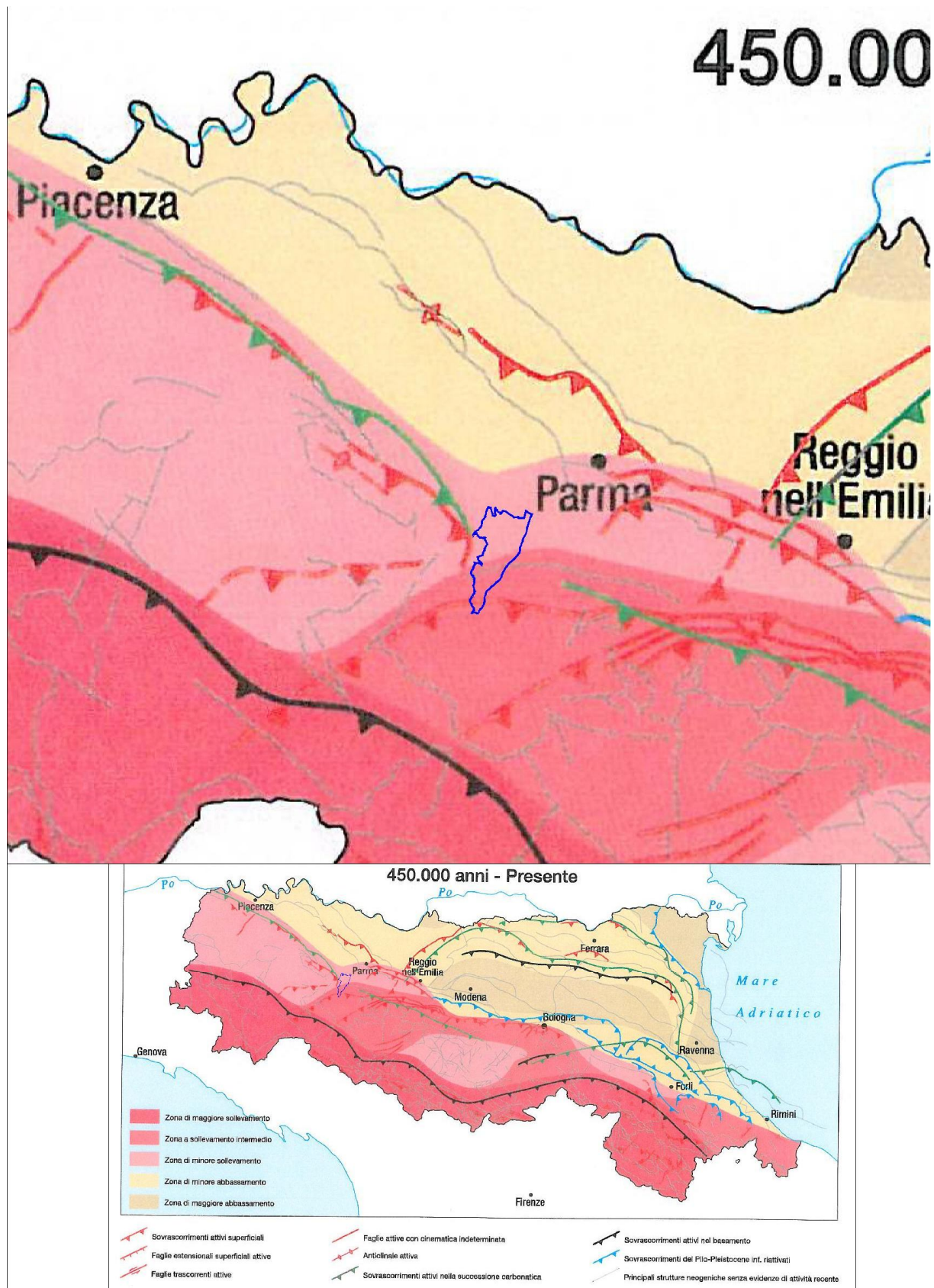
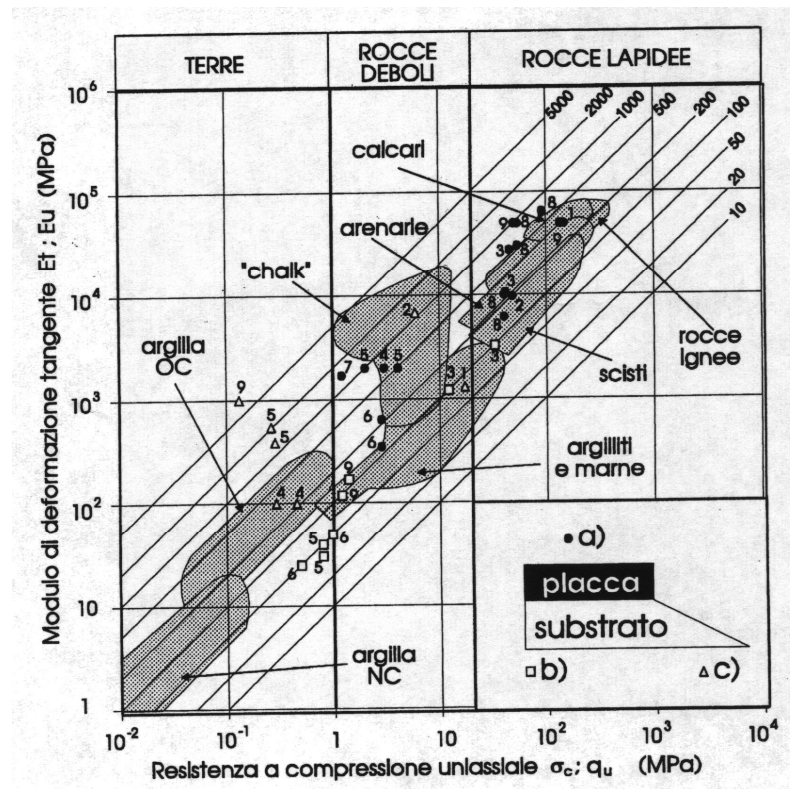


Figura 4: Attività geodinamica

4. INQUADRAMENTO GEOTECNICO

L'inquadramento geotecnico delle unità geologiche affioranti nel territorio comunale di Sala Baganza 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. Tav. G1):

A. Rocce:

- Rocce dure: Marne di M. Piano, Formazione di Antognola, Formazione di Contignaco, Formazione a Colombacci, Membro di Armorano e Formazione di Ranzano.

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.

5. AMBIENTE IDRICO SOTTERRANEO

5.1. Inquadramento Idrostratigrafico e Idrogeologico³

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

³ G. Di Dio (2006)

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

5.1.1. Idrostratigrafia del territorio del Comune di Sala Baganza

La Figura 6 illustra il quadro geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, in cui si inserisce l'area di studio.

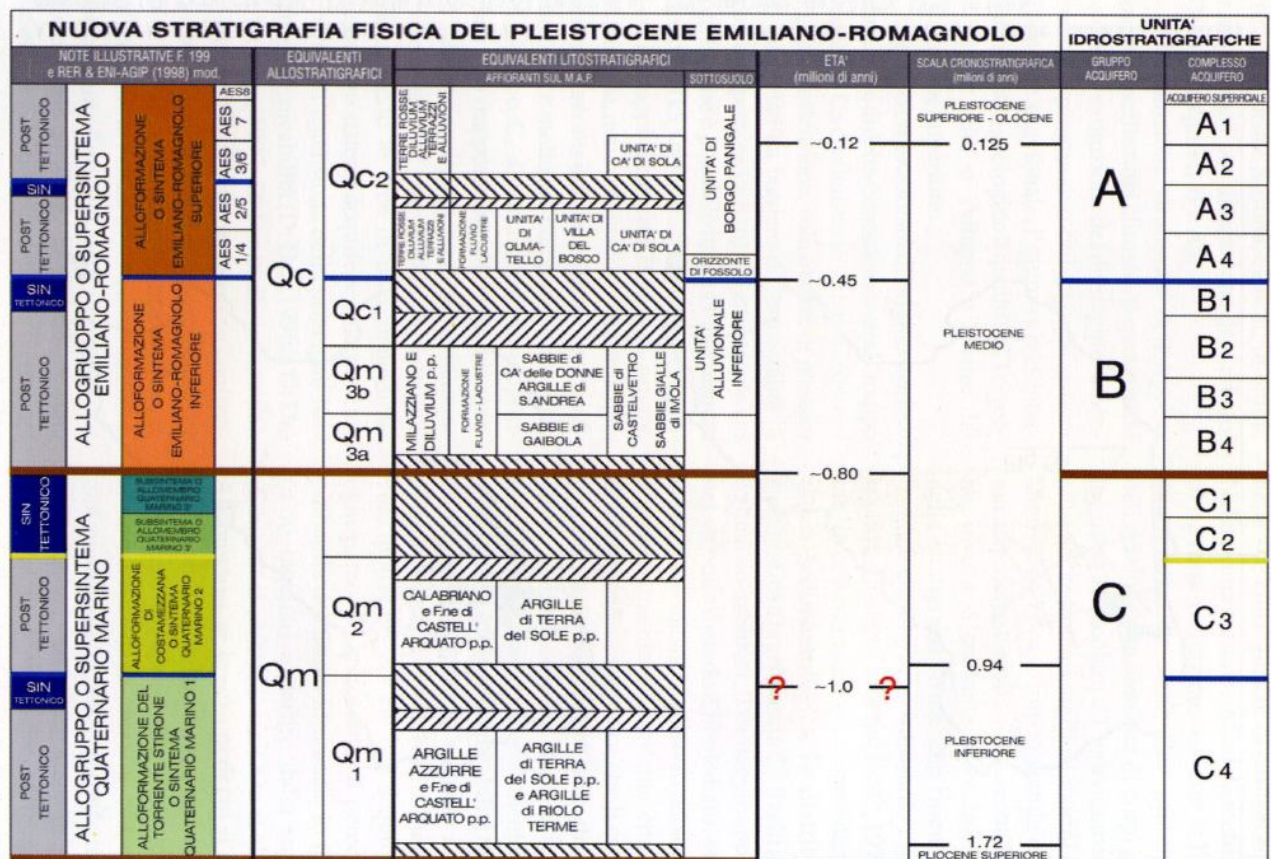


Figura 6: Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola. Da "Di Dio G. (2001): Il quadro delle conoscenze. In STUDI SULLA VULNERABILITA' DEGLI ACQUIFERI \ 15. Nuova Carta della vulnerabilità del parmense ed indirizzi di tutela delle acque. 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. 7).

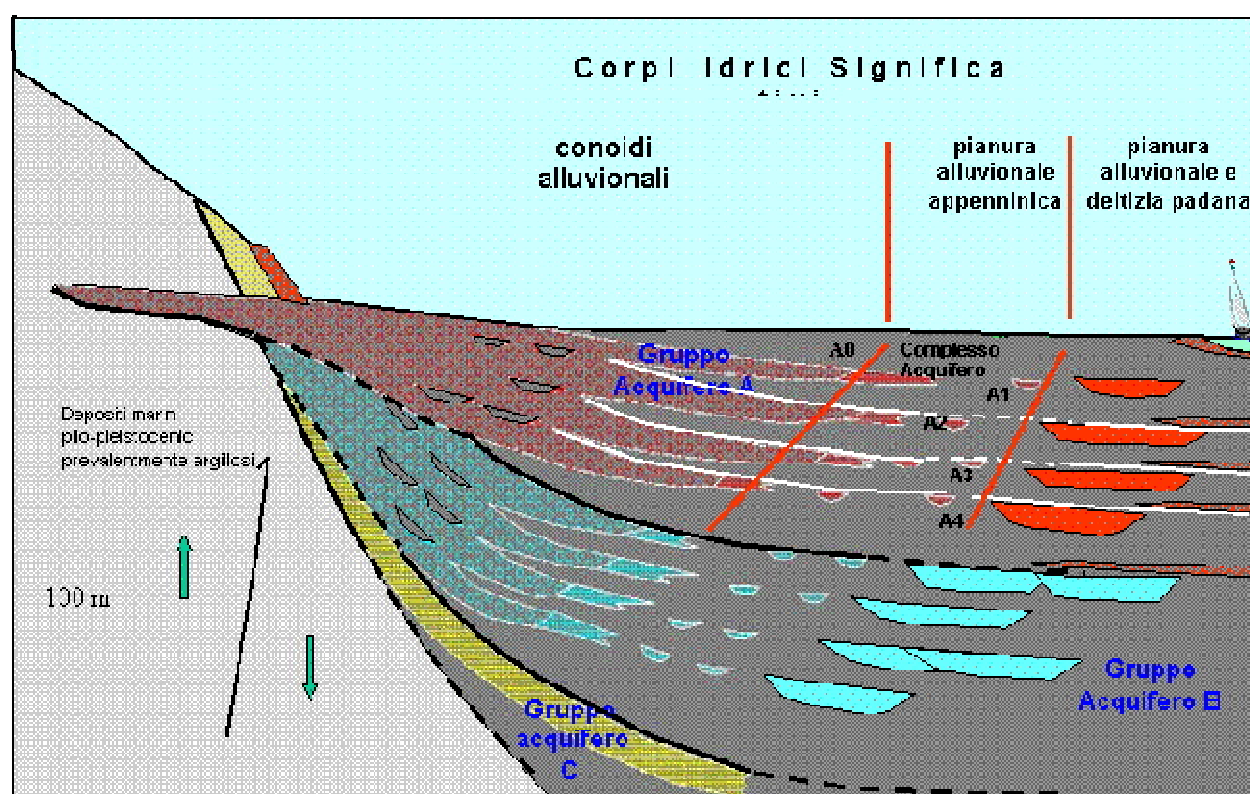


Figura 7: Sezione idrostratigrafica rappresentativa del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola. Figura tratta dagli elaborati conoscitivi a supporto del Piano di Tutela delle Acque della Regione Emilia-Romagna.

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. G3 ed elencati nella successiva Tab. 5.1.

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
SL1	Case Nuove	C	186,00	22,23	163,77
SL2	Salabaganza	C	143,50	4,10	139,40
SL3	Fienile	C	175,10	8,90	166,20
SL4	Castellaro	C	185,00	2,20	182,80
FL1	Casa Gazzi	C	157,50	3,24	154,26
FL2	Casa Balestra	C	165,20	3,20	162,00
PR142	Casanova Varrone	C	143,00	1,95	141,05
CL42	Campazzo	C	142,00	5,34	136,66
CL43	La Torre	C	146,30	4,25	142,05

La Carta Idrogeologica (v. Tav. 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/nord-est;
- nelle fasce attigue al T. Baganza 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 T. Baganza esercita sugli acquiferi un'azione drenante nella parte meridionale, mentre nella zona settentrionale si colloca in apparente equilibrio;
- il T. Baganza 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 T. Baganza si posizionano a quota comprese tra un minimo 140.0 metri s.l.m. (settore nord) e un massimo di 190.0 metri s.l.m. (settore sud), con una soggiacenza (= dislivello tra la quota del p.c. e quella della superficie piezometrica) variabile da 1 a 4 metri ed oltre nella zona di pianura pedemontana e variabile da 8 a 22 metri ed oltre nella zona di collina;
- Il gradiente idraulico nella zona di conoide del T. Baganza presenta un valore medio pari a 1,3%;

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 Sala Baganza (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 Sala Baganza è suddiviso come illustrato nella Tav. G3 ed esplicitato 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 Sala Baganza 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 Sala Baganza.

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 MCS⁴, con

⁴ 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.
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.

punte massime a Ronco all'Adige che possono essere cautelativamente ipotizzate del X grado MCS. Il 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 9).

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 fumaioi 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 oppure 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 lesa; 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 scombussolio del paesaggio assume aspetti grandiosi. Flussi d'acqua sotterranei in superficie subiscono i mutamenti più vari: si formano cascate, laghi scompaiono, fiumi deviano.

L'epicentro del sisma del 1438 è stato ipotizzato nella zona posta a cavaliere tra il Comune di Parma, Sala Baganza 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 10). Il terremoto si è manifestato del VIII grado MCS nella media pianura del F. Taro in corrispondenza dei Comuni di Parma, Collecchio, Sala Baganza, 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 pedealpino 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 Sala Baganza si è manifestato con VI grado MCS (Figura 13).

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 Sala Baganza si è manifestato con VII grado MCS (Figura 11).

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 Sala Baganza 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.

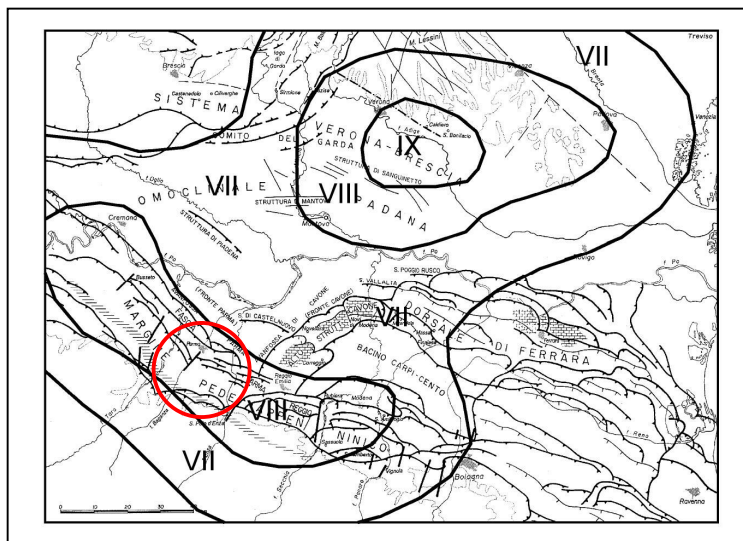


Figura 8 – Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1117 (intensità in MCS; Magri e Molin, 1986 ridisegnato).

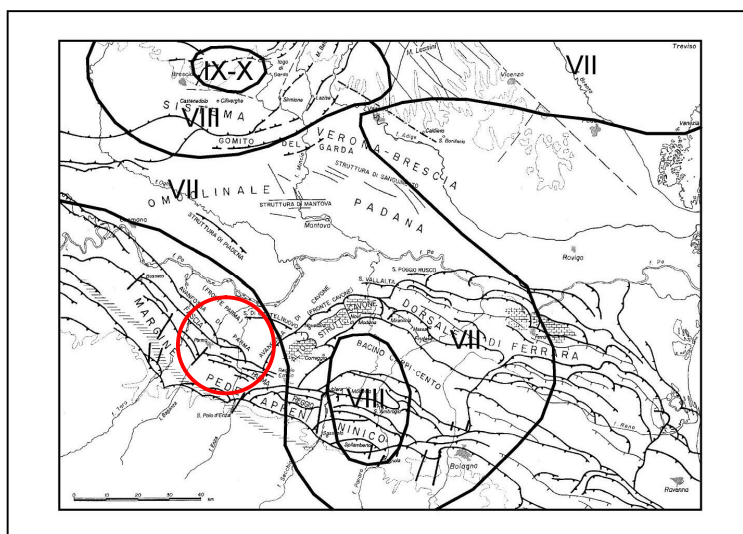


Figura 9 – Ipotesi di campo macrosismico del terremoto del 1222 (intensità in MCS, Magri & Molin, 1986 ridisegnato).

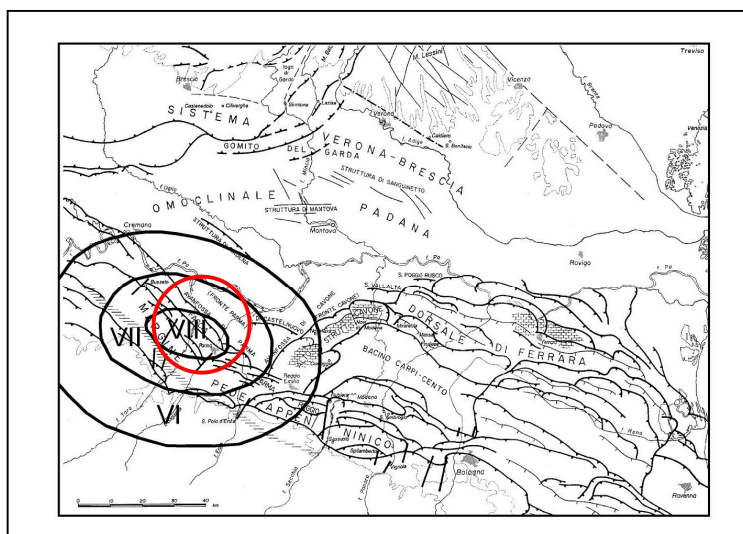


Figura 10 – Campo macrosismico del terremoto del 10/06/1438 (intensità in MCS; Molin & Paciello, 1986 ridisegnato).

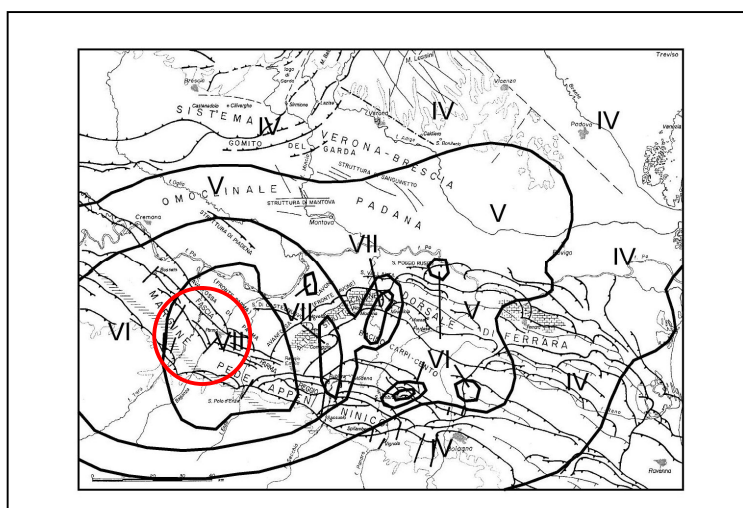


Figura 11 – Campo macrosismico del terremoto del 15/07/1971 (intensità in MCS: Molin & Paciello ridisegnato).

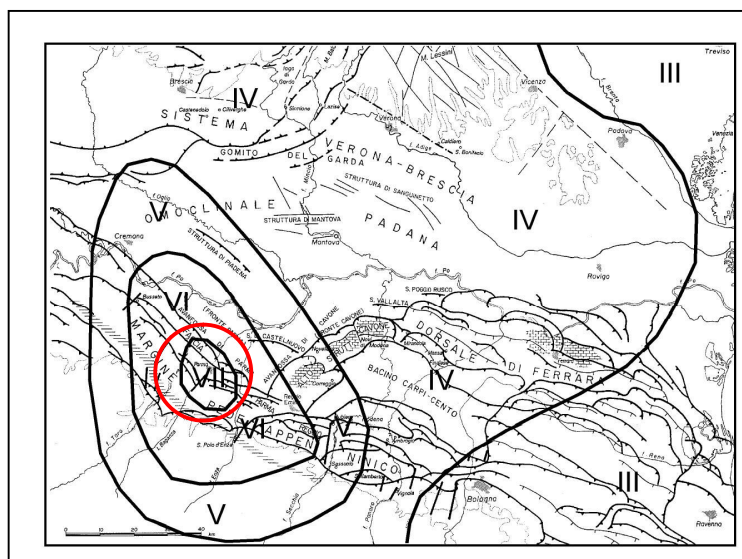


Figura 12 – Campo macrosismico del terremoto del 09/11/1983 (intensità in MCS; Margottino, 1984 ridisegnato).

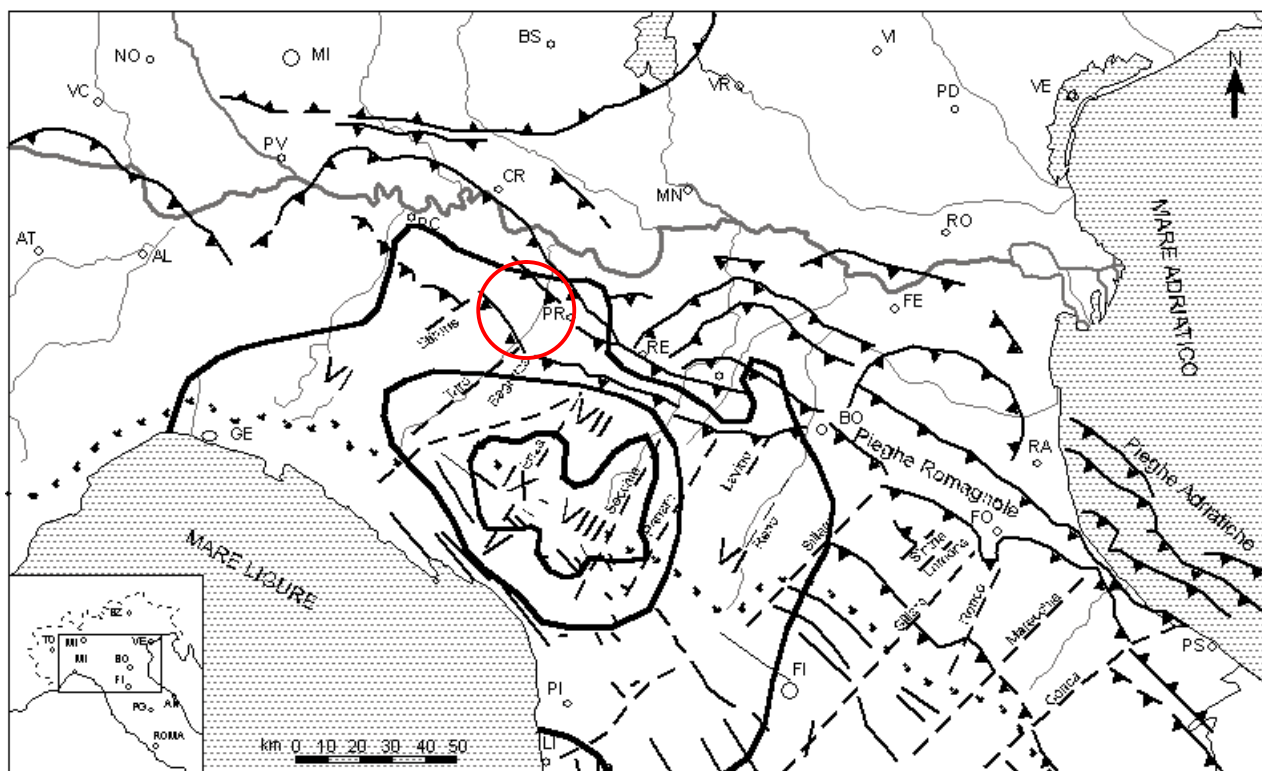


Figura 13: Campo macrosismico del terremoto del 07/09/1920 (CNR 1985 ridisegnato).

Le aree epicentrali dei terremoti dell'ultimo secolo sono riassunte in Tabella 6.1.

Tabella 6.1 – 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
Sala Baganza	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 14). Il territorio di Sala Baganza è caratterizzato da un'intensità macrosismica pari a 8.

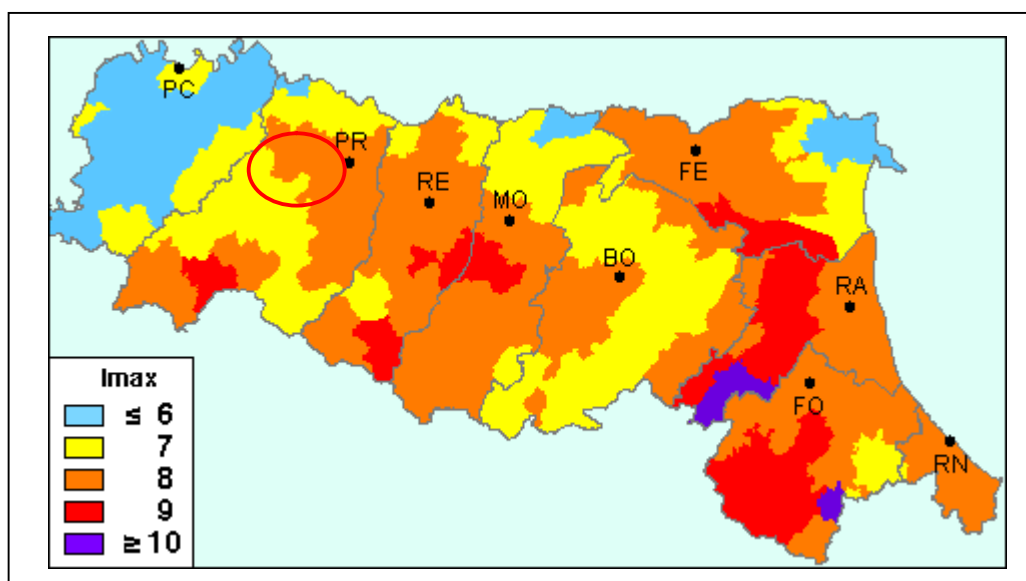


Figura 14 – Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani (estratto della Regione Emilia-Romagna).

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 Sala Baganza 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 $M_{wmax} = 6,60$.

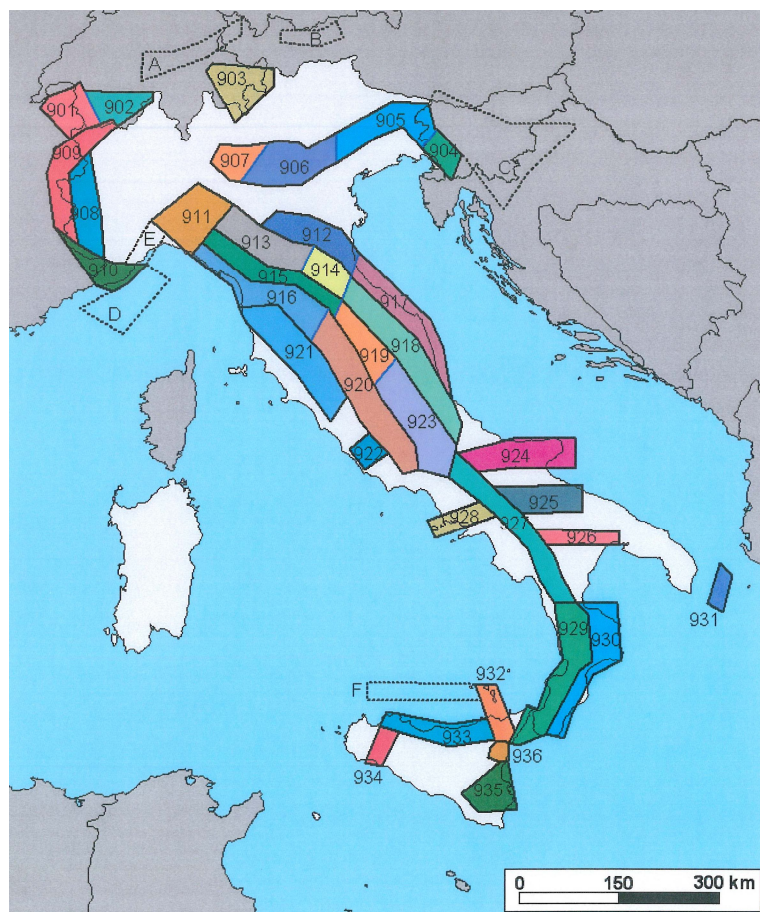


Figura 15 – Zonizzazione sismogenetica.

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. 6.2 sono riportate le zone sismiche con i valori d'accelerazione orizzontale associati.

Tabella 6.2: 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 Sala Baganza è classificato in classe 3 con conseguente accelerazione sismica orizzontale, con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni, pari a $a_g/g = 0,05 - 0,15$. 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 Sala Baganza sono (v. Tav. G5 "PERICOLOSITA' SISMICA"):

- stazione 15604;

- stazione 15605;
- stazione 15826;
- stazione 15827;
- stazione 16048;
- stazione 16047.

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

- accelerazione di picco per suoli di tipo A con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni per un periodo di ritorno di 475 anni. (v. Fig. 16): $PGA = 0,150 - 0,175$;
- intensità macrosismica: MCS = VIII grado;
- magnitudo: $M = 6,60$

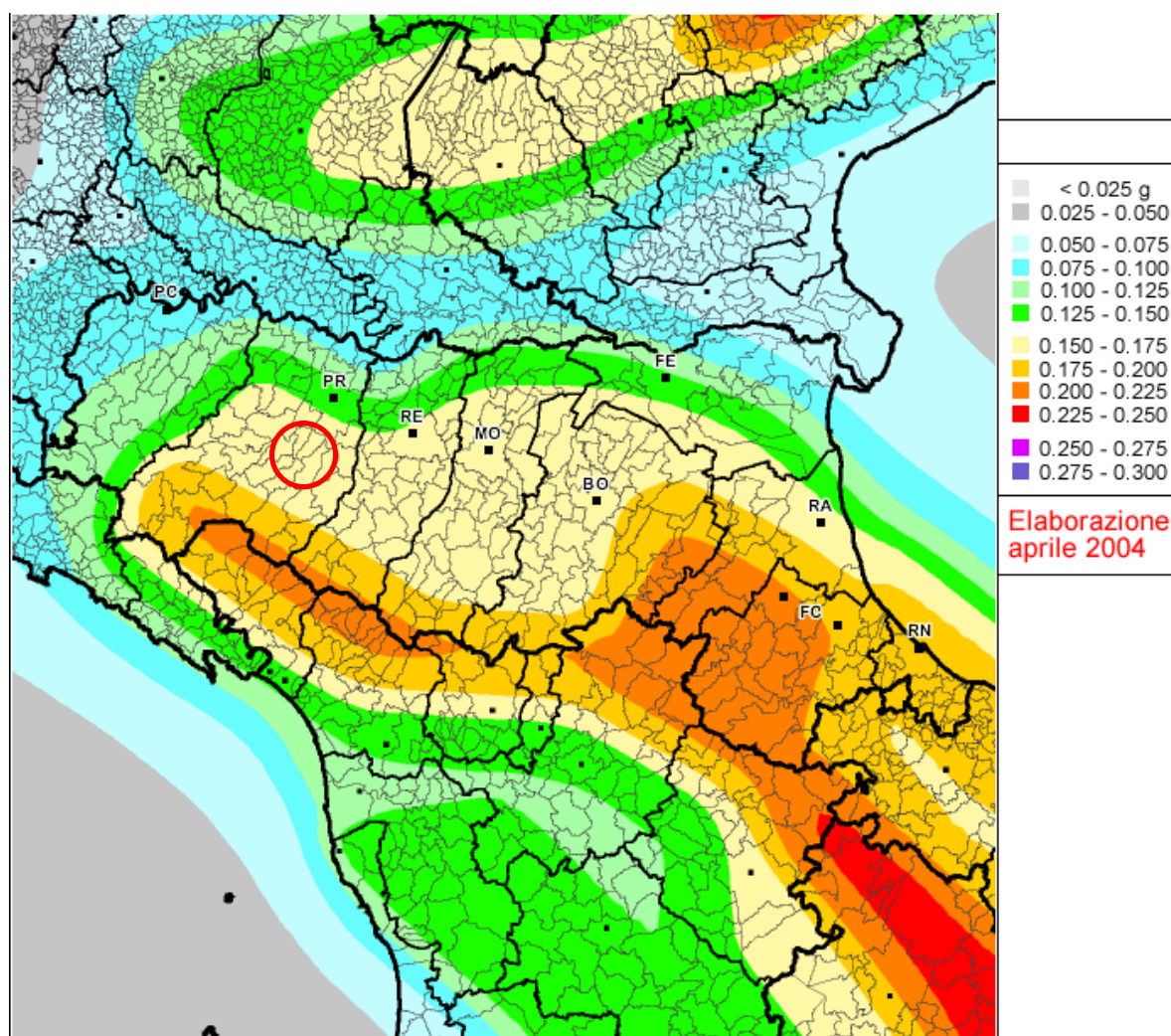


Figura 16 – PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni).

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 Sala Baganza 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. G5 "PERICOLOSITA' SISMICA" 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 6.3 sono elencati i principali elementi del territorio che concorrono alla pericolosità sismica locale in Emilia-Romagna.

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

Tabella 6.3: 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).

⁵ 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.

⁶ 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 (G5 "PERICOLOSITA' SISMICA") è realizzata secondo le procedure indicate negli "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" (D.A.L. 112/2007).

I dati di base disponibili utilizzati sono:

- Carta geologica (G1);
- Carta geomorfologica (G2);
- la banca dati della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 aggiornata, con i dati IFFI, al 2006 (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la legenda della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 per il territorio provinciale di Parma (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati della Carta geologica di pianura 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati geognostici di pianura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.

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

1. Depositi prevalentemente ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi (olocene e Pleistocene superiore): si tratta dei depositi alluvionali appartenenti all'apparato della conoide alluvionale del T. Baganza;
2. 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. Scodogna) e i dei depositi alluvionali delle unità che caratterizzano il margine collinare;
3. 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
4. Dissesti (frane attive, quiescenti, ecc.): comprende tutti i corpi di frana;
5. Allogrupo 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 paralicini nei quali i litotipi argillosi e limosi sono consistenti e molto consistenti, mentre i litotipi sabbiosi risultano debolmente cementati;
6. Argille di Lugagnano composte in prevalenza da argille e limi consistenti e molto consistenti;
7. Rocce tenere caratterizzate da $V_{s30} < 800$ m/s: Marne di M. Piano, Formazione di Antognola, Formazione di Contignaco, Formazione a Colombacci, Membro di Armorano e Formazione di Ranzano;

I depositi delle classi 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 sono tutti suscettibili di amplificazione per le caratteristiche litologiche.

I depositi della classe 4 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.

Nel territorio del Comune di Sala Baganza, 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 Sala Baganza 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 17.

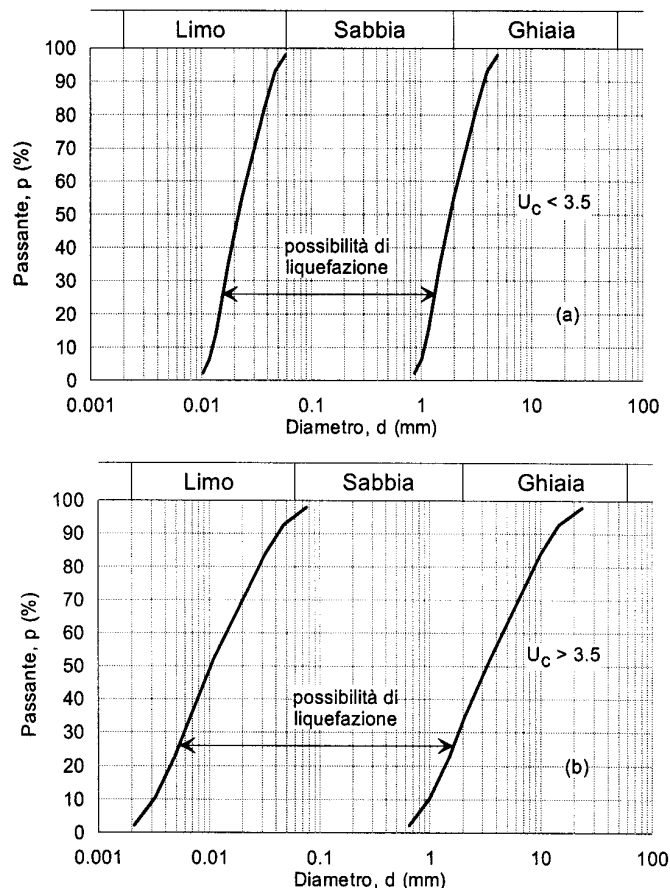


Figura 17 – Distribuzione granulometrica critica di terreni soggetti a liquefazione sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$

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. G5 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 alte fino a valori pari a $V_s = 650\div 700$ m/s; tali ghiaie se intervallate o ricoperte da terreni soffici, con minore velocità delle onde di taglio, determinando quindi un elevato salto d'impedenza, possono comportarsi come *riflettori sismici* e generare amplificazioni anche rilevanti del segnale sismico.
- Depositi misti in prevalenza ghiaie e sabbie e in subordinate 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.
- 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. 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 Sala Baganza 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. 6.4, corrispondenti a diverse esposizioni al rischio di movimenti franosi durante i terremoti.

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

Tabella 6.4: 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. 18 si può osservare come varia lo spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti (FACCIOLI, 1987).

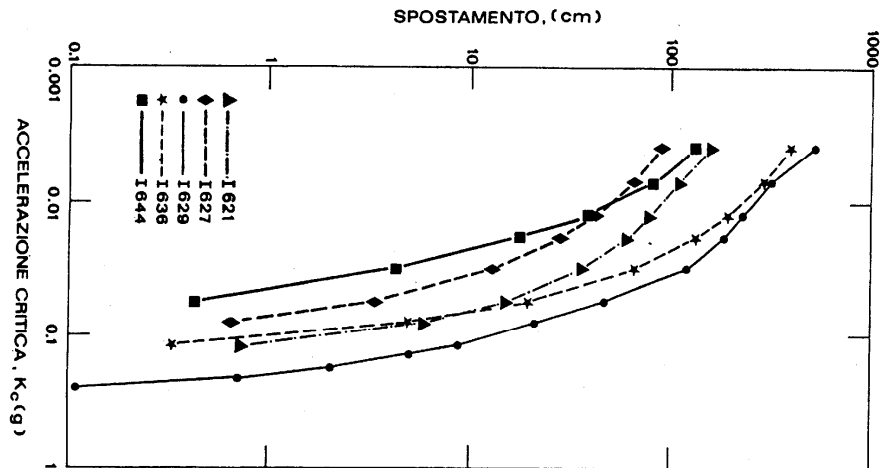


Figura 18: Spostamento permanente in un pendio indefinito in funzione del coefficiente critico K_c per diversi terremoti (FACCIOLI, 1987 a e b).

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. 19).

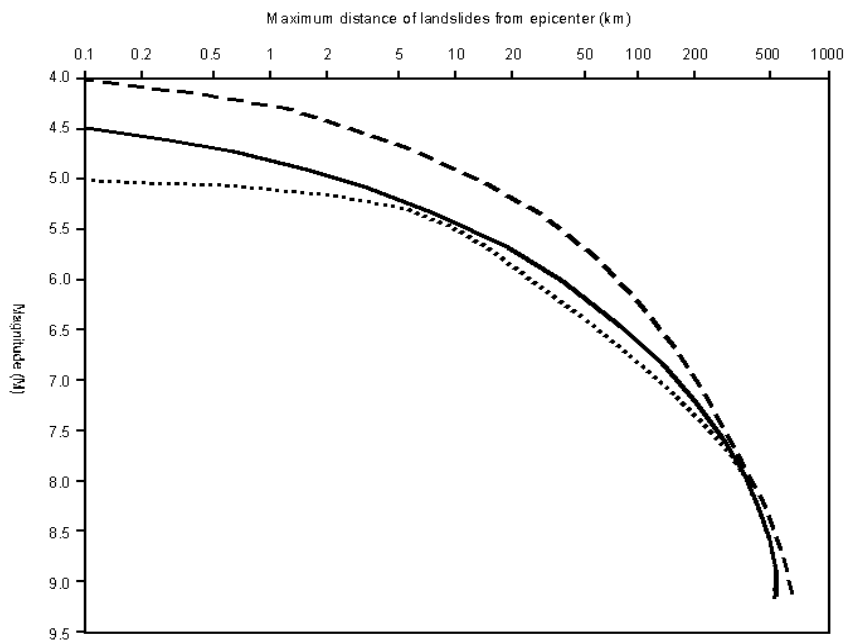


Figura 19: Massima distanza dall'epicentro dalle frane innescate dai terremoti in funzione della magnitudo (da KEEFER, 1984): linea continua: valore medio; linea puntinata: limite inferiore; linea tratteggiata limite superiore.

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

Le curve in Fig 19 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 Sala Baganza, 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 G6. In particolare è stata prodotta una zonizzazione del territorio comunale in classi di fattibilità, desunta dalla cartografia di analisi (tavole G1, G2, G3, G4, G5) 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 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.

Nelle aree di nuova edificazione, comprese quelle già edificate richiedenti interventi di ristrutturazione ed ampliamento, situate nelle zone a "Fattibilità con modeste limitazioni", ma a distanze inferiori di 100 metri alle frane, deve essere verificata la propensione al dissesto e predisposti gli interventi di bonifica e regimazione idrologica necessari per evitare il propagarsi e l'estensione del dissesto già in atto in aree limitrofe.

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 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.

Nelle aree di nuova edificazione, comprese quelle già edificate richiedenti interventi di ristrutturazione ed ampliamento, situate nelle zone a "Fattibilità con consistenti" limitazioni", ma a distanze inferiori di 100 metri alle frane, deve essere verificata la propensione al dissesto e predisposti gli interventi di bonifica e regimazione idrologica necessari per evitare il propagarsi e l'estensione del dissesto già in atto in aree limitrofe.

7.4. Fattibilità con gravi limitazioni

La classe "Fattibilità con gravi limitazioni" comprende le zone fluviali e perifluviali della rete idrica superficiale (T. Baganza e T. Scodogna) 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 Sala Baganza.

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.