

COMUNE DI CASTELFRANCO PIANDISCO'



PIANO STRUTTURALE

FASE DI ADOZIONE

Data _____

- REL -

Relazione tecnica

GEOPROGETTI

studio associato

Via Venezia 77
56038 Ponsacco

Geol. Emilio Pistilli

INDICE

1 – PREMESSA.....	1
2 – SINTESI DELLE CONOSCENZE.....	3
3 – ELENCO ELABORATI	5
4 – INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	6
5 – CARTA GEOLOGICA (TAVOLA A).....	7
5.1 - Elementi Geologici.....	7
5.2 - Inquadramento generale.....	10
5.3 – Unità Tettoniche Toscane	10
5.3.1 – Unità Tettonica Cervarola-Falterona.....	10
5.4 – Supersistema dei bacini intermontani.....	12
5.5 – Supersistema delle pianure alluvionali.....	17
5.6 – Coperture recenti.....	18
5.7 – Elementi strutturali.....	18
6 – CARTA GEOMORFOLOGICA (TAVOLA B).....	22
6.1 – Processi e forme di origine gravitativa.....	22
6.2 - Forme dovute a processi fluviali.....	23
6.3 – Processi e forme di origine antropica.....	23
5.4 - Forme antropiche.....	16
5.5 - Aspetti legati all'attività estrattiva.....	16
7 – CARTA DEI DATI DI BASE (TAVOLA C).....	25
8 – CARTA DELLE FREQUENZE FONDAMENTALI DEI DEPOSITI (TAVOLA D) E CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA - MOPS (TAVOLA E).....	27
8.1 - Descrizione della Carta delle frequenze fondamentali dei depositi.....	29
8.2 - Descrizione della Carta MOPS.....	29
8.2.1 - Castelfranco di Sopra.....	29
8.2.2 – Pian di Scò.....	31
9 – CARTA IDROGEOLOGICA (TAVOLA F).....	33
9.1 – Idrografia.....	33
9.2 – Permeabilità.....	34
9.3 – Censimento pozzi	37
9.4 – Reticolo di riferimento.....	40

10 – CARTA DELLE PENDENZE (TAVOLA G).....	41
11 – CARTA DELLA PERICOLOSITA' GEOLOGICA (TAVOLA H).....	42
10 – CARTA DELLA PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE (TAVOLA I).....	44

INDAGINI GEOLOGICHE DI SUPPORTO AL PIANO STRUTTURALE COMUNALE RELAZIONE TECNICA FASE DI ADOZIONE

1 - **PREMESSA**

La presente relazione illustra lo studio geologico redatto su incarico dell'Amministrazione Comunale di Castelfranco Piandiscò, a supporto del Piano Strutturale Comunale.

Gli elaborati geologici già a disposizione dell'Amministrazione Comunale sono rappresentati da studi geologici redatti precedentemente alla fusione dei due Comuni, a supporto dei rispettivi PS, ai sensi del D.P.G.R. 53/r, normativa ancora vigente in materia di indagini geologiche di supporto a strumenti di pianificazione.

Il quadro conoscitivo e normativo di strumenti sovraordinati è rappresentato da:

- Cartografie e norme del PAI Bacino Fiume Arno relativamente agli aspetti geomorfologici.
- Cartografie e norme del Piano di Gestione del Rischio di Alluvioni (PGRA).

Ulteriori dati a disposizione sono estraibili da:

- Database geologico del Continuum regionale;
- Data base ISPRA per pozzi e sondaggi profondi
- Catalogo frane IFFI
- Geoportale Nazionale

Considerato che le indagini geologiche di supporto ai precedenti PS, sono state svolte ai sensi del D.P.G.R. 53/r, comprendendo anche gli studi di microzonazione sismica, il presente lavoro ha affrontato principalmente le tematiche relative alla omogeneizzazione delle cartografie già a disposizione dei due Comuni, ed alla verifica di coerenza con la cartografia di maggior dettaglio rappresentata dal LIDAR. Le specifiche delle metodologie adottate per ogni tematismo sono descritte nei rispettivi paragrafi.

E' stato inoltre eseguito l'aggiornamento dei dati di base, integrando quelli già a disposizione con ulteriori dati estratti dalle pratiche depositate in Comune a partire dalle date successive all'approvazione dei PS comunali.

Relativamente agli aspetti geomorfologici e della pericolosità geologica, sono stati eseguiti una serie di sopralluoghi per verificare l'evoluzione dei dissesti già individuati nelle precedenti cartografie ed eventualmente cartografarne di nuovi.

Nell'ambito tavolo tecnico appositamente concertato con i tecnici del Genio Civile di Arezzo e con i tecnici dell'Autorità di Bacino Distrettuale sono stati definiti i criteri da seguire nell'individuare le nuove perimetrazioni, avendo come obiettivo l'aggiornamento del quadro conoscitivo del PAI.

Nei tempi prefissati dall'Amministrazione Comunale per l'adozione del Piano Strutturale non è stato tuttavia possibile concludere il lavoro di informatizzazione dei dati geomorfologici, così come necessario per richiedere l'aggiornamento del PAI ed ottenere il conseguente parere da parte del Bacino Arno.

Per questo motivo nelle cartografie redatte a supporto della adozione del PS ed allegate alla presente relazione, vengono riprodotte le perimetrazioni geomorfologiche estratte dal Database IFFI, e le pericolosità geologiche estratte dal Database PAI (integrate per i dissesti non direttamente riconducibili a pericolosità PAI, con le pericolosità ai sensi del D.P.G.R. 53/r.), rimandando ad una successiva fase l'aggiornamento del PAI.

2 – SINTESI DELLE CONOSCENZE

Le indagini di riferimento già a disposizione dell'Amministrazione Comunale sono le seguenti:

- Comune di Piandiscò – Indagini geologiche a supporto della variante generale al Piano Strutturale (settembre 2012) redatta ai sensi del D.P.G.R. 53/R. dallo Studio GHEA Geologi Associati
- Comune di Piandiscò – Indagini geologiche a supporto del Regolamento Urbanistico (maggio 2013) redatta ai sensi del D.P.G.R. 53/R. dallo Studio GHEA Geologi Associati
- Comune di Castelfranco di Sopra – Indagini geologiche a supporto del Piano Strutturale (dicembre 2013) redatta ai sensi del D.P.G.R. 53/R. dallo Studio GHEA engineering & consulting.
- Comune di Castelfranco di Sopra – Indagini geologiche a supporto del Regolamento Urbanistico (dicembre 2013) redatta ai sensi del D.P.G.R. 53/R. dallo Studio GHEA engineering & consulting.

Il quadro si completa con:

- i dati geomorfologici estratti dal database IFFI
- la pericolosità geologica del PAI Bacino Fiume Arno
- la pericolosità Idraulica del PGRA dell'Autorità di distretto dell'Appennino Settentrionale.

Le precedenti indagini condotte a livello comunale dallo Studio GHEA, sono il frutto di una serie di attività di ricognizioni, di acquisizione e di analisi dei dati che rendono tali indagini ancora oggi esaustive. Per conservare la memoria del percorso fatto, riportiamo qui di seguito l'elenco completo delle attività già condotte dallo studio GHEA, così come riportato nella relazione geologica a supporto del PS di Castelfranco di Sopra.

- Consultazione della Cartografia geologica regionale (Progetto CARG);
- Consultazione del Piano di Bacino redatto dall'Autorità di Bacino del Fiume Arno;
- Consultazione del Piano di Indirizzo Territoriale della Regione Toscana (P.I.T.);
- Consultazione del Piano Territoriale di Coordinamento della Provincia di Arezzo (P.T.C.P.);
- Consultazione dell'Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani, progetto I.F.F.I., realizzato a cura dell'A.P.A.T. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici e della Regione Toscana;
- Consultazione delle Indagini geologiche di supporto alla pianificazione urbanistica del Comune di Castelfranco di Sopra redatte dallo Studio Geotecnico negli anni '90;
- Ricerca dei dati di base litostratigrafici e geotecnici presenti negli archivi comunali;
- Studi di fotointerpretazione effettuati su foto in visione stereoscopica dei voli presenti presso la Regione Toscana;
- Consultazione del volo del marzo 2013 effettuato a seguito degli eventi meteorologici intensi che hanno fortemente interessato il territorio comunale nell'inverno 2012/2013 e

che è servito per meglio comprendere ed avere una visione d'insieme dei movimenti gravitativi avvenuti a seguito degli eventi meteorologici citati;

- Consultazione dei dati del Comprensorio di Bonifica 23 Valdarno relativi ai fenomeni franosi censiti dall'Ente;
- Ricerca bibliografica riguardante studi di carattere geologico in senso lato aventi ad oggetto il territorio comunale.
- Consultazione del Portale del Servizio Geologico d'Italia, in particolare dei seguenti archivi: Indagini del sottosuolo (L. 464/84), servito per un ulteriore aggiornamento dei dati di base, e Faglie capaci (ITHACA).
- Consultazione del Sistema Informativo Territoriale della Provincia di Arezzo, Progetto WaterPRO, Servizio WEBWater, servito per un ulteriore aggiornamento dei dati di base, in particolare relativamente alle stratigrafie dei pozzi.

3 – ELENCO ELABORATI

Gli elaborati allegati alla presente relazione sono i seguenti:

Rel.	Relazione Tecnica	
Tavv.A1-A2	Carta geologica	Scala 1:10.000
Tav.A3	Sezione Geologica (elaborato non modificato da PS Pian di Scò)	Scala 1:10.000
Tavv.B1-B2	Carta Geomorfologica	Scala 1:10.000
Tavv.C1-C2	Carta dei dati di base	Scala 1:10.000
Tavv.D1-D2	Carta delle frequenze fondamentali dei depositi	Scala 1:10.000
Tavv.E1-E9	Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	Scala 1:5.000
Tavv.F1-F2	Carta Idrogeologica	Scala 1:10.000
Tavv.G1-G2	Carta delle Pendenze	Scala 1:10.000
Tavv.H1-H2	Carta della Pericolosità Geologica	Scala 1:10.000
Tav.I	Carta della Pericolosità Sismica	Scala 1:10.000

I grafici ed i dati delle indagini riportate nelle Tavole C (Carta dei dati di base) sono racchiusi nei seguenti allegati:

- Allegato 1 - Dati di base del precedente PS di Castelfranco d.S.
- Allegato 2 - Dati di base del precedente PS di Pian di Scò
- Allegato 3 - Dati di base raccolti nell'ambito del presente studio

I dati dei censimenti dei pozzi eseguiti nei precedenti PS sono raccolti nel seguente allegato:

- Allegato 4 - Censimento dei pozzi dei precedenti PS

Le relazioni illustrative delle carte MOPS elaborate nei precedenti PS sono riportate nei seguenti allegati:

- Allegato 5 - Relazione illustrativa della carta MOPS del precedente PS di Castelfranco di Sopra
- Allegato 6 - Relazione illustrativa della carta MOPS del precedente PS di Pian di Scò

4 – **INQUADRAMENTO GEOGRAFICO**

Il Comune di Castelfranco Piandiscò è ubicato lungo il versante orientale del bacino del Valdarno Superiore secondo una forma allungata sud-ovest/nord-est, con una estensione di circa 5.596 Km². Il territorio comunale si estende dalla quota minima di circa 127m s.l.m. in corrispondenza fondovalle del Fiume Arno, risalendo in quota fino ai rilievi del Pratomagno dove si raggiunge la quota massima 1.533 m s.l.m. in corrispondenza del Poggio dell'Uomo di Sasso. I confini comunali sono in gran parte naturali essendo rappresentati da corsi d'acqua e cime dei monti, mentre l'unico confine dettato da una struttura antropica è quello rappresentato dalla strada S.P: Urbinese che segna il confine con Figline e Incisa Valdarno. La morfologia dei luoghi è in stretta relazione con la litologia dei terreni e con la recente storia evolutiva del corso del Fiume Arno.

In particolare sono riconoscibili almeno 5 forme di paesaggio distinte come segue, a partire dal fondovalle fino ai rilievi più alti.

- 1) La pianura alluvionale dell'Arno e dei suoi affluenti minori.
Questa zona è caratterizzata da depositi alluvionali e morfologie subpianeggianti. Gli affluenti del Fiume Arno che generano pianure alluvionali di una certa ampiezza sono il Torrente Resco, Il Torrente Faella, ed in minor misura il Borro della Fornace della Spina.
- 2) Le forme delle argille plioceniche.
Quest'area si spinge in quota fino a circa 220 m s.l.m. Disegnando forme collinari molto morbide in virtù della facile erodibilità dei depositi palustro-lacustri a prevalenza argillosa.
- 3) Le "balze".
Queste forme aspre sono dovute alla presenza di depositi granulari costituiti da sabbie, ghiaie e ciottolami, che sono stati rapidamente aggrediti dall'erosione in seguito al prosciugamento del lago pliocenico che occupava la totalità dell'attuale Valdarno.
- 4) Il Pianalto.
Ques'area, sulla quale sono ubicati gli abitati di Castelfranco di Sotto e di Piandiscò rappresenta la superficie di chiusura dei depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore.
- 5) Il Pratomagno.
Quest'ultimo paesaggio è rappresentato dal versante occidentale della catena montuosa preappenninica ove affiorano estesamente depositi arenacei di origine torbidityca.

5 – CARTA GEOLOGICA (TAVOLA A)

La carta Geologica riportata nelle tavole A1 ed A2 è stata realizzata a partire dalle carte geologiche redatte dallo studio GHEA a supporto del PS dei due Comuni.

Alcuni contatti sono stati rettificati per renderli coerenti con la cartografia di maggior dettaglio oggi a disposizione, rappresentata dal LIDAR, che copre una buona parte del territorio comunale ad esclusione della zona più elevata del Pratomagno a partire dalla quota di circa 500 m.s.l.m.

Grazie alla morfologia elaborata a partire dai dati LIDAR è stato possibile definire con maggiore precisione i contatti tra i depositi alluvionali attuali, i depositi alluvionali terrazzati ed i depositi del Sintema del Valdarno Superiore.

In ciò che segue viene riportata la descrizione delle unità geologiche e dell'assetto geologico generale ripreso dalla relazione geologica a supporto del PS di Castelfranco di Sopra.

5.1 – ELEMENTI GEOLOGICI

Il territorio comunale è posto all'interno di un'ampia depressione tettonica, allungata in direzione nord-ovest/sud-est e bordata a nord-est e a sud-ovest rispettivamente dalla dorsale del Pratomagno e dai Monti del Chianti; in tale depressione si è sviluppato durante il Plio-Pleistocene il bacino sedimentario fluvio-lacustre del Valdarno Superiore.

Le caratteristiche stratigrafiche e strutturali di questa depressione, come del resto quelle degli altri bacini intermontani dell'Appennino (figura 1), sono state riferite fin dalla metà del secolo scorso (Trevisan, 1952) all'impostazione di un regime tettonico distensivo post-orogenico con il conseguente sviluppo di tutti i bacini intermontani dell'Appennino centro settentrionale. La spinta orogenica, iniziata nell'Oligocene superiore, avrebbe subito nel tempo un continuo spostamento verso est, lasciando il posto ad una fase estensionale che avrebbe indotto la formazione di numerose depressioni, tra le quali il Valdarno stesso.

Il margine sud occidentale del bacino è impostato su terreni dell'Unità Toscana non Metamorfica, mentre quello del margine nord orientale su terreni riferibili all'Unità Cervarola-Falterona. Il margine del Pratomagno è interessato da un sistema di faglie ad alto angolo in corrispondenza delle quali si sono registrati movimenti verticali con rigetto complessivo nell'ordine dei 1000-1500 m (Abbate et al., 1991; Cecchi, 1992). Movimenti di tale entità non sono stati individuati in corrispondenza del margine dei Monti del Chianti, pertanto la struttura è assimilabile ad una del tipo a semigraben (figura 2).

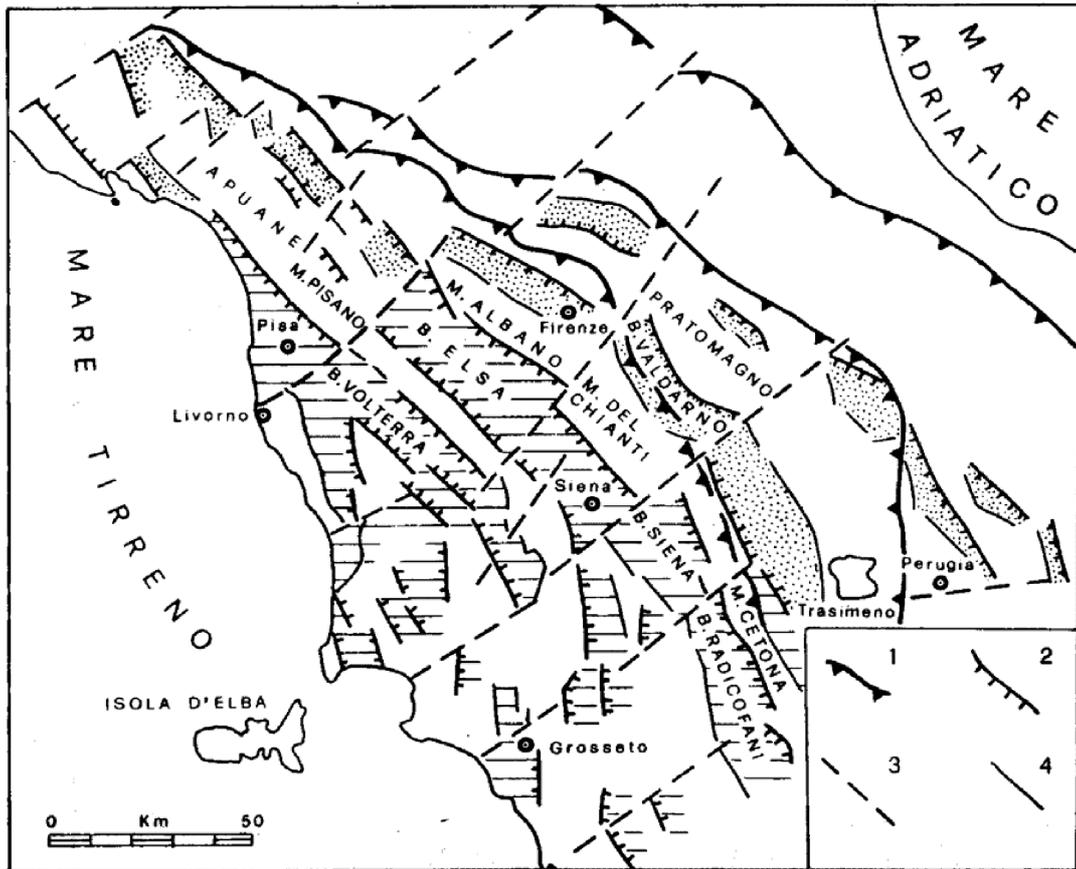


Fig.1: I principali bacini neogenici dell'Appennino settentrionale. Il rigato orizzontale indica i bacini mio-pliocenici con sedimenti marini e continentali. Il puntinato indica quelli plio-pleistocenici con depositi fluvio-lacustri. 1: principali fonti di accavallamento. 2: faglie bordiere principali. 3: linee tettoniche trasversali. 4: fagli bordiere minori (da Saggi e Magi, 1992).

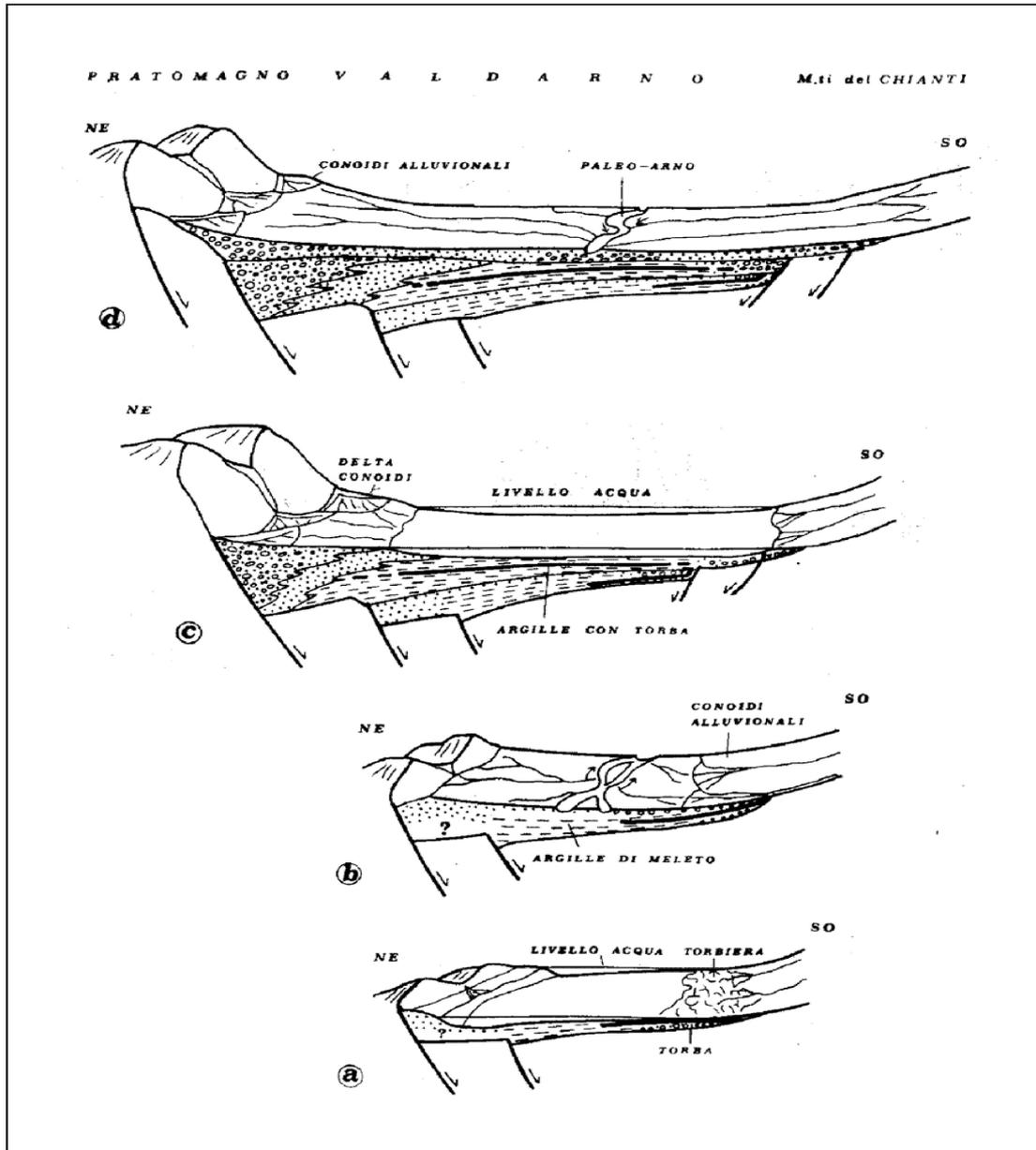


Fig.2 Evoluzione tettonico sedimentaria del Bacino del Valdarno Superiore (da Sagri, 1991).
 a,b: prima fase con deposizione dei livelli torbosi nelle Argille di Meleto ed il colmamento nella depressione con depositi fluviali (Gruppo di Castelnuovo); c: seconda fase, ampliamento e nuovo riempimento del bacino con depositi lacustro-palustri e di delta conoide (Gruppo di Montevarchi), d: terza fase con accumulo di depositi fluviali del paleo-Arno (Gruppo di Monticello) e di conoide (Ciottolami di Loro Ciuffenna).

Successivamente sono state sviluppate nuove ipotesi che inquadrano diversamente l'origine e lo sviluppo dei vari bacini neogenici (Boccaletti et al., 1994). Secondo queste teorie gran parte dei bacini intermontani, tra cui il Valdarno, si sarebbero originati ed evoluti in un regime tettonico prevalentemente compressivo (bacini tipo piggy back o thrust top – figura 3). Nei sedimenti del Valdarno sono in effetti presenti strutture plicative riconducibili probabilmente alla riattivazione del thrust dell'Unità Toscana sull'Unità Cervarola-Falterona avvenuta su scala regionale nel Pliocene medio (Bernini et al., 1990; Boccaletti et al., 1992).

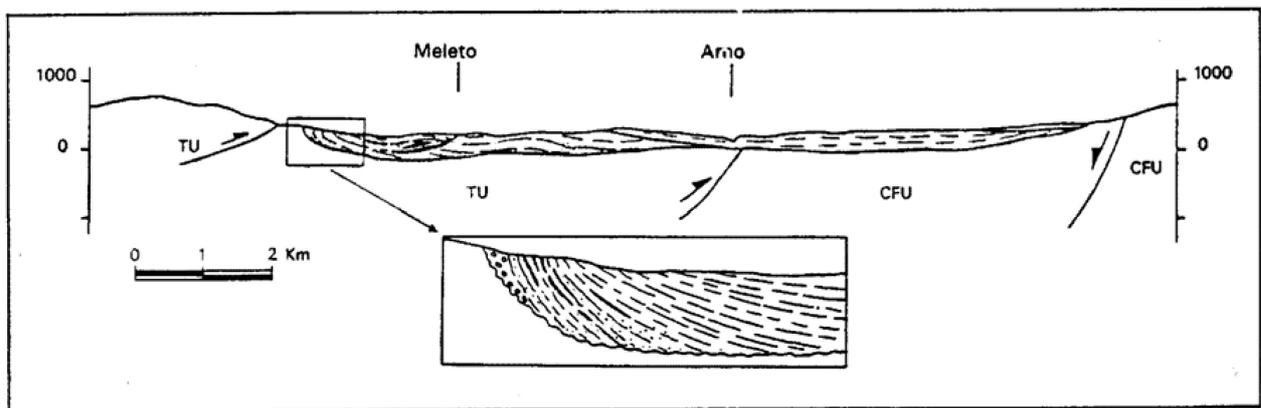


Fig.3 Sezione geologica schematica del Valdarno, secondo un'interpretazione che lega la genesi del bacino ad una tettonica compressiva (da Boccaletti et al., 1994)

5.2 – INQUADRAMENTO GENERALE

Il territorio comunale occupa una parte del margine nord orientale, in corrispondenza della dorsale del Pratomagno, e della porzione centrale della depressione tettonica costituente il Valdarno Superiore. Si può suddividere schematicamente il territorio comunale, da un punto di vista geologico, in tre zone principali: una zona montana e pedemontana, corrispondente al margine nord orientale del bacino, impostata su terreni litoidi riferibili alle Unità Tettoniche Toscane, in particolare all'Unità Tettonica Cervarola-Falterona, Successione del Pratomagno, costituenti il substrato dei depositi fluvio-lacustri e palustri; una zona collinare e di pianalto, impostata sui depositi di ambiente fluvio-lacustre e palustre che hanno riempito la depressione tettonica del Valdarno Superiore, costituenti il Sintema del Valdarno Superiore appartenente al Supersintema dei Bacini Intermontani; ed infine una zona di fondovalle, impostata su depositi alluvionali del Fiume Arno e dei suoi affluenti (Torrente Resco e Torrente Faella), riferibili al Sintema del Fiume Arno.

5.3 – UNITÀ TETTONICHE TOSCANE

5.3.1 - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA-FALTERONA

Successione del Pratomagno

L'Unità Tettonica Cervarola-Falterona, affiorante nella parte altimetricamente più elevata del territorio comunale, costituisce, lungo il margine nord orientale del Valdarno Superiore, il substrato dei depositi fluvio-lacustri, ed è rappresentata in affioramento esclusivamente dalla propria porzione arenaceo-torbiditica oligo-miocenica, costituita da una potente successione denominata Successione del Pratomagno (Abbate & Bruni, 1987). In tale porzione dell'Unità Cervarola-Falterona si distinguono tradizionalmente le Arenarie del Monte Falterona alla base (indicate come Macigno nei Fogli in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia, come Cervarola Complesso A in Guenther & Reutter, 1985, come Complesso A in Signorini, 1936, come Macigno A in Losacco, 1963) e le Arenarie del Monte Cervarola (Nardi & Tongiorgi, 1962) al tetto (indicate come Complesso B in Signorini, 1936 e Signorini, 1945, come Macigno B in Losacco, 1963, come Macigno del Mugello e Formazione di Londa nei Fogli n. 114 e n. 106 in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia). Nell'area esaminata è stata riconosciuta solo la formazione delle Arenarie del Monte Falterona.

Arenarie del Monte Falterona (aF)

Si tratta di arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche di colore dal grigio azzurro, al grigio verde o grigio scuro al taglio fresco e giallo ocraceo alla alterazione, di granulometria medio grossolana, gradate, alternate a livelli siltoso argillosi di colore marrone chiaro o verdastro; subordinatamente argilliti e siltiti nere in livelli sottili o poco spessi (da 1 cm ad 1 m). Più rare, ma con aumento in frequenza verso il tetto della formazione, sono le torbiditi carbonatiche. Talvolta si rilevano livelli e /o lenticelle carboniose millimetrici o centimetrici di colore da bruno a nerastro. Lo spessore degli strati arenacei varia da pochi centimetri a vari metri: il più potente strato osservato nella dorsale del Pratomagno è spesso circa 12 m. La base della formazione in questa area non affiora; l'unità raggiunge uno spessore massimo affiorante di circa 1500 m. Dato che Abbate et al. (1991), in corrispondenza del Pratomagno, calcolano la base dell'Unità Cervarola - Falterona a circa 1500 m sotto il livello del mare, e nel presupposto che il Mesozoico ed il Terziario siano intorno ai 500 m, lo spessore delle Arenarie del Monte Falterona potrebbe essere compreso tra i 2.000 ed i 2.500 m. La successione sedimentaria, dal basso verso l'alto, mostra delle variazioni rispetto a vari parametri stratimetrici, sedimentologici, granulometrici e litologici con trends ben definiti, tra cui si rileva: un aumento del rapporto arenaria/pelite, una diminuzione dello spessore medio degli strati, una diminuzione del numero di questi ultimi che presentano l'intervallo Bouma "a" (Bouma, 1962) ed un parallelo aumento del numero di quelli che alla base presentano invece gli intervalli Bouma "b" o "c"; inoltre mentre nella parte bassa le torbiditi carbonatiche sono rappresentate da occasionali strati fini e sottili, nella porzione media e alta le torbiditi carbonatiche sono frequenti ed il loro spessore arriva anche ad alcuni metri. Per le suddivisioni interne a questa formazione si è fatto riferimento alle unità litostratigrafiche, definite nelle sezioni in scala 1:10.000 n. 276110, n. 276120 e n. 276150 della Carta Geologica della Regione Toscana, progetto CARG, denominate rispettivamente dal basso verso l'alto della successione sedimentaria: Membro di Monte Falco (Fal1), Membro di Camaldoli (Fal2) e Membro di Lonnano (Fal3). La differenziazione tra i vari membri è basata essenzialmente sul rapporto arenaria/pelite. Per quanto riguarda l'età delle Arenarie del Monte Falterona nel Pratomagno ed in aree interne dell'Unità Cervarola - Falterona, le faune note non raggiungono il Miocene (Fazzuoli et al. , 1985 cum bibl.), mentre negli affioramenti più orientali, cioè quelli più esterni in prossimità del sovrascorrimento sulla Marnoso Arenacea del Dominio Umbro/Marchigiano/Romagnolo (Badia Prataglia, Monte Falterona) il Miocene inferiore è segnalato fin dal contatto con gli Scisti Varicolori (Abbate & Bruni, 1987).

Membro di Monte Falco (Fal1)

Arenarie grigio azzurre e grigio verdi in strati spessi e frequentemente amalgamati, con base grossolana e microconglomeratica, pelite quasi assente. Il rapporto arenaria/pelite è maggiore di 10 ($A/P > 10$). Sono presenti rari strati di spessore per lo più nell'ordine di alcuni decimetri costituiti da areniti carbonatiche e marne. L'età è riferibile all'Oligocene superiore.

Membro di Camaldoli (Fal2)

Arenarie prevalenti e subordinate peliti con rapporto arenaria/pelite compreso tra 2 e 10 ($2 < A/P < 10$) in strati da medi a spessi, localmente amalgamati. Sono presenti pochi strati, generalmente di spessore inferiore al metro, costituiti da areniti carbonatiche e marne. L'età è riferibile all'Oligocene superiore - Miocene basale.

Membro di Lonnano (Fal3)

Si tratta di un'alternanza di arenarie e peliti con rapporto arenaria/pelite compreso tra 1/3 e 2 ($1/3 < A/P < 2$) in strati da sottili a spessi, eccezionalmente in banchi. Sono presenti strati a composizione carbonatica: areniti carbonatiche e marne di colore grigio più o meno scuro al taglio fresco e da grigio giallastro a grigio chiaro all'alterazione, di spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri. L'età è Miocene basale.

5.4 - SUPERSINTEMA DEI BACINI INTERMONTANI

Sintema del Valdarno Superiore

Il bacino sedimentario del Valdarno Superiore è stato riempito da depositi fluvio-lacustri, con spessori massimi nell'ordine dei 550 m in corrispondenza del centro del bacino, appartenenti al Sintema del Valdarno Superiore (Supersintema dei bacini intermontani), che si sono originati in tre fasi deposizionali principali (Sestini, 1936; Merla & Abbate, 1967; Azzaroli & Lazzeri, 1977; Abbate, 1983; Magi, 1989; Sagri, 1991), separate da altrettanti discordanze, hiatus e superfici di erosione (figure 4).

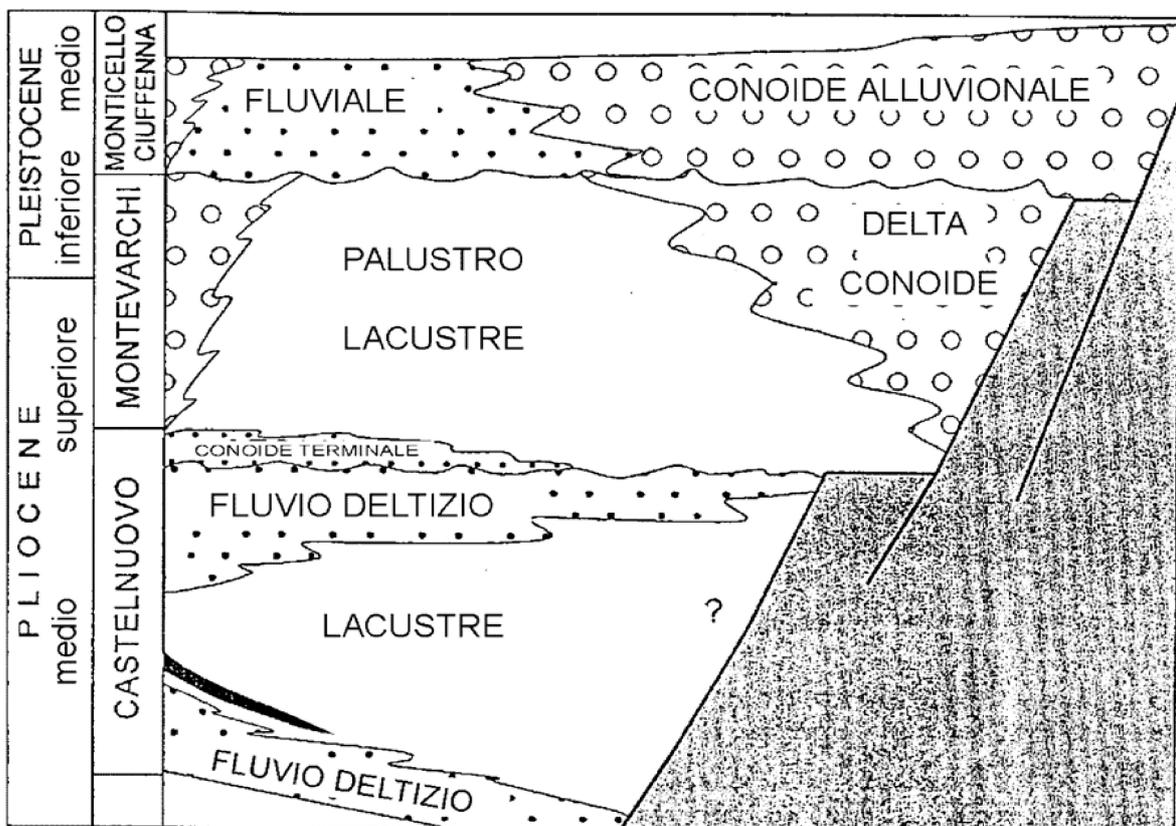


Fig.4 Schema stratigrafico dei depositi del bacino del Valdarno superiore (modificato da Sagri et al., 1994)

Durante il Pliocene medio si formarono due piccoli bacini in prossimità della dorsale dei Monti del Chianti nelle zone di Castelnuovo dei Sabbioni e di Palazzolo in corrispondenza dei quali si sono originati i sedimenti appartenenti alla prima fase fluvio-lacustre denominata Subsistema di Castelnuovo dei Sabbioni. Su questa successione poggiano, in discordanza, i terreni basali appartenenti al Subsistema di Montevarchi depositi durante la seconda fase deposizionale. Il passaggio alla seconda fase è legato all'ampliamento della depressione valdarnese in seguito allo sviluppo di un'intensa attività tettonica che ha determinato la formazione di un lago molto esteso, ma poco profondo. Il Subsistema di Montevarchi, originatosi nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, è costituito da sedimenti lacustro-palustri nella parte centrale del bacino e da depositi di delta conoide nelle zone marginali. I sedimenti del secondo ciclo, con assetto sub-orizzontale, giacciono ai margini del bacino in discordanza su quelli del primo. Le abbondanti faune a mammiferi ed i pollini rinvenuti indicano un clima fresco ed umido con episodi leggermente più aridi (Bertini, 1985). Tra la seconda e la terza fase si è avuto un periodo di stasi tettonica nei bordi del bacino e quindi un notevole calo negli apporti sedimentari con lo sviluppo di un'intensa pedogenesi al tetto dei sedimenti del secondo ciclo, che avevano completamente colmato la depressione valdarnese.

La terza fase inizia nel Pleistocene medio con la ripresa della sedimentazione nelle conoidi poste sui fianchi del bacino e la deposizione di sedimenti fluviali da parte dell'Arno che precedentemente confluiva nella Val di Chiana (Bartolini e Pranzini, 1981).

I depositi di questa terza fase sono rappresentati dal Subsistema di Monticello-Ciuffenna, costituito da sedimenti fluviali del paleo Arno e sedimenti di conoide alluvionale sui versanti della dorsale del Pratomagno e su quella dei Monti del Chianti. I sedimenti della terza fase giacciono verso i margini del bacino su quelli della seconda, con una leggera lacuna evidenziata da paleosuoli, mentre nella parte centrale sono concordanti, separati dai sottostanti della seconda fase, da una superficie erosiva (Magi, 1989).

La successiva fase erosiva, attivata dalla cattura delle acque del Valdarno Superiore da parte della Sieve, ha determinato una profonda incisione dei depositi fluvio-lacustri da parte dell'Arno e dei suoi affluenti; infatti il fondovalle è attualmente circa 150 m più basso della superficie di colmamento fluvio-lacustre. Nel Pleistocene superiore l'Arno iniziò ad erodere i depositi precedentemente formati a seguito dell'incisione della soglia di Incisa (Bartolini & Pranzini, 1981), formando estesi terrazzi (Mancini & Romagnoli, 1966) soprattutto lungo i suoi affluenti principali e successivamente originando depositi alluvionali, raggruppati nel Sistema del Fiume Arno (Supersistema delle pianure alluvionali). I depositi fluvio-lacustri valdarnesi presentano forme di erosione strettamente legate alla litologia che hanno prodotto paesaggi caratteristici: pareti sub-verticali nei terreni incoerenti (ciottolami e sabbie) denominate "balze", che arretrano progressivamente per crolli successivi; basse colline con deboli pendii e forme dolci nei terreni coesivi (limi e argille), dove il soliflusso e le frane di colamento rappresentano i principali agenti morfogenetici. Nel territorio comunale affiorano terreni riferibili alla seconda e alla terza fase riferibili rispettivamente al Subsistema di Montevarchi e al Subsistema di Monticello-Ciuffenna.

Subsintema di Montevarchi

I depositi di questa successione si sono originati nel Pliocene superiore- Pleistocene inferiore in un bacino palustre-lacustre di vaste dimensioni che occupava l'intera vallata. L'ampliamento del bacino valdarnese, avvenuto tra il primo ed il secondo ciclo sedimentario, è stato determinato da movimenti tettonici successivi alla deposizione della prima fase deposizionale.

I sedimenti del secondo ciclo, aventi generalmente un assetto sub-orizzontale, giacciono, al margine occidentale del bacino, in discordanza su quelli del primo, basculati dai movimenti tettonici avvenuti nel periodo compreso fra la deposizione delle due successioni. Durante questa fase si sono originati depositi palustro-lacustri nella parte centrale del bacino, occupata da una vasta palude, e depositi di delta-conoide nelle zone marginali.

Le abbondanti faune a mammiferi ed i pollini rinvenuti indicano un clima fresco ed umido con episodi leggermente più aridi. Tra la seconda e la terza fase è avvenuta una stasi tettonica ed un calo negli apporti sedimentari e lo sviluppo di un'intensa pedogenesi al tetto dei sedimenti del secondo ciclo.

Limi di Terranuova (IT)

Sedimenti che costituiscono l'unità stratigraficamente e geometricamente inferiore dei depositi del Subsintema di Montevarchi. Nella facies tipica sono costituiti da limi, limi argillosi e limi sabbiosi, di colore grigio oppure grigio azzurro, in banchi e strati poco evidenti, di regola massicci, con giacitura prevalentemente sub-orizzontale, con frequenti intercalazioni di livelli di sabbie e sabbie limose di colore grigio oppure giallastro, talvolta arrossate. Il passaggio alle sovrastanti Argille del Torrente Ascione avviene gradualmente, per il progressivo aumento della componente argillosa e la comparsa di livelli di torba o di sedimenti ricchi di sostanza organica. Il passaggio tra le due unità è difficilmente definibile data la gradualità della transizione. I Limi di Terranuova si sono originati in ambiente palustro-lacustre. La presenza di numerosi paleosuoli indica periodi di disseccamento del fondo del lago con conseguente colonizzazione da parte della vegetazione. I Limi di Terranuova si depongono in un ambiente con clima caldo, interessato da episodi più freschi ed umidi. Questa formazione, che supera un centinaio di metri di spessore, è attribuibile al Pliocene terminale-Pleistocene inferiore.

Argille del Torrente Ascione (aA)

Nella facies tipica sono costituite da argille grigio azzurre e limi argillosi in banchi metrici contenenti livelli di torba; questi sedimenti presentano spesso intercalazioni di sabbie e sabbie ciottolose giallastre. Le lenti di materiali grossolani aumentano verso il margine del bacino, accompagnate da una diminuzione della frazione di sostanze organiche nei sedimenti. Lo spessore di questa unità aumenta gradualmente spostandosi dal margine verso il centro del bacino da un minimo di 5 m ad un massimo di 25 m. Le Argille del Torrente Ascione poggiano in continuità sui Limi di Terranuova e passano verso l'alto alla formazione dei Limi e sabbie del Torrente Oreno. Il passaggio al tetto, come quello alla base, avviene gradualmente per diminuzione della componente argillosa e scomparsa

dei livelli di torba. Questi terreni costituiscono un orizzonte esteso in tutto il bacino la cui deposizione è stata correlata ad un periodo con ridotti apporti terrigeni grossolani ed una notevole espansione della vegetazione acquatica. I pollini indicano un'alternanza di fasi caldo umide e fasi fresche durante le quali il livello del lago subiva notevoli oscillazioni. Le argille torbose si sono deposte così in un ambiente lacustre ricco di piante acquatiche soggetto a saltuari periodi di prosciugamento con conseguente formazione di suoli, mentre le sabbie si sono accumulate in un ambiente di conoide distale, soggetto a periodiche inondazioni in grado di deporre i corpi sedimentari più grossolani. L'età di questa unità è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Limi e Sabbie del Torrente Oreno (IsO)

Si tratta di depositi palustro-lacustri costituiti da un'alternanza regolare di limi e di argille limoso-sabbiose di colore grigio azzurro, di spessore variabile fino ad un massimo di 50m. Le porzioni sabbiose di questa unità, che si presentano generalmente massive e talora con laminazioni piano parallele, si sono deposte nella parte più distale delle delta conoidi, presenti soprattutto nella parte nord orientale del bacino del Valdarno Superiore, mentre queste progredivano verso il centro del bacino stesso. In queste porzioni sono presenti anche lenti di materiale più grossolano, costituito da conglomerati ad elementi arenacei, spessi al massimo 40 cm. L'ambiente deposizionale di questa unità può essere ricondotto ad un ambiente palustre o lacustre poco profondo soggetto a frequenti prosciugamenti. Sono infatti presenti livelli arrossati e paleosuoli che indicano emersioni legate a periodi di parziale disseccamento del lago. Questi sedimenti passano lateralmente e superiormente ai depositi di delta conoide della stessa successione. L'età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Sabbie di Borro Cave (sBC)

Depositi di delta conoide costituiti da un'alternanza di sabbie di colore giallastro, sabbie limose e limi sabbioso argillosi di colore grigio o grigio giallastro con intercalazioni di banchi di argille limoso sabbiose di colore grigio azzurrognolo e lenti di 20 ciottolami ad elementi arenacei e presenza di paleosuoli. Gli strati hanno uno spessore variabile da alcuni decimetri ad alcuni metri. Questi depositi costituiscono la zona di transizione e la porzione subacquea degli apparati di delta conoide. L'età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Lo spessore raggiunge alcune decine di metri. I depositi di questa unità passano lateralmente verso il centro del bacino ed inferiormente ai sedimenti palustro lacustri del Subsistema di Montevarchi, lateralmente e superiormente passano invece, gradualmente, all'unità litostratigrafica denominata

Ciottolami e Sabbie di Casa La Querce (cCQ)

Depositi di canali fluviali intrecciati originati nella porzione medio inferiore delle conoidi alluvionali, formatesi sul versante valdarnese del massiccio del Pratomagno. Si tratta di un'alternanza irregolare di banchi e lenti sabbiose o sabbioso limose e ciottolami ad elementi arenacei. La dimensione degli elementi arenacei raggiunge alcune decine di centimetri. I ciottolami prevalgono verso i margini del bacino, mentre le litologie a granulometria più fine verso il centro. Il colore dei ciottolami arenacei, solitamente

alterati, è ocraceo o bruno rossastro, quello degli strati sabbiosi e di quelli limosi varia dal grigio giallastro al giallo ocraceo. Il passaggio laterale e superiore ai Ciottolami della Penna è graduale. Lateralmente, verso valle, ed inferiormente si passa, sempre in maniera graduale, alle Sabbie di Borro Cave. L'età di questa unità è Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Lo spessore massimo è nell'ordine di alcune decine di metri.

Ciottolami della Penna (cP)

Questi depositi rappresentano la porzione apicale degli apparati di delta conoide formatesi sul versante valdarnese della dorsale del Pratomagno. Sono costituiti da ciottolami eterometrici ad elementi arenacei prevalenti con, subordinatamente, sabbie limose. I ciottolami sono costituiti da clasti di natura arenacea di colore ocraceo, solitamente alterati, immersi in matrice prevalentemente sabbiosa. I ciottoli sono solitamente appiattiti o subsferici. La tessitura è solitamente granosostenuta e possono risultare embriciati. Sono organizzati in strati tabulari a struttura massiva, con base e tetto piatti, che possono raggiungere un paio di metri di spessore. Le sabbie sono prevalentemente medio fini, limose, di colore bruno rossastro, possono raggiungere il metro di spessore e sono intercalate ai ciottolami. I Ciottolami della Penna sono spessi fino ad un massimo di 50 m. Questa unità è sormontata dai depositi di conoide alluvionale della Successione di Monticello-Ciuffenna. Verso il centro del bacino passano gradualmente ai Ciottolami e sabbie di Casa la Querce. L'età è Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Subsistema di Monticello-Ciuffenna

Un'importante fase erosiva separa la seconda dalla terza e ultima fase di colmamento del bacino valdarnese, determinando una lacuna la cui estensione cronologica è ancora da definire. Questa successione è caratterizzata da depositi alluvionali del Pleistocene medio, comprendente i depositi fluviali di Monticello, che occupano la zona assiale del bacino, e i coevi depositi di conoide alluvionale, ben sviluppati lungo il margine nord orientale del bacino, sul versante occidentale del Pratomagno, mentre risultano meno estesi sul margine occidentale, costituito dal versante orientale dei Monti del Chianti.

Ciottolami di Loro Ciuffenna (cLC)

Successione di strati di ciottolami eterometrici di natura arenacea che raggiungono diversi metri di spessore in prossimità della dorsale del Pratomagno. Le dimensioni dei clasti arenacei, immersi in un'abbondante matrice sabbioso limosa, possono superare il metro, la forma è piatta o subsferica e risultano da ben arrotondati a poco arrotondati. I conglomerati, con tessitura granosostenuta, sono costituiti in spessi banchi e si mostrano, di regola, molto alterati, di colore da bruno fino a rossiccio, disgregabili. Si tratta di depositi prossimali di conoide alluvionale, in particolare di sedimenti di apice della conoide. L'unità è organizzata in tre ordini differenti con uno spessore complessivo di diverse decine di metri. L'età dei Ciottolami di Loro Ciuffenna, è Pleistocene medio. Verso valle questa unità passa, con rapporto interdigitato, alle Sabbie del Tasso; superiormente i ciottolami passano alle Sabbie del Tasso o ai Limi di Pian di Tegna.

Inferiormente il contatto è, attraverso una superficie di erosione, con i depositi del Subsistema di Montevarchi.

Sabbie del Tasso (sT)

Sabbie quarzoso-feldspatiche da medio-fini a grossolane, più o meno classate, con livelli di ciottolami arenacei. Il colore varia da giallo ocraceo a bruno. Lo spessore degli strati è dell'ordine di alcuni decimetri. Si tratta di depositi di conoide, con strutture tipiche di canali intrecciati. Verso il centro del bacino sono frequenti le intercalazioni di livelli di limi argilloso - sabbiosi di colore grigio e di argille torbose nerastre. L'unità è organizzata in tre ordini differenti con uno spessore complessivo di alcune decine di metri, L'età delle Sabbie del Tasso è Pleistocene medio. Una superficie di erosione segna il contatto con i depositi del Subsistema di Montevarchi; lateralmente, verso monte, sono in eteropia con i Ciottolami di Loro Ciuffenna, mentre superiormente passano ai Limi di Pian di Tegna.

Limi di Pian di Tegna (IPT)

Limi e limi sabbiosi con colore variabile da rosso bruno a grigio e nerastro, di aspetto massivo, profondamente interessati da pedogenesi a pseudogley e da abbondanti screziature rossastre. Localmente sono presenti livelli di sabbie e limi di ciottolami fini con elementi che non superano il centimetro. Lo spessore di questi livelli è nell'ordine di alcuni decimetri e può superare il metro. I limi sono inferiormente in contatto con i Ciottolami di Loro Ciuffenna e con le Sabbie del Tasso. Lo spessore è variabile da pochi decimetri, nelle zone marginali, ad oltre una decina di metri di spessore. Questa unità, organizzata anch'essa in tre ordini, rappresenta il sedimento finale della deposizione delle conoidi alluvionali del Valdarno Superiore. L'età è Pleistocene medio.

5.5 - SUPERSINTEMA DELLE PIANURE ALLUVIONALI

Sintema del Fiume Arno

Si tratta dei sedimenti alluvionali recenti e terrazzati originati a partire dal Pleistocene superiore dall'Arno e dai suoi affluenti.

Depositi alluvionali terrazzati (b1-b2-b3)

Sedimenti alluvionali terrazzati dell'Arno e dei suoi affluenti, originati durante l'ultima fase di evoluzione del bacino valdarnese, iniziata con l'abbassamento del livello di base dell'Arno, causato dalla cattura di questo da parte della Sieve. I terrazzi alluvionali sono stati originati dal Torrente Resco durante il Pleistocene superiore - Olocene, sono organizzati in più ordini e risultano litologicamente costituiti da ciottolami, sabbie e limi, organizzati in corpi tabulari tra loro interdigitati. Lo spessore totale dei terrazzi è di diversi metri e risultano variamente pedogenizzati a seconda del periodo di formazione e dei fattori climatici che si sono succeduti.

Depositi alluvionali in evoluzione (b)

Sabbie, limi e ghiaie; depositi prevalentemente limoso - sabbiosi per le piane alluvionali minori. Olocene.

5.6 - COPERTURE RECENTI

Depositi eluvio-colluviali (ec)

Materiale eterogeneo ed eterometrico derivante dall'alterazione della roccia del substrato ed accumulato in posto o dopo breve trasporto per ruscellamento.

Detrito di falda (dt)

Materiale eterogeneo ed eterometrico accumulato lungo i versanti prevalentemente per gravità.

Copertura antropica (ant)

Coperture derivanti da attività antropiche in senso lato.

5.7 – ELEMENTI STRUTTURALI

Le considerazioni espone di seguito in riferimento agli elementi strutturali sono estratte dalle indagini geologiche redatte dallo studio GHEA a supporto dei precedenti PS dei due Comuni, e sono totalmente condivisibili.

In aggiornamento è stato inserito il paragrafo relativo alle faglie attive e capaci rappresentate nel catalogo nazionale delle faglie del database "ITHACA" (*ITaly HAZard from CApable faults*).

La catena montuosa del Pratomagno, che interessa la porzione del territorio comunale posta a monte dei principali abitati, presenta nel suo complesso un assetto monoclinale. Tale semplice struttura è in realtà complicata da differenti assetti locali oltre che da un elevato numero di faglie che interessano soprattutto il versante valdarnese e in misura minore quello casentinese.

Ad eccezione del locale sovrascorrimento rilevato in sinistra idrografica del Torrente Resco, poco a monte di Pian di Scò, le dislocazioni riconosciute sono rappresentate da faglie ad alto angolo raggruppabili secondo due orientamenti principali: il primo è nord-ovest/sud-est (direzione appenninica) e il secondo, subordinato, sud-ovest/nord-est (direzione antiappenninica). Le faglie del primo gruppo, presentano una notevole estensione laterale ed immergono generalmente verso il Valdarno, ribassando i relativi blocchi sud occidentali da esse individuati. Le altre sono mediamente meno continue delle prime. Spesso le faglie del primo gruppo, a direzione appenninica, terminano contro quelle del secondo, facendo pensare per queste ultime a strutture del tipo transfer faults.

L'assetto strutturale dell'area è riferibile, pertanto, ad un complesso basculamento di blocchi separati da faglie ad alto angolo a direzione appenninica e antiappenninica, tali faglie individuando blocchi allungati in direzione intorno a nord-ovest/sud-est. Ogni blocco avrebbe subito un basculamento verso nord-est in conseguenza del movimento avvenuto lungo le faglie. Tale assetto sarebbe coerente con il modello a semigraben proposto per il bacino del Valdarno Superiore (figura 3).

Faglie a direzione appenninica

Rappresentano la maggior parte delle dislocazioni individuate nella catena del Pratomagno ed immergono generalmente verso il Valdarno. I movimenti devono essere stati prevalentemente di tipo "dip-slip" con trascurabile componente orizzontale. La più importante ed evidente di tutte le dislocazioni presenti nel Pratomagno, denominata tradizionalmente in letteratura "faglia della Trappola" (Losacco, 1963), può essere considerata la "master fault" dell'area. Si tratta in realtà non di una sola dislocazione, ma di un esteso sistema di faglie vicarianti che si sviluppa per circa 23 km in direzione circa nord-ovest/sud-est, formando una serie di ripide scarpate facilmente individuabili lungo tutto il versante sud occidentale della catena montuosa. Nel territorio comunale di Pian di Scò questo sistema di faglie è localizzabile tra Poggio alla Regina e Monte Acuto. Il piano di faglia immerge verso il Valdarno. La parte ribassata è quella sud occidentale.

Faglie a direzione antiappenninica

Nell'area del Pratomagno sono meno frequenti delle precedenti. Le principali hanno estensioni chilometriche. Potrebbero aver funzionato da "transfer faults" differenziando in maniera più o meno complessa i movimenti dei blocchi da esse individuati. Nel territorio comunale la principale faglia a direzione antiappenninica si sviluppa per alcuni chilometri in direzione circa sud-ovest/nord-est da Pian di Scò, dove risulta essere stata sepolta dai sedimenti fluvio- lacustri, fino al limite nord orientale del comune. Su di essa si è impostato il corso del Torrente Resco. Numerose le faglie appenniniche che terminano contro questa dislocazione.

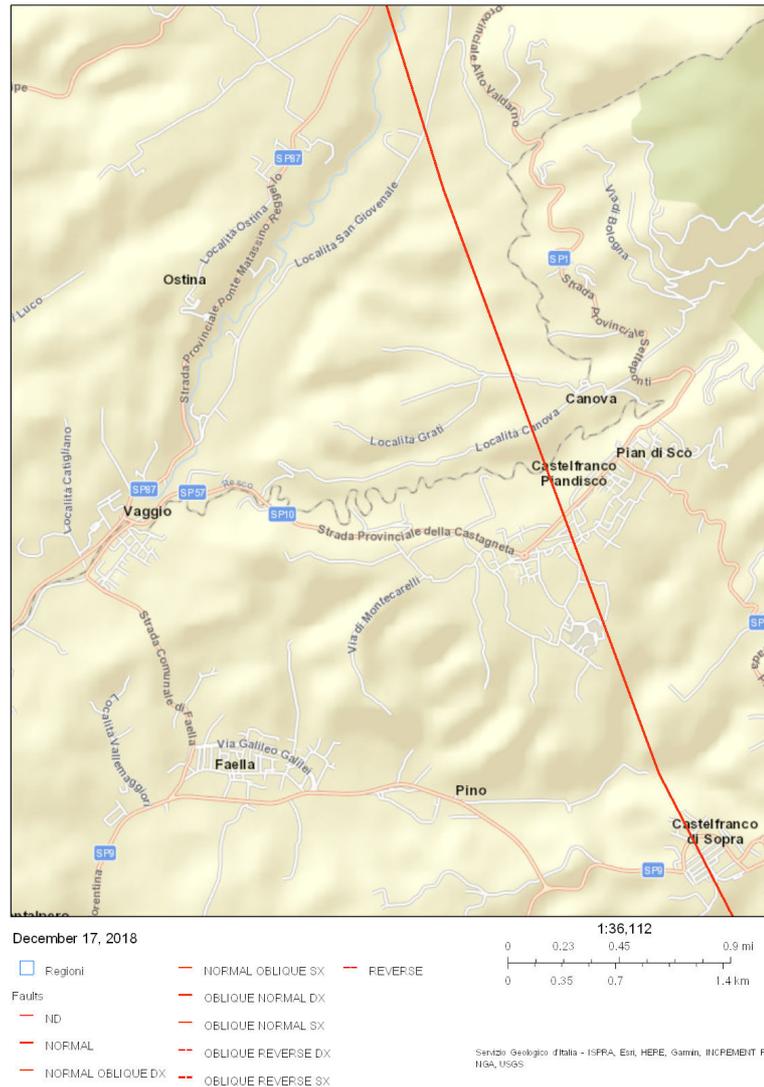
Sono infine da mettere in evidenza alcuni allineamenti, in corrispondenza dei depositi fluvio- lacustri e palustri plio-pleistocenici, che mostrano la stessa direzione antiappenninica sud-ovest/nord-est. Lungo tali allineamenti si sono impostati i corsi d'acqua del Torrente Resco, tra Vaggio e Matassino, e del Torrente Faella tra l'abitato di Faella e l'estremità meridionale del territorio comunale. Tali allineamenti potrebbero esser messi in relazione con faglie a direzione anti-appenninica.

Faglie attive e capaci

Nel catalogo nazionale delle faglie attive e capaci del database ITHACA è riportata una faglia normale a direzione appenninica (nord-ovest/sud-est) che attraversa il territorio comunale disponendosi all'incirca in prossimità del contatto tra i terreni litoidi delle Unità Tettoniche Toscane che costituiscono la dorsale del Pratomagno e quelli plio-pleistocenici di ambiente fluvio-lacustre e palustre che hanno riempito la depressione tettonica del Valdarno Superiore.

Pur ritenendo che l'ubicazione di tale faglia sia da considerarsi solo indicativa poiché deriva dalla cartografia in scala 1:500.000 della carta Neotettonica dell'Italia (AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. 1987), sono stati analizzati tutti i dati a disposizione per verificarne il posizionamento, anche in considerazione del fatto che la faglia attraversa i due maggiori centri abitati: Castelfranco di Sopra e Pian di Scò.

Faglie attive e capaci



La sezione geologica, redatta dallo studio GHEA, che riportiamo nella Tavola A3, ben descrive l'assetto geologico dell'intero territorio comunale. La catena montuosa del Pratomagno, posta a monte dei principali abitati, presenta nel suo complesso un assetto monoclinale con strati che, nella zona a monte degli abitati, immergono prevalentemente verso il Valdarno. La struttura è interrotta da una serie di faglie distensive immergenti verso ovest che ribassano i blocchi occidentali.

Appare chiaro quindi che non si tratta di una linea tettonica precisa ma piuttosto sia da considerare l'esistenza di una esteso sistema di faglie vicarianti che si sviluppa per diversi chilometri in direzione circa nord-ovest/sud-est. Peraltro in superficie queste faglie sono marcate da una serie di ripide scarpate individuabili lungo tutto il versante sud occidentale della catena montuosa.

Nello specifico della possibile esistenza di un lineamento tettonico al di sotto dei depositi pleistocenici sui quali poggiano gli abitati di Castelfranco di Sotto e di Pian di Scò, i dati

analizzabili di maggiore interesse sono quelli relativi alle tromometrie ed alle misure ESAC ubicate nella Tavola D (Dati di base) i cui grafici sono riportati negli allegati 1,2 e 3.

Per l'abitato di Castelfranco di Sopra i grafici delle tromometrie evidenziano la graduale immersione del substrato litoide al di sotto dei depositi plio-pleistocenici.

Nella zona di immersione si registrano amplificazioni significative, con frequenze in graduale diminuzione procedendo verso valle. La fascia nella quale si possono sviluppare amplificazioni significative ai fini urbanistici è riportata nella Tavola E4 (Carta MOPS Castelfranco di Sopra).

La condizione rilevata in corrispondenza di Pian di Scò è marcatamente differente, poiché la gran parte dei grafici delle tromometrie presenta andamenti pressoché piatti, ad esclusione di alcuni picchi rilevati nelle tromometrie eseguite nella zona del cimitero, che non sembrano però riconducibili all'assetto tettonico.

In definitiva, dall'analisi dei dati a disposizione e dall'assetto geologico rilevato è possibile presupporre che il substrato litoide si immerga al di sotto dei depositi plio-pleistocenici secondo la normale giacitura degli strati, disegnando una struttura con debole inclinazione al di sotto di Castelfranco e molto ripida al di sotto di Piandiscò.

Questa differenza a sua volta può essere giustificata con una semplice variazione della morfologia originaria ante pliocene, o con una dislocazione tettonica disposta tra gli abitati, lungo il Torrente Faella, in direzione antiappenninica, del tipo "transfer fault".

Su questa trasforme potrebbe interrompersi verso sud la faglia indicata nel catalogo ITHACA, che in questa ipotesi genererebbe il rapido approfondimento del substrato nella zona al di sotto di Piandiscò, ma non arriverebbe al di sotto dell'abitato di Castelfranco.

Infine, in corrispondenza della porzione settentrionale di Castelfranco e di Pulicciano era già stata segnalata dallo studio GHEA la presenza di una faglia, a direzione appenninica nord-ovest/sud-est, che evidentemente appartiene al sistema di faglie vicarianti dislocate lungo la catena. Pur non rientrando nel catalogo ITHACA, riteniamo comunque che sia corretta la scelta di inserire un buffer di 20 metri lungo la linea, al quale attribuire una pericolosità sismica elevata (S.3), in attesa di studi di approfondimento per verificarne l'effettiva pericolosità.

6 – CARTA GEOMORFOLOGICA (TAVOLA B)

A supporto della adozione del presente PS, visti i tempi stabiliti dall'Amministrazione comunale, incompatibili con quelli necessari per la modifica del database IFFI, vengono presentate le perimetrazioni geomorfologiche estratte dal suddetto database.

Nei tempi stabiliti per le osservazioni sarà comunque completato sia del quadro conoscitivo che delle pericolosità del PAI Bacino Fiume Arno.

6.1 – PROCESSI E FORME DI ORIGINE GRAVITATIVA

La dizione delle forme poligonali relative ai processi geomorfologici legati alla dinamica di versante, deriva direttamente dalla decodifica IFFI (guida IFFI 2.3.3). In particolare sono stati individuati i seguenti fenomeni:

Frana di colata rapida attiva

Si tratta di alcuni fenomeni inseriti nel database IFFI a seguito dell'osservazione delle foto di un volo effettuato nel marzo 2013, dopo gli intensi eventi meteorologici di quell'inverno che scatenarono una serie di movimenti gravitativi a carattere di colata.

Frana di scivolamento e colata lenta attiva

Si tratta di fenomeni gravitativi estesamente diffusi nell'area dei depositi plio-pleistocenici, legati a superfici di debolezza che si sviluppano principalmente nei depositi coesivi.

Franosità diffusa attiva

All'interno di questa classe sono stati inseriti i versanti delle "balze", interessati da fenomeni a cinematica veloce in relazione a fenomeni di crollo e di erosione regressiva.

Deformazioni superficiali

Con questa sigla sono stati identificati fenomeni riferibili a deformazioni superficiali con caratteristiche plastiche, in cui si abbia evoluzione lenta o lentissima o con ricorrenza superiore ai 10-20 anni. Una parte degli areali soggetti a deformazioni superficiali, erano stati individuati come zone soggette a soliflusso nei precedenti PS. Per coerenza con i precedenti piani, e nel rispetto del D.P.G.R. 53/r, alle zone già individuate come soliflussi è stata attribuita la classe di pericolosità geologica G4.

Frana non cartografabile

Per dissesti di limitata estensione, non è stato delimitato alcun areale, ma è stata indicata comunque la presenza mediante opportuna simbologia.

Per la definizione dello stato di attività sono stati utilizzati i seguenti criteri:

Attivo: evidenze morfologiche di movimenti in atto o ricorrenti

Quiescente: assenza di evidenze morfologiche di instabilità in atto o ricorrente, per la quale esistono indizi di potenziale instabilità e riattivazione.

Inattivo/Stabilizzato: mancanza di evidenze morfologiche di movimenti o instabilità in atto, per la quale non vi sono indizi morfologici di potenziale instabilità e potenziale riattivazione.

Depositi eluvio-colluviali

Materiale eterogeneo ed eterometrico derivante dall'alterazione della roccia del substrato ed accumulato in posto o dopo breve trasporto per ruscellamento.

Detrito di falda

Materiale eterogeneo ed eterometrico accumulato lungo i versanti prevalentemente per gravità.

Scarpata morfologica

L'orlo superiore delle "balze" è sempre marcato da cigli di scarpate, spesso soggetti a fenomeni arretramento. La porzione orientale dell'abitato di Castelfranco di Sopra è molto prossima ai cigli di tali scarpate.

6.2 – FORME DOVUTE A PROCESSI FLUVIALI

Nella carta geomorfologica sono stati riportati alcuni elementi già inseriti nella Carta Geologica, relativi a processi fluviali, quali i depositi alluvionali attuali e terrazzati per la cui descrizione si rimanda al precedente capitolo.

Sono stati inseriti inoltre:

Erosione incanalata

La gran parte dei corsi d'acqua, in particolare nella zona montana e pedemontana, presentano una marcata propensione all'approfondimento.

Orlo di terrazzo

I depositi alluvionali del Torrente Resco sono delimitati da un netto orlo di terrazzo che genera dislivelli fino a circa 20 metri.

6.3 – PROCESSI E FORME DI ORIGINE ANTROPICA

Argine fluviale

In cartografia è stato riportato l'andamento dell'argine del Torrente Faella.

Copertura antropica

Coperture derivanti da attività antropiche in senso lato.

Scarpata antropica

Scarpate derivanti da attività antropiche.

Prescrizioni localizzative del PAERP

In cartografia sono stati riportati i due perimetri, estratti dal PAERP, relativi alle prescrizioni localizzative delle aree estrattive di Poggio Rosso e Pratigliolmi.

Aree in coltivazione da foto aerea 2016

All'interno delle due aree estrattive di Poggio Rosso e Pratigliolmi sono stati individuati gli areali in coltivazione alla data della foto area del 2016.

7 – CARTA DEI DATI DI BASE (TAVOLA C)

Tra il 2011 ed il 2013 a supporto dei PS dei due Comuni, sono stati realizzati i database delle indagini a disposizione consultando i seguenti archivi:

- Archivi comunali;
- Indagini geologico-tecniche di supporto ai precedenti Piani Strutturali;
- Archivio dello studio GHEA;
- Portale del Servizio Geologico d'Italia, in particolare l'archivio 'Indagini del sottosuolo' (L. 464/84);
- Archivi della Regione Toscana: Banca Dati del sottosuolo (LaMMA), della Banca Dati indagini geotematiche (BDIG) e della Banca Dati stratigrafica della Toscana (SIRA);
- Sistema Informativo Territoriale della Provincia di Arezzo, Progetto WaterPRO, Servizio WEBWater, relativamente alle stratigrafie dei pozzi.

Inoltre in entrambi i Comuni sono state realizzate ulteriori indagini sismiche di supporto alla redazione della carta MOPS.

Tutte le suddette indagini sono state riportate nella Carta dei dati di base. Per continuità con i precedente studi, è stata conservata la numerazione o la sigla originale attribuita in sede di PS, inserendo il prefisso:

“C” per le indagini ricadenti nel territorio di Castelfranco di Sopra,

“P” per le indagini ricadenti nel territorio di Pian di Scò.

Le indagini pregresse sono state così raccolte in due Allegati:

Allegato 1:

DB PS Castelfranco Indagini da 1 a 75

DB PS Castelfranco Indagini da 76 a 120

DB PS Castelfranco Indagini da 120 a 165

DB PS Castelfranco Indagini sismiche

Allegato 2:

DB PS Pian di Scò Indagini da 1 a 40

DB PS Pian di Scò Indagini da 41 a 80

DB PS Pian di Scò Indagini da 81 a 120

DB PS Pian di Scò Indagini da 121 a 163

DB PS Pian di Scò Indagini sismiche

In aggiornamento ai suddetti database è stata eseguita una raccolta delle indagini a disposizione negli archivi comunali a partire dalle date successive a quelle di redazione dei precedenti PS, fino al Giugno 2018.

I nuovi dati sono così suddivisi:

Allegato 3

- da 1 a 32 indagini geognostiche puntuali (Prove penetrometriche, saggi, sondaggi)
- da 33 a 41 Indagini sismiche puntuali (HVSR, Down Hole)
- da 42 a 52 Indagini sismiche lineari (Masw, Tomografie)

8 – CARTA DELLA FREQUENZA FONDAMENTALE DEI DEPOSITI (TAVOLA D) E CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA - MOPS (TAVOLA E)

Relativamente agli aspetti sismici, i precedenti studi eseguiti a supporto del PS dei due Comuni, erano già stati redatti ai sensi del D.P.G.R. 53/r, per cui comprendevano la carta delle frequenze fondamentali dei depositi e la carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica

I risultati raggiunti in quelle sedi, con particolare riferimento alle colonne stratigrafiche tipo, sono da considerarsi validi ancora oggi per cui in allegato alla presente riportiamo le relazioni illustrative della carta MOPS redatte per Castelfranco di Sopra (Allegato 5) e per Pian di Scò (Allegato 6).

Tuttavia in forza dell'acquisizione di nuovi dati sismici, è stato necessario aggiornare la carta della frequenza fondamentale dei depositi (Tavole D).

L'analisi dei nuovi dati, ha permesso inoltre di identificare una fascia in corrispondenza dell'abitato di Castelfranco di Sopra con possibilità di amplificazioni stratigrafiche.

Inoltre, prendendo a riferimento il Database Geomorfologico IFFI per la redazione della carta geomorfologica, al fine di rendere coerenti tutte le cartografie presentate, è stato necessario riversare tali perimetrazioni anche all'interno della carta MOPS.

Infine, considerando che all'interno del database ITHACA è segnalata una faglia attiva e capace, che attraversa il territorio comunale, sono state sviluppate alcune considerazioni per verificarne in prima istanza la presenza e l'effettiva pericolosità. Ulteriori considerazioni ed analisi sono da rinviarsi ad un approfondimento specifico.

8.1 – DESCRIZIONE DELLA CARTA DELLA FREQUENZA FONDAMENTALE DEI DEPOSITI (TAVOLA D)

Come emerge dai risultati ottenuti le misure sismiche realizzate rispecchiano in generale l'assetto geologico.

Infatti tra le misure effettuate si individuano tre gruppi di frequenze ricorrenti: a 0.3 hz, su 1.0 hz e frequenze superiori a 2.0 hz.

La frequenza più bassa intorno agli 0.3 hz indica il contrasto di impedenza più forte e più profondo rappresentato dal substrato geologico (Arenarie del Monte Falterona). I litotipi riferibili al substrato sono presenti in affioramento a monte dell'abitato degli abitati di Castelfranco di Sopra e di Pian di Scò, tramite alcune linee di sismica a rifrazione, ne è stata determinata la velocità che per le onde di taglio è risultata pari a circa 1000-1200 m/sec. La velocità così definita è servita ad interpretare i profili di Vs ricavati dalle elaborazioni congiunte delle indagini di sismica passiva Esac e H/V, dalle quali sono emersi contrasti evidenti sui 1000-1200 m/sec a profondità dell'ordine di alcune centinaia di metri in località Botriolo, e a profondità nell'ordine di qualche decina di metri

in corrispondenza di Castelfranco di Sotto, coerentemente con la situazione geologica locale.

La frequenza intorno ad 1.0-1.5 hz evidenzia l'eterogeneità dei materiali di copertura, probabilmente i contrasti di impedenza con le argille sovraconsolidate del Pleistocene inferiore, poste a profondità dell'ordine di un centinaio di metri.

Le frequenze più elevate superiori a 2.0 hz sono state riscontrate in due zone distinte: nelle zone di fondovalle ed in alcune zone dei due principali abitati.

Per quanto riguarda le zone di fondovalle, tali frequenze sono riferibili alla presenza dei depositi alluvionali del Torrente Faella, dell'Arno, del Resco e del Borro della Spina, con spessori nell'ordine della decina di metri, sovrastanti depositi palustro-lacustri sovraconsolidati;

In corrispondenza dell'abitato di Faella, le misure rilevate sono difficilmente interpretabili in modo univoco (si confrontino i grafici delle tromometrie PT4, PT29, PT30, PT31, PT2, PT33, PT48), variando sia in frequenza che in ampiezza.

Nella parte alta dell'abitato di Castelfranco di Sopra, le frequenze alte indicano la progressiva diminuzione di profondità del substrato geologico, spostandosi dalla porzione centrale al margine della conoide alluvionale, come si nota anche nella misura passiva ESAC1.

In prossimità del contatto tra i depositi di conoide ed il substrato nella parte alta del capoluogo, ove il passaggio tra questi litotipi avviene entro alcune decine di metri, si sono registrati contrasti di impedenza sismica più elevati. Le tromometrie con amplificazioni significative per queste frequenze definiscono in pianta una fascia continua che, a partire dal cimitero e dal campo sportivo prosegue verso l'alto per circa 230 metri (si confrontino i grafici delle tromometrie CT11, CT14, CT16, CT18, CT32).

La condizione rilevata in corrispondenza di Pian di Scò è marcatamente differente, poiché la gran parte dei grafici delle tromometrie presenta andamenti pressoché piatti, ad esclusione di alcuni picchi rilevati nelle tromometrie eseguite nella zona del cimitero, che non sembrano però riconducibili all'assetto tettonico.

Talvolta in corrispondenza del substrato geologico in affioramento o con presenza di coperture detritiche con spessori minimi, si sono rilevati picchi in frequenze alte o molto alte. Considerate le evidenze geologiche queste risultanze sono state interpretate come uno spessore di alterazione e fratturazione del substrato roccioso o interstrati argillitici alterati.

Per tali motivazioni le zone suddette non sono state considerate come Zone stabili, anche se in presenza di substrato affiorante, bensì sono state distinte nelle Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, riportando, nelle colonne stratigrafiche corrispondenti, una apposita simbologia indicante l'alterazione dei litotipi rocciosi.

8.2 – **DESCRIZIONE DELLA CARTA MOPS (TAVOLA E)**

Negli allegati 5 e 6 riportiamo le relazioni illustrative delle carte MOPS redatte dallo studio GHEA nei precedenti PS dei due Comuni. Queste relazioni si considerano tutt'oggi valide, in particolare per la descrizione delle colonne stratigrafiche, che sono state riportate tal quali nelle carte MOPS redatti nel corso del presente studio e per l'individuazione delle zone, di cui abbiamo conservato la numerazione.

La carta MOPS è stata aggiornata invece relativamente a:

- le perimetrazioni delle zone di attenzione per instabilità, che sono state adeguate al database IFFI;
- l'inserimento di una zona di possibile amplificazione stratigrafica in corrispondenza dell'abitato di Castelfranco di Sopra;
- l'inserimento della faglia normale estratta dal database ITHACA;
- l'adeguamento della simbologia delle zone in frana ai criteri degli ICMS.

In ciò che segue viene riportato un estratto dalle relazioni redatte dallo studio GHEA relativamente alla descrizione delle zone per i due Comuni, modificate in minima parte per renderle coerenti con la lettura delle carte redatte in questa sede.

8.2.1 – **CASTELFRANCO DI SOPRA**

Zone Stabili

Nel territorio comunale, limitatamente ai centri urbani significativi, sono state individuate zone stabili in corrispondenza del substrato rigido in affioramento con morfologia subpianeggiante o poco inclinata solo in corrispondenza dell'abitato di Caspri.

Nelle altre zone, ove le pendenze risultano più elevate, il substrato è stato invece assimilato alle Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (substrato geologico rigido molto fratturato).

Inoltre il substrato è stato assimilato alle Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali ove si sono riscontrati dalle misure H/V picchi in alta frequenza anche in corrispondenza di litotipi affioranti; tali situazioni sono state interpretate come uno spessore di alterazione e fratturazione del substrato roccioso o interstrati argillitici alterati, riportando, nelle colonne stratigrafiche corrispondenti, una apposita simbologia indicante l'alterazione dei litotipi rocciosi.

Il substrato rigido (riferibile alle Arenarie del Monte Falterona) dunque è affiorante nella porzione orientale del territorio e si approfondisce bruscamente fino a profondità nell'ordine di centinaia di metri in corrispondenza dei fondovalle, sovrastato da depositi di conoide alluvionale in prossimità del passaggio, poi, proseguendo verso valle, da depositi palustro-fluvio-lacustri e depositi alluvionali.

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

All'interno di questa classe sono state raggruppate tutte le zone caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali, depositi palustro-fluvio-lacustri e depositi di conoide alluvionale; inoltre sono riportati i depositi detritici ed eluvio-colluviali, limitatamente alle

zone in cui lo spessore risulta di maggiore entità, ai fini di un possibile effetto di amplificazione sismica locale.

Sono stati inoltre riportati in questa classe anche i litotipi arenacei che costituiscono il substrato rigido fratturato, per le motivazioni sopra riportate.

Deve essere precisato che i litotipi arenacei costituiscono un 'bedrock sismico'; mentre i depositi palustro-lacustri, che sono il 'substrato' dei depositi alluvionali in corrispondenza del fondovalle oppure affiorano alla base dei versanti, seppur costituiti prevalentemente da litologie limoso-argillose sovraconsolidate, non raggiungono velocità tali da considerarsi 'bedrock sismico'.

Le cartografie redatte per Botriolo e la Fornace risultano piuttosto simili, essendo centri abitati posti in corrispondenza del fondovalle delle pianure alluvionali del Torrente Faella e del Borro della Spina, che si estendono fino alla base dei versanti collinari.

Pertanto in queste aree sono suddivisi in microzone distinte dal punto di vista sismico i seguenti terreni: i depositi alluvionali (Zona 1) sovrastanti il substrato palustro-lacustre, i depositi palustro-lacustri (Zona 2), sia come substrato dei depositi alluvionali che affioranti alla base dei versanti collinari, e, limitatamente ad alcune porzioni marginali a monte degli abitati, depositi palustro-fluvio-lacustri che affiorano sui versanti e nelle scarpate acclivi denominati "balze" (Zona 3); sono inoltre distinte quelle zone con presenza di riporti superficiali.

Non si è ritenuto fattibile effettuare ulteriori suddivisioni all'interno delle zone caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali in quanto le variazioni di spessore sono minime, nell'ordine di alcuni metri, dunque non significative ai fini del presente studio

Per ogni zona è stata redatta una colonna stratigrafica e sono descritte in legenda le litologie prevalenti.

Si distinguono in modo sostanziale dai precedenti gli abitati del capoluogo e di Certignano, essendo contraddistinti, nella porzione settentrionale, dall'affioramento del substrato rigido, e nelle porzioni centrali e meridionali, dai depositi di conoide alluvionale.

Nella cartografia redatta per Castelfranco sono state individuate microzone distinte in funzione dello spessore dei depositi di conoide alluvionale, sovrastanti il substrato rigido, rilevato da un'attenta analisi dei dati di base raccolti e catalogati, in particolare le stratigrafie dei sondaggi o dei pozzi (Zona 3, 4, 5, 6).

Diversamente sono rappresentate quelle microzone ove il substrato rigido è sovrastato da modesti spessori di depositi eluvio-colluviali e detritici (Zona 2).

Come si evince dalle colonne stratigrafiche riportate in legenda si nota l'approfondimento del substrato a partire dalle porzioni apicali verso quelle centrali e distali della conoide alluvionale; le indagini sismiche effettuate per questo studio confermano l'assetto geologico descritto.

Zone di instabilità

Infine sono state individuate le zone cartografate nella Carta geomorfologica come frane attive e quiescenti, e la zona di possibile amplificazione stratigrafica ubicata in corrispondenza dell'abitato di Castelfranco di Sopra

8.2.2 – PIAN DI SCO'

Zone Stabili

Nel territorio comunale, limitatamente ai centri urbani significativi, sono state individuate zone stabili in corrispondenza del substrato rigido in affioramento con morfologia subpianeggiante o poco inclinata solo nella porzione superiore dell'abitato di Pian di Scò.

Verso monte, ove le pendenze risultano più elevate, il substrato è stato invece assimilato alle Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (substrato geologico rigido molto fratturato).

Il substrato rigido (riferibile alle Arenarie del Monte Falterona) dunque è affiorante nella porzione orientale del territorio e si approfondisce bruscamente fino a profondità nell'ordine di centinaia di metri in corrispondenza dei fondovalle, sovrastato da depositi di conoide alluvionale in prossimità del passaggio, poi, proseguendo verso valle, da depositi palustro-fluvio-lacustri e depositi alluvionali.

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

All'interno di questa classe sono state raggruppate tutte le zone caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali, depositi alluvionali terrazzati, depositi palustro-fluviolacustri e depositi di conoide alluvionale; inoltre sono riportati i depositi detritici ed eluviocolluviali, limitatamente alle zone in cui lo spessore risulta di maggiore entità, ai fini di un possibile effetto di amplificazione sismica locale.

Nella porzione superiore dell'abitato di Pian di Scò sono stati inoltre riportati in questa classe anche i litotipi arenacei che costituiscono il substrato rigido fratturato, in quanto la morfologia locale risulta più acclive.

Deve essere precisato che i litotipi arenacei costituiscono un 'bedrock sismico'; mentre i depositi palustro-lacustri, che sono il 'substrato' dei depositi alluvionali in corrispondenza del fondovalle oppure affiorano alla base dei versanti, seppur costituiti prevalentemente da litologie limoso-argillose sovraconsolidate, non raggiungono velocità tali da considerarsi 'bedrock sismico'.

Le cartografie redatte per Matassino, Ontaneto, Vaggio e Faella risultano piuttosto simili, essendo centri abitati posti in corrispondenza del fondovalle delle pianure alluvionali del Fiume Arno, dei Torrenti Resco e Faella, che si estendono fino alla base dei versanti collinari.

Pertanto in queste aree sono suddivisi in microzone distinte dal punto di vista sismico i seguenti terreni: i depositi alluvionali (Zona 1) sovrastanti il substrato palustro-lacustre, i depositi alluvionali terrazzati (Zona 2) sovrastanti il substrato palustro-lacustre, i depositi palustro-lacustri (Zona 3), sia come substrato dei depositi alluvionali che affioranti alla base dei versanti collinari, e, limitatamente ad alcune porzioni marginali a monte degli

abitati di Faella e di Vaggio, depositi palustro-fluvio-lacustri che affiorano nelle scarpate acclivi denominati "balze" (Zona 4).

Non si è ritenuto fattibile effettuare ulteriori suddivisioni all'interno delle zone caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali in quanto le variazioni di spessore sono minime, nell'ordine di alcuni metri, dunque non significative ai fini del presente studio.

Per ogni zona è stata redatta una colonna stratigrafica e sono descritte in legenda le litologie prevalenti.

Si distingue in modo sostanziale dai precedenti l'abitato del capoluogo, essendo contraddistinto, nella porzione settentrionale, dall'affioramento del substrato rigido, e nelle porzioni centrali e meridionali, dai depositi di conoide alluvionale.

Nella cartografia redatta per Pian di Scò sono state individuate microzone distinte in funzione dello spessore dei depositi di conoide alluvionale, sovrastanti il substrato rigido, rilevato da un'attenta analisi dei dati di base raccolti e catalogati, in particolare le stratigrafie dei sondaggi o dei pozzi (Zona 7, 8, 9, 10 e 11); sono state inoltre distinte quelle microzone ove i depositi di conoide alluvionale sono sovrastati, anche se per spessori modesti, da depositi alluvionali o alluvionali terrazzati (Zona 4 e Zona 6).

Diversamente sono rappresentate quelle microzone ove il substrato rigido è sovrastato da modesti spessori di depositi alluvionali, eluvio-colluviali e detritici (Zona 2, 3 e 5).

Come si evince dalle colonne stratigrafiche riportate in legenda si nota l'approfondimento del substrato a partire dalle porzioni apicali verso quelle centrali e distali della conoide alluvionale; le indagini sismiche effettuate per questo studio confermano l'assetto geologico descritto.

Zone suscettibili di instabilità

Infine sono state individuate le zone corrispondenti a quelle 'instabili', cartografate nella Carta geomorfologica ed in quella Geologico-Tecnica come frane attive FRA (raggruppando in queste anche i soliflussi) e frane quiescenti FRQ.

Zone di instabilità

Infine sono state individuate le zone cartografate nella Carta geomorfologica come frane attive e quiescenti, e la zona di possibile amplificazione stratigrafica ubicata in corrispondenza dell'abitato di Castelfranco di Sopra

9 – CARTA IDROGEOLOGICA (TAVOLA F)

9.1 – IDROGRAFIA

Il territorio comunale è delimitato, a nord-novest ed a sud-est, dai tre corsi d'acqua principali, il Torrente Resco, il Borro della Spina (o della Fornace) ed il suo affluente destro Borro del Mulinaccio. Un'altro corso di primaria importanza che scorre nel nel tratto centrale è rappresentato dal Torrente Faella.

I corsi del Torrente Resco e del Faella possono essere suddivisi in tre tratti in conseguenza delle diverse litologie attraversate e della differente morfologia.

Il primo tratto scorre in corrispondenza dei litotipi arenacei (zona montana e pedemontana), riferibili alle Arenarie del Monte Falterona, a monte del capoluogo e della Strada Provinciale Setteponti, lungo un lineamento tettonico con direzione nord-est/sud-ovest; i versanti risultano notevolmente incisi dai corsi d'acqua, caratterizzati inoltre da elevate pendenze.

Lungo questo tratto sono numerosi gli affluenti minori, alcuni dei quali sono fossi modesti, più o meno temporanei, che scendono dai versanti limitrofi seguendo spesso lineamenti strutturali in direzione nord-sud e nord-ovest/sud-est, o anche, in misura minore, est-ovest.

Parallelamente a questo tratto del Torrente Resco scorrono altri corsi d'acqua minori, in allineamento fra loro. In particolare, a nord del Torrente, in sua destra idrografica, scendono dalle pendici dei rilievi del Pratomagno il Borro Rifontolano, lungo un'altra linea di frattura, il Borro Bologna, il Borro della Ragnaia ed altri di minore entità.

Il secondo tratto scorre in direzione quasi est-ovest, con un andamento meandriforme, sia per il Resco che per il Faella, all'interno di due valli incise nei depositi di conoide e fluvio-lacustri e delimitate da ripide scarpate; anche in questo tratto i torrenti sono caratterizzati da pendenze medio elevate.

Nel terzo ed ultimo tratto, i due corsi d'acqua scorrono in direzione nord-est/sud-ovest, e sono caratterizzati da un andamento debolmente sinuoso e da moderate pendenze. In questo tratto la pianura alluvionale è ben sviluppata, con terrazzi del primo ordine.

In questo tratto il Torrente Faella è protetto da argini.

Il Borro della Spina presenta un andamento morfologico, anche agli affioramenti litoidi, simile a quello del Torrente Faella, anche se le direzioni sono differenti; nel primo tratto la direzione è all'incirca est-ovest per poi proseguire, dopo la confluenza con il Borro del Mulinaccio, in direzione nord-est/sud-ovest.

Il Borro del Mulinaccio, altro corso d'acqua rilevante per il territorio comunale, ha un andamento all'incirca nord-sud nella sua porzione inferiore, prima della confluenza con il Borro della Spina.

Un altro corso d'acqua di rilevante importanza, soprattutto in relazione ai suoi rapporti con l'abitato e le sue frequenti esondazioni a monte dell'area ex CEIM, prima della sua messa in sicurezza, è il Borro di Valecchi.

9.2 – **PERMEABILITA'**

Per la definizione delle classi di permeabilità si ritiene valida la classificazione individuata nei precedenti PS, che è stata quindi riapplicata alla carta geologica di nuova redazione.

Nei precedenti PS le formazioni geologiche erano state qualitativamente classificate e raggruppate in due classi idrogeologiche principali, sulla base delle loro caratteristiche litologiche e tessiturali e delle condizioni di tettonizzazione, tenendo conto della loro capacità di contenere acqua e di farla defluire:

- a) Formazioni permeabili per Permeabilità Primaria, per porosità, se le caratteristiche di permeabilità e trasmissività sono proprie dei terreni, in funzione della loro litologia.
- b) Formazioni permeabili per Permeabilità Secondaria, per fratturazione, se tali caratteristiche derivano da eventi successivi alla formazione dei terreni, quali fenomeni tettonici.

Le formazioni presenti, distinte inizialmente per tipo di permeabilità, erano state quindi classificate in unità idrogeologiche in funzione del grado di permeabilità.

La classificazione individuata è la seguente

Formazioni permeabili per permeabilità primaria

Permeabilità primaria molto bassa

Argille del Torrente Ascione (ASC)

Terreni caratterizzati da una permeabilità, primaria per porosità, molto bassa, in quanto costituiti litologicamente da argille, argille limose e sabbie argillose con argille torbose e livelli di torba; talvolta sono presenti rare intercalazioni di sabbie.

In corrispondenza delle argille il comportamento idrogeologico è quello tipico di un corpo impermeabile, riferibile ad un acquicludo. In corrispondenza dei livelli sabbiosi invece si può assimilare ad un acquitardo.

Permeabilità primaria bassa

Coperture antropiche (h)

Depositi eluvio-colluviali (b2)

Le coperture recenti sono generalmente caratterizzate da una permeabilità, primaria per porosità, scarsa. La permeabilità può comunque presentare un certo grado di variabilità nelle coltri detritiche derivanti dall'alterazione della roccia del substrato, a seconda della presenza di matrice prevalente più o meno sabbiosa e del grado di compattazione dei depositi.

Analogamente per i depositi detritici di riporto la permeabilità sarà funzione dei materiali utilizzati e dal loro grado di compattazione.

Limi di Pian di Tegna (LAT)

Limi e Sabbie del Torrente Oreno (LSO)

Limi di Terranuova (TER)

Tali depositi pleistocenici sono dotati di una permeabilità, primaria per porosità, bassa a causa della loro litologia prevalentemente limoso sabbiosa e limoso argillosa.

La permeabilità di questi depositi può localmente assumere valori medi nei livelli e nelle intercalazioni di sabbie, talora ghiaiose. Questi livelli a granulometria più grossolana, che

consentono una certa circolazione idrica, comunque funzione della loro lenticolarità, sono da considerarsi acquiferi confinati.

Permeabilità primaria media

Sabbie del Tasso (STA)

Ciottolami di Loro Ciuffenna (CLO)

Ciottolami della Penna (CPE)

Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce (CCQ)

Sabbie di Borro Cave (SBC)

Sabbie di Levane (SLE)

Depositi fluvio-lacustri e di conoide alluvionale caratterizzati da una permeabilità, primaria per porosità, media, in quanto litologicamente costituiti da sabbie, localmente sabbie limose, con intercalazioni di lenti ghiaiose, e ciottolami ad elementi arenacei in matrice sabbiosa grossolana.

Tali sedimenti rappresentano un corpo acquifero dotato di una buona porosità e permeabilità. La permeabilità può localmente diminuire in corrispondenza dei livelli e delle intercalazioni limoso-sabbiose, limitati alle Sabbie di Borro Cave.

Depositi alluvionali terrazzati (bn)

Detrito di falda (a3)

Depositi prevalentemente sabbioso-ghiaiosi dotati di una scarsa permeabilità primaria per porosità, a causa della loro intensa pedogenesi.

Permeabilità primaria alta

Depositi alluvionali recenti ed attuali

Parte dei depositi alluvionali terrazzati del Torrente Faella, prossimi ai corsi d'acqua.

In questa unità sono incluse le alluvioni recenti e attuali dei principali corsi d'acqua presenti sul territorio comunale.

I depositi alluvionali presenti nel fondovalle, anche se questo interessa per una porzione estremamente marginale il territorio comunale di Castelfranco di Sopra, sono caratterizzati da una permeabilità estremamente variabile lungo il loro spessore.

In particolare, i depositi alluvionali depositi principalmente dal Fiume Arno possono essere suddivisi in due livelli principali.

Il livello superiore è costituito da sedimenti scarsamente permeabili (limi, limi sabbiosi, sabbie limose, limi argillosi e argille limose), comportando una scarsa infiltrazione delle acque meteoriche, mentre quello inferiore, caratterizzato da una permeabilità elevata a causa della sua composizione litologica (ghiaie sabbiose e sabbie), è sede di un importante acquifero freatico.

Tale suddivisione risulta comunque indicativa, in quanto possono essere presenti lenti di materiale ghiaioso in corrispondenza del primo orizzonte e livelli di materiale più fine nel secondo orizzonte.

In corrispondenza delle pianure alluvionali riferibili al Borro della Spina, al Torrente Faella e agli altri corsi d'acqua minori, i depositi alluvionali hanno generalmente uno spessore inferiore di qualche metro rispetto a quelli ascrivibili al Fiume Arno; la permeabilità risulta anche in questo caso elevata.

Nelle piane alluvionali minori i depositi sono generalmente costituiti da litologie limoso-sabbiose, in corrispondenza delle quali la permeabilità può localmente assumere valori medi.

Ovunque l'acquifero freatico è delimitato verso il basso dai depositi palustro-lacustri, che costituiscono il substrato impermeabile dei depositi alluvionali.

Il coefficiente di permeabilità K , che ha le dimensioni di una velocità, mostra, in generale, una vasta gamma di valori che vanno da 10^1 a $1 \cdot 10^{-11}$ m/sec, e che sono anche funzione della granulometria. Il limite inferiore dei serbatoi impermeabili è stato fissato, convenzionalmente, ad un valore $1 \cdot 10^{-9}$ m/sec.

Nella tabella, modificata da Castany G., "Idrogeologia, principi e metodi", è riportata la relazione esistente nei depositi alluvionali tra le dimensioni dei granuli e il coefficiente di permeabilità K , che può essere utilizzata come stima qualitativa.

K (m/s)								
		10	1	10 ⁻¹	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	10 ⁻⁹
granulometria	omogenea	ghiaia		sabbia	sabbia molto fine	silt	argilla	
	varia	ghiaia medio grossa	ghiaia e sabbia	sabbia, limo e argilla				
gradi di permeabilità		elevata			bassa		nulla	
tipi di formazioni		permeabili			semipermeabili		impermeabili	

Tabella 1 - Relazione tra granulometria e coefficiente di permeabilità nei depositi alluvionali (modificato da Castany G.).

Formazioni permeabili per permeabilità secondaria

Permeabilità secondaria media

Arenarie del Monte Falterona (FAL1, FAL2, FAL3, FAL 3a)

Le Arenarie del Monte Falterona sono dotate di una permeabilità, secondaria per fratturazione, media.

La rete di fratture e diaclasi che interessano la massa rocciosa consente una discreta infiltrazione ed una circolazione idrica, con la formazione di falde idriche sotterranee, ubicate generalmente a diverse decine di metri di profondità.

Il valore di permeabilità dei litotipi arenacei è comunque funzione del grado di fratturazione dell'ammasso roccioso e delle caratteristiche proprie delle famiglie di faglie e fratture che lo attraversano, quali la densità, la spaziatura e l'estensione oppure il loro riempimento.

La variabilità della permeabilità è anche funzione della presenza di interstrati argillitici e/o marnosi e del rapporto arenaria/pelite.

In tali litotipi può verificarsi un accumulo idrico localizzato al passaggio tra bancate litoidi fratturate e sottostanti livelli argillitici che fungono da substrato impermeabile.

9.3 – **CENSIMENTO POZZI**

Nella carta idrogeologica sono stati inseriti i pozzi oggetto di precedenti censimenti nel corso dei PS dei due Comuni.

Nell'allegato 4 sono riportate le tabelle redatte in quella sede con le indicazioni delle quote dell'acquifero.

Censimento all'interno del territorio comunale di Castelfranco di Sopra

Il censimento, è stato effettuato nel dicembre 2013 dallo studio GHEA; sono stati censiti complessivamente 54 pozzi, dei quali alcuni sono posti all'esterno del limite del territorio comunale.

Per l'individuazione dei pozzi sono stati utilizzati i dati presenti nelle precedenti indagini, quelli archiviati nei dati di base e quelli della Banca dati geografica in rete (WEBWater) della Provincia di Arezzo, servizio Difesa del Suolo, Acque e Demanio Idrico.

Per quanto riguarda le risorse idriche destinate al consumo umano che riveste carattere di pubblico interesse, sono stati censiti n. 7 pozzi ad uso acquedottistico (uno dei quali ubicato in Comune di Pian di Scò), e precisamente:

- P1, località Capraia
- P2, località Capraia
- P3, località Podere Il Prato
- P4, località Cerreto
- P5, frazione Certignano
- P6, località Forocava
- P7, località Casa Casato

Sulla base delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei terreni, delle risultanze del censimento dei pozzi, limitato alle aree di fondovalle e alla base dei versanti collinari, è possibile distinguere la presenza di due corpi acquiferi principali.

I depositi alluvionali recenti di fondovalle sono sede di un acquifero freatico ben alimentato, sia dalle precipitazioni meteoriche che dalle infiltrazioni di subalveo dei corsi d'acqua presenti, a seconda delle zone del territorio, in particolare il Torrente Faella per la fascia in sua sinistra idrografica comprendente l'abitato di Faella e le località a nord-est e sud-ovest e il Borro della Spina.

I pozzi che attingono nella pianura alluvionale del Fiume Arno non superano generalmente la profondità di 12-15 m: questo valore è presumibilmente da riferirsi allo spessore massimo dei depositi alluvionali, che hanno come substrato impermeabile i depositi palustrolacustri, riferibili al Subsintema di Montevarchi, costituiti da depositi limoso-argillosi di colore grigio-azzurro, in corrispondenza dei quali si arrestano le perforazioni.

I pozzi presenti lungo gli altri corsi d'acqua principali (Torrente Faella e Borro della Spina) sono caratterizzati da profondità generalmente minori, variabili da 5 a 7 m, comunque solitamente inferiori a 10 m; questi valori indicano uno spessore minore dei depositi alluvionali rispetto a quelli depositi dal Fiume Arno.

In corrispondenza invece dei depositi alluvionali terrazzati e dei sottostanti depositi palustro-lacustri presenti sui versanti che delimitano le pianure alluvionali, sui quali i depositi alluvionali poggiano in discordanza, sono riscontrabili acquiferi confinati negli

orizzonti a granulometria più grossolana, costituiti da sabbie e/o sabbie e ciottolami fini in matrice limoso- sabbiosa.

Dall'elaborazione dei risultati ottenuti durante la campagna di misura è stato possibile ricostruire la geometria della falda freatica in corrispondenza delle aree di fondovalle.

Le falde presenti nel territorio indagato sono influenzate dai corsi d'acqua presenti, dalle precipitazioni meteoriche e dalle acque di ruscellamento superficiale provenienti dai versanti; si evince dunque una marcata variabilità stagionale.

Censimento all'interno del territorio comunale di Pian di Scò

Il censimento è stato effettuato nel maggio 2011 dallo studio GHEA, andando ad integrare e approfondire quello del febbraio/maggio 2008 riportato nelle precedenti indagini. In particolare sono stati censiti i pozzi presenti al margine della pianura alluvionale del Fiume Arno, per la fascia di territorio compresa fra l'abitato del Matassino e la località Montalpero, quelli lungo il Torrente Resco, in sua sinistra idrografica, quelli lungo il Torrente Faella, in sua destra idrografica, e lungo alcuni impluvi d'acqua minori. Sono stati censiti complessivamente 151 pozzi, dei quali 2 sono posti all'esterno del limite del territorio comunale. Il primo (63) è ubicato in località Montalpero, in Comune di Figline Valdarno, il secondo (151) è poso in località Forocava, in Comune di Castelfranco di Sopra; questo secondo pozzo è utilizzato per approvvigionamento idrico ad uso acquedottistico.

Per l'individuazione dei pozzi sono stati utilizzati i dati presenti nell'indagine idrogeologica del 1992, di supporto alla stesura del Piano Strutturale, e quelli della Banca dati geografica in rete (WEBWater) della Provincia di Arezzo, servizio Difesa del Suolo, Acque e Demanio Idrico.

Per quanto riguarda le risorse idriche destinate al consumo umano che riveste carattere di pubblico interesse, sono stati censiti 3 pozzi ad uso acquedottistico (uno dei quali ubicato in Comune di Castelfranco di Sopra:

- n. 1, ubicato in prossimità della località Casamora, a nord-est dell'abitato di Pian di Scò.
- n. 150, ubicato lungo la Strada Provinciale Fiorentina, in destra idrografica del Torrente Faella, in prossimità della località Casa Casato.
- n. 151, ubicato in Comune di Castelfranco di Sopra, in sinistra idrografica del Torrente Faella, località Forocava.

Per tali opere di captazione è stata istituita nelle Norme Tecniche di Attuazione del precedente Regolamento Urbanistico (art. 7) una zona di tutela assoluta ed una zona di rispetto, ai sensi della normativa vigente (Decreto Legislativo 3 aprile 2006 n. 152, successive modifiche ed integrazioni).

I dati raccolti per ciascuna opera di captazione, di seguito descritti, sono schematizzati nelle tabelle allegate.

La campagna di misura del livello statico è stata effettuata nel maggio 2011.

Le quote assolute del livello statico misurato sono state calcolate per differenza dalle quote sul livello del mare, del piano campagna di ciascun pozzo, desunte dalla Carta Tecnica Regionale alla scala 1:2.000.

In corrispondenza di alcuni pozzi utilizzati da attività artigianali il livello misurato non è stato considerato attendibile per la ricostruzione della superficie freatica, in quanto si

tratta di pozzi in continuo funzionamento, per i quali non era possibile arrestare il pompaggio precedentemente alla misura, in modo da ristabilire il livello statico originario. La maggior parte dei pozzi censiti sono poco profondi, di grande diametro, scavati a mano, con rivestimento in muratura o ad anelli; alcuni pozzi sono battuti, con tubo metallico fenestrato e pompa esterna; i più recenti sono pozzi trivellati profondi con tubazione di rivestimento in PVC.

Per quanto riguarda la tipologia di utilizzo della risorsa idrica la maggioranza dei pozzi è ad uso domestico, irriguo e/o igienico, per l'approvvigionamento idrico delle abitazioni; alcuni pozzi sono ad uso industriale e/o antincendio, per i servizi delle attività artigianali presenti sul territorio.

Sulla base delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei terreni, delle risultanze del censimento dei pozzi, limitato alle aree di fondovalle e alla base dei versanti collinari, è possibile distinguere la presenza di due corpi acquiferi principali.

I depositi alluvionali recenti di fondovalle sono sede di un acquifero freatico ben alimentato, sia dalle precipitazioni meteoriche che dalle infiltrazioni di subalveo dei corsi d'acqua presenti, a seconda delle zone del territorio, in particolare il Fiume Arno per la zona compresa fra l'abitato del Matassino e la località Montalpero, il Torrente Resco per la fascia in sua sinistra idrografica che si estende dall'abitato di Vaggio a quello del Matassino, ed il Torrente Faella per la fascia in sua destra idrografica comprendente l'abitato di Faella e le località ad ovest sud-ovest (Ciliegiolo, Le Chiuse, Vallimaggiori) e ad est di questo (Casa Casato, Il Pino, Casariccio, Case Sportico).

I pozzi che attingono nella pianura alluvionale del Fiume Arno non superano generalmente la profondità di 12-15 m: questo valore è presumibilmente da riferirsi allo spessore massimo dei depositi alluvionali, che hanno come substrato impermeabile i depositi palustro-lacustri, riferibili al Subsistema di Montevarchi, costituiti da depositi limoso-argillosi di colore grigio-azzurro, in corrispondenza dei quali si arrestano le perforazioni.

I pozzi presenti lungo gli altri corsi d'acqua principali (Torrente Resco e Torrente Faella) sono caratterizzati da profondità generalmente minori, variabili da 5 a 7 m, comunque solitamente inferiori a 10 m; questi valori indicano uno spessore minore dei depositi alluvionali rispetto a quelli depositi dal Fiume Arno.

In corrispondenza invece dei depositi alluvionali terrazzati e dei sottostanti depositi palustro-lacustri presenti sui versanti che delimitano le pianure alluvionali, sui quali i depositi alluvionali poggiano in discordanza, sono riscontrabili acquiferi confinati negli orizzonti a granulometria più grossolana, costituiti da sabbie e/o sabbie e ciottolami fini in matrice limoso-sabbiosa.

Inoltre alcuni pozzi poco profondi possono essere alimentati da parte delle acque di ruscellamento superficiale e sub-superficiale provenienti dalle aree collinari circostanti.

Dall'elaborazione dei risultati ottenuti durante la campagna di misura è stato possibile ricostruire la geometria della falda freatica in corrispondenza delle aree di fondovalle.

La ricostruzione della superficie freatica ha evidenziato che nel periodo relativo alle misurazioni effettuate sono i corsi d'acqua ad essere alimentati dalla falda. Risulta comunque possibile che nei periodi di piena i rapporti si invertano e siano i corsi d'acqua ad alimentare la falda.

Le linee di flusso sotterraneo (ortogonali alle curve isofreatiche) mostrano un gradiente idraulico variabile mediamente tra valori compresi tra 1 e 5 % in corrispondenza delle pianure alluvionali caratterizzate da bassa pendenza. Valori notevolmente più elevati si registrano in corrispondenza della porzione superiore del corso del Torrente Resco nei pressi dell'abitato di Vaggio.

Le falde presenti nel territorio indagato sono influenzate dai corsi d'acqua presenti, dalle precipitazioni meteoriche e dalle acque di ruscellamento superficiale provenienti dai versanti; si evince dunque una marcata variabilità stagionale, evidente anche dall'analisi delle misurazioni dei livelli effettuate durante l'indagine idrogeologica del 1992, condotta nel periodo compreso fra l'inizio di febbraio e l'inizio di maggio dal geologo Silvio Cazzante. A tal proposito non è stato possibile ricavare dati attendibili circa le variazioni di livello della falda tra il 1992 ed il 2008 poiché le misurazioni sono state effettuate in periodi dell'anno differenti tra loro.

Le escursioni stagionali della falda risultano essere contenute nell'ordine di pochi metri. In alcuni casi di pozzi poco profondi, in corrispondenza dei quali la superficie freatica può raggiungere profondità inferiori ad 1.0 m dal piano campagna in concomitanza con eventi particolarmente piovosi, oppure subire un forte abbassamento nella stagione estiva (in alcuni casi i pozzi si sono seccati come riferito da alcuni proprietari), l'escursione della falda può essere anche maggiore.

Sulla base delle due campagne di misura, effettuate rispettivamente nel periodo febbraio/maggio 2008 e riportate nelle precedenti indagini e nel maggio 2011, riportate nelle presenti, è stata redatta la Carta delle isofreatiche in cui sono riportate le isofreatiche dei due periodi e rispetto alle quali si possono effettuare alcune considerazioni. Le variazioni tra le due campagne sono minime, nell'ordine di 0.5 m, con un innalzamento generale del tetto della falda, probabilmente da ricondurre alle precipitazioni più continue ed intense degli ultimi anni.

Solamente in pochi casi isolati la differenza è maggiore.

9.4 – **RETICOLO DI RIFERIMENTO**

nella carta idrogeologica è inoltre riportato il reticolo di riferimento della Regione Toscana, compresi i tratti tombati. Si sottolinea che per le applicazioni delle vincolistiche dettate dalla L.R. 41/2018 e dal Regio Decreto 523 del 1904, l'andamento del corso d'acqua può essere valutato solo in prima istanza dalla cartografia, ma deve essere sempre verificato puntualmente sul posto.

10 – CARTA DELLE PENDENZE (TAVOLA G)

Per la definizione dell'acclività è stato sviluppato un TIN a partire dalle isoipse della carta CTR 1:10.000, che copre tutto il territorio comunale.

Sono state definite 6 classi di acclività "p", secondo la seguente classificazione:

0 (0 %) < p ≤ 5,7° (10%)	- Classe 1
5,7° (10%) < p ≤ 8,5° (15%)	- Classe 2
8,5° (15%) < p ≤ 14° (25%)	- Classe 3
14° (25%) < p ≤ 19° (35%)	- Classe 4
19° (35%) < p ≤ 26,5° (50%)	- Classe 5
p > 26,5° (50%)	- Classe 6

La classificazione è stata predisposta per arrivare alla identificazione delle soglie di pendenza $P > 15\%$ e $P > 25\%$ che costituiscono limiti importanti per le successive elaborazioni.

L'osservazione della relativa cartografia mette a colpo d'occhio in risalto le caratteristiche del territorio comunale già precedentemente analizzate.

11 – CARTA DELLA PERICOLOSITA' GEOLOGICA (TAVOLA H)

Le classi di pericolosità geologica sono state definite secondo quanto disposto dal D.P.G.R. 53/r.

Di seguito si riportano le situazioni delle varie classi di pericolosità:

Pericolosità geologica molto elevata (G.4): aree in cui sono presenti fenomeni attivi e relative aree di influenza, aree interessate da soliflussi.

Pericolosità geologica elevata (G.3): aree in cui sono presenti fenomeni quiescenti; aree con potenziale instabilità connessa alla giacitura, all'acclività, alla litologia, alla presenza di acque superficiali e sotterranee, nonché a processi di degrado di carattere antropico; aree interessate da intensi fenomeni erosivi e da subsidenza; aree caratterizzate da terreni con scadenti caratteristiche geotecniche; corpi detritici su versanti con pendenze superiori al 25%.

Pericolosità geologica media (G.2): aree in cui sono presenti fenomeni franosi inattivi e stabilizzati (naturalmente o artificialmente); aree con elementi geomorfologici, litologici e giacaturali dalla cui valutazione risulta una bassa propensione al dissesto; corpi detritici su versanti con pendenze inferiori al 25%.

Pericolosità geologica bassa (G.1): aree in cui i processi geomorfologici e le caratteristiche litologiche, giacaturali non costituiscono fattori predisponenti al verificarsi di processi morfoevolutivi.

Nele carte di Pericolosità Geologica sono riportate anche le zonazioni di pericolosità geomorfologica del PAI Bacino Fiume Arno, poichè il PAI rappresenta uno strumento sovraordinato.

PF4 - Aree a pericolosità molto elevata da processi geomorfologici di versante e da frana

PF3 - Aree a pericolosità elevata da processi geomorfologici di versante e da frana

PF2 - Aree a pericolosità media e moderata da processi geomorfologici di versante e da frana

Per la lettura corretta della cartografia è necessario precisare che:

La classe G4 del D.P.G.R. 53/r è coincidente con la classe PF4 del PAI a meno delle zone individuate nel Database IFFI come soggette a "Deformazioni superficiali", che erano già state classificate nei precedenti PS come soggette a "Soliflusso".

Queste, pur ricadendo nella classe PF3 del PAI Bacino Fiume Arno, sono state classificate a pericolosità geologica molto elevata G4 come dettato dal D.P.G.R. 53/R.

Alcuni dissesti di modeste dimensioni, classificati nella classe G4 del D.P.G.R. 53/r, non trovano riscontro nella cartografia del PAI poiché non raggiungono gli areali minimi previsti dagli standard IFFI-PAI.

La classe G3 del D.P.G.R. 53/r è molto più estesa della classe PF3 del PAI, poiché il D.P.G.R. 53/r prevede una casistica dei fenomeni e dei fattori di potenziale instabilità molto più estesa rispetto a quelli degli standard IFFI-PAI.

Alcune porzioni di zone classificate nel PAI a Pericolosità media e moderata PF2, sono state classificate ai sensi del D.P.G.R. 53/r nella classe di pericolosità elevata G3, poiché presentano potenziale instabilità connessa alla giacitura, all'acclività ed alla litologia.

11 – CARTA DELLA PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE (TAVOLA I)

La sintesi di tutte le informazioni derivanti dallo studio di microzonazione sismica ha consentito di valutare le condizioni di pericolosità sismica all'interno delle aree MOPS secondo i criteri dettati dal D.P.G.R. 53/R.

Pericolosità sismica molto elevata (S4) - zone suscettibili di instabilità di versante attiva, che potrebbero subire una accentuazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici.

Pericolosità sismica elevata (S3) - Zone suscettibili di instabilità di versante quiescente che pertanto potrebbero subire una riattivazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici; zone con terreni di fondazione particolarmente scadenti che possono dar luogo a cedimenti diffusi; terreni suscettibili di liquefazione dinamica (per tutti i Comuni tranne quelli classificati in zona sismica 2); zone di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche significativamente diverse; aree interessate da deformazioni legate alla presenza di faglie attive e faglie capaci (faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie); zone stabili suscettibili di amplificazioni locali caratterizzati da un alto contrasto di impedenza sismica atteso tra copertura e substrato rigido entro alcune decine di metri.

Pericolosità sismica media (S2) - Zone suscettibili di instabilità di versante inattiva e che pertanto potrebbero subire una riattivazione dovuta ad effetti dinamici quali possono verificarsi in occasione di eventi sismici; zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (che non rientrano tra quelli previsti per la classe di pericolosità sismica S.3).

Pericolosità sismica locale bassa (S.1) -Zone stabili caratterizzate dalla presenza di litotipi assimilabili al substrato rigido in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata e dove non si ritengono probabili fenomeni di amplificazione o instabilità indotta dalla sollecitazione sismica.

Nella zona di Castelfranco di Sopra, la pericolosità sismica S.3 è stata attribuita alle porzioni apicali della conoide alluvionale, dove la profondità modesta alla quale si intercetta il substrato, nell'ordine di alcune decine di metri, dà luogo a contrasti di impedenza più elevati rispetto alle porzioni centrali dove lo spessore dei depositi di conoide aumenta in maniera considerevole.

In corrispondenza dei fondovalle, le indagini a disposizione mostrano contrasti evidenti solo a profondità nell'ordine di centinaia di metri, ininfluenti dal punto di vista edilizio ed urbanistico. Pertanto a tali zone è stata attribuita la pericolosità sismica media (S.2).

Nelle porzioni di territorio in cui il substrato rigido risulta affiorante è stata comunque attribuita una pericolosità sismica media (S.2) poiché quasi ovunque la morfologia locale

risulta da mediamente acclive ad acclive e sono presenti locali fenomeni di dissesto, sia quiescenti che inattivi. Talvolta in corrispondenza del substrato geologico in affioramento o con presenza di coperture detritiche con spessori minimi, si sono rilevati picchi in frequenze alte o molto alte, che sono state interpretate come uno spessore di alterazione e fratturazione del substrato roccioso o interstrati argillitici alterati.

Per tali motivazioni le zone suddette non sono state considerate come Zona stabili, anche se in presenza di substrato affiorante, bensì sono state distinte nelle Zona stabili suscettibili di amplificazioni locali, riportando, nelle colonne stratigrafiche corrispondenti, una apposita simbologia indicante l'alterazione dei litotipi rocciosi, e conseguentemente ad esse è stata comunque attribuita una pericolosità sismica media (S.2).

Relativamente alla faglia normale indicata nel database ITHACA, riteniamo che allo stato attuale delle conoscenze, non ci siano elementi tali da poter confermare la sua ubicazione, le considerazioni in merito sono espone nel paragrafo 5.7-elementi strutturali.

In corrispondenza della porzione settentrionale di Castelfranco di Sopra e di Pulicciano era già stata segnalata dallo studio GHEA la presenza di una faglia, a direzione appenninica nord-ovest/sud-est, che evidentemente appartiene al sistema di faglie vicarianti dislocate lungo la catena. Pur non rientrando nel catalogo ITHACA, riteniamo comunque che sia corretta la scelta di inserire un buffer di 20 metri lungo la linea, al quale attribuire una pericolosità sismica elevata (S.3).

In ogni caso, è auspicabile che nei successivi livelli degli studi di microzonazione vengano approfonditi gli aspetti legati alla tettonica fragile e ai sistemi di faglie attive e capaci.

Nelle aree esaminate non sono state individuate zone soggette a liquefazione (sulla base delle risultanze di alcune indagini geognostiche costituenti i dati di base, che escludono, viste le caratteristiche granulometriche ed il grado di addensamento dei depositi, la possibilità di liquefazione) e zone in cui sono possibili cedimenti differenziali.

Per tali aspetti risulta comunque opportuno, a livello di intervento diretto, effettuare adeguate indagini geognostiche come previsto dalla normativa vigente, che accertino la presenza localizzata di eventuali problematiche.

Ponsacco, 18 dicembre 2018

Geol. Emilio Pistilli