

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Rilevamento geologico della Grotta della
Spipola

Candidato:

Samuele Curzio

Relatore:

Prof. Marco Antonellini

Sessione Dicembre 2016

Anno Accademico 2015-2016

INDICE

1 Introduzione.....	3
2. Inquadramento geologico	3
2.1 Area di studio	3
2.2 Regime strutturale	4
2.3 Deformazione nei gessi	5
2.4 Stratigrafia	6
2.5 Geomorfologia del paesaggio carsico.....	7
3. Metodi.....	8
3.1 Rilevamento geologico di grotta e di superficie.....	8
3.2 Analisi delle strutture tramite creazione di stereogrammi.....	9
4. Risultati.....	10
4.1 Rilevamento in grotta	10
4.2 Rilevamento in esterno	13
4.3 Realizzazione delle sezioni geologiche e aggiornamento carta geologica	14
4.4 Analisi degli stereogrammi.....	17
5. Discussione.....	18
5.1 Interpretazione delle strutture analizzate	18
5.2 Conclusioni.....	20
Bibliografia.....	22
Appendice.....	23
1. Dati di campagna nell'area della Spipola. A seguire i dati ricevuti dal Prof. Marco Antonellini.	24
2. Rilievo delle strutture all'interno della Grotta della Spipola.....	26
3. Carta geologica modificata da base della carta geologica regionale, con riportati i tracciati delle sezioni geologiche realizzate.	27
4. Carta geologica aggiornata con sovrapposto il profilo della grotta e gli stereogrammi con le rispettive zone di raccolta dei dati.	29

1 INTRODUZIONE

Speleologia e geologia sono sempre state legate da una stretta relazione, essendo il mondo delle grotte completamente immerso nella materia di studio dei geologi. Inoltre, gli studi hanno ormai appurato l'esistenza di un controllo geologico sui processi speleogenetici (Piccini, 2009 e Pisani, 2016).

L'intuizione alla base del lavoro di tesi che presentiamo è che sia quindi possibile il procedimento inverso, ovvero ottenere informazioni sulla geologia partendo dall'esplorazione e dal rilievo in grotta. La ricerca realizzata si basa infatti sulla combinazione dell'attività di rilievo classica – di campagna in superficie – con quella in grotta. Questo metodo, se validato, potrebbe rivelarsi molto utile nelle zone carsiche nelle situazioni in cui, per fattori diversi, sia difficile l'osservazione diretta delle strutture dalla superficie.

L'interesse verso l'area della Spipola è venuto in seguito all'osservazione, da parte del collega Luca Pisani e del Prof. Marco Antonellini, di una piega antiforale all'interno dell'omonima grotta. La curiosità verso i processi responsabili della sua formazione e la constatazione riguardo la quasi totale mancanza di studi geologici strutturali nell'area sono stati i fattori che hanno condotto alla scelta di studiare più in dettaglio la zona.

L'obiettivo del lavoro di tesi sviluppato è quello di analizzare la geologia nell'area della Dolina della Spipola con lo scopo di:

- spiegare le morfologie osservate nella Grotta della Spipola;
- creare alcune sezioni geologiche che siano rappresentative dell'area;
- integrare e migliorare la cartografia geologica già esistente grazie al materiale realizzato.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 Area di studio

L'area che è oggetto del lavoro di tesi è localizzata sui primi colli che si ergono a sud della città di San Lazzaro, nella zona a ovest della località Croara. La totalità dell'area studiata è inclusa nel Parco Regionale dei Gessi Bolognesi e Calanchi dell'Abbadessa.



Figura 1: Vista a volo d'uccello della Dolina della Spipola in direzione nord (immagine da Google Earth)

Nello specifico le attività di rilevamento si sono concentrate principalmente sulla Dolina della Spipola (Fig. 1), l'adiacente altopiano di Miserazzano e l'interno della Grotta della

Spipola. Questa grande dolina, risultato del fenomeno carsico attivo nel gesso, viene considerata una delle manifestazioni di carsismo superficiale in gesso più sviluppate d'Europa (Badini, 1967). Si spinge infatti fino a 100 metri di profondità rispetto al suo margine e il suo diametro supera i 700 metri. Pochi metri sopra il fondo della dolina, sul versante est, è situato l'ingresso della Grotta della Spipola.

2.2 Regime strutturale

La zona in esame si trova al margine nord dell'Appennino. La storia del orogene appenninico inizia 30 Ma, quando con la rotazione del massiccio Sardo Corso comincia a formarsi il prisma di accrezione appenninico. Circa otto milioni di anni fa si forma un nuovo arco estensivo, provocando per conseguenza l'apertura del Mare Tirreno. Il prisma si arricchisce di torbiditi e avanza fin al tardo Miocene (Ricci Lucchi, 1986). Quattro milioni di anni fa il prisma emerge e continua ad avanzare sullo spesso margine passivo di Adria. E' durante questo periodo che vengono depositate le successioni epiliguri in bacini di *wedge-top* (Ori *et al.*, 1984). Oggi la catena (Fig. 2) presenta caratteristiche particolari.

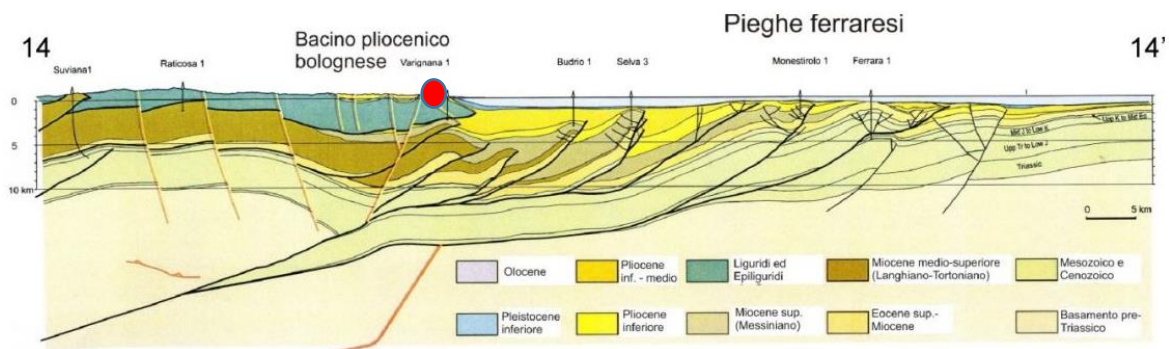


Figura 2: Sezione geologica dell'appennino settentrionale. Il pallino rosso indica il posizionamento dell'area di studio all'interno della sezione. (immagine da Picotti *et al.*, 2009)

E' infatti possibile osservare pieghe antiformi indotte da sovrascorrimenti, come quella che, passando a 20 km di profondità sotto Bologna, si diffonde in un fascio di faglie che arrivano fino nel ferrarese. Allo stesso tempo è significativa la presenza di un sistema di faglie normali che dislocano la copertura nella parte retrostante al fronte (Fig. 3).

Se scendiamo ora nel dettaglio della zona interessata dagli studi, per quanto riguarda il fronte montano bolognese il sollevamento è dell'ordine di un millimetro all'anno. Si pensa che il motivo dell'innalzamento sia da attribuire alla formazione di un'ampia antiforme, spinta



Figura 3: Schema tettonico della zona bolognese con evidenziati i fronti compressivi (in rosso) e quelli estensionali (in blu). Il cerchietto rosso indica l'area di studio. Immagine da E.Mantovani *et al.* (2013)

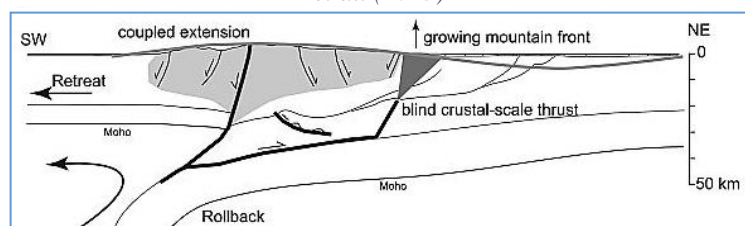


Figura 4: Deformazione del fronte nord appenninico in un contesto di rollback (immagine tratta da Picotti & Pazzaglia, 2008)

da un sovrascorrimento cieco profondo (Fig. 4) (Picotti & Pazzaglia, 2008).

Sulla carta geologica (Fig. 5) si può osservare l'andamento monoclinale con immersione NE lungo la fascia gessosa affiorante, all'interno della quale è stato effettuato il lavoro di tesi. Inoltre è possibile notare un'orizzontalizzazione degli strati nella parte meridionale della Dolina della Spipola e la mappatura di un retroscorrimento incerto che taglia il versante sudoccidentale della depressione. Inoltre è stata mappata una piega antiforale in direzione NW-SE nel versante occidentale (Pisani, 2016); tale struttura è stata rilevata all'interno della Sala del Fango nella Grotta della Spipola.

Il regime di sforzi deformativi dell'Appennino, direzionato verso NE, è il fattore che esercita il controllo principale nelle strutture di quest'area. A questo va aggiunto un sistema N-S probabilmente associato a una fase deformativa recente che taglia le strutture appenniniche (Pisani, 2016).

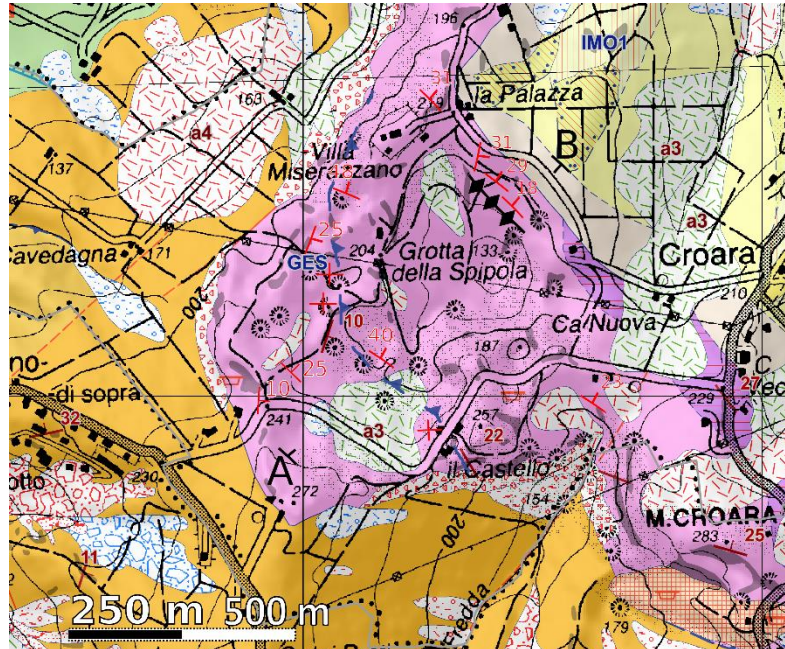


Figura 5: Carta geologica dell'area della Spipola modificata da Pisani su base della cartografia geologica regionale.

2.3 Deformazione nei gessi

La bibliografia riguardante la deformazione fragile in rocce evaporitiche non è particolarmente estesa, ma uno studio effettuato nella Vena del Gesso romagnola (Montanari *et al.*, 2007) ci mostra come il comportamento fragile sia tipico con un seppellimento inferiore ai 200 metri. Il gesso ha infatti fra le sue caratteristiche principali la bassa viscosità efficace che favorisce un comportamento duttile anche a basse profondità.

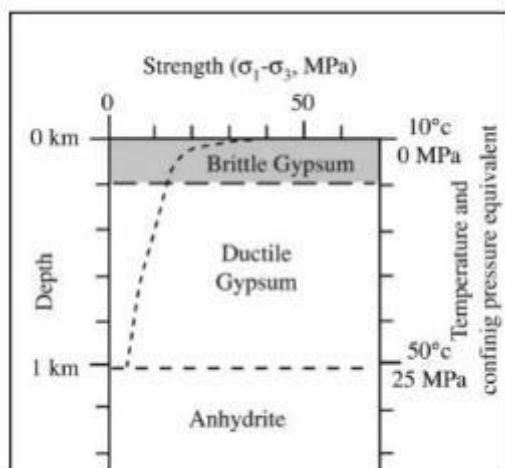


Figura 6: Comportamento reologico di una roccia gessosa in relazione alle condizioni P-T per tasso di deformazione costante di $10 E(-13)$ m/s (diagramma tratto da Montanari *et al.*, 2007)

La Formazione Gessosa-Solfifera, nel nostro caso, ha registrato eventi deformativi post messiniani senza un eccessivo carico litostatico. Questo ha quindi favorito un comportamento fragile delle sequenze evaporitiche, oltre all'atteso comportamento duttile tipico di un contesto orogenico di *fold-and-thrust-belts*. Il comportamento fragile dei depositi è testimoniato nella Vena del Gesso romagnola da retroscorrimenti con piano di scollamento posto nelle peliti pre-evaporitiche (Montanari *et al.*, 2007). Le tipologie di deformazione osservate nella Vena del Gesso bolognese in condizioni di bassa profondità sono fratture e faglie a basso rigetto con elevata conducibilità idraulica, zone di taglio lungo le discontinuità primarie composte dagli interstrati marnoso-pelitici e

deformazione di taglio per scorrimento lungo strato con formazione di fratture aperte a basso angolo (Pisani, 2016).

2.4 Stratigrafia

Le litologie principali presenti nell'area di studio fanno parte della successione semi-alloctona delle Epiliguridi (Ricchi Lucchi & Ori, 1985), depositatasi sintettonicamente allo spostamento delle falde liguridi. I depositi che si trovano al livello stratigrafico inferiore sono le marne della Formazione del Termina (Serravalliano terminale-Messiniano inferiore). Tali marne al tetto passano, con contatto discordante, ai depositi evaporitici messiniani della Formazione Gessoso-Solfifera, che rappresentano la formazione affiorante più estesa nella zona studiata. Inizia quindi la "Successione Post-Evaporitica del Margine Padano-Adriatico" con le discordanti argille della Formazione a Colombacci che verso l'alto passano alla Formazione delle Argille Azzurre (Pliocene-Pleistocene) (Ricci Lucchi *et al.*, 1981 e 1982). Quest'ultima formazione costituisce la base su cui si sedimenteranno le Sabbie di Imola con contatto discordante (Amorosi *et al.*, 1998a).

La Formazione Gessosa Solfifera risale al Messiniano, poiché i depositi di cui è composta si sono formati in un periodo che va dai 7,0-6.5 a 5,5-5,3 MA. Lo spessore di questa formazione varia da circa 100 metri, nel settore bolognese, ai 170 metri che si possono trovare nella Vena del Gesso romagnola (Ricci Lucchi & Vai, 1983).

E' possibile suddividere la formazione nei tre litotipi che caratterizzano la sequenza deposizionale evaporitica (Fig. 7) nel Messiniano, definiti come segue:

- Membro di base composto da peliti o marne eusiniche;
- Membro intermedio composto da calcari stromatolitici;
- Membro sommitale costituito da gesso selenitico e rimaneggiato.

Le diverse *facies* sono individuabili in tutto l'Appennino (Vai & Ricci Lucchi, 1977). Hanno la caratteristica di presentarsi in sequenze cicliche che permettono ai banconi di gesso di raggiungere spessori complessivi molto elevati. Nell'Appennino bolognese è possibile arrivare a contare 12 di questi cicli nelle zone meglio conservate (Grimandi & Gentilini, 2009).

Per quanto riguarda la zona presa in esame per il lavoro di tesi, il membro fortemente preponderante è quello gessoso. In particolare predominano le *facies* del gesso selenitico (F1, F2, F3, F4 della Fig. 7). Solo nel membro di Monte la Pieve (GES1), che secondo la cartografia geologica affiora in misura ridottissima nell'area della Spipola, possiamo trovare le *facies* del gesso rimaneggiato (F5 e F6). Nella nostra area di studio invece le prime quattro *facies* sono organizzate in banconi che sovrastano direttamente le marne della Formazione del Termina. I tre banconi posti stratigraficamente e topograficamente più in basso sono quelli che vengono interessati direttamente dalla speleogenesi nella Grotta della Spipola. Riportiamo di seguito la loro descrizione:

- 1° bancone dallo spessore di circa 12 metri di gesso selenitico;
- 2° bancone separato dal precedente da un livello di marne eusiniche di circa 1 metro, composto in prevalenza da gesso selenitico, il suo spessore è di circa 20 metri;

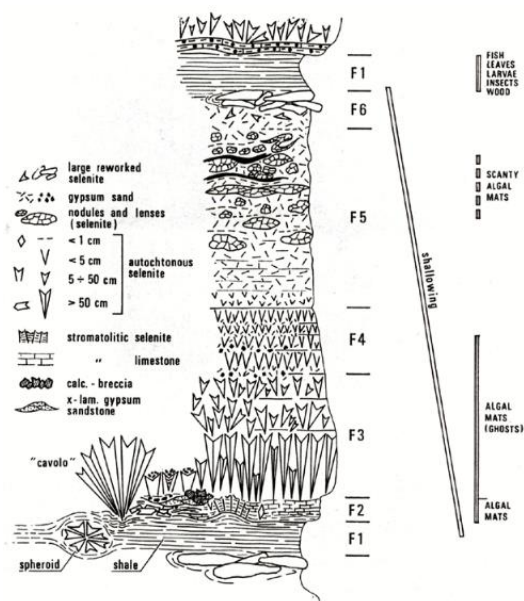


Figura 7: Sequenza schematica dei cicli evaporitici messiniani (immagine tratta da Ricci Lucchi & Vai, 1977)

- 3° banco separato dal precedente da circa mezzo metro di marne eusiniche e da un livello di arenaria calcareo-gessosa; il suo spessore è di oltre 35 metri. Quest'ultimo banco è composto alla base da gesso selenitico e da gesso a bande dalla parte centrale in poi.



Figura 8: Contatto fra le argille eusiniche e lo strato di gesso selenitico dalla tipica base a "mammelloni".
Notare come il nucleo di cristalli di gesso geminati a cespo abbia piegato i depositi argillosi durante la deposizione.

Caratteristica comune a tutti i banconi è la presenza alla loro base di aggregati sub-conici formati da lunghi cristalli di gesso geminati a cespo. Tale morfologia, nota anche con il termine di *mammellone*, permette di riconoscere la base dei banconi, dal momento che i *mammelloni* stessi si trovano in continuità stratigrafica con le marne eusiniche (Fig. 8) (Filotelli *et al.*, 1985). Aggiungiamo che i *mammelloni* si possono trovare con dimensioni inferiori anche in interstrati pelitici di ordine minore.

2.5 Geomorfologia del paesaggio carsico

Il paesaggio dei gessi bolognesi si trova in una sottile fascia che corre lungo il fronte del rilievo appenninico che va da Zola Predrosa a Tossignano. Caratteristica dei gessi bolognesi è il trovarsi in una posizione elevata dal punto di vista topografico. Questa situazione è frutto del principio di inversione di rilievo (Demaria *et al.*, 2012): l'erosione si sviluppa infatti principalmente sulle formazioni limitrofe, poiché il flusso idrico superficiale del gesso risulta molto scarso. Tale fenomeno è motivato dall'altissima permeabilità lungo le discontinuità primarie e secondarie delle rocce gessose, a cui si aggiunge la porosità primaria molto bassa caratteristica del gesso.

In questo contesto, le forme più tipiche dell'area da noi presa in esame sono sicuramente le doline. La Dolina della Spipola, nello specifico, presenta un punto di assorbimento principale sul fondo della depressione, a cui si aggiungono diversi inghiottitoi e doline secondarie o non più attive lungo i versanti. L'acqua viene indirizzata quindi verso il torrente Acquafredda, sistema a primario dominante (Demaria & Dalmonte, 2012), che nelle diverse fasi di vita ha scavato con i suoi tributari i vari ambienti del sistema della Grotta della Spipola. Le morfologie ipogee preponderanti nella zona studiata sono le sale di crollo, la cui speleogenesi è stata analizzata approfonditamente dal collega Luca Pisani. Gli studi di Pisani portano a identificarne quattro morfotipi di base (Fig. 9), la cui formazione è influenzata

principalmente dalla giacitura degli strati, dalla presenza di interstrati marnoso-pelitici, dalle discontinuità tettoniche e dalla persistenza di esse (Pisani, 2016).

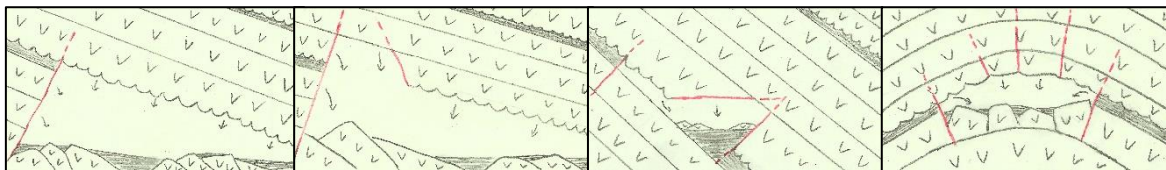


Figura 9: I quattro tipi di morfologia delle sale di crollo come proposte da Pisani (2016). Nell'ordine: sale a tetto triangolare, sale a tetto a gradoni, sale a tetto sub-orizzontale.

3. METODI

3.1 Rilevamento geologico di grotta e di superficie

Il metodo principale del lavoro di tesi, mirato alla realizzazione delle sezioni geologiche e all'aggiornamento della carta geologica, è stato quello di rilevamento classico in campagna, sia in superficie che nel sottosuolo all'interno della Grotta della Spipola.

Come base per il lavoro di rilevamento è stata usata la carta geologica regionale in scala 1:10'000, scaricata dalla banca dati della *Cartografia geologica dell'Emilia Romagna*¹. Vista l'estensione limitata della zona interessata dal rilevamento si è scelto di lavorare con la versione 1:5'000. La carta della *Cartografia geologica dell'Emilia Romagna* è stata integrata con le giaciture già misurate e riportate all'interno del lavoro di tesi di laurea "Controllo delle strutture tettoniche sul carsismo dei gessi bolognesi: i casi studio delle doline della Spipola e dell'Inferno" (Pisani, 2016); sono stati inoltre aggiunti i dati del Prof. Marco Antonellini raccolti nel gennaio 2012.

A questo lavoro preliminare sono seguite varie uscite in campagna con metodi di rilevamento classico. Si sono cercati quindi affioramenti concentrando l'indagine nelle zone dove i dati erano più lacunosi, se non assenti, e in quelle aree dove una possibile interpretazione sull'andamento degli strati risultava più complessa o dubbia. I dati delle giaciture sono stati misurati con metodo *Dip direction/ Dip* sia che si sia trattato di strati che di vene, *joint* o faglie. Il posizionamento spaziale dei dati è stato facilitato dall'utilizzo di un dispositivo GPS e dal programma *Google Earth*, usato per il posizionamento sulla carta dei dati ottenuti. Diversamente, per quanto riguarda il rilevamento in grotta, si è usato come base il rilievo della Grotta della Spipola realizzato dal Gruppo Speleologico Bolognese del CAI nel periodo 1979-1985 in scala 1:1'000, allegato alla pubblicazione "Ipoantropo – Guida alle più note cavità dell'Emilia Romagna – 1987" (Grimandi, 1987). Il rilievo contiene una pianta dei rami della grotta, una sezione quotata lungo i diversi rami e alcune sezioni trasversali rispetto alle prime, che danno un'idea migliore della forma della cavità. Il rilievo effettuato per questo lavoro di tesi ha interessato soltanto il ramo turistico della grotta, poiché per accedere ai rami inferiori, dove è necessario effettuare alcune manovre su corda, sarebbero state necessarie competenze di cui non sono in possesso. Il rilevamento dunque interessa l'area compresa fra l'ingresso, basso posto vicino al fondo della dolina, e il limite nord della Sala del Fango. I metodi utilizzati per mappare le strutture sono stati quelli classici: da una parte

¹ https://applicazioni.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss/user/viewer.jsp?service=geologia

la bussola da geologo, d'altra parte il rilievo della grotta (non essendo il sistema GPS funzionante nel sottosuolo) grazie a cui è stato possibile assegnare anche una quota specifica alle misurazioni effettuate. Anche in questo caso, alle misurazioni raccolte all'interno della Grotta della Spipola sono stati integrati i dati riportati nella tesi di laurea di Luca Pisani sopra citata.

Rispetto al lavoro di cartografia, per realizzare le carte e i prodotti cartografici è stato utilizzato il programma OCAD (Ocad Inc). Per prima cosa è stato necessario digitalizzare e ruotare il rilievo della Grotta della Spipola che era reperibile solo in versione cartacea con orientamento di 106 gradi rispetto al nord per motivi di impaginazione. Una volta digitalizzato il rilievo, è stato allora possibile sovrapporlo in scala alla carta geologica, in modo da permettere una più facile correlazione fra le strutture superficiali e quelle del sottosuolo. Il rilievo digitalizzato è stato utilizzato per disegnare le strutture osservate durante rilievo in grotta.

Attraverso i risultati di campagna è stato quindi possibile disegnare diverse sezioni su carta millimetrata, digitalizzate in seguito. Oltre al metodo classico per la realizzazione delle sezioni geologiche è stata riportata all'interno della sezione la posizione e sezione della grotta, ottenuta grazie all'incrocio dei dati dei due tipi di sezione presenti nel rilievo.

3.2 Analisi delle strutture tramite creazione di stereogrammi

Sono stati infine effettuati alcuni stereogrammi utilizzando il programma Stereonet (Allmendinger 2016), scaricabile gratuitamente da internet. Questo programma permette di creare degli stereogrammi sia di piani che di lineamenti, semplicemente inserendo i valori delle giaciture all'interno di una griglia di calcolo. In questo modo è possibile creare diversi *dataset* per classificare i diversi tipi di strutture. Si possono inoltre effettuare varie operazioni di analisi, come ad esempio la possibilità di creare un *contour* della densità dei poli dei piani di strutture rilevate (Fig. 10).

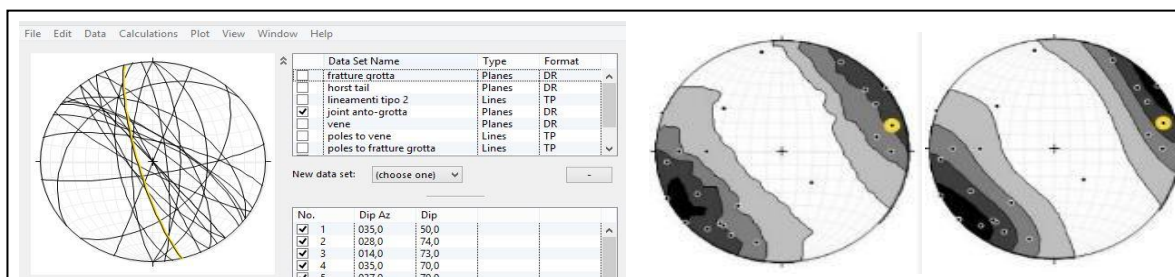


Figura 10: Esempio di fasi per la creazione di uno stereogramma: la schermata con l'inserimento delle giaciture, lo stereogramma con le curve di densità dei poli e lo stesso dopo l'operazione di smoothing.

I dati elaborati sono stati quindi raggruppati in tre zone diverse: la prima riguarda l'interno della Grotta della Spipola e il versante est della dolina della Spipola; la seconda si riferisce all'altopiano di Miserazzano verso nord e la terza riguarda il versante ovest della dolina. Per ognuna di queste zone sono stati compilati i diversi *dataset* secondo le seguenti categorie, se presenti: *joints*; faglie normali; vene; *horsetails*. Attraverso la funzione *contour* del programma è possibile creare un grafico di densità dei poli appartenenti ai piani inseriti e successivamente modificare loro diversi parametri come lo *smoothing* o il grado di approssimazione delle curve. Questo tipo di analisi è particolarmente utile perché ci permette di riconoscere la direzione preferenziale delle strutture.

4. RISULTATI

La raccolta dei dati e le osservazioni fatte nelle due uscite in campagna ci hanno permesso di ottenere molte nuove informazioni sul sistema della Dolina della Spipola. I valori delle giaciture degli strati e delle altre strutture mappate sono riportate in appendice con la dicitura *Direzione immersione/Angolo di inclinazione* (esempio: 137/30).

4.1 Rilevamento in grotta

Il rilevamento è stato realizzato nel ramo fossile, dall'entrata fino alla parte finale del Salone del Fango, come indicato in Fig. 11. Questa parte del complesso è costituita principalmente da sale di crollo con struttura triangolare che, grazie alla ridotta corrosione effettuata dalle acque correnti, permettono un buon riconoscimento delle superfici di strato dalla tipica struttura a *mammelloni* al letto. Le giaciture degli strati sono sempre state prese sul soffitto

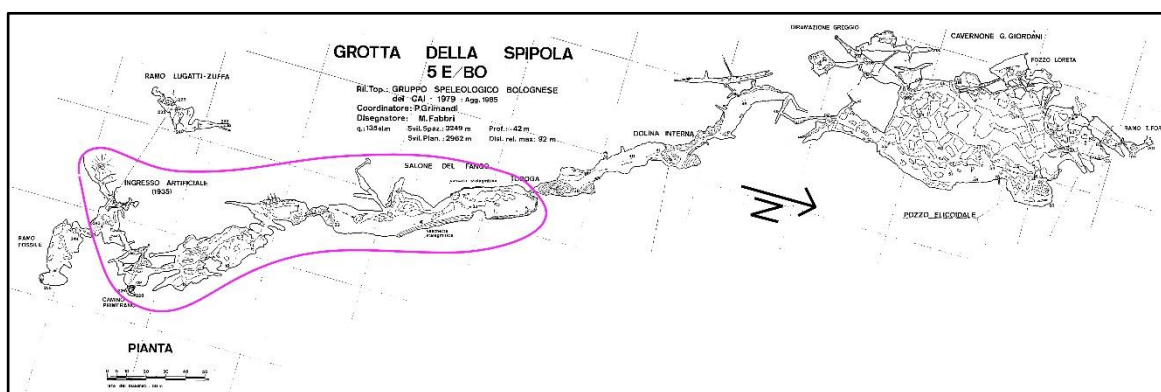


Figura 11: Pianta del ramo turistico della Grotta della Spipola con cerchiata la zona interessata dal rilevamento. (Immagine tratta da "Guida alle più importanti cavità dell'Emilia Romagna" (Grimandi, 1987)

della grotta che, nella maggior parte dei casi, era l'unica superficie di strato libera da detriti e sedimenti. Questa condizione particolare ha reso le misurazioni più difficili rispetto a un affioramento classico. Da un lato infatti la difficoltà era data dalle ondulazioni dei *mammelloni* sulla superficie di strato, d'altra parte la complessità derivava dalle limitazioni intrinseche della bussola nel misurare la giacitura di un tetto tendente all'orizzontale.

L'andamento degli strati osservato è principalmente monoclinale con direzione dell'immersione dai 40° ai 70° nord e un'inclinazione che varia fra i 10 e 40 gradi, con una pendenza media intorno ai 25°.

Negli ambienti più prossimi all'entrata sono presenti diverse fratture sub-verticali che mostrano chiari segnali di conduttività, presentandosi molto allargate.

Nella saletta di crollo nei pressi del Camino Primerano è visibile una frattura (60/50) limitata allo strato, a basso angolo rispetto alla stratificazione (Fig. 12) riconoscibile dai residui di *mammelloni*, erosi da una probabile forte

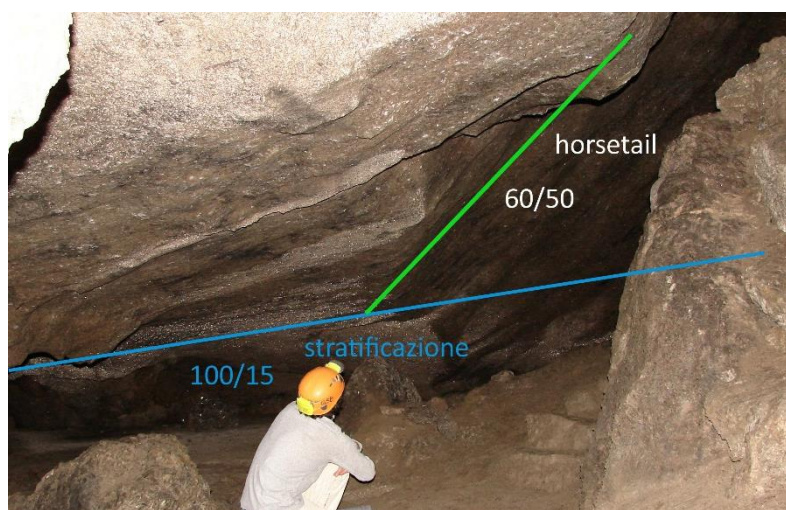


Figura 12: Vista verso SE della frattura a basso angolo rispetto alla stratificazione. Notare la presenza di *mammelloni* sulla sinistra.

conduttività nel passato. La superficie descritta percorre il soffitto della sala da parte a parte, per poi perdersi verso nord all'interno di un ambiente di crollo. Proseguendo lungo il ramo per circa 70 m in direzione NNW – la direzione preferenziale dell'intera Grotta della Spipola (Pisani, 2016) – si trova una superficie dalla giacitura identica alla precedente. Vista la distanza, è possibile ipotizzare che non si tratti della continuazione dello stesso oggetto ma rimane quantomeno probabile che le due superfici siano relative a un processo simile. Entrambe creano una morfologia riconducibile a quella delle sale di crollo con tetto a gradoni (Pisani, 2016).

A partire dal complesso ambiente di crollo è stato individuato un sistema di fratture appenniniche con giacitura media 220/75. Queste fratture, che si presentano perpendicolari alla stratificazione, fungono da parete subverticale per le sale di crollo triangolari e si ripetono con continuità fino al Salone dove è possibile osservarne l'esempio principe (Fig. 13). Nel Salone del Fango e negli ambienti posti nei 40 metri precedenti gli strati creano localmente un'antiforme. La loro inclinazione passa dai 25-30 gradi a sub-orizzontale. Abbiamo quindi cercato di seguire queste strutture il più possibile verso W, in modo da caratterizzarle nel modo più dettagliato ed esaustivo possibile. Di seguito vengono descritti i diversi casi oggetto di analisi, uno dopo l'altro:

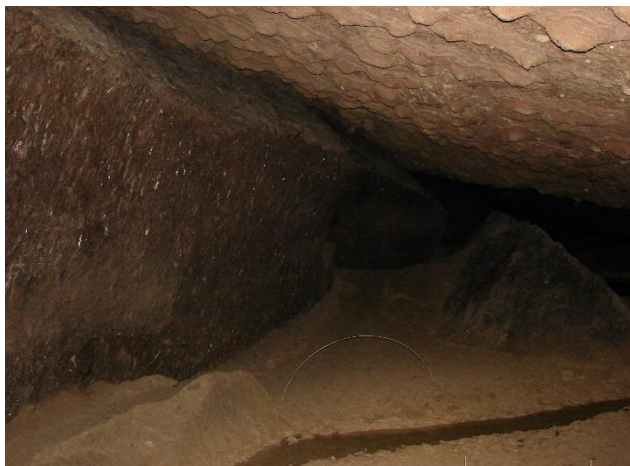


Figura 13: Struttura triangolare della Sala del Fango con la frattura appenninica perpendicolare alla stratificazione.

- a) A sud del Salone del Fango è presente una saletta con una ricca colata di calcite proveniente da ovest. Appena a E dello spazio descritto si apre un altro ambiente dove le inclinazioni degli strati passano in circa dieci metri dai 30° del margine E ai 18° del margine W, che si trova topograficamente al di sopra della prima saletta.



Figura 14: Vista dell'antiforme verso nord con schema esplicativo delle geometrie.

- b) Il caso più interessante è quello al margine sud della Sala del Fango dove è visibile una vera e propria antiforme (Fig. 14). Gli strati passano dalla monoclinale dominante con inclinazione di 26° a una giacitura di 210 W 16 nell'ultima parte misurabile prima che la grotta si chiuda. L'asse dell'antiforme ha giacitura 150/5 (perpendicolare

all'immersione della monoclinale). Verso sud l'asse dell'antiforme non viene però più rinvenuto in alcun ambiente. Al culmine della piega c'è una struttura (Fig. 15) che, pur non manifestando chiari indicatori cinematici, è riconoscibile come faglia normale dall'angolazione del piano di faglia e dall'evidente direzione del rigetto. Ciò che è interessante notare, anche in questo caso, è che in corrispondenza di una antiforme è possibile osservare l'arrivo di acque nel raggio di pochi metri (visibili nella parte bassa della Fig. 13). In questo caso le acque sbucano sotto forma di piccolo rigagnolo da uno stretto canale posto proprio sotto ai depositi fangosi visibili nella Fig. 14.

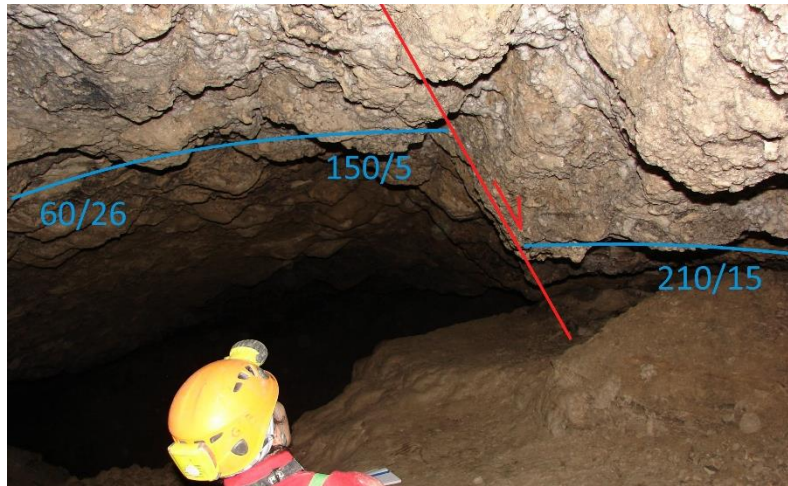


Figura 15: Vista della faglia normale nell'asse dell'antiforme, con riportate le giaciture dello strato nelle sue diverse parti.

- c) Nella prima parte della Sala del Fango un cunicolo procede verso SW per circa 25 metri facendosi sempre più stretto e basso. La strettoia si è probabilmente formata all'interno dell'interstrato pelitico (ben visibile nella Fig. 8) svuotato dei suoi sedimenti. Il soffitto è quindi una superficie di strato che, da una giacitura monoclinale, verso W diventa sub-orizzontale e piega ulteriormente fino a una giacitura 190/10 (Fig. 16). A questo punto il cunicolo fa una secca curva di 90 gradi e viene chiuso da depositi pelitici, impedendo quindi di seguire ulteriormente lo sviluppo dello strato. Questo punto si trova a NW rispetto a C, a una distanza di soli 25 metri in linea d'aria. Visto che l'asse della antiforme ha orientamento NW-SE, è probabile una sua correlazione con quella osservata in precedenza al punto C.

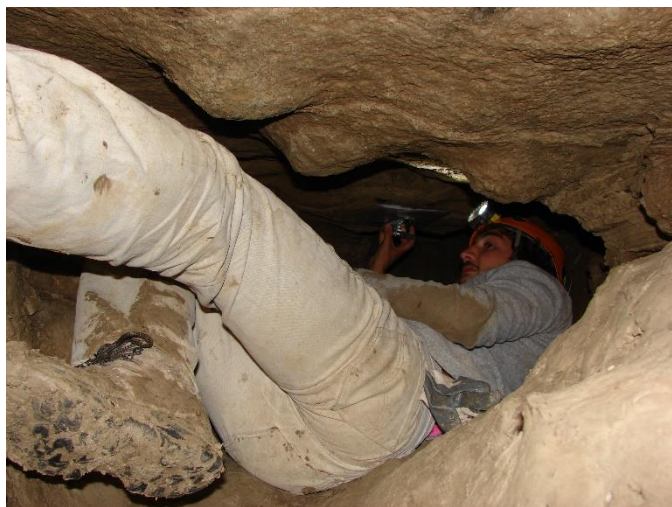


Figura 16: Misurazione della giacitura degli strati al termine del cunicolo di interstrato.

- d) L'ultima osservazione di un'antiforme è una localizzata rotazione nella giacitura degli strati, posizionata nel tetto monoclinale della Sala del Fango, circa venti metri a sud della Cascata Stalagmitica. Salendo su alcuni crolli è possibile misurare una rotazione della stratificazione di 90 gradi verso S (150/15) rispetto alla monoclinale. Questa rotazione interessa una fascia di pochi metri per poi tornare all'assetto classico. Dall'osservazione della forma è possibile ritenere di essere di fronte ad un principio

di sistema antiforme-sinforme dove l'asse ha un angolo di circa 30 gradi dallo *strike* della monoclinale. Anche in questo caso è interessante osservare, a poca distanza, la presenza dell'imponente Cascata Stalagmitica che fuoriesce dalla parete W della Sala del Fango.

Nella parte finale della Sala del Fango (che si estende per una lunghezza di 100 metri) riprende la tendenza monoclinale regionale. Si è proseguiti quindi fino alla Dolina Interna, zona in cui le forme di erosione tipiche del flusso d'acqua diventano preponderanti (canali di volta e gallerie da flusso vadoso) e per conseguenza il riconoscimento chiaro delle superfici di stratificazione diventa pressoché impossibile. Tutti i dati raccolti sono stati trascritti nella tabella in App. 1 e sono stati riportati sul rilievo della grotta (Fig. 17) (versione più grande in App. 2).

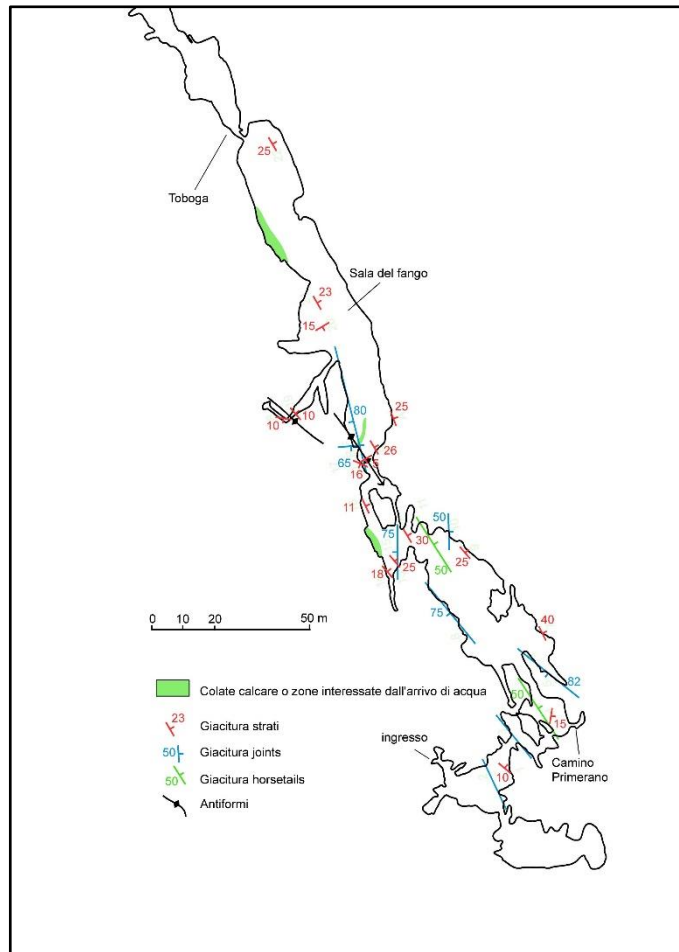


Figura 17: Rilievo della Grotta della Spipola con la mappatura delle strutture osservate.

4.2 Rilevamento in esterno

Per avere un'immagine più chiara della struttura geologica dell'insieme della Dolina della Spipola, a fianco all'attività di rilevamento all'interno della grotta, è stato effettuato anche un lavoro di campagna. Il problema principale del rilevamento su gesso non è legato alla reperibilità degli affioramenti, che sono al contrario molto abbondanti; molto meno facile risulta invece individuare degli affioramenti qualitativamente significativi. La roccia appartenente alla Gessosa-Solfifera infatti tende ad alterarsi molto velocemente rendendo difficile il riconoscimento delle strutture. Inoltre, è possibile che i banconi siano talvolta così spessi da non presentare superfici di strato, all'interno dell'affioramento. A questo problema si è ovviato utilizzando come riferimento la direzione di crescita dei cristalli geminati a ferro di lancia del gesso selenitico, che crescono perpendicolarmente al piano di strato (Fig. 18). I valori misurati con questo metodo hanno però un'incertezza maggiore. Per questo motivo le giaciture riportate nella tabella in App. 1 hanno una colonna che indica l'incertezza (valori riferiti alla giacitura: O = Ottima, B = Buona, M = Scadente, C = Valore preso dalla direzione dei cristalli).



Figura 18: Esempio di affioramento in cui è necessario far riferimento alla direzione di crescita dei geminati di gesso.

La prima zona rilevata è stata quella del versante NE della dolina principale. Poco a sud del caseggiato La Palazza, lungo il largo sentiero che scende verso la dolina, sono presenti delle vene spesse 3-5 centimetri riempite di calcite (Fig. 19) con giacitura 260/70. Proseguendo in direzione del Buco del Calzolaio e verso il fondo della dolina le giaciture indicano sempre una tendenza monoclinale con direzione d'immersione compresa fra i 40° e i 70° e inclinazione oscillante fra i 15° e i 47°.



Figura 19: Vena di calcite a sud della Palazza.

Nel versante SW la stratificazione è più varia con direzioni di immersione che variano da N a E con pendenze che arrivano fino ai 40°, ma possono anche essere sub-orizzontali.

A circa 200 metri in direzione N da La Palestrina, lungo la strada sterrata che la collega a La Palazza, abbiamo osservato due strutture particolari. All'interno della roccia affiorante con stratificazione sub-orizzontale sono presenti due filoni allungati dai confini netti in cui i cristalli sono cresciuti paralleli all'allungamento (Fig. 20). I due filoni, interpretabili come vene, sono perpendicolari fra loro. La vena principale (direzione 70° N) ha uno spessore di 1 metro, mentre la seconda ha uno spessore di circa 10 centimetri. Altre vene, in questo caso con riempimento di calcite, sono ritrovabili sull'altopiano di Miserazzano. Queste ultime sono spesse pochi centimetri e sono orientate con valori di direzione di 10°-30° N.



Figura 20: Vena di calcite con cristallizzazione del gesso parallelo al borodo.

Queste ultime sono spesse pochi centimetri e sono orientate con valori di direzione di 10°-30° N.

Nell'area di Miserazzano sono stati osservati strati ad andamento principalmente sub-orizzontale. Sono inoltre presenti numerose collinette con gesso affiorante sulla cima, nel quale si sono formate delle bolle di scollamento (Demaria *et al.*, 2012). Queste interessano solamente gli strati più superficiali e giustificano la variabilità delle giaciture rilevate nell'area.

Ricordiamo per chiarezza che tutte le giaciture sono state disegnate usando il programma OCAD sulla cartografia geologica regionale, già precedentemente aggiornata da Pisani. E' possibile ritrovare l'insieme delle giaciture disegnate nell'App. 3, inserite nella tabella (App. 1).

4.3 Realizzazione delle sezioni geologiche e aggiornamento carta geologica

Grazie ai dati ottenuti tramite il lavoro di campagna sono state realizzate cinque sezioni geologiche, che hanno permesso di riordinare e organizzare le osservazioni compiute in grotta e in superficie. Due delle sezioni tagliano la Formazione Gessosa-Solfifera da parte a parte, per una lunghezza complessiva di 1150 metri in direzione WSW-NNE, lungo i tracciati riportati nell'App. 3. Altre tre sono state realizzate a scala minore in corrispondenza delle principali strutture antiformali descritte in precedenza. I tracciati di queste ultime sezioni sono riportati nella Fig. 21 e anch'esse nell'App. 3.

Durante la realizzazione del profilo a grande scala è stata analizzato l'andamento rispetto alla morfologia del retro-scorrimento incerto che taglia il versante SW della dolina e tale operazione ha messo in luce un errore nella direzione di immersione della faglia. Essa viene infatti segnata immergente a E, mentre l'andamento rispetto ai versanti fa intendere che la faglia immerga verso W (a prescindere dalla natura cinematica della faglia stessa). E' stata quindi aggiornata la carta geologica in App. 3 alla luce dei nuovi dati ottenuti e delle osservazioni fatte in campagna. Utilizzando le strutture osservate in grotta, gli aggiornamenti effettuati alla carta geologica (App. 3) e le informazioni riguardanti gli spessori delle formazioni da letteratura, sono state poi realizzate le sezioni (Fig. 22-23-24-25-26). Per tutte è stata usata una legenda unificata. Segnaliamo che le sezioni contengono inevitabilmente al loro interno delle interpretazioni che verranno commentate più avanti. Tali interpretazioni hanno portato poi ad ulteriori modifiche alla carta geologica dell'area (App. 3).

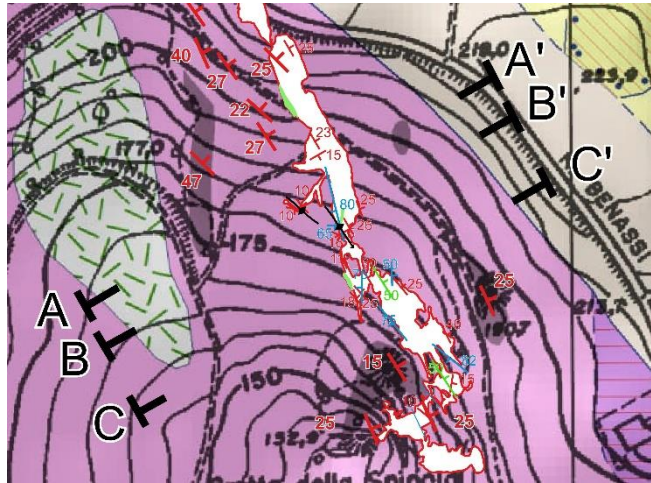


Figura 21: Tracciato delle sezioni geologiche sulla carta geologica aggiornata e con sovrapposti il profilo della grotta con i dati del rilievo.

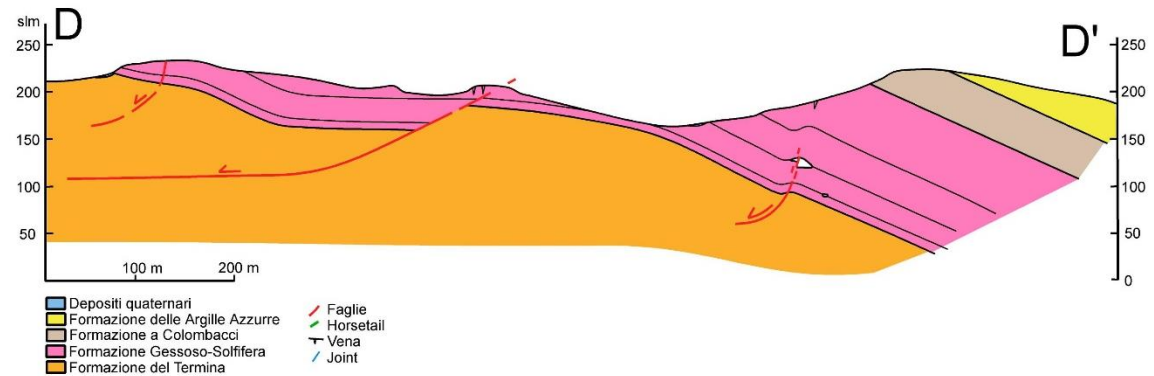


Figura 22: Sezione geologica D-D'

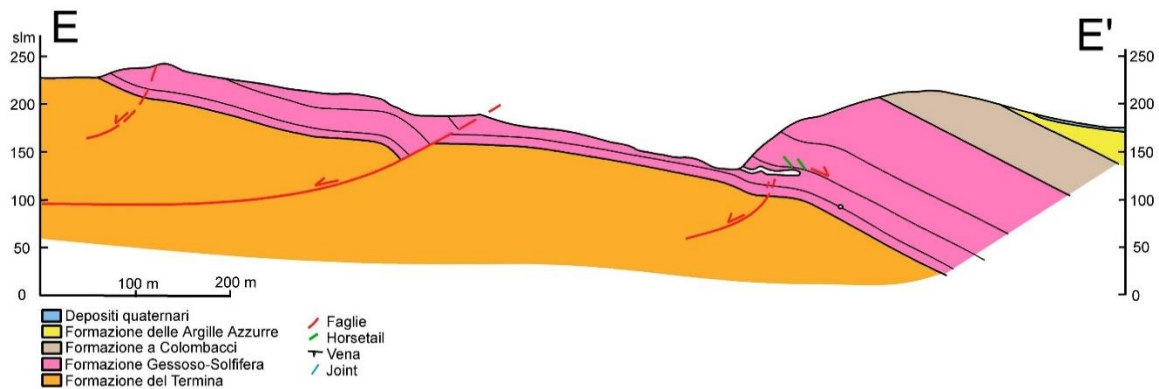


Figura 23: Sezione geologica E-E'

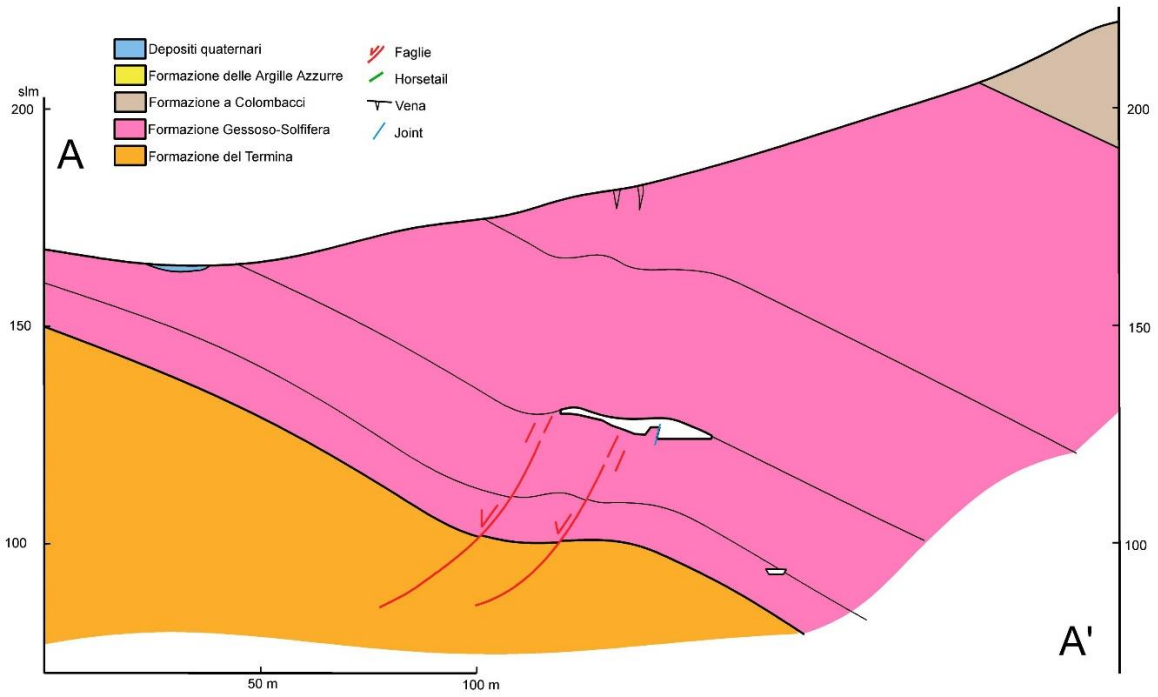


Figura 24: Sezione geologica A-A'

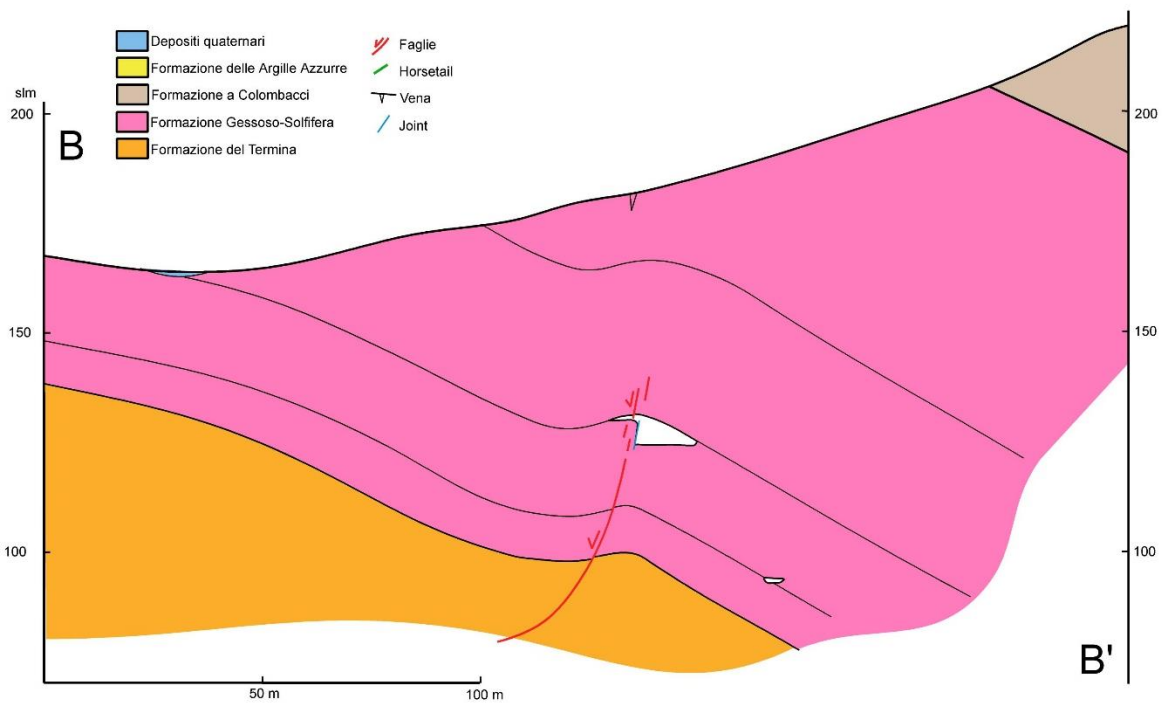


Figura 25: Sezione geologica B-B'

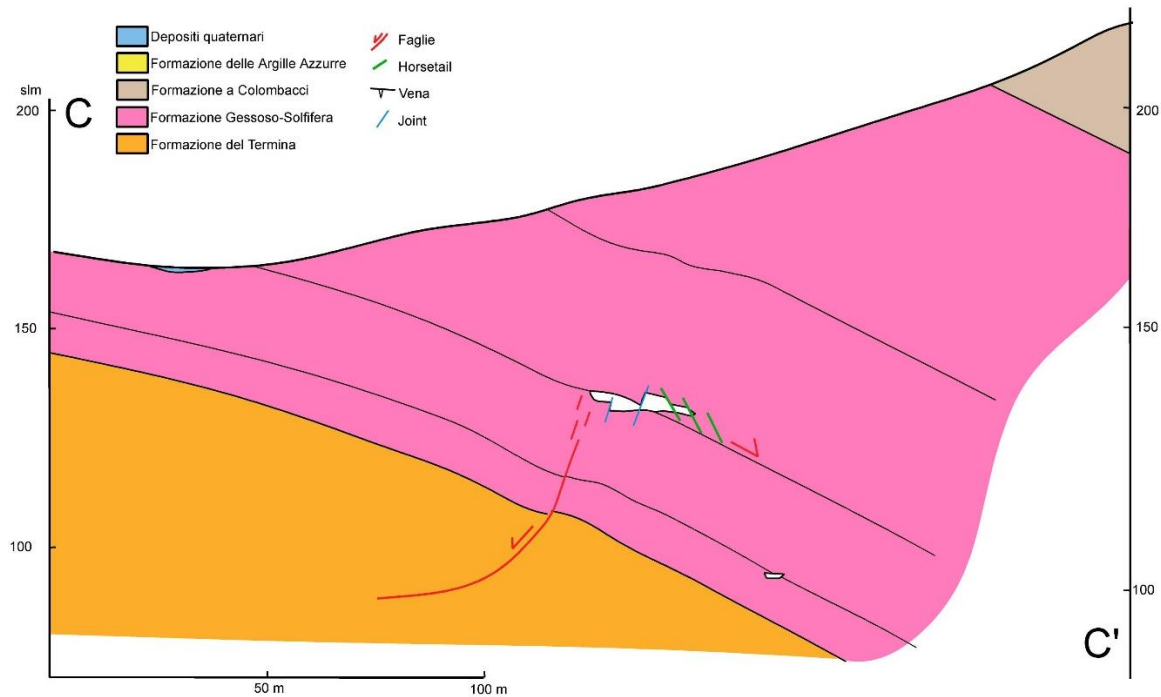


Figura 26: Sezione geologica C-C'

4.4 Analisi degli stereogrammi

Gli stereogrammi sono stati realizzati unendo i dati raccolti in campagna a quelli già presenti nel lavoro di tesi di L. Pisani. E' necessario tenere in considerazione il fatto che gli stereogrammi realizzati con un numero di dati ridotto risultano meno significativi di quelli che si basano su un numero di informazioni molto più elevato. Nel caso degli stereogrammi che compaiono all'interno di questo lavoro di tesi, il numero di dati utilizzati per la creazione è riportato in didascalia.

Gli stereogrammi riferiti al versante NE della dolina e all'interno della grotta (Fig. 27), mostrano dei *joint* prevalentemente verticali e dall'orientazione appenninico (inclinazione tra i 40° e i 70° nord, con direzione parallela all'orientamento della catena). I lineamenti rilevati da M. Antonellini nel 2012, connessi probabilmente a uno scivolamento lungo piani di clivaggio, hanno inclinazione sub-verticale e sono orientati

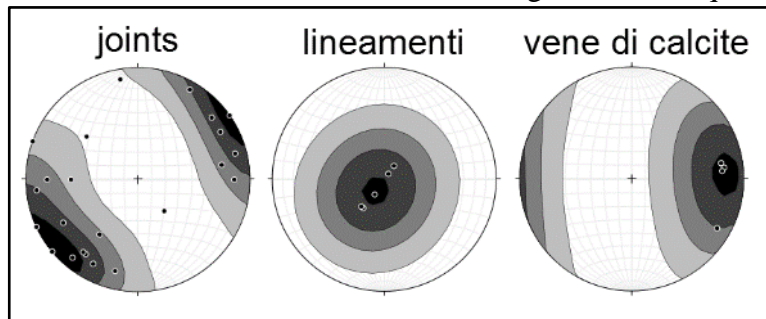


Figura 27: Stereogrammi riferiti ai dati ottenuti nel settore NE della Dolina della Spipola e nella Grotta della Spipola. Numero di dati per grafico: joints 24, lineamenti 5, vene di calcite 5.

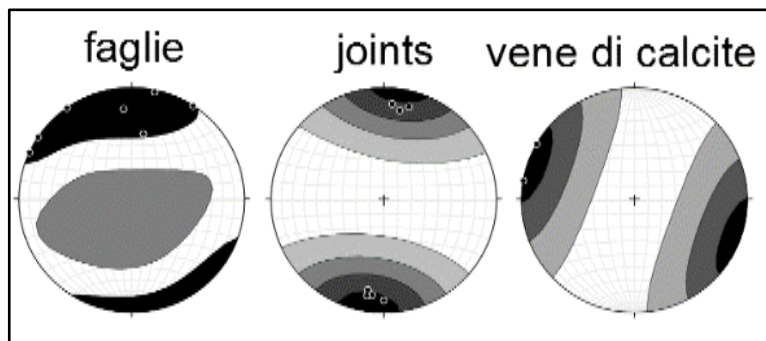


Figura 28: Stereogrammi riferito ai dati ottenuti nell'area di Miserazzano. Numero di dati per stereogramma: faglie 7, joints 7, vene di calcite 2.

lungo un asse NE-SW. Per ultime, le rare vene di calcite mostrano orientamento N-S con immersione ad alto angolo verso W.

Sull'altopiano (Fig. 28) i *joints* (campionati in numero inferiore) sono sempre verticali ma ruotano la loro direzione preferenziale che diventa W-E. Le vene di calcite (due misurazioni soltanto) sono orientate NNE-SSW. Le faglie di tipo normale hanno direzione intorno ai 260° N e inclinazione sub-verticale che tende a immergere verso S.

Gli stereogrammi in figura 29 si riferiscono infine ai dati del versante SW della dolina, in maggior parte provenienti dall'affioramento della Palestrina. Le faglie normali hanno una chiara tendenza ad un orientamento SE-NW con immersione ad alto angolo verso SW. I *joint*, sub-verticali, si dividono in due gruppi: il primo e più numeroso ad andamento appenninico, il secondo gruppo, più scarso, con orientamento anti-appenninico. La rappresentazione grafica delle due vene di calcite, già nominate nella Fig. 29, ci mostra come queste siano una appenninica mentre l'altra anti-appenninica, ed entrambe subverticali.

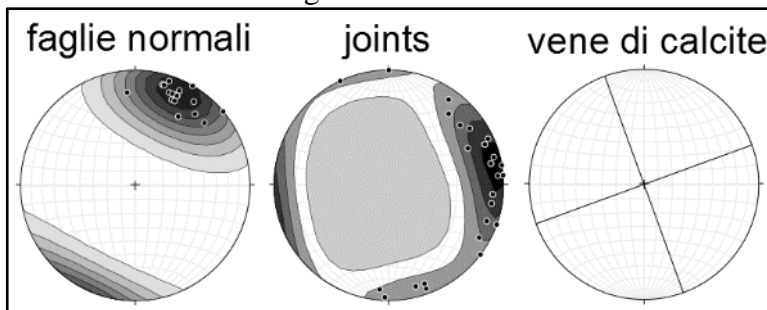


Figura 29: Stereogrammi riferiti ai dati ottenuti nel versante SW della Dolina della Spipola. Numero di dati per stereogramma: faglie 19, joints 28, vene di calcite 2.

Nell'App. 1 gli stereogrammi sono stati sovrapposti – tramite il programma di elaborazione grafica Inkscape – alla carta geologica modificata, delimitandone le aree di provenienza dei dati; questo per permettere una più facile contestualizzazione delle informazioni.

5. DISCUSSIONE

5.1 Interpretazione delle strutture analizzate

Possiamo dire in linea generale che l'analisi delle strutture a piccola scala si è rivelata fondamentale nel fornire indizi sui fenomeni agenti a scala più ampia. Di seguito riportiamo le interpretazioni date agli elementi analizzati nel corso del lavoro di tesi.

A proposito delle fratture ad alto angolo, interpretabili come *horsetail splays*, presenti nelle due sale con tetto a gradoni, supponiamo che esse siano generate dalla zona di taglio concentrata all'interstrato marnoso-pelitico, l'elemento debole della formazione. La geometria tipica degli *horsetail* (Fig. 30) ci indica la cinematica dello scorrimento lungo la faglia. Dall'immagine (Fig. 31) si può notare come quest'ultima non sia legata a *flexural slip*, che provocherebbe taglio inverso, ma l'attivazione di una faglia normale lungo l'interstrato.

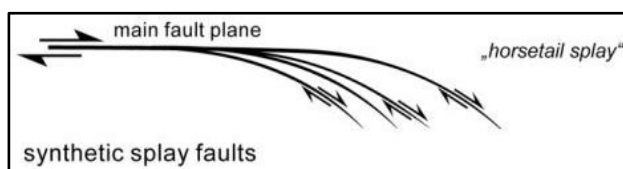


Figura 30: Modello di formazione di un horsetail splay. (Immagine tratta da www.ethz.ch).

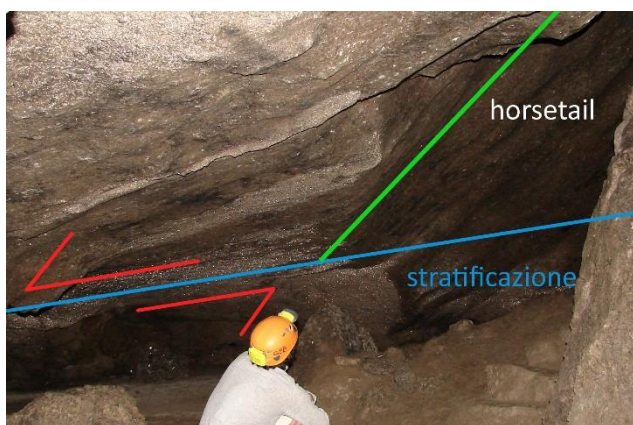


Figura 31: Schema dello scorrimento nella zona di taglio

A proposito delle antiformali presenti nella grotta è stato verificato che tutte hanno la caratteristica di essere strutture poco persistenti. Non è infatti possibile seguirne l'asse per più di qualche decina di metri, né ritrovare giaciture immergenti a W nel versante sovrastante la grotta. La presenza di vene di calcite con direzione appenninica a S della Palazza ci indica però che l'ondulazione della stratificazione è un fenomeno comune all'interno della monoclinale. La presenza di una faglia normale nell'antiforme in Fig. 14, se immaginiamo che non si tratti di un caso isolato, permette di pensare di aver intercettato una faglia facente parte della zona di danneggiamento al fronte di una *fault propagation fold* da faglia estensionale (Fig. 32) che trova un ottimo esempio nelle sezioni A-A' e B-B' (Fig. 24 e 25). Le antiformali sarebbero quindi interpretabili come accomodamento all'avanzamento della zona di danneggiamento al fronte della faglia normale in propagazione (*process zone*) verso la superficie. L'esistenza della faglia può essere ricondotta alla formazione di un nuovo *detachment* in posizione più avanzata rispetto a quello che discuteremo più avanti, visibile anche sulla carta geologica in App. 3.

La deformazione fragile avviene, all'interno della Formazione Gessosa-Solfifera, attraverso fratture e faglie a basso rigetto che manifestano elevata conducibilità idraulica (Pisani, 2016). Questa deformazione è anche verosimilmente accomodata dalla formazione di una famiglia di *joints* con orientazione appenninica (Fig. 27). Anche dei lineamenti causati probabilmente da uno scivolamento (Fig. 27) sembrano confermare ulteriormente l'esistenza di un processo di questo tipo.

Per quanto riguarda il flusso responsabile della formazione delle colate di calcite, questo scende grazie all'elevata conduttività delle fratture fino ad incontrare uno spesso interstrato pelitico che devia il flusso all'interno delle sale. Questo fenomeno potrebbe essere legato all'intensa fratturazione causata dall'avanzamento della zona di danneggiamento a ovest delle sale. La limitata persistenza delle strutture è data dall'assenza, ad oggi, di una vera e propria faglia che tagli la formazione nei pressi della grotta. Questa si trova probabilmente a una quota inferiore rispetto agli ambienti osservati, la deformazione è perciò accomodata in modo diffuso e differenziale da numerose piccole faglie di persistenza e rigetto ridotto facente parte della *process zone*.

Le ipotesi fino a ora sembrano poter essere confermate attraverso la realizzazione delle sezioni geologiche (Fig. 22 e 23), nelle quali la presenza di faglie normali rende gli spessori compatibili con quelli descritti in letteratura. Il tracciato della faglia normale che taglia il versante SW della dolina è stato definito in base alle discordanze presenti fra le giaciture, tenendolo il più possibile simile all'originale disegnato sulla cartografia geologica regionale (Fig. 5). Si può notare una sua tendenza, probabilmente non casuale, a raccordarsi al contatto tettonico presente a N fra le formazione del Termina e Gessosa-solfifera. E' però necessario

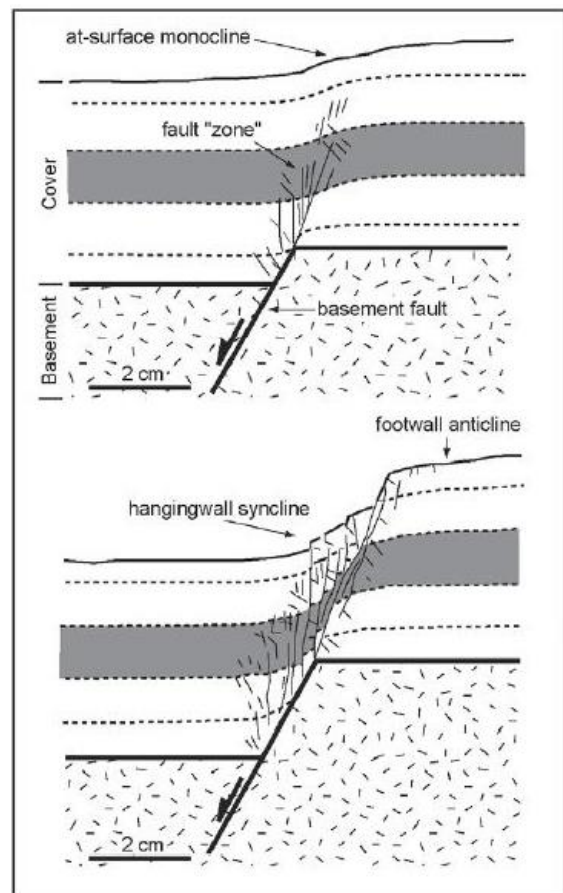


Figura 32: Modello schematico delle fasi di *fault propagation fold* nel caso di faglie normali. (Immagine tratta da Jackson, 2005)

tenere in considerazione il fatto che il rigetto mostrato in sezione è esclusivamente frutto di un'interpretazione grafica, non essendo stato osservato direttamente.

Una struttura che ha suscitato interesse è il piegamento degli strati al tetto della faglia fino ad un angolo di 40° . Questa morfologia, quando associata a una faglia dalla cinematica normale, indica in letteratura la presenza di una faglia listrica (Fig. 33). La sua attività è plausibilmente legata all'azione di un *detachment*, la cui superficie di scollamento si colloca solitamente nelle peliti pre-evaporitiche (Montanari *et al.*, 2007), in questo caso nella formazione del Termina. Conferma di un piegamento della stratificazione in questo settore della dolina viene dal ritrovamento di numerose vene nell'area a ovest della faglia segnata nella cartografia geologica in App. 3

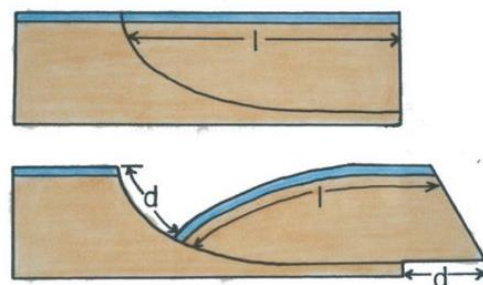


Figura 33: Schema di faglia listrica
(immagine tratta dal sito web
<https://ocw.mit.edu>)

La *fault propagation fold* commentata precedentemente può essere anch'essa ricondotta al processo di formazione di un nuovo *detachment* in posizione più avanzata.

L'assetto dell'area di Miserazzano risulta invece meno definito; non è presente infatti un piegamento così netto degli strati. Questo potrebbe essere causato da una geometria più rettilinea del piano di faglia, anche se non possiamo certo considerare questa situazione compresa e analizzata in modo sufficientemente esaustivo. Un'incertezza nell'impostazione delle strutture è osservabile attraverso gli stereogrammi della Fig. 28 che mostrano un orientamento W-E delle faglie normali, come a indicare una rotazione locale nel campo degli sforzi.

Tutte le strutture osservate, descritte o ipotizzate indicano la presenza di un regime estensionale. Questo è il motore che permette la formazione dei *detachment*, di una moltitudine di faglie normali a basso rigetto, delle pieghe da *fault propagation fold* e lo scorrimento gravitativo normale lungo l'interstrato da parte dei banconi gessosi.

A scala di catena un regime estensivo è compatibile con il modello proposto da Picotti (2009) per il fronte orogenico bolognese (Fig. 3). La zona di studio si trova infatti compresa fra i due fronti estensionali presenti nell'area collinare a sud-ovest di Bologna (Fig. 2).

5.2 CONCLUSIONI

Attraverso il lavoro di tesi si è potuto verificare quanto un'attività di rilievo in grotta possa essere utile per integrare le conoscenze sulla geologia di una determinata area ottenute da un rilievo di campagna classico. Nel nostro caso di studio, la combinazione dei due sistemi ha infatti permesso non solo una comprensione migliore sulle geometrie dei diversi corpi geologici presenti nel sottosuolo, ma ha anche fornito importanti informazioni riguardo ai processi attivi nella formazione di fratture, faglie e vene. Questo ha permesso l'aggiornamento della carta geologica della zona alla luce delle nuove conoscenze acquisite. Inoltre, tale metodo ha dato informazioni riguardo la localizzazione preferenziale dei flussi di acqua sotterranei, il cui studio può essere di grande interesse nelle aree carsiche.

Dall'analisi delle strutture in campagna e dal disegno delle sezioni geologiche sono apparse diverse evidenze riguardanti la probabile presenza di un regime estensionale attivo nell'area adiacente la Grotta della Spipola. Questa ipotesi sarebbe effettivamente compatibile con quanto teorizzato da V. Picotti e F.J. Pazzaglia (2008) a proposito dell'esistenza di un fronte estensionale nord-vergente, posto a sud dei sovrascorrimenti che hanno causato la formazione del fronte montano bolognese (Fig. 3). D'altro canto, un aspetto che rimane

ancora insoluto è capire con precisione quali siano le forme con cui si manifesta il regime estensionale nella parte sudoccidentale della Dolina della Spipola.

Per quanto riguarda le strutture a scala più locale si è constatato come nell'area presa in esame il meccanismo di *flexural slip* non sia attivo nella formazione di fratture aperte a basso angolo con la stratificazione, nonostante la presenza di pieghe antiformali. La loro formazione sembra invece collegata ad uno scivolamento lungo strato di tipo normale, guidato dal regime estensivo e dalla gravità.

Un'altra interessante ipotesi derivata dalle osservazioni in grotta riguarda le possibili relazioni fra le zone di danneggiamento al fronte di una *fault propagation fold* e l'infiltrazione dei fluidi. Queste porzioni di roccia fortemente fratturate potrebbero infatti rappresentare delle vie preferenziali in cui si localizzerebbe l'infiltrazione dei fluidi dalla superficie, portando alla formazione di colate di calcite e influenzando la speleogenesi. Infine, ancora a proposito delle strutture legate a un fronte di danneggiamento, ulteriori studi potrebbero essere condotti allo scopo di determinare se la stessa struttura osservata nel ramo fossile possa essere individuata nei rami inferiori della Grotta della Spipola e se strutture analoghe siano presenti nelle numerose grotte limitrofe.

BIBLIOGRAFIA

- Amorosi A., Caporale L., Cibin U., Colalongo M.L., Pasini G., Ricci Lucchi F., Severi P. & Vaiani S.C., 1998a. The pleistocene littoral deposits (imola Sands) of the northern Apennines foothills. *Giornale di Geologia*, 60, 83-118.
- Badini G., 1967. Le grotte bolognesi. *Rassegna speleologica italiana* – Como, p. 148
- Demaria D. & Dalmonte C., 2012. L'area carsica tra Zena e Idice. *Le grotte bolognesi*. p. 291-326.
- Demaria D., De Waele J., Forti P. & Rossi A., 2012. Il fenomeno carsico nei gessi bolognesi. *Le grotte bolognesi*. p. 131-162.
- Filotelli F., Giraldi E. & Pini G.A., 1985. Analisi genetica dalla Grotta della Spipola. p. 4-6.
- Grimaldi P. & Gentilini A., 2009. Banchi, strutture mammellonari e fossili nei gessi del Miocene Superiore. *Sottoterra* 128, p. 50-71.
- <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/cartografia/webgis-banchedati/webgis>
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/5wrench.pdf>
- Jackson C.A.L., Gawthorpe R.L. & Sharp I.R., 2005. Style and sequence of deformation during extensional fault-propagation folding: examples from the Hammam Faraun and El-Qaa fault blocks, Suez Rift, Egypt, *Journal of structural geology*, p. 2.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Cenni N., Tamburelli C., Vannucchi A & Falciani F., 2013). Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana. pag 8.
- Martelli L., Amorosi A. & Severi P., 2009. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 221 Bologna.
- Ori, G.P. & Friend F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets, *Geology*, 12, 475–478.
- Piccini L., 2009. Struttura e morfologia delle dei sistemi carsici. *Società speleologica italiana* – Progetto power point 2009, cap. 10.
- Picotti V., Pazzaglia F.J., 2008. A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy).
- Pisani L., 2016. Il controllo delle strutture tettoniche sul carsismo dei gessi bolognesi: il caso di studio delle doline della Spipola e dell'Inferno. App.15.
- Ricci Lucchi F. & Vai G.B., 1983. La Vena del Gesso: un'emergenza ma in che senso?, p.173-204.
- Ricci Lucchi F., & Ori G.G., 1985. Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland. In: Allen P.H., Homewood Ph. & Williams G. (Eds), *Excursion Guidebook, Foreland Basins Symposium*. Fribourg, 137-176.
- Ricci Lucchi F., 1986. Oligocene to Recent foreland basins Northern Apennines. I.A.S., Special Public. No.8, Blackwell, 105-139.
- Roveri M. & Manzi V., 2006. Catalogo delle formazioni geologiche italiane - Gessosa-solfifera. *Carta geologica d'Italia 1:50'000 - Quaderno VII*, p. 303-310.
- Vai G.B. & Ricci Lucchi F., 1977. Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the messinian of northern Apennine. *Sedimentology* 24, p. 221-244.

APPENDICE

1. Dati di campagna nell'area della Spipola. A seguire i dati ricevuti dal Prof. Marco Antonellini.

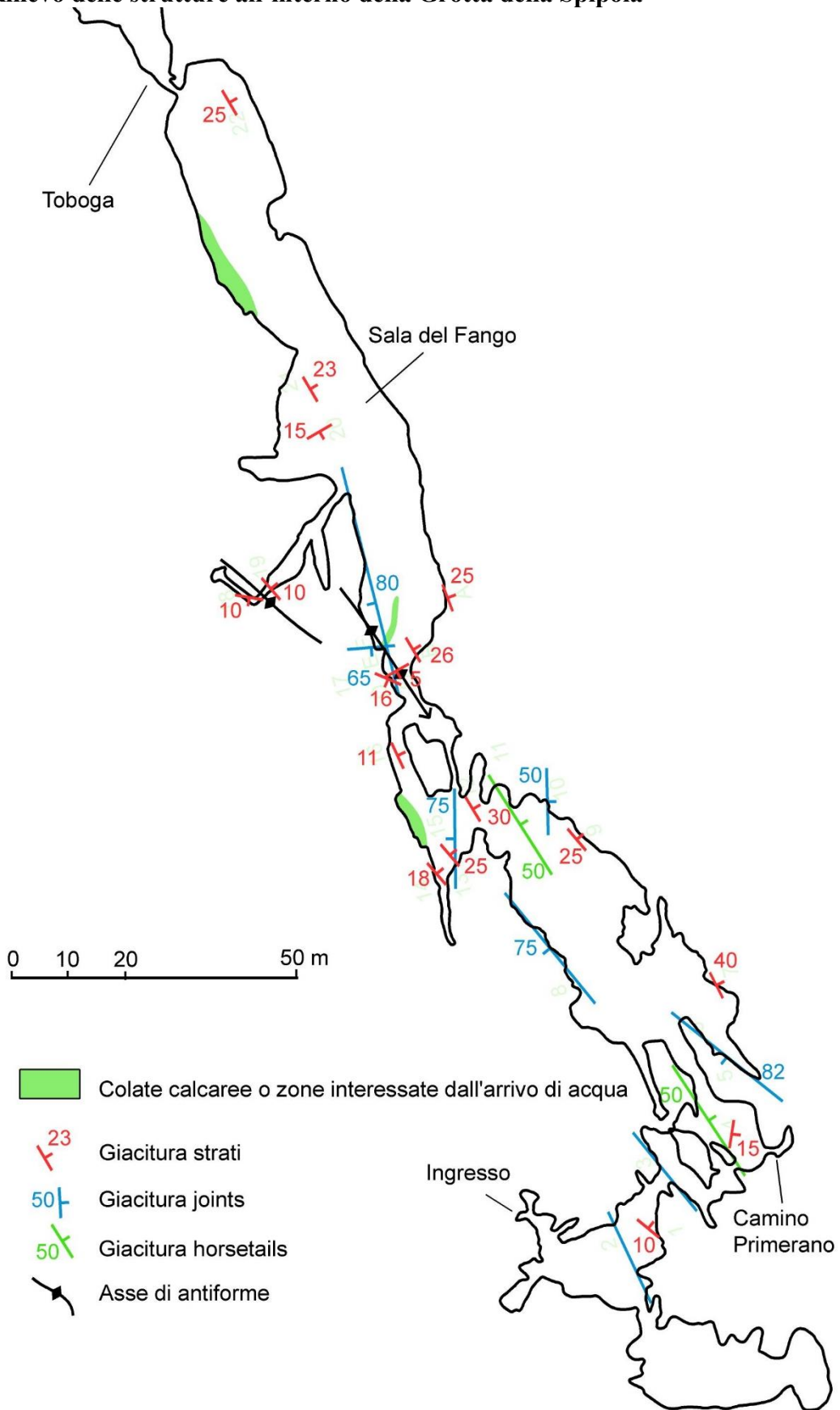
Tabella 1: Dati del rilevamento della Grotta e della Dolina della Spipola (la sigla pisN si riferisce ai dati misurati da Luca Pisani e qua riportati)

GROTTA DELLA SPIPOLA					DOLINA DELLA SPIPOLA					
N	Giaccitura	Tipo	Quota relativa all'entrata	Quota assoluta	N	Giaccitura	Tipo	Lat. N UTM	Long. E UTM	Qualità
1	40/10	strato	-8	132	1	60/15	strato	689281	4924327	B
2	65	conduttiva		140	2	70/40	strato	689285	4924307	O
3	50	conduttiva		140	3	260/70	vena	689285	4924307	O
4	60/50	horse tail	-5	135	4	45/25	strato	689326	4924304	B
4bis	100/15	strato	-5	135	5	75/25	strato	689424	4924189	B
5	210/82	conduttiva	-6	134	6	30/15	strato	689377	4924158	M
		frattura con clasti, limitata allo strato			7	60/15	strato	689383	4924141	O
6	155/65		-5	135	8	70/25	strato	689408	4924113	B
7	65/40	strato	-6	134	9	70/25	strato	689350	4924115	M
8	230/75	frattura	-3	137	10	40/22	strato	689317	4924278	B
9	45/25	strato	-7	133	11	45/47	strato	689289	4924249	C
10	90/50	conduttiva	-8	132	12	130/40	strato	689076	4924026	C
11	60/50	horse tail	-9	131	13	0	strato	689071	4924009	C
12	60/30	strato	-9	131	14	340/90	vena	689071	4924009	O
13	50/25	strato	-8	132	15	7/90	vena	689071	4924009	O
14	50/18	strato	-6	134	16	230/30	strato	689020	4924224	B
15	270/75	frattura	-8	132	17	100/90	vena	689020	4924224	O
16	65/11	strato	-7	133	18	100/90	vena	689020	4924224	O
17a	70/25	strato	-16	124	19	50/10	strato	Buco delle Lumache		C
b	60/26	strato	-11	129	20	0	strato	W del Buco delle Lumache		C
c	150/5	strato	-9	131						
d	210/16	strato	-9	131						
e	260/65	frattura	-15	125						
f	170/80	frattura	-15	125						
18	190/10	strato	-9	131						
19	50/10	strato	-9	131						
20	150/15	strato	-11	129						
21	60/23	strato	-11	129						
22	60/25	strato	-17	123						
pis1	50/90	frattura								
pis2	320/30	frattura								
pis3	110/90	frattura								
pis4	240/74	frattura								
pis5	60/66	frattura								
pis6	130/50	frattura								
pis7	235/90	frattura								
pis8	255/79	frattura								

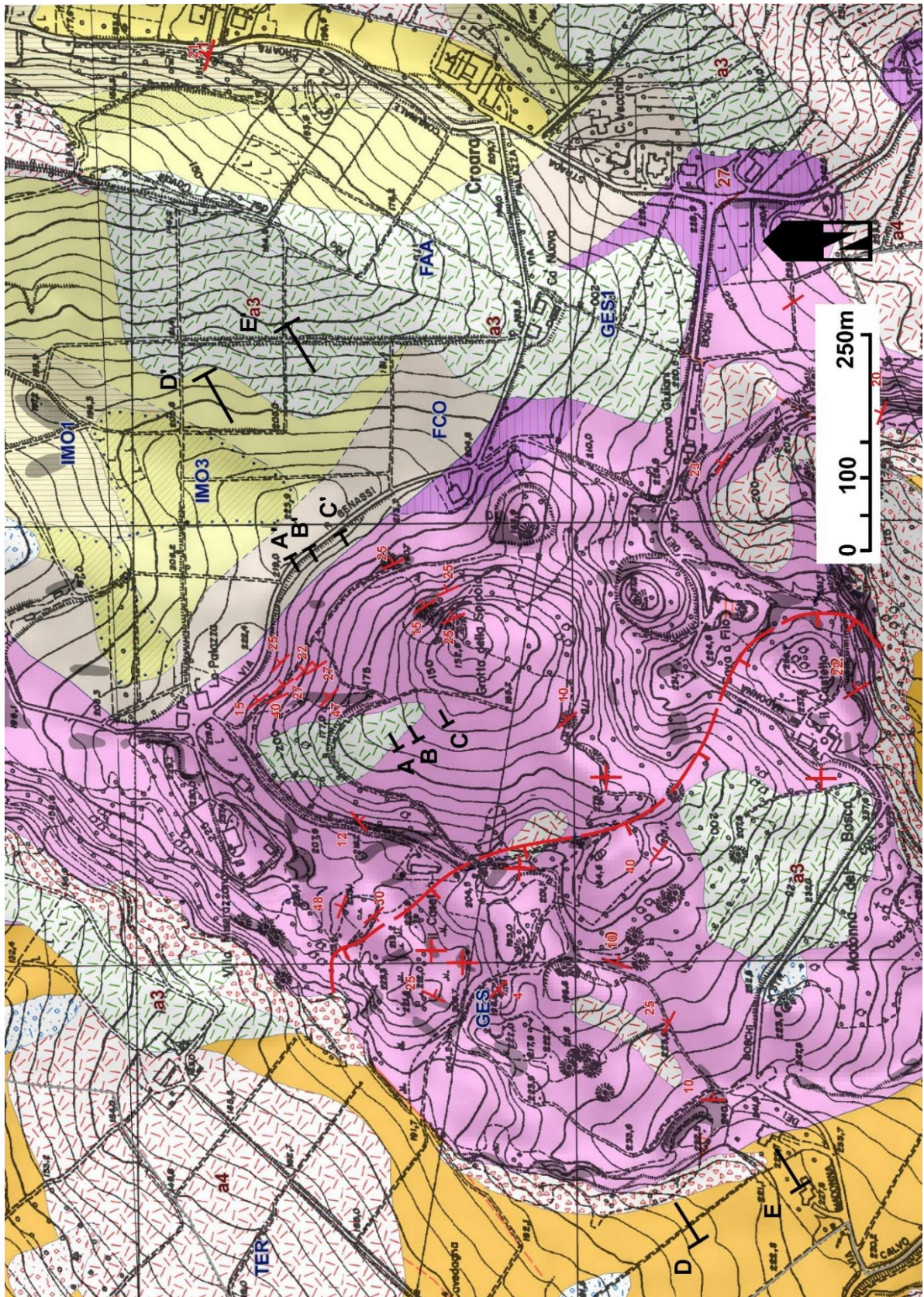
Tabella 2: Dati acquisiti dal Prof. Antonellini suddivisi per affioramento georiferito

A	<u>N 44°26,84</u>	<u>E 11°22,74</u>	F	<u>N 44°26,59</u>	<u>E+A1:G35 11°22,36</u>
	Giacitura	Tipo		Giacitura	Tipo
1	260/70	VENA	1	90/10	STRATO
2	263/72	VENA	2	265/85	JOINTS
3	216/64	LINEAMENTO	3	260/90	JOINTS
4	220/64	LINEAMENTO	4	260/91	JOINTS
5	212/77	LINEAMENTO	5	260/92	JOINTS
6	265/70	VENA	6	260/93	JOINTS
7	38/85	LINEAMENTO	7	260/94	JOINTS
8	36/78	LINEAMENTO	8	260/95	JOINTS
9	60/27	STRATO	9	260/96	JOINTS
B	<u>N 44°26,82</u>	<u>E 11°22,75</u>	10	260/97	JOINTS
	Giacitura	Tipo	11	155/90	JOINTS
1	60/27	STRATO	12	340/85	JOINTS
2	35/50	JOINTS	13	180/90	JOINTS
3	28/74	JOINTS	14	290/90	JOINTS
4	14/73	JOINTS	15	275/80	JOINTS
5	35/70	JOINTS	16	275/72	JOINTS
6	37/70	JOINTS	17	280/80	JOINTS
7	40/80	JOINTS	18	245/65	JOINTS
8	84/80	JOINTS	19	235/75	JOINTS
9	90/80	JOINTS	20	215/78	FAGLIA NORMALE
C	<u>N 44°26,79</u>	<u>E 11°22,61</u>	21	204/75	FAGLIA NORMALE
	Giacitura	Tipo	22	203/70	FAGLIA NORMALE
1	135/12	STRATO	23	205/80	FAGLIA NORMALE
2	140/14	STRATO	24	195/80	FAGLIA NORMALE
3	185/75	JOINTS	25	205/70	FAGLIA NORMALE
4	190/70	JOINTS	26	210/90	FAGLIA NORMALE
5	0/78	JOINTS	27	230/90	FAGLIA NORMALE
6	7/74	JOINTS	28	205/75	FAGLIA NORMALE
7	195/75	JOINTS	29	212/60	FAGLIA NORMALE
8	10/70	JOINTS	30	204/75	FAGLIA NORMALE
9	10/75	JOINTS	31	196/80	FAGLIA NORMALE
D	<u>11°22,57</u>	<u>44°26,70</u>	32	205/75	FAGLIA NORMALE
	Giacitura	Tipo	33	198/85	FAGLIA NORMALE
1	345/80	JOINTS	34	200/75	FAGLIA NORMALE
2	340/80	JOINTS	35	202/75	FAGLIA NORMALE
3	220/70	JOINTS	36	22070	FAGLIA NORMALE
4	5/80	JOINTS	37	228/70	FAGLIA NORMALE
5	215/80	JOINTS	38	85/90	FAGLIA NORMALE
E	<u>N 44°26,61</u>	<u>E 11°22,43</u>	H	<u>N 44°26,76</u>	<u>E 11°22,51</u>
	Giacitura	Tipo		Giacitura	Tipo
1	25/25	STRATO	1	218/4	STRATO
2	258/80	FAGLIA NORMALE	2	190/50	FAGLIA NORMALE
3	247/80	FAGLIA NORMALE	3	192/88	FAGLIA NORMALE
4	300/80	FAGLIA NORMALE	4	190/90	FAGLIA NORMALE
G	<u>N 44°26,70</u>	<u>E 11°22,48</u>	5	175/70	FAGLIA NORMALE
	Giacitura	Tipo	I	<u>N 44°26,74</u>	<u>E 11°22,50</u>
1	218/4	STRATO		Giacitura	Tipo
			1	218/4	STRATO
			2	145/90	FAGLIA NORMALE
			3	115/90	FAGLIA NORMALE
			4	124/90	FAGLIA NORMALE

2. Rilievo delle strutture all'interno della Grotta della Spipola



3. Carta geologica modificata da base della carta geologica regionale, con riportati i tracciati delle sezioni geologiche realizzate.



Legenda

Province



Comuni



Griglia 10.000



Prove puntuali

- carotaggio continuo

Risorse e prospezioni (10K)



cava inattiva

Forme geomorf./antrop. (10K)



orlo di terrazzo fluviale

Punti di osservaz. e misura (10K)



stratificazione dritta

Coperture quaternarie (10K)



AES - Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore



AES8 - Subsistema di Ravenna



AES8a - Unità di Modena



a1b - Deposito di frana attiva per scivolamento

a1d - Deposito di frana attiva per colamento di fango

a1g - Deposito di frana attiva complessa

a2b - Deposito di frana quiescente per scivolamento

a2d - Deposito di frana quiescente per colamento di fango

a2g - Deposito di frana quiescente complessa

a3 - Deposito di versante s.l.

a4 - Deposito eluvio-colluviale

a6 - Detrito di falda

h3-2 - Cava inattiva

i2 - Conoide torrentizia inattiva

Limiti di unità geologiche (10K)

— contatto stratigrafico inconforme certo

— contatto stratigrafico inconforme incerto

— contatto stratigrafico o litologico certo

— contatto stratigrafico o litologico incerto

— faglia certa

— faglia incerta

— limite di natura incerta

— sovrascorrimento di importanza minore incerto

Unità geologiche (10K)

CI Ga - Formazione di Cigarellino - litofacies arenacea

FAA - Argille Azzurre

FAAa - Argille Azzurre - litofacies arenacea

FCO - Formazione a Colombacci

GES - Formazione Gessoso Solifera

GES1 - Formazione Gessoso Solifera - membro di Monte La Pieve

IMO1 - Sabbie di Imola - membro di Monte Castellaccio

IMO3 - Sabbie di Imola - membro di Castel San Pietro

PAT - Formazione di Pantano

TER - Formazione del Termina

4. Carta geologica aggiornata con sovrapposto il profilo della grotta e gli stereogrammi con le rispettive zone di raccolta dei dati.

