

 Global Generation Technical Support SDOI Firenze	Tipo documento/Document type Relazione	Codifica documento/Document code PR020RE01ICI1	Data/Date 20/06/2016
	Progetto Generale/General Project: Progetto di recupero ambientale Miniera Santa Barbara Progetto/Project: Progetto esecutivo PR020		Pagina/Sheet 1 di 46 Indice Sicurezza/ Security Index <i>Usa Pubblico</i>
		Area di intervento/Zone: Zona 2 – Sottozona 2a	
	Titolo/Title: Realizzazione emissario Lago Castelnuovo		

Progetto di recupero ambientale Area Mineraria Santa Barbara

Progetto Esecutivo PR020:

“REALIZZAZIONE EMISSARIO LAGO CASTELNUOVO”

Area di intervento:

Zona 2

*Stralcio Funzionale Realizzazione emissario lago Castelnuovo
Sottozona 2a*

RELAZIONE GEOLOGICA

PROGETTAZIONE GENERALE

Dott. Ing. Luca Dal Canto

Il presente documento è sottoscritto con firma digitale ai sensi dell'art. 21 del D.Lgs. 82/2005

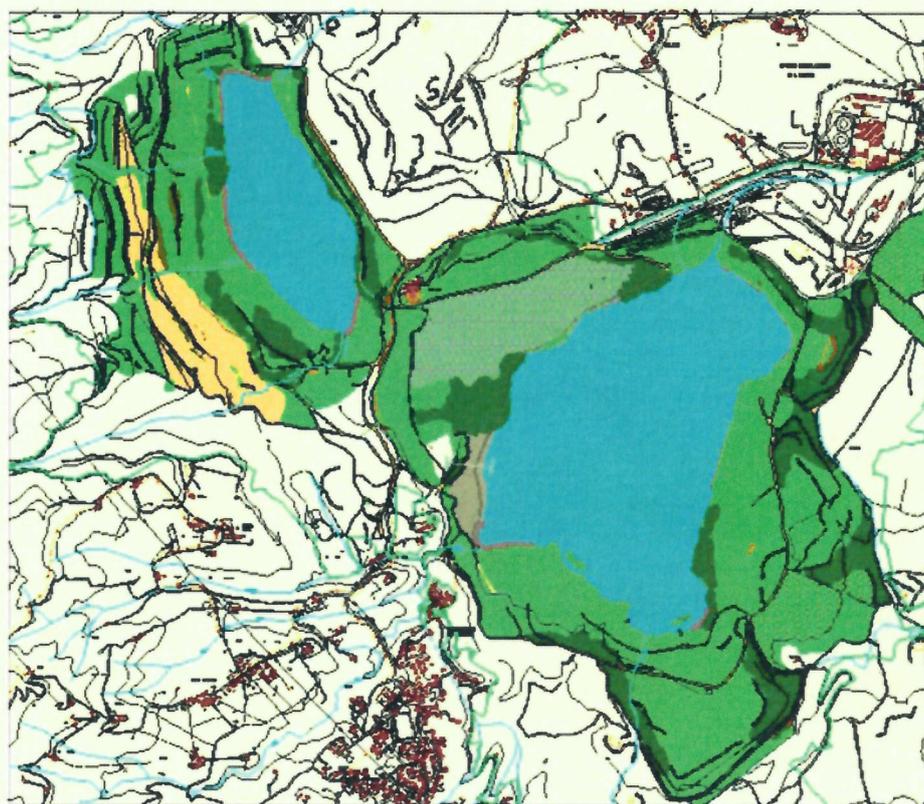
IL GEOLOGO

Dott. Geol. Giuseppe Gulotto

01	15/09/2014	Approfondimenti G. GULLOTTO STC/SDOI-FI L. DAL CANTO STC/SDOI-FI A. LEONCINI STC/SDOI-FI
00	31/12/2013	 G. GULLOTTO STC/SDOI-FI L. DAL CANTO STC/SDOI-FI A. LEONCINI STC/SDOI-FI
Rev.	Data Date	Oggetto della revisione Object of review	Redazione Editing	Collaborazioni Cooperations	Approvazione Approval	Emissione Emission



Unità di Business Termoelettrica di Santa Barbara



**PROGETTO PER IL RECUPERO AMBIENTALE DELLA
MINIERA SANTA BARBARA**

**PROGETTO DEFINITIVO PER LA
REALIZZAZIONE EMISSARIO LAGO DI
CASTELNUOVO**

RELAZIONE GEOLOGICA - REV. 1

*Ingegneria Civile Idraulica - Unità di Firenze
settembre 2014*



Recupero ambientale
della miniera di S. Barbara



Indice

1	INTRODUZIONE.....	2
2	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELL'AREA.....	3
3	QUADRO GEOLOGICO REGIONALE	5
4	GEOLOGIA DEL VALDARNO SUPERIORE	10
4.1	ASSETTO TETTONICO	12
4.2	SCHEMA EVOLUTIVO DEL VALDARNO SUPERIORE.....	12
4.2.1	– MODELLO ESTENSIONALE CLASSICO.....	13
4.2.2	MODELLO COMPRESSIVO	14
5	– QUADRO GEOLOGICO DEL BACINO MINERARIO.....	17
5.1	FORMAZIONI DEL SUBSTRATO PRELACUSTRE:	18
5.1.1	<i>Formazione del Macigno</i>	19
5.1.2	<i>Olistostroma</i>	20
5.1.3	<i>Stratigrafia della Successione fluvio-lacustre</i>	22
5.2	TETTONICA	26
6	GEOMORFOLOGIA	29
6.1	GEOMORFOLOGIA DEL BACINO DI CASTELNUOVO.....	32
7	ASPETTI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI.....	34
7.1	SITUAZIONE IDROGRAFICA DELL'AREA MINERARIA	35
7.2	IDROGEOLOGIA	38
8	SISMICITÀ DEL SITO.....	39
8.1	ASPETTI SISMO-TETTONICI DELL'AREA	39
9	INDAGINI GEOGNOSTICHE	41
10	CONCLUSIONI.....	42
11	RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	44

1 INTRODUZIONE

A seguito del termine dell'attività estrattiva, nella prima metà degli anni 90 sono iniziati, in accordo con i vari Enti interessati, i lavori di recupero ambientale dell'area mineraria per restituirla ad un uso sociale assegnando alle varie zone destinazioni diverse: industriale, agricola, turistica o ad oasi floro-faunistica.

Tale programma di recupero territoriale prevede un generale rimodellamento morfologico dei versanti che ne garantisca la stabilità, il ripristino, secondo un modello antescavo, della configurazione idrografica e la realizzazione, nelle vecchie sedi dei cavi minerari di Castelnuovo ed Allori, di due bacini lacustri.

In questo contesto si inserisce il progetto, a seguito del quale viene redatta la presente relazione, che prevede, per il deflusso delle acque raccolte nel bacino di Castelnuovo, la realizzazione di un "canale emissario" che convoglierà, nell'attuale borro dei Lanzi, in località Due Borri, le acque afferenti dal suddetto lago.

Con il presente lavoro l'area in oggetto verranno definite le caratteristiche geologiche e stratigrafico-strutturali dei terreni affioranti, inserendole nel contesto della geologia regionale di questa porzione della catena appenninica. La conoscenza della strutturazione geologica della zona, acquisita attraverso la raccolta della ricca bibliografia esistente e l'attuale campagna di rilevamento, che fa seguito a quella condotta tra il 2011 e il 2013 dall'Università degli studi di Firenze, dipartimento di Scienze della Terra e dal Centro di Geotecnologie-Spinoff dell'Università degli studi di Siena, consentirà di elaborare un Modello Geologico di riferimento (ex D.M. LL.PP. 11/3/1988 e D.M. Infr. Trasp. 24/09/2004) necessario per le successive valutazioni di carattere geotecnico e costituirà lo strumento di base per le scelte e gli indirizzi relativi ad ogni intervento di pianificazione territoriale.

La definizione del Modello Geologico, in riferimento alle NTC. 24/1/2008, non può prescindere dalla ricostruzione storica e dallo stato attuale delle conoscenze geologiche sull'area del Valdarno Superiore in cui la miniera di Santa Barbara si trova, e dell'area stessa della miniera.

La presente Relazione Geologica ed Idrogeologica riferisce quindi sia sulle conoscenze geologiche a scala regionale riguardanti la genesi e lo sviluppo dei bacini intermontani plio-quadernari, sia sulle risultanze del rilevamento di dettaglio effettuato

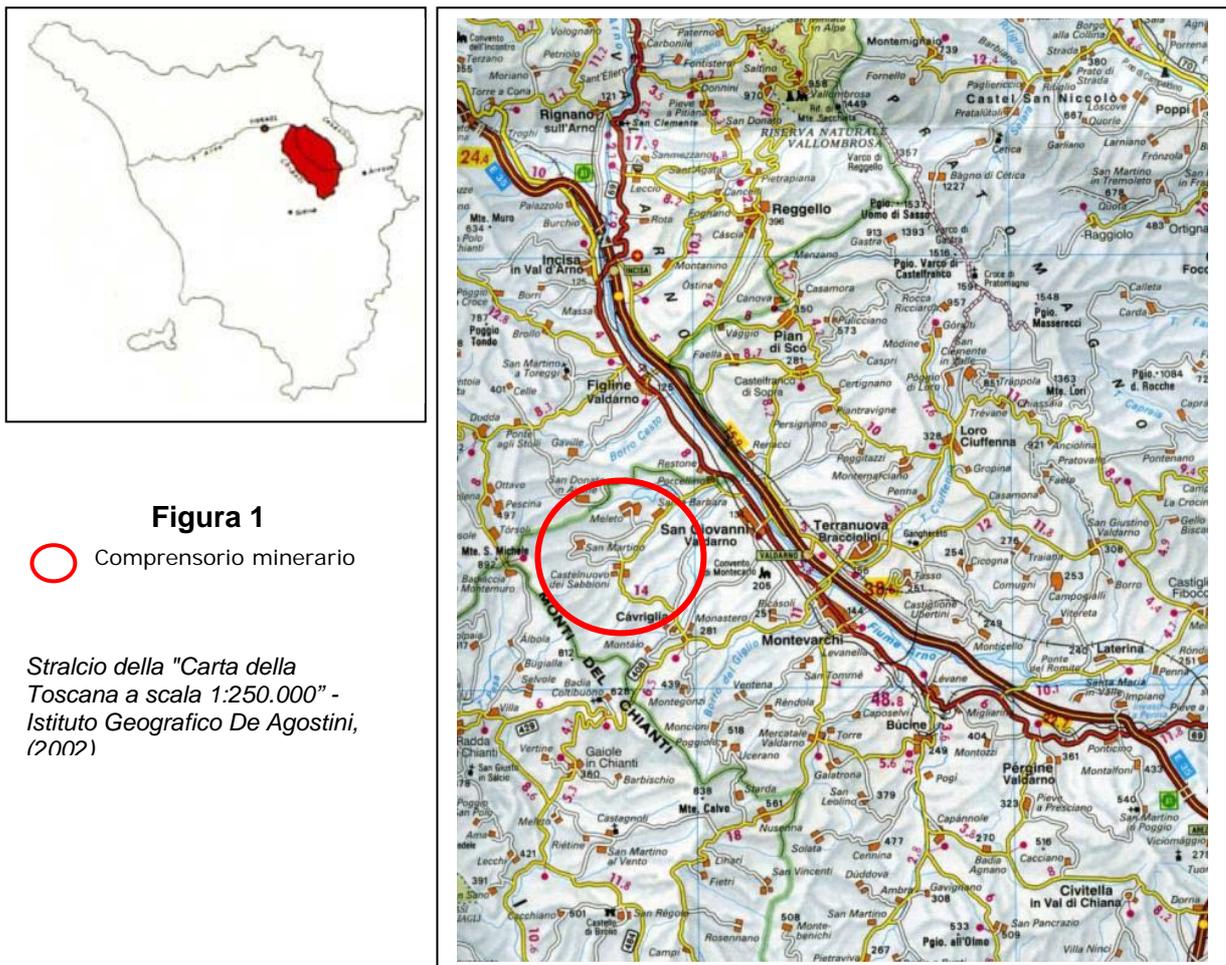
analizzando la storia geologica del sito e le caratteristiche geologico-strutturali dei terreni affioranti.

2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELL'AREA

L'area mineraria di Santa Barbara si trova nella Toscana centrale e comprende una parte della depressione valliva, allungata per circa 40 km in direzione NW-SE, nota come Valdarno Superiore, in sinistra idrografica del Fiume Arno ed una limitata porzione delle pendici orientali dei Monti del Chianti (Fig. 1).

Tale superficie si estende per circa 33 kmq tra le province di Firenze e Arezzo e include parte dei territori comunali di Figline Valdarno e Cavriglia.

L'area mineraria si collega, verso monte, con il versante orientale dei Monti del Chianti rappresentato da un'ampia zona boschiva, mentre ad oriente affaccia sulla valle dell'Arno, un territorio intensamente antropizzato, con la presenza di importanti attività industriali e arterie di comunicazione.



Il comprensorio minerario occupa complessivamente un'estensione di 1.500 ettari, e comprende sia le zone di coltivazione che le zone di discarica, dove sono stati alloggiati i materiali sterili scavati (Fig. 2).

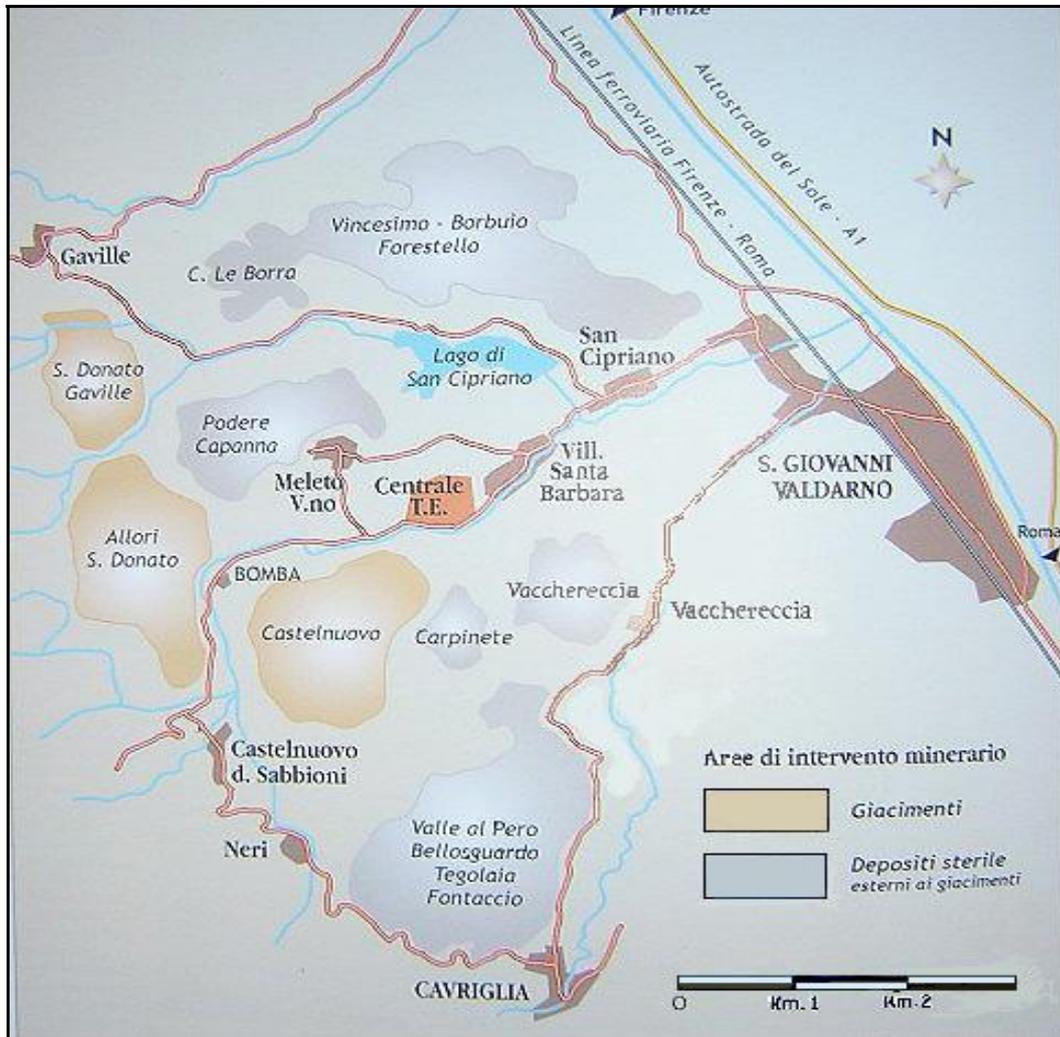


Figura 2

Valdarno Superiore e area mineraria di Santa Barbara

L'area in oggetto è interamente compresa entro il Foglio 287 – Montevarchi della cartografia IGM alla scala 1:50.000 e comprende parte delle sezioni CTR (Carta Tecnica Regionale a scala 1:10.000) 287020 – Santa Barbara, 287060 – Cavriglia ed una piccola porzione della sezione 287030 – San Giovanni Valdarno (Figura 3).

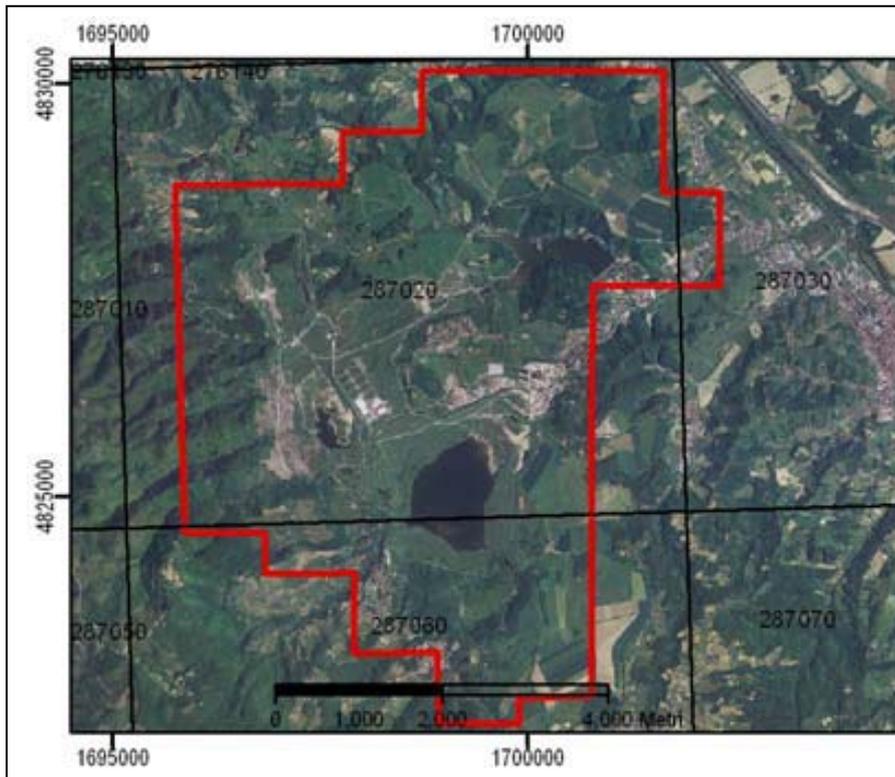
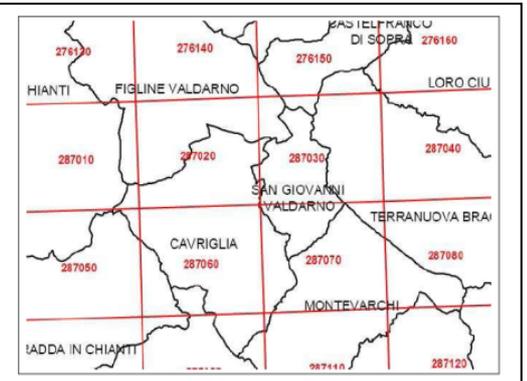


Figura 3

Inquadramento dell'area di rilevamento geologico di superficie (poligono rosso) in riferimento ai tipi della CTR 1:10.000 Regione Toscana



Nell'inquadramento dei fogli a scala 1:100.000 IGM l'area si trova a cavallo tra il Foglio 113 – Castelfiorentino ed il Foglio 114 – Arezzo.

3 QUADRO GEOLOGICO REGIONALE

L'area in esame è situata nell'ambito geologico-strutturale dell'Appennino settentrionale la cui evoluzione è caratterizzata dalla sovrapposizione tettonica di diverse unità stratigrafico-strutturali afferenti a vari domini (o ambienti) paleogeografici di età mesozoica, che sono stati successivamente coinvolti, a partire dal Cretaceo, nel processo di convergenza continentale che ha generato l'orogenesi.

Nella configurazione paleogeografia si individuano essenzialmente due grandi insiemi: un insieme interno, caratterizzato da successioni sedimentarie la cui deposizione si è sviluppata prevalentemente su crosta oceanica ed un insieme esterno, con sedimentazione su crosta continentale.

Nell'insieme interno è stato distinto, da ovest verso est, un DOMINIO LIGURE INTERNO, la cui sequenza stratigrafica è caratterizzata da un substrato oceanico del giurassico su cui poggia una sezione pelagica che evolve verso sequenze contrassegnate da apporti dal margine continentale occidentale (placca europea).

I depositi, inizialmente scarsi e fini, mutano successivamente in torbidi grossolane, la cui sedimentazione si esaurisce alla fine del Cretaceo.

Segue verso est un DOMINIO LIGURE ESTERNO che si differenzia dal precedente per avere, nella porzione superiore della serie, depositi torbiditici provenienti dalla risedimentazione dei fanghi calcareo marnosi della scarpata continentale settentrionale.

In questo dominio la deposizione inizia nel Trias medio superiore al disopra dell'antica catena Ercinica smantellata dall'erosione e poggiante sopra lo zoccolo granitico. Le successioni sedimentarie sono in genere caratterizzate da una sequenza basale clastica triassica, che evolve verso depositi di piattaforma carbonatica e si approfondisce progressivamente progredendo verso una sedimentazione francamente pelagica. Queste serie stratigrafiche di approfondimento oceanico vengono bruscamente interrotte dalla sedimentazione arenacea dei flysch torbiditici secondo avanfosse adiacenti il cui asse migra verso est, Nord-Est, con la comparsa di un tenore sempre maggiore di carbonati. Quest'ultimo costituisce un elemento di differenziazione nei domini paleogeografici, distinti, da est verso ovest, in: DOMINIO MARCHIGIANO-ADRIATICO, DOMINIO UMBRO-ROMAGNOLO, DOMINIO TOSCANO.

Nel dominio stratigrafico-strutturale toscano (Fig. 4) affiorano le serie torbiditiche oligo-mioceniche, originatesi dallo smantellamento dei margini continentali in sollevamento. Durante la fase orogenica, queste formazioni sono state coinvolte in processi geodinamici di sovrascorrimento, con formazione di pieghe a vergenza nord-orientale, spinte spesso sino al rovesciamento del loro lato esterno.

Tali lineamenti strutturali, riconoscibili prevalentemente nei flysch arenaci terziari, costituiscono la zona frontale della "Falda Toscana" alla quale corrisponde un motivo tettonico a piega rovesciata, con asse orientato in direzione Nordovest, Sudest, fianco inverso laminato e vergenza appenninica.

In particolare, nella zona frontale del Complesso tettonico a Serie Toscana sovrascorso, si possono distinguere due diversi fronti: il primo, si presenta ancora come un'anticlinale ribaltata e coricata in cui sono coinvolte Unità mesozoiche e la formazione del Macigno vi è implicata solo parzialmente, mentre nel secondo, situato in posizione più orientale rispetto al precedente, il "Flysch torbiditico" risulta per buona parte disarticolato dai terreni sottostanti, sovrascorso verso Est ed immerso nella coltre liguride. Gli affioramenti dei terreni a Serie Toscana sono visibili quasi esclusivamente

attraverso finestre tettoniche o in lembi galleggianti sulla copertura alloctona, la cui posizione strutturale è legata al distacco e trascinarsi, verso i quadranti orientali, provocato dal “thrust” della copertura stessa.

Nell’area in esame, di queste formazioni torbiditiche affiora esclusivamente quella del Macigno, appartenente alla Falda Toscana.

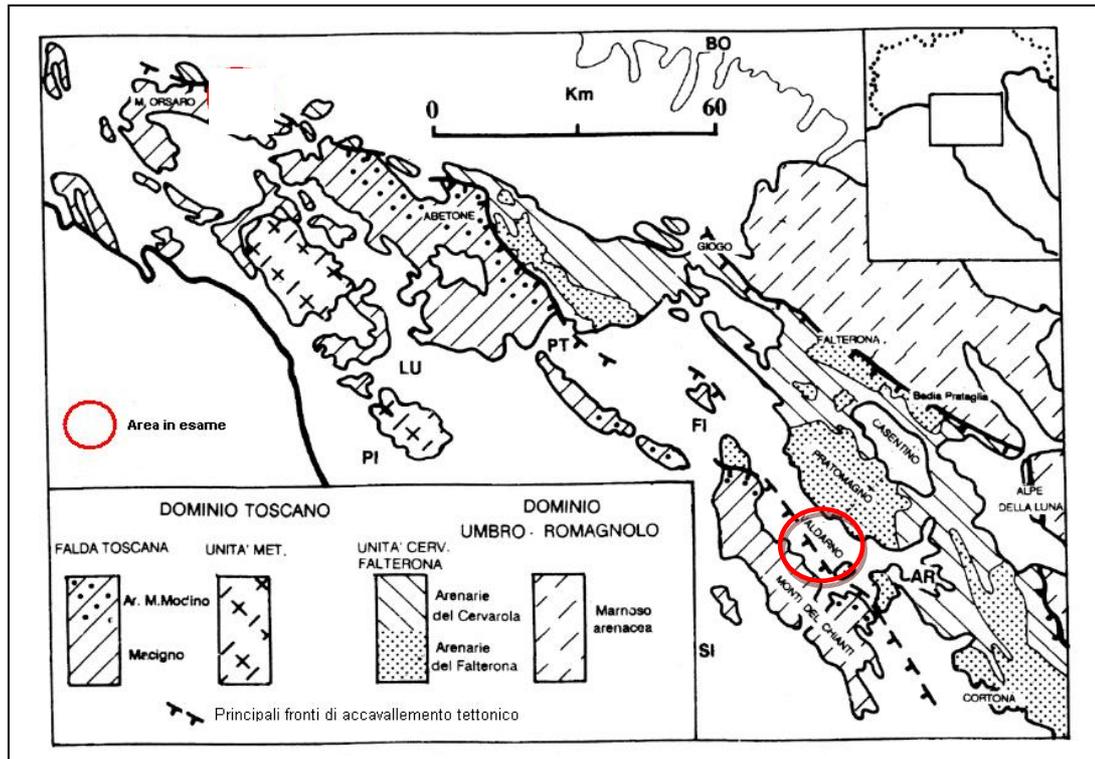


Figura 4

Schema delle Unità torbiditiche oligo-mioceniche del Dominio Toscano

Nel contesto dei principali elementi tettonici della Toscana si evidenzia, nella porzione esterna della dorsale Monte Albano-Monti del Chianti-Monte Cetona, la coesistenza di elementi strutturali, prodotti sia durante le fasi compressive (thrust principali), che in condizioni distensive (faglie dirette principali). La loro associazione ha condotto alla strutturazione recente della catena appenninica.

Come precedentemente accennato, secondo l’interpretazione classica, a partire dal Tortoniano superiore la fase compressiva si spostò verso l’area umbro-romagnola, e nell’area toscana iniziarono movimenti distensivi legati all’apertura del Tirreno che, da occidente verso oriente, produssero grandi bacini a semigraben allungati in direzione NO-SE.

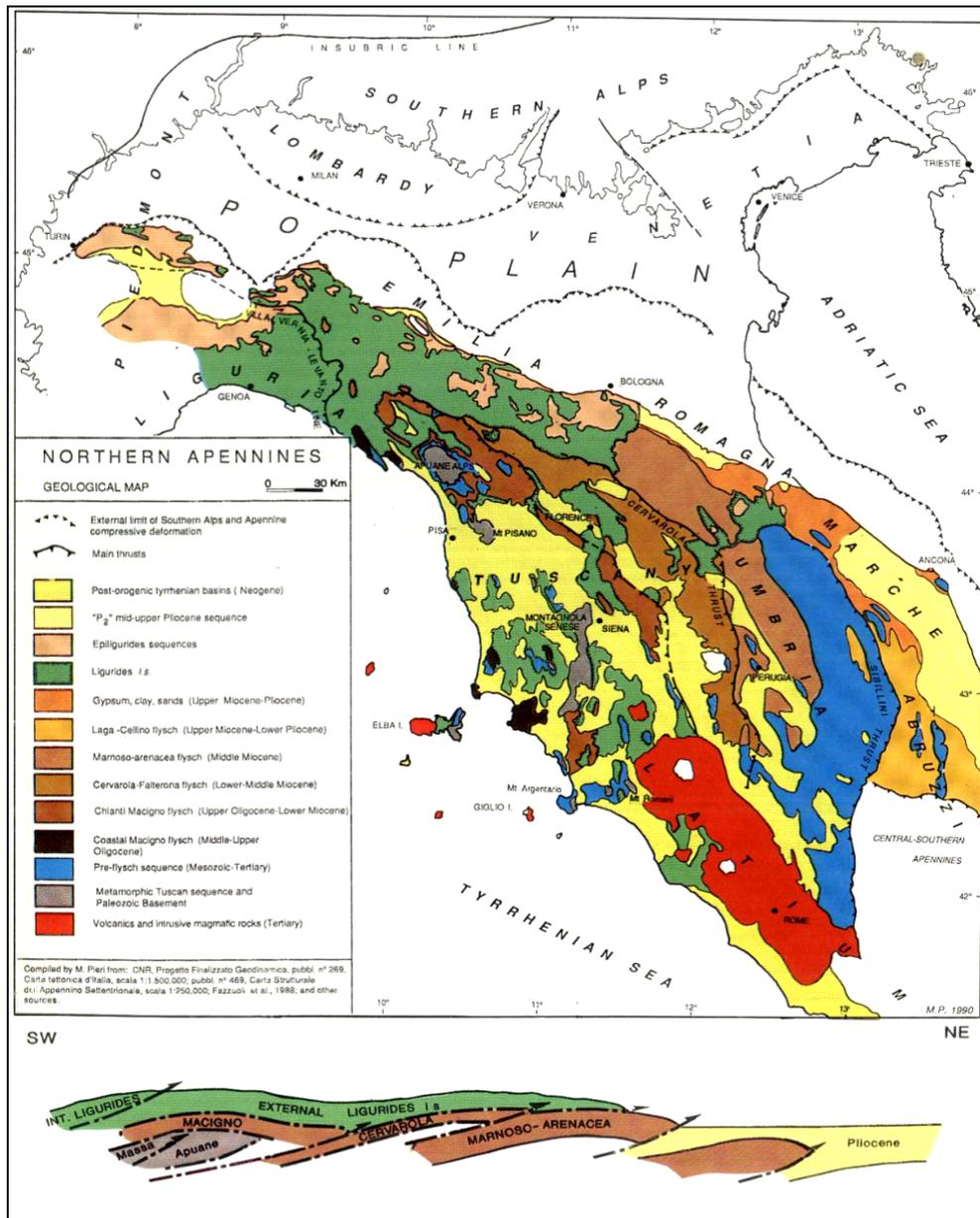


Figura 5
Schema geologico dell'Appennino Settentrionale e sezione geologica schematica

I suddetti bacini, progressivamente riempiti da sedimenti marini o continentali, hanno il loro depocentro sul lato est, in corrispondenza di sistemi di faglie normali a direzione appenninica (NO-SE) che immergono, con un rigetto che spesso supera i mille metri, verso ovest, tagliando varie superfici di accavallamento. Sul margine opposto dei bacini sono presenti, in alcuni casi, sistemi minori di faglie antitetiche, mentre i limiti meridionali e settentrionali coincidono spesso con soglie definite da linee tettoniche ortogonali alle strutture distensive e che ne interrompono la continuità. Il movimento differenziale delle faglie principali rispetto alle altre ha portato spesso ad una

Su questa base la formazione di alcuni bacini sarebbe da attribuirsi all'attività di thrust profondi in un generale regime compressivo, mentre le faglie normali sono considerate come "accomodamenti" minori ai movimenti dei thrust.

In fig. 7 è mostrata una sezione schematica dell'Appennino toscano che chiarisce le relazioni tra le strutture della fase compressiva ed i lineamenti distensivi di primo ordine, che definiscono la strutturazione tettonica recente dell'orogene appenninico (AA.VV., 1994¹).

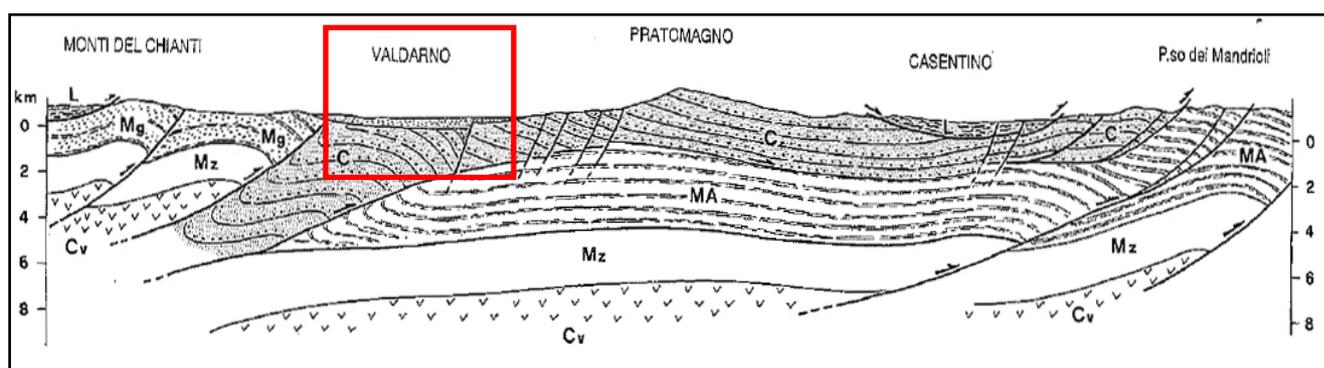


Figura 7

Sezione schematica attraverso l'Appennino toscano. Cv: Evaporiti triassiche; Mz: porzione mesozoica della Successione Toscana non metamorfica e della Successione Marchigiano-romagnola; Mg: Macigno della Falda Toscana; C: Unità Cervarola-Falterona; Ma: Marnoso-arenacea; L: Unità Liguri

(da AA.VV., 1994¹). In rosso l'area di studio.

4 GEOLOGIA DEL VALDARNO SUPERIORE

La geologia del Valdarno Superiore è stata oggetto di studi approfonditi sia per l'interesse scientifico suscitato dalla genesi e lo sviluppo dei bacini intermontani appenninici, sia per lo specifico tema della lignite che ha poi condizionato lo sviluppo industriale di questa parte di territorio.

Il Bacino valdarnese ha una forma tipicamente allungata in direzione appenninica (NW-SE) per una lunghezza di circa 40 km ed un'ampiezza di circa 20; esso risulta incassato tra i Monti del Chianti a SW e l'alto del Pratomagno a NE e delimitato, in senso longitudinale, dalle soglie tettoniche trasversali di Arezzo a sud e di Incisa-Rignano a nord. L'asse di drenaggio principale è costituita dal fiume Arno, che vi scorre longitudinalmente (SE-NO) per tutta la sua lunghezza.

¹ AA.VV. (1994) – Appennino Tosco Emiliano. Guide Geologiche Regionali, vol.4. Società Geologica Italiana (a cura di), BeMa ed. (1994).

Il Valdarno Superiore si è sviluppato in prossimità del margine appenninico e costituisce, nell'interpretazione estensionale classica, una depressione tettonica a semigraben con il margine sud-occidentale poco inclinato ed il margine nord-orientale molto più inclinato.

Il sistema di faglie principali responsabili della dislocazione del bacino risulta ubicato sul lato est, alla base del Pratomagno, e presenta un rigetto verticale complessivo di oltre 1.000 m. Alcune faglie sintetiche e antitetiche di dimensioni più ridotte, presenti sul margine dei Monti del Chianti, sono responsabili di movimenti di modesta entità.

Le unità tettoniche coinvolte nella deformazione della catena appenninica e che si ritrovano affioranti nell'area del Chianti - Valdarno Superiore - Pratomagno sono le Unità Toscane (Falda Toscana, Unità Falterona – Cervarola, riferibili al Dominio Toscano) e le Unità Liguri (Unità Morello, afferente al Dominio Ligure Esterno). In questa porzione di Appennino affiorano estesamente terreni riferibili alle unità Subliguri ed Epiliguri, nonché le Unità Romagnole del margine esterno della catena, ciascuna di queste inquadrabile nel contesto dei Domini paleogeografici ed occupante oggi una precisa posizione nella pila strutturale orogenica. In **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** è mostrato l'inquadramento geologico regionale riportato nel Foglio CARG 276-Figline Valdarno della Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (ISPRA, in stampa). Si può osservare la distribuzione areale delle unità sopra descritte in un'ampia porzione della Toscana orientale.

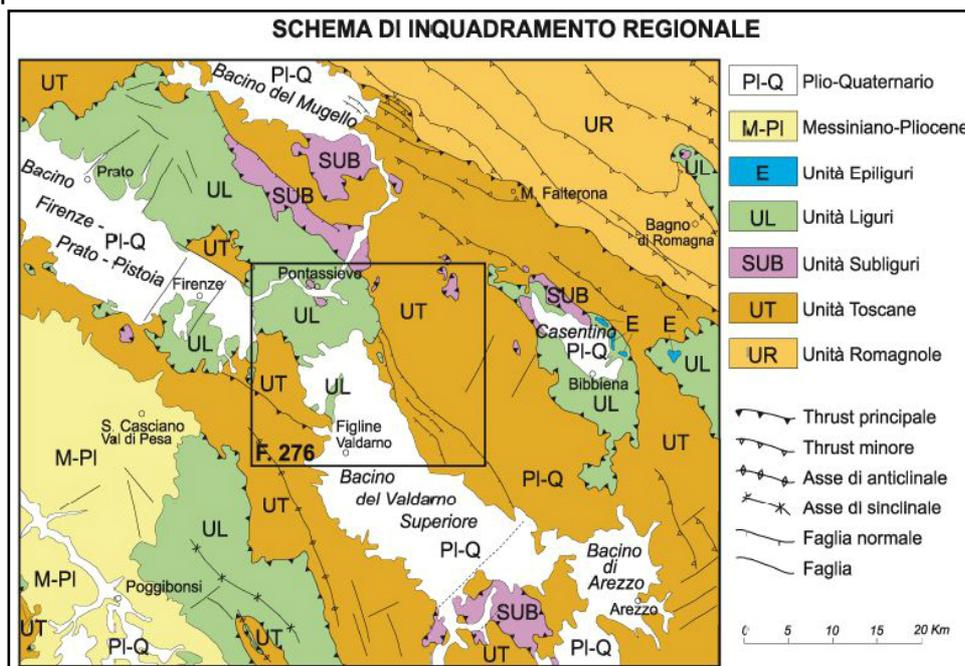


Figura 8

4.1 ASSETTO TETTONICO

Il bacino del Valdarno Superiore è situato, in corrispondenza del fronte del sistema di Thrust dei Monti del Chianti, al di sotto delle coperture fluvio-lacustri tra il margine chiantigiano e l'asse del bacino, con generale immersione verso O-SO.

In coincidenza dei margini della depressione, in prossimità delle dorsali montuose, sono presenti sistemi di faglie normali, a direzione appenninica, responsabili della dislocazione del substrato. Le faglie bordiere della dorsale del Pratomagno, immergenti verso SO, mostrano rigetti verticali complessivi superiori ai 1.000 m. A tale sistema di faglie è associata, nel Pliocene Superiore, la formazione del bacino, secondo una geometria a semi-graben, di cui il lato del Pratomagno rappresenta la parte più ribassata. Anche il margine chiantigiano è interessato da sistemi di faglie normali, con immersione NE, ma con estensioni e rigetti molto minori rispetto a quelle bordiere del Pratomagno.

Al regime distensivo, responsabile della formazione dei sistemi di faglie normali a direzione appenninica, è associata anche una componente rotazionale, che ha prodotto un'ulteriore serie di faglie dello stesso tipo, ma con direzione circa ortogonale alle precedenti, che sono andate a formare diverse soglie all'interno del bacino stesso.

Per altri autori tali faglie si sono attivate durante il Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore, quindi successivamente alla formazione del bacino che è stata invece attribuita a pulsazioni compressive del Thrust dei Monti del Chianti.

Dati di neotettonica basati sulle tracce di fissione riferiscono tassi di sollevamento attivi per l'area del Chianti di 0,7-0,9 mm/anno nel Pliocene e di 1,7 mm/anno nel Pleistocene, i valori sono in linea con le più recenti acquisizioni da satellite che danno per l'Appennino Settentrionale un tasso generalizzato di sollevamento di circa 1mm/anno. Questi dati assieme all'intensa e diffusa attività sismica sono un'ulteriore dimostrazione che l'area italiana è ancora tettonicamente attiva e soggetta a dinamica di origine orogenica.

4.2 SCHEMA EVOLUTIVO DEL VALDARNO SUPERIORE

Come già detto, per il Valdarno Superiore sono stati sviluppati nel tempo due modelli evolutivi legati a due diverse filosofie interpretative della geodinamica recente dell'Appennino Settentrionale; tali modelli sono riassumibili come:

a) Modello estensionale classico;

b) Modello compressivo.

Di seguito l'evoluzione geologica del Valdarno Superiore viene descritta separatamente in modo sintetico per i due modelli.

4.2.1 – MODELLO ESTENSIONALE CLASSICO

PRIMA FASE EVOLUTIVA

Secondo il modello estensionale “classico”, durante il Pliocene medio, avvennero i primi movimenti tettonici distensivi legati all'attivazione delle faglie bordiere del margine del Pratomagno che portarono alla formazione di due bacini poco estesi sul margine settentrionale dei Monti del Chianti: il Bacino di Palazzolo e il Bacino di Castelnuovo; con geometria a semigraben, con il margine nord-orientale maggiormente ribassato (Fig.9); in tali bacini si depositarono i sedimenti del Subsistema di Castelnuovo.

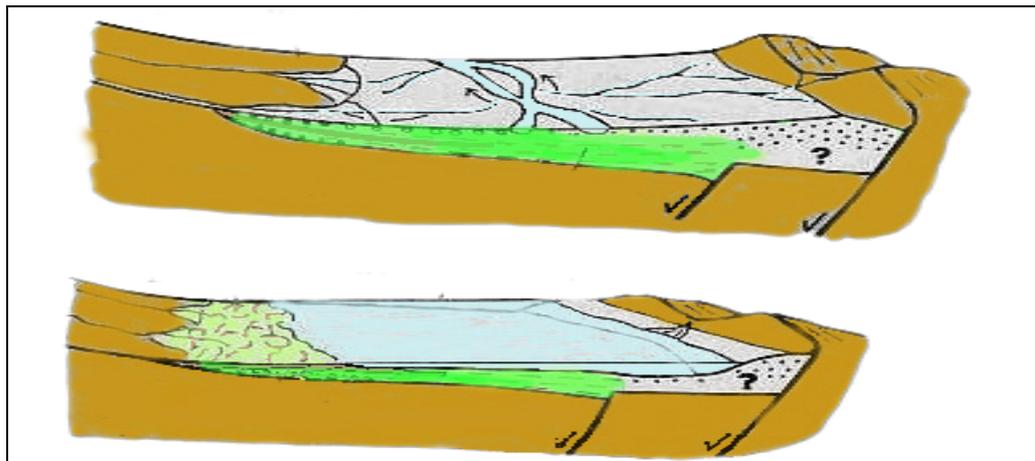


Figura 9

Schema evolutivo della I Fase: modello estensionale.

SECONDA FASE EVOLUTIVA

A partire dalla fine del Pliocene medio la ripresa di importanti movimenti tettonici, con riattivazione delle faglie normali bordiere del Pratomagno, portò ad un notevole ampliamento del bacino e ad un basculamento verso NE dei sedimenti del Subsistema di Castelnuovo (Fig.10).

I sedimenti depositi in questa fase costituiscono il Subsistema di Montevarchi.

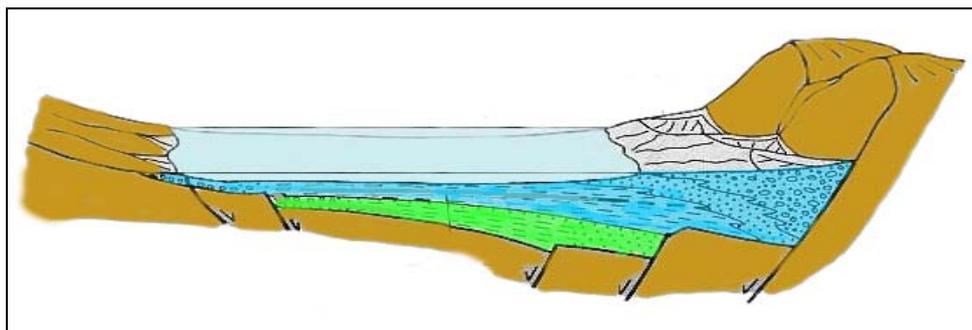


Figura 10

Schema evolutivo della II Fase: modello estensionale.

TERZA FASE EVOLUTIVA

Al limite Pleistocene Inferiore-Pleistocene medio un'importante ripresa dei movimenti distensivi lungo le faglie normali bordiere del Pratomagno portò ad un ulteriore notevole ampliamento del bacino, segnando la chiusura della seconda fase evolutiva e l'inizio della terza (Fig.11).

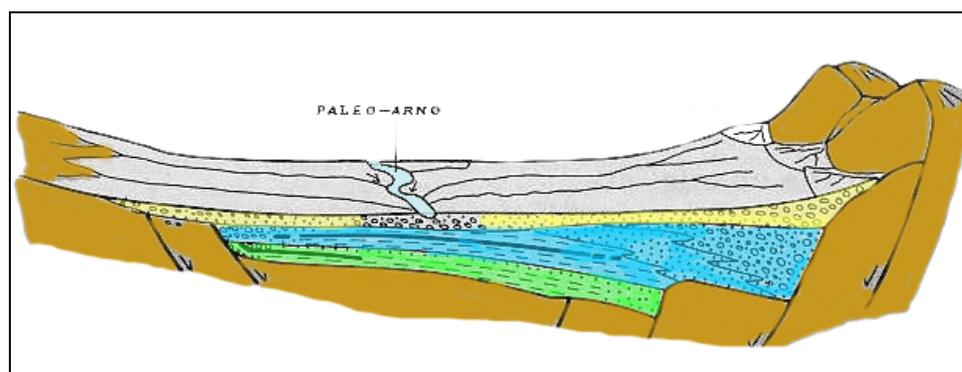


Figura 11

Schema evolutivo della III Fase: modello estensionale.

Il sollevamento della dorsale del Pratomagno produsse una grande quantità di materiale clastico che andò ad alimentare le conoidi bordiere. Durante questa fase evolutiva si depositarono i sedimenti del Subsistema di Monticello-Ciuffenna.

4.2.2 MODELLO COMPRESSIVO

Questo modello, che inquadra il contesto geologico locale in una sequenza di thrust-sheet con riattivazione successiva fuori sequenza, presenta una forte strutturazione compressiva con sviluppo locale di pieghe sub-verticali anticlinaliche e sinclinaliche che coinvolgono sia il Macigno che i mélanges. In seguito a movimenti differenziali che

tendono a sollevare i Monti del Chianti si forma il bacino fluvio-lacustre dove si depositano i sedimenti del successivo Sintema di Castelnuovo.

Coerentemente con l'attivazione della Faglia di San Donato, a geometria normale, ma sviluppata in un contesto di forte contenimento laterale, l'area di bordo occidentale del bacino di Castelnuovo si solleva di alcune decine di metri, in parte in regime sin-sedimentario, costituendo quindi la Faglia di San Donato, una grow-fault e arrivando all'assetto attuale.

PRIMA FASE EVOLUTIVA

Gli studi strutturali effettuati sui sedimenti di riempimento del Bacino di Palazzolo e del Bacino di Castelnuovo hanno messo in evidenza, oltre a deformazioni mesoscopiche a carattere compressivo quali pieghe, faglie inverse e giacitura della stratificazione molto inclinata verso NE, anche ampie pieghe con vergenza N-NE e direzione parallela al margine chiantigiano, costituito da Macigno e interessato da un sistema di thrust immergenti verso O-SO (Fig.12).

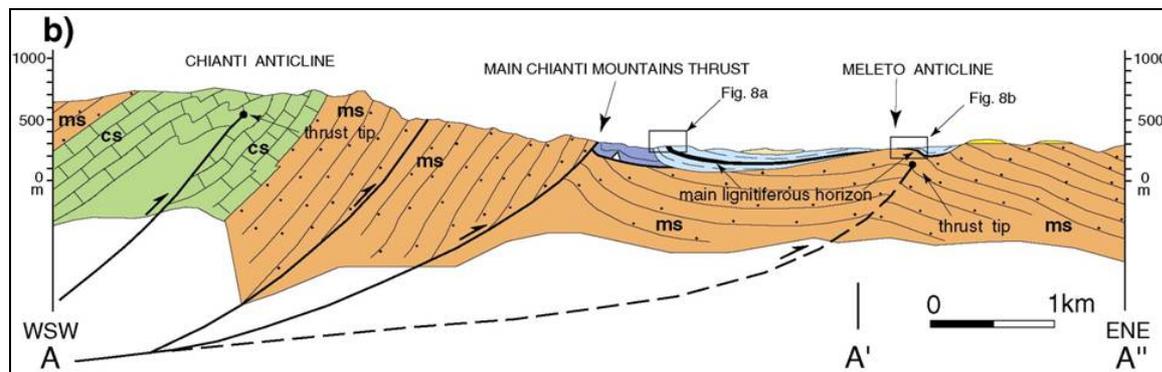


Figura 12

*Quadro di riferimento per il modello compressivo
(da BONINI 1999)*

In particolare, al margine occidentale del bacino una struttura sinclinale, associata a strutture plicative minori, che interessa soprattutto le Argille di Meleto, determina un assetto della stratificazione molto inclinato e talvolta raggiunge la verticalità ed il rovesciamento.

L'interpretazione tettonico-evolutiva delle strutture a carattere compressivo, associate ai depositi presenti all'interno della depressione, implica un importante sollevamento del margine occidentale del bacino durante il Pliocene Superiore. In questo scenario la fossa tettonica del Valdarno Superiore si sarebbe formata durante il Pliocene a partire

da due depressioni a carattere sinforme aventi direzione NNO (il Bacino di Palazzolo e il Bacino di Castelnuovo) controllate dal sistema di thrust dei Monti del Chianti.

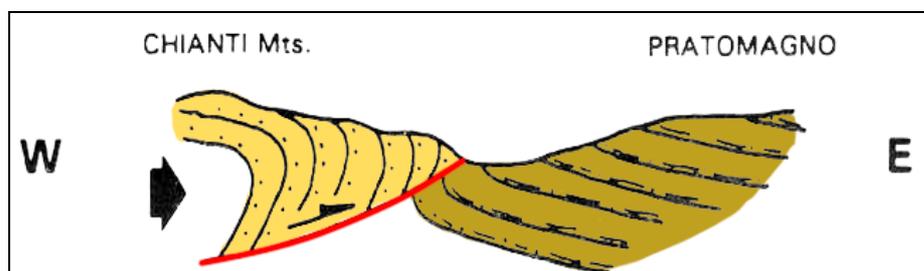


Figura 13

*Schema evolutivo della I fase: modello compressivo del Pliocene medio
(da BOCCALETTI et al, 1996).*

Tale evento deformativo è in accordo con quello compressivo riconosciuto a scala regionale che, nel Pliocene Superiore, ha interessato l'intero Appennino Settentrionale.

SECONDA FASE EVOLUTIVA

Nel Pliocene Superiore il margine occidentale del bacino è deformato dalla riattivazione del thrust della Falda Toscana sull'Unità Cervarola-Falterona che deforma anche il Subsistema di Castelnuovo e ne causa la superficie erosiva al tetto; secondo questo modello le faglie normali del Pratomagno divengono attive solo durante la deposizione del Subsistema di Montevarchi, determinando pertanto una geometria asimmetrica dei corpi sedimentari.

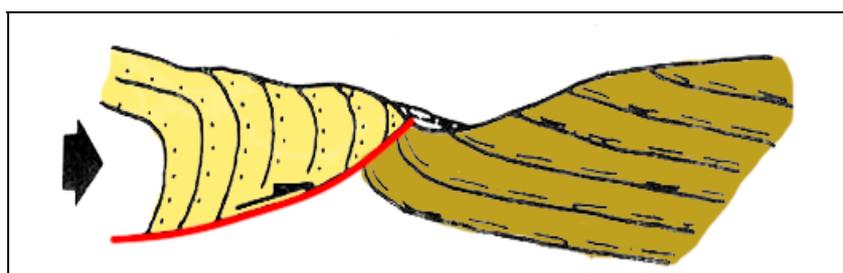


Figura 14

*Schema evolutivo della II fase: modello compressivo del Pliocene superiore
(da BOCCALETTI et al, 1996).*

TERZA FASE EVOLUTIVA

Un nuovo evento compressivo, collocato al limite Pleistocene Inferiore–Pleistocene medio, anch'esso riconoscibile a scala regionale, porta ad un ampliamento del bacino e ad una discordanza tra i sedimenti della seconda e terza fase, la cui geometria

(specialmente per i sedimenti della terza fase) è fortemente influenzata dalla presenza e attività delle faglie normali del Pratomagno (Fig.15).

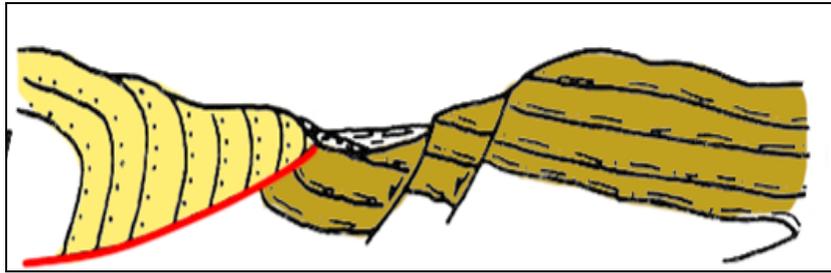


Figura 15

*Schema evolutivo della III fase: modello compressivo del Pleistocene Inferiore-medio
(da BOCCALETTI et al, 1996).*

5 – QUADRO GEOLOGICO DEL BACINO MINERARIO

Nel quadro geologico sopra descritto si inserisce il bacino minerario di Santa Barbara posto nelle vicinanze di San Giovanni Valdarno; la zona mineraria è compresa tra i paesi di Castelnuovo dei Sabbioni e la zona di San Donato in Avane. A scala regionale quello di S. Barbara rappresenta parte del più ampio Bacino plio-quadernario del Valdarno Superiore e costituisce la prima fase di sviluppo tettonico-sedimentario. Anch'esso appartiene al sistema dei bacini intermontani interni, neogenico-quadernari dell'Appennino settentrionale e si configura come una depressione di carattere estensionale, anche se probabilmente si è strutturato in una fase di pre-rift, che a partire dal Pliocene medio ha interessato questo settore della catena.

Le zone sulle quali si è espletata l'attività mineraria, presentano caratteri estremamente variabili, sia per la mutevole e complessa situazione geologica che per il susseguirsi, durante le operazioni di scavo, di numerosi e particolari eventi (frane, riempimenti e sistemazioni varie).

I principali caratteri litologici e le proprietà dei materiali di seguito riportate, derivano dalle conoscenze acquisite durante la coltivazione dei giacimenti Castelnuovo Allori e S. Donato. I dati sono stati rilevati attraverso varie campagne geognostiche e rilievi di superficie, prove geotecniche in sito e di laboratorio. Sono state inoltre analizzate le misure provenienti dai monitoraggi estesi a tutta l'area interessata dalle coltivazioni.

5.1 Formazioni del substrato prelacustre:

Sul bordo occidentale del bacino (Monti del Chianti), le formazioni prelacustri sono rappresentate dalla Serie Toscana che comprende formazioni dal Lias (Calcari selciferi) all'Oligocene (Macigno); di questa successione nell'area in esame l'unico termine presente è il Macigno che affiora estesamente nella parte settentrionale e occidentale e in piccoli lembi nella parte centrale della zona in esame. Il Macigno del Chianti rappresenta il principale riempimento torbiditico dell'avanfossa nord appenninica al passaggio Oligocene-Miocene. Esso poggia in concordanza stratigrafica su alternanze argillitico calcaree della Scaglia toscana. Lo spessore di tale Formazione, indicato in letteratura è circa 2000 metri, comprendente anche potenti intercalazioni di Liguridi.

Alcune tipiche sezioni, in cui il litotipo risulta ben esposto sono visibili presso Castelnuovo dei Sabbioni e in località Sarchionci, lungo l'omonimo borro, e con affioramenti più limitati all'interno del bacino lacustre (Meleto, fondo valle del borro della Cervia).

Entro la Formazione del Macigno è presente, un potente e lenticolare livello olistostromico dato da materiale calcareo-argillitico ad assetto caotico.

Tali litotipi affiorano in una stretta fascia, allungata in direzione N-S sulle pendici del versante est dei Monti del Chianti; i più significativi affioramenti sono situati nella zona compresa tra le località S. Martino e Pianfranzese.

Nelle rocce appartenenti alle formazioni prelacustri l'elemento strutturale di maggior rilievo è costituito dalla piega rovesciata che interessa sia il Macigno, situato sulla porzione medio-alta dei Monti del Chianti (lungo la direttrice Casa la Querce Podere Campigliolo) ed immergente verso W, SW, sia il complesso alloctono dell'olistostroma. Tale struttura, a direzione appenninica, interrotta in alcuni punti da faglie antiappenniniche, si sovrappone verso est ad una serie normale del Macigno immergente verso i quadranti orientali e con inclinazioni degli strati comprese fra i 50° e i 70°.

Gli elementi disgiuntivi più significativi sono rappresentati dal sistema di faglie parallele, con direzione N-NE, S-SW ed immersione verso est, situate oltre il contatto tra sedimenti lacustri e substrato prelacustre. Tali faglie hanno determinato probabilmente la formazione della zona depressa in cui è avvenuta la sedimentazione lacustre.

5.1.1 Formazione del Macigno

Nel complesso, il Macigno affiorante sul versante orientale dei monti del Chianti è costituito da una successione arenacea silicoclastica quarzoso feldspatica, composta da sequenze ritmiche di strati arenacei spessi e molto spessi, massivi e amalgamati, o più raramente gradati a cui si intercalano livelli pelitici.

Gli strati arenacei si presentano in affioramento grigio azzurri al taglio fresco, grigio giallastri all'alterazione, risultano generalmente ben cementati con grana media, talora grossolana. Nei casi in cui la gradazione è visibile si riconosce una variazione granulometrica tendente a diminuire salendo dalla base al tetto degli strati, dove si passa a siltiti grigio-verdastre e argilliti grigio scure con tipica sfaldatura a blocchetti e a scaglie. Lo spessore degli strati di arenaria varia da alcuni decimetri a qualche metro, mentre quelli argillitico-siltitici non superano alcuni decimetri di spessore

A livello dell'area del versante è possibile riconoscere due settori con differenti caratteristiche granulometriche del Macigno:

- nella porzione di Macigno più a monte, posta stratigraficamente al disopra dell'olistostroma, si evidenziano livelli torbiditici di ridotto spessore costituiti da sequenze di strati a granulometria fine di colore grigio chiaro-avana intensamente fratturati e degradati, con giaciture circa parallele al contatto Macigno-olistostroma.
- a valle, subito a ridosso della facies pelitica, tende a prevalere il Macigno arenaceo a grana più grossolana e con una colorazione grigio verdastra; anche in questo caso lo stato degradativo e fessurativo risulta piuttosto spinto.

Dal punto di vista tettonico si possono ancora separare due zone dove la formazione presenta caratteri strutturali diversi:

La prima zona comprende tutto il bordo settentrionale dell'antico lago, estendendosi anche al lato occidentale fino all'altezza del podere Camporeggi, ha una giacitura uniforme con strati dritti, inclinati generalmente di 30°-40° verso E-NE. Caratteristiche simili si presentano negli affioramenti situati nella rimanente porzione del bordo occidentale della conca lacustre e limitati ad ovest dalla fascia dei terreni olistostromici.

L'altra zona, ad ovest dei terreni olistostromici, si estende dal podere Camporeggi fino all'estremo sud dell'area ed è caratterizzata da una giacitura del Macigno con strati rovesciati che si immergono verso SW.

I dati raccolti indicano una giacitura media N60°/60°.

5.1.2 Olistostroma

Per alcuni autori questo complesso argillitico-calcareo definito anche *mélange*, con significato descrittivo e non genetico, costituisce un olistostroma all'interno del Macigno, mentre per altri rappresenta l'Unità di Canetolo, base delle Unità liguri.

Il *mélange* si presenta alla scala dell'affioramento come un corpo argillitico grigio scuro intensamente tettonizzato, inglobante pezzame litoide eterometrico disposto in modo casuale all'interno della matrice argillitica, secondo una tessitura di tipo matrice-sostenuta. Si rinvengono talora pacchi di strati organizzati, più o meno fratturati, derivanti da serie stratigrafiche delle formazioni originali.

Nella litologia del *mélange* le argilliti sono predominanti; trattasi di materiali argillosi, argilloso marnosi o argilloso-siltosi di colore da grigio chiaro a scuro, estremamente fissile. Se bagnata perde facilmente di competenza, specialmente dove fortemente scagliettata, fino a diventare una argilla estremamente plastica. Superfici di discontinuità pervasive dell'ammasso la suddividono in scaglie lenticolari.

I clasti si presentano come pezzame litoide eterometrico, mal classato ed estremamente gradato, di colore grigio chiaro al taglio fresco, grigio scuro/ocra quando alterato. Il pezzame calcareo-marnoso è disperso nel corpo argillitico secondo una distribuzione caotica. Detti clasti si presentano con contorni angolosi e sub arrotondati senza la prevalenza di uno dei due tipi. Si sono rilevati, inoltre, blocchi tabulari-prismatici di dimensioni plurimetriche delimitati da joint estensionali, blocchi sub-sferici e pezzame calcareo.

In particolare all'interno della formazione si riconoscono sia porzioni completamente caotiche (A), con intercalate porzione relitte di sequenze sedimentarie (B).

Le prime (A) risultano costituite da una matrice argillitica di colore grigio-avana inglobante clasti più o meno competenti di: calcari marnosi, calcareniti fini, arenarie micacee, calcilutiti grigio verdi. Tali clasti con dimensioni che variano da pochi millimetri al metro, presentano in genere superfici lucide con spalmature di manganese.

Le seconde (B) sono formate da alternanze di: 1) Calcareniti fini grigio-verde chiaro che passano a calcilutiti grigio chiaro con spessori che vanno da qualche centimetro al metro. 2) Interstrati argillitici di colore avana con intervalli color rosso vino, fittamente fogliettati, con spessore compreso tra 5 e 50 cm. 3) Intervalli più o meno potenti,

probabilmente in serie, di arenaria micacea torbidityca con grana da media a fine in strati che vanno da qualche centimetro al metro. L'estrema eterogeneità e caoticità conferiscono all'ammasso, caratteristiche di permeabilità alquanto variabili. I vari studi effettuati hanno permesso di evidenziare la presenza di due complessi associati a questa formazione e suddivisi, sulla base delle loro caratteristiche intrinseche ed i loro caratteri idrogeologici, in due diverse classi di permeabilità.

Alcune zone della compagine risultano permeabili per porosità primaria, mentre in altre prevale una permeabilità in grande a causa delle discontinuità beanti.

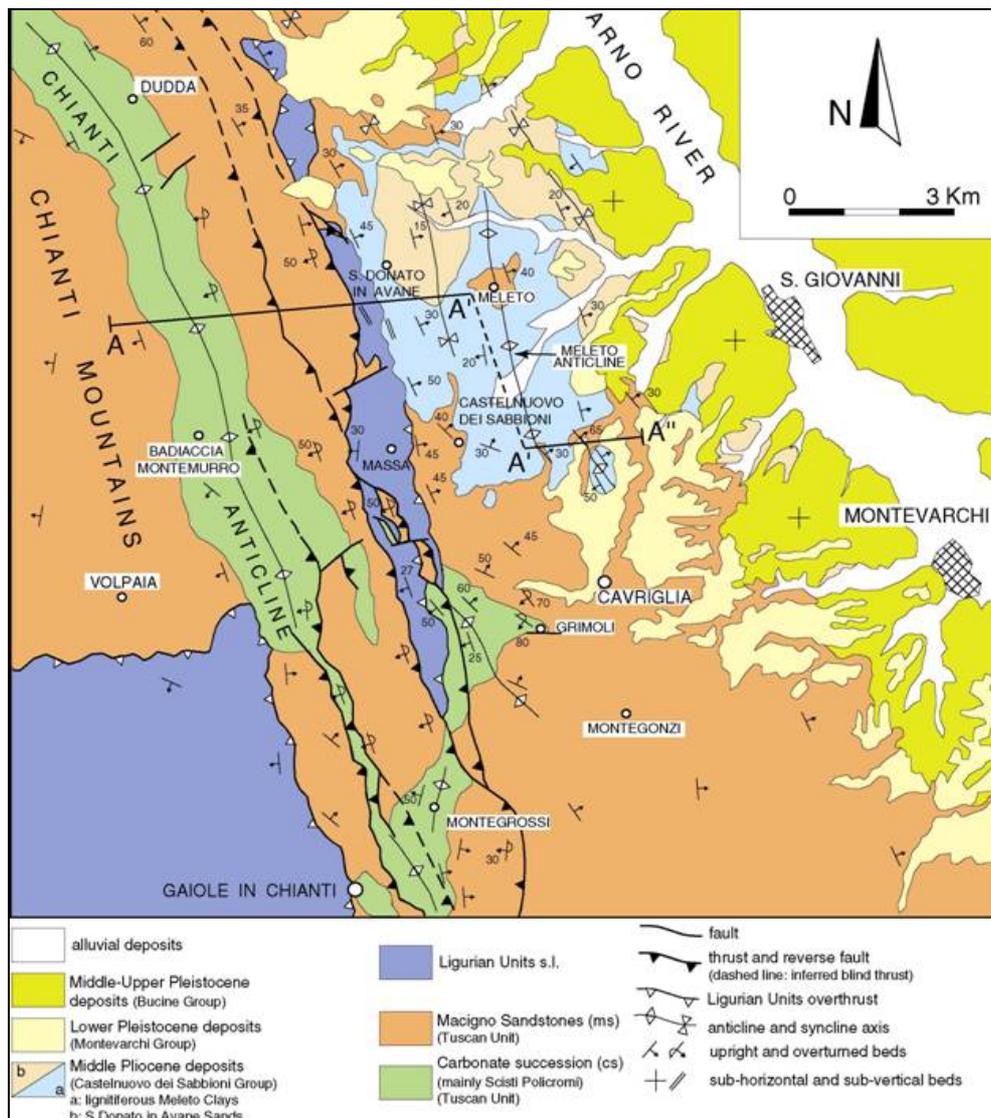


Figura 16
Schema geologico del Valdarno Superiore (BONINI 1999).

5.1.3 Stratigrafia della Successione fluvio-lacustre

Il contesto geologico e stratigrafico del Valdarno Superiore è caratterizzato in primo luogo dall'esistenza di due gruppi di rocce e sedimenti separati da una superficie di discordanza di primo ordine e che costituiscono rispettivamente le rocce riferibili ai domini paleogeografici descritti in precedenza e coinvolte nelle deformazioni dell'orogene appenninico (Unità Toscane, Unità Liguri) ed i depositi autoctoni sedimentati nel bacino intermontano durante il Plio-Quaternario. Della successione fluvio-lacustre del Valdarno Superiore è necessario approfondire gli aspetti stratigrafici, trattandosi di una complessa alternanza di depositi con diverse caratteristiche litologiche e sedimentologiche in virtù degli svariati sub-ambienti di sedimentazione e dei rapporti tra tettonica e clima. Come detto, la successione fluvio-lacustre del Valdarno Superiore, spesso oltre 500 m, si sviluppa in tre fasi successive separate fra loro da discordanze angolari e superfici di erosione estese su tutto il bacino.

I vari Autori hanno evidenziato tre principali fasi tettono-deposizionali per il Bacino del Valdarno Superiore, che hanno condotto alla formazione di una successione sedimentaria continentale suddivisa in unità stratigrafiche separate da superfici di discordanza. Una prima fase deposizionale, che interessa il Bacino di Santa Barbara, del Pliocene medio-superiore, una seconda fase del Pliocene sommitale-Pleistocene inferiore che segna l'ampliamento al Bacino del Valdarno Superiore ed una terza fase del Pleistocene medio. I caratteri strutturali del bacino sono stati riferiti ad un sistema di tipo semigraben, impostatosi in un contesto estensionale (Martini and Sagri, 1993), mentre altri Autori (Bonini, 1999) riferiscono, in particolare il Bacino di Santa Barbara, ad un contesto compressivo.

La prima classificazione fu effettuata da Sestini (1936) che suddivise i corpi sedimentari in "formazioni" su base litostratigrafica, distinguendo i corpi di sabbie da quelli di argille e dai conglomerati .

Nella Carta Geologica d'Italia, Foglio 114 – Arezzo (Merla & Abbate, 1967 – Fig.5) fu introdotto il termine "Gruppo" per comprendere quelle unità attribuibili ad una stessa fase sedimentaria: la prima fase sedimentaria è costituita dal Gruppo lacustre di Castelnuovo dei Sabbioni, con le Argille di Meleto (Pla) e le Sabbie di San Donato in Avane (Pls); la seconda fase è costituita dal Gruppo fluvio-lacustre di Monteverchi, con le Argille di Figline (Vag), le Sabbie del Tasso (Vs), Ciottoli e sabbie (Vcg) e le Sabbie

di Bucine (sB); la terza fase comprende le Argille di Quarata (agQ) ed i Ciottoli di Maspino (cM); seguono in trasgressione depositi alluvionali recenti terrazzati e non.

Azzaroli & Lazzeri (1977) (Fig.6) identificano tre successive fasi fluvio-lacustri: durante la prima, del Villafranchiano Inferiore, si deponevano in successione Ciottoli e sabbie di trasgressione (Plc), Argille lignitifere (Pla) con banchi di Lignite (l) e Sabbie bianche (Pls); durante la seconda, del Villafranchiano Superiore, si depositarono le Argille ad *Elephans meridionalis* ed i Ciottoli (Vag) e le sabbie di colmamento (Vcg/Vs); durante la terza fase, del Pleistocene Superiore, si deponevano le Sabbie di Bucine (sB).

Negli anni '90 vari Autori introdussero l'interpretazione dei depositi del Valdarno Superiore secondo il criterio delle Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU - Unconformity Bounded Stratigraphic Units). Tale criterio di classificazione è stato usato per il rilevamento delle successioni continentali dal progetto CARG e dal Progetto Cartografia Geologica Regionale scala 1:10.000.

Essenzialmente tutti gli Autori concordano che i depositi del Valdarno Superiore siano inseriti come Sintema del Valdarno Superiore all'interno del Supersintema dei bacini intermontani nord-appenninici. A sua volta il Sintema del Valdarno Superiore è suddiviso in tre Subsintemi: il Subsintema di Castelnuovo (Pliocene medio), il Subsintema di Montevarchi (Pliocene medio/Superiore-Pleistocene Inferiore) e il Subsintema di Monticello-Ciuffenna (Pleistocene medio); ogni Subsintema comprende varie unità litostratigrafiche.

Più nel dettaglio, il Bacino di Santa Barbara è caratterizzato dai depositi del primo subsintema (Subsintema di Castelnuovo), sui quali poggiano in discordanza stratigrafica angolare i depositi del secondo subsintema (Subsintema di Montevarchi) e del terzo (Subsintema di Monticello Ciuffenna). I depositi del Subsintema di Castelnuovo sono organizzati in una successione di ambiente continentale, di età riferibile al Pliocene medio-superiore. La successione stratigrafica, partendo dal basso, è data dai "Ciottolami e sabbie di Spedalino", riferibili ad apparati di conoide alluvionale/delta conoide lacustre (Gilbert delta), che appoggiano sul substrato arenaceo e olistostromico. I "Ciottolami e sabbie di Spedalino" mostrano passaggi lateroverticali alle "Argille di Meleto", le quali sono caratterizzate alla base da un potente livello sabbioso (spessore medio circa 30 metri). Le "Argille di Meleto" passano poi in alto alle "Sabbie di San Donato", le quali a loro volta sono delimitate alla sommità da una superficie di troncatura erosiva.

Subsintema di Castelnuovo (Pliocene superiore):

I “**Ciottolami e sabbie di Spedalino**” sono formati da conglomerati monogenici eterometrici, con abbondante matrice sabbiosa, con ciottoli derivanti esclusivamente dalla Formazione del Macigno. Essi rappresentano l'appoggio trasgressivo dei depositi fluvio-lacustri sul Macigno stesso e formano due apparati di conoide parzialmente distinti e coalescenti, poggianti, con direzione di distribuzione dei sedimenti circa est-ovest e in forte discordanza angolare, sulla suddetta formazione.

I conglomerati passano latero-verticalmente a sabbie e poi alle “Argille di Meleto”, denotando un senso di trasporto dei paleoflussi da ovest verso est. La conoide più meridionale (collocata tra Castelnuovo dei Sabbioni e Neri) ha una distribuzione dei ciottoli e delle facies con aumento della distalità da SSO verso NNE, mentre la conoide più settentrionale (San Donato in Avane) sembra avere una distribuzione da OSO verso ENE. I “Ciottolami e sabbie di Spedalino” sono delimitati in alto da un livello di sabbie massive contenenti abbondanti elementi carboniosi, con passaggio graduale ad argille grigie ed argille lignitifere.

Argille di Meleto (AME):

argille siltose grigie cineree ben stratificate, localmente in alternanza con strati sabbiosi, contenenti resti vegetali. Sono presenti banchi plurimetrici di lignite xiloide. Rare lenti di sabbie ghiaiose ad elementi clastici arenacei provenienti dal Macigno del Chianti.

Assumono uno spessore massimo di circa 150 metri nell'area depocentrale. Nella parte bassa di tale unità sono presenti i due livelli principali di lignite oggetto dell'escavazione mineraria.

Sabbie di San Donato (SSD):

sabbie giallastre e grigie stratificate con locali intercalazioni di limi argillosi grigiastri massivi o con laminazione incrociata, contenenti, a luoghi resti vegetali isolati di grosse dimensioni (parti di tronchi) o concentrati in livelli di spessore decimetrico. da riferire ad un ambiente di delta-conoide, alimentato dai settori occidentali, che passa verso l'alto ad un sistema fluvio-deltizio. Nelle “Sabbie di San Donato” ricorrono spesso, livelli di microconglomerati poligenici e di argille grigie, oltre ad orizzonti di paleosuoli. Poco ad est di Meleto, al di sopra delle Sabbie di San Donato, sono presenti sabbie ben cernite di colore chiaro riferibili alla cosiddetta “Rena Bianca”, che

Ghinassi et al. (2004), hanno recentemente riferito alla parte basale del Sintema di Montevarchi.

Sono presenti anche rare lenti e strati ghiaiosi ad elementi clastici silicei arenacei.

DEPOSITI ANTROPICI

- Discariche Minerarie

Materiale sciolto costipato artificialmente a colmamento di valli, derivante dallo sterile di copertura dei banchi ligniti ferri ed asportato della coltivazione mineraria.

- Riempimenti

Materiale posto in opera a riempimento degli scavi minerari e costituito dai terreni già messi a dimora nelle vecchie discariche e da scavi di alleggerimento a carico dei terreni olistostromici.

Sui depositi del Subsintema di Castelnuovo ed in parte sul substrato, poggiano ancora in discordanza angolare i depositi prevalentemente conglomeratici, sia del Subsintema di Montevarchi, sia del Subsintema di Monticello-Ciuffenna.

Subsintema di Montevarchi (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore):

Sabbie di Palazzetto (SPA):

sono sabbie e sabbie limose giallastre a stratificazione tabulare con locali intercalazioni di limi sabbioso-argillosi grigi e di ghiaie ad elementi prevalentemente arenacei. La deposizione risale al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore;

Limi di Terranova (TER):

limi argilloso-sabbiosi grigi e argille talora sabbiose grigio-azzurrognole; frequenti le intercalazioni di banchi e lenti di sabbie giallastre talora arrossate; locale presenza di paleosuoli. La deposizione risale al Pliocene Superiore;

Argille del T. Ascione (ASC):

argille, argille limose e sabbie argillose di colore grigio contenenti abbondanti frammenti vegetali; argille torbose nerastre e livelli di lignite, frequenti intercalazioni di banchi di sabbie e sabbie ciottolose giallastre, talora arrossate. La deposizione risale al Pliocene superiore;

Limi e sabbie del T. Oreno (LSO):

limi grigi e grigio azzurrognoli, talora argillosi o sabbiosi, spesso intensamente bioturbati, con intercalazioni di sabbie e sabbie limose grigie o giallastre, talora arrossate; frequenti le intercalazioni di banchi di argille grigio-azzurrognole e locali lenti di ciottolami ad elementi arenacei, paleosuoli e concrezioni calcaree.

Sabbie di Borro Cave (SBC):

alternanza irregolare di sabbie giallastre, sabbie limose e limi sabbioso-argillosi grigi o grigio-giallastri con intercalazioni di banchi di argille limoso-sabbiose grigio azzurrognole e di lenti di ciottolami ad elementi arenacei. Presenza di paleosuoli. Tali depositi risalgono al passaggio Pliocene superiore - Pleistocene inferiore;

Subsistema di Monticello-Ciuffenna (Pleistocene medio):

Ciottolami e sabbie di Caposelvi:

affioranti nel settore settentrionale del bacino, dati prevalentemente da conglomerati eterometrici in abbondante matrice sabbiosa, riferibili a sistemi di delta-conoide a provenienza occidentale. I ciottoli sono dati quasi esclusivamente dallo smantellamento delle arenarie del Macigno, con locali concentrazioni di ciottoli di gneiss, di granito e calcarei.

Sabbie di Levane (SLE):

si tratta di sabbie fluviali quarzoso-feldspatiche di colore giallo chiaro o grigiastre con lenti di ciottoletti arenacei e quarziticci ed intercalazioni di livelli limosi.

Sabbie di La Loccaia (LOC):

sabbie e ghiaie con clasti prevalentemente arenacei con intercalazioni di limi sabbiosi bruno-rossastri spesso pedogenizzati.

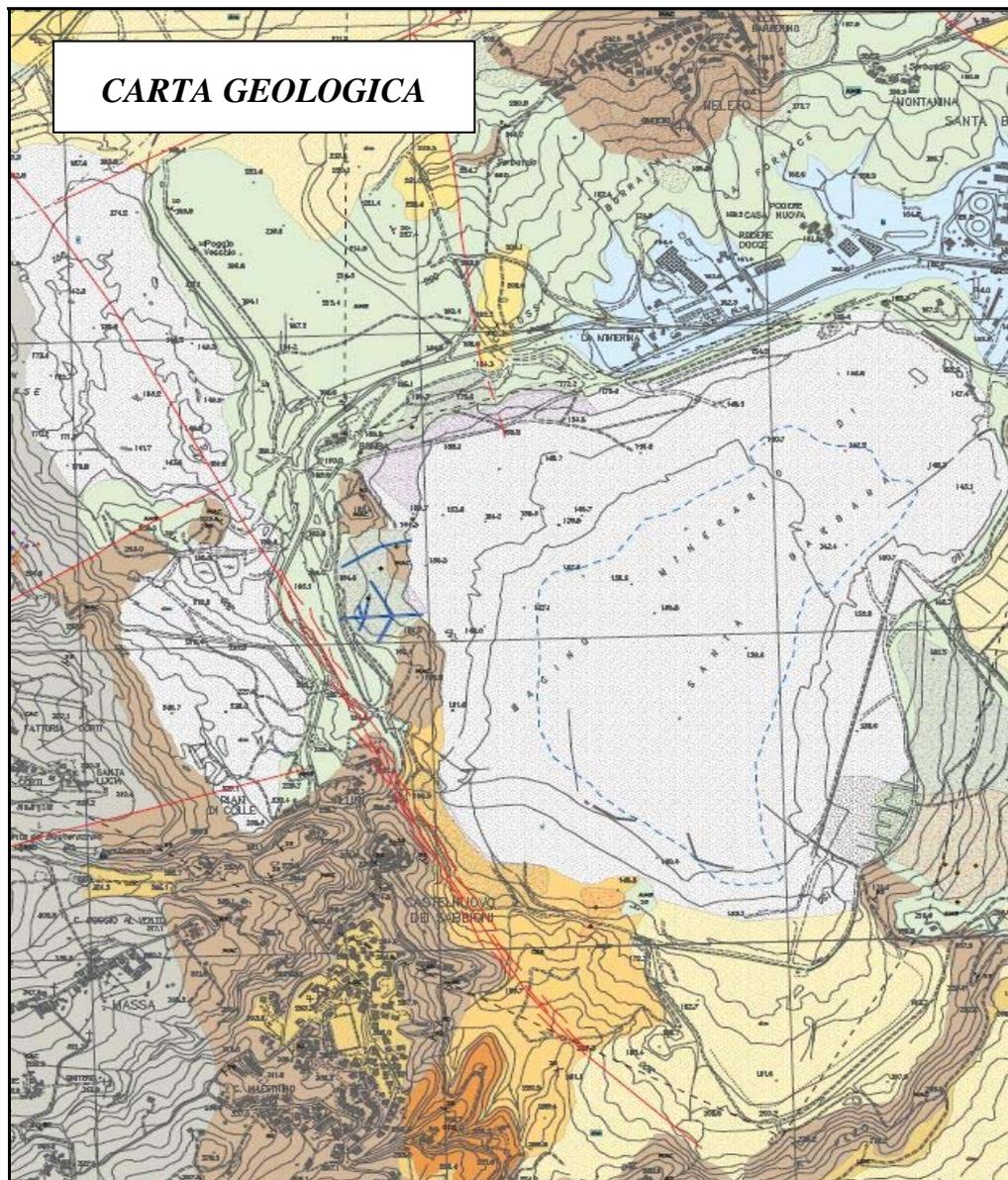
Limi di Latereto e Pian di Tegna (LAT):

sabbie limose e/o limi sabbiosi, bruno-giallastri e rossastri, di regola pedogenizzati con intercalazioni di sabbie, talora ghiaiose, e livelli di limi argillosi e argille torbose.

5.2 TETTONICA

Dal punto di vista tettonico, il Bacino di S. Barbara è delimitato a sud, all'altezza di Cavriglia ed a nord (Gaville), da faglie antiappenniniche (faglie trascorrenti-transensive), ad ovest dal versante chiantigiano in cui si osservano rapporti stratigrafici di onlap e faglie dirette appenniniche (faglia del Vignale) che ribassano verso oriente; ad est, all'interno del bacino, si riconosce l'alto strutturale di Meleto,

delimitato da faglie dirette (faglia di Meleto), ed una depressione nell'area di Bomba. Nel settore meridionale (area di Castelnuovo dei Sabbioni), si evidenzia una paleomorfologia del bacino molto articolata ed irregolare, come mostrano anche frequenti rapporti di onlap. Le giaciture a medio-elevata inclinazione (fino a 55°), individuate nei livelli basali del Sintema di Castelnuovo, in prossimità del sistema di faglie dirette del Vignale, possono trovare giustificazione, sia nell'azione di trascinamento dell'attività di faglia, sia nelle paleomorfologie, escludendo quindi genesi legate ad un regime tettonico compressivo.



*Stralcio della Carta Geologica scala 1:5.000 estratto da:
Attività di supporto scientifico, tecnico e consulenza nel campo geologico presso il sito minerario di
Santa Barbara (AR) Università degli Studi di Firenze – Dipartimento di Scienze della Terra (2009)*

Figura 17

LEGENDA DELLA CARTA GEOLOGICA (FIG. 17)

<i>Depositi antropici</i>	
	r - riempimenti: materiale posto in opera a riempimento degli scavi minerari e costituito da ripresa delle vecchie discariche e da scavi di alleggerimento a carico del Complesso Argillitico Calcareo.
	dm - discariche minerarie: materiale sciolto costipato artificialmente a tombamento di valli, derivante dallo sterile delle coltivazioni minerarie.
	blocchiera: materiale posto in opera per bloccare a valle movimenti attivi del versante, si tratta di tout-venant di materiali del Complesso Argillitico Calcareo.
<i>Depositi fluviali</i>	
	b - Depositi alluvionali in evoluzione: sabbie, limi e ghiaie. <i>Olocene</i> .
<i>Depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore</i>	
<i>Sub-sistema di Monticello-Ciuffenna</i>	
	LAT - Limi di Latereto e Pian di Tegna: sabbie limose e limi sabbiosi, bruno-giallastri e rossastri, spesso pedogenizzati con intercalazioni di sabbie, talora ghiaiose, e livelli di limi argillosi e argille torbose. <i>Pleistocene medio</i> .
	LOC - Sabbie di La Loccaia: sabbie e ghiaie con clasti prevalentemente arenacei con intercalazioni di limi sabbiosi bruno rossastri spesso pedogenizzati. <i>Pleistocene medio</i> .
<i>Sub-sistema di Montevarchi</i>	
	CCQ - Ciottolami e sabbie di C. La Querce: ciottolami giallo ocra ad elementi arenacei in banchi e lenti con intercalazioni irregolari di sabbie e limi di colore grigiastro e grigio. <i>Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore</i> .
	SBC - Sabbie di Borro Cave: alternanza irregolare di sabbie giallastre, sabbie limose e limi sabbiosi grigi o grigio giallastri con intercalazioni di banchi di argille limoso-sabbiose grigio azzurrognole e di lenti di ciottolami ad elementi arenacei. <i>Pliocene Sup.-Pleistocene Inf.</i>
	CSC - Ciottolami e Sabbie di Caposelvi: ciottolami anche molto grossolani bruno-rossastri ad elementi arenacei e talora calcarei con intercalazioni di sabbie e di limi giallo ocra. <i>Pliocene Sup.-Pleistocene Inf.</i>
	SPA - Sabbie di Palazzetto: sabbie e sabbie limose giallastre con locali intercalazioni di limi sabbioso-argillosi grigi e di ghiaie ad elementi arenacei. <i>Pliocene Sup.-Pleistocene Inf.</i>
<i>Sub-sistema di Castelnuovo</i>	
	SSD - Sabbie di San Donato in Avane: sabbie giallastre quarzoso-feldspatiche o biancastre a maggior contenuto siliceo, alternate con limi grigi. Lo spessore è valutabile intorno ai 50-70 m. <i>Pliocene Medio</i> .
	AME - Argille di Meleto: argille limose massicce o in strati sottili di colore grigio-celestino, inglobanti livelli metrici e plurimetrici di lignite; lo spessore arriva sino a circa 250 m. <i>Pliocene Medio</i> .
	CSS - Ciottolami e Sabbie di Spedalino: ciottolami eterometrici in matrice sabbiosa: si tratta di un complesso piuttosto eterogeneo comprendente sabbie giallo-arancione con intercalazioni pelitiche e con livelli lenticolari di ghiaie. I ciottoli, di diversa dimensione, sono per la maggior parte arenacei e subordinatamente carbonatici; sono presenti, anche se in minore quantità, ciottoli di selce nera, rossa e verde. <i>Pliocene Medio</i> .
<i>Substrato</i>	
	CAC - Complesso argillitico calcareo: complesso eterogeneo privo di ogni ordine sedimentario in cui si riconoscono porzioni esclusivamente argillitiche e porzioni argillitiche inglobanti elementi litoidi decametrici ed ettometrici anche di intere sequenze sedimentarie. <i>Oligocene Superiore</i> .
	MAC - Macigno: arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche in banchi gradati di 4-5 metri di spessore; localmente la formazione è costituita da alternanze di arenarie fini e siltiti di 10-20 cm di spessore con sequenze ritmiche di arenarie grigie a grana media, sfumanti di solito verso il tetto a siltiti grigio verdastre e/o argilloscisti grigio scuri con tipica sfaldatura rispettivamente a blocchetti e a scaglie. <i>Oligocene Medio/Superiore-Miocene Inferiore</i> .

6 GEOMORFOLOGIA

Il bacino del Valdarno Superiore si presenta come una conca di forma stretta e allungata in direzione sud-ovest, sud-est, si estende nella vallata dell'Arno, tra Arezzo e Rignano ed è compreso, per una larghezza massima di 12 Km, tra la catena del Chianti ad ovest e i monti del Pratomagno ad est.

Tutto il territorio si svolge fra quota 81 m (Rosano) e 1521 m (Pratomagno). Di cui circa il 45% ha un'altitudine inferiore ai 300 m s.l.m.; il 43% compreso fra 300 e 600 m s.l.m.; il 7% fra 600 e 1000 m s.l.m.; il 5% si trova ad un'altitudine superiore ai 1000 m s.l.m.

L'andamento del terreno che raggiunge i 650 m s.l.m. sulle pendici dei monti del Chianti e scende a circa 130 m s.l.m. nei terreni prospicienti l'Arno, si presenta quanto mai vario e movimentato.

Aree pianeggianti

Presentano complessivamente una superficie, di circa 450 ha., costituita dalle modeste diramazioni laterali della pianura dell'Arno in corrispondenza degli affluenti e dai depositi alluvionali di fondovalle che accompagnano il corso dei principali torrenti, allargandosi talvolta in ampie spianate.

Area collinare

Rappresenta circa l'80% del territorio mostrando forme dolci e arrotondate, conseguenti alla loro natura argilloso-sabbiosa: queste colline si elevano sulla pianura con dislivelli di un centinaio di metri (generalmente compresi tra i 130 e i 230 m s.l.m.). I pendii, che appaiono spesso interessati da fenomeni gravitativi, hanno una pendenza media compresa tra i 10° e i 16°; essendo tra l'altro costituiti da materiali scarsamente permeabili e coperti da una rada vegetazione, sono sottoposti a scarsa infiltrazione ed intenso ruscellamento. Pareti ripide e scoscese troncano, a tratti, i piccoli ripiani costituiti da sabbie di colore giallastro raccordantisi in basso, con i fianchi rotondeggianti delle colline.

Fattori naturali del tipo descritto ed antropici, hanno concorso a produrre sull'intero assetto collinare un rapido ed intenso processo erosivo.

Versanti montuosi

I terreni della fascia collinare si appoggiano ad una quota di circa 300 m, al versante valdarnese dei monti del Chianti, orientato, a chiudere la valle, con andamento SE-NO ed altezze che raggiungono e superano di poco gli 800 m.

La diversa natura e consistenza delle rocce del versante montuoso rispetto alla zona collinare, si evidenzia in una diversa configurazione morfologica attraverso una netta e brusca variazione delle pendenze.

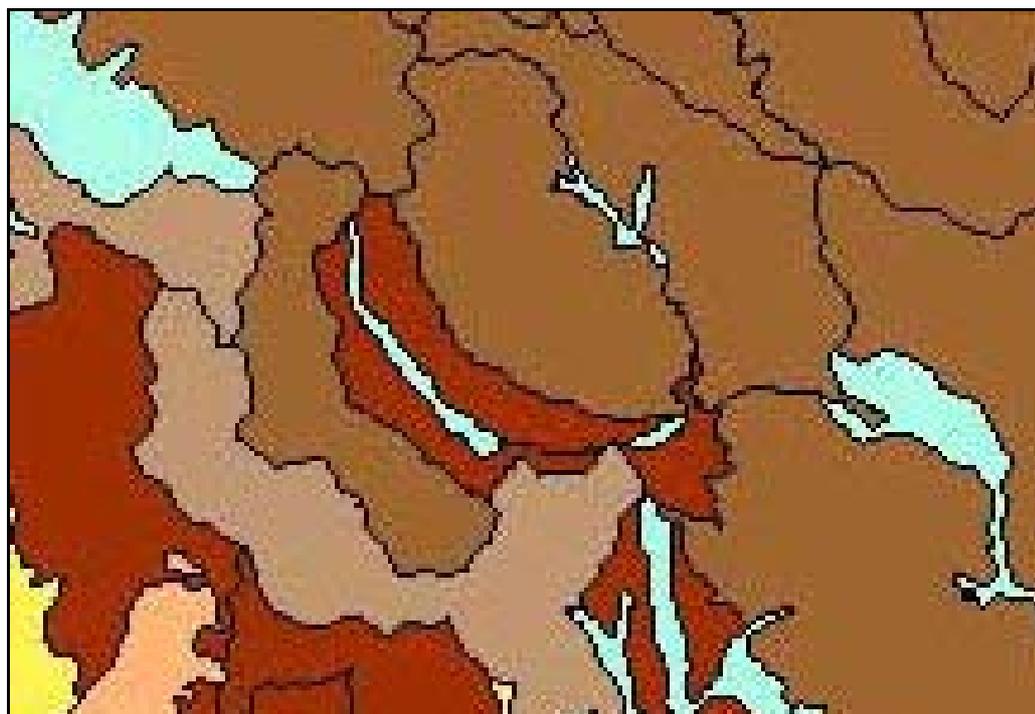
Da questo versante nascono i numerosi anche se modesti, affluenti di sinistra dell'Arno, che vi hanno scavato strette e profonde. Valli.

L'idrografia, in questo paesaggio, caratterizzato da incisioni abbastanza profonde (valli a "V"), tende ad assumere, in funzione dell'assetto litologico e strutturale, le tipiche caratteristiche del reticolo a traliccio.

Adottando la classificazione dei tipi di paesaggio definita da APAT (Manuali e Linee Guida 17/2003) per la realizzazione della Carta della Natura a scala 1:250.000 (Figura 18), l'area di studio può essere classificata come Paesaggio collinare – colline argillose (CA) e montagne terrigene (MT). La prima tipologia è riferibile alla porzione valliva (Valdarno Superiore) caratterizzata da rilievi dolci impostati su substrato prevalentemente argilloso o sabbioso-limoso a modesto grado di cementazione (presenti in subordinate ciottolami sabbiosi), con sommità da arrotondate a tabulari, occasionalmente a creste e con versanti ad acclività generalmente bassa o media (<25°). Le montagne terrigene (MT) presentano un netto aumento delle quote medie dei crinali (400-850 m s.l.m.) e dell'acclività dei versanti (>25°) in relazione alla litologia più competente del substrato, costituito prevalentemente da arenarie cementate. Localmente le pendenze sono condizionate dall'assetto dei versanti e dalla presenza di eterogeneità litologiche legate per lo più alla presenza del corpo olistostromico caratterizzato da superfici a minor acclività

All'interno dell'area valdarnese, a circa 30 Km a sud di Firenze, nella porzione di territorio compresa approssimativamente all'interno del quadrilatero che ha come vertici le località di Cavriglia, Gaville, Figline Valdarno, San Giovanni Valdarno, è collocata la zona oggetto dello studio.

La sua estensione totale assomma a circa 4.500 ettari dei quali un quarto è occupato da boschi, un quarto da terreni agricoli e la restante parte da terreni che sono stati interessati dall'attività mineraria



- Pianura di fondovalle
- Colline terrigene
- Colline argillose
- Paesaggio collinare eterogeneo
- Montagne terrigene

Figura 18

*Tipi di paesaggio nella Toscana centrale secondo la classificazione APAT – Progetto
Carta della Natura alla scala 1:250.000.*

Come per l'inquadramento geologico, l'analisi geomorfologica dell'area mineraria è suddivisa in zone caratterizzate da problematiche differenti in funzione della natura del substrato, delle attività antropiche e delle destinazioni finali delle stesse.

6.1 GEOMORFOLOGIA DEL BACINO DI CASTELNUOVO

L'area di Castelnuovo rappresenta la porzione del comprensorio minerario sulla quale le attività di coltivazione hanno maggiormente inciso sull'assetto morfologico, la coltivazione del banco lignitifero, presente su quest'area, ha determinato, su circa 500 ettari di estensione, una profonda depressione avente il fondo a circa 20-30 m s.l.m. dove prima poteva osservarsi un terreno ondulato con quote variabili tra i 156 e i 245 metri.

Uno dei problemi che venne affrontato all'inizio della coltivazione fu quello della messa a dimora del materiale sterile proveniente dallo scavo, per la collocazione del quale era necessaria la disponibilità di aree di discarica che risultassero esterne ad un futuro interesse minerario, possedessero una sufficiente capacità di accumulo e non fossero molto distanti dalle zone di escavazione. Tali criteri d'idoneità furono individuati nella zona sud-est del territorio (Valle al Pero, Fontaccia, Tegolaia, Fontebicchieri). Il trasferimento di grandi quantità di materiale sterile (circa 150 Mm³), su di una superficie di circa 800 ha, produsse un'integrale trasformazione dell'assetto morfologico e idrografico, considerando che l'altitudine media di quel settore attualmente si aggira intorno ai 340 m s.l.m. laddove i valori precedenti non superavano i 260 m.

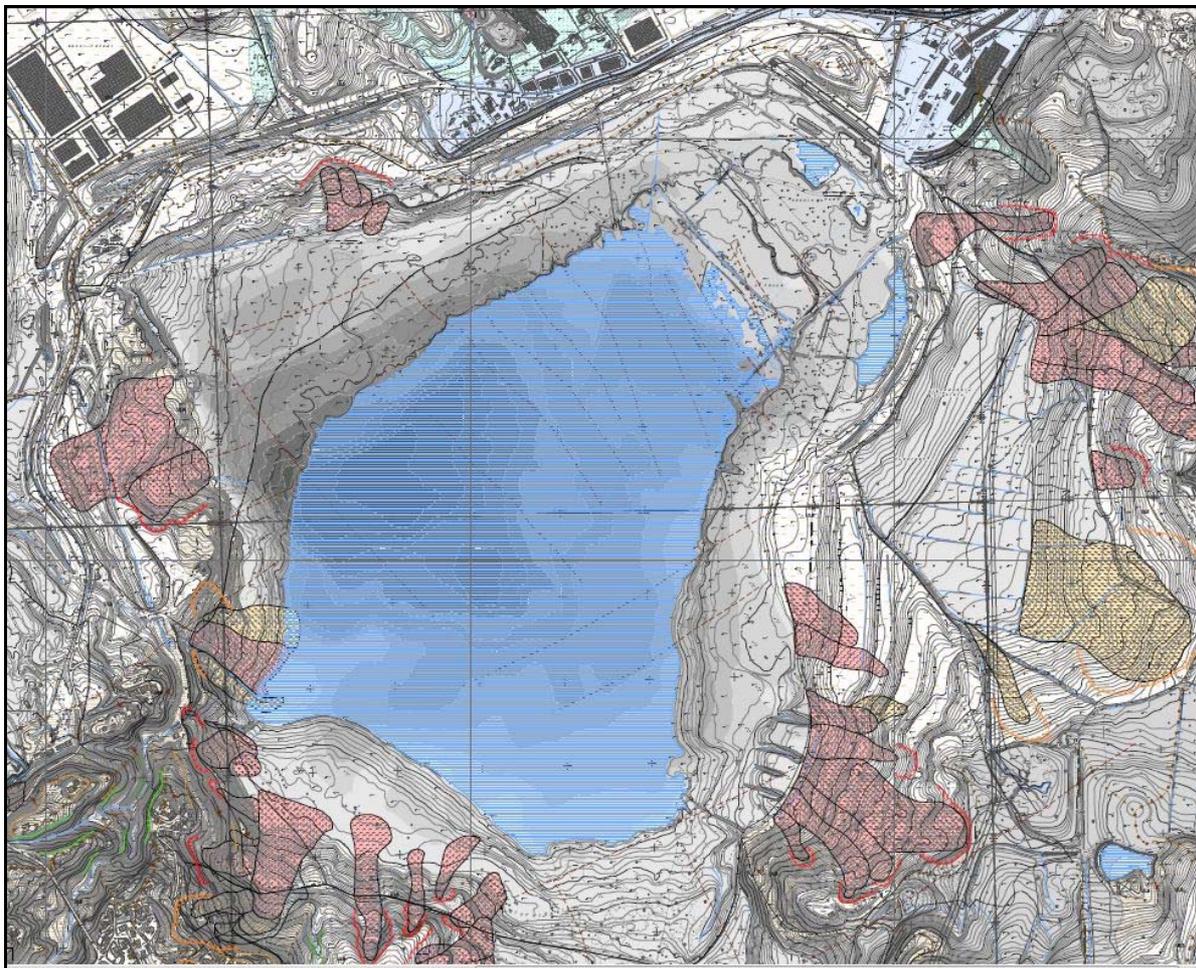
Al termine dello sfruttamento del banco di lignite, anche i vuoti prodotti dall'escavazione sono stati parzialmente colmate con materiali di riporto provenienti dalle cave attigue.

Sotto il profilo morfologico quindi l'altezza e l'estensione degli scavi e di conseguenza gli ingenti volumi di terreno scavati e rimessi a dimora, hanno indotto notevoli variazioni nel livello tensionale del sottosuolo, sia delle zone di scavo che in quelle adiacenti di discarica. La coltivazione della lignite è stata perciò accompagnata da processi deformativi che localmente si sono sviluppati fino a dar luogo a franamenti, sia dei fronti di scavo che di discarica.

In questo contesto la fisiografia e l'idrografia, come sopra descritto, sono state modificate dall'azione antropica tanto da risultare completamente discordanti rispetto alle forme naturali del paesaggio. Sono infatti presenti depressioni e dossi, scarpate spianamenti, deviazioni fluviali e rilievi totalmente estranei all'originario assetto morfologico, ponendosi così in condizioni di evidente squilibrio rispetto alle circostanti aree che ancora conservano l'originaria morfogenesi .

La combinazione delle caratteristiche geolitologiche dei terreni in situ, unitamente al nuovo assetto morfologico e geometrico dei versanti, prodotto dall'attività di scavo ed alla messa a dimora dei terreni di risulta, disegnano un quadro piuttosto articolato ed in evoluzione dei dissesti morfologici pregressi e in atto (fig. 19). Anche se molti di essi sono al momento interessati da interventi di consolidamento e stabilizzazione, nel complesso emergono ancora vari elementi favorevoli allo sviluppo di rilevanti fenomeni di instabilità.

CARTA GEOMORFOLOGICA



*Stralcio della Carta Geomorfologica scala 1:10.000 estratto da:
Studio ed approfondimento dell'assetto geologico e geomorfologico dell'ex miniera di S. Barbara.
CGT-SPINOFF – Università degli studi di Siena (2012)*

Figura 19

7 ASPETTI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI

Il generale assetto idrografico, in questo contesto paesaggistico, assume le caratteristiche del reticolo a traliccio (“trellis”) in funzione dell’assetto strutturale che vede il graben del Valdarno occupato dall’asta principale con andamento ortoclinale (strike stream) ed affluenti anaclinali (anti dip streams) sul versante chiantigiano, cataclinali su quello del Pratomagno.

Il drenaggio assume pertanto i caratteri di un pattern composto, costituito dall’associazione di un reticolo dendritico o sub dendritico nella sua porzione di monte e di un reticolo a traliccio meno evidente a valle (Figura 20).

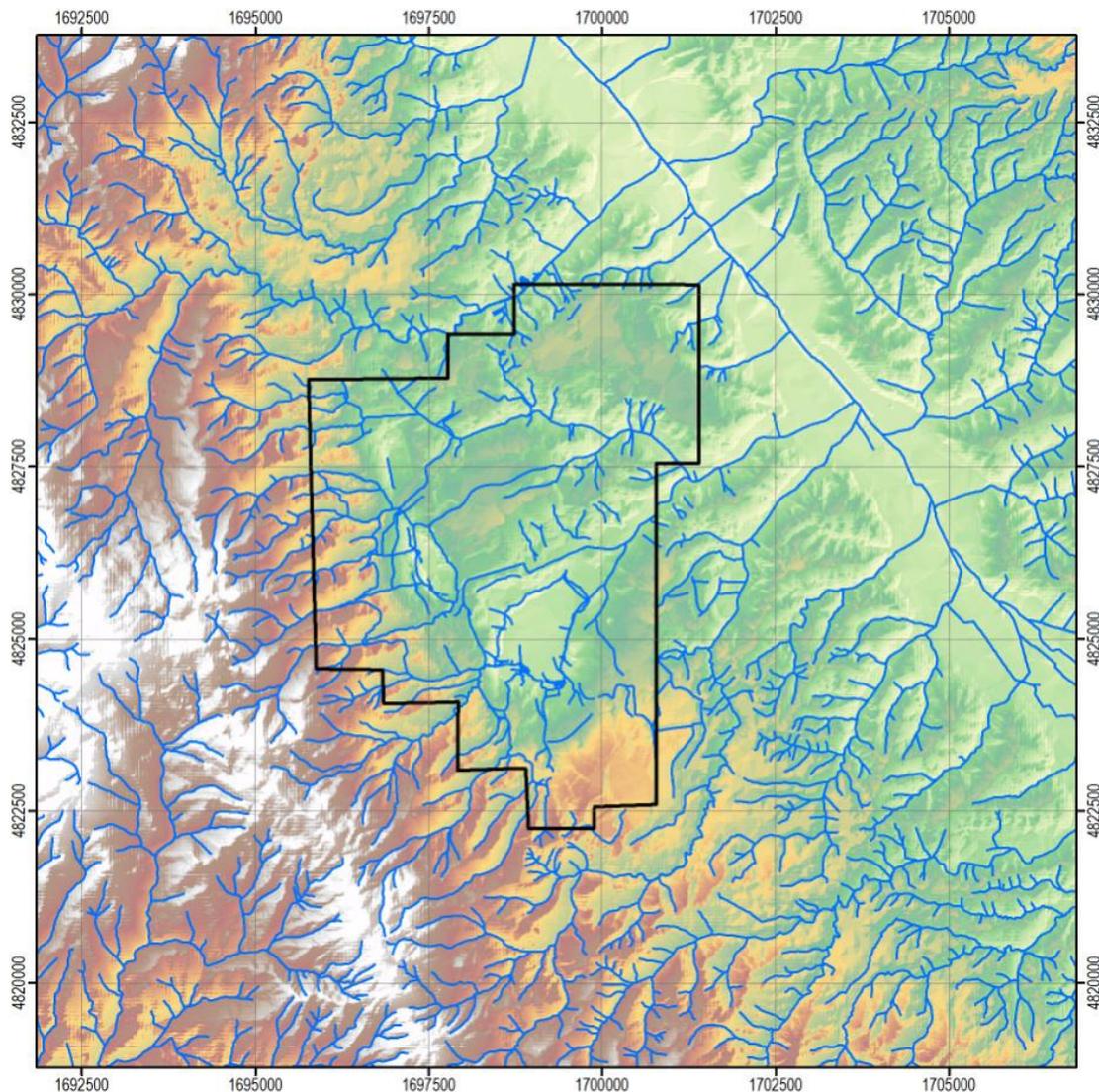


Figura 20

Idrografia superficiale del Comprensorio minerario (riquadro nero) e delle zone limitrofe.

Osservando le caratteristiche del drenaggio superficiale, di cui il fiume Arno costituisce l'elemento di base, si nota una scarsa gerarchizzazione, con pochi ordini fluviali e modeste aree di sottobacino. In particolare nell'area oggetto di studio, si osservano caratteri di uniformità che si definiscono nell'andamento pressoché parallelo dei principali corsi defluenti dal versante montuoso chiantigiano. La brevità di queste aste fluviali, che tocca un massimo di 11 Km, determinata dalla vicinanza del corso dell'Arno alle sorgenti, è l'origine prima del loro carattere altamente torrentizio, considerando che la pendenza media dei percorsi si aggira intorno all'8%. Le portate di questi torrenti sono in ogni caso limitate, variando da qualche decina di m³/sec in periodi particolarmente piovosi, ai pochi l/sec della stagione secca.

7.1 SITUAZIONE IDROGRAFICA DELL'AREA MINERARIA

La situazione idrografica attuale, è il risultato dei condizionamenti dovuti agli scavi ed ai depositi succedutisi dal 1956 fino ad oggi.

Come appare evidente, esaminando le figure seguenti (Fig. 21 e 22), il procedere degli scavi e la formazione dei relativi depositi, nella successione temporale Castelnuovo, Allori-Pian Franzese e San Donato, ha determinato importanti alterazioni del sistema di circolazione idrica locale.

Agli inizi delle escavazioni, si è profilata, proprio per la natura stessa dell'attività mineraria, la necessità di controllare tutte le acque presenti nell'area e cioè sia quelle superficiali che quelle sotterranee, per evitare ogni intralcio alle attività estrattive. A causa del particolare tipo di scavo (a cielo aperto), i maggiori problemi, in un primo tempo, sono stati causati dalle acque di superficie che si dirigevano verso le scarpate di coltivazione o verso le zone di discarica. Successivamente, quando gli scavi hanno raggiunto profondità di un centinaio di metri, è stato necessario affrontare anche i problemi posti dalle acque di sottosuolo, le quali venendo a giorno, si riversavano nella fossa scavata.

Nell'esame delle modifiche del reticolo, si può riconoscere l'esistenza di distinte e successive fasi di deviazione in relazione all'avanzamento ed ampliamento degli scavi minerari.

Concentrandosi tutte le portate affluenti nella zona di Bomba si è reso necessario ricorrere ad opere di laminazione e modulazione sulle aste dei singoli torrenti.

Sui tratti di monte dei torrenti deviati, tra il 1974 e il 1987 sono stati realizzati da ENEL, a scopo di laminazione o di modulazione, una ventina di sbarramenti di vario tipo, tutti

di altezza inferiore ai 10 m, con invasi compresi tra i 5.000 e i 15.000 m³ e con scarico di superficie a soglia sfiorante fissa. Sono state inoltre realizzati una dozzina di km di canalizzazioni, anch'esse di vario tipo, all'aperto e in galleria.

L'immagine visiva della nuova configurazione di questi corsi potrebbe essere assimilata a quella di un pettine la cui asta trasversale corrisponde al canale collettore.

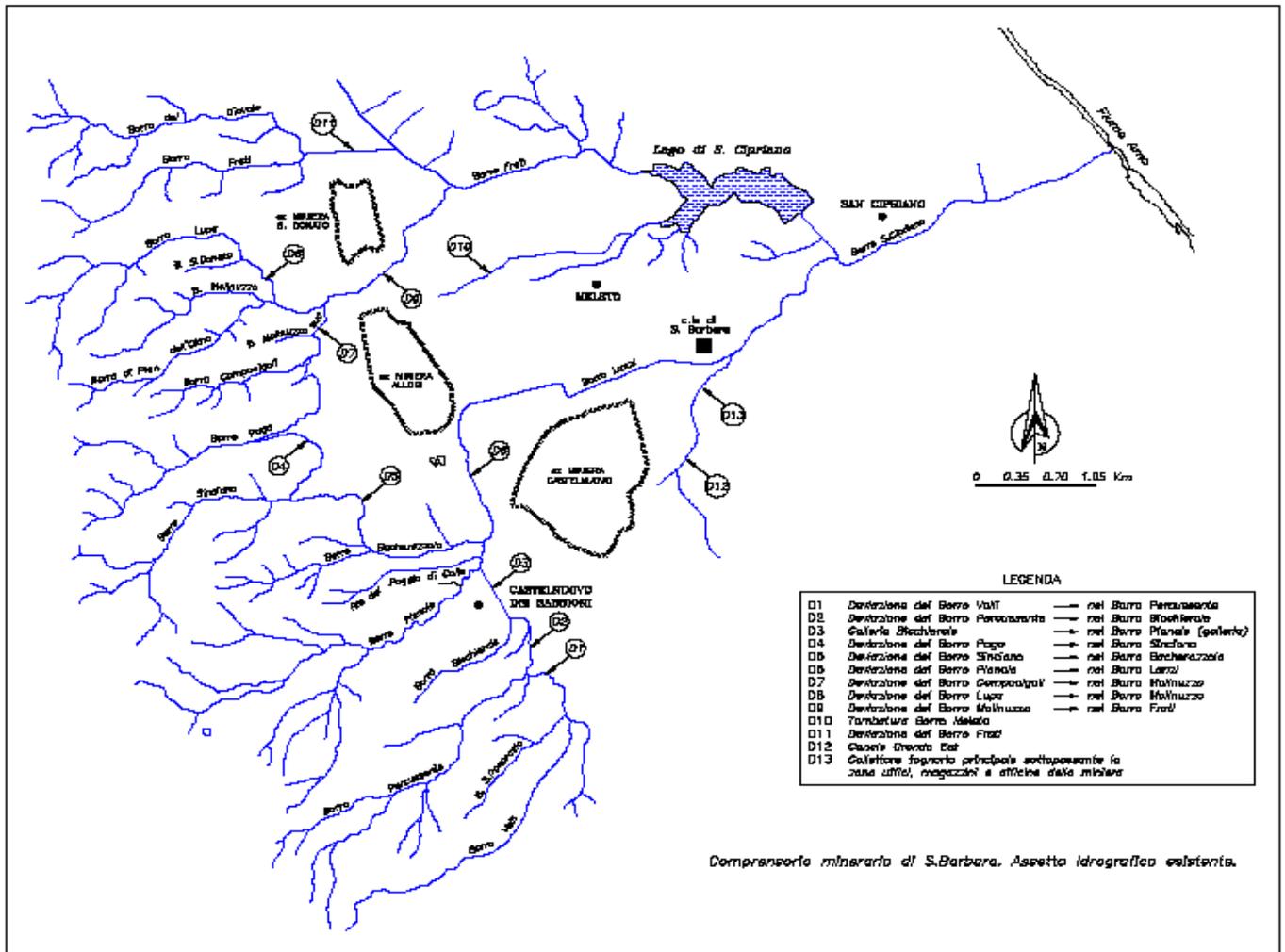


Figura 21

- Realizzazione di un lago nel cavo Allori che diverrà punto di raccolta della maggior parte dei Borri nord con destinazione finale Bacino di S. Cipriano attraverso il riattivato Borro di Meleto.

7.2 IDROGEOLOGIA

Analogamente a quanto è avvenuto per le acque superficiali, i lavori della miniera hanno così sensibilmente influito sulla realtà delle falde acquifere da conferire ad esse un aspetto morfologico completamente diverso da quello originario.

La situazione idraulica del sottosuolo, nella zona in esame, ha gli stessi caratteri riconosciuti anche in altre parti del bacino minerario. L'acquifero principale è costituito dalle Formazione del Macigno (porosità secondaria) e dal Membro inferiore della Formazione delle Argille di Meleto (porosità primaria), costituito da sabbie lacustri e compreso fra la superficie limite superiore del Macigno e il letto di quello che era il banco lignitifero principale. Anche le sovraconsolidate Argille di Meleto risultano interessate da un diffuso e sistematico reticolo di fratture che consente una certa circolazione idrica nei livelli più superficiali ove gli stati tensionali favoriscono l'apertura dei giunti.

Nella situazione precedente all'inizio della coltivazione, la falda aveva raggiunto la superficie piezometrica coincidente con quella del terreno nelle zone a quote più basse. A seguito dei lavori di scavo e degli emungimenti effettuati su tutta l'area, la superficie piezometrica relativa alle acque circolanti negli strati sabbiosi e nelle discontinuità aperte dell' argilla, aveva subito notevoli abbassamenti.

I dati relativi alla circolazione idrica e alle quote piezometriche sono stati ottenuti dai sondaggi eseguiti dal "Gruppo minerario S. Barbara". Tali sondaggi, unitamente alla strumentazione piezometrica installata all'interno dei fori esplorativi, hanno consentito di stabilire, relativamente ai periodi che hanno preceduto e accompagnato gli scavi, che la circolazione delle acque nel Macigno avveniva all'interno degli strati arenacei, nelle zone di più intensa fratturazione; la permeabilità media di questa Formazione era relativamente bassa e variabile da zona a zona nelle diverse direzioni. Considerando la giacitura degli strati e l'orientazione delle fratture principali, la direzione di permeabilità massima risultava all'incirca quella NE-SO.

La circolazione idrica all'interno del membro inferiore delle Argille di Meleto, che avveniva soprattutto, considerando la presenza di livelli limo-argillosi e quindi di una

certa eterogeneità litologica, all'interno degli strati sabbiosi più permeabili. Mediamente il valore della permeabilità, dedotto da prove di pompaggio in pozzi e sondaggi, risultava intorno ai 10^{-5} cm/sec.

Riferendosi sempre ai dati ottenuti attraverso i sondaggi che hanno raggiunto la Formazione del Macigno, risultava che la falda presente all'interno del Membro basale delle Argille, era in pressione; si registrava infatti una risalita media del livello piezometrico di circa 60 metri che si stabilizzava entro le Argille di Meleto, una trentina di metri al disotto del piano di campagna.

Dato che nella configurazione morfologica precedente ai lavori di scavo la falda aveva la superficie piezometrica coincidente con quella del terreno nelle zone a quote più basse, con l'inizio dell'escavazione a cielo aperto e la conseguente nuova profilatura delle scarpate, le acque risalenti venivano a giorno ed andavano ad allagare la zona di cava. Per eliminare questo inconveniente e rendere allo stesso tempo più stabili le scarpate di coltivazione (diminuzione delle pressioni neutre), il Gruppo Minerario impiantò una serie di pozzi d'emungimento profondi, ubicati lungo il perimetro della zona di scavo. L'intento era quello di deprimere la superficie piezometrica sino a livelli tali da non interferire più con quella topografica.

Attualmente, a circa venticinque anni dal termine della coltivazione, con la disattivazione dei pozzi di emungimento e con il Cavo Castelnuovo parzialmente riempito con materiali argillosi provenienti dagli attigui scavi, i livelli piezometrici sono risaliti adeguandosi alle nuove condizioni geomorfologiche e idrogeologiche.

Recenti sondaggi, effettuati a seguito dell'approfondimento dell'assetto geologico e geomorfologico dell'ex area mineraria, mostrano l'assenza di una falda all'interno dei materiali limo-argillosi (Argille di Meleto) almeno fino ad una profondità di 40-50 m dal p.c.

Una falda è stata invece rinvenuta nella porzione più superficiale della stessa Formazione che si presenta molto allentata e con una maggiore componente limo-sabbiosa. Il livello freatico è ubicato mediamente a 3-4 m di profondità dal p.c.

8 SISMICITÀ DEL SITO

8.1 Aspetti sismo-tettonici dell'area

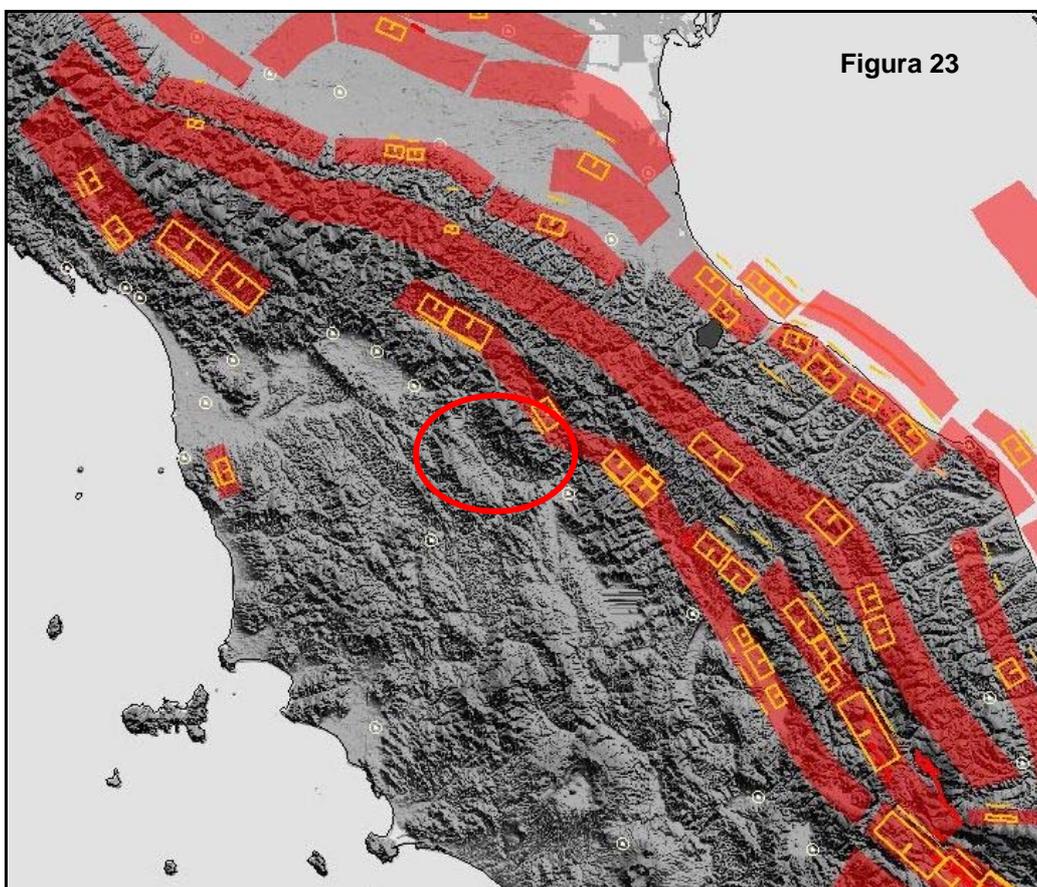
Lo schema sismotettonico proposto da vari autori indica che le principali strutture sismogeniche, del margine interno della catena appenninica, partendo dalla Lunigiana,

Garfagnana, Mugello, fino all'alta valle Tiberina, corrispondono alla parte attiva della gradinata listrica, immergente verso il Tirreno, espressa in superficie da faglie sintetiche con immersione SW e faglie antitetiche ad immersione NE.

Procedendo da NW verso SE risulta evidente la mancanza di continuità tra le varie strutture sismogeniche (Lunigiana-Garfagnana-Mugello-Valdarno). Queste appaiono chiaramente disassate ed interrotte da elementi trasversali che ne limitano la continuità. La lunghezza massima sembra non superare una cinquantina di chilometri. Le strutture trasversali sono probabilmente anch'esse sismogeniche, ma a più basso potenziale, per le ridotte dimensioni delle faglie, delimitanti i vari bacini, che non superano generalmente qualche chilometro.

Dal catalogo delle superfici sismogenetiche, disponibile in seguito allo sviluppo del progetto SEE-GeoForm "Site Effects Evaluation - Geological Form" (consultabile al sito <http://www.seegeoform.it/>), risulta che vicino alla zona in esame esiste una superficie sismogenetica (Figura 4) costituita dalla superficie composita ITCS076.

Che interessa la zona a monte sviluppandosi prevalentemente sulla linea dello spartiacque (Pratomagno) e il versante casentino, situato a circa 10 km dalla zona in esame. Su questo settore la magnitudo massima attesa è di 5.8 con ipocentri molto superficiali (da 1 a 5 km).



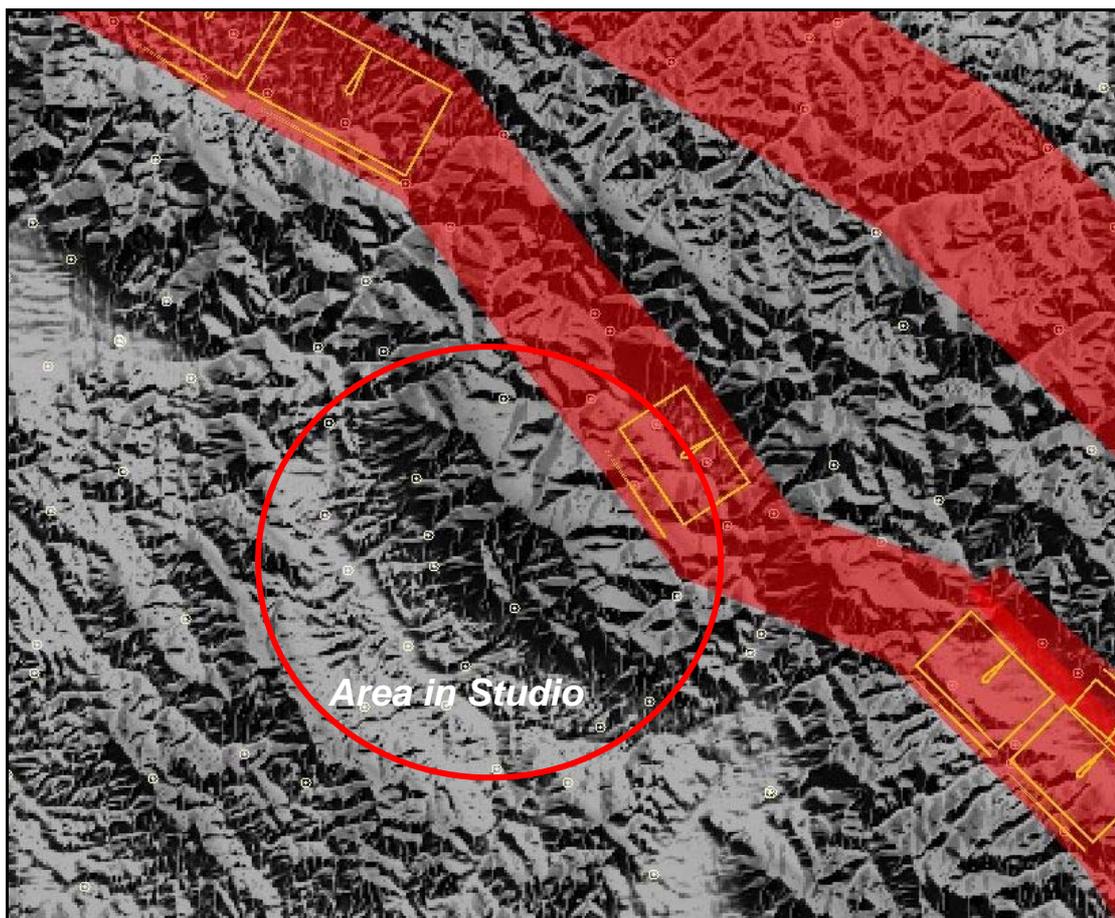


Figura 24

9 INDAGINI GEOGNOSTICHE

Nell'ambito delle attività di elaborazione dei documenti costituenti il progetto di recupero ambientale dell'Area Mineraria di Santa Barbara è attualmente in corso presso l'Ingegneria Civile Idraulica della Divisione Generazione ed Energy Management di Enel, il progetto esecutivo per la realizzazione dell'emissario del lago di Castelnuovo.

Quale supporto a tale fase di progettazione assumono particolare rilevanza le indagini geologico-tecniche e le prove di caratterizzazione dei terreni affioranti sulle aree afferenti il tracciato dell'emissario.

I dati esistenti pregressi sulla Miniera di Santa Barbara sono molto numerosi e si riferiscono a sondaggi a carotaggio continuo, a prove sismiche ed in situ, oltre ad analisi e prove di laboratorio.

Per l'area in oggetto sono disponibili, al di là dei dati storici, dati recenti relativi ad un'ampia campagna geognostica realizzata negli anni 2011-2012, consistente in sondaggi, prove penetrometriche SPT, prove di permeabilità in foro, analisi di laboratorio su campioni indisturbati e stendimenti sismici.

Le indagini programmate nell'attuale fase di progettazione vengono quindi a colmare le carenze di carattere geologico e geotecnico con l'acquisizione di un adeguato volume di dati necessario all'elaborazione di un quadro esaustivo delle caratteristiche intrinseche dei materiali costituenti il sito.

Vengono inoltre approfondite le attuali conoscenze definendo un modello geologico ed un effettivo schema geotecnico di riferimento, più aderenti alle reali condizioni dei luoghi.

In particolare la campagna geognostica in progetto, sviluppata a valle dei rilievi geologici e geomorfologici, è stata formulata nell'ottica di:

- Acquisire, per mezzo dell'esecuzione di 10 nuovi sondaggi, associati a circa 1000 ml di rilievi sismici a rifrazione (onde p ed s), una migliore definizione dei reali contatti litostratigrafici del sottosuolo e degli spessori detritici sulle aree prospicienti il tracciato dell'emissario in progetto.
- Definire, attraverso n. 10 prove in situ: SPT, e n. 11 prove di permeabilità (Lefranc), le caratteristiche geotecniche ed idrogeologiche dei terreni coesivi e granulari presenti sull'area.

Nel corso della campagna, per un ulteriore approfondimento delle conoscenze sulle caratteristiche e sul comportamento dei terreni, sono stati sottoposti a prove di laboratorio 30 campioni, prelevati durante i sondaggi.

Su tali campioni sono state determinate sia le proprietà fisiche, attraverso prove classificative (analisi granulometrica, limiti di Atterberg, peso di volume, contenuto in acqua), che le caratteristiche di resistenza e deformabilità dei materiali attraverso prove triassiali (consolidate non drenate C.I.U.).

10 CONCLUSIONI

Nella presente relazione sono state descritte le caratteristiche geologico-morfologiche, idrogeologiche e geomeccaniche delle aree prospicienti il tracciato dell'emissario in progetto.

Il rilevamento geologico effettuato, integrato dai dati dell'attuale e delle precedenti campagne geognostiche, porta a concludere che: la sequenza lito-stratigrafica, comprendente sia l'area d'imposta della dell'opera di presa che il retrostante bacino, è costituita da terreni di riporto, mentre la restante parte del tracciato è impostato su terreni in posto costituiti essenzialmente dalla Formazione delle Argille di Meleto.

Non sono stati rilevati, durante la ricognizione geologica e fotointerpretativa delle pendici afferenti il tracciato, movimenti gravitativi in atto o fenomeni morfologici che possano condizionare l'esecuzione dei lavori. Solo la porzione terminale del percorso dovrà essere oggetto di particolare attenzione durante le operazione di scavo a causa delle strutture relitte facenti parte del complesso di smistamento della lignite verso la Centrale Termoelettrica (Bunker).

Per quanto attiene le caratteristiche idrologiche ed idrogeologiche, oltre alla caratterizzazione del reticolo idrografico ed alla distribuzione delle acque sotterranee, sono stati raccolti dati relativi alla permeabilità dei terreni che saranno oggetto di movimentazione. I valori rilevati, che risultano generalmente bassi o molto bassi, consentono di ipotizzare l'assenza di particolari venute d'acqua, lungo lo sviluppo delle scarpate di scavo, che ne possano compromettere od ostacolarne l'esecuzione e il loro successivo mantenimento. Per quanto attiene le pendici delimitanti il tracciato fluviale, è stato previsto, a termine della loro profilatura, il completo rivestimento con essenze erbacee ed arbustive così da limitare quanto possibile l'insorgenza di fenomeni erosivi o gravitativi che potrebbero prodursi soprattutto a seguito di fenomeni meteorici significativi.

Sulla base di quanto esposto non si ravvisano elementi di pericolosità geologica in seguito alla realizzazione del nuovo tracciato fluviale. Riteniamo pertanto che tale Esecuzione con partenza dalla quota di massima ritenuta del lago di Castelnuovo, fino alla confluenza con il Borro dei Lanzi in località Due Borri, non venga, nel suo complesso, a turbare il generale equilibrio morfologico ed idrogeologico raggiunto dal sito e possa pertanto essere realizzato.

Firenze settembre 2014



Il Geologo

Dott. Geol. Giuseppe Gullotto

11 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ABBATE E. (1983) Schema stratigrafico della successione neoautoctona del Valdarno Superiore e del bacino di Arezzo. In: "I depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore.", Centro Studi Geol. App., Guida alla escursione del Gruppo informale "Sedimentologia" del CNR, pp 1-6

ABBATE E., BRUNI P. & SAGRI M. (1991) Sezione geologica dai Monti del Chianti al Passo dei Mandrioli. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 211-15.

ABBATE E., SAGRI M. & BORTOLOTTI V. (1981) – Excursion No.5: Olistostromes in the Oligocene Macigno Formation (Florence area). Introduction: An approach to Olistostrome interpretation. In Ricci Lucchi F., ed, International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, Bologna, 1981, Excursion guidebook, Tecnoprint, Bologna, 165-185.

ALBIANELLI A., BERTINI A., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1995) Il Bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno Superiore: eventi deposizionali, paleomagnetici e paleoclimatici. Il Quaternario, 8/1, 11-18.

AZZAROLI A. & LAZZERI L. (1977) I laghi del Valdarno Superiore. Centro Studi Geologia Appennino CNR, Università di Firenze, Pubbl.26, 4 pp.

BARTOLINI C., BERTINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI PL., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale: Note illustrative. Mem. Soc. Geol. It., 101, 523-49.

BENVENUTI M. (1992) Stratigrafia e sedimentologia dei depositi fluvio-lacustri Plio-Pleistocenici dell'area nord-occidentale del Valdarno Superiore (Toscana). Riv. It. Paleont. Strat., 98, 476-86.

BOCCALETTI M., CERRINA FERRONI A., MARTINELLI P, MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1991) L'alternanza distensione-compressione nel Quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino Settentrionale. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1991/1, 187-192.

BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino Settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1, 51-72.

BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It. 21, 359-373.

BONINI M., MORATTI G., SANI F. & BALESTRIERI M.L. (2011) Compression-to-extension record in the Late Pliocene-Pleistocene Upper Valdarno Basin (Northern Apennines, Italy): structural and thermochronological constraints. It. J. Geosc.

CGT-SPINOFF – Università degli studi di Siena –(2012)

Studio ed approfondimento dell'assetto geologico e geomorfologico dell'ex miniera di S. Barbara.

COLI M. (2011). Contratto di ricerca tra ENEL Produzione SpA e Università degli Studi di Firenze Dipartimento di Scienze della Terra. Attività di supporto scientifico, tecnico e

consulenza nel campo geologico presso il sito minerario di Santa Barbara (AR) - RELAZIONE FINALE.

COLI N. (2010). Metodi avanzati di indagine di ammassi rocciosi a blocchi in matrice (bimrock). Tesi di dottorato di ricerca in geingegneria georisorse e ingegneria geotecnica, Alma Mater Studiorum Università di Bologna.

D'ELIA B. (1993) Fronti di scavo nella miniera di Santa Barbara nelle Argille Scagliose. GEAM, 30, 133-139

DANISE S. (2005) Sedimenti alluvionali ed eolici alla base del Subsistema di Montevarchi (Bacino del Valdarno Superiore): rapporti stratigrafici e ricostruzione paleoambientale. Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, 124pp.

ESU F. & D'ELIA B. (1996a) Il lago di Castelnuovo ed il suo emissario. ENEL, Relazione Geotecnica.

FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANDRELLI F., (1999) Carta geologica della parte settentrionale dei Monti del Chianti. Scala 1:25.000. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena.

GHINASSI M. & MAGI M. (2004) Variazioni climatiche, tettonica e sedimentazione al passaggio Pliocene Medio–Pliocene Superiore nel bacino del Valdarno Superiore (Appennino Settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 123, 301-10.

GULLOTTO G. (2006). Progetto per il recupero ambientale della miniera di Santa Barbara approfondimenti e integrazioni. Relazione Geologico-tecnica 2006.

GULLOTTO G. (1982). La geologia del bacino lignitifero di S. Barbara e le sue modificazioni idrogeologiche dovute agli scavi minerari.

GOLD O. (1955) Progetto per la coltivazione a cielo aperto del giacimento di Castelnuovo dei Sabbioni. Relazione per conto della Società Santa Barbara.

LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1991) Structural features of the lignitiferous basin of Santa Barbara, Upper Valdarno area. Boll. Soc. Geol. It., 110, 459-467.

MARTINI I. P. & SAGRI M. (1994) The Late Miocene – Pleistocene extensional basins of the Northern Apennines: facies distribution and basin fill architecture. Mem. Soc. Geol. It., 48, 375-380.

SAGRI M. (1991) Evoluzione sedimentaria e tettonica del bacino fluvio-lacustre del Valdarno Superiore. Mem. Valdarnesi, Serie 7, Fasc. 7.

SANI F. & BONINI M. (2005) I bacini del settore interno dell'Appennino Settentrionale nel quadro dell'evoluzione geodinamica neogenico-quadernaria. Accademia Valdarnese del Poggio, Convegno "Ricerca geologica e paleontologica nel Valdarno Superiore: nuovi dati ed approfondimenti", 3/6/2005.