



COMUNE DI
RIOLO TERME



REGIONE
EMILIA-ROMAGNA



PROVINCIA DI
RAVENNA



Corso Matteotti
Cinisello Balsamo (MI)

ELAB.

TITOLO:

A

**STUDIO GEOLOGICO, STRUTTURALE,
GEOMORFOLOGICO ED IDROGEOLOGICO
DEL VERSANTE NORD-ORIENTALE
DI MONTE TONDO**

Ed. 01 Rev. 00

24/05/2008

Rif.

DV08200803_RG

GRUPPO DI LAVORO

Responsabile

Ing. Antonello Fanti

Coordinatore

Dott. Geol. Marco Giampietro

Analisi geologico strutturale

Dott. Geol. Camilla De Girolamo

Analisi idrogeologica

Dott. Geol. Alessandro Mascitti

Ing. Antonello Fanti

Dott. Geol.
Marco Giampietro

Dott. Geol.
Camilla De Girolamo

Dott. Geol.
Alessandro Mascitti



TERRITORIO, AMBIENTE
INDUSTRIA, EDILIZIA

ING. ANTONELLO FANTI
www.studiofanti.com

Via G. Pianell 4 66100 CHIETI
0871/66746 - info@studiofanti.com

INDICE

1. ANALISI GEOLOGICO STRUTTURALE	2
1.1. INTRODUZIONE	2
1.2. METODOLOGIE	3
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	3
3. RILEVAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE NELLE ZONE DI FAGLIA	6
4. CARATTERISTICHE LEGATE ALLA FRATTURAZIONE	8
4.1. CARATTERISTICHE DELLA ROCCIA IN AREE ASSOCIATE ALL'AZIONE DI FAGLIE DIRETTE.....	8
4.2. CARATTERISTICHE DELLA ROCCIA IN AREE ASSOCIATE AI PIANI DI SOVRASCORRIMENTO.	12
5. ANALISI DELLA FRATTURAZIONE.....	17
6. INTRODUZIONE ANALISI IDROGEOLOGICA	23
6.1. CARSISMO	24
6.1.1. Introduzione.....	24
6.1.2. L'idrodinamica quale fattore condizionante la speleogenesi.....	24
6.1.3. I meccanismi speleogenetici e le forme peculiari conseguenti	25
6.1.4. I Depositi Fisici	27
6.2. QUADRO GENERALE DELL'AREA IN ESAME:	31
6.3. QUADRO DI DETTAGLIO DELL'AREA IN ESAME:	34
6.4. VALUTAZIONI DI ORDINE IDROGEOLOGICO GENERALE	37
6.4.1. Definizione delle unità stratigrafiche	37
6.5. UNITA' LITOSRATIGRAFICA-IDROSTRATIGRAFICA RICONOSCIUTA	37
6.6. RILIEVO ELEMENTI IDROGEOLOGICI – CARSICI SUPERFICIALI:	39
6.7. SISTEMA CARSICO PROFONDO DI MONTE TONDO:	42
6.8. ANALISI E CONSIDERAZIONI	43
6.9. ANALISI SISTEMA IDROLOGICO SUPERFICIALE	45
6.10. ANALISI E SINTESI IDROGEOLOGICA	47
CARTA DEGLI AFFIORAMENTI FOTOGRAFATI.....	49
Bibliografia	50

1. ANALISI GEOLOGICO STRUTTURALE

1.1. INTRODUZIONE

L'area di interesse è situata nei pressi della Valle del Senio (Foto 1). In particolare, oggetto del presente lavoro è la cava di Borga Rivola situata sul Versante destro della Valle del Senio, compresa nel territorio dei comuni di Casola Valsenio e Riolo Terme.



FOTO. 1 - PANORAMICA DELLA CAVA DEI GESSI DI BORGO RIVOLA, VALLE DEL SENIO.

Le finalità principali di questo studio vogliono essere:

- 🌀 la definizione dell'assetto strutturale della Valle del Senio, peraltro già ben descritta da diversi Autori;
- 🌀 la valutazione dell'influenza del grado di fratturazione (sulla porosità secondaria) determinato da faglie normali e sovrascorrimenti nella circolazione dei fluidi nella zona in esame.

A tal proposito è bene evidenziare che negli ultimi anni è stato ampiamente studiato il controllo delle faglie normali pre e sin orogeniche nella strutturazione delle catene (ZIEGLER, 1983; COOPER & WILLIAMS, 1989; BUCHANAN & BUCHANAN, 1995; COWARD *et al.*, 1999) : faglie estensionali pre e sin-orogeniche determinano, insieme alle faglie sin-*thrusting* (spesso associate a collasso gravitazionale dell'orogene) ed alle faglie post-orogeniche, la geometria finale della catena e giocano un ruolo fondamentale nella circolazione dei fluidi.

1.2. METODOLOGIE

Verranno di seguito descritte le diverse metodologie utilizzate che hanno permesso la raccolta dati e la successiva elaborazione.

- ④ rilevamento geologico-strutturale e geomeccanico (la raccolta dati è avvenuta tenendo conto delle normativa I.S.R.M).
- ④ analisi ed elaborazione dati.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area oggetto di studio è parte della Vena del Gesso che si estende dalla Valle del Sillaro a quella del Lamone. La Formazione della Gessoso-Solfifera rappresenta un livello stratigrafico e cronologico di riferimento in quanto legato ad un evento geologico di estrema importanza che ha determinato l'isolamento del Mediterraneo dagli oceani. Tale isolamento, ripetutosi in meno di 1 milione di anni, ha trasformato gran parte dei bacini del Mediterraneo in gigantesche saline permettendo la deposizione del gesso (Messiniano).

L'intero pacco sedimentario (Fm. della Gessoso – Solfifera) può essere suddiviso in 3 litotipi:

- ④ Argille a Colombacci;
- ④ Calcarei evaporitici;
- ④ Gessi.

La Fm. della Gessoso-Solfifera, a sua volta, poggia sulla Fm. della Marnoso-Arenacea (Messiniano p.p.).

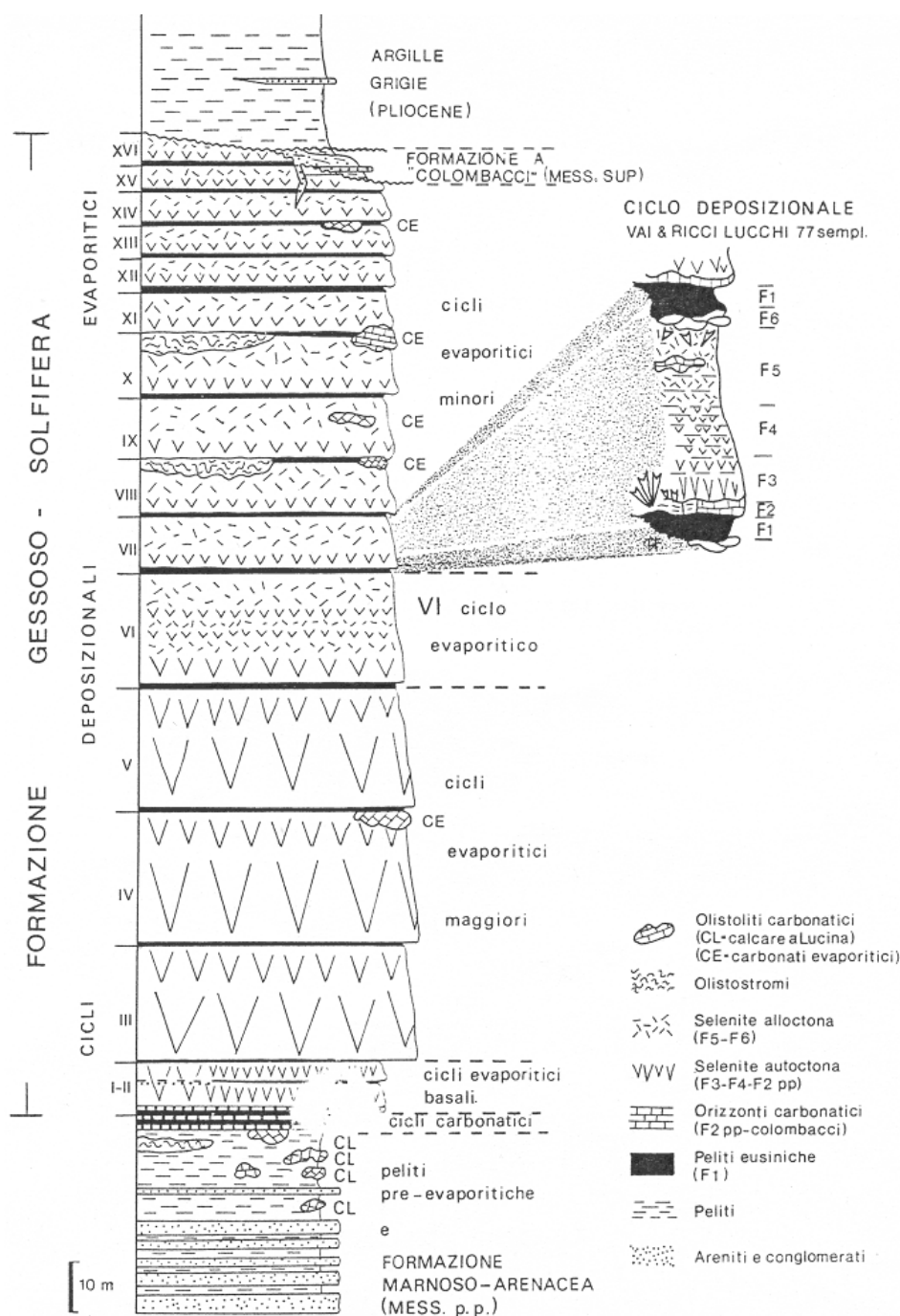


FIG. 1 - SCHEMA LITOSTRATIGRAFICO DELLE UNITÀ E FORMAZIONI MESSINIANE DELLA VENA DEL GESSO IN ROMAGNA OCCIDENTALE (da MARABINI *et al.*, 1985).

Al tetto della Fm. della Gessoso-Solfifera si trovano le argille grigio-azzurre del Pliocene inferiore e/o da alcuni metri di gessi selciferi e calcare (Fm. a Colombacci).

La vena del gesso è formata da 13/15 banchi di gesso prevalentemente selenitico di spessore compreso tra 2 e 20 m., le intercalazioni tra i banconi sono costituite da argille scure caratterizzate da un'alta concentrazione di resti fossili.

Il tratto della vena del Gesso dal Senio al Sillaro corrisponde al punto di massima larghezza ed accumulo del bacino originario. La potenza massima del giacimento è stata rilevata dai sondaggi Agip Mineraria (1973) ed è pari a 193 m.

Nell'area della Vena del Gesso sono presenti sovrascorrimenti (SSW) di fase intramessiniana ragionevolmente connessi con avanscorrimenti (NNE) per la maggior parte sepolti al di sotto delle Formazioni del Plio – Pleistocene.

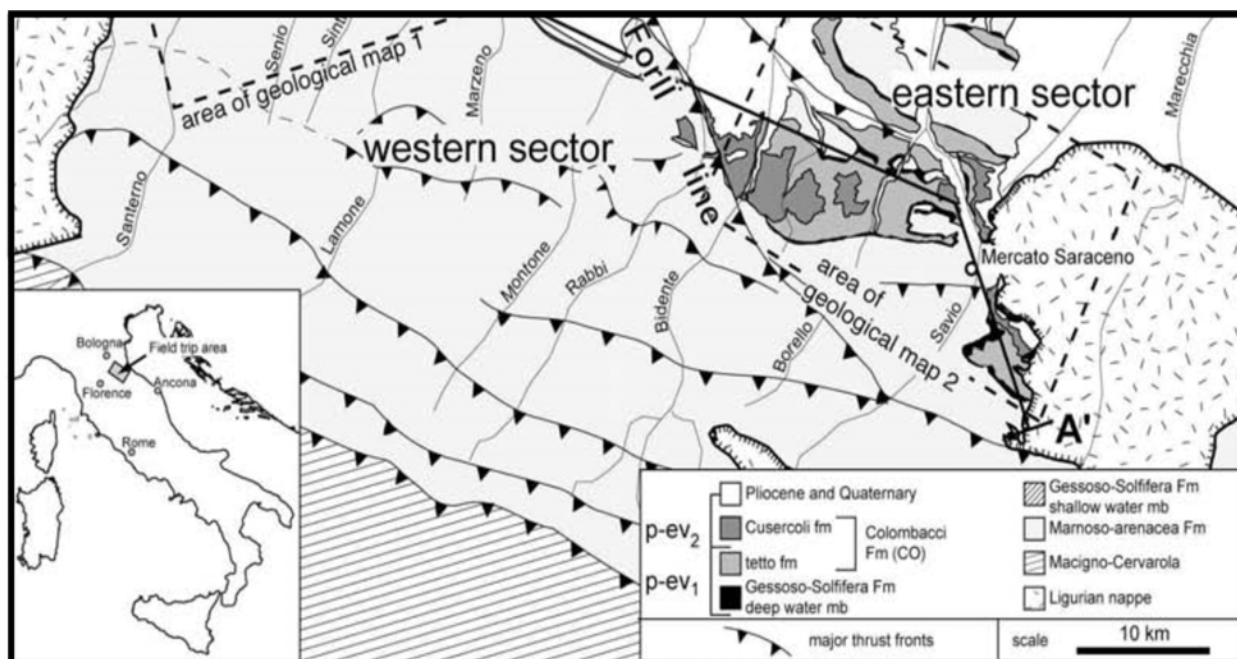


FIG. 2 – SCHEMA GEOLOGICO SEMPLIFICATO DELL'APPENNINO ROMAGNOLO (MODIFICATO DA ROVERI *et al.*, 2004).

Nell'area di studio è presente un sistema di faglie, la più importante delle quali, testimonianza dei movimenti tettonici che hanno interessato la Vena del Gesso, è la faglia longitudinale (denominata *Scarabelli Fault*) che attraversa l'area di cava in corrispondenza della località Crivellari ed ha un andamento sub parallelo alla direzione dei banchi di gesso.

Viene, inoltre, segnalata la presenza di una faglia principale a carattere distensivo che attraversa l'area di cava, il fiume Senio e prosegue tagliando la Vena del Gesso fino a Sasso Letroso. La suddetta faglia ha un rigetto stratigrafico di circa 40-50 m. ed ha una coniugata caratterizzata da un rigetto di di circa 15-20 m.

Questo sistema distensivo (che comprende anche strutture associate) taglia tutte le strutture presenti nell'area, definendo un'età della deformazione abbastanza recente e valutata intorno al post- Pleistocene inferiore.

È importante sottolineare come questi sistemi di faglie, a cui corrispondono zone di intensa fratturazione, rappresentino un canale privilegiato per lo sviluppo di diverse zone carsiche (doline, inghiottitoi, cavità...) e, quindi, influenzando sulla porosità secondaria dell'ammasso roccioso.

3. RILEVAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE NELLE ZONE DI FAGLIA

La formazione geologica denominata “Formazione della Gessoso-Solfifera” è caratteristica del Messiniano e si estende in molte aree della penisola italiana. Nella zona in esame, considerando le caratteristiche morfologiche legate alla giacitura ed assetto la suddetta formazione, viene denominata “Vena del Gesso”.

In questo lavoro si è cercato di stabilire il ruolo delle faglie normali e dei piani di sovrascorrimento studiandone le caratteristiche geometriche, cinematiche e delle rocce di faglia associate, allo scopo di stabilire il loro ruolo nel controllo della permeabilità (agendo come barriere o come condotti) nella circolazione dei fluidi.

In particolare, il grado di fatturazione (nella “*damage zone*”), lo spessore della fascia cataclastica nel *core* della faglia, anche in funzione del tipo litologico, la cronologia e, quindi, l’attività della faglia e l’evoluzione tettonica (riattivazione e neoformazione) e l’entità del rigetto, influenzano il grado di porosità secondaria di una roccia e quindi controllano il grado di permeabilità. In questo studio si cercato di stabilire le caratteristiche delle faglie normali e dei sovrascorrimenti dell’area, utilizzando i dati del rilevamento geologico – strutturale - geomeccanico per ottenere informazioni sulla disposizione nello spazio delle strutture principali.

Quindi, lo studio effettuato si propone di stabilire:

- ⊗ geometria delle strutture e relazioni di scala che legano le strutture secondarie a quelle principali;
- ⊗ caratteristiche della roccia di faglia in relazione alla litologia;
- ⊗ porosità secondaria della roccia in relazione alla fatturazione;
- ⊗ andamento nello spazio e caratterizzazione geomeccanica.

Lungo le faglie dirette ed i piani di sovrascorrimento è stato eseguito il rilevamento geologico – strutturale allo scopo di definire i caratteri macro e meso-strutturali delle rocce di faglia. In particolare, si è cercato di mettere in evidenza le caratteristiche delle faglie normali e dei piani di sovrascorrimento definite attraverso:

- ⊗ morfologia del piano di faglia/frattura (liscio, planare, ondulato, ecc.);
- ⊗ lunghezza, orientazione, pendenza e rigetto;
- ⊗ caratterizzazione della roccia di faglia e variazione granulometrica;
- ⊗ spessore interessato dalla fratturazione.

La raccolta dati è stata essenzialmente costituita da:

- ⊗ raccolta ed analisi dei dati bibliografici;
- ⊗ raccolta ed analisi dei dati raccolti in aree “caratteristiche”;
- ⊗ comparazione dati.

	ANTONELLO FANTI <i>Ingegnere</i>	DAVILLIA s.r.l.	STUDIO GEOLOGICO, STRUTTURALE, GEOMORFOLOGICO ED IDROGEOLOGICO DEL VERSANTE NORD-ORIENTALE DI MONTE TONDO	Ed. 01 Rv. 00	24/05/08
				Rif DV08200803_RG	Pag. 7

Per quanto riguarda i dati bibliografici (oltre a quelli generali) sono stati considerati quelli strettamente riguardanti l'ubicazione delle fratture, il loro andamento nello spazio, e le dimensioni.

Per quanto riguarda l'integrazione ai dati bibliografici è stata condotta una campagna di rilevamento strutturale.

Le difficoltà incontrate sono dovute principalmente:

- ② individuazione, nell'area indicata dal contratto, di affioramenti significativi;
- ② diffuso dilavamento e ricristallizzazione che hanno reso difficile l'individuazione di strutture ed loro andamento dello spazio;
- ② presenza di porzioni argillose che tendono ad assorbire con comportamento plastico la fratturazione.

4. CARATTERISTICHE LEGATE ALLA FRATTURAZIONE

Per caratterizzare la permeabilità e la porosità secondaria legate alle zone in cui il substrato è stato interessato dall'influenza di faglie normali e sovrascorrimenti sono state studiate le caratteristiche relative allo sviluppo delle zone interessate da fratturazione. In particolare sono state riscontrate sostanziali differenze tra:

- ☉ porzioni di roccia interessate da fratturazione di tipo distensivo;
- ☉ porzioni di roccia interessate da fratturazione di tipo compressivo.

Per quanto riguarda la cronologia delle strutture possiamo ragionevolmente affermare che le strutture principali che interessano l'area sono la faglia longitudinale denominata "Scarabelli" che ha andamento sub-parallelo ai banconi di gesso, e la faglia diretta caratterizzata da un rigetto di circa 40 m., con la sua coniugata, che taglia la Vena del Gesso fino a Sasso Letroso.

Le relazioni temporali che intercorrono tra queste strutture associano la prima ai sovrascorrimenti intra-messiniani e le seconde ad una fase disensiva del post Pleistocene inferiore.

4.1. CARATTERISTICHE DELLA ROCCIA IN AREE ASSOCIATE ALL'AZIONE DI FAGLIE DIRETTE.

Come già evidenziato in precedenza, nel rilevamento, fatta esclusione per l'area di cava, è stata una certa difficoltà nel trovare affioramenti significativi (per estensione ed esposizione).

Sono stati individuati tre sistemi principali di fratturazione, che insieme all'andamento della stratificazione, controllano la posizione e lo sviluppo del carsismo. Questi sistemi sono orientati rispettivamente: **NS, N110E e N40E**.

Per quanto riguarda le aree interessate dalla presenza di faglie dirette e/o fratture estensionali, la roccia mostra due caratteri principali:

- ☉ un dilavamento profondo che segue la fratturazione creando profondi solchi ed obliterando anche completamente le strutture iniziali (spesso, le fratture stesse diventano sede per la vegetazione); (Foto 24, 25, 26)
- ☉ la fratturazione è più marcata in coincidenza dei banchi di gesso caratterizzati da uno spessore minore;
- ☉ in presenza di lineamenti più importanti la roccia può registrare il movimento tettonico con la presenza di un piano di faglia vero e proprio. Non sono purtroppo ben riconoscibili le gradazioni della roccia di faglia che si estendono dal "core" fino alla roccia integra.

In generale, è evidente, che nelle zone interessate dalla presenza di faglie dirette e strutture minori associate, la roccia presenta una permeabilità secondaria elevata ed i

fluidi utilizzano le strutture presenti per permeare all'interno dell'ammasso roccioso (rappresentano un binario privilegiato per lo sviluppo della rete carsica).

La presenza, però, di livelli argillosi (Foto 14, 15, 16, 17) si interpongono tra un banco di gesso e l'altro, permettono di limitare la permeabilità della roccia e tendono ad assorbire la deformazione comportandosi plasticamente alle sollecitazioni.

Quindi, la tettonica distensiva fragile molto recente genera una marcata fratturazione, che si intensifica quanto più sono sottili i banconi gessosi coinvolti nella deformazione. Sono maggiormente interessate, di conseguenza, le fasce stratigraficamente più alte.



FOTO. 2 - PIANO DI FAGLIA DIRETTA, LOCALITÀ "CRIVELLARI". SONO BEN EVIDENTI STRUTTURE DI "RILASCIO" CARATTERISTICHE DEI PIANI DI FAGLIA. L'AFFIORAMENTO HA DIMENSIONI METRICHE ED IL PIANO HA GIACITURA **170/85**. IL PIANO AFFIORANTE RAPPRESENTA, RAGIONEVOLMENTE, IL CORE DELLA FAGLIA. LE DIMENSIONI DELL'AFFIORAMENTO, LA RICCA VEGETAZIONE ED IL TIPO LITOLOGICO PERMETTONO DI RICONOSCERE SOLO PARZIALMENTE LA VARIAZIONE GRANULOMETRICA TIPICA DI UN PIANO DI FAGLIA; INFATTI, SI RICONOSCE UN AUMENTO DELLE DIMENSIONI DEI CRISTALLI DI GESSO MAN MANO CHE CI SIALLONTANA DAL CORE.



FOTO 3 - PARTICOLARE DEL PIANO DI FAGLIA, LOCALITÀ "CRIVELLARI". SI POSSONO NOTARE PICCOLE PLACCHE DI CALCITE IN CUI SONO REGISTRATI INDICATORI DI MOVIMENTO (STRIE). LE STRIE SONO VERTICALI, E, IN ASSOCIAZIONE ALLA PENDENZA DEL PIANO STESSO, POSSIAMO Affermare CHE CI TROVIAMO IN PRESENZA DI UNA FAGLIA DIRETTA.

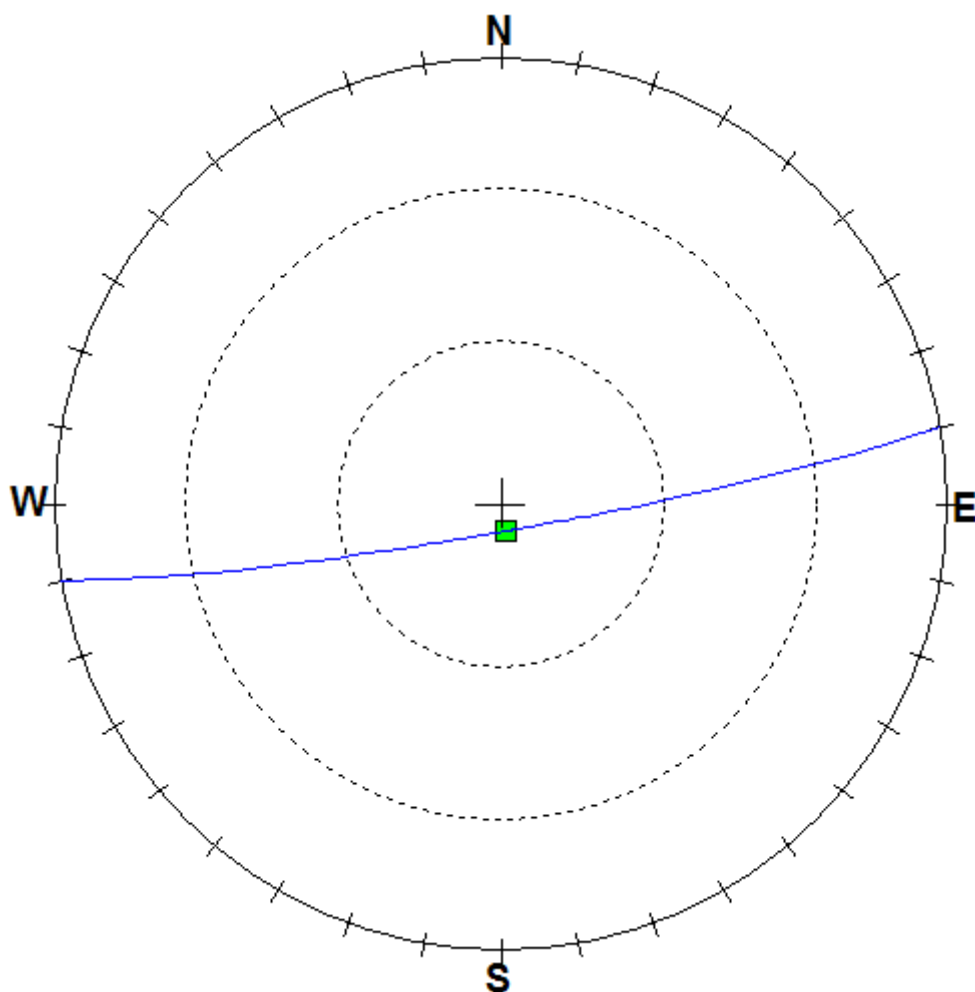


FIG. 3 – RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DELLA GIACITURA DELLA FAGLIA DIRETTA RILEVATA IN LOCALITÀ “I CRIVELLARI”.

4.2. CARATTERISTICHE DELLA ROCCIA IN AREE ASSOCIATE AI PIANI DI SOVRASCORRIMENTO.

Le rocce di faglia associate ai piani di sovrascorrimento hanno caratteristiche differenti rispetto a quelle connesse alle faglie normali. Infatti, la deformazione è più localizzata e le rocce di faglia sono molto più compatte. Come evidenziato dalle foto è ben visibile la deformazione: a tale sovrascorrimento si associa una zona di taglio che dà vita ad un ammasso caotico in cui non si riconosce nettamente il piano stesso.

Ciò che è ben evidente è che una deformazione di questo tipo tende a rendere impermeabili le rocce di faglia per presenza di una intensa ricristallizzazione e conseguente riempimento delle fratture.



FOTO 4 - LOCALITÀ "CEPETO" . AMMASSO CAOTICIZZATO PER LA PRESENZA DI UNA PIANO DI SOVRASCORRIMENTO.



FOTO 5 – LOCALITÀ “CEPETO”. IN FIGURA SONO BEN EVIDENTI I CRISTALLI DI GESSO MICROCRISTALLINO, DOVUTI ESSENZIALMENTE AL CAMPO DI STRESS A CUI SONO STATI SOTTOPOSTI, ED I CRISTALLI DI GESSO MACROCRISTALLINI, DOVUTI ESSENZIALMENTE AL RIEMPIMENTO DI FRATTURE.

In località Crivellari, è stata, invece, riscontrata la presenza di strutture compressive minori, che hanno conservato una struttura riconoscibile. Infatti, il piano di sovrascorrimento (probabilmente una struttura secondaria e, comunque, legata alla Scarabelli *Fault*) è ben riconoscibile con le sue strutture associate.



FOTO 6 – LOCALITÀ “CRIVELLARI”. PIANO DI SOVRASCORRIMENTO. SONO BEN VISIBILI L’ANDAMENTO DEL PIANO E LA STRUTTURA ASSOCIATA: IL GESSO SI UNCINA E SI PIEGA FINO A ROVESCIARSI AL *TIP POINT* DEL *THRUST*. IL PIANO HA GIACITURA **40/27**.



FOTO 7 – LOCALITÀ “CRIVELLARI”. PARTICOLARE DEL PIANO DI SOVRASCORRIMENTO: UNCINATURA DEI GESSI.

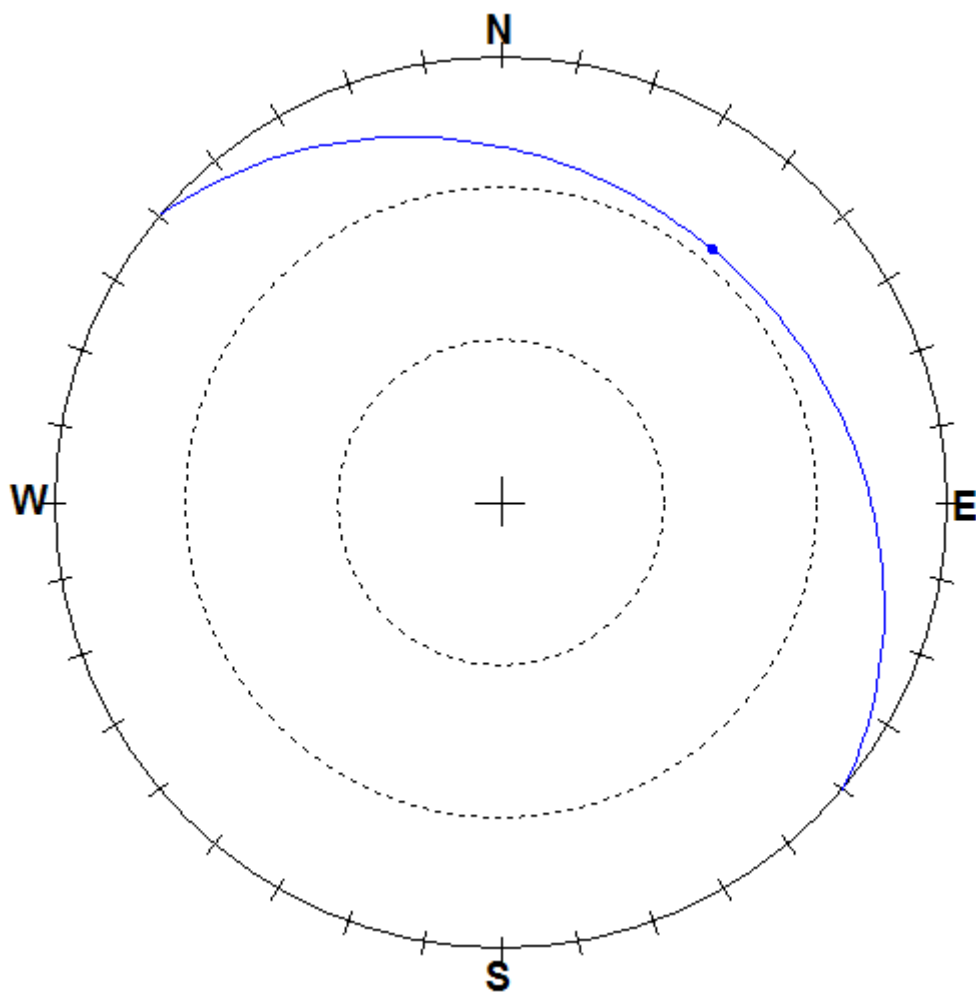


FIG. 4 – RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DELLA GIACITURA DEL SOVRASCORRIMENTO RILEVATO IN LOCALITÀ “CRIVELLARI”.

5. ANALISI DELLA FRATTURAZIONE.

L'analisi della fratturazione è stata basata principalmente su dati bibliografici facendo riferimento in modo particolare ai lavori di Fabbri *et al.* (1998) e Berry *et al.* (2007), e di nuova acquisizione.

La cava si sviluppa, all'incirca, secondo una direzione Nord-Sud, con una forma assimilabile ad un quadrilatero caratterizzato da :

- 🌀 Lato 1 - FRONTE **A** con giacitura 25/35;
- 🌀 Lato 2 - FRONTE **B** con giacitura 100/28 (parete formata da materiale inerte);
- 🌀 Lato 3 - FRONTE **C** con giacitura 200/43;
- 🌀 Lato 4 - FRONTE **D** con giacitura 275/42.

È importante sottolineare che la pendenza dei fronti è data dal valore dell'involuppo di fronti e pedate (BERRY *et al.*, 2007).

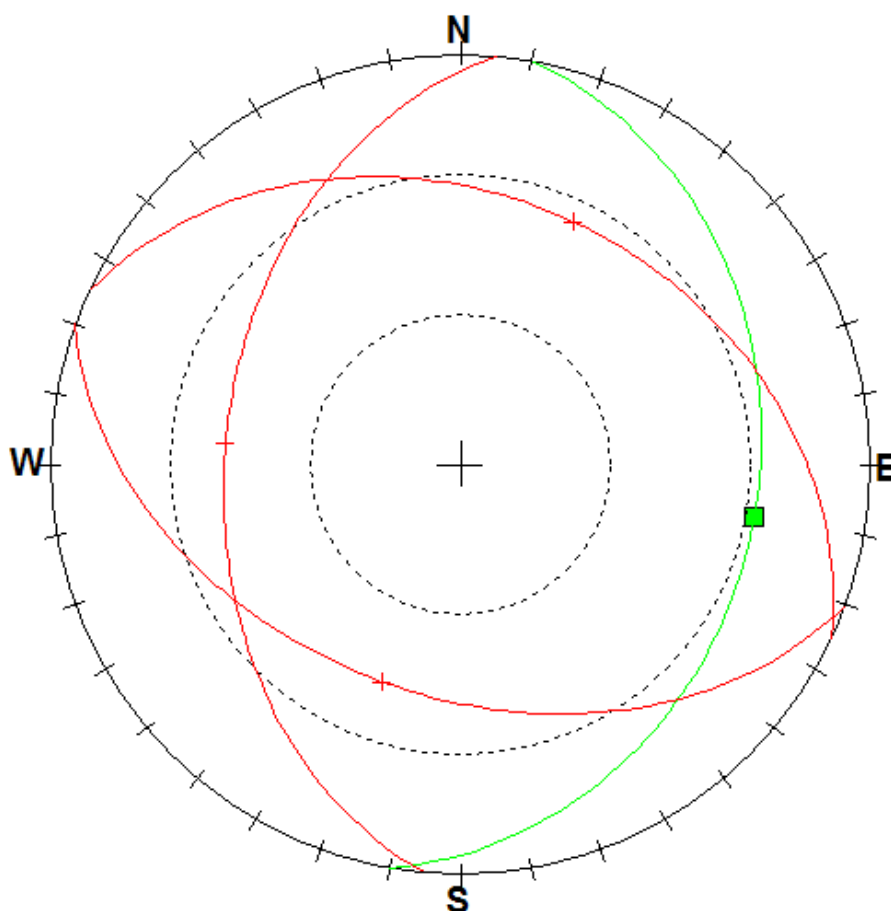


Fig. 5 - Diagramma di Schmidt. Le ciclografiche che rappresentano le superfici (lati) a, b, c e d della cava di gesso. In particolare, in rosso sono riportate le ciclografiche relative ai fronti veri e propri, mentre in verde è riportata la giacitura del fronte costituito da materiale inerte. I valori delle giaciture sono sempre espressi in immersione e pendenza.

La caratterizzazione geologico-strutturale è stata effettuata secondo le normative dell'ISRM. L'elaborazione sia dei dati raccolti in campagna che di quelli bibliografici è stata effettuata raggruppando in famiglie quelle fratture che, per caratteristiche analoghe, potevano essere trattate come appartenenti allo stesso gruppo d'origine.

Invece, ogni punto rappresentato è stato trattato come singolo, ma in realtà rappresenta una serie di punti che hanno la medesima misura (all'incirca da 2 a 6).

Il rilevamento è stato condotto sia sul fronte di cava sia nelle aree limitrofe alla cava. Per quanto riguarda l'area di cava, è stato possibile sfruttare i rilevamenti precedenti i quali, vista la completezza, sono stati verificati ed integrati solo con dierse misure. Per quanto riguarda le aree limitrofe, i problemi sono stati maggiori a causa dell'intensa vegetazione presente ed alla propensione dei gessi al dilavamento. In ogni caso, dove è stato possibile, sono state effettuate delle stazioni di misura che hanno evidenziato la presenza di una fratturazione con andamento generalmente simile a quella dell'aera di cava.

Di tali fratture sono stati rilevati:

- ☉ L'orientazione (andamento nello spazio delle discontinuità misurate in immersione e pendenza);
- ☉ La spaziatura;
- ☉ La frequenza;
- ☉ L'estensione;
- ☉ La scabrezza;
- ☉ L'apertura;
- ☉ Il riempimento;

I paramenti sopra elencati hanno permesso di definire lo stato di fratturazione globale dell'ammasso roccioso e delle proprietà meccaniche dei giunti.

Le discontinuità rilevate sono caratterizzate da superfici pressoché regolari con andamento planare o debolmente ondulato, pertanto, l'errore di misura della bussola è abbastanza limitato.

In generale, tutte le principali famiglie di discontinuità sono caratterizzate da ampia spaziatura che varia da decine di cm a qualche metro. Le superfici hanno limitata scabrezza.

I giunti di strato e le fratture che immergono nella stessa direzione ma con pendenze differenti, presentano una continuità abbastanza marcata ed una apertura maggiore rispetto agli altri sistemi.

Utilizzando sia dati bibliografici che di nuova acquisizione, vengono in seguito riportati diagrammi (*stereonet*) in cui vengono rappresentate le fratture raccolte in famiglie principali. Le fratture sono sostanzialmente dovute ad azione di un campo di stress distensivo (cronologicamente successivo) e sono generalmente riempite di gesso ricristallizzato e/o argilla. La continuità nello spazio delle fratture è definita dai limiti dei banconi stessi. Infatti in corrispondenza del cambio litologico (alternanza gessi-argille) le suddette fratture spesso si interrompono e si chiudono.

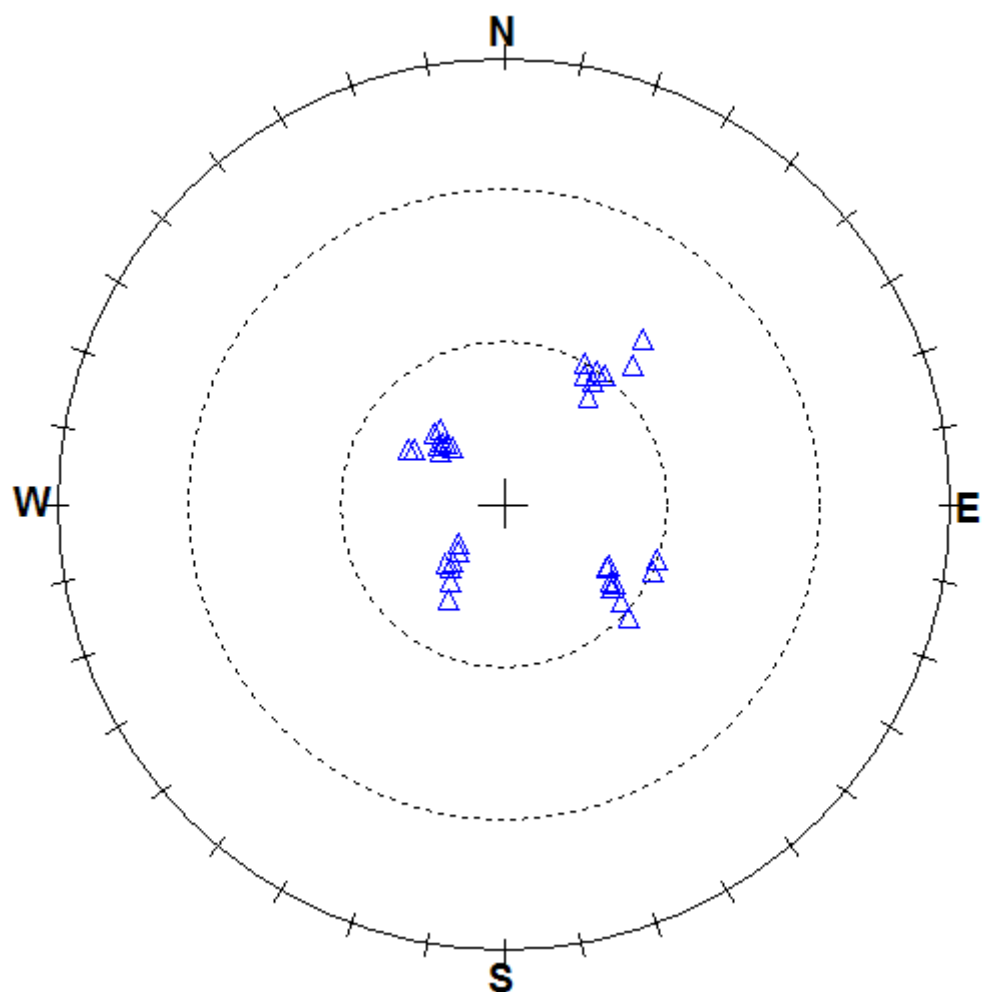


FIG. 6 - RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DEI DATI DI FRATTURAZIONE RELATIVI ALL'AREA DI CAVA. I DATI PROVENGONO DALLO STUDIO DI BARRY (2007) INTEGRATI CON DATI DI NUOVA ACQUISIZIONE.

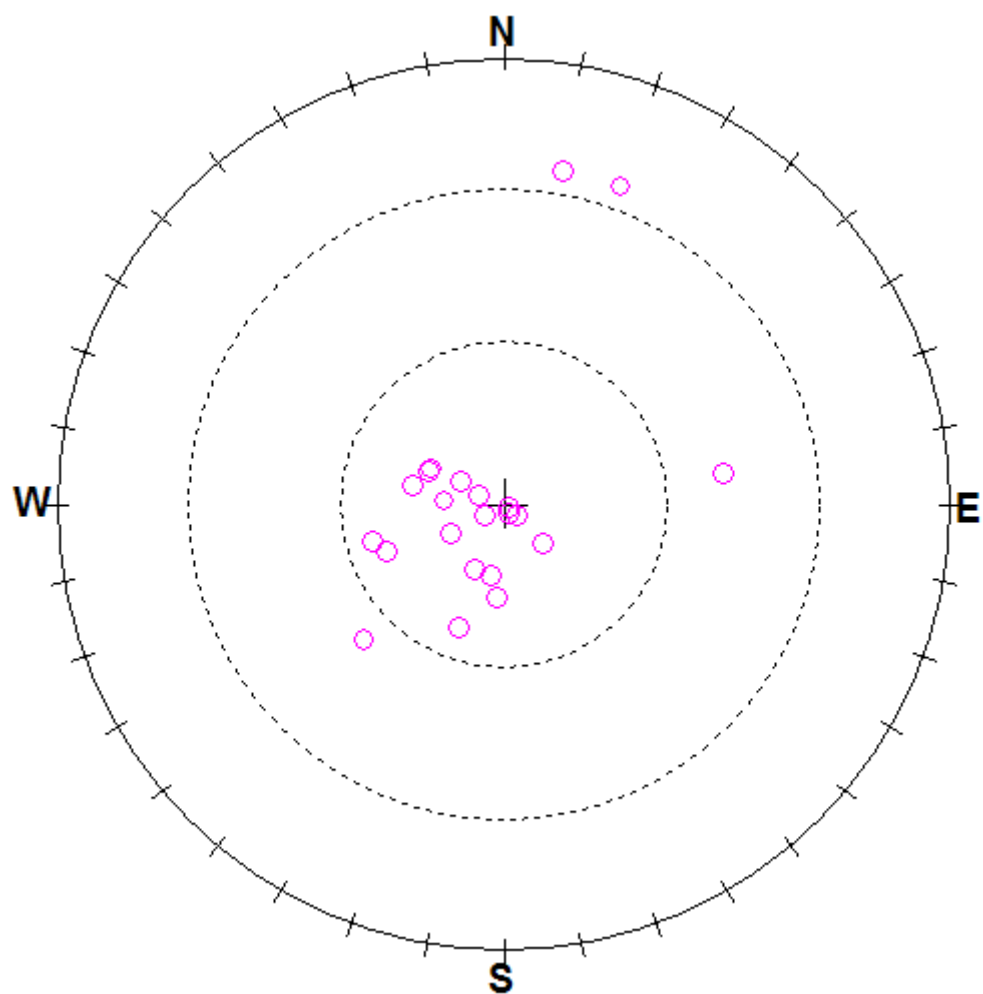


FIG. 7 - RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DEI DATI DI FRATTURAZIONE RELATIVI ALL'AREA DI CAVA. I DATI PROVENGONO DALLO STUDIO DI FABBRI (1998) E SONO STATI INTEGRATI CON ALTRI DI NUOVA ACQUISIZIONE.

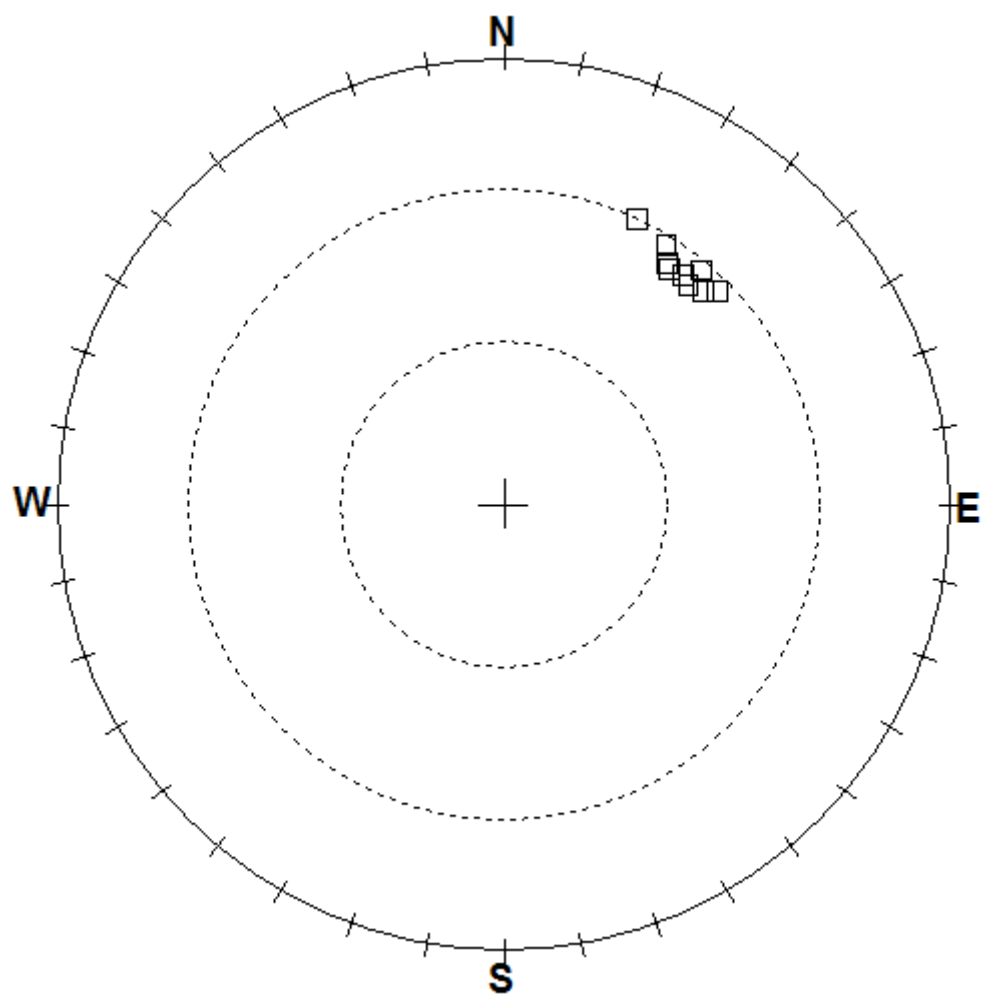


FIG. 8 - RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DEI DATI DI RELATIVI ALLA GIACITURA DEGLI STRATI. I DATI PLOTTATI PROVENGONO DALLI STUDI DI BARRY (2007) E DI NUOVA ACQUISIZIONE.

N° FRATTURA	IMMERSIONE	PENDENZA
1	282	73
2	294	75
3	296	75
4	274	79
5	298	81
6	290	85
7	200	66
8	184	73
9	190	77
10	204	77
11	134	80
12	128	89
13	152	88
14	130	87
15	20	25
16	10	25
17	238	86
18	242	79
19	226	54
20	248	67
21	254	65
22	82	49
23	38	62
24	225	78
25	128	69
26	315	76
27	35	36
28	30	36
29	32	32
30	38	35
31	40	36
32	40	32
33	34	35
34	35	60
35	38	60
36	38	65
37	32	62
38	36	62
39	220	75
40	221	76
41	224	78
42	225	75
43	120	68
44	125	65
45	122	68
46	128	65
47	126	66
48	310	75
49	312	74
50	318	76
51	315	74
52	316	72

TAVOLA 1 – SONO ELENCALE LE MISURE DELLE FRATTURE E LA GIACITURA DEGLI STRATI UTILIZZATE PER CREARE I PLOT. I DIFFERENTI COLORI FANNO RIFERIMENTO ALLE DIFFERENTI FONTI UTILIZZATE PER LO STUDIO GEOLOGICO-STRUTTURALE. IN PARTICOLARE: IN ROSSO SONO RIPORTATI I DATI PROVENIENTI DAL LAVORO DI FABBRI (1998), IN NERO SONO RIPORTATI I DATI OTTENUTI DAL RILIEVO GEOMECCANICO DEL LAVORO DI BERRY (2007), IN BLU I DATI RELATIVI ALLA GIACITURA DELLA STRATIFICAZIONE DAL LAVORO DI BERRY (2007) E NUOVA ACQUISIZIONE ED, INFINE, IN VIOLA DATI CHE VANNO AD INTEGRARE I PRECEDENTI SOPRAELENCALE DI NUOVA ACQUISIZIONE. OGNI NUMERO PROGRESSIVO INDICA, NATURALMENTE UNA FAMIGLIA DI FRATTURE CARATTERIZZATA DALLLO STESSO ANDAMENTO E PENDENZA.

6. INTRODUZIONE ANALISI IDROGEOLOGICA

La zona in oggetto è parte della Vena del Gesso romagnola, in particolare lo studio si riferisce all'area di Monte Tondo (comuni di Casola Valsenio e Riolo Terme, provincia di Ravenna) interessata dalla cava di Borgo Rivola (Foto 8).

Scopo complessivo dello studio è quello di fornire un inquadramento delle problematiche geologico - strutturali ed idrogeologiche dell'area di cava, al fine di programmare eventuali indagini di dettaglio e le attività di monitoraggio idrogeologico. Nei paragrafi seguenti sarà affrontato ed analizzato, dopo una prima parte introduttiva sui processi carsici-idrodinamici, il quadro idrogeologico di dettaglio relativo sia al sistema ipogeo che superficiale facendo ricorso ai dati fino ad oggi presenti in bibliografia, alla campagna di rilevamento geologico-strutturale-idrogeologica effettuata a tale scopo ed all'analisi geologico-strutturale presentata nei paragrafi precedenti.



FOTO 8 – Panorama area in studio da Ovest

6.1. CARSISMO

6.1.1. INTRODUZIONE

Il carsismo profondo nei gessi è naturalmente legato alle peculiari caratteristiche petrografico-strutturali e, conseguentemente, idrogeologiche, nonché alle differenze nella chimica e nella cinetica della loro dissoluzione.

Le grotte in gesso possono essere suddivise, sulla base della loro genesi ed evoluzione idrogeologica, in diversi tipi (KLIMCHOUK, 1996) che possiedono 'pattern' caratteristici: cavità isometriche isolate, cavità labirintiche a 2 o 3 dimensioni, pozzi verticali, grotte di attraversamento.

Le prime due sono tipiche di un carsismo profondo con acquiferi parzialmente o totalmente confinati ed alimentati per iniezione laterale o basale: questo tipo di situazione è assente in Italia. Tutte le grotte in gesso attualmente note nel nostro Paese, infatti, si sono sviluppate in formazioni gessose affioranti e praticamente prive di copertura; la loro evoluzione pertanto è avvenuta tutta nella zona insatura (vadosa) o, al limite, epifreatica; conseguentemente la loro forma è stata condizionata esclusivamente dal tipo di flusso idrico possibile in queste condizioni.

6.1.2. L'IDRODINAMICA QUALE FATTORE CONDIZIONANTE LA SPELEOGENESI

Le caratteristiche peculiari della roccia gessosa influenzano la possibilità di infiltrazione e, in ultima analisi, la carsificazione stessa. Tali peculiarità possono essere riassunte come: alta solubilità (2,53 g/l a 20 °C), facile erodibilità, porosità primaria quasi inesistente, bassa densità di fatturazione e presenza di interstrati pelitici impermeabili. Le rocce gessose, specialmente quelle macrocristalline (quali quelle selenitiche messiniane) sono pochissimo permeabili per porosità e quindi l'infiltrazione prima e la circolazione ipogea poi possono avvenire esclusivamente lungo specifici lineamenti strutturali (fratture, faglie o interstrati). Tuttavia, a causa dell'elevata solubilità ed erodibilità della roccia gessosa, talvolta le originarie morfologie tettonico-strutturali in generale non si conservano, venendo rapidamente mascherate dal successivo sviluppo speleogenetico.

L'elevata solubilità dei gessi e la loro facile erodibilità ad opera di flussi canalizzati fanno sì che l'evoluzione dei condotti sia generalmente molto rapida, comportando di norma tempi di sviluppo di 1-2 ordini di grandezza inferiori a quelli richiesti per l'evoluzione di analoghe forme in calcare. Questo favorisce lo sviluppo rapido di gallerie drenanti che collegano direttamente i punti di immissione ai recapiti, con conseguente formazione di cavità molto semplici e lineari. Pertanto le fratture minori, non interessate da flussi idrici diretti, tenderanno a sigillarsi sia per l'accumulo al loro interno di depositi fisici (argilla, silt, etc), sia per la formazione di gesso secondario derivante dalla idratazione di eventuale anidrite presente nella roccia gessosa, sia per la deposizione di gesso di neoformazione per evaporazione di soluzioni sature durante i periodi di magra.

Per questi motivi, l'evoluzione speleogenetica è rapidissima lungo le linee di drenaggio principali e quasi nulla nel resto dell'affioramento gessoso.

Le grotte che così si sviluppano possono essere classificate, dal punto di vista idrogeologico, come una rete di drenaggio a primario fortemente dominante, caratterizzata da un'unica condotta principale, con scorrimento rapido delle acque simile a quello di un fiume esterno, in cui confluiscono brevi affluenti. In pratica le grotte in gesso risultano essere costituite da lunghi tratti di gallerie suborizzontali, sviluppatasi a livello della superficie piezometrica locale, raccordati da pozzi verticali alle aree o ai punti di infiltrazione.

La velocità di sviluppo delle condotte carsiche nei gessi ha, come prima conseguenza, il dimensionamento delle stesse per le massime portate possibili, con conseguente minima oscillazione di livello durante le piene. Ciò facilita la genesi di cavità a piani sovrapposti che si sviluppano in relazione al variare delle quote dei recapiti, per innalzamento o, più frequentemente per abbassamento del livello di base carsico. Il raggiungimento dell'equilibrio con il nuovo profilo di base è sempre molto rapido, anche se può variare in funzione della situazione strutturale e dell'idrodinamica del sistema.

6.1.3. I MECCANISMI SPELEOGENETICI E LE FORME PECULIARI CONSEGUENTI

I meccanismi che possono portare all'allargamento delle discontinuità primarie nei gessi sono, in ordine di importanza crescente, essenzialmente sette: l'effetto impacchettamento, l'effetto diffusione da flusso, la riduzione dei solfati a solfuri, la dissoluzione per condensazione, la dissoluzione incongruente, la solubilizzazione e l'erosione.

I primi due meccanismi, effetto impacchettamento e diffusione da flusso, che sono attivi anche nei calcari dove possono svilupparsi anche nella zona freatica, hanno una validità solo nei primissimi stadi dell'evoluzione dei vacui embrionali sino a che si siano trasformati in canalicoli con diametri superiori ai 5 mm.

L'effetto impacchettamento ha una certa importanza quando ancora non vi è continuità nei vacui primari e l'unico meccanismo attivo è quello dell'equilibrio chimico dinamico che permette una più razionale distribuzione della materia solida con conseguente aumento volumetrico dei vacui stessi. Questo effetto è ovviamente più efficiente quando la roccia possiede una certa porosità primaria (come nel caso dei calcari); nei gessi esso è attivo praticamente solo in quelli saccaroidi, in quanto gli altri tipi hanno una porosità primaria quasi nulla.

L'effetto diffusione da flusso si manifesta quando la continuità dei meati è già stata raggiunta e si ha un flusso laminare all'interno di un protocondotto di dimensioni molto piccole: in queste condizioni l'aumento della velocità di flusso comporta una solubilizzazione aggiuntiva mentre la diminuzione della velocità comporta una sovrasaturazione.

L'alternarsi di questi fenomeni opposti porta ad una rapida normalizzazione del protocondotto; si crea così una minor resistenza al flusso idrico che progressivamente aumenta la propria velocità con conseguente maggiore dissoluzione e allargamento del condotto medesimo.

L'effetto diffusione da flusso è molto meno efficiente nei gessi rispetto ai calcari in quanto nei primi la dissoluzione ad opera dei flussi laminari risulta poco efficace (1 o 2 ordini di grandezza inferiore ai flussi turbolenti). Infatti il meccanismo della dissoluzione del gesso, essendo cineticamente controllato dalla diffusione dallo strato limite alla soluzione (fig. 3), fa sì che i flussi laminari, che ovviamente non rimescolano lo strato limite, praticamente non siano in grado di solubilizzare il gesso (CUCCHI & FORTI, 1993).

Il terzo meccanismo speleogenetico (la riduzione dei solfati a solfuri) può essere attivo anch'esso solo nella zona saturata (freatica) e riveste sicuramente una maggiore importanza per lo sviluppo del carsismo nei gessi. Qualora infatti una acqua satura di gesso e ricca di sostanza organica in sospensione o in soluzione venga a trovarsi in condizioni anaerobiche si innescano delle reazioni di ossidazione di tale materiale a spese della riduzione degli ioni solfato a solfuro. In questo modo la concentrazione dello ione solfato diminuisce e l'acqua ritorna ad essere aggressiva nei confronti del gesso con conseguente allargamento dei meati esistenti (FORTI, 1994).

Questo meccanismo è di particolare importanza per l'ampliamento delle fratture e delle discontinuità che si trovano al di sotto della superficie piezometrica e che diventeranno via preferenziale del flusso idrico carsificante non appena il livello di base carsico arriverà ad abbassarsi.

La dissoluzione per condensazione è un meccanismo attivo esclusivamente nelle zone aerate delle grotte e si esplica o perché l'aria calda esterna, entrando in grotta e raffreddandosi, diviene sovrasatura di umidità che condensa sui soffitti e sulle pareti aggettanti della cavità (CIGNA & FORTI, 1986), oppure per evaporazione dalla superficie di laghi e fiumi sotterranei. La carsificazione indotta dalla condensazione può divenire, in alcuni casi specifici e in aree particolarmente aride, anche il processo speleogenetico principale. In Italia, comunque, le condizioni ambientali e climatiche non sono così favorevoli e nei pochi casi in cui si è effettuata una valutazione quantitativa del fenomeno (gessi messiniani e triassici dell'Emilia Romagna) esso si è rivelato sempre inferiore al 10 % del totale.

La solubilizzazione del gesso è un meccanismo speleogenetico che diviene molto efficiente non appena l'idrodinamica delle acque di infiltrazione permette il passaggio da condizioni di moto laminare a situazioni di moto turbolento. Come già in precedenza accennato, la solubilizzazione della roccia gessosa procede molto velocemente in presenza di moti turbolenti tanto che la condizione di saturazione rispetto al CaSO_4 viene raggiunta in modo molto rapido; ciò è confermato dai dati raccolti in alcuni dei principali sistemi carsici gessosi dell'Emilia Romagna, al cui interno l'acqua dei torrenti risulta costantemente satura eccetto che per brevi periodi durante le maggiori piene (FORTI et al., 1985, 1989).

Tutte le forme carsiche divengono visibili solamente quando cessano di svilupparsi perché l'energia dell'acqua è aumentata e quindi si è innescato un nuovo ciclo erosivo classico

(gravitativo) che provvede a svuotare, in parte o del tutto, i canali di volta dai sedimenti fini che li obliteravano.

Nonostante l'alta solubilità del solfato di calcio, comunque, il maggiore effetto speleogenetico all'interno delle grotte in gesso è senza dubbio quello prodotto dal meccanismo della erosione, che vari fattori concorrono a rendere estremamente efficace quali: la scarsa tenacità della roccia gessosa, l'abbondante presenza nelle acque di particelle fini (sabbia, argilla) in parte provenienti dallo smantellamento degli interstrati marnoso-argillosi e in parte dall'erosione delle formazioni terrigene esterne, il regime idrico caratteristico dei sistemi carsici con bassa capacità di immagazzinamento che alternano lunghi periodi di magra a violente ed improvvise piene, ecc...

Un'altra morfologia molto comune nelle grotte in gesso, ma che non sempre è conseguenza del solo meccanismo erosivo, si sviluppa nelle zone nelle quali si ha l'intersezione di differenti lineazioni strutturali, soprattutto se queste provocano la convergenza di più flussi idrici e quindi di più gallerie. Quando ciò avviene si creano facilmente vasti ambienti di crollo il cui soffitto è costituito dalle nicchie di distacco dei numerosi blocchi caduti. Sul pavimento invece si accumulano, a volte formando conoidi, grossi blocchi di frana a spigoli vivi e di dimensioni anche di vari metri. Infine nelle aree in cui vi sono rilasci tensionali notevoli, come pochi metri all'interno di pareti di gesso subverticali, si possono instaurare le condizioni idonee per lo sviluppo di cavità tettoniche. Le grotte di questo tipo, non richiedendo alcun meccanismo di erosione e/o solubilizzazione, almeno teoricamente non differiscono dalle omologhe grotte in calcare o in altri litotipi anche non carsificabili. L'unica differenza è costituita dal fatto che le fratture tettoniche nel gesso vengono modificate rapidamente e in maniera radicale qualora divengano sede di percolazione. Pertanto le grotte tettoniche in gesso, riuscendo a sopravvivere esclusivamente se protette dalla ingressione delle acque meteoriche, risultano piuttosto rare.

6.1.4. I DEPOSITI FISICI

Si tratta di accumuli detritici incoerenti, dello spessore anche di varie decine di metri, la cui granulometria varia da molto fine ad estremamente grossolana, formati dalla sovrapposizione di livelli di diversa potenza la cui continuità verticale e spaziale è ricostruibile collegando fra loro le diverse zone in cui affiorano (ROSSI & MAZZARELLA, 1998, 2000 e 2001; ROSSI, 2003). Presenti in moltissime cavità dei Gessi messiniani, pur non mancando in quelli triassici (BERTOLANI & ROSSI, 1984-85), questi depositi fisici sono la testimonianza di passati eventi di alluvionamento torrentizio dei materiali erosi dalle formazioni limitrofe a quella evaporitica tardo-miocenica. Nelle grotte questi riempimenti si presentano verticalmente incisi dalle acque degli stessi torrenti che in precedenza li avevano depositati fino alla totale occlusione di molti vuoti carsici. Pur costituendo in molte cavità una presenza quasi costante, essi non sono stati molto indagati e nei pochi studi esistenti ne viene solo indicata l'ubicazione topografica accompagnata da brevi descrizioni dei loro caratteri tessiturali e da qualche ipotesi sui loro meccanismi genetici (BERTOLANI & ROSSI, 1972; PAREA G.C., 1972). Di recente

speleologi e ricercatori delle università emiliane (BARBIERI & ROSSI, 2001; ROSSI & MAZZARELLA, 1998, 2000, 2001; ROSSI, 2003) hanno iniziato più puntuali ed approfondite indagini multidisciplinari al fine di pervenire ad un riconoscimento dei numerosi fattori ambientali e climatici che ne hanno controllato la formazione. La scarsità dei dati scientifici che li riguardano limita una loro esauriente conoscenza generale; pertanto quanto qua di seguito riportato attinge quasi esclusivamente alle ricerche condotte in alcune delle principali cavità che si sviluppano nei gessi che affiorano lungo il fronte pedeappenninico dell'Emilia Romagna. Va tuttavia sottolineato che molte delle loro caratteristiche peculiari sono state osservate anche in depositi analoghi di altre regioni.

Questi accumuli possono essere caratterizzati da elementi stratigrafici e sedimentologici simili ma non identici, ricollegabili a meccanismi torrentizi le cui diversificate energie idrauliche erano in grado, localmente, di modificarne i caratteri tessiturali e strutturali. Il loro aspetto stratificato è dovuto alla sovrapposizione di bancate, di spessore anche metrico, costituite da clasti di dimensioni molto variabili con evidente classazione diretta e disposizione embriciata, a cui si alternano livelli, poco più che centimetrici, a granulometria da sabbiosa a siltoso-argillosa.

Dato lo spessore fino a decametrico e la frequenza, in tutta la regione, di questi depositi, da vari Autori viene ipotizzato che la loro formazione sia stata causata da uno squilibrio quantitativo tra il materiale detritico fluitato all'interno delle cavità e quello che i torrenti sotterranei erano in grado di trasportare all'esterno attraverso le loro risorgenti. Si suppone anche che questa differenza sia imputabile a impedimenti o rallentamenti al normale deflusso delle acque ipogee che si creano, forse contemporaneamente, lungo tutto il fronte collinare pedeappenninico. Anche se dati recenti suggerirebbero altre interpretazioni, è plausibile l'ipotesi che la diminuita energia idraulica dei torrenti sotterranei fosse dovuta ad innalzamenti del livello del mare, ben al di sopra delle loro posizioni di risorgenza, i quali caratterizzarono le pulsazioni climatiche terminali della glaciazione wurmiana.

Fra i possibili responsabili delle differenze dimensionali dei clasti dei riempimenti fisici, oltre alla variabile capacità di trasporto dei torrenti sotterranei causata da vicende climatiche, non sono da escludere situazioni morfologiche interne alle cavità che, localmente, potevano accentuare od attenuare l'energia idraulica dei corsi d'acqua ipogei.

La natura petrografica dei clasti presenti costituisce la diretta testimonianza delle litologie affioranti nei bacini imbriferi da cui erano alimentati i torrenti che sedimentavano all'interno delle grotte tale materiale detritico: pur con distribuzioni percentuali diverse, risultano ben rappresentate la componente calcarea e quella arenacea. A queste, che talora raggiungono percentuali considerevoli, si affiancano frammenti di speleotemi di origine chimica, quasi sempre di natura calcarea (colate parietali, concrezioni di fondo, stalattiti, stalagmiti, ecc.), il cui distacco è stato favorito da meccanismi di dissoluzione incongruente del supporto gessoso a cui erano ancorate. L'azione erosiva dei torrenti sotterranei, associata ad effetti gravitativi, avrebbe poi portato al totale smantellamento e alla frammentazione meccanica di tali speleotemi. Il detrito prodotto, fluitato solo per brevi

tratti, si presenta ora con morfologie esterne poco elaborate e molto simili a quelle che lo caratterizzavano al momento del suo distacco dal supporto gessoso. Di quest'ultimo del tutto accessorio risulta il contributo clastico.

Di particolare significato, soprattutto per le cavità dell'Emilia Romagna, risulta la presenza, talora in percentuali anche molto elevate, di ciottoli levigati di selce policroma, di sicura provenienza extraregionale. Da vari Autori è stato ipotizzato che questi materiali provengano da rocce appartenenti alla Serie Umbromarchigiana, affioranti nell'Italia centrale. Tali clasti, trasportati al mare da torrenti, sarebbero poi stati movimentati da correnti di riva verso l'interno dell'antico Golfo Padano (VEGGIANI, 1965) dove, commisti al ciottolame fluviale proveniente dall'Appennino emiliano-romagnolo, avrebbero contribuito alla formazione delle coperture alluvionali tardoplioceniche ed oloceniche che a luoghi sovrastano la formazione gessosa messiniana.

Alla componente clastica più grossolana, la cui natura litologica risulta facilmente riconoscibile macro- e mesoscopicamente, si associa una frazione detritica più minuta costituita da sabbia, silt e argilla la cui composizione mineralogica risulta identificabile soltanto attraverso determinazioni diffrattometriche basate sull'utilizzo dei raggi X.

Le principali fasi cristalline riconosciute sono: il quarzo, i feldspati, la calcite, la dolomite ed il gesso, tipici minerali di natura detritica anche se, almeno per alcuni, non può essere escluso un contributo di neoformazione; a queste si associano vari fillosilicati (illiti, montmorilloniti, caoliniti e cloriti), minerali qualitativamente sempre presenti ma in quantità estremamente variabili. Tali differenze sono ricollegabili o a percentuali mineralogiche variabili già nelle rocce di loro provenienza oppure a fluttuazione dell'energia di trasporto dei torrenti sotterranei i quali, se ostacolati nel proprio regolare deflusso, sedimentavano in posizioni particolari delle cavità o all'esterno la frazione clastica fine che essi movimentavano. Per la componente detritica fine non è da escludere un contributo mineralogico da parte degli interstrati pelitici che, talora con spessori anche metrici, si intercalano fra i banconi di gesso ora carsificati.

Recenti indagini, condotte su ghiaie e ciottoli dei depositi fisici di alcune cavità dei Gessi Bolognesi, hanno in gran parte confermato le ipotesi sulla provenienza di detti materiali formulate in passato e basate sulla loro natura litologica. Infatti, l'elaborazione statistica di misure morfometriche e di dati morfoscopici relativi alle forme fondamentali e agli indici di appiattimento, sfericità ed arrotondamento di alcune decine di migliaia di clasti ha dimostrato che i riempimenti fisici delle grotte sono il risultato della commistione di frammenti detritici sia di movimentazione marina che di trasporto torrentizio. I primi, fra cui predominano le forme tendenzialmente appiattite, provengono da formazioni della Serie Umbro-marchigiana, gli altri, i cui abiti sono in prevalenza arrotondati o quasi sferici, rappresentano il contributo detritico di litotipi della catena appenninica padana. Una origine analoga è ipotizzata per tutti i riempimenti fisici presenti nelle cavità dei gessi messiniani emiliano-romagnoli. In tali depositi la diversità petrografica e dimensionale dei clasti è il risultato di meccanismi deposizionali selettivi, legati al variare dell'energia delle acque che

li movimentavano all'interno delle grotte dopo averli asportati da depositi alluvionali esterni già estremamente eterogenei.

Pur avendo fornito dati utili per la identificazione delle loro aree di provenienza e dei loro meccanismi deposizionali e di movimentazione idraulica, le stesse indagini hanno fatto insorgere altri interrogativi ai quali, ancora, risulta estremamente difficoltoso dare esaurienti risposte. Fra le tante incertezze suscitate, alcune riguardano sia le cause genetiche di tali depositi fisici che la collocazione temporale della loro formazione. In base alla analogia e alla costanza delle loro caratteristiche e della loro frequenza, è stato ipotizzato che la loro formazione sia collegabile ad eventi a scala regionale che avrebbero causato una netta e, forse, improvvisa diminuzione della capacità di trasporto solido dei torrenti ipogei. La causa di questa diminuzione è stata attribuita ad un innalzamento del livello del mare all'interno dell'antico Golfo Padano, in seguito a particolari eventi climatici caratterizzati da intense piogge, oppure allo scioglimento dei ghiacciai olocenici tardo-wurmiani. Un'altra ipotesi suppone invece che le cause fossero interne alle grotte stesse e dovute a frane o crolli innescati da eventi sismici od orogenetici a carattere regionale. Tra l'altro non esistono dati che escludano che l'età di almeno una parte di questi riempimenti fisici possa essere molto più antica.

Anche l'ipotesi che i maggiori riempimenti fisici delle grotte dell'Emilia Romagna si collochino in una ben definita quota altimetrica costituisce un tema di ricerca interessante e da approfondire. Nuovi dati su questo argomento potrebbero, tra l'altro, fornire importanti informazioni per la valutazione di eventuali recenti spostamenti rotazionali o verticali dei grandi blocchi di gesso che, lungo il fronte padano, costituiscono la formazione evaporitica messiniana.

Altri interrogativi riguardano gli eventi post-deposizionali, che hanno interessato questi depositi creando a volte veri e propri "canyon". Questi fenomeni erosivi sono stati attribuiti ad una ripresa del deflusso delle acque sotterranee, successivamente alla totale occlusione dei vuoti carsici da parte del materiale detritico. Ciò sarebbe stato possibile quando venivano eliminati gli ostacoli che, in precedenza, avevano impedito il normale scorrimento dei torrenti ipogei. Tale ripresa del flusso idrico sarebbe iniziata con un lento flusso laminare in corrispondenza del contatto tra il tetto dei riempimenti fisici e la volta gessosa. In queste zone si instauravano le condizioni favorevoli per la formazione dei caratteristici "canali di volta" (vedi paragrafo precedente).

La progressiva maggiore capacità di deflusso sotterraneo ha contribuito ad accentuare la naturale tendenza dei torrenti ipogei a crearsi un alveo di equilibrio. Si accentuavano così i fenomeni di erosione verticale con la formazione di strette incisioni a forma di "canyon" sulle cui pareti sono ancora perfettamente osservabili tutti i caratteri dei riempimenti fisici preesistenti.

6.2. QUADRO GENERALE DELL'AREA IN ESAME:

L'attuale assetto strutturale, con profilo monoclinale in sezione trasversale, interessato da faglie trasversali e longitudinali responsabili della formazione, in alcuni segmenti della V.d.G di una serie di scaglie addossate le une alle altre e separate da superfici di accavallamento che determinano diverse ripetizioni della successione, fu assunto in parte probabilmente, in appena 100-200 mila anni già a partire dal Messiniano superiore (VAI, 1988. [ed. 2002]; 2002).

Tali linee strutturali, essendo vie di facile penetrazione e scorrimento per le acque meteoriche, hanno indirizzato e controllato lo sviluppo del carsismo, come appare evidente raffrontando le direzioni di allungamento dei principali sistemi carsici con le linee di disturbo presenti nell'affioramento selenitico.

L'ubicazione e l'orientamento delle forme carsiche e dei sistemi di circolazione ipogei riflette, infatti, fedelmente gli andamenti e gli incroci di faglie e fratture: dove le dislocazioni sono più fitte e gli spostamenti maggiori, più denso e sviluppato è il reticolo carsico.



FOTO 9 - Sasso Letroso e la dorsale gessosa visti dalla Cava M.Tondo. Sono ubicate la faglia maestra Sasso *Letroso nord* (Sln a destra) e la coniugata Sasso *Letroso sud* (Sls a sinistra).

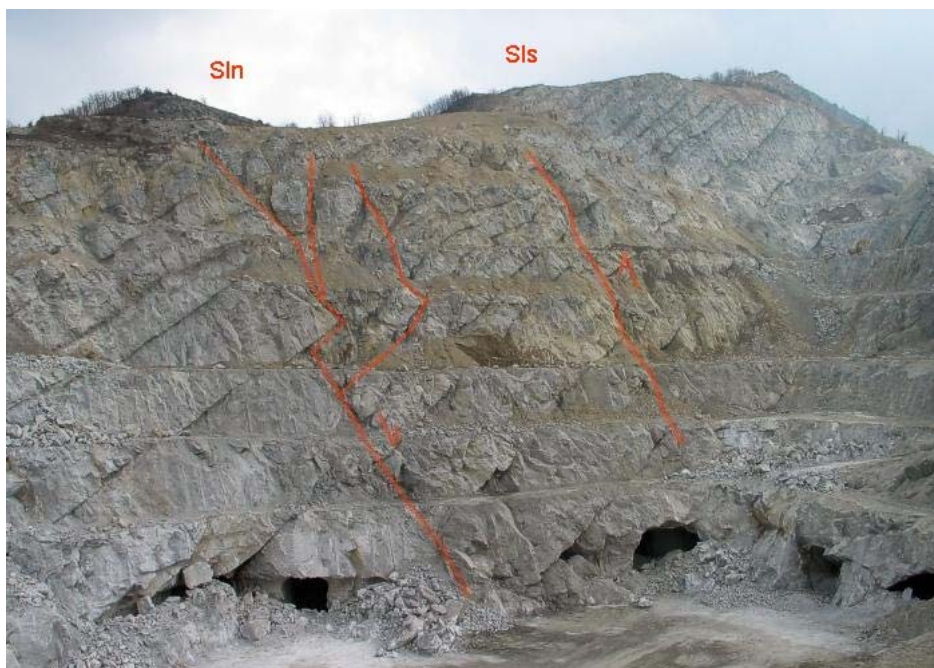


FOTO 10 - Fronte della Cava M. Tondo. La faglia maestra Sasso Letroso nord (a sinistra) e la sua coniugata.



FOTO 11 - Fronte nord della Cava M. Tondo: vista dall'alto



FOTO 12 - Fronte nord della Cava M. Tondo: potente riempimento limoso di dolina



FOTO 13 - Vista da W del complesso Cava M. Tondo presso il fiume Senio, Borgo Rivola. Si noti la diversa inclinazione degli strati (nei blocchi a destra, al centro e a sinistra), la fascia di fratturazione a N dell'imbocco della Tana del Re Tiberio (a sinistra del silos) e il piano di retroscorrimento del lembo settentrionale della Vena (faglia Scarabelli) sulla sinistra.

6.3. QUADRO DI DETTAGLIO DELL'AREA IN ESAME:

L'assetto strutturale dei Gessi di Monte Tondo, ad ovest della valle cieca del Rio Stella, con strati con direzione NW-SE ed inclinazione mediamente di 50° verso NE, prevale lo stile trasversale, con modesti disturbi, analogamente a quanto si riscontra nell'attiguo segmento che si sviluppa tra Senio e Santerno.

Subito a nord della Cava ex ANIC è stata però individuata una faglia maestra estensiva a direzione longitudinale, battezzata "faglia Scarabelli", accompagnata da una coniugata posta a sud, che con andamento NW-SE attraversa i due versanti del Senio: a Monte Tondo si sviluppa fino alla frazione Crivellari e al di là del fiume si prolunga molto regolare fino a tagliare l'intera "Vena" nei pressi di Sasso Letroso. La regolarità e la linearità di tale sistema estensivo che taglia tutte le strutture precedenti testimonia di un'età geologica abbastanza recente, post Pliocene inferiore. Le conseguenze della presenza di questo disturbo si manifestano in una marcata fratturazione che condiziona il processo di dissoluzione carsica (FORTI et alii, 1997).

Nei Gessi di Monte Tondo hanno sede due distinti sistemi carsici per uno sviluppo complessivo di oltre 9 chilometri.

Nel settore meridionale è impostato il sistema del Re Tiberio, che con uno sviluppo spaziale complessivo delle grotte che ne fanno parte, non tutte collegate fisicamente tra loro, di circa 6.300 m e un dislivello di 223 m, volge tendenzialmente a NW, pur essendovi tratti labirintici e vari segmenti orientati SW-NE condizionati da linee disgiuntive trasversali alla "Vena".

La cavità assorbente ubicata più a monte è l'Abisso Mezzano (ER RA 725, quota d'ingresso m 340, sviluppo m 650, dislivello -m 139), intercettato con ingenti mutilazioni – come del resto si verifica in altre grotte di questo sistema – da una galleria della cava di gesso di Monte Tondo che ora ne drena le acque verso il ramo attivo della Tana del Re Tiberio. La fluoresceina immessavi nel 1997 dallo Speleo GAM in un collettore secondario non intercettato dall'attività estrattiva ha consentito di confermare sperimentalmente la connessione dell'Abisso con le seguenti grotte facenti parte del complesso in esame, delle quali si forniscono qui di seguito i dati catastali e si compendiano le caratteristiche peculiari:

- Tana del Re Tiberio (ER RA 36) e Abisso Cinquanta (ER RA 826), collegate fisicamente nel febbraio 2003 mediante disostruzione che ha messo in connessione diretta il terminale "storico" e i rami nuovi della prima: nel loro insieme si sviluppano per m 4.434 con un dislivello di 182 m. Della Tana del Re Tiberio, il cui ingresso "preistorico" si apre a q. 173, era conosciuto da tempo immemorabile unicamente il ramo fossile che si sviluppa con andamento sub-orizzontale per 330 m, ma le esplorazioni svolte negli ultimi dieci anni dagli speleologi di Mezzano ne hanno dilatato l'estensione in modo esponenziale; l'Abisso Cinquanta si apre invece su un gradone del fronte di cava ed il suo ingresso dal 1996 ad oggi è arretrato di circa 10 metri a causa dell'attività estrattiva.

- Inghiottitoio del Re Tiberio: ER RA 739, quota ingr. m 266, svil. m 168, disl. –m 76.

Il ramo fossile “storico” della Tana del Re Tiberio – come già noto da precedenti studi – si sviluppa nel VI banco della formazione evaporitica fino a raggiungere nelle parti più elevate la base del VII, mentre quelli dei livelli sottostanti sono impostati nei banchi inferiori, sicuramente il V e forse il IV; la recentissima esplorazione di un ramo fossile sovrastante quello “storico” è risultato inoltrarsi nei banchi superiori.

L'Abisso Cinquanta, dall'articolazione complessa, è caratterizzato da lunghe ed enormi gallerie sub-orizzontali, con potenti riempimenti di sedimenti alluvionali, che si sviluppano su più livelli, collegate fra loro da pozzi o da stretti e profondi canyons non sempre percorribili, coinvolgendo in tal modo nel corso della sua evoluzione diversi banchi, a partire forse da alcuni cicli evaporitici minori, fino a raggiungere il III al livello del Thalweg del Senio. Lo sviluppo delle morfologie presenti è riconducibile fondamentalmente ai giunti di strato e alle discontinuità costituite da fratture e diaclasi: i primi hanno avuto un ruolo primario per la genesi delle ampie gallerie, che in corrispondenza di essi sono impostate; le seconde hanno favorito invece le morfologie gravitazionali rappresentate dai pozzi e dai canyons, essendo state alternativamente tali linee disgiuntive privilegiate dalla circolazione delle acque sotterranee per migrare progressivamente a livelli inferiori fino a raggiungere il locale livello di base. Pure il reticolo di questa grotta – come già anticipato – è stato intercettato dalle gallerie di cava, per cui l'idrologia del tratto terminale del ramo attivo ne è stata sconvolta.

Collegata solo idrologicamente al sistema del Re Tiberio, rispetto al quale si apre poco a monte, è anche la Grotta dei Tre Anelli (ER RA 735, quota ingr. m 284, svil. m 1.074, disl. –m 144), come è stato appurato dalle prove colorimetriche del 1997: le acque in cui è stato immesso il tracciante è infatti tornata a giorno dalla risorgente “artificiale” che drena le acque canalizzate di tutto il complesso da quando una galleria di cava ha intercettato il ramo attivo della Tana del Re Tiberio deviando il torrente che ora defluisce lungo i fossi del reticolo creato dall'attività estrattiva sfociando infine nel piazzale – e di qui nel Senio – dietro il grande silo a q.105 s.l.m. (ERCOLANI et alii, 1994). La morfologia dominante nella Grotta dei Tre Anelli è quella di una successione di pozzi intervallati da brevi condotte sub-orizzontali; fa eccezione il ramo NW, purtroppo in gran parte devastato dalle intersezioni con le gallerie di cava, il cui andamento è sub-orizzontale. Anche in questa grotta un ruolo importante nella speleogenesi, oltre che le discontinuità costituite da ampie diaclasi, hanno avuto i giunti di stratificazione, evidenziati dai soffitti piatti che rappresentano un motivo ricorrente.

Il secondo sistema carsico, denominato “dei Crivellari”, si articola secondo una direttrice SSE-NNW con uno sviluppo complessivo di 3.000 m e un dislivello di 200 m: comprende varie cavità, anch'esse non tutte collegate fisicamente tra loro, ma attraversate da un unico collettore, a partire dalla Buca Romagna (ER RA 734, quota ingr. m 298, svil. m 1.249, disl. –m 117) nel settore meridionale e a quote via via decrescenti, nel settore settentrionale, la Grotta Grande dei Crivellari (ER RA 398, quota ingr. m 205, svil. m 589, disl. –m 82), le Grotte I e II di Ca' Boschetti (ER RA 392 e 393, rispettivamente a q.126 e

123 con dislivelli di m 38 e m 30 ed uno sviluppo complessivo di 1.000 m) e la vicina Risorgente a NW di Cà Boschetti (ER RA 538, quota ingr. m 95, svil. m 30, disl. +m 6) che sembra costituire il “troppo pieno” dell’intero sistema, mentre in condizioni di portata “normale” si ipotizza che le acque vengano drenate direttamente nel Senio da due polle individuate in subalveo presso la sponda destra, circa 30 m a monte dalla risorgente (GARAVINI, 1997).

Nella Grotta I di Cà Boschetti si immettono anche le acque inghiottite dalla dolina sotto la ex Scuola dei Crivellari; da segnalare inoltre, sul fondo della Grotta Grande, l’apporto di un corso d’acqua proveniente dalla Grotta Enrica (ER RA 704, quota ingr. m 201, svil. m 90, disl. m 15) che si immette con un angolo di 180° in quello principale.

Quanto alla “faglia Scarabelli”, essa non sembra condizionare in modo determinante i due sistemi carsici: infatti a sud e parallelamente ad essa si sviluppa quello del Re Tiberio col quale non sembra interferire se non forse confinandolo, mentre a nord, pur intersecando quello dei Crivellari tra la Grotta Grande e la Buca Romagna, prevalgono una o più linee disgiuntive trasversali lungo le quali esse si articolano.

6.4. VALUTAZIONI DI ORDINE IDROGEOLOGICO GENERALE

6.4.1. DEFINIZIONE DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE

Il primo passo nella valutazione e studio idrogeologico per l'area in esame è stato quello di definire l'Unità Idrostratigrafica cioè l'individuazione di un corpo geologico, di notevole estensione areale che costituisce un dominio dello spazio fisico in cui ha sede un sistema idrologico ragionevolmente distinto. Un'Unità Idrostratigrafica è una formazione, parte di una formazione oppure un gruppo di formazioni con caratteristiche idrologiche omogenee o distribuite in modo da permettere una suddivisione interna in acquiferi e barriere di permeabilità associate (Domenico & Schwartz (1990, p. 28)). Il termine Formazione Idrogeologica (Castany, 1986) o Unità Idrogeologica, può essere considerato un sinonimo di Unità Idrostratigrafica così come definito da Domenico & Schwartz (1990). Si definisce Unità Idrostratigrafico-Sequenziale (UIS) pertanto una particolare sottoclasse di Unità Idrostratigrafiche (Maxey, 1964) i cui componenti presentano le seguenti caratteristiche:

- sono costituiti da una o più Sequenze Deposizionali (cf. Bottino et Al., 1994);
- sono comprensivi di un livello geologico basale, scarsamente permeabile (acquitard) o impermeabile (acquiclude), arealmente continuo (la continuità areale va intesa in senso geologico e non letterale).

In sintesi l'individuazione di Unità Idrostratigrafiche, in particolare di Unità Idrostratigrafico-Sequenziali, comporta il vantaggio pratico di poter studiare l'idrodinamica sotterranea locale considerando ciascuna Unità idraulicamente isolata dalle altre.

6.5. UNITA' LITOSRATIGRAFICA-IDROSTRATIGRAFICA RICONOSCIUTA

Nell'area in esame è stata individuata la seguente unità idrostratigrafica:

- Alternanze di gessi selenitici, in strati generalmente plurimetri, gessi risedimentati e calcari stromatolitici in strati spessi e molto spessi, con intercalazioni, da sottili a spesse, di brecce, gessoareniti, marne eusiniche e argille scure, talora bituminose, inglobanti clasti di gessi e calcari.
- La potenza varia da qualche decina di metri a oltre 100 metri.
- Frequenti i fenomeni di carsismo, talora anche e con sviluppo di importanti doline, inghiottitoi ed estese cavità speleologiche, con notevole circolazione idrica sotterranea; lo sviluppo delle cavità speleologiche è controllato, oltre che dalla natura litologica, dall'assetto strutturale dato dalla giacitura della stratificazione e dalla fratturazione e confinato dagli interstrati marnosi.
- Localmente è presente un'intensa fratturazione.
- *Messiniano inf.*
- Formazione Gessoso-Solfifera.

In sintesi, la zona di stretto interesse è riferibile alla Formazione Gessoso-Solfifera con intercalazioni marnose, argillose, bituminose etc., mentre esternamente gli acquiferi sono costituiti dai corpi ghiaiosi e sabbiosi, plio-quadernari. Pertanto la permeabilità che

	ANTONELLO FANTI <i>Ingegnere</i>	DAVILLIA s.r.l.	STUDIO GEOLOGICO, STRUTTURALE, GEOMORFOLOGICO ED IDROGEOLOGICO DEL VERSANTE NORD-ORIENTALE DI MONTE TONDO	Ed. 01 Rv. 00	24/05/08
				Rif DV08200803_RG	Pag. 38

caratterizza tali ammassi gessosi è di tipo secondaria in cui la circolazione, il richiamo e l'accumulo delle acque sono resi possibili dai caratteri strutturali.

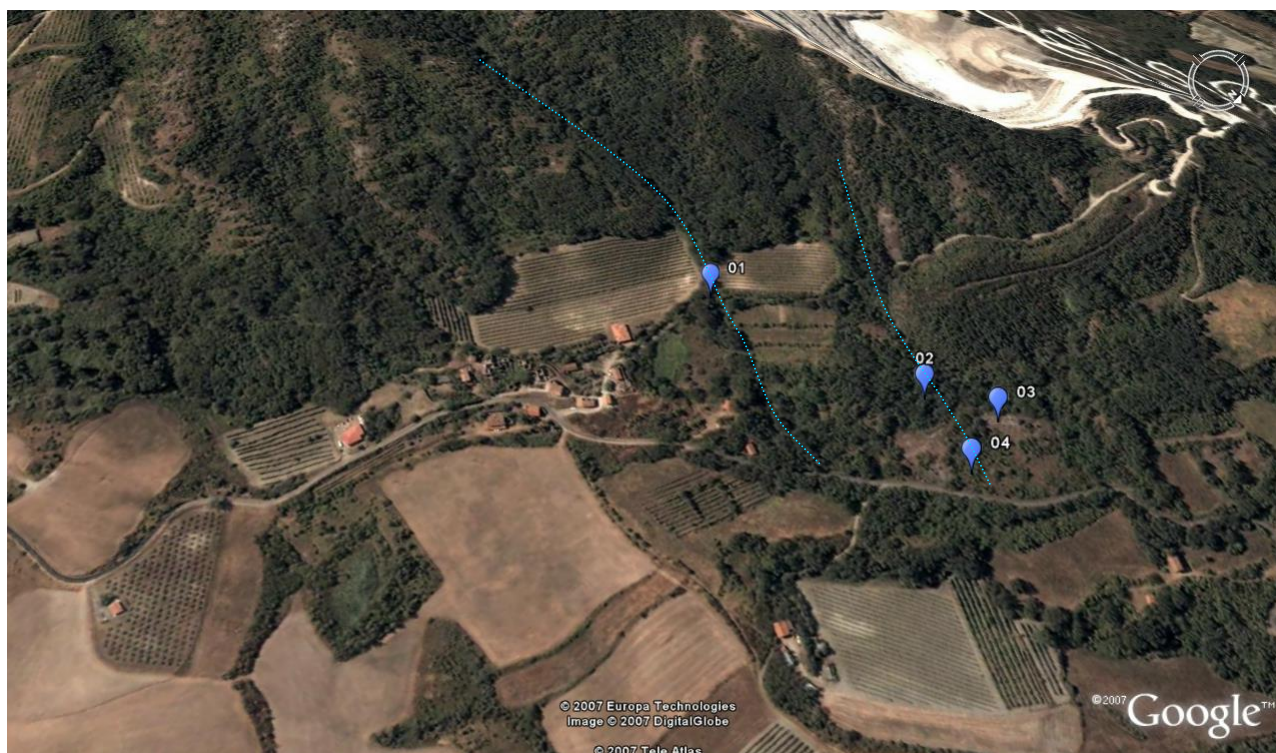
Le deformazioni strutturali con la generazione di strutture di tipo fragile permettono l'infiltrazione e la circolazione delle acque superficiali in tali litologie che sarebbero altrimenti impermeabili.

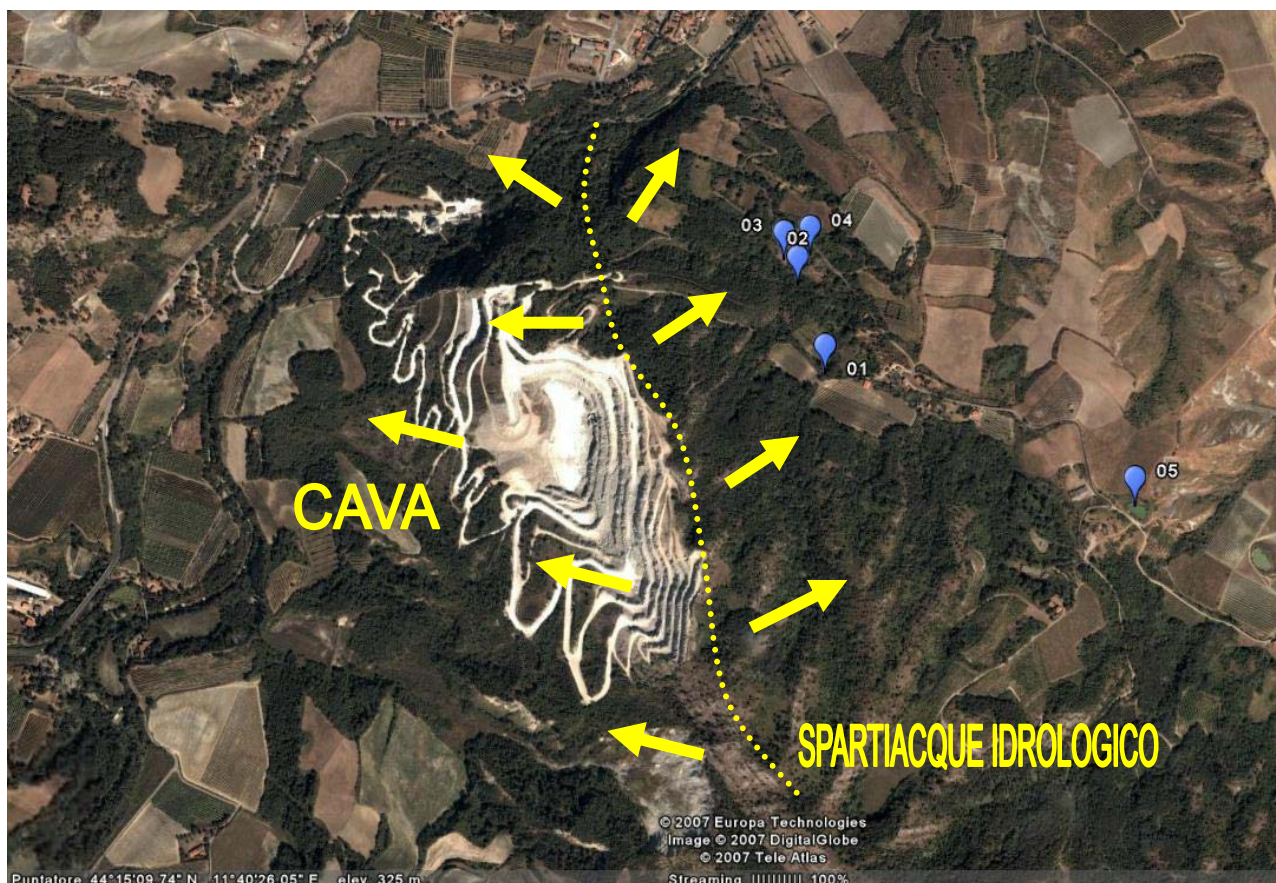
6.6. RILIEVO ELEMENTI IDROGEOLOGICI – CARSICI SUPERFICIALI:

Il rilevamento geologico-strutturale-idrogeologico dell'area associato alla raccolta ed analisi dei numerosi dati derivanti dagli studi esistenti in letteratura ha permesso di evidenziare per i versanti di interesse le principali forme superficiali idrogeologiche risultato dell'evoluzione geologico-strutturale del sistema.

Si è potuto identificare il limite superiore del bacino idrologico (spartiacque) lungo i versanti così da differenziare e ripartire gli apporti meteorici. In secondo luogo sulla base del rilievo geologico effettuato si sono distinti i due domini geologici-geomorfologici dei Gessi (Dominio Carsico-Evaporitico) e delle Peliti euxiniche (Dominio Calanchivo-Pelitico) sulla base del netto diverso comportamento sotto gli aspetti geomorfologici ed idrogeologici. Dal rilievo di campagna sono state identificate le seguenti emergenze:

- a) 01 – Fosso / Frattura su litologia evaporitica lungo il versante con direzione Nord-Sud
 Lat. : 44° 15' 16.44" N
 Long. : 11° 40' 32.59" E
 Quota : 274m s.l.m.
- b) 02 – Dolina vegetata e ricoperta da sedimenti granulometricamente medio-fini
 Lat. : 44° 15' 19.51" N
 Long. : 11° 40' 29.90" E
 Quota : 241m s.l.m.
- c) 03 – Pseudo Dolina di neoformazione o in via evolutiva con ridotta copertura di sedimenti granulometricamente medio-fini
 Lat. : 44° 15' 22.07" N
 Long. : 11° 40' 27.92" E
 Quota : 233m s.l.m.
- d) 04 – Area di fatturazione lungo il versante su litologia gessosa in direzione del fosso/frattura del punto 01
 Lat. : 44° 15' 22.45" N
 Long. : 11° 40' 30.29" E
 Quota : 223m s.l.m.
- e) 05 – Laghetto di raccolta acque superficiali – passaggio Dominio Carsico (Gessi)/Dominio Calanchivo (Peliti)
 Lat. : 44° 15' 6.13" N
 Long. : 11° 40' 59.12" E
 Quota : 268m s.l.m.





6.7. SISTEMA CARSICO PROFONDO DI MONTE TONDO:

Le grotte di Monte Tondo hanno uno sviluppo complessivo di circa dieci chilometri. Nove di questi sono stati esplorati e topografati dallo Speleo GAM Mezzano dal 1990 ad oggi.

Le ricerche idrologiche hanno consentito di individuare due sistemi carsici ben definiti e tra loro separati.

A - Le acque dell'Abisso Mezzano confluiscono infatti nella Grotta del Re Tiberio, così come le acque provenienti dall'Abisso Tre Anelli, dall' Abisso Cinquanta (ora fisicamente collegato alla Grotta del Re Tiberio) e dall'Inghiottitojo del Re Tiberio. Il dislivello totale è di 223 metri.

B - Le acque della Buca Romagna confluiscono invece nella risorgente a nord ovest di Ca' Boschetti, dopo aver attraversato la Grotta Grande dei Crivellari e le due grotte di Ca' Boschetti. Un affluente, proveniente dalla piccola Grotta Enrica, si immette nel torrente principale in un tratto della Grotta Grande dei Crivellari esplorato di recente. Il dislivello totale è di 200 metri.

Purtroppo le gallerie scavate dalla cava hanno intercettato in più punti il corso dei torrenti alterando irreversibilmente la circolazione sotterranea delle acque.

Ecco comunque, in sintesi, le grotte presenti nei dintorni di Monte Tondo. I dati si riferiscono alle parti già topografate.

Numero catasto	Grotta	Sviluppo Spaziale (in metri)	Dislivello (in metri)	Sviluppo spaziale prima del 1990
ER RA 36 / 826	Grotta del Re Tiberio / Abisso Cinquanta	4.434	182	332
ER RA 735	Abisso tre Anelli	1.074	-144	0
ER RA 739	Inghiottitojo del Re Tiberio	168	-76	0
ER RA 725	Abisso Mezzano	650	-139	0
ER RA 827	Grotta alta che soffia	55	-19	0
ER RA 734	Buca Romagna	1.249	-117	0
ER RA 704	Grotta Enrica	90	15	0
ER RA 368	Grotta a ovest dei Crivellari	81	-25	25
ER RA 398	Grotta Grande dei Crivellari	589	-82	75
ER RA 382	Grotta uno di ca' Boschetti	800	38	152
ER RA 383	Grotta due di ca' Boschetti	210	-30	44
ER RA 538	Risorgente a nord ovest di ca' Boschetti	30	+6	30
Totale sviluppo spaziale (in metri)		9.430		658

6.8. ANALISI E CONSIDERAZIONI

Il paesaggio carsico compreso tra il torrente Sintria ed il fiume Senio, che presenta il versante di faccia inclinato verso la pianura, appare dislocato da numerose discontinuità che hanno determinato a luoghi l'accavallamento delle unità gessose o lo smembramento della dorsale. La «Formazione gessosa del Messiniano» poggia sui terreni argillosi della «Formazione marnoso-arenacea», che costituiscono il substrato impermeabile e non carsificabile. Nelle forme del paesaggio si denota la coesistenza di uno stile geomorfologico di tipo fluviale ed uno di tipo carsico, in relazione alla presenza di terreni impermeabili a contatto con i gessi solubili. Il versante meno acclive della monoclinale che caratterizza la formazione affiorante dei gessi in corrispondenza dell'area di cava, è caratterizzato dalla presenza di forme prettamente carsiche del tipo «dolina», allineate parallelamente alle discontinuità tettoniche aventi direzione NO-SE. Tali depressioni spesso costituiscono le aree di ricarica dei sistemi carsici presenti.



FOTO 14,15,16,17 - intercalazioni marnose all'interno dei gessi affioranti sul versante Nord all'interno del fronte della cava in esercizio



FOTO 18,19,20 - intercalazioni marnose all'interno dei gessi affioranti sul versante Nord all'interno del fronte della cava in esercizio

6.9. ANALISI SISTEMA IDROLOGICO SUPERFICIALE



Per quanto riguarda l'idrografia superficiale essa presenta 2 aspetti fondamentalmente distinti:

- a) aree circostanti gli affioramenti gessosi
 - andamento geomorfologico tipico di terreni argillosi ed argilloso-marnosi in pendenza, con forme erosive spesso molto accentuate fino all'evoluzione calancoide, piccole frane e/o frequenti cicatrici da soliflusso sui suoli ricoprenti il substrato argilloso-marnoso; le acque meteoriche inizialmente libere di defluire su questi terreni vengono irregolarmente regimate in fossi e colatoi naturali e/o artificiali fino ai fondovalle.
- b) aree limitrofe a quelle degli affioramenti gessosi
 - andamento geomorfologico tipicamente carsico, con doline ed inghiottitoi che spesso captano per intero i locali fossi e torrenti. Il reticolo carsico profondo delle grotte principali funge da collettore preferenziale per fossetti e torrentelli locali.





FOTO 24,25,26 – Vista area di fratturazione (punto 04) lungo il versante in corrispondenza del fosso rilevato al punto 01



6.10. ANALISI E SINTESI IDROGEOLOGICA

Dai dati complessivamente raccolti è stata realizzata una carta di sintesi idrogeologica allegata nella quale si analizza l'attuale dinamica delle acque superficiali e profonde dell'area in studio.

Tale cartografia evidenzia le principali lineazioni tettoniche presenti (faglie e fratture), le emergenze carsiche superficiali (doline) nella porzione medio-elevata dell'area in studio, le emergenze idriche (risorgenti) verso la porzione inferiore del versante, i principali corpi idrici, il sistema idrogeologico profondo (grotte), le isopieze e le relative direzioni di flusso profonde ortogonali alle stesse, la fascia di faglia principale (Scarabelli Fault), le aree caratterizzate da coperture detritiche prevalentemente a granulometria medio-fine.

L'area in esame è caratterizzata prevalentemente da una permeabilità di tipo secondaria in cui la circolazione, il richiamo e l'accumulo delle acque sono resi possibili dai caratteri strutturali quali l'assetto strutturale della formazione gessoso-solfifera, una parte di territorio, pari a circa il 15-20%, ha tipi di suolo (coperture detritiche) caratterizzati da permeabilità media, i depositi alluvionali di fondovalle del dominio fluviale presentano valori di permeabilità elevata mentre il dominio pelitico rappresenta il battente impermeabile (aquiclude).

Le fessurazioni, altro carattere dei suolo che condiziona i flussi idrici in ingresso, sono dipendenti e strettamente legate al comportamento dinamico dei minerali argillosi dei terreni presenti in relazione all'acqua. Si può considerare pertanto importante la correlazione tra fenomeni d'incrostamento e valori bassi di infiltrabilità e viceversa. La minima presenza di incrostamento sulla superficie affiorante rocciosa conferma valori elevati di infiltrabilità specie nelle zone evidenziate di diffusa fratturazione e disturbo tettonico in cui la dissoluzione delle acque ha incrementato tale fenomeno.

Altro elemento da considerare nel quadro in esame sono le condizioni di saturazione idrica dell'ammasso che sono legate alla presenza, in termini di tempo (durata e frequenza) e di spazio (profondità dalla superficie), di acqua nel suolo e conseguenti fenomeni di anaerobiosi. Le caratteristiche morfologiche dell'area in studio favoriscono il deflusso delle acque, non permettendo all'acqua di ristagnare entro i primi metri di profondità se non in particolari e locali situazioni in corrispondenza degli accumuli di depositi detritici eterometrici. Pertanto si può considerare l'ammasso roccioso gessoso come privo di significative condizioni di saturazione superficiale ma caratterizzato da una continua circolazione idrica sotterranea e profonda che dà luogo alle forme cariche sotterranee in cui i livelli idrici ipogei sono in continuità idrodinamica e che sono stati rappresentati dalle isopieze e dalle relative direzioni di flusso profonde nella cartografia tematica allegata.

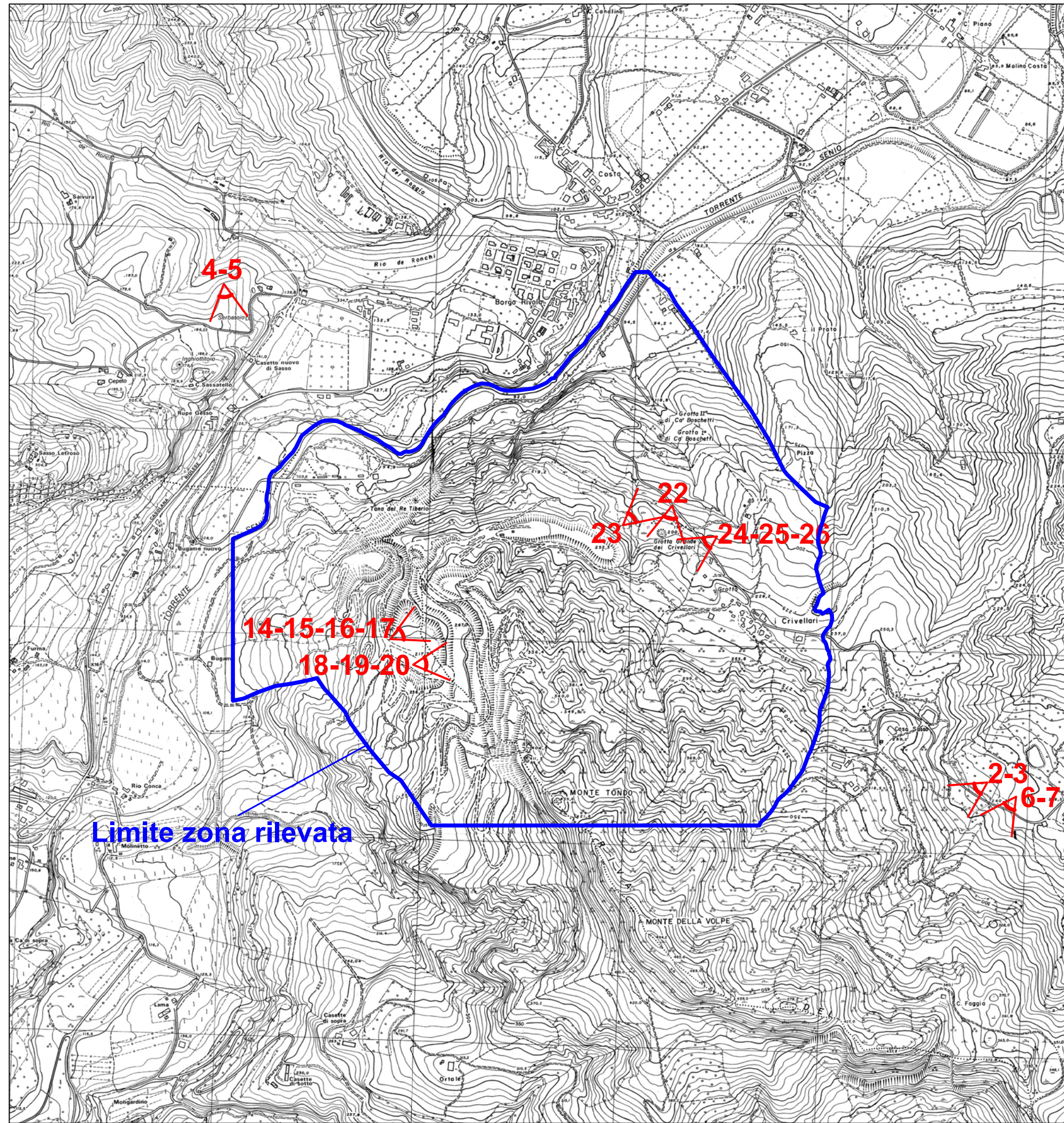
La sintesi di tali emergenze porta all'identificazione come detto di aree carsiche con strutture ipogee a circolazione idrica profonda e di aree di assorbimento principale

delle acque ruscellanti (aree tettonizzate con faglie e fratture ed aree con emergenze geomorfologiche a doline, posta nella zona intermedia del versante e che funge da “*inghiottitoio*” parziale per le acque). L'aliquota non assorbita da tale fascia confluisce nella porzione inferiore del versante al limite tra i domini Carsico-Evaporitico e Calanchivo-Pelitico per poi essere convogliata verso il fiume Senio.

E' da tenere in considerazione comunque l'elevata pendenza dei versanti e la giacitura degli strati gessosi (N-NE con inclinazione 20°-50°) che nel bilancio idrologico superficiale influiscono in modo significativo favorendo rispettivamente il rapido deflusso sia sul versante Nord che Sud e l'infiltrazione all'interno dell'ammasso roccioso sul versante Nord.

La superficie del bacino idrologico in studio sul versante Sud a partire dallo spartiacque superiore fino al passaggio col Dominio Pelitico inferiore è stata valutata in 0.11 kmq, mentre per il versante Nord è valutabile in 0.4 kmq.

La media delle precipitazioni meteoriche annuali in base ai dati dal 1956 al 1985 per le stazioni di Casola Val Senio e Riolo Terme è rispettivamente pari a 867.1 e 817.5 mm. La media risulta 842.3 mm. Pertanto per il versante Nord con una infiltrazione efficace pari all'80% delle acque ruscellanti (673.84 mm) si ottiene una portata di 0.0085 mc/sec (8.5 l/sec), mentre per il versante Sud con una infiltrazione efficace pari al 70% delle acque ruscellanti (589.61mm) si ottiene una portata di 0,002 mc/sec (2 l/sec). Entrambi i valori ottenuti non si ritengono significativi per una modifica sostanziale della idrodinamica profonda del sistema idrogeologico analizzato.



CARTA DEGLI AFFIORAMENTI FOTOGRAFATI

scala 1:10.000

Bibliografia

F. BENELLI, R. PIGNONE - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna* - Coordinamento generale : A. Angeleili , G.P. Angeleri, A. Bernasconi, C. Moscatelli - Progetto e direzione scientifica : G. Di Dio.

BENTINI L., COSTA G.P. & EVILIO R. (1985): *Note preliminari sull'Abisso G. Mornig (119 E/RA) e sull'idrologia carsica dei "Gessi di Rontana e Castelnuovo" nella Vena del Gesso romagnola*. Atti Simp. Intern. sul carsismo nelle evaporiti, Bologna 1984; 49-63.

BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHIL D. (1984) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **56** (in stampa)

BONGIORNI D. (1963) - *Geologia del settore bolognese*. In: LUCCHETTI *et al.* , "Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano". Boll. Soc. Geol. It., **81**, 80-112.

BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 529-540.

BUCHANAN J. G. & BUCHANAN P.G. (1995) – Basin inversion. Geological Society Special Publication (1995), **88**, 596.
 CASTELLIRIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenti e sovrascorimenti lungo la "Linea Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**, 161-189.

CIARAPICA G., PASSERI L., 1998 - *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**, pp. 233-290.

COSTA G.P. & FORTI P. (1994) – *Morfologia e Carsismo*. In: BAGNARESI V., RICCI LUCCHI F., VAI G.B. - "La Vena del Gesso, Regione Emilia-Romagna", Bologna: 83 – 117.

COSTA G.P. (1982) - *Rapporti fra tettonica e speleologia nei Gessi di Brisighella*. Tesi di laurea inedita. Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bologna.

CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1979) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino romagnolo (Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**-1978, 7-8.

CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a colombacci nell'Appennino Romagnolo*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F., Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide geol. Reg. S.G.I., 167-169.

CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 247 p.

ERCOLANI M., LUCCI P., SANSAVINI B. (2003) – *Esplorazione dei sistemi carsici del Re Tiberio e dei Crivellari nella Vena del Gesso romagnola*. Atti del Simposio internazionale su: "Le Aree Carsiche Gessose Nel Mondo, La Loro Protezione e Fruizione Turistica". Bologna, (In corso di pubblicazione)

ERCOLANI M., LUCCI P., SANSAVINI B. (1994) – *Le grotte di Monte Tondo*, "Speleologia Emiliana", s. 4, **20** (5): 78 – 89.

EVILIO R. (2000) – *Speleologia sulla Vena del Gesso romagnola: le più recenti esplorazioni, il punto sulla situazione. "Ipogea 99"*, 8 – 9.

FAZZINI P. & GELMINI R. (1984) - *Tettonica trasversale nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It. **24**, 1982, 299-309.

	ANTONELLO FANTI Ingegnere	DAVILLIA s.r.l.	STUDIO GEOLOGICO, STRUTTURALE, GEOMORFOLOGICO ED IDROGEOLOGICO DEL VERSANTE NORD-ORIENTALE DI MONTE TONDO	Ed. 01 Rv. 00 Rif DV08200803_RG	13/11/07 Pag. 51
--	-------------------------------------	-----------------	---	------------------------------------	---------------------

FINOTELLI F., GIRALDI E., PINI G.A. (1986) - *Genetical analyses of natural cavities in the Messinian evaporites of the Bologna area (Italy). I - Spipola cave (Spipola-Acquafredda Karst System)*. Atti Int. Symp. on Evaporite Karst, Bologna, 247-257.

FORTI P. (1991) – *Il carsismo nei gessi con particolare riguardo a quelli dell’Emilia-Romagna*, “*Speleologia Emiliana*”, s. 4, **18** (3), 11 – 36.

FORTI P., FRANCAVILLA F., PRATA E., RABBI E., GRIFFONI A. (1989) – *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell’Emilia-Romagna: 3. Il Complesso Carsico Rio Stella – Rio Basino (Riolo Terme)*, Atti XV Congr. Naz. Speleol. Castellana Grotte 1988, “*Le Grotte d’Italia*”, s. 4, vol. **15**: 349 – 368.

FORTI P., MARABINI S., VAI G.B. (1997) – *Convenzione con il Comune di Riolo Terme sullo studio geologico, idrologico e carsico della porzione della Vena del Gesso romagnola interessata dalla cava di gesso di Borgo Rivola*. Relazione preliminare. Bologna 28 maggio 1997.

GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1975) - *Tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: C. SQUYRES (ed.), *Geology of Italy*, **2**, 237-287, E.S.S.L.A.R., Tripoli.

GRUPPO SPELEOLOGICO FAENTINO & SPELEO GAM MEZZANO (1999) – *Le grotte della Vena del Gesso romagnola – I Gessi di Rontana e Castelnuovo*, Bologna.

HARLAND W.B. (1971) - *Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen*. *Geol. Mag.*, **108**, 27-42.

JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the ‘Sillaro linè*. *Geol. Ultraec.*, **19**, 97 p.

LUCIANO BENTINI (Gruppo Speleologico Faentino) (2003) - “*I Principali Sistemi Carsici Della Vena Del Gesso Romagnola E Il Loro Condizionamento Strutturale*” - Atti del XIX Congresso Nazionale di Speleologia, Bologna 27-31.

MARABINI S. & VAI G.B. (1983) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Sommario. Atti riunione “*Meccanismi deformativi nelle catene perimediterranee: stati di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse*”, Firenze, 43-49.

MARABINI S. & VAI G.B. (1985) – *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso romagnola*, *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**: 21 – 42.

MARABINI S. (1978) - *Studio stratigrafico-sedimentologico della “Vena del Gesso”- Romagna occidentale*. *Ceramica Informazione*, 144, Faenza Editrice, 341-351.

MARABINI S. (1981) – *Indagine geologica nell’area della “Cava dei Monti” sita a Brisighella (RA)*, Maggio 1981.

MARABINI S. (1995) - *L'esplorazione degli inediti geologici di Scarabelli: appunti per una biografia scientifica*. In: MARABINI S., BAGNARESI U., COSTA G.P., FORTI P. (1994) - *Itinerario 3. I Gessi di Brisighella*. In: *Regione Emilia Romagna, La Vena del Gesso*, a cura di BAGNARESI U., RICCI LUCCHI F., VAI G.B., 412-425.

MARABINI S., BAGNARESI U., COSTA G.P., FORTI P., OLIVIER A., VAI G.B. (1994) – *I Gessi da Riolo Terme*. In: BAGNARESI U., RICCI LUCCHI F., VAI G.B. - *La Vena del Gesso, Regione Emilia Romagna*, Bologna: 392 – 412.

MARABINI S., VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica nella Vena del Gesso in Romagna*. *Boll. Soc. Geol. It.* **104**, 21-42.

PIASTRA S. & COSTA G.P. (2002) – *Nuovi dati delle ricerche speleologiche sul centro storico di Brisighella*. In: MALPEZZI P. - *Brisighella e Val di Lamone*, Società di Studi Romagnoli, Cesena: 155 – 162.

RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PADANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia del margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide geol. reg.-S.G.I., 17-46, Bologna.

RICCI LUCCHI F., LUCCHI E., MARABINI S. (1983) - Regione Emilia Romagna - Provincia di Bologna - Provincia di Ravenna - Parco Regionale della Vena del Gesso, Piano territoriale, C.1, La geologia, Brisighella.

RICCI LUCCHI F., VAI G.B., 1994: *A stratigraphic and tectonofacies framework of the "Calcari a Lucina" in the Apennine Chain, Italy*. Geo-Marine Letters, **14**, 210-218.

RICCI LUCCHI F., VEGGIANI A. (1966) - *I calcari a Lucina della Formazione Marnoso - Arenacea romagnola*. Giorn. di Geologia **34**: 159-172.

TABANELLI S. (1998) - *Studio dell'assetto strutturale dell'area carsica di Castelnuovo di Brisighella: il complesso di Rio Caviale*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Bologna, ined.

TAVIANI M. (1994) - *The "Calcari a Lucina" macrofauna reconsidered: Deep-sea faunal oases from Miocene-age cold vents in the Romagna Apennine, Italy*. Geo-Marine Letters **14**, 185-191.

TERZI C., AHARON P., RICCI LUCCHI F., VAI G.B. (1994) - *Petrography and stable isotope aspect of cold-vent activity imprinted on Miocene age "calcari a Lucina" from Tuscan and Romagna Apennines, Italy*. Geo-Marine Letters, **14**, 177-184.

VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 217-249.

VAI G.B. (1981) - *Messinian Gypsum of Vena del Gesso Basin. Excursion No. 6*. In: F. RICCI LUCCHI, Excursion Guidebook. IAS 2nd Eur. Reg. Meeting 1981 Bologna, 205-227.

VAI G.B., 1988 (2002) - *La fauna fossile di Brisighella: chiave interpretativa della paleontologia e geologia mediterranea*. In: MALPEZZI P. - Brisighella e Val di Lamone, Società di Studi Romagnoli, Cesena: 89 - 103.

VAI G.B. (1994) - *Dal fondo delle lagune ai crinali appenninici. La storia deformativa dei gessi*. In: Regione Emilia Romagna, La Vena del Gesso: 60-78.

VAI G.B., BAGNARES U., COSTA G.P., FORTI P. (1994) - *I gessi da Borgo Tossignano*. In: BAGNARES U., RICCI LUCCHI F., VAI G.B. - La Vena del Gesso, Regione Emilia-Romagna, Bologna: 365 - 392.

VAI G.B., TAVIANI M., CONTI S., AHARON P. (1997) - *Cold-E-Vent. Hydrocarbon Seepage and Chemosynthesis in Tethyan Relic Basins: Products, Processes and Causes*. An International Field Workshop to be held in Bologna and nearby Apennines. June 23-26/1997. Abstract with Program.