



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Nicola Surian

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE DELLA
RELAZIONE TRA TETTONICA E GROTTI NEI CALCARI
OLIGOCENICI DI LUMIGNANO (VICENZA)**

Relatore: Prof. Nereo Preto

Correlatore: Prof. Matteo Massironi

Laureando: Marco Bregolin

Matricola: 2020297

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

INDICE

Abstract	5
Abstract	7
Introduzione	9
CAPITOLO 1	10
<i>EVOLUZIONE TETTONICA DELLA CATENA ALPINA</i>	<i>10</i>
1.1. Formazione della Catena Alpina	10
1.2. Evoluzione tettonica del Dominio Sudalpino Orientale	11
1.3. Magmatismo terziario Veneto	18
CAPITOLO 2	27
<i>METODI</i>	<i>27</i>
2.1. Analisi dei dati strutturali in campagna	27
2.2. Fotogrammetria Digitale	28
2.3. Analisi dei dati strutturali mediante modello digitale	31
2.4. Introduzione su cinematica delle faglie e metodi di loro rappresentazione grafica	33
2.5. Indicatori cinematici	36
2.6. Calcolo del paleostress e metodi di inversione	40
CAPITOLO 3	50
<i>RISULTATI</i>	<i>50</i>
3.1. Cava Olivari	50
3.2. Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress di Cava Olivari.	52
3.3. Strutture trascorrenti	56
3.4. Elaborazione del modello fotogrammetrico 3D di Cava Olivari e calcolo del paleostress	60
3.5. Ricostruzione paleostress da dati DOM di Cava Olivari	67
3.6. Ricostruzione del paleostress integrando i dati di campagna con i dati del DOM di Cava Olivari	70
3.7. Lumignano Classica	72
3.8. Analisi 3D del Monte Brojon	91
3.9. Eremo di San Cassiano	100
3.10. Covoli della Sfinge	105
3.11. Cava Romana a Costozza	110

CAPITOLO 4	116
<i>DISCUSSIONI</i>	116
4.1. Confronto tra dati di Terreno e rilievo sul modello digitale di affioramento (<i>Digital Outcrop Model- DOM</i>)	116
4.2. Fasi tettoniche	119
Conclusioni	125
Bibliografia	127

ABSTRACT

L'area oggetto del presente studio si trova nei dintorni di Lumignano, in comune di Longare (Vi).

In questa località, nel tardo Oligocene-Miocene, si è instaurato un sistema di faglie, relazionabili ad eventi tettonici alpini.

Lo scopo di questo studio è stato quello definire le varie fasi tettoniche avvenute nell'area circostante Lumignano, ed il loro rapporto temporale rispetto all'apertura delle cavità carsiche.

La stratigrafia nell'area di Lumignano è costituita da calcari marnosi eocenici e da calcari oligocenici, questi ultimi appartenenti alla formazione di Castelgomberto.

I calcari oligocenici formano localmente pareti subverticali, costituite da boundstone a coralli. Questi hanno poi subito carsismo, con la conseguente formazione di covoli, cioè grotte a sviluppo orizzontale, caratterizzate da ampie sale a pianta rotondeggiante e comunicanti con l'esterno direttamente o tramite brevi passaggi.

Per poter sviluppare questo progetto, si sono intraprese due strade: Una prima fase è stata quella dell'acquisizione di dati tettonici di dettaglio, tramite misurazione diretta in campagna, con metodi classici; ed in una seconda fase si è utilizzata la fotogrammetria aerea, mediante l'utilizzo di un drone, per una successiva generazione di un modello 3D georeferenziato. Dai modelli fotogrammetrici si sono acquisiti dati, sulle strutture tettoniche presenti nella Formazione di Castelgomberto. Una prima fase è stata quella dell'acquisizione di dati tettonici di dettaglio, tramite misurazione diretta in campagna, con metodi classici.

Le diverse fasi tettoniche riscontrate nell'area sono state descritte sia in termini geometrici che cinematici.

Le principali fasi tettoniche riscontrate nell'area studio sono due. Una prima fase, con cinematica normale, in cui presenta l'asse di massima estensione NE-SO, la quale ha generato due sistemi di faglie, una principale su direttrici NO-SE e una secondaria su direttrici NE-SO. La seconda fase invece, si instaura su piani di faglia preesistenti con

riattivazione in trascorrenza sinistra, questo si riscontra solamente sui piani di faglia ad andamento NO-SE. A testimonianza di questo si possono rinvenire indicatori cinematici riferiti alla prima fase di fagliazione normale, sovrapposti da indicatori cinematici, all'incirca ortogonali, riferibili alla seconda fase tettonica con componente trascorrente sinistra. Infine, si è riscontrato che, di conseguenza ad entrambe le due fasi tettoniche imposte, alcune delle strutture carsiche, denominate covoli, subiscono una dislocazione, modificando nettamente la loro morfologia iniziale.

ABSTRACT

The area studied in this thesis work is located in the surroundings of Lumignano, in the municipality of Longare (Vi). In this locality, in the late Oligocene-Miocene, a system of faults was established, related to Alpine tectonic events.

The purpose of this study was to define the various tectonic phases that occurred in the area surrounding Lumignano, and their temporal relationship with respect to the opening of the karst cavities. The stratigraphy in the Lumignano area consists of Eocene marly limestones and Oligocene limestones, the latter belonging to the Castelgomberto Formation.

Oligocene limestones locally form subvertical walls, consisting of boundstones and corals. These then underwent karst phenomena, with the consequent formation of covoli, caves, with a horizontal development, characterized by large rooms with a rounded plan and communicating with the outside directly or through short passages.

In order to develop this project, two paths were taken: A first phase was the acquisition of detailed tectonic data, through direct measurement in the countryside, with classical methods; and in a second phase aerial photogrammetry was used, through the use of a drone, for a subsequent generation of a georeferenced 3D model. From the photogrammetric models data have been acquired on the tectonic structures present in the Castelgomberto Formation. A first phase was that of acquiring detailed tectonic data, by direct measurement in the countryside, with classical methods. The different tectonic phases found in the area have been described both in geometric and kinematic terms.

There are two main tectonic phases found in the study area. A first phase, with normal kinematics, in which it has the NE-SW axis of maximum extension, which has generated two fault systems, a main one on NW-SE directions and a secondary one on NE-SW directions. The second phase, on the other hand, is established on pre-existing fault planes with reactivation in left transience, this is found only on NW-SE trending fault planes. As evidence of this, kinematic indicators referring to the first phase of normal faulting can be found, superimposed by kinematic indicators, roughly orthogonal, referring to the second

tectonic phase with left strike-slip component. Finally, it was found that, as a consequence of both two tectonic phases imposed, some of the karst structures, called covoli, underwent a dislocation, clearly modifying their initial morphology.

INTRODUZIONE

Il Paleogene e il Neogene risultano essere periodi marcati da un elevato numero di eventi tettonici e magmatici che interessarono profondamente la regione denominata da Laubscher (1996) '*Adige embayment*'. Questo studio si propone di definire e descrivere una tardiva fase di estensione, intercorsa nell'Oligocene, e discutere una possibile correlazione con il vulcanesimo terziario intercorso nell'area studio. Si è anche definita una successiva fase a trascorrenza sinistra, imposta di conseguenza alla compressione apportata dall'*Indenter* Adriatico in direzione NNO (Massironi et al., 2006).

L'area oggetto di analisi, nei pressi di Lumignano, frazione di Longare (Vi), risulta essere caratterizzata da numerose falesie composte da boundstone a coralli di età oligocenica. Data la natura mineralogica delle pareti appartenenti alla Formazione di Castelgomberto, composte interamente da calcari, si evince abbiano subito elevata attività carsica. Questa attività carsica, verosimilmente favorita dai fluidi idrotermali che in passato accompagnavano le intrusioni dei filoni, consegue la produzione di numerose strutture carsiche che hanno profondamente caratterizzato l'intera morfologia delle falesie presenti nei dintorni di Lumignano.

L'obbiettivo di questo studio è stato quello di definire le varie fasi tettoniche intercorse nell'area d'interesse, definendoci anche un probabile tensore di stress correlato, e circoscrivere una probabile correlazione tra tettonica e strutture carsiche rinvenute in tutta l'area di Lumignano e dintorni.

CAPITOLO 1

EVOLUZIONE TETTONICA DELLA CATENA ALPINA

1.1. Formazione della Catena Alpina

La formazione della catena Alpina, iniziata nel Cretacico e tuttora attiva, avvenne di conseguenza alla convergenza tra la placca Adria e la placca Europa con conseguente consunzione dell'oceano Ligure-Piemontese apertosi tra i due continenti nel Mesozoico. Solamente nell'Eocene avvenne la completa subduzione dell'oceano al di sotto della placca Adria con la conseguente collisione tra la placca inferiore Europea (Penninico-Elvetico) e quella superiore Adriatica (Austroalpino-Sudalpino) (Dal Piaz, G.V., 2001).

La catena Alpina, che si estende da Genova a Vienna, viene suddivisa in tre grandi domini in funzione della loro pertinenza (Placca Europea, Adriatica, Oceano Ligure Piemontese), della loro storia subduzione-collisionale e della loro vergenza. Procedendo dall'esterno all'interno della catena Alpina troviamo: il dominio Elvetico nord vergente nell'avampaese europeo; il dominio Penninico costituito da falde di pertinenza continentale europea che hanno subito metamorfismo subduzione collisionale alpino; il dominio Austroalpino nord vergente di pertinenza Adriatica; ed il dominio Sudalpino, un thrust e fold belt che non ha subito metamorfismo alpino (Dal Piaz, G.V., 2001). 2001), (fig. 1.1).

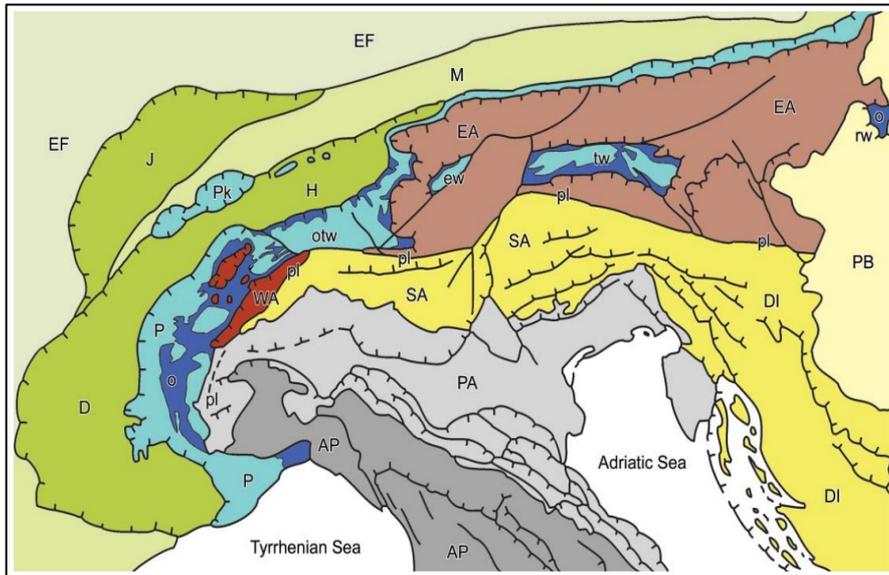


Figura 1.1: Mappa tettonica delle Alpi- (1) cuneo collisionale Europa-vergente: i) Austroalpino occidentale (WA) e orientale (EA); ii) Dominio Penninico: continentale e ofiolitico (o) falde nell'arco alpino occidentale (P) e la finestra tettonica (otw: Ossola-Ticino, ew: Engadine, tw: Tauren, rw: Rechnitz); Klipper prealpino (Pk); iii) Dominio elvetico (H-D); iv) Molassa (M); v) Jura belt (J). (2) Sud-alpino (SA), delimitato a nord dal lineamento Periadriatico (pl). Bacino Pannonico (PB), Avampaese Europeo (EF) e Valle Adriatica del Po (PA), Dinaridi (DI) e Appennini (AP) thrust and fold belts. Modificata da Dal Piaz et al., 2003.

I domini Elvetico, Penninico e Austroalpino formano uno spesso cuneo d'accrezione orogenetico Europa-vergente di età Cretacico-Neogenica. Il dominio Sudalpino invece costituisce l'*indenter* della Placca Adria ed è interessato da una serie di thrust sud-vergenti, di età Neogenica. A dividere il prisma orogenico dall'*indenter* è il Lineamento Periadriatico (Dal Piaz et al., 2003).

1.2. Evoluzione tettonica del Dominio Sudalpino Orientale

Il Sudalpino è il tipico esempio di margine passivo continentale deformato (Bertotti et al., 1993) (fig. 1.2), ed è una porzione ben preservata del margine orientale e meridionale dell'oceano Ligure-Piemontese, formatosi nel Mesozoico (Castellarin et al., 1992).

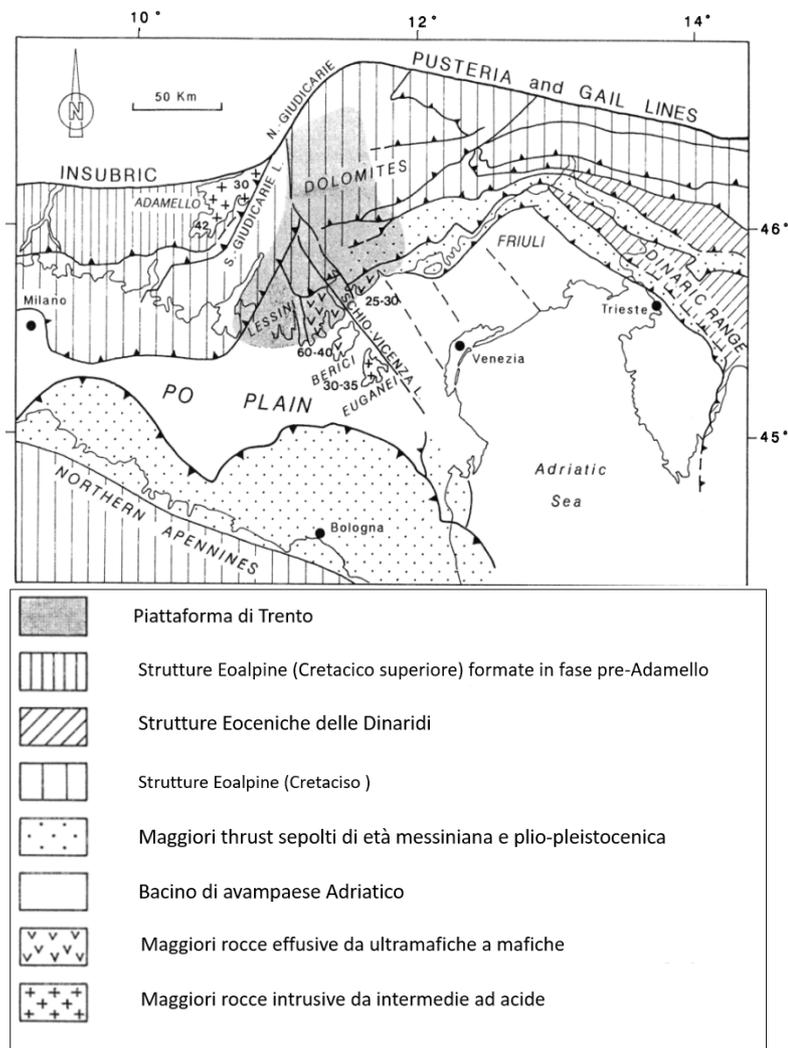


Figura 1.2: Mappa strutturale del Sudalpino centro-orientale e della catena Appenninica adiacente. Modificato da Castellarin et al. (1992)

A seguito dell'Orogenesi Varisica e delle seguenti attività vulcaniche permiane di tipo prevalentemente piroclastico che diedero origine alla piattaforma Porfirica Atesina, il Sudalpino orientale fu interessato dalla deposizione di serie di piana alluvionale, sabkha e piana costiera.

A partire dal Triassico, una fase estensionale lungo faglie maggiori ad orientazione N-S e NNE-SSO (Dal Piaz et al., 1998), provocò una subsidenza generalizzata che creò lo spazio d'accomodamento necessario per la deposizione di carbonati di piattaforma e piane tidali che formano l'ossatura di gran parte delle Dolomiti (Bosellini 1965a, 1973, Winterer & Bosellini 1981).

Successivamente nel Giurassico inferiore (tardo Hettangiano-Sinemuriano), avvenne l'apertura dell'oceano Ligure Piemontese, facendo sì che l'attuale regione del Sudalpino divenisse la parte interna di un margine continentale passivo (Bosellini 1973, Bernoulli et al. 1979, Winterer & Bosellini 1981). Questa fase di rifting si sviluppò in un intervallo di tempo relativamente breve, di 2-4 milioni di anni (Santantonio e Carminati, 2011) durante il quale, nel Sudalpino, si svilupparono alti e bassi strutturali ad andamento meridiano (fig. 1.3). Negli alti strutturali (Horst) si formarono sequenze di piattaforma carbonatica, mentre nei bassi strutturali (Graben) si depositarono spesse serie bacinali selcifero-carbonatiche (Santantonio e Carminati, 2011).

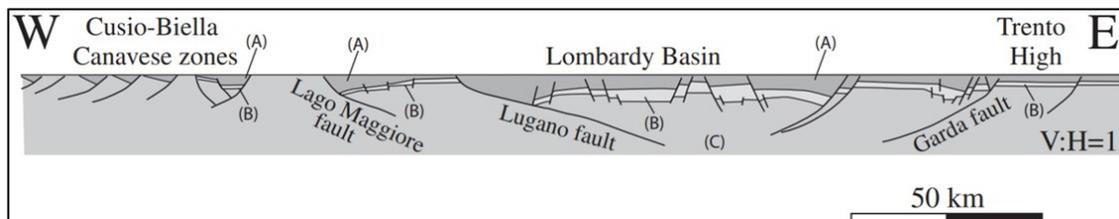


Figura 1.3: Rappresentazione della fase di rifting nel Sudalpino. Con la lettera A vengono indicate le successioni syn-rift, con la lettera B si indicano le successioni pre-rift, mentre con C si identifica il basamento cristallino. (La rappresentazione in figura è stata disegnata da Santantonio e Carminati, 2011).

Questa fase di *rifting* giurassica corrisponde ad un'estensione generalizzata E-O con conseguente orientazione delle maggiori faglie normali in direzione N-S e NNE-SSO (Doglioni, 1987; Santantonio e Carminati, 2011).

Dopo uno sprofondamento generalizzato che portò alla deposizione di serie pelagiche, iniziò la fase Eoalpina (tardo Cretacico-inizio Paleogene) la quale generò nella porzione occidentale del Sudalpino strutture tettoniche puramente compressive (Alpi Bergamasche), con asse di massimo stress orientato N 0-30°O, mentre nel centro del Sudalpino la direzione di massimo stress, orientata sempre N 0-30°O, instaurò un sistema di trascorrenti sinistre che diedero vita alla zona delle Giudicarie (fig. 1.4 a), (Doglioni, 1987).

Successivamente, nella fase Mesoalpina (Eocene medio-Luteziano) si instaurò una tettonica compressiva, con orientazione di σ_1 N50-90°E, la quale portò ad una

deformazione esclusivamente della porzione orientale del Sudalpino, creando thrust e pieghe aventi orientazione N0-45°O (fig. 1.4 b), (Doglioni, 1987).

Le deformazioni generate durante la fase Neoalpina (tardo Miocene) interessarono l'intera area del Sudalpino. L'orientazione del maggiore asse di stress (σ_1), per la quale si formarono thrust e pieghe, era di N0-30°O (fig. 1.4 c) (Doglioni, 1987).

L'ultima fase Plio-quaternaria ebbe un'orientazione di σ_1 NNW, ed interessò la porzione centro-orientale del Sudalpino, andando ad incrementare la deformazione avvenuta durante la fase Neoalpina rappresentata dalla figura 1.4 (d), (Doglioni, 1987).

Nelle fasi iniziali di collisione tra Europa ed Adria (Eoalpino) si registra nel Sudalpino orientale una fase estensionale e vulcanica, che si instaurò a partire dalla fine del Cretaceo e proseguì sino all'inizio Paleocene (Zampieri, 1995a), generando graben con un'orientazione sia NNO che NNE. L'attività vulcanica è registrata nel Sudalpino orientale solamente da condotti isolati (neck) e rari dicchi di composizione basaltica (Piccoli, 1966, 1967; Borsi et al., 1969). Non è ancora chiaro come questa attività sia correlata con la successiva attività magmatica post-collisionale dell'Oligocene che diede origine al Plutone dell'Adamello e dei maggiori corpi Intrusivi riscontrati lungo il lineamento Periadriatico (Dal Piaz e Venturi, 1983).

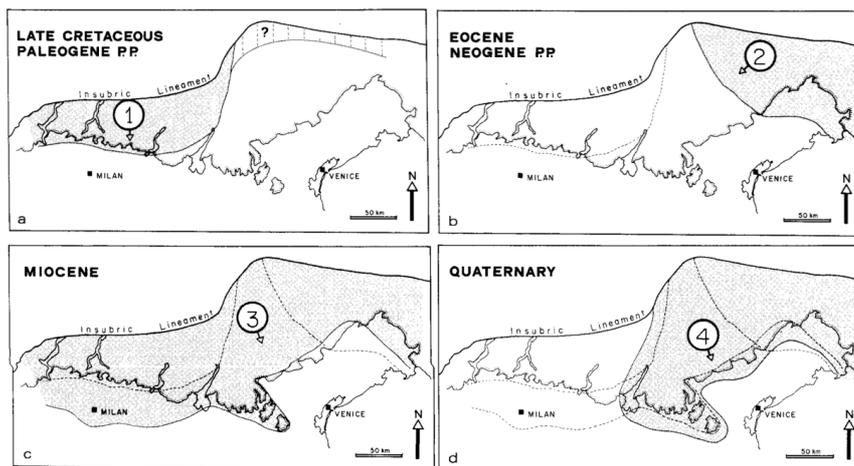


Figure 1.4(a), 1.4(b), 1.4(c), 1.4(d): Quattro eventi compressivi che interessarono il Sud-Alpino, le cui orientazioni di stress sono indicate dalla freccia vicina al numero della fase. Modificata da Doglioni et al., 1987.

Castellarin e Cantelli (Castellarin et al., 2000) proposero un'evoluzione tettonica del Sudalpino più complessa e suddivisa nelle seguenti cinque fasi.

1) "Pre-Adamello phases": questa fase è caratterizzata da thrust Sud vergenti, con orientazione ENE-OSO. Questo evento, secondo Doglioni et al. (1987), viene considerato di età Eoalpina (tardo Cretacico-inizio Eocene).

2) "Dinaric phases": questa fase d'età eocenica è caratterizzata da thrust NO-SE che interessano le Alpi Giulie e Friulane. Essendo le strutture a orientazione Dinarica suture nella zona di Tolmezzo da conglomerati Eocenici (Luteziano), esse sono da correlare con la fase meso-Alpina di Doglioni et al. (1987).

3) "Insubric-Helvetic or "Gonfolite" phase": di età Cattiano-Burdigaliano, presenta thrust con orientazione ONO-ESE, documentati da cunei clastici sin-tettonici sepolti nella pianura Udinese. Questa deformazione può essere associata sempre alla fase meso-Alpina di Doglioni et al. (1987), la cui direzione di massima compressione, risulta essere NE-SO.

4) "Valsugana phases": datata ad un'età Serravalliano - Tortoniano, la si correla ad una fase neo-Alpina di Doglioni et al. (1987) con formazione di thrust, aventi strike ENE-OSO e vergenza SSE. Collegata alla fase Valsuganese si ha la fase Giudicariense, questa si è sviluppata in due fasi, una di età Serravalliano - Messiniano con compressione NNO-SSE, ed una seconda fase di età tardo tortoniana con compressione orientata ONO-ESE.

5) "Adriatic phases": ultima fase databile dalla fine del Messiniano al Pliocene e presenta un trend orientato ENE dei maggiori trust, relazionabili a deformazioni plio-quadernarie descritte da Doglioni et al. (1987). Il profilo sismico CROP-ECORS presentato da Bernabini et al. (1992) ha documentato che il bordo NO della placca Adria è chiaramente indentato tra le Alpi occidentali e le unità Europee subdotte.

A condizionare l'evoluzione tettonica del Sudalpinio, dal Neogene in poi, è stata la spinta NNO vergente dell'*indenter* Adriatico delimitato a nord dalla faglia Pustertal-Gailtal e nell'estremo orientale dal sistema Dinarico (Massironi et al., 2006).

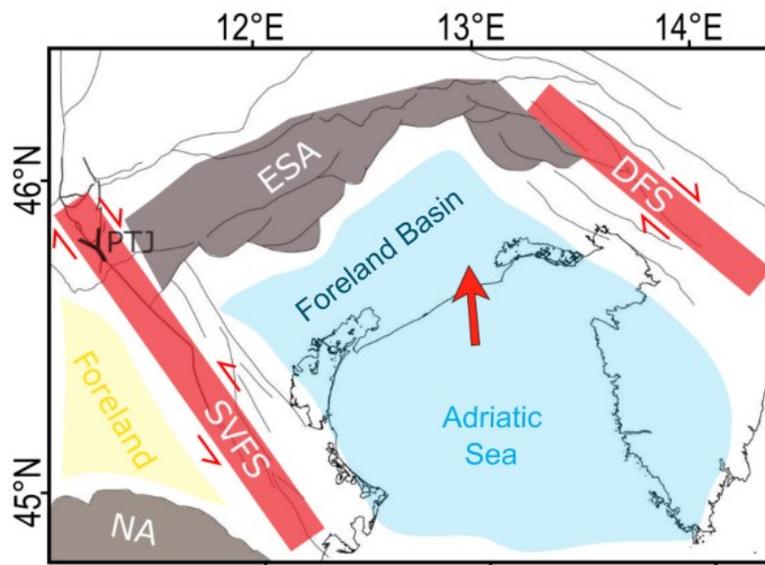


Figura 1.5: Schema del North Adriatic Indenter, delimitato a sud-ovest dalla Schio-Vicenza Fault System (SVFS), mentre a nord-est è delimitato dalla Dinaric Fault System (DFS). Da notare che nella porzione nord della Schio-Vicenza, le si attribuisce una cinematica destra secondo il modello “zipper” (mostrato con una Y). ESA: porzione orientale del Sudalpino, il quale risulta essere il margine settentrionale deformato del margine della placca Adria. NA: margine settentrionale degli Appennini. La freccia rossa indica la direzione di movimento della placca Adria. Da Zampieri et al. (2021).

La ‘Schio-Vicenza fault sistem’ (SVFS), che si estende per circa 150 km, dalla valle dell’Adige fino a Conselve (PD), risulta essere una struttura tettonica complessa, costituita da una serie di faglie orientate NO-SE, le quali immergono ad alto angolo verso NE (Zampieri et al., 2021). La struttura maggiore appartenente a questo sistema di faglie prende il nome di ‘Schio-Vicenza Fault’ (SVF) ed ha cinematica sinistra dovuta al movimento verso NO dell’Indenter Adriatico (Massironi et al., 2006).

Nella porzione a nord di Schio, in prossimità del paese di Posina (Vi), la SVF si collega con un set di faglie a direzione N-S (sistema Trento Cles). Subito a nord della giunzione si instaura una struttura compressiva denominata ‘pop-up’ del monte Cornetto di Folgaria formatesi nel post-Tortoniano nel punto in cui la faglia trascorrente sinistra SVF si connette con il sistema NS costituendo un trend contrazionale (Zampieri et al., 2003).

La SVF risulta essere una struttura tettonica d’estrema importanza, dato che divide la micro-placca Adriatica in due. Il settore tra SVF e linea delle Giudicarie sud, che include i monti Lessini, i Colli Berici e gli Euganei è stato denominato da Laubscher (1996) ‘Adige

embayment', e la sua deformazione risulta piuttosto contenuta (Cantelli e Castellarin, 1994; Zampieri, 2000) (fig. 1.6).

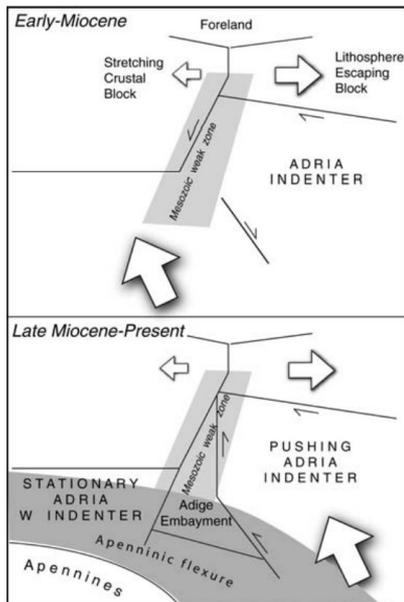


Figura 1.6: Rappresentazione dell'evoluzione geodinamica del Adriatic Indenter. Si delimita l'area dell'Adige Embayment. Da Massironi et al. (2006).

Questa limitata deformazione può essere data da un comportamento più rigido della Piattaforma di Trento, rispetto al Bacino Lombardo (Zampieri, 1995).

La porzione dell'Indenter Adriatico che si estende poi a est rispetto alla linea Schio-Vicenza ed è limitato ad oriente dal sistema di faglie Dinarico (Massironi et al., 2006) ha subito invece una elevata deformazione formando trust sud-vergenti, la cui compressione nord-vergente risulta essere tuttora in atto (Zampieri, 1995; Massironi et al. 2006). Attualmente la micro-placca Adriatica presenta una velocità di movimento di 2/3 mm/a con una direzione N3°E (Grenerckzy et al., 2005) e da studi più recenti si conferma la velocità di 3 mm/a (Massironi et al., 2006) ma dai dati ricavati da vari GPS, si riscontra un movimento variabile da NO a NNO (Massironi et al., 2006). Per accomodare questa spinta NNO vergente della micro-placca Adriatica si creò una trascorrenza sinistra lungo la Schio-Vicenza, mentre lungo la fascia delle Dinaridi si instaurò una trascorrenza destra (Massironi et al., 2006).

1.3. Magmatismo terziario Veneto

La fase distensiva associata al vulcanesimo paleogenico costituì il *graben* dell'Alpone-Agno dei Lessini orientali che sono stati oggetto di uno studio di maggior dettaglio da parte di Zampieri (1995a). In particolare, egli suggerisce una deformazione polifasica in un generale quadro di distensione ENE-OSO (fig. 1.7).

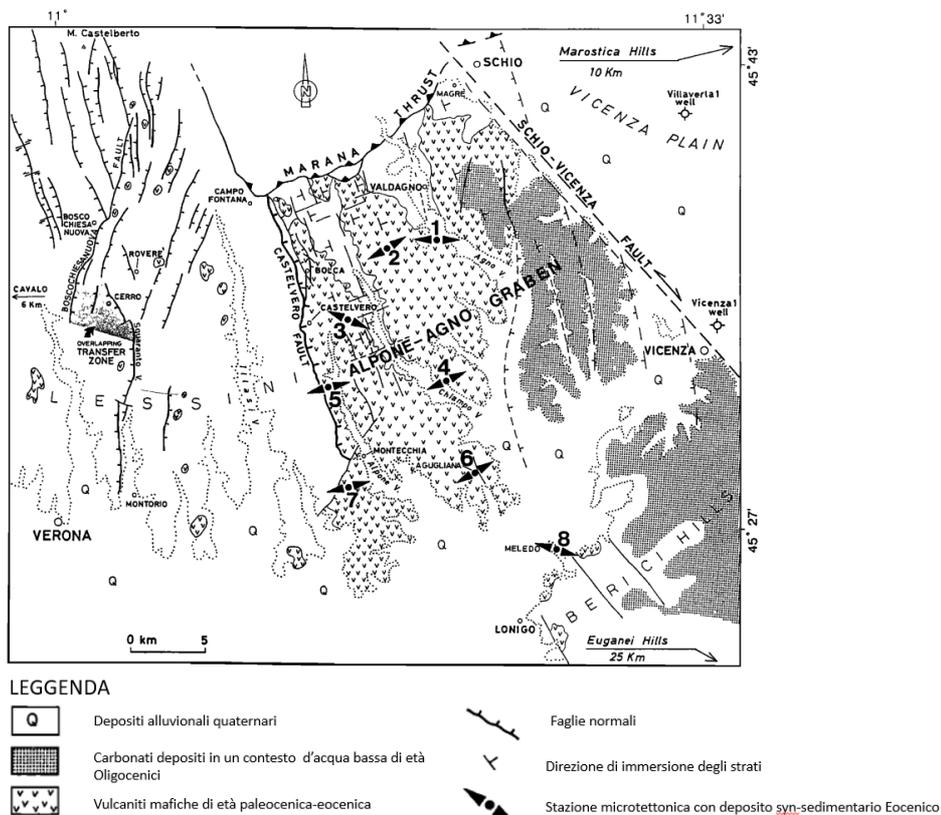


Figura 1.7: Mappa tettonica semplificata dei Monti Lessini tra Verona e Vicenza. Nella porzione occidentale si rinvergono graben orientati sia NNO-SSE sia NNE-SSO. La porzione occidentale del graben Alpone-Agno (AAG) è delimitata da una faglia normale orientata NNO-SSE, mentre il bordo orientale è tagliato dalla trascorrente sinistra Schio-Vicenza. Modificato da Zampieri (1995).

Osservando la faglia NNE-SSO di Boscochiesanuova, Zampieri (1995a) ha infatti riscontrato che essa taglia le maggiori faglie normali orientate NNO-SSE, riuscendo così a ordinare in successione cronologica gli eventi. Un'altra evidenza riscontrata nello studio di Zampieri (1995a) risulta essere quella di una sedimentazione *syn-rift* fortemente influenzata dalla tettonica.

Nella stessa superficie di faglia, in cui si sono rinvenuti set di lineazioni sub-verticali,

generati durante la fase estensionale, si trovano sovrapposti set di lineazioni, più recenti, all'incirca orizzontali, generate durante una successiva fase compressiva N-S che inducono una cinematica trascorrente lungo la faglia stessa.

All'interno dell'Alpone-Agno Graben (AAG) sono stati riconosciuti due eventi magmatici, riscontrati poi anche nell'intera area denominata 'Adige embayment'. Un primo evento magmatico di età Eocenica è associato all'estensione ENE-OSO (Zampieri, 1995a), ed è caratterizzato da rocce vulcaniche subacquee e subaeree, da basiche ad ultrabasiche che raggiungono uno spessore anche superiore ai 400 m (Barbieri et al., 1991). Mentre un secondo evento magmatico di età Oligocenica è avvenuto maggiormente al di fuori del AAG.

Per spiegare questi due eventi magmatici riscontrati nell'Adige embayment vari autori tra i quali troviamo Dal Piaz et al., 2003; Macera et al., 2003; Handy et al., 2010, ipotizzano un fenomeno, di "slab break-off" post collisionale (fig. 1.8), che generò una fase estensionale, la quale permise la risalita astenosfera e la conseguente parziale fusione del mantello con produzione di eventi magmatici.

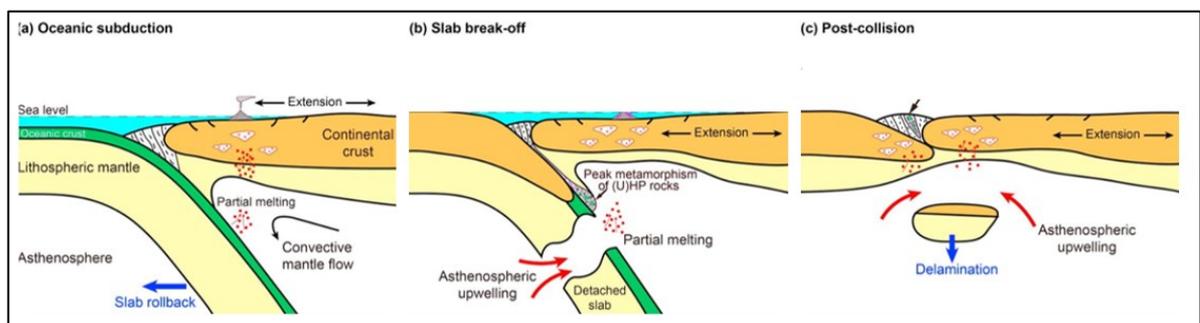


Figura 1.8: Rappresentazione schematica dell'effetto di 'Slab break-off' con magmatismo correlato. Modificato da Xin-ShuiWang et al. (2017).

Secondo Zhao et al. (2016) e Hua (2017), attraverso indagini tomografiche ad elevate risoluzione, si è constatata la presenza dello *slab*, immergente ad elevato angolo, fino ad una profondità di 500 Km. Questo va a contrastare l'idea dello "Slab break-off", il quale avrebbe dovuto generare il magmatismo Cenozoico. La conclusione quindi sarebbe che, dal momento della collisione, lo *slab* Europeo in subduzione assunse una maggiore inclinazione

subendo l'effetto del "*rollback*" (Zhao et al., 2016; Hua, 2017). Questo effetto, studiato con modelli 3D, può generare circolazioni mantelliche complesse, la cui parziale fusione genera fusi, i quali possono attraversare lo *slab* lungo locali discontinuità, avviando così la propria risalita verso la superficie (Funicello et al., 2006; Piromallo et al., 2006; Strak and Schellart, 2014).

Brombin et al. (2019), eseguendo uno studio geochimico relativo alle rocce vulcaniche presenti all'interno della "Provincia Vulcanica Veneta", che si estende dalla Val d'Adige fino ai Colli Euganei, identificano anche loro due eventi vulcanici. Un primo evento è avvenuto nella porzione occidentale della "Provincia Vulcanica Veneta" (Val d'Adige e Lessini), tra il Paleocene e l'Eocene, probabilmente a seguito dell'estensione che viene associata al processo di "*rollback*" dello *slab* oceanico subdotto. Il secondo evento vulcanico avvenne in associazione ad un successivo evento estensionale tra l'Oligocene e il Miocene, il quale promosse il magmatismo nella porzione orientale della "Provincia Vulcanica Veneta" (Colli Euganei e Marosticano). La migrazione verso Sud-Est con il concomitante ringiovanimento degli eventi vulcanici, che interessarono la Provincia Vulcanica Veneta, sono spiegati dalla rotazione antioraria della microplacca Adria dell'ordine dei 40-50°, iniziata all'incirca a 35 Ma (Lowrie and Alvarez, 1975; Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002; Ring and Gerdens, 2016).

Brombin et al. (2019) propongono tre processi attraverso i quali è possibile spiegare il magmatismo post collisionale avvenuto nella Provincia Vulcanica Veneta:

- la perdita di volatili dallo *slab* in subduzione (soprattutto da carbonati) ha favorito la fusione parziale del mantello, generando un arricchimento in CO₂;
- il progressivo *rollback* e il conseguente aumento di pendenza dello *slab*, che induce una fuga dei fusi al di sotto dello *slab*, seguita poi da una loro risalita nella porzione frontale dello stesso;
- la risalita dei flussi mantellici, favorita dai fenomeni estensionali localizzati all'interno della micro-placca Adria, avrebbe innescato il magmatismo intrapacca nel contesto collisionale alpino.

Nella figura 1.9 si rappresenta lo *slab*, le probabili direzioni di risalita dei fusi mantellici ed il magmatismo intraplacca nella Provincia Vulcanica Veneta.

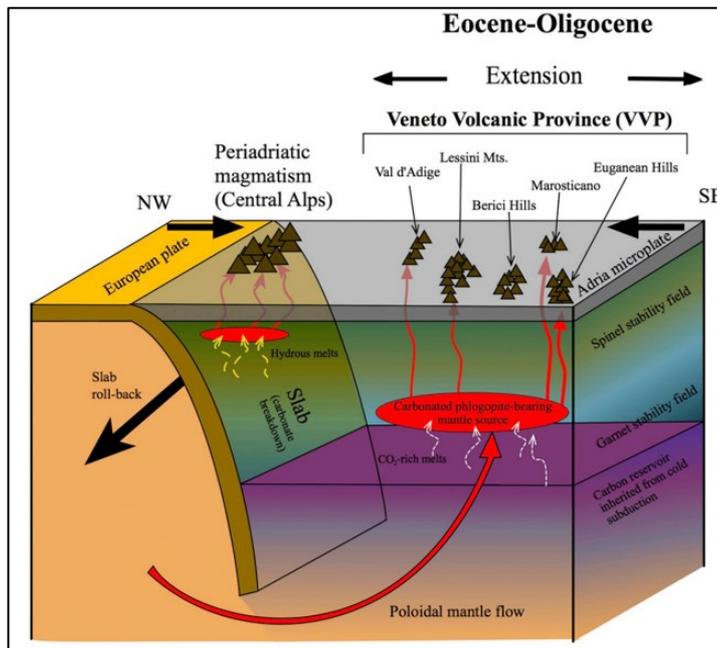


Figura 1.9: modello schematico (non in scala) del magmatismo nel dominio Alpino centrale e nel Sudalpino intercorso tra l'Eocene e l'Oligocene. Da Brombin et al. (2019).

1.4. Inquadramento geografico-stratigrafico dei Colli Berici

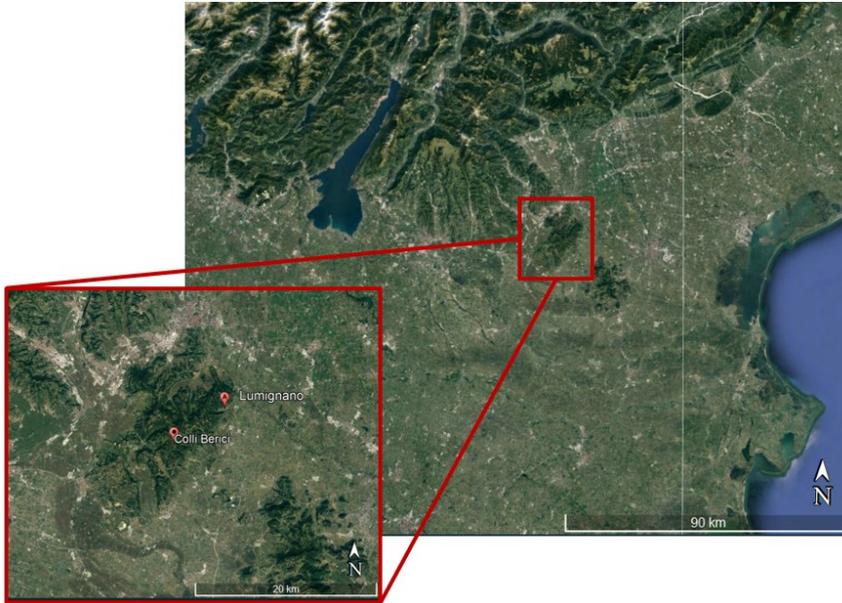


Figura 1.10: Inquadramento geografico dei Colli Berici

I Colli Berici si trovano a sud-ovest di Vicenza, presentano un'estensione NE-SW di circa 20 km ed una ampiezza NW-SE di circa 10 km, e sono considerati l'estensione sudoccidentale dei monti Lessini. L'area presenta successioni stratigrafiche di tipo carbonatico, investigate già da Fabiani (1911), e da rocce vulcaniche di prevalente composizione basaltica, legate al ciclo eruttivo paleogenico che ha interessato anche i monti Lessini ed i Colli Euganei. Le rocce affioranti coprono un intervallo temporale che va dal tardo Cretacico all'inizio del Miocene.

Alla base della successione stratigrafica Cenozoica si ha la presenza di Scaglia Rossa di età tardo Cretacica-Eocenica (Masetti, 2012). Si tratta di una formazione emipelagica costituita da marne calcaree rossastre, con foraminiferi planctonici. All'inizio dell'Eocene, precisamente nell'Ipresiano, si depositarono unità piroclastiche e anche unità carbonatiche conosciute come Calcarei Nummulitici. In tale formazione sono incluse facies come *rudstone* con grandi foraminiferi, *rudstone* e *floatstone* a rodoliti, *grainstone* e *packstone*, in cui è possibile rinvenire un buon contenuto fossilifero, costituito da spugne silicee, crostacei, molluschi e grandi foraminiferi. Successivamente, nel Bartoniano, si ebbe la deposizione di

vulcaniti sottomarine. Alla fine dell'Eocene, precisamente nel Priaboniano, una trasgressione marina portò alla deposizione di sedimenti marini, appartenenti alla Formazione di Priabona (De Vecchi et al., 1976). Questa formazione si può suddividere in due unità, una con sedimentazione di materiale fine, elevato contenuto di fango e presenza di grandi foraminiferi, briozoi, bivalvi e frammenti di echinodermi ed una che rappresenta una tendenza di regressione marina passando da una marna ad una marna carbonatica, con al proprio interno alghe rosse e grandi foraminiferi (De Vecchi et al., 1976).

Il limite stratigrafico tra la Formazione di Priabona e la successiva Formazione di Castelgomberto non è di facile rilevamento, dato che la *lithofacies* corallina della Formazione di Castelgomberto risulta essere simile all'analoga *lithofacies* della Formazione di Priabona (Facies algale corallina in Bassi, 2005). Anche se la Formazione di Priabona risulta riconoscibile per la presenza di abbondanti foraminiferi dalle elevate dimensioni, (*Discocyclina spp.*) e grandi Nummulites (> 1 cm), si riscontra la diminuzione di tali foraminiferi verso la sommità della formazione, non rilevando più la loro presenza prima della deposizione della prima lithofacies appartenente alla Formazione di Castelgomberto. Come detto al di sopra delle marne eoceniche si rinvengono i calcari oligocenici appartenenti alla Formazione di Castelgomberto. Essi sono formati da rocce carbonatiche di colore da biancastro a giallastro, con al proprio interno coralli, alghe rosse e foraminiferi, con un minimo contenuto in argilla. L'ambiente deposizionale, della barriera corallina, risulta essere un argomento ampiamente dibattuto ma non si è stati ancora in grado di definirlo con precisione. Ci si interroga sul fatto che, si possa essere in presenza di una piattaforma carbonatica di tipo caraibico (fig. 1.11), con quindi una laguna e uno *slope* ad elevata pendenza, o se siamo in presenza di una rampa carbonatica con la barriera corallina e in posizione mediana.

Recentemente, la Formazione di Castelgomberto si è potuta suddividere in 5 *lithofacies* (Tusberti et al., 2023), le quali vengo descritte di seguito:

'*Lithofacies Pietra di Vicenza*': è costituita da *grainstones* poroso con un elevato contenuto in alghe rosse, foraminiferi miliolidi e altri foraminiferi bentonici. Generalmente si rinviene

in orizzonti massivi o non ben stratificati dello spessore di 10 – 25 m. Questa *lithofacies* è stata rilevata alla base della Formazione di Castelgomberto, nella porzione sud-est dei Colli Berici (Costozza). Questa *lithofacies* si è depositata in un ambiente di elevata energia, nel quale il materiale più fine è stato dilavato, ed una incompleta litificazione ha portato alla formazione di una pietra porosa e leggera.

'*Layered grainstone – rudstone Lithofacies*': si tratta di un *grainstone* ben stratificato con all'interno frammenti di alghe rosse e foraminiferi bentonici, tra cui miliolidi). Si possono rinvenire anche *floatstone* e *rudstone* con all'interno frammenti di corallo, echinodermi e grandi molluschi. Questi strati presentano uno spessore medio di 20 – 100 cm con giunti ondulati. Questa *lithofacies* si è depositata nella zona posteriore (verso terra) rispetto alla barriera corallina. Si interpreta come un ambiente in presenza di *Posidonia*, come suggerisce l'elevata quantità di foraminiferi *miliolidi*.

'*Coral boundstone Lithofacies*': si tratta di calcari massivi con spessore fino ai 60 m. Si rinviene spesso la presenza alla base di *platestone* e *sheetstone*, mentre si possono rinvenire *mixstone* nella parte centrale della *Lithofacies*. Si rinvenivano spesso coralli in posizione di vita.

'*Coralline algal Lithofacies*': si tratta di calcari e calcari marnosi (*rudstone*) con alghe coralline, piccoli *Nummulites* e briozoi. Questa *lithofacies* occupa una posizione nella parte distale della piattaforma, dove si possono rinvenire *rudstone* e rodoliti, i quali hanno generato una scarpata con pendenza dolce, all'incirca 10°, in direzione NE. A causa della presenza sistematica di sedimenti fini e della scarsità o assenza di organismi eufotici, questa *lithofacies* si deve essere depositata in zona oligofotica.

'*Marl and fine packstone Lithofacies*': questa *lithofacies* è formata da marne fossilifere e calcari marnosi, con al proprio interno la prevalenza di briozoi, rari rodoliti, foraminiferi bentonici, echinodermi e alcuni foraminiferi planctonici. Questa *lithofacies* occupa la parte più distale dell'area investigata. Data la prevalenza di materiale fine, e data l'assenza di organismi fotici, questa unità è interpretata come *lithofacies* depositata al di sotto della zona fotica, ed è la facies depositata nell'ambiente più profondo della zona.

All'interno della Formazione di Castelgomberto sono presenti orizzonti di tufo vulcanico in varie posizioni stratigrafiche. Questi tufi possono raggiungere alcune decine di metri di spessore e sono profondamente alterati, ma il loro tessuto originario è ancora visibile: è costituito da clasti basaltici alterati (lapilli) dal diametro di circa 1 mm a 1 cm. I clasti di calcare, probabilmente strappati dalla roccia madre dei condotti vulcanici, sono piuttosto rari.

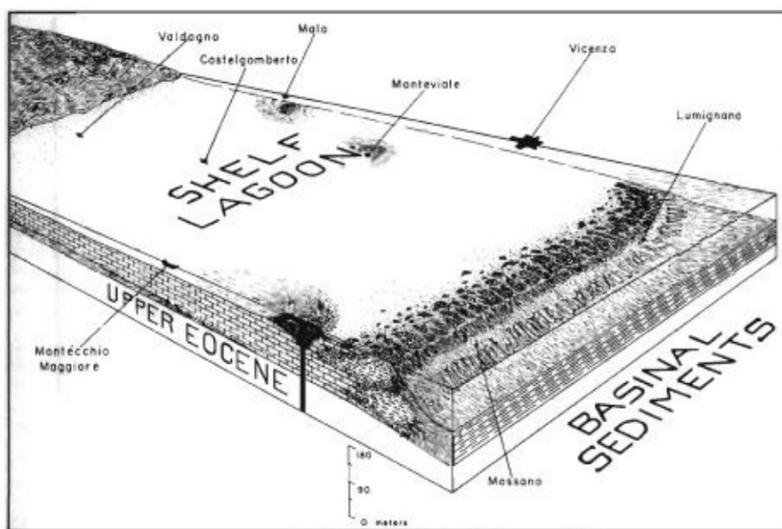


Figura 1.11: Piattaforma carbonatica dei Berici-Lessini da Frost (1981).

Nel tardo Oligocene, la piattaforma carbonatica, di conseguenza ad una regressione marina, emerse, subendo conseguentemente profondo carsismo, il quale risulta essere testimoniato dalle innumerevoli cavità (covoli) e dalle doline presenti in tutta l'area d'estensione della Formazione di Castelgomberto (Bassi et al., 2007).

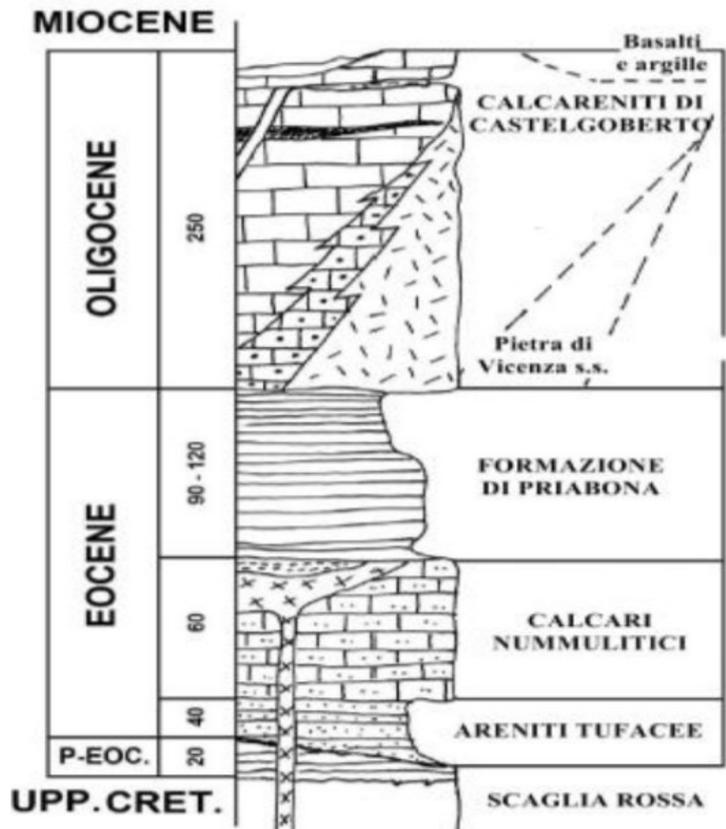


Figura 1.12: Sezione stratigrafica dei Colli Berici. Immagine modificata da Cornale et al. (1994).

CAPITOLO 2

METODI

2.1 Analisi dei dati strutturali in campagna

Le indagini delle maggiori fratture e faglie sono state condotte nell'intera area di Lumignano e dintorni, suddividendola in varie zone di interesse denominate: Cava Olivari, covoli della Sfinge, Lumignano Classica (in cui raggruppiamo tutti i settori compresi tra il settore Vomere e Lumignano classica), Eremo di S. Cassiano, Brojon, Cava Romana a Costozza.

Sono state effettuate varie misure d'orientazione dei piani di faglia e, quando presenti, anche dei loro indicatori cinematici, attraverso i quali si è in grado di dedurre i relativi sensi di movimento.

Molto spesso nella zona da noi studiata, dato la natura geologica degli affioramenti presenti in sito, affetti da intenso carsismo, non si è potuto acquisire dati relativi ad indicatori cinematici. Per cercare di definire ugualmente una direzione di movimento lungo il piano di faglia, si sono prese in esame le giaciture di alcune famiglie di fratture coniugate. Successivamente grazie ai fogli di calcolo del professore Andrea Bistacchi (Università Milano Bicocca), si è potuto definire per ogni piano di faglia principale, partendo da giaciture delle maggiori fratture e faglie coniugate, la direzione di slip più probabile.

Tutto questo risulta essere necessario per definire l'orientazione dell'ellissoide di *stress* agente su una particolare popolazione di faglie e l'eventuale sua variazione nel tempo.

Per raggiungere un quadro il più chiaro ed ampio possibile riguardo il paleostress agente in queste zone, ma che sicuramente ha interessato anche un'area più ampia a livello regionale, si è svolta una indagine classica in campagna con misure di giaciture di piani di faglia e misura degli indicatori cinematici.

I dati di faglia sono stati raccolti sia mediante l'utilizzo della bussola da geologo tradizionale, sia con l'applicazione Clino prodotta da Petroleum Experts Limited.

2.2. Fotogrammetria Digitale

I dati di giaciture sia di faglie che delle maggiori fratture sono stati derivati anche da modelli fotogrammetrici 3D georeferenziati, relativi alle maggiori pareti rocciose affioranti in zona. Esse sono: Cava Olivari, Lumignano Classica (in cui raggruppiamo tutti i settori compresi tra il settore Vomere e Lumignano classica), Eremo di San Cassiano, Brojon, Cava Romana.

Per ottenere i modelli 3D abbiamo utilizzato la fotogrammetria aerea, eseguita con un drone DJI Phantom 4 RTK, il quale è equipaggiato di antenna RTK al proprio interno; in aggiunta, si è utilizzata anche una ulteriore stazione RTK a terra per avere una correzione del dato il più precisa possibile.

La fotogrammetria aerea, per la creazione di modelli fotogrammetrici 3D, si basa su una tecnica di *range imaging* chiamata '*structure from motion*' (SfM), (fig 2.1). Questa tecnica opera secondo gli stessi principi base della fotogrammetria stereoscopica, ovvero quel principio attraverso cui si stimano strutture tridimensionali da sequenze di immagini bidimensionali. Tuttavia, differisce fundamentalmente dalla fotogrammetria convenzionale, in quanto la tecnica *SfM* non richiede la conoscenza pregressa della posizione della camera o di punti di cui sono note le coordinate, poiché la geometria viene ricostruita simultaneamente tramite l'automatica identificazione delle caratteristiche corrispondenti in più immagini, riuscendo a stimare la posizione iniziale della camera e le coordinate dell'oggetto, che vengono poi raffinate in modo interattivo utilizzando la minimizzazione non lineare dei minimi quadrati (Iglhaut et al. 2019; Westoby et al., 2012).

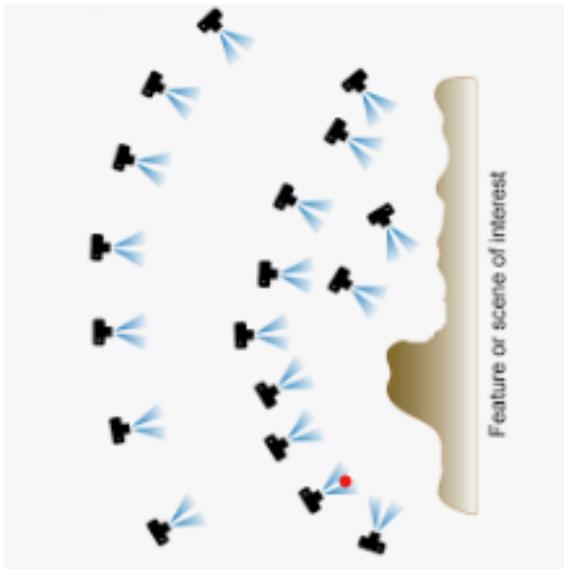


Figura 2.1: rappresentazione della tecnica structure from motion (SfM).

Da Micheletti et al. (2016).

Per arrivare alla creazione di un modello 3D si ha la necessità di utilizzare un aggiuntivo algoritmo denominato 'Multi View Stereo' (MVS) (Micheletti et al., 2016).

In particolare, gli algoritmi MVS richiedono che ogni immagine di input abbia un modello di camera corrispondente, il quale riesca a descrivere completamente come proiettare un punto 3D nel modello, partendo da un punto di un'immagine 2D (Furukawa, 2010). Il modello di camera, relativo ad ogni immagine viene fornito dall'elaborazione del SfM. Mediante l'utilizzo dell'algoritmo MVS si ha la possibilità di aumentare il numero di punti all'interno della 'point cloud' arrivando a costruire la cosiddetta 'dense point cloud'.

Il processo attraverso cui si arriva alla generazione del modello 3D viene dunque comunemente identificato con le sigle 'Sfm-MVS' (Tavani et al., 2019), (fig. 2.2) e il software utilizzato per la generazione del modello è Agisoft Metashape.

Il processo SfM-MVS si suddivide in vari passaggi:

inizialmente si ha l'estrazione automatica di punti chiave (ovvero punti o insiemi di pixel in grado d'esser riconosciuti in più immagini). Un algoritmo necessario per il riconoscimento dei punti chiave è il 'Scale-Invariant Feature Transform' (SIFT), in grado di creare una descrizione numerica invariante per ogni punto chiave, in modo tale d'avere una invarianza

di scala ed orientamento per ogni punto che è stato ripreso da angolazioni differenti (Mayer et al., 2018);

nel momento in cui si ha numero sufficiente di immagini e di corrispondenze tra punti chiave, *SfM* esegue le regolazioni per il calcolo dei parametri di camera, generando infine la '*sparse point cloud*';

Successivamente l'*output* del *SfM* viene scalato ed orientato in base ai punti di controllo a terra (*ground control point, GCP*). Questo passaggio può essere ovviato se lo strumento con il quale si acquisiscono i dati dispone, come nel nostro caso, di un'antenna *RTK (Real-Time Kinematic positioning)* in grado di correggere, in tempo reale, l'orientazione della camera; In seguito per la generazione della '*dense point cloud*', il programma necessita di un'ulteriore mappa chiamata '*depth map*', la quale si crea in automatico nel momento in cui avvio la creazione della '*dense point cloud*' (Mayer et al., 2018). La '*depth map*' è una immagine i cui *pixel* assumono un valore di grigio variabile tra 0 e 255. Il valore 0 di grigio identifica un *pixel* posto alla massima distanza tra la camera di ripresa e l'oggetto nella scena 3D, mentre un valore di grigio di 255 identifica il punto più vicino. Viene così calcolata la distanza tra la camera ed ogni singola porzione che compone l'oggetto di cui si vuole creare il modello fotogrammetrico;

Infine, si crea dunque la '*dense point cloud*' la cui nuvola di punti, a differenza della '*sparse point cloud*', definisce la morfologia dell'oggetto, inserendo anche una prima informazione sui colori reali;

Per poter convertire una nuvola di punti in un modello 3D, si deve creare una '*mesh*', che costituisce una superficie generata dall'unione dei punti della '*dense point cloud*'. Associando alla *mesh* una '*texture*' contenete informazioni riguardo i colori dalle immagini precedentemente caricate, si ottiene così il modello digitale dell'affioramento (*Digital Outcrop Model, DOM*) sul quale si possono eseguire misure ed interpretazioni.

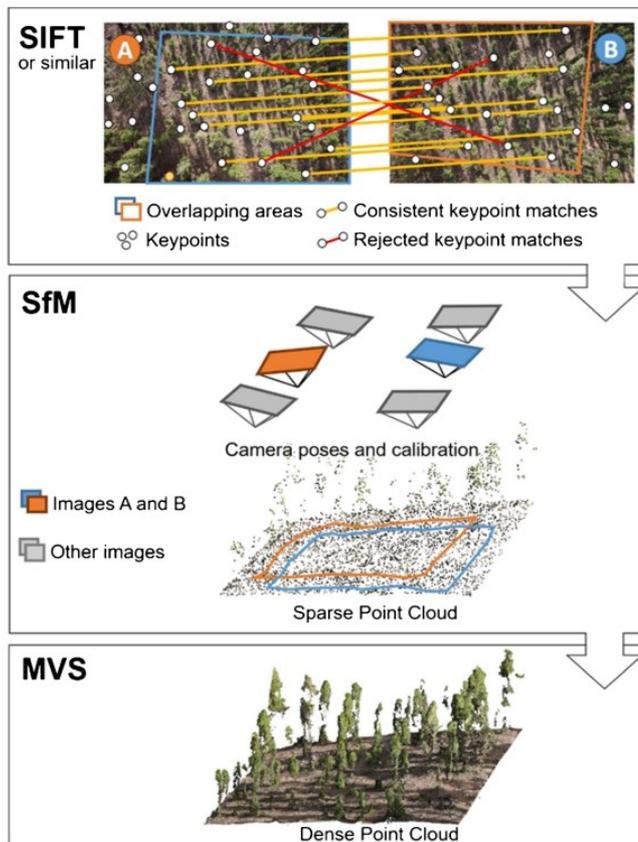


Figura 2.2: Vengono rappresentati i tre passaggi fondamentali alla creazione di un modello tridimensionale. SIFT= identificazione e corrispondenza dei punti chiave; SfM= si ha calcolo dei parametri di camera e generazione delle sparse point cloud; MVS= densificazione della nuvola di punti. Modificata da Iglhaut et al. 2019

2.3. Analisi dei dati strutturali mediante modello digitale

Una volta completata la costruzione del modello si può importare come file *obj* all'interno del programma di visualizzazione ed elaborazione. Il software da noi utilizzato è Virtual Reality Geological Studio (VRGS).

Il software VRGS fornisce una soluzione integrata per visualizzare, interpretare e analizzare set di dati riguardanti affioramenti virtuali 3D. Questo *software* permette di importare dati anche di grandi dimensioni ricavati da tecniche fotogrammetriche, come nel nostro caso con tecnica *Structure from Motion (SfM)* per poi essere visualizzati come modelli 3D. Il *software* fornisce strumenti dedicati all'analisi, interpretazione e successivo utilizzo e rappresentazione grafica per reperire le maggiori strutture geologiche come piani di strato,

faglie e fratture.

I dati ricavati sono necessari per sviluppare modelli, di qualsiasi ambito geologico che può variare, come nel nostro caso, da un ambito strutturale ad uno stratigrafico.

All'interno del programma sono presenti una serie di strumenti utili all'interpretazione del "Digital Outcrop Model" (DOM). Gli strumenti interpretativi maggiormente utilizzati sono: misura di giaciture (*orientation*), sia di strati che di piani di faglie e fratture, i quali graficamente vengono visualizzati mediante dischi (fig. 2.3), assumendo una colorazione variabile in funzione dell'inclinazione; l'utilizzo di polilinee e piani, per l'identificazione e suddivisione di *marker* stratigrafici; la determinare la direzione (*Strike*) e immersione (*Dip*) di polilinee interpretate come l'intersezione di un piano con la superficie del modello (fig. 2.4). La visualizzazione dei dati è stata effettuata con Stereonet, utile per la proiezione stereografica di insieme dei vari piani di faglia e di frattura e già integrato al *software*.

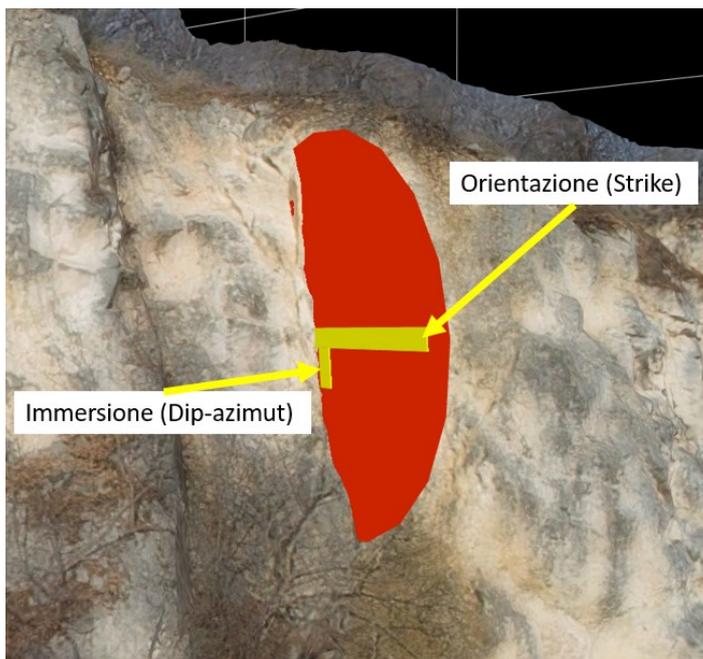


Figura 2.3: Visualizzazione dello strumento 'orientation'

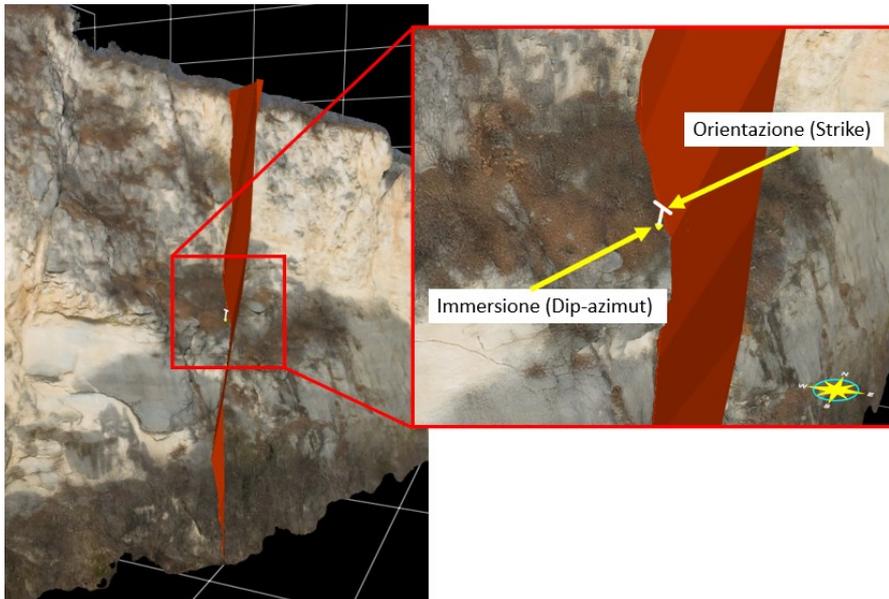


Figura 2.4: Visualizzazione dello strumento 'fault' col quale può essere valutata la giacitura di un piano che interseca la superficie del modello.

2.4. Introduzione su cinematica delle faglie e metodi di loro rappresentazione grafica

Le faglie sono superfici di discontinuità lungo cui due blocchi rocciosi si sono spostati l'uno relativamente all'altro (Fossen, 2010). Esse si formano come risposta delle rocce agli sforzi a cui sono sottoposte e, come definito nella teoria della fratturazione di Coulomb, si formano con un'orientazione di circa 30° rispetto alla direzione di applicazione di σ_1 (Anderson, 1905). Gli *end-member* dal punto di vista cinematico sono faglie normali, inverse e trascorrenti, (fig. 2.5), ma il movimento lungo il piano di faglia può essere spesso influenzato da una componente obliqua, la quale crea faglie transpressive (se presentano cinematica trascorrente e inversa) o transtensive (se presentano cinematica trascorrente e normale), (fig. 2.5).

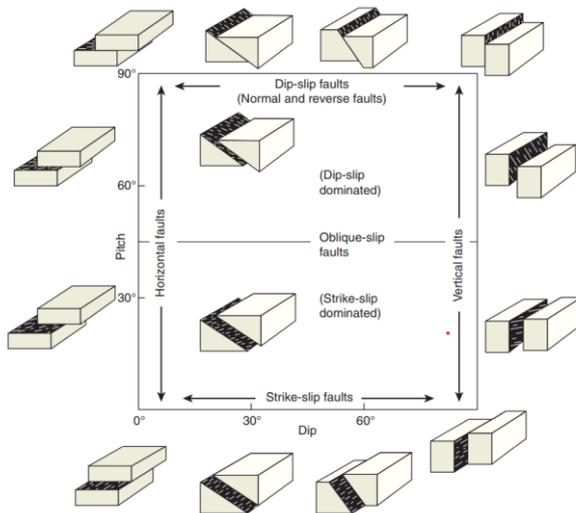


Figura 2.5: In questa immagine si raggruppano tutte le possibili cinematiche di faglia: in alto si rappresentano le faglie con componente sia normale che inversa; in basso si rappresentano faglie trascorrenti a diverso angolo di immersione; mentre ai lati si rappresentano faglie orizzontali (a sinistra) e verticali (destra) le quali hanno subito anche una componente trascorrente (l'angolo compreso tra la direzione del pino di faglia e la direzione di movimento di un blocco rispetto all'altro viene denominato pitch). Da Angelier (1994).

Seguendo la teoria di Anderson, in funzione all'orientazione dei tre maggiori assi di stress σ_1 , σ_2 , σ_3 , si ha lo sviluppo di tre differenti sistemi di faglia con diversa cinematica, si veda la figura 2.6.

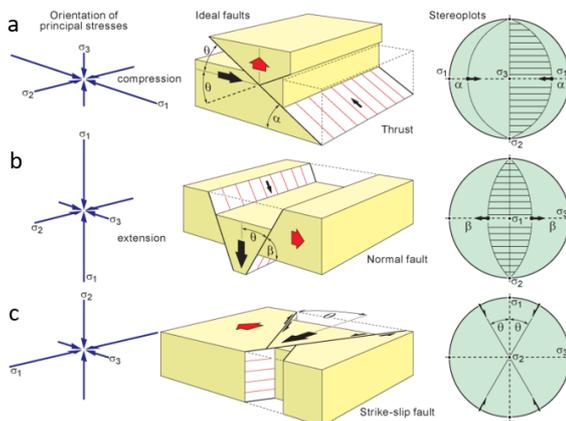
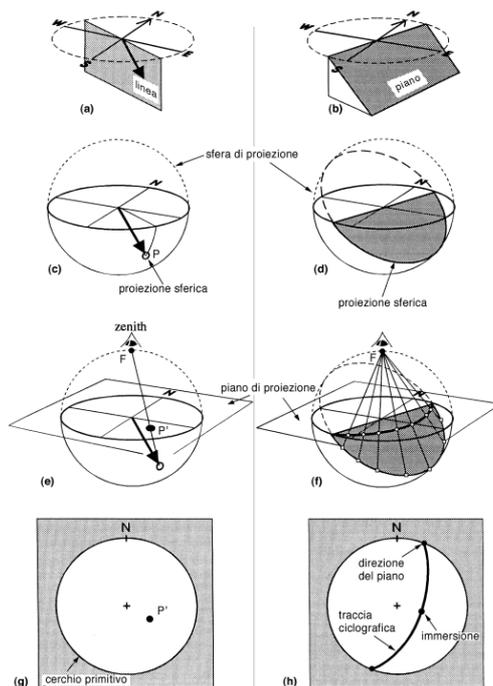


Figura 2.6: (a) Si sviluppano faglie inverse nel momento in cui l'asse di stress maggiore (σ_1) è orientato orizzontalmente, l'asse di stress intermedio (σ_2) è disposto orizzontalmente ma ruotato di 90° rispetto a σ_1 e infine l'asse di stress inferiore (σ_3) ha una orientazione verticale. In figura è illustrato anche la proiezione stereografica del piano di faglia con inserita anche l'orientazione dei tre assi di stress. L'orientazione degli assi di stress, attraverso la quale si sviluppa una fagliazione normale, sono: l'asse di stress maggiore (σ_1) risulta essere verticale, e l'asse intermedio e minore (σ_2 e σ_3) sono entrambi orizzontali ma presentano un angolo di 90° tra di essi. Mentre nel momento in cui l'asse di stress maggiore e minore sono orizzontali, presentando sempre un angolo tra di essi di 90° (σ_1 e σ_3) e l'asse intermedio (σ_2) verticale, si sviluppa una cinematica trascorrente. Per ogni cinematica di faglia si riporta in figura la propria rappresentazione stereografica. Da dispense di JPB 2017.

I dati di faglia (giaciture sia di faglia che dei propri indicatori cinematici) possono essere rappresentati mediante rappresentazioni stereografiche (o stereoplot). I dati di faglia vengono proiettati sulla porzione inferiore di una sfera, cosicché:

- i piani di faglia risulteranno essere rappresentati come grandi cerchi;
- le lineazioni di movimento, con punti associati a simboli di slip.

In figura 2.7 riporto i principi di rappresentazione stereografica dei dati di faglia.



*Nelle figure 2.7(a), 2.7(c), 2.7(e), 2.7(g), si rappresenta la proiezione stereografica nella porzione inferiore di una sfera (c,e) e poi in un piano (g) di una possibile slickenline;
Mentre in figura 2.7 (b), 2.7(d), 2.7(f), 2.7(h), si rappresenta la proiezione stereografica nella porzione inferiore di una sfera (d,f) e poi in un piano (h) di un ipotetico piano di faglia. Da prof. Paolo Conti (proiezioni stereografiche, 2020).*

2.5. Indicatori cinematici

La superficie di faglia è comunemente levigata a causa del movimento relativo del blocco di tetto sul blocco di letto, presentando spesso delle striature definibili come slickensides. Mediante l'analisi delle striature è possibile ricavare la direzione ed il verso del movimento di slip.

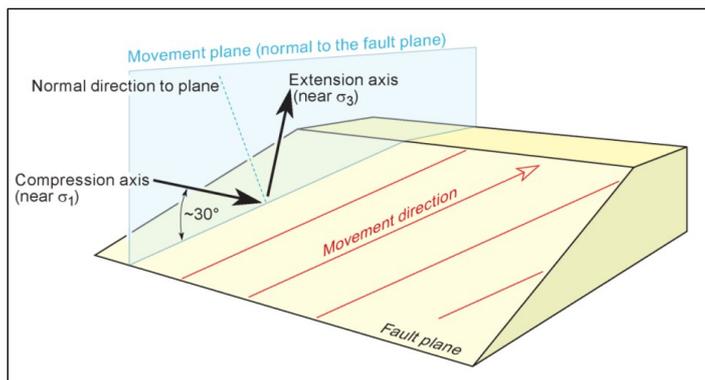
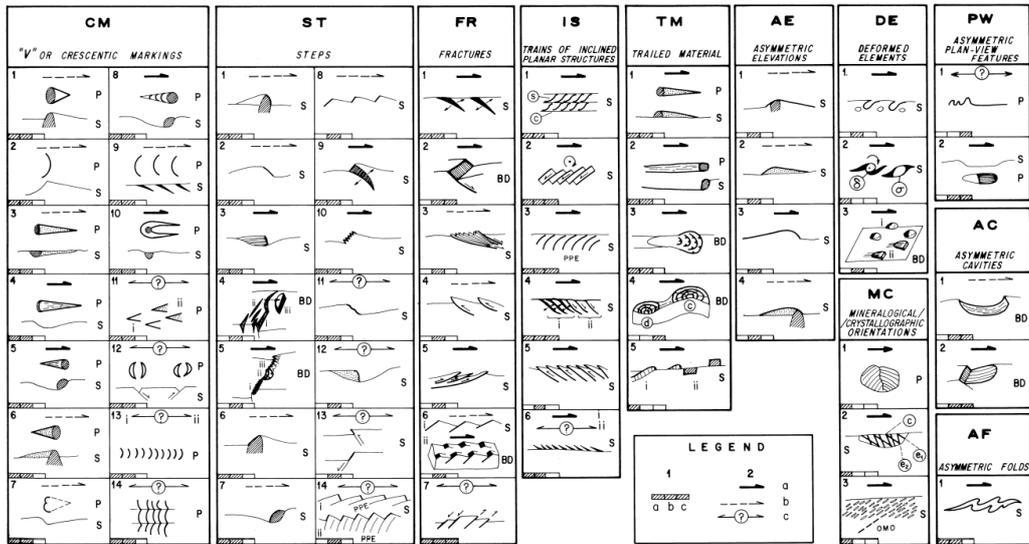


Figura 2.8: In figura viene rappresentata la direzione lungo la quale si ha la possibile generazione di slickenline (parallele alla direzione di movimento), sono anche indicate le direzioni dell'asse compressionale (σ_1) e dell'asse estensionale (σ_3) Da dispense di JPB (2017).

La classificazione dei criteri cinematici fragili è stata avanzata da Petit et al. (1983), Doblasi (1985, 1987), Petit (1987), Mercier and Vergely (1992) and Angelier (1994). Doblasi (1998) riassunse in un'unica tabella tutti gli indicatori cinematici, in modo tale da poterli utilizzare in modo pratico (fig. 2.9). Sono state classificati 61 indicatori cinematici denominati *slickenside*, i quali sono stati suddivisi in undici gruppi in funzione delle loro caratteristiche morfologiche e geometriche.



M. Dablas / *Tectonophysics* 295 (1998) 187-197

Figura 2.9: Classificazione degli indicatori cinematici slickenside. Legenda 1: scala alla quale si possono rinvenire gli indicatori (a= microscopico; b= decine di millimetri; c= metrico); 2: tre diversi tipi di frecce (orientate nella direzione di movimento del blocco mancante) le quali indicano tre diversi gradi di fiducia in ciascuno degli indicatori cinematici (a= Buono; b= discreto; c= scarso); BD= diagramma a blocchi; OMO= orientamento mineralogico obliquo; PPE= elemento planare precedente; P= Vista in piano; S= Vista in sezione.

Sulle superfici di faglia si possono rinvenire le strie o 'slikeline', le quali sono lineazioni dovute all'abrasione fisica avvenuta durante il movimento relativo di un blocco di faglia (tetto) rispetto al blocco adiacente (letto), (Fossen, 2010) si veda la figura 2.12. Le lineazioni o *slikeline* risultano essere strutture fondamentali per la determinazione dell'orientazione di movimento di una determinata faglia, ma non è possibile definirne il senso di movimento, per il quale si necessita di informazioni aggiuntive (Fossen, 2010). In sostanza attraverso l'utilizzo delle lineazioni è possibile distinguere se siamo in presenza di una faglia *dip-slip* (normale o inversa) rispetto ad una faglia *strike-slip* (destra o sinistra), ma non è possibile definirne il verso.

A questo fine sono invece utili altri indicatori cinematici importanti, quali: fibre di minerali, come quarzo e calcite, che si accrescono in corrispondenza di irregolarità sul piano di faglia con una direzione di crescita coassiale alla direzione di movimento; solchi (*grooves*), formati per frizione di elementi più duri sul piano di faglia durante il movimento ed indicanti la direzione del movimento stesso (Petit, 1987), (fig. 2.10); stiloliti, le quali sono superfici di dissoluzione irregolari caratterizzate i cui picchi hanno una lunghezza di alcuni mm o cm

e sono considerati orientati nella direzione di massima compressione (σ_1), (fig. 2.11); vene *en-écheleon*, o vene di tensione, che si aprono ortogonalmente all'asse di stress minore (σ_3) (fig. 2.11).

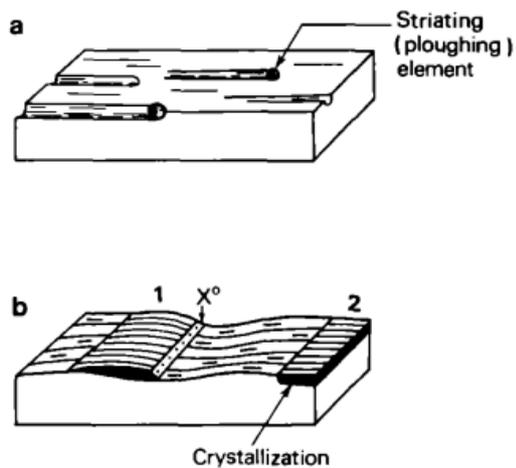


Figura 2.10: (a) solchi (grooves); (b) zona di cristallizzazione nella porzione di 'lee side' di una asperità. Da Petit (1987).

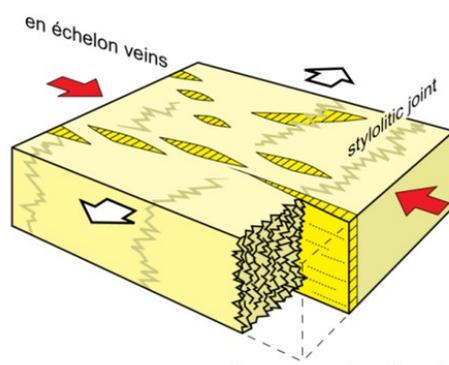


Figura 2.11: si rappresenta la direzione e orientazione dei maggiori assi di stress con la quale è possibile generare fratture stilolitiche e le vene *en-écheleon*. Le frecce rosse indicano la direzione e orientazione dell'asse di massima compressione (σ_1), mentre con le frecce bianche si indica la direzione e orientazione dell'asse di minimo stress (σ_3). Da dispense di JPB (2017).



Figura 2.12: Slikenline generate durante una fase di taglio, rinvenute lungo Lumignano Classica.

Per una maggiore accuratezza nel determinare il senso di movimento avvenuto, si prendono in considerazione alcune famiglie di fratture secondarie classificate da Petit (1987) e riportate anche in Fossen (2010), in quattro gruppi:

- Fratture T (*Tension*) sono fratture tensionali aperte, spesso con riempimento. Esse non presentano evidenze di taglio e formano con la faglia principale un angolo di circa 45° .
- Fratture R (*Riedel sintetiche*) sono fratture di taglio che mostrano quindi una superficie striata. Esse formano un angolo di circa 15° con la faglia principale, rispetto alla quale hanno un movimento sintetico.
- R' (*Riedel antitetiche*) sono fratture di taglio anch'esse caratterizzate da strie. Esse appaiono coniugate alle fratture R e si formano con un angolo di circa 75° rispetto alla faglia maggiore. Presentano un movimento antitetico rispetto alle fratture R e alla faglia principale.
- Fratture P (P sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, formatesi a basso angolo rispetto alla faglia principale (circa 10°).

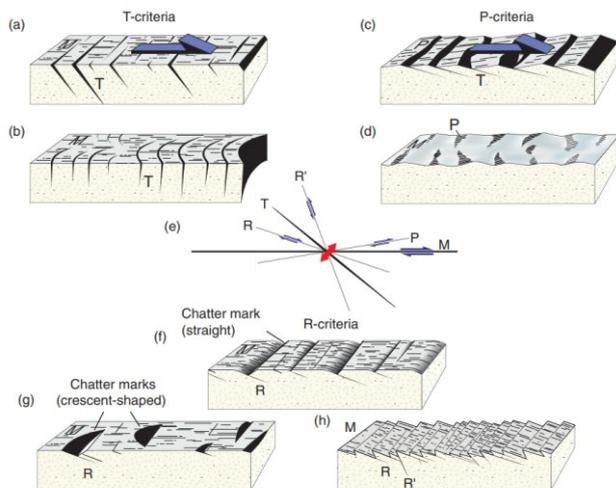


Figura 2.13(a)-(d), (f)-(h): criteri cinematici per la determinazione del senso di shear per una faglia destra, utilizzando fratture secondarie ed irregolarità del piano di faglia; (e): fratture secondarie associate ad una faglia destra, da Fossen, (2010).

2.6. Calcolo del paleostress e metodi di inversione

Il calcolo del paleostress, a partire da misurazioni di giaciture di faglia e di lineazioni, permette di ricavare il “*reduced stress tensor*”, il quale risulta essere un tensore di *stress* che esprime la magnitudine relativa degli assi principali (σ_1 , σ_2 , σ_3) attraverso il rapporto di *stress* (R), e definisce la forma e l’orientazione dell’ellissoide di *stress*, ma non è in grado di definirne la dimensione (Angelier, 1975).

Come detto, i quattro parametri del “*reduced stress tensor*” sono σ_1 , σ_2 , σ_3 e R . σ_1 rappresenta l’asse di massimo *stress*, σ_2 l’asse di *stress* intermedio e σ_3 rappresenta l’asse di minimo *stress*. L’ultimo parametro risulta essere il rapporto tra le differenze degli *stress* principali (R), il cui valore può variare tra 0 e 1:

$$R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

Il rapporto di *stress* presenta valori uguali a zero nel momento in cui l’ellissoide di *stress* risulta essere prolato, cioè quando si hanno valori di $\sigma_2 = \sigma_3$ (compressione uniassiale), mentre per valori di $R = 1$ si ha che $\sigma_1 = \sigma_2$ e l’ellissoide di *stress* risulta avere una forma oblata (tensione uniassiale).

I metodi di inversione dello *stress* si basano sull’assunzione fondamentale che lo

scivolamento lungo il piano di faglia avviene nella direzione del massimo sforzo di taglio (Wallace 1951, Bott 1959), e vengono assunti inoltre i seguenti requisiti:

1. Lo *slip* lungo il piano di faglia deve avvenire nella stessa direzione del massimo sforzo di taglio;
2. Lo *stress* deve essere omogeneo all'interno dell'area di studio;
3. Lo *slip* su una faglia non deve essere influenzato dall'interazione meccanica con altre faglie;
4. Il campionamento deve essere rappresentativo dell'intera area di studio;
5. Non vi deve essere stata una riorganizzazione data da una fase di fagliazione successiva sullo stesso volume di roccia.

La ricostruzione del paleostress è stata effettuata mediante il programma Win_Tensor 5.9.3. Questo programma offre la possibilità di applicare vari metodi d'inversione, tra cui il metodo del P-B-T, del diedro retto sviluppato da Angelier e Mechler (1977) e il *Rotational Optimization method* (Delvaux 1997; Delvaux & Sperner 2003).

Un primo metodo risulta essere quello del P – T – B, il quale è basato sull'osservazione che il vettore di slip e la normale al piano di faglia individuano un piano che contiene gli assi principali di *stress*. Si definisce per ogni dato una terna di assi perpendicolari P (pressione), T (tensione) e B (asse neutro) che potrebbero coincidere con σ_1 , σ_2 e σ_3 . Successivamente tali assi, calcolati per tutte le faglie, sono rappresentati in uno stereoplot e le direzioni medie sono considerate rappresentative dei principali assi di *stress*. In una situazione ideale la corrispondenza tra gli sforzi principali e gli assi P – T – B è valida (Fossen, 2010).

Un ulteriore metodo risulta essere quello del Diedro Retto, con il quale si esegue una prima stima d'orientazione del tensore di *stress*. Successivamente con il *Rotational Optimization Method* si ottimizza il tensore di *stress* calcolato con il metodo del Diedro Retto, riuscendo a minimizzare l'errore di inversione tramite l'utilizzo di una *misfit function*. Tale funzione è

del tipo:

$$F_j = \frac{\sum(f_j(i) \times w(i))}{n \times \sum w(i)}$$

Con $f_j(i)$ si indica la funzione da minimizzare, $w(i)$ indica il peso da assegnare ai singoli dati e n è il numero dei dati inseriti (Delvaux & Sperner 2003). Un esempio dell'utilizzo della funzione $f_j(i)=\alpha(i)$ può essere per minimizzare l'angolo α tra il vettore di *slip* (misurato) e lo *shear stress* (calcolato teoricamente), in modo tale da ridurre lo *stress* normale e amplificare lo *stress* di taglio, favorendo in questo modo lo slittamento. Si cerca anche di ridurre lo sforzo di taglio e lo sforzo normale agente sulle fratture estensionali, in modo da favorirne l'apertura (Delvaux and Sperner, 2003).

La determinazione del tensore di stress con il '*Rotational Optimization Method*' si basa sull'utilizzo di un '*grid search 4D*' che comprende delle rotazioni successive del tensore attorno ai tre assi principali di stress ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), ed un test equivalente per il rapporto di stress (R). In questo studio il regime di stress associato con il tensore di stress è espresso numericamente dallo '*stress regime index (R')*', definito in Delvaux et al. (1997). Questo parametro può variare da 0 a 3 e può acquisire un valore di 0,5 per pura estensione, 1,5 per pura trascorrenza e 2,5 per pura compressione. Nel caso di regimi non puri R' mostra valori compresi tra 0.75 e 1.25 per regime transtensivo e tra 1.75 e 2.25 per regime transpressivo. Nel caso di regime estensionale (σ_1 verticale) $R'=R$, per un regime trascorrente (σ_2 verticale) $R'=2- R$ e per un regime compressionale (σ_3 verticale) $R'= 2+R$ (Delvaux and Sperner, 2003).

Dopo aver eseguito le rotazioni il programma ci fornisce quattro diagrammi cartesiani come in figura 2.14.

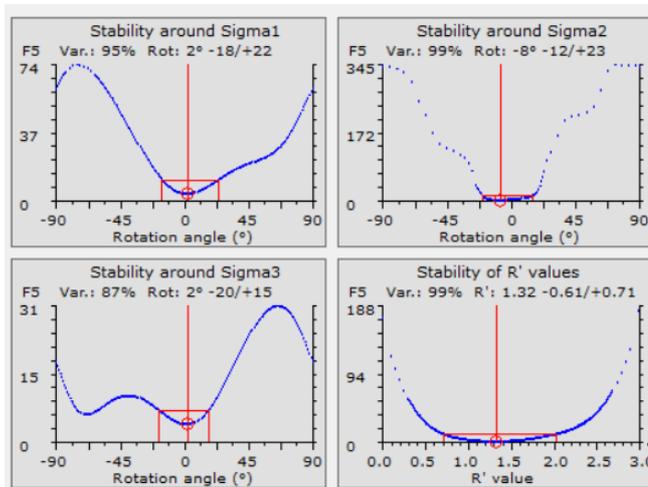


Figura 2.14: Il grafico (Stability around Sigma1) rappresenta la stabilità intorno all'asse σ_1 . Il grafico mostra una depressione accentuata in un angolo di rotazione di 2° ; questo indica che la posizione degli assi σ_2 e σ_3 è ottimale per quella particolare posizione dell'asse σ_1 . Questo viene riscontrato nell'elevato valore della Function variability per l'asse σ_1 , calcolato come $\%FV = [(f_{max} - f_{min}) / f_{max}] \times 100 = 95\%$. Ugualmente la valutazione della simmetria della curva di regressione per l'asse σ_1 ci conferma la buona stabilità di σ_2 e σ_3 attorno all'asse in esame. Questa viene stimata, secondo il processo descritto nel testo in seguito, come $(f_{max} - f_{min})$. Risulta quindi -18° in senso antiorario e 22° in senso orario. Infine, il valore di R' uguale a 1.32 definisce un regime di tipo trascorrente. La figura contiene dati da noi rilevati.

I primi tre diagrammi cartesiani in figura 2.14, sono inerenti alla possibile rotazione attorno agli assi principali di *stress*, mentre l'ultimo in basso a destra è relativo allo *stress regime index* R' , il cui valore dipende direttamente da R . I grafici relativi ai tre assi di *stress* riportano in ascissa l'angolo di rotazione ed in ordinata i valori della funzione di *misfit*; è possibile così individuare graficamente per quale angolo di rotazione la funzione di *misfit* assume un valore minimo. Dopo la rotazione attorno ai tre assi principali di *stress*, viene testato in maniera simile il parametro R' ; ne risulta un grafico che mostra il variare della funzione di *misfit* (in ordinata) al variare del valore di R' (in ascissa). Questo processo di ottimizzazione, avente come punto di partenza i risultati ricavati con il metodo del diedro retto, viene reiterato più volte finché il tensore si stabilizza ed un'ulteriore rotazione attorno agli assi o una modificazione del valore di R' non porta ad un miglioramento dei risultati (Delvaux & Sperner 2003). Come punto di partenza per ogni test successivo vengono presi i valori di σ_1 , σ_2 , σ_3 ed R' che hanno dato il minimo valore della *misfit function*. Nel momento in cui si ricavano i quattro grafici della stabilità di σ_1 , σ_2 , σ_3 ed R' la validità del dato la si può valutare considerando il parametro della 'Function Variability' (% FV) il

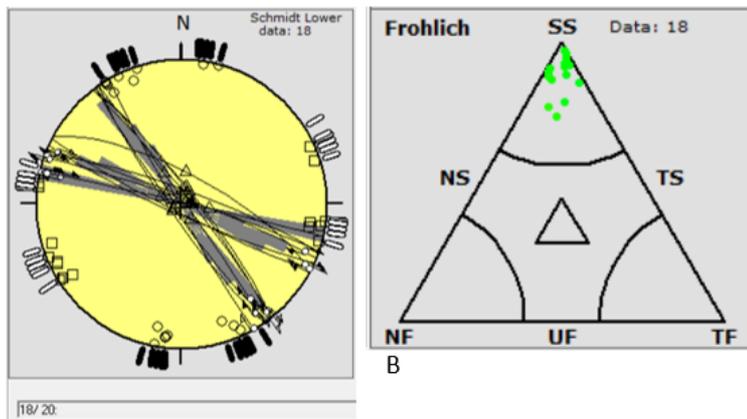
quale è definito da un valore espresso in percentuale e viene calcolata con la seguente espressione:

Una volta ricavati i quattro grafici della stabilità di σ_1 , σ_2 , σ_3 ed R' la bontà del risultato può essere valutata considerando il parametro della *Function Variability* (% FV), che viene espressa in percentuale e calcolata come:

$$\% FV = \frac{(f_{\max} - f_{\min})}{f_{\max}} \times 100$$

In questa formula, f_{\max} e f_{\min} esprimono il massimo e il minimo della funzione di *misfit*. Questo parametro esprime la validità della curva di regressione, il quale più assume valori elevati, prossimi al 100%, più la curva di regressione risulta essere depressa e di conseguenza la stabilità attorno all'asse considerato risulta essere buona. Mentre, se il valore della '*Function Variability*' è prossimo allo zero, minore sarà la depressione della curva e di conseguenza si ha una ridotta stabilità attorno all'asse preso in considerazione. Un altro modo per definire la stabilità degli assi si basa sulla valutazione della forma e della simmetria della curva di regressione di ciascun asse. Questo viene fatto andando ad individuare sulla curva gli angoli di rotazione, in senso orario ed antiorario, corrispondenti a $\min f + 5\%$ della differenza tra valore massimo e minimo della funzione di *misfit* stessa ($\max f - \min f$). Questo rappresenta il range di rotazione per una variabilità del 5% della funzione al di sopra del suo valore minimo; più i valori dei due angoli sono simili più la possibilità di rotazione è simmetrica.

Per quanto riguarda le elaborazioni dei dati rilevati nell'area di studio attraverso Win Tensor 5.9.3, una volta inseriti i dati delle giaciture di faglia, il programma ha consentito innanzitutto la visualizzazione delle proiezioni stereografiche relative ai dati di ogni giacitura (fig. 2.15).



A

Figura 2.15(A): si inserisce la proiezione stereografica dei dati di faglia, piani e slickenside, dalla quale si può notare l'orientazione dei 18/20 piani di faglia (18 dopo 'data separation procedure'), mentre nel diagramma triangolare della figura 2.15(B), in base a dove ricadono i dati di faglia, siamo in presenza di faglie: NF= faglie normali; TF= faglie inverse; SS= faglie trascorrenti; NS= faglie transtensive; TS= faglie transpressive; UF= non è possibile determinare il senso di movimento.

Una volta proiettati i dati è stato possibile applicare uno dei metodi di inversione diretti. Per il seguente lavoro è stato scelto il metodo del PBT e del diedro retto, tramite cui ricavare la rappresentazione grafica a *beach ball*, che ci illustra i quadranti in estensione e in compressione, ed una prima stima delle orientazioni degli assi principali di *stress*.

A partire da questo primo risultato viene messa in atto una procedura di separazione dei dati (data separation procedure), con la quale l'iniziale set di dati inserito nel programma viene ridotto. Questo viene fatto calcolando, con il *Right Dihedron Method*, il tensore di *stress* per l'insieme dei dati iniziali e rimuovendo progressivamente, in una procedura interattiva, quei dati che non appaiono compatibili con il risultato ottenuto. Alla fine di questo processo di separazione viene calcolato il tensore di *stress* relativo al set di dati selezionati, il quale sarà il punto di partenza per l'applicazione del *Rotational Optimisation method*. In questo metodo interattivo, come spiegato in precedenza, un tensore di *stress* iniziale è progressivamente adattato al set di dati tramite una procedura che analizza numerosi tensori di *stress* con la finalità di minimizzare l'errore di inversione tramite l'utilizzo di una *misfit fuction*. Questa procedura cerca quindi di definire la configurazione dei 4 parametri del *reduced stress tensor* per i quali la *misfit fuction* acquisisce il valore minimo.

Una prima visualizzazione grafica, disponibile in Win-Tensor 5-9-3, è la rappresentazione mediante proiezione stereografica dei piani di faglia e degli indicatori cinematici presenti su di essi. Il *software* utilizzato all'interno di Win-tensor, per la proiezione stereografica, è Stereonet.

Una volta rappresentati i dati di faglia in uno 'stereoplot' e calcolato il paleostress, si possono importare i dati all'interno del diagramma di Mohr in grado così di fornirci una rappresentazione grafica dello stato di sollecitazione triassiale. La visualizzazione dei piani di faglia sul cerchio di Mohr è un metodo grafico per vedere se tali faglie presentano comportamento Andersoniano e quindi riflettano un coefficiente di frizione sul piano di faglia di tipo "Byerlee" ($\mu = 0.6 - 0.8$), il quale afferma che il valore dell'attrito è quasi sempre indipendente della litologia (Byerlee, 1978), o sono riattivazioni di anisotropie preesistenti associate a indice di frizione più basso.

Il diagramma di Mohr riporta in ascisse le grandezze delle sollecitazioni principali, indicate con σ_1 , σ_2 , σ_3 dalle quali è possibile ricavare lo *stress* differenziale ($\sigma_1 - \sigma_3$). Lo *stress* differenziale viene rappresentato nel diagramma di Mohr attraverso cerchi di diametro pari allo *stress* differenziale calcolato. In ordinate è invece rappresentato lo sforzo di taglio.

Seguendo la legge di Navier-Coulomb, definita nell'equazione sottostante, si crea un piano di rottura nel momento in cui il cerchio, che rappresenta lo *stress* differenziale, risulta essere tangente alla linea di involucro a rottura definita dal criterio di Navier-Coulomb (fig. 2.16).

$$\tau = C_0 + \sigma_n \mu$$

τ rappresenta la resistenza al taglio; C_0 il valore di coesione di una roccia; σ_n la tensione normale; μ è il coefficiente di frizione.

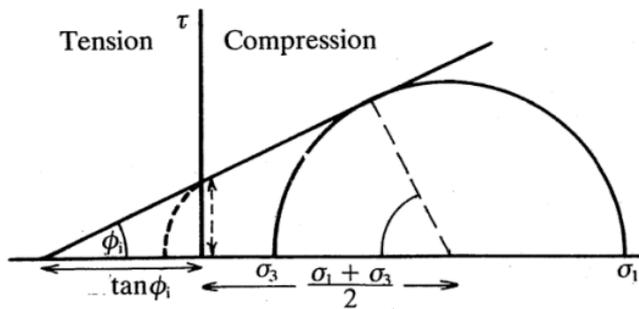


Figura 2.16: Illustrazione del criterio di Navier – Coulomb nel diagramma di Mohr (Price e Cosgrove 1990).

Idealmente il punto in cui il cerchio di Mohr risulta essere tangente alla retta di involuppo a rottura, rappresenta l'orientazione del piano di rottura ed è possibile ricavare anche il tensore di *stress* agente su quel piano nel momento della rottura.

Il vettore di *stress* agente in un determinato piano può essere scomposto in due componenti: lo *stress* normale (σ_n) agente in direzione perpendicolare al piano e lo *stress* di taglio (σ_s) agente in direzione parallela al piano (Ramsay et. al. 2000) i quali sono calcolati come segue:

$$\sigma_n = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$\sigma_s = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \right) + \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \sin 2\theta$$

2θ risulta essere l'angolo che si forma tra due piani di *shear* coniugati, il quale di solito è minore di 90° e la cui bisettrice è data dall'asse di massimo sforzo (fig. 2.17).

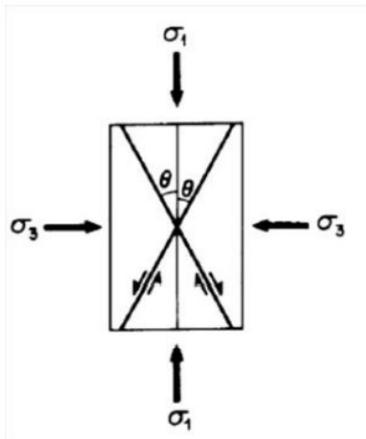


Figura 2.17: Formazione dell'angolo 2θ (Price e Cosgrove 1990).

Infine, l'angolo della retta tangente al cerchio di Mohr dipende dell'angolo di attrito interno φ , calcolabile come $\varphi = \arctg \tau / \sigma_n$, il quale ha valori normalmente compresi tra φ_0 di 16.7° e φ_{max} di 40.4° (Byerlee, 1978).

Quando una frattura si è formata, essa rappresenta un piano di debolezza all'interno dell'ammasso roccioso. Se si ha una riattivazione di un campo di *stress* agente in quell'area, è probabile che il piano di frattura precedentemente formato si riattivi anche ad un livello di *stress* inferiore. L'orientamento di una frattura preesistente e il suo attrito sono i parametri più importanti, oltre al campo di *stress* stesso, per determinare se una frattura può essere riattivata oppure no. Quando lo *stress* normale (σ_n) è orientato perpendicolarmente alla frattura non si ha sollecitazione di taglio sulla superficie e la frattura risulta stabile. Nel caso generale per la riattivazione di un piano di frattura si necessita del superamento di una certa soglia di sforzo di taglio e del superamento di un determinato coefficiente di frizione μ , variabile per ogni natura di roccia ma compreso generalmente tra un valore di 0.6-0.8 (Byerlee, 1978). Il coefficiente di frizione risulta essere quindi determinato dello *stress* di taglio necessario alla riattivazione di una frattura diviso per lo *stress* normale:

$$\mu = \sigma_s / \sigma_n$$

All'interno del diagramma di Mohr il coefficiente di frizione risulterà essere rappresentato da una retta, la quale passa per l'origine degli assi cartesiani se assumiamo che le fratture esistenti non presentino coesione. Questo comporta che se plottiamo i piani riattivati all'interno del cerchio di Mohr, non ricadranno più sulla circonferenza del cerchio, come risultano i nuovi piani di frattura, ma si troveranno sparsi all'interno della circonferenza stessa (fig. 2.18).

Da vari studi si è riscontrato che, se $\varphi < \varphi_0$ si verificheranno riattivazioni delle discontinuità preesistenti, se invece $\varphi > \varphi_{max}$ si svilupperanno nuove fratture.

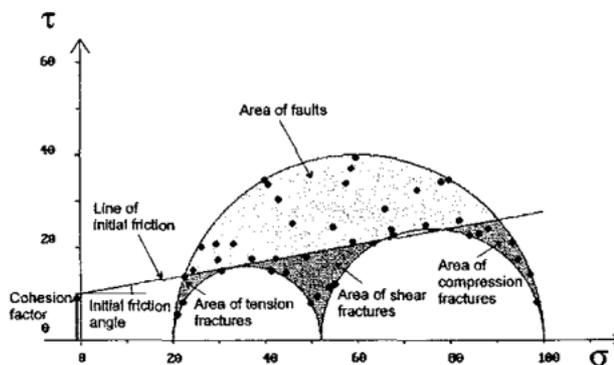


Figura 2.18: Diagramma di Mohr il quale dimostra la stabilità della riattivazione dei piani di faglia; come si può vedere tutti i piani di faglia che non ricadono sulla circonferenza del semicerchio maggiore dato da $(\sigma_1 - \sigma_3)$, sono piani di faglie riattivati, se ricadono al di sotto della retta data dal coefficiente di frizione iniziale, si avranno, in funzione a dove ricadono i piani plottati, fratture tensionali, fratture di taglio e fratture di compressione (Ramsay et. al. 2000).

CAPITOLO 3

RISULTATI

L'area in studio è stata suddivisa in sei settori, nei quali sono stati raccolti dati relativi a faglie e fratture correlate.

I dati rinvenuti in campo sono stati misurati sia nei calcari marnosi Eocenici, appartenenti alla Formazione di Priabona, sia nei calcari Oligocenici relativi alla Formazione di Castelgomberto.

3.1. Cava Olivari

Il primo luogo in cui ci siamo concentrati, per l'acquisizione dei dati di faglia, è stata Cava Olivari in figura 3.1.



Figura 3.1: Inquadramento di Cava Olivari rispetto al centro di Lumignano.

La cava, ubicata nei pressi del cimitero di Lumignano a sud del paese, presenta il piazzale di cava ad una quota di circa 80m s.l.m., mentre le pareti di cava sub-verticali, formate di conseguenza all'attività estrattiva, raggiungono una quota di circa 120 m s.l.m. Il piazzale di Cava Olivari si sviluppa per una lunghezza complessiva di circa 150m, e per una

profondità di circa 40m, presentando una forma ad 'L'. Il lato lungo della cava presenta pareti esposte a SE, le quali si sviluppano per un'altezza di circa 40m, mentre il lato corto espone le pareti in direzione NE, presentando un'altezza di circa 30m.

Dato che, in Cava Olivari l'esposizione degli affioramenti agli agenti chimico fisici risulta essere intercorsa in un periodo limitato, essi possono fornire informazioni utili riguardo ad eventi deformativi dell'area in esame, esponendo chiare geometrie di intersezione, piani di faglia e indicatori cinematici di diverse tipologie.

Dal punto di vista stratigrafico all'interno della cava sono presenti due unità litologiche:

- Formazione di Priabona di età tardo eocenica. Si sedimentò in un contesto marino d'acqua poco profonda e al proprio interno è possibile rinvenire grandi foraminiferi bentonici e alghe rosse coralline. La si trova alla base dello scavo di cava, fino ad una altezza intorno ai 15 m dal piazzale di cava, ma comunque variabile, in funzione delle dislocazioni dei contatti con la Formazione di Castelgomberto prodotte dalle strutture tettoniche presenti.
- Formazione di Castelgomberto di età oligocenica. Consiste in rocce carbonatiche classificate, secondo la classificazione di Dunham, come *wackestone* e *grainstone*, al cui interno è possibile rinvenire fossili di corallo. Questa seconda formazione si trova direttamente al di sopra della Formazione di Priabona, e si estende fino alla sommità della parete di cava.

All'interno della cava sono state misurate un'ottantina di giaciture, relative a faglie con cinematica normale e trascorrente e relativi indicatori cinematici. Le faglie normali rinvenute in campagna presentano una orientazione variabile da NO-SE a NE-SO. Mentre le faglie trascorrenti presentano un'orientazione variabile da ONO-ESE a NNO-SSE. Si è poi riscontrata la presenza di un filone magmatico a sviluppo verticale, che si trova all'incirca a metà della parete esposta a SE.

Il filone, delimitato da linee rosse in Figura 3.2B, presenta una larghezza alla base e in sommità di circa 3m, mentre nella parte centrale si arriva ad una larghezza di circa 5m, il tutto per uno sviluppo verticale di 40m.

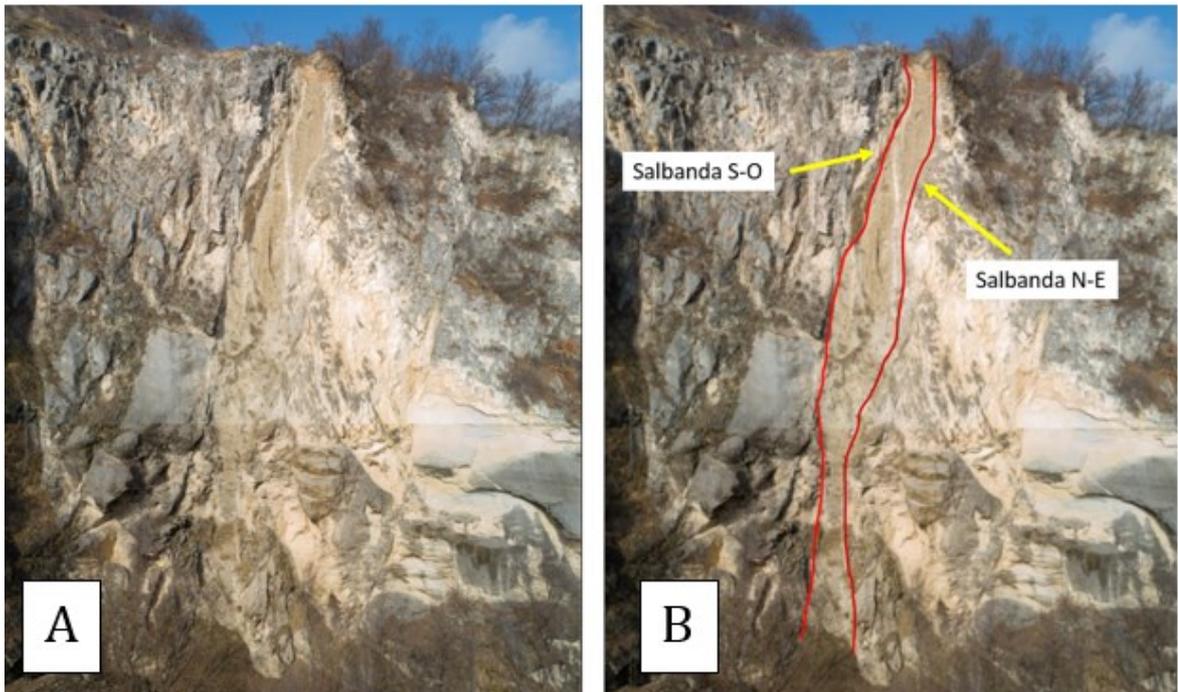


Figura 3.2 (A): Vista panoramica in cui è presente il filone; Figura 3.2 (B): delimitazione in rosso del filone magmatico.

3.2. Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress di Cava Olivari.

Il rilevamento meso-strutturale, eseguito presso Cava Olivari, ha fornito la maggior parte dei dati di faglia, rinvenuti in tutta l'area di Lumignano, e si è riusciti così a calcolare l'orientazione di paleostress.

In tutta l'area di Cava Olivari si sono rinvenute due diverse cinematiche di faglia: normali e trascorrenti sinistre, su direttrici NO-SE. La determinazione del senso di movimento è stata possibile grazie al rinvenimento di 'slickline', di 'slickenside' e di fratture di tipo R, T e P e antitetiche R'.

Strutture estensionali:

Partendo dall'analisi delle faglie normali, si è rinvenuta la presenza di piani di faglia immergenti con orientazione variabile. In particolare, si sono riscontrati tre sistemi di faglie preferenziali immergenti mediamente a 214/73, 230/80 e 082/60, con slickenline ad orientazioni mediamente e rispettivamente a 233/71, 273/81 e di 064/80.

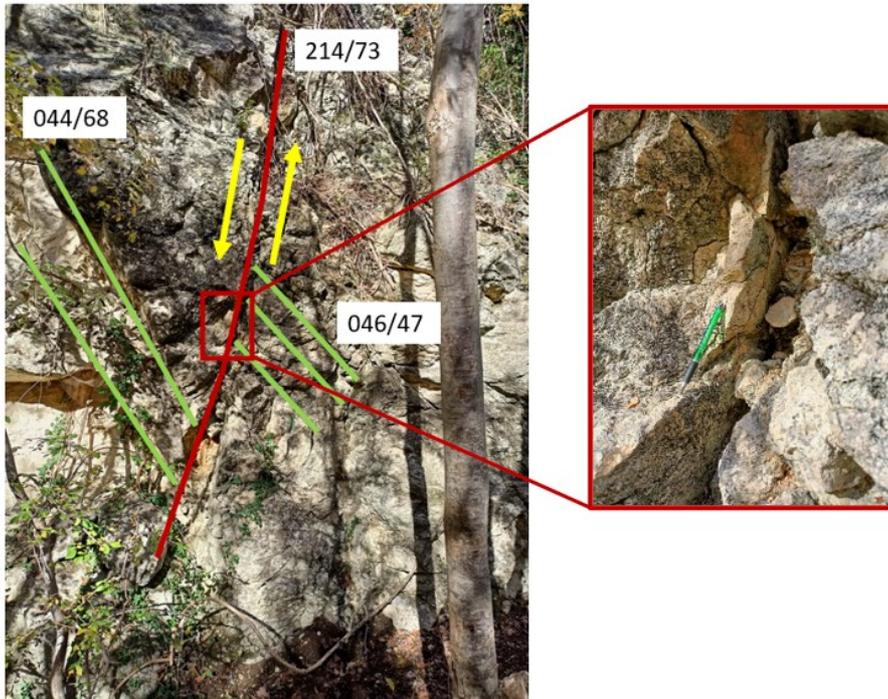
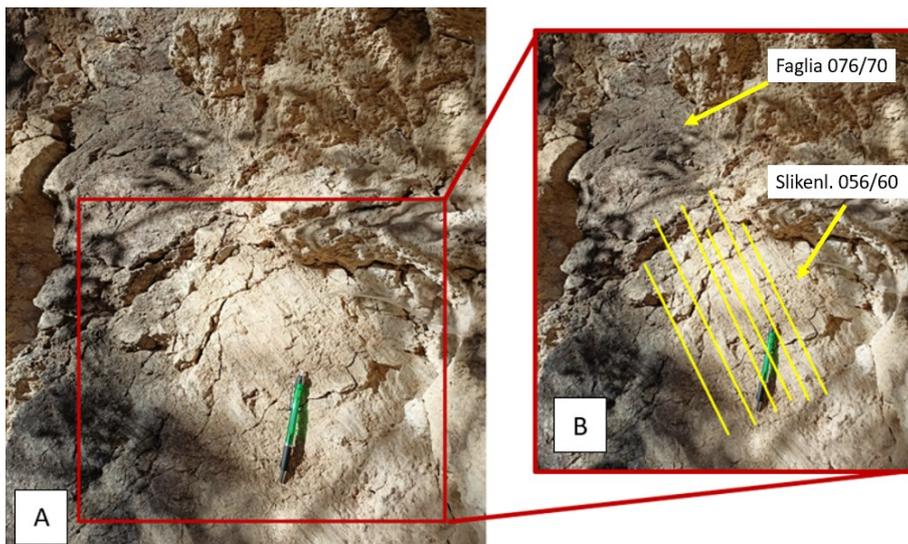


Figura 3.3: si riporta una faglia normale evidenziata in rosso, nella quale viene inserita la direzione di movimento, mediante frecce gialle e si evidenziano in verde i piani antitetici. Nel riquadro rosso si riporta una visione ravvicinata del piano di faglia, in cui si è generata una cataclasite con granuli dell'ordine dei 5-6 mm.

All'interno della cava sono stati poi rinvenuti altri piani di faglia ad orientazione circa NO-SE con sovrainposte slickenline che indicano un movimento *Dip-Slip* (fig. 3.4).



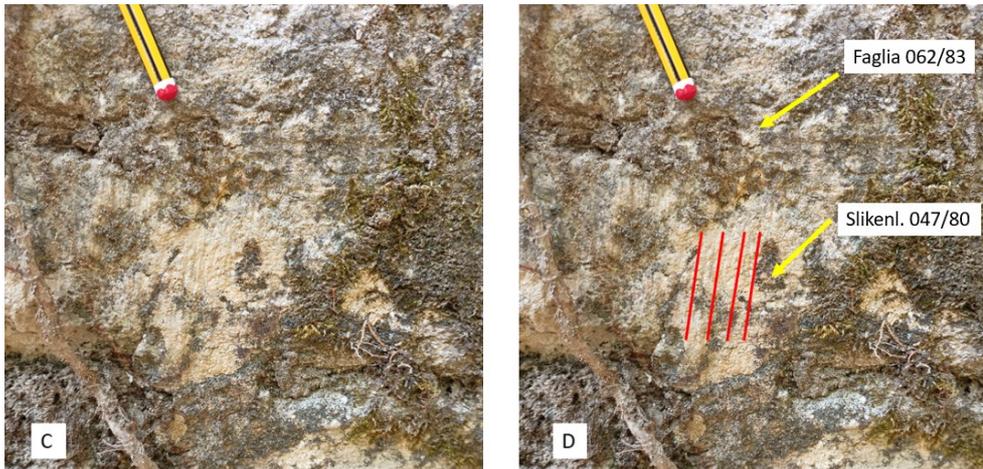


Figura 3.4 (A-B): Piano di faglia con slickenline dip slip oblique;
 Figura 3.4 (B-C): superficie di faglia con slickenline dip slip pure.

Un altro piano di faglia, rinvenuto all'interno della cava, presenta l'orientazione verso N230° (evidenziata in rosso in figura 3.5) ed è associata a proprie antitetiche orientate N062° (segnate in verde in figura 3.5).



Figura 3.5: Struttura estensionale, in rosso faglia principale, in verde evidenzio le fratture antitetiche.

La ricostruzione del paleostress, per la fase estensionale rinvenuta all'interno di Cava Olivari, è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto. A partire da questo si è

applicata la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per poi ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in figura 3.6 (A), da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 351/82, 163/07 e 254/01 ed un valore di R pari a 0.43. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 0.13 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* (FV% = 99%). Il valore di R' di circa 0.13 definisce la presenza di un regime estensionale. Osservando le curve di regressione in figura 3.6 (B), possiamo notare una buona stabilità di rotazione attorno a tutti e tre gli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 dato che presentano una *Function Variability* rispettivamente di FV% = 84% FV% = 96% FV% = 84%.

Dal cerchio di Mohr si riscontra che, si hanno vari piani di faglia con comportamento Andersoniano, e alcuni piani indicanti riattivazioni di faglie esistenti.

Per la ricostruzione del paleostress sono stati presi in considerazione solamente i dati di faglia in cui si è potuto misurare sia la giacitura di faglia che la direzione di movimento attraverso *slickenside* o *slickenside*.

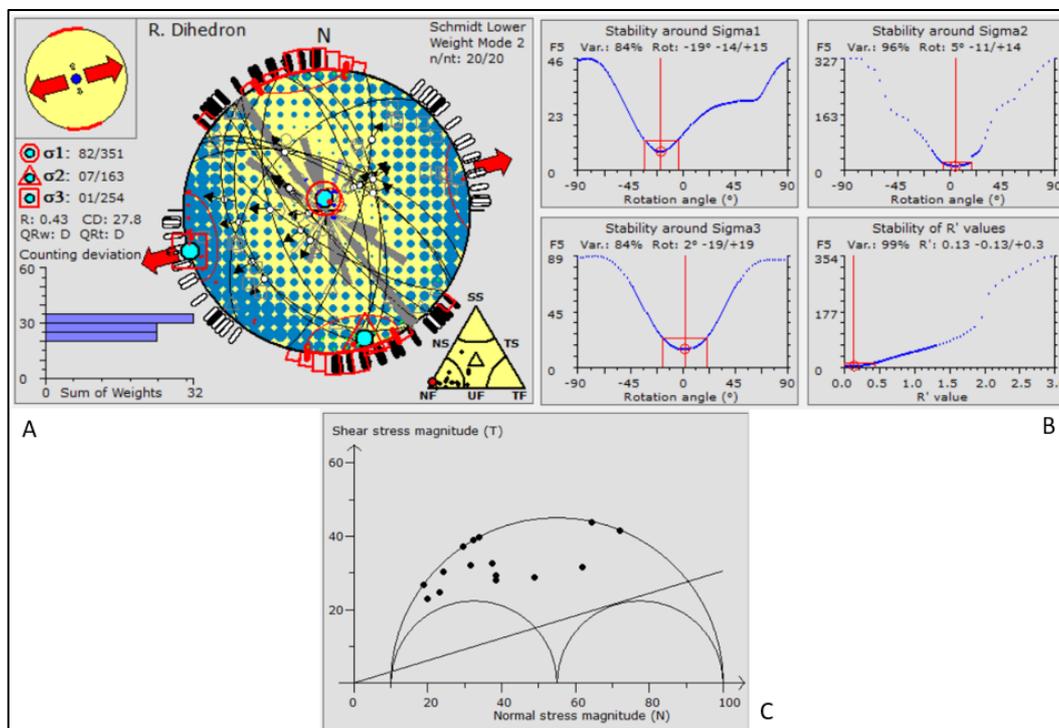


Figura 3.6: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R'; (C) Diagramma di Mohr.

3.3 Strutture trascorrenti

Le superfici di faglia non presentano una direzione preferenziale ma si possono rinvenire piani con immersione azimutale di circa 230N, come piani ad orientazione azimutale 025N. Il piano di faglia, riportato in figura 3.7, presenta orientazione di 228/73 con sovrainposte *slickenline*, la cui orientazione di 137/12. Su questo piano di faglia giacciono fratture di tipo P ed R. La frattura di tipo P presenta giacitura con orientazione azimutale di 268/62 e *slickenline* orientate a 350/05. Mentre la frattura di tipo R presenta un'orientazione di 020/82 e direzione delle *slickenline* di 287/02, (fig. 3.7).

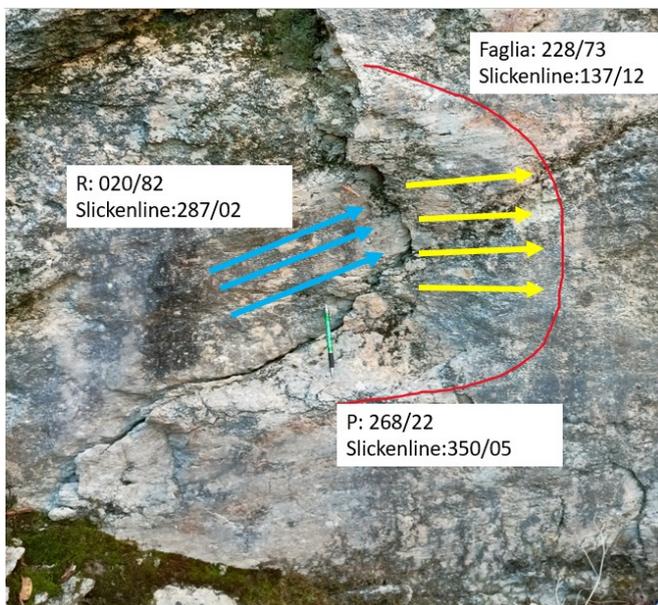


Figura 3.7: Piano di faglia con frattura di tipo P evidenziata in rosso, mentre in giallo si indicano le *slickenline* associate.

Un altro piano rinvenuto all'interno di Cava Olivari presenta orientazione azimutale di 026/89, con *slickenline* orientate a 300/05, sul quale giace una frattura di tipo R (Riedel sintetica) con immersione a 175/82 e slickenline orientate a 263/02, si veda la figura 3.8.

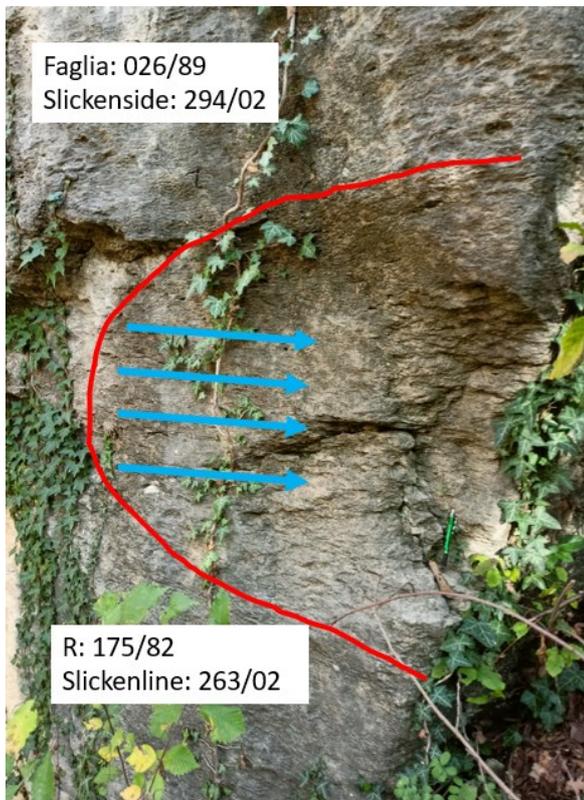


Figura 3.8: piano di faglia con frattura di tipo R evidenziata in rosso e slickenside associate in blu.

Nello stesso piano di faglia, ma spostandoci di qualche metro, si rinvengono *slickenside* che indicano la direzione e il verso di movimento della faglia, confermandone la trascorrenza sinistra.

Il piano di faglia è orientato a 025/88 mentre le *slickenside*, classificabili secondo Doblas (1998) come '*asymmetric elevations*' (AE), presentano giacitura di 294/02.

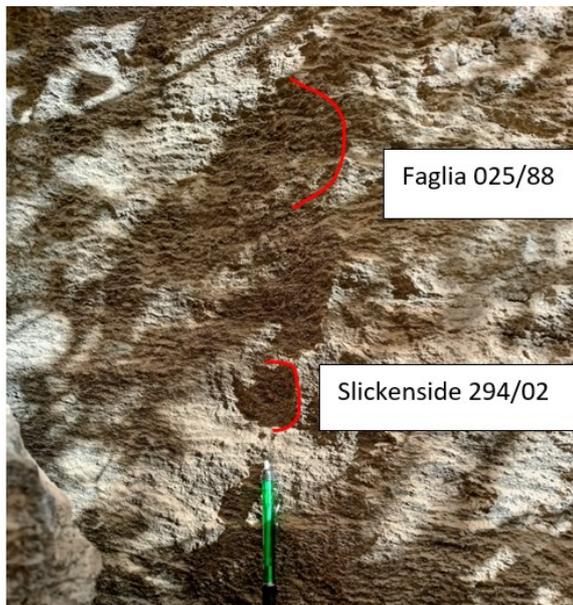


Figura 3.9: Piano di faglia con slickenside (*AE*) evidenziate in rosso.

In un piano di faglia ad orientazione 061/83 si è potuto anche osservare un set di *slickenline* relativo alla trascorrenza sovrapposto al set *dip-slip* associato a cinematica normale (fig. 3.10).

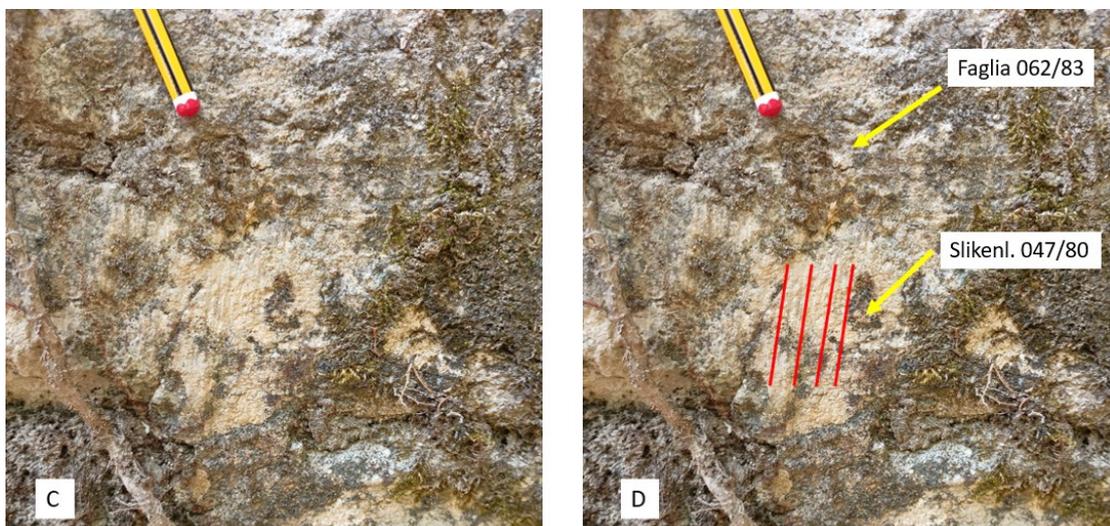


Figura 3.10: *Slickenline* associate a faglie *dip-slip* evidenziate in rosso, mentre in giallo quelle associate alla trascorrenza.

Di seguito riporto una vista a grande scala di una superficie di faglia immergente a 234/85, all'interno della cava, sulla quale si possono vedere chiaramente fratture di tipo R (Riedel sintetiche) (207/84).



Figura 3.11: Vista a grande scala delle maggiori fratture di tipo R, indicanti una cinematica trascorrente sinistra, presenti all'interno di Cava Olivari.

La ricostruzione del tensore di paleostress di questa fase è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto. Le curve di regressione, per i risultati del diedro retto, sono state ricavate tramite il *Rotational Optimisation method*. La figura 3.12 mostra le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a $071/16$ $291/70$ e $165/12$, ed un valore di R pari a 0.58. Dai grafici in figura 3.12 ricaviamo R' con un valore di circa 1.2, da cui si desume un regime di tipo transtensivo. Dalle curve di regressione notiamo una minor stabilità di rotazione attorno all'asse σ_3 (FV%=67%); ciò denota che l'asse σ_1 non è ben vincolato nella sua posizione, a causa di una scarsa variabilità dell'orientazione dei piani di faglia.

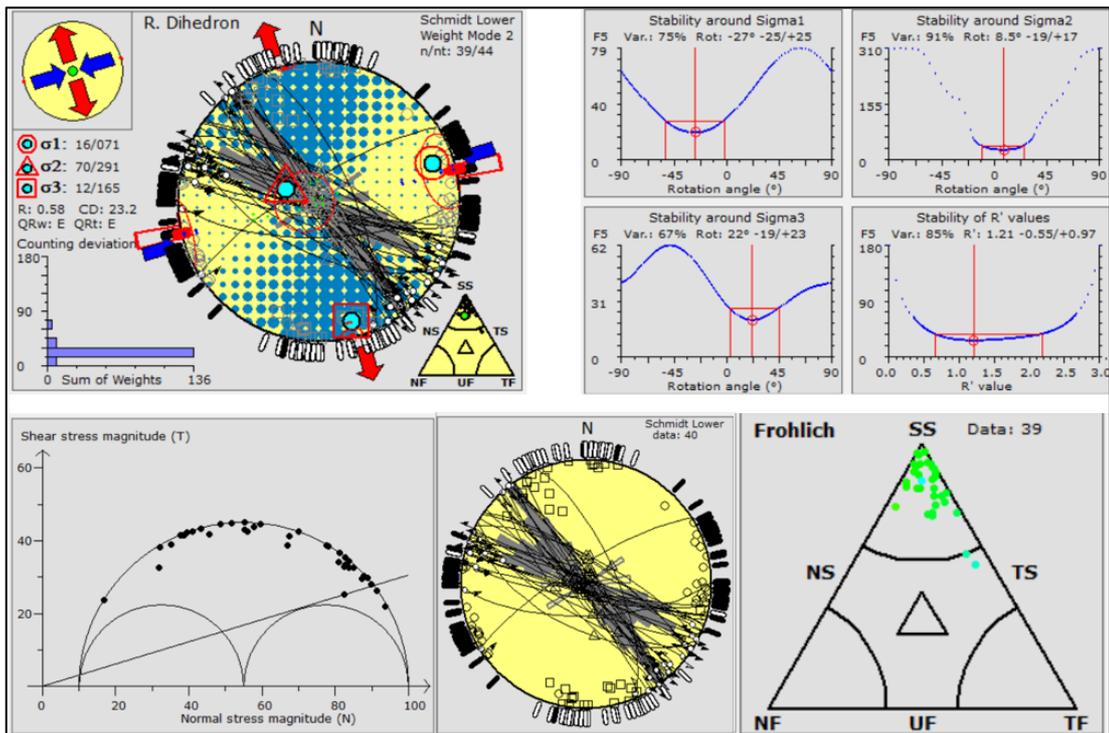


Figura 3.12: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per a trascorrenza sinistrai; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereoplot; (E) Triangolo di Frohlich.

3.4. Elaborazione del modello fotogrammetrico 3D di Cava Olivari e calcolo del paleostress

In seguito all'elaborazione della sequenza di immagini acquisite mediante il volo del drone, all'interno della Cava Olivari, è stato realizzato il modello fotogrammetrico 3D di seguito riportato.

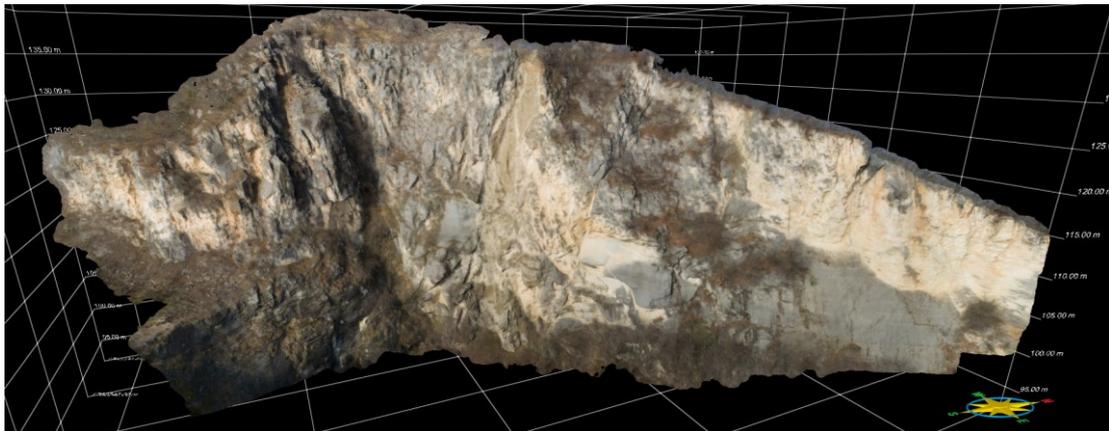


Figura 3.13: Visione d'insieme di Cava Olivati. La scala è visibile sulla griglia che racchiude tutto il modello.

Da una prima visione d'insieme è possibile definire le maggiori strutture tettoniche presenti all'interno della cava. In figura 3.14 si evidenziano in rosso le superfici di faglie che presentano immersione circa N230°, in blu i piani di faglia immergenti a circa N50°, in verde le superfici di faglia immergenti verso NO e le superfici di faglia con immersione SE sono evidenziate in giallo.

Infine, si evidenzia in viola il limite stratigrafico tra la Formazione di Priabona (alla base) e la Formazione di Castelgomberto (al tetto).

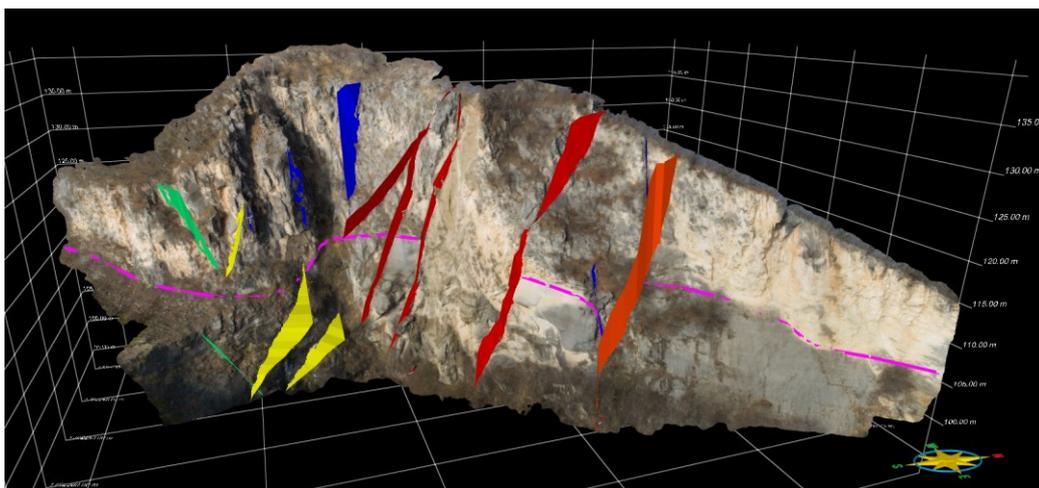


Figura 3.14: Visione d'insieme del modello di Cava Olivari, si evidenzia in rosso le faglie normali, le quali presentano il piano di faglia immergente a SO ed in blu le proprie antitetiche; in verde le faglie normali immergenti a NO e in giallo le proprie antitetiche, mentre in viola il limite tra la Formazione di Priabona e la Formazione di Castelgomberto.

Nella zona in cui si sviluppa il filone si ha la presenza di vari indicatori cinematici, rappresentati in figura 3.15, i quali ci suggeriscono la presenza di una faglia a cinematica normale.

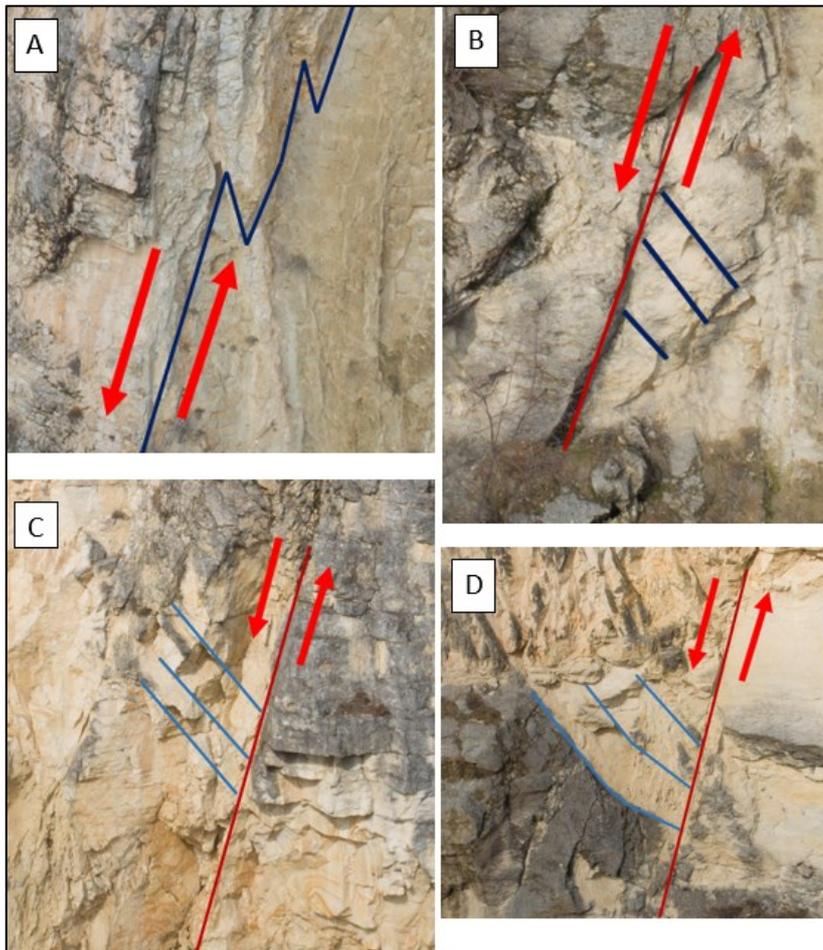


Figura 3.15: Fratture coniugate ed indicatori cinematici alle salbande del filone di Cava Olivari. A e B salbanda sinistra, C e D salbanda destra (la base di ogni immagine equivale a 10 m).

Nell'immagine A e B si riportano le fratture presenti nella salbanda sinistra (di tetto) del filone. In particolare, in A si nota una indentazione originata dall'intersezione tra la salbanda del filone, che ha agito come parte del piano di faglia principale, e le sue coniugate di tipo sintetico, e in B, una struttura a domino a letto del piano di faglia principale con una cinematica di fagliazione normale. Nelle immagini in C e D sono invece rappresentate fratture antitetiche di tipo R' in corrispondenza della salbanda destra (di letto).

Di seguito si riporta una serie di viste del modello fotogrammetrico 3D, partendo dal lato a NE di Cava Olivari e proseguendo verso SO. In ogni vista si riconoscono le orientazioni relative a faglie e fratture visibili da modello.

Come detto, partendo dal lato NE di Cava Olivari, troviamo inizialmente una parete, nella quale è ben visibile il limite stratigrafico (linea viola in fig. 3.16 A) tra la Formazione di Priabona (di colore grigio alla base dell'immagine) e la Formazione di Castelgomberto (di colorazione beige).

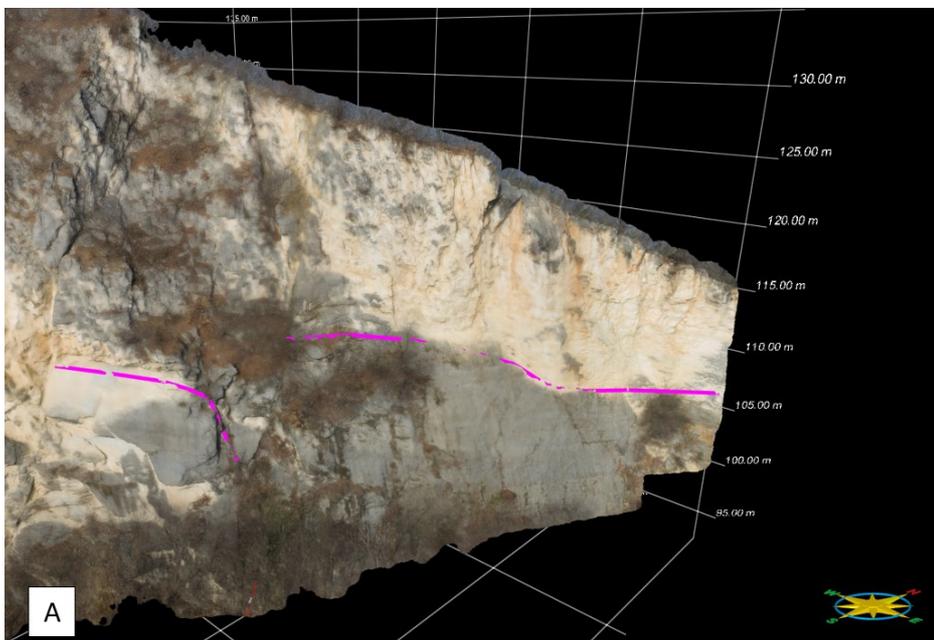


Figura 3.16 (A): lato NE di Cava Olivari con rappresentato in viola il limite tra la Formazione di Priabona e di Castelgomberto.

La causa del rigetto di tale livello stratigrafico è attribuibile alla presenza di una faglia rappresentata in figura 3.17 A e B, che presenta giacitura azimutale di 233/85. Associate a questa struttura principale, troviamo molte fratture secondarie che possono essere suddivise in due gruppi:

- In un primo gruppo abbiamo inserito fratture sintetiche e antitetiche relative alla fase estensionale;

- Nel secondo gruppo abbiamo invece considerato le fratture riconducibile alla fase trascorrente sulla medesima direttrice.

Analizzando le fratture aventi un angolo, rispetto alla faglia principale (233/85), tale da poterle associare ad una fase estensionale troviamo: fratture sintetiche, con orientazione generalmente di 063/88, e fratture antitetiche che presentano un'orientazione media di 052/70, (fig. 3.17 A).

Se invece prendiamo in considerazione le fratture aventi un angolo rispetto alla medesima faglia (233/85), tale da poterle associare ad una fagliazione di taglio sinistra troviamo: fratture sintetiche, generalmente orientate a 205/80, e fratture antitetiche orientate in media a 185/85, (fig. 3.17 B).

Quindi in funzione all'orientazione delle fratture, rispetto alla faglia principale e alle precedenti osservazioni di terreno, possiamo ipotizzare che siano intercorse due fasi tettoniche distinte: una fase estensionale con generazione di faglie normali orientate 230/85 e una successiva fase con cinematica trascorrente sinistra sulle medesime direttrici.

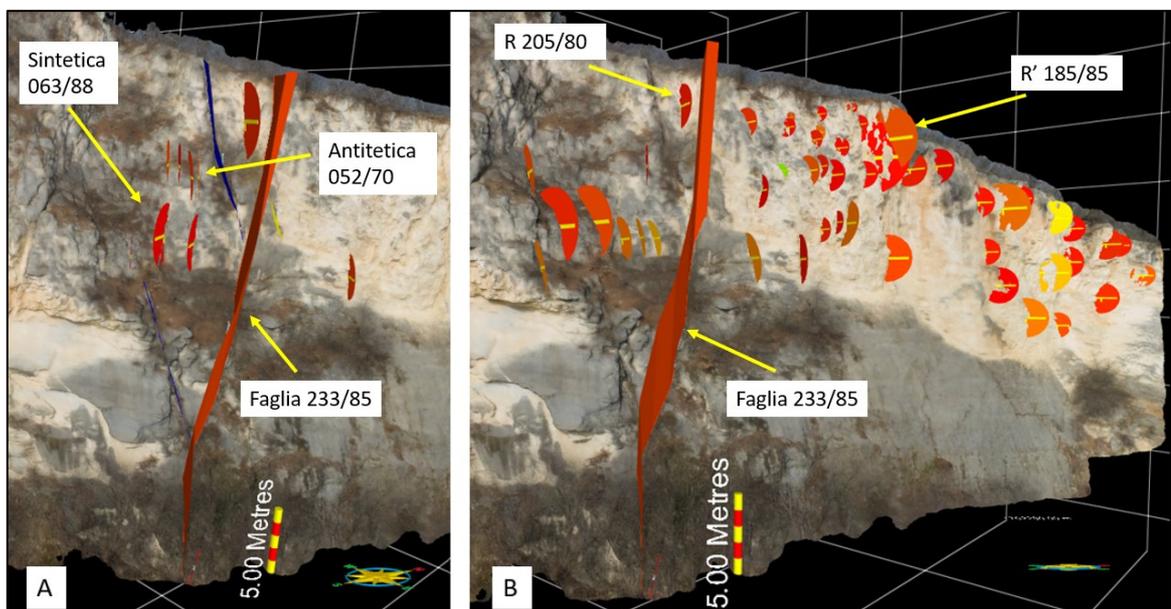


Figura 3.17 (A): Fratture generate durante la fase estensionale.

Figura 3.17 (B): Fratture generate durante la fase di taglio.

Spostandoci in direzione SO, all'interno di Cava Olivari, troviamo la struttura tettonica più rappresentativa dell'area già vista sul terreno e che attiva le salbande del filone magmatico.

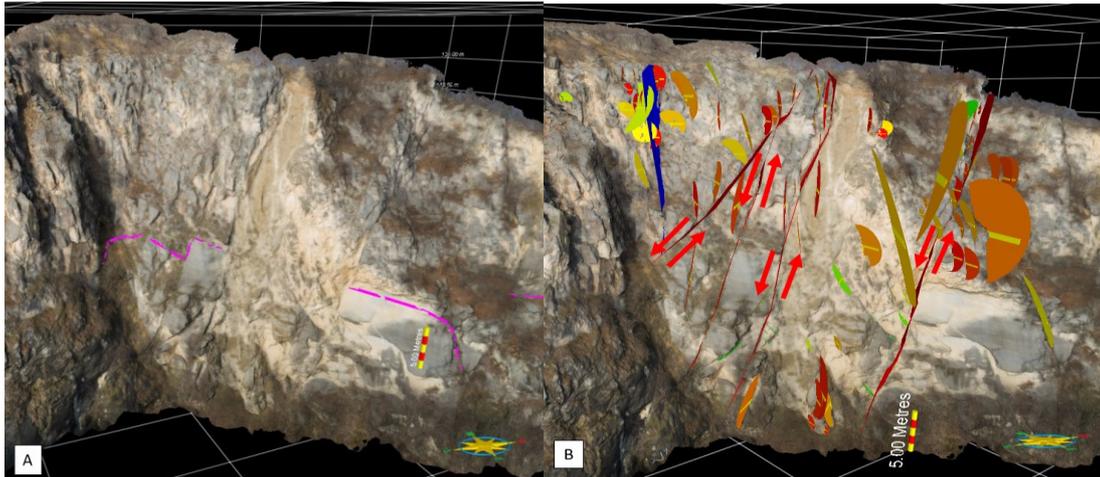


Figura 3.18 (A): verso SO con rappresentato in viola il limite tra la Formazione di Priabona e di Castelgomberto;

Figura 3.18 (B): si riporta l'interpretazione del modello 3D, le frecce rosse indicanti la cinematica di faglia.

In questo settore si individuano quattro faglie (fig. 3.18 B), che presentano un'orientazione NO-SE ed immersione a relativo alto angolo (variabile da 65° - 80°) verso circa $N230^{\circ}$. Nella medesima figura sono state poi evidenziate mediante dischi, le maggiori fratture presenti in affioramento. Esse presentano un'orientazione ed immersione rispetto ai piani di faglia principali tali da essere compatibili sia con movimenti cinematici normali, sia con movimenti di taglio sinistro.

In particolare, se prendiamo in considerazione la fase estensionale, si riscontrano fratture sintetiche di tipo R (in media $225/72$) e T (in media $229/88$) e fratture antitetiche R' (in media a $052/66$), (fig. 3.19 A).

Se invece si prende in considerazione la fase di taglio sinistro, le fratture sintetiche (R) hanno orientazione azimutale di ca. $206/86$ e le fratture antitetiche orientazione di ca. $180/84$, (fig. 3.19 B).

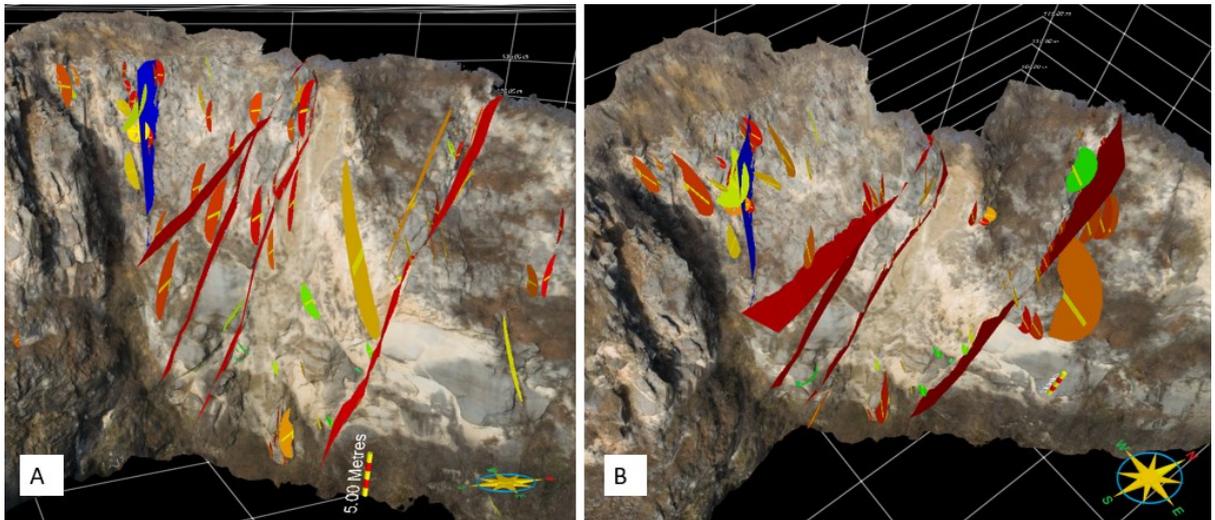
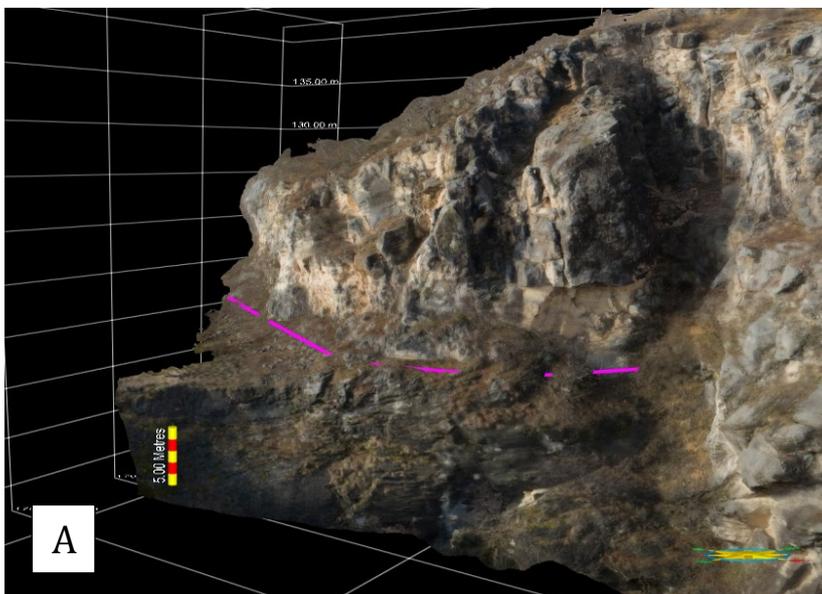


Figura 3.19 (A): fratture generate durante la fase estensionale; Figura 3.19 (B): fratture dovute alla fase di taglio sinistro.

La parete con esposizione verso NE è caratterizzata oltre che dalle faglie normali viste in precedenza (ca. 230/78) associate a piani di frattura tipo T immergenti mediamente verso 050/81, anche da una faglia normale con giacitura 325/75, con le relative fratture antitetiche immergenti a 147/72 e fratture sintetiche R (140-145/70°-75°) e T (318-325/85°-88°).



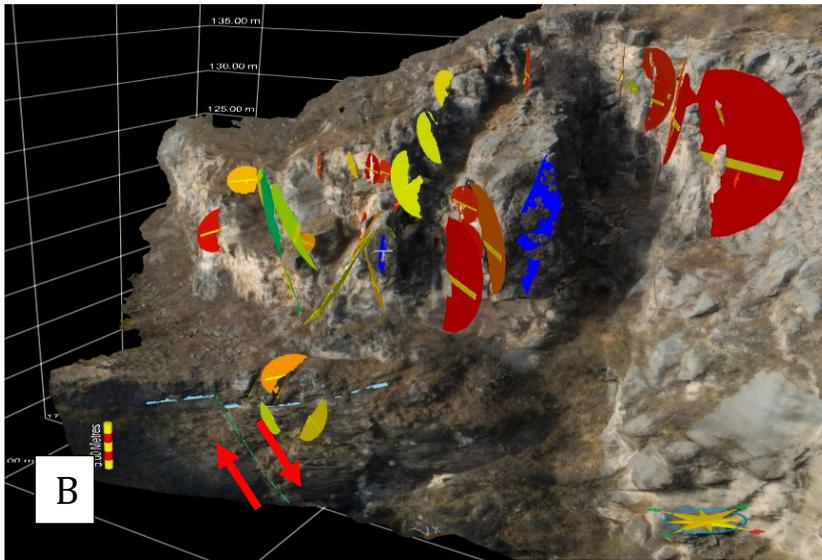


Figura 3.20 (A): pareti esposte a NE con rappresentato in viola il limite tra la Formazione di Priabona e di Castelgomberto;

Figura 3.20 (B): si riporta l'interpretazione del modello 3D con frecce rosse indicanti la cinematica della faglia principale, mentre con una polilinea azzurra si indica il rigetto prodotto dalla faglia normale. Si evidenziano i vari piani di faglia e di fratture; in verde sono indicate le superfici di faglia immergenti a 325/60, mentre in blu altre superfici di faglia immergenti verso 051/86 le quali sono però associate alle maggiori faglie viste in precedenza (230N).

Confrontando i dati rilevati in campagna, con i dati misurati attraverso il modello fotogrammetrico 3D, si riscontra una coerenza sul calcolo delle giaciture sia di faglie, sia di fratture dato che, in entrambi i metodi, si sono misurate orientazioni dei piani di faglia NO-SE, e fratture sintetiche e antitetiche con all'incirca le medesime giaciture.

3.5. Ricostruzione paleostress da dati DOM di Cava Olivari

La ricostruzione del paleostress, per la fase estensionale rinvenuta all'interno di Cava Olivari, è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto. A partire da questo si è applicata la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in figura 3.21 (A), da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 225/86, 135/0 e 045/04 ed un valore di R pari a 0.15. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 0.5 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* (FV% = 97%). Il

valore di R' di circa 0.5 definisce la presenza di un regime estensionale. Osservando le curve di regressione in figura 3.21 (B), possiamo notare che σ_2 (FV% = 93%) e σ_3 (FV% = 87%), di conseguenza presentano una buona stabilità. Mentre se guardiamo la curva di regressione di σ_1 (FV% = 77%) non ha una buona stabilità di rotazione attorno al proprio asse, dato che la curva dovrebbe presentare solamente un picco di minimo anziché due come in realtà avviene. Questo è dovuto al fatto che, σ_2 è circa uguale a σ_3 e l'ellissoide di deformazione risulta essere oblato.

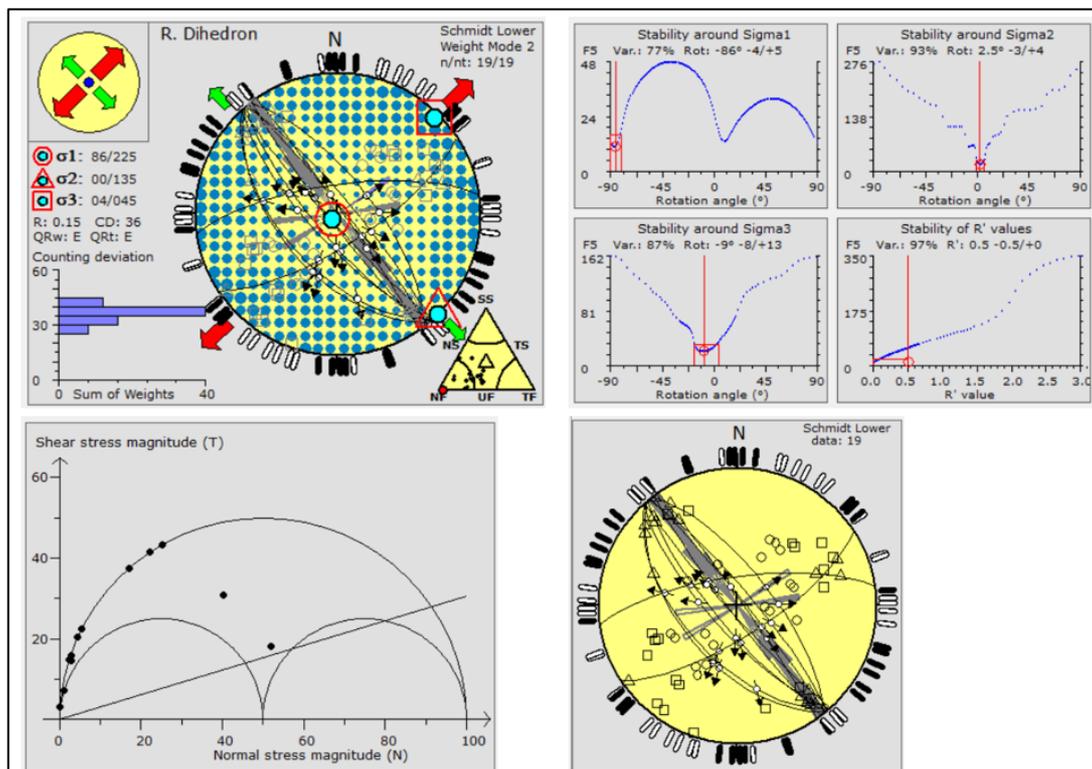


Figura 3.21: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereonet.

La ricostruzione del paleostress, per la fase di taglio riscontrata all'interno di Cava Olivari, è stata effettuata anch'essa attraverso il metodo del diedro retto. A partire da questo è stata applicata la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in figura 3.22 (A), da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 102/25, 278/65 e 012/02 ed un valore di R pari a 0.69. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 1.33 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* (FV% =

98%). Il valore di R' di circa 1.33 definisce la presenza di un regime trascorrente. Osservando le curve di regressione in figura 3.22 (B), notiamo una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 (FV% =99%), ed una buona curvatura della retta di regressione. Mentre per l'asse σ_1 e σ_3 anche se risulta esserci una buona FV%, la curva di regressione non risulta avere un'unica concavità verso il basso, e questo può essere legato alla difficoltà di vincolare la posizione di σ_2 a partire dai dati analizzati essendo costituiti da un'unica orientazione prevalente.

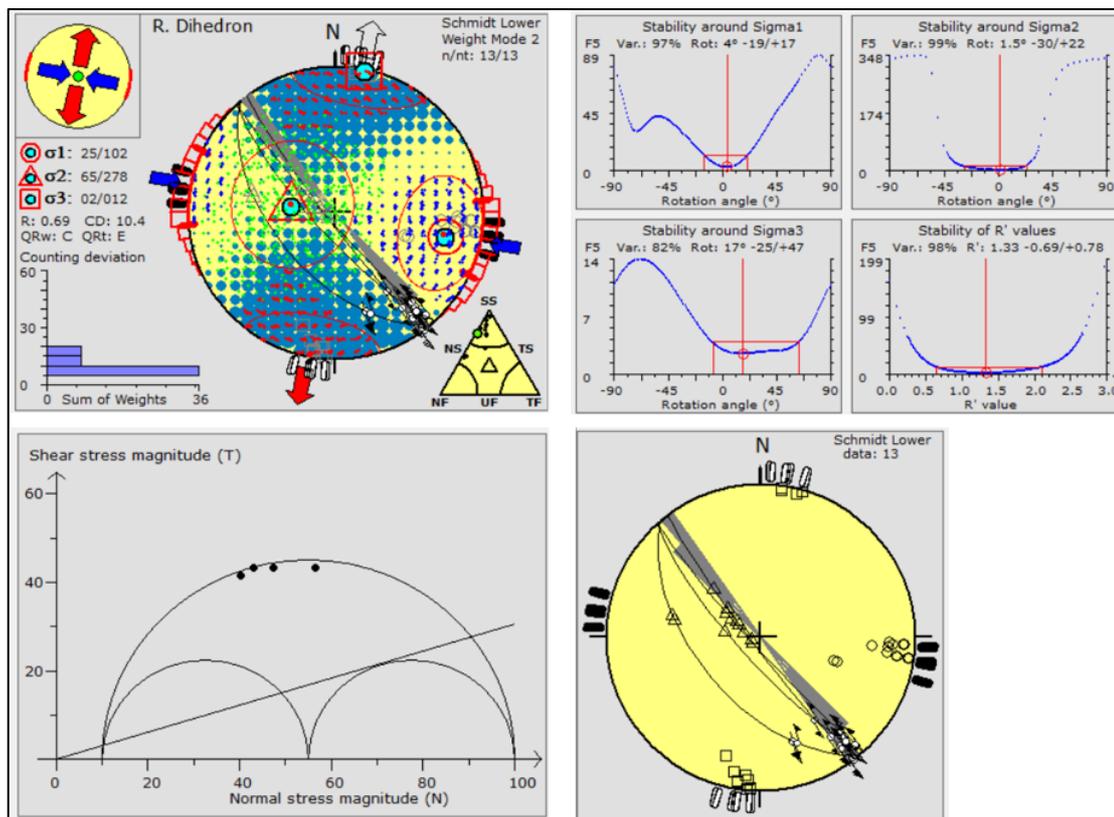


Figura 3.22: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereonet.

3.6. Ricostruzione del paleostress integrando i dati di campagna con i dati del DOM di Cava Olivari

La ricostruzione del paleostress per la fase estensionale, che ha preso in considerazione i dati misurati in campagna e i dati ricavati dal modello fotogrammetrico 3D, è stata effettuata anch'essa attraverso il metodo del diedro retto. A partire da questo è stata applicata la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in figura 3.23 (A), da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 041/79, 131/00 e 221/11 ed un valore di R pari a 0.42. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 0.19 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* (FV% = 93%). Il valore di R' di circa 0.19 definisce la presenza di un regime estensionale. Osservando le curve di regressione in figura 3.23 (B), notiamo una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 (FV% =95%) e σ_3 (FV% =74%) e in entrambi gli assi si ha una buona curvatura della retta di regressione. Mentre per l'asse σ_1 presenta una FV%=48% e la curva di regressione non risulta avere un'unica concavità verso il basso. Questo può essere causato da un valore simile di σ_2 e σ_3 ed indica un ellissoide di deformazione oblato.

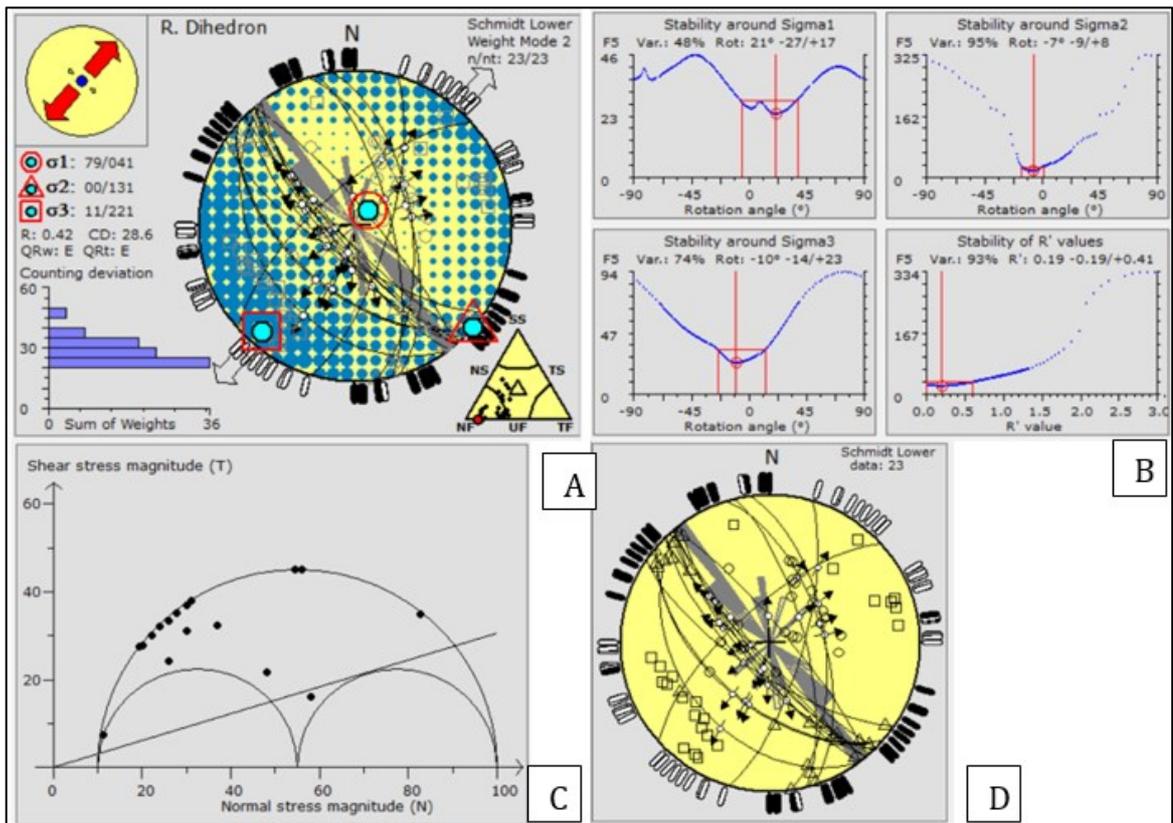


Figura 3.23: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereonet.

Il Calcolo del paleostress per la fase la fase di taglio con movimento sinistro, che ha preso in considerazione sia i dati misurati in campagna che i dati misurati dal modello fotogrammetrico 3D, è stata effettuata anch'esso attraverso il metodo del diedro retto. A partire da questo è stata applicata la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in figura 3.24 (A), da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 101/20, 234/61 e 003/19 ed un valore di R pari a 0.43. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 1.89 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* ($FV\% = 93\%$). Il valore di R' di circa 1.89 definisce la presenza di un regime trascorrente. Osservando le curve di regressione in figura 3.24 (B), notiamo una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 ($FV\% = 94\%$), ed una buona curvatura della retta di regressione. Mentre per l'asse σ_1 e σ_3 anche se risulta esserci una buona $FV\%$, la curva di

regressione non risulta avere una buona concavità verso il basso, e questo può essere legato alla difficoltà di vincolare la posizione di σ_2 a partire dai dati analizzati essendo costituiti da un'orientazione prevalente NO-SE.

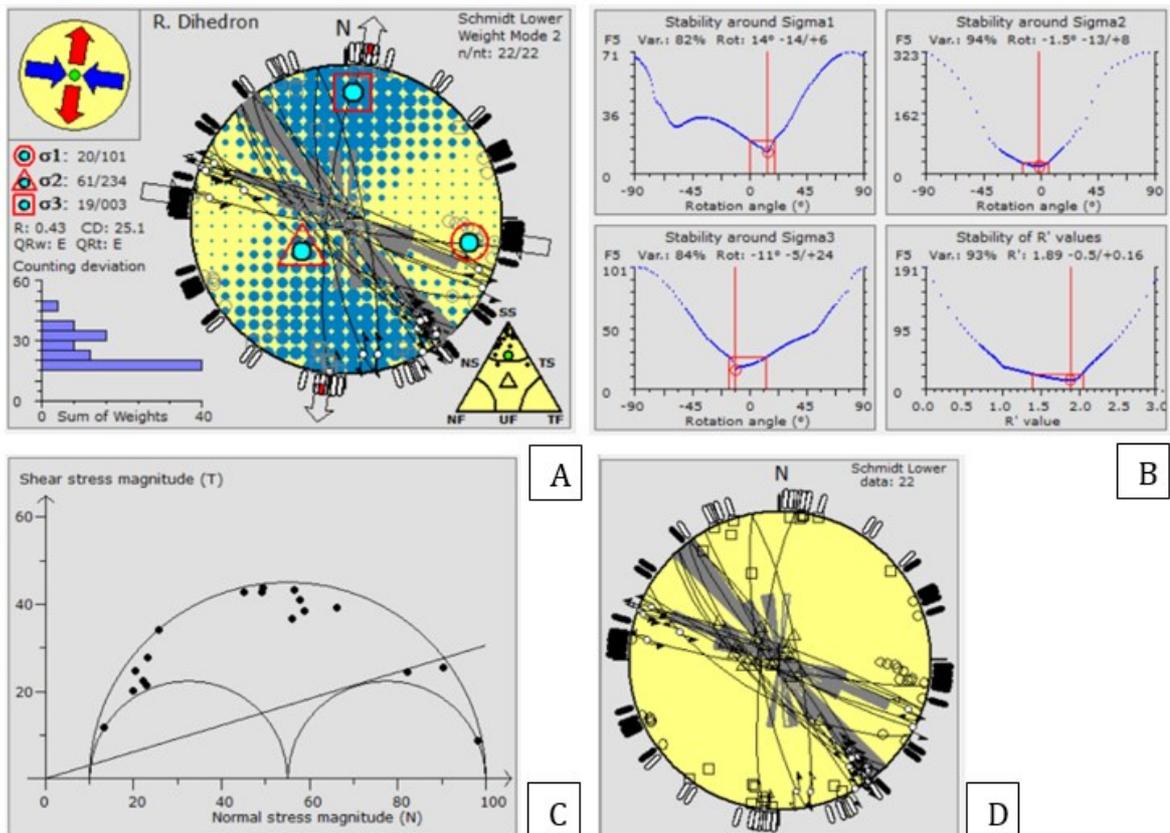


Figura 3.24: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereonet.

3.7. Lumignano Classica

Dal centro di Lumignano, risalendo la valle, affiora in direzione nord una parete completamente composta da calcari oligocenici appartenenti alla Formazione di Castelgomberto. Dai primi anni del '900, taluni scalatori della zona, iniziarono ad arrampicare lungo alcune falesie, presenti nei pressi di Lumignano, continuando negli anni successivi, ad aprire nuove vie. Come di consuetudine, ad ogni nuova via aperta, si attribuisce un nome identificativo. Le pareti affioranti a nord di Lumignano sono suddivise

in vari settori compresi tra il settore Vomere, al di sopra della chiesa di Lumignano (fig. 3.25), ed il settore di Lumignano Classica, che si sviluppa nell'estremità settentrionale fig. 3.26). Tutti i settori, in questo studio, per semplicità vengono raggruppati come l'appellativo di 'Lumignano Classica'.



Figura 3.25: Delimitazione di Lumignano classica e posizione rispetto al centro di Lumignano.

Le pareti di 'Lumignano Classica', hanno uno sviluppo sub-verticale da una quota di circa 100m s.l.m. fino ad una quota variabile da circa 150m s.l.m a 220m s.l.m., con. L'esposizione delle pareti è verso SE per circa 350 metri dal settore Vomere sino a metà dell'intera falesia e verso SO per il restante tratto fino al settore di Lumignano Classica.

L'esposizione prolungata, delle pareti carbonatiche, agli agenti chimico-fisici, ha provocato un'intensa erosione carsica, che impedisce l'individuazione di possibili indicatori cinematici su piani di faglia. Le più rilevanti forme carsiche lungo le pareti di 'Lumignano Classica' sono i 'Covoli'. Si tratta di grotte carsiche, a che generalmente presentano un'unica entrata di ampiezza variabile dai 2-3m alla decina di metri, un'altezza generalmente di circa 4-5m e una profondità anch'essa variabile dai 1-2m alla decina di metri.

3.7.1 Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress del tratto di Lumignano Classica

Le pareti sub-verticali, che caratterizzano la zona di Lumignano Classica, appartengono alla Formazione di Castelgomberto, composta da *wackestone* e *grainstone* Oligocenici.

Dato lo sviluppo verticale delle pareti e dato l'elevato effetto carsico, si è riusciti a rilevare dati significanti solamente in corrispondenza dei tre stop indicati in figura 3.27 e 3.28.

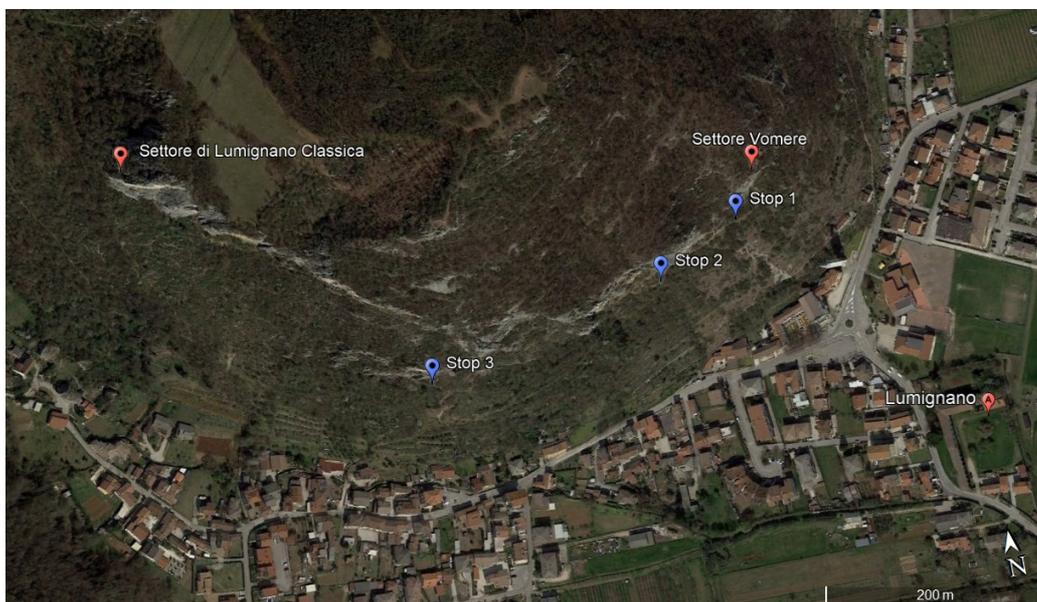


Figura 3.26: Ubicazione degli stop lungo Lumignano Classica.

Stop 1:

Il primo stop si trova direttamente al di sopra della chiesa di Lumignano, nei pressi del settore Vomere. Si è riscontrata la presenza di un piano di faglia principale con giacitura 227/85, di cui non si è potuto definire un senso di movimento univoco. Si è invece misurato un set di fratture sintetiche (R 201/87) ed uno di fratture antitetiche (R' 146/78). Grazie alla presenza di queste strutture secondarie abbiamo quindi dedotto il movimento di taglio sinistro della faglia.

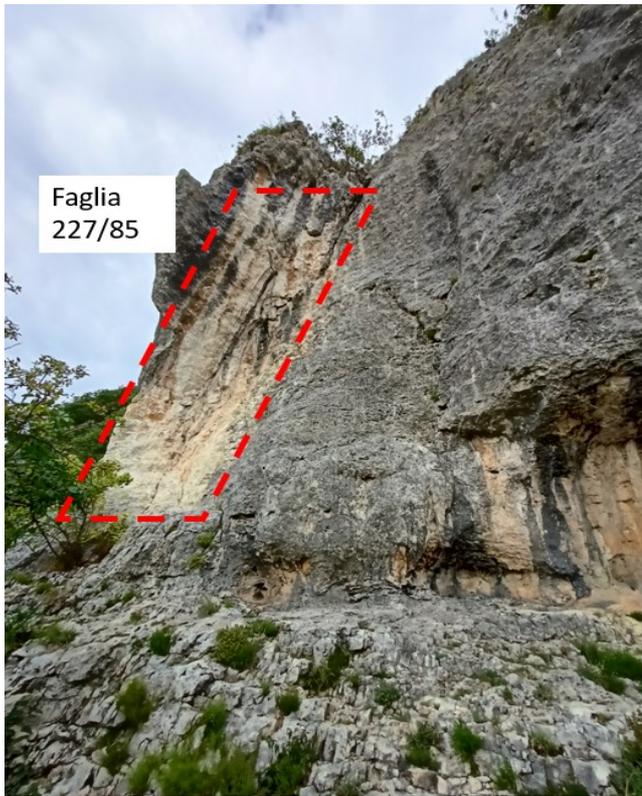


Figura 3.27: Stop 1; Piano di faglia (227/85).

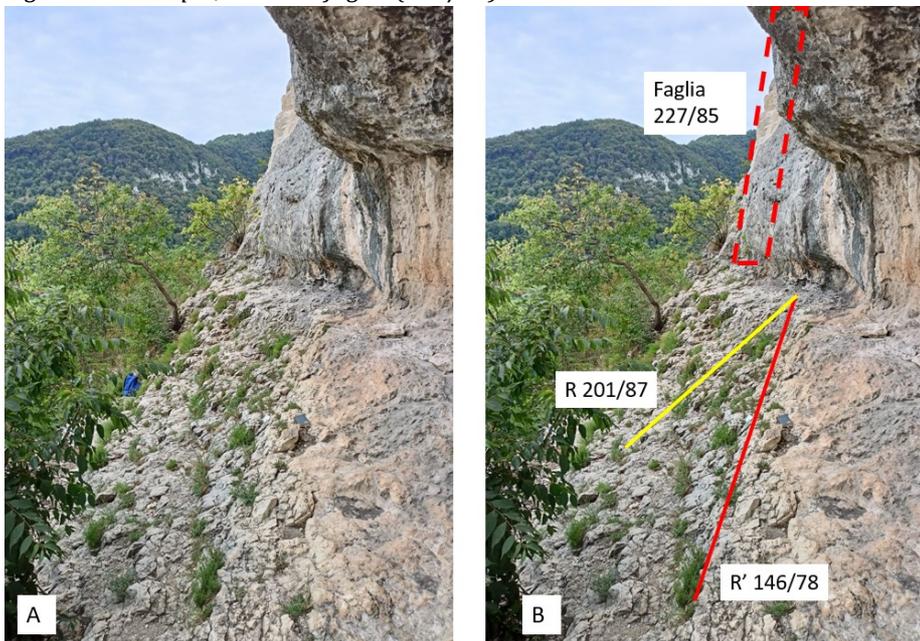


Figura 3.28: Stop 1 (A) foto; Ed interpretazione (B) ritraente il piano di faglia, le fratture R (in giallo) e R' (in rosso).

Stop 2:

Nel secondo stop, posizionato in figura 3.29, è stata rilevata una faglia principale di giacitura 239/85 (fig. 3.29 B)

Da una prima visione panoramica della zona di faglia è possibile notare la presenza di fratture coniugate compatibili con un'attività estensionale. Come si può vedere in figura 3.29 (A), e poi evidenziato in figura 3.29 (B), si ha un distacco gravitativo su piani ereditati, dato che la frattura è aperta e si vede ribassare la topografia. E' stato evidenziato in rosso il piano di faglia, mentre il blocco distaccato viene evidenziata in giallo. Avvicinandosi alla zona di faglie però non si è riscontrato chiaro indicatore cinematico. Si sono invece riusciti a misurare fratture secondarie sintetiche (R) 201/88 (fig. 3.30), compatibile con un movimento sinistro lungo la direttrice principale.



Figura 3.29: Visione panoramica del piano di faglia relativo allo stop 2.

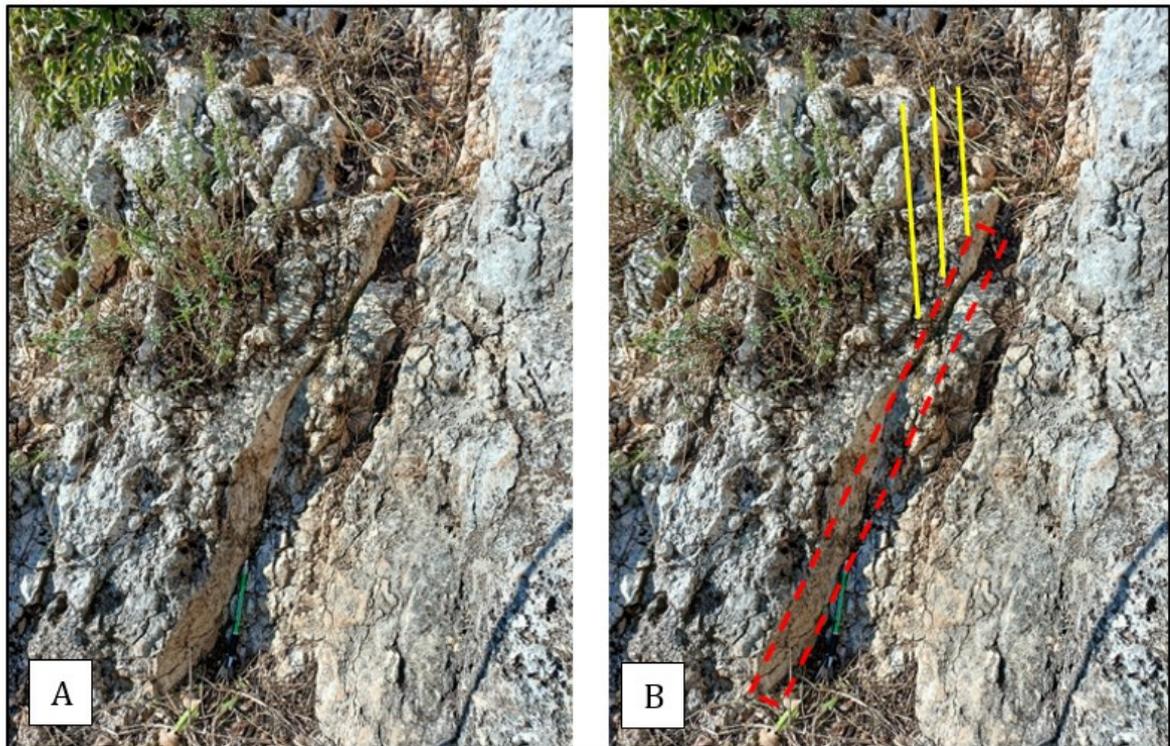


Figura 3.30: (A) Visione di dettaglio del piano di faglia relativo allo stop 2, (B) in rosso piano di faglia (239/85), in giallo fratture R (201/88).

Stop 3:

Nello stop tre si sono rinvenuti alcuni piani con la presenza di *slickenline* più o meno marcati compatibili con una cinematica trascorrente, alla quale però non si è stati in grado d'attribuirci il verso di movimento.

Il piano principale sul quale sono presenti *slickenline* ha giacitura 235/80 mentre le *slickenline* sono orientate 148/14 (fig. 3.31 A). Si sono poi individuati altri piani di dimensioni inferiori che presentano orientazione azimutale di 205/80 (fig. 3.31 B), 160/65 e *slickenline* orientate rispettivamente 118/25 e 072/05.



Figura 3.31: Superfici con slickenline stop 3.

Negli affioramenti, presso lo stop 1, 2 e 3, sono state quindi rilevate una serie di strutture associate al movimento di faglia principali con direzioni circa NO-SE.;

In figura 3.32 sono riportati i dati relativi al calcolo del paleostress, dal quale ricaviamo un regime di tipo trascorrente, con σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 096/22, 208/43 e 347/39 ed un valore di R pari a 0.32. Dai grafici in figura 3.32 (B) ricaviamo R' con un valore di circa 1.59, da cui si deduce un regime di tipo trascorrente. Dalle curve di regressione notiamo una scarsa, seppure accettabile, stabilità di rotazione attorno all'asse σ_1 (FV%=25%). Questo può essere dovuto alla scarsa variabilità di orientazione delle faglie misurate e al possibile effetto di riattivazioni di faglie preesistenti, come sembra suggerire il cerchio di Mohr.

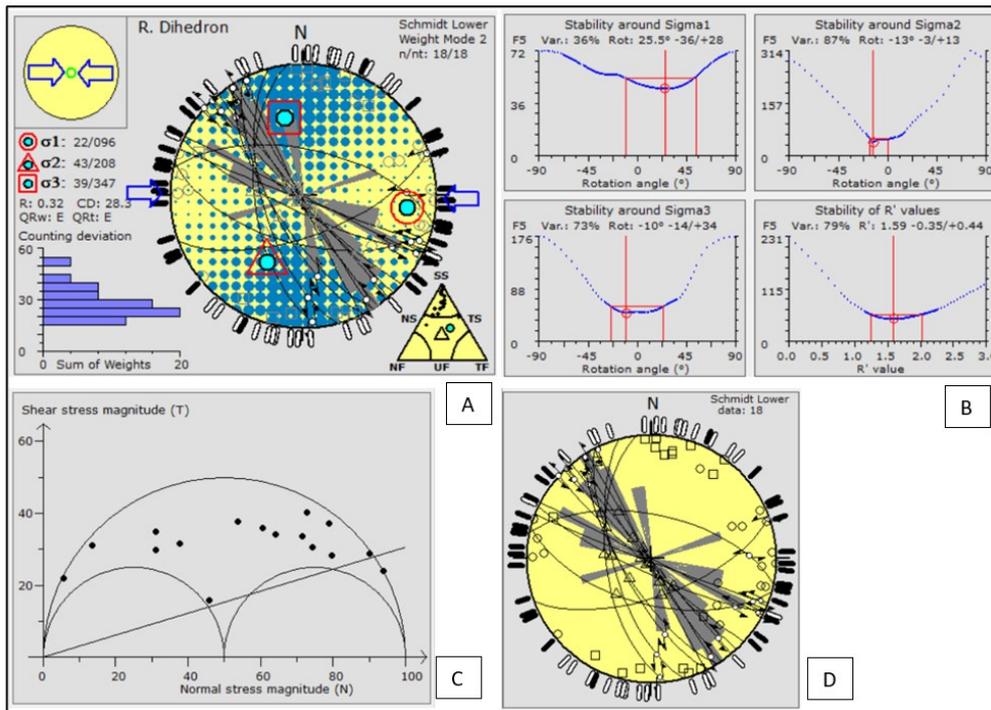


Figura 3.32: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Stereonet.

Infine, lungo tutta Lumignano Classica si sono riscontrate fratture E-W, alle quali però non si è stati in grado d'attribuire una data cinematica.



Figura 3.33: Fratture con direzione E-W, presenti lungo Lumignano Classica.

3.7.2 Elaborazione del modello fotogrammetrico 3D di Lumignano Classica e calcolo del paleostress.

Dal modello fotogrammetrico, riportato in figura 3.34, si sono potute riconoscere molteplici strutture tettoniche che, come in Cava Olivari, sembrerebbero essere associabili a due eventi deformativi, uno di tipo estensionale ed un altro di tipo trascorrente entrambe su direttrici NO-SE.

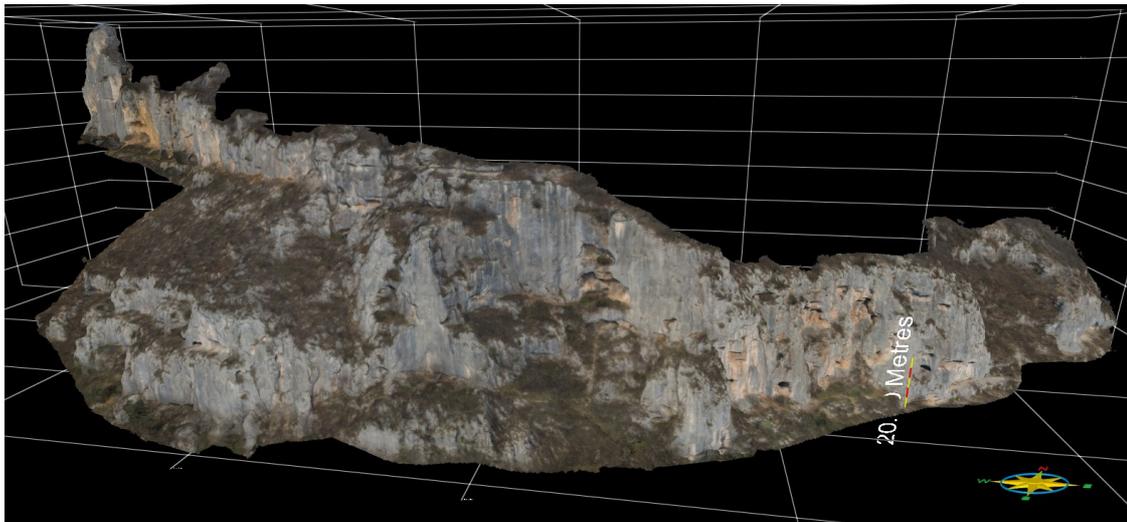


Figura 3.34: Visione d'insieme del modello di Lumignano Classica.

Partendo dal lato est, in prossimità del settore Vomere, si ha la presenza di una struttura di tipo 'graben' limitata da faglie immergenti verso N220, e verso N40, (fig. 3.34).

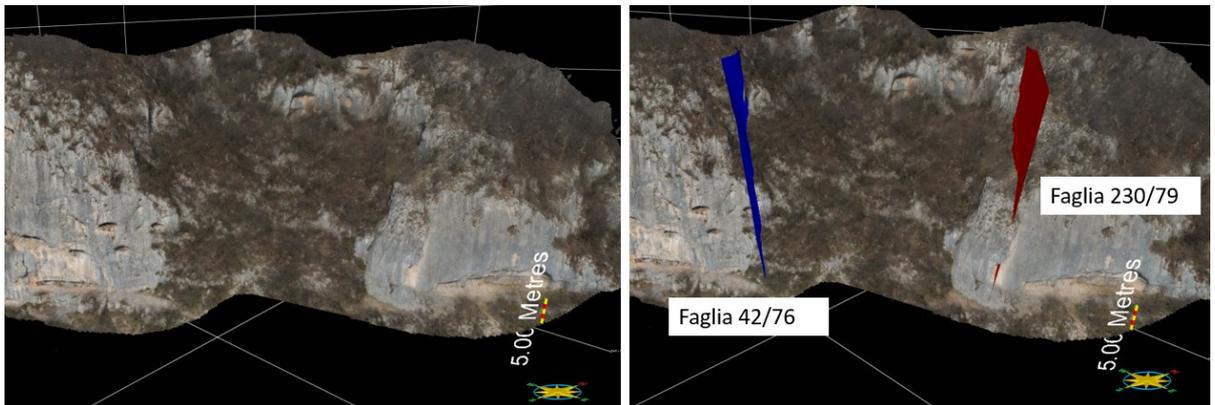


Figura 3.35: Probabile 'graben', posizionato nella zona Est di Lumignano Classica; (B) in rosso faglia immergente a N230, mentre in blu si evidenzia la faglia immergente verso N50.

Spostandosi di una cinquantina di metri in direzione ovest, si rinviene un'altra faglia, con direzione di immersione N207/10 (fig. 3.36 B), associata a fratture di tipo T (021/84), che ne indicano una cinematica estensionale.

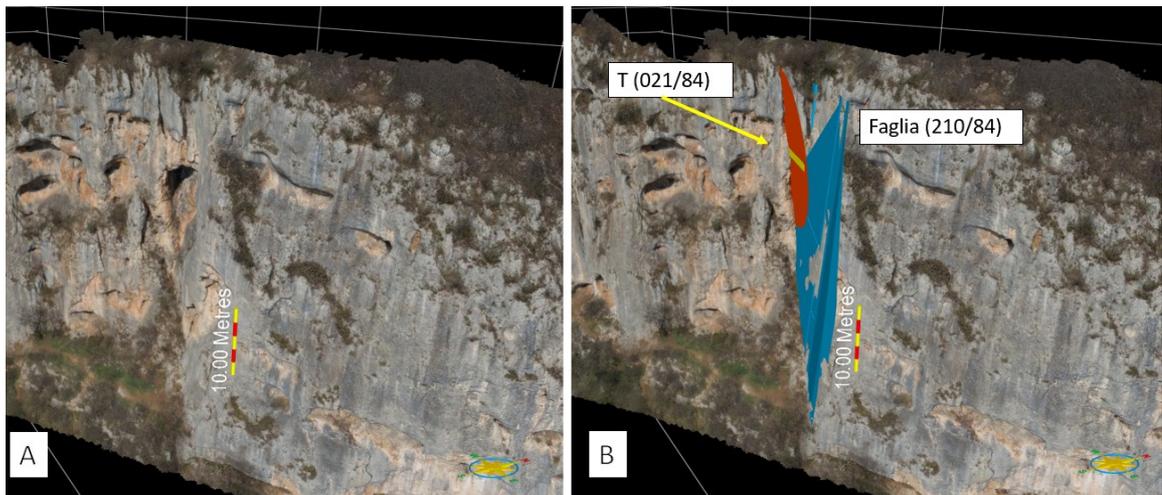
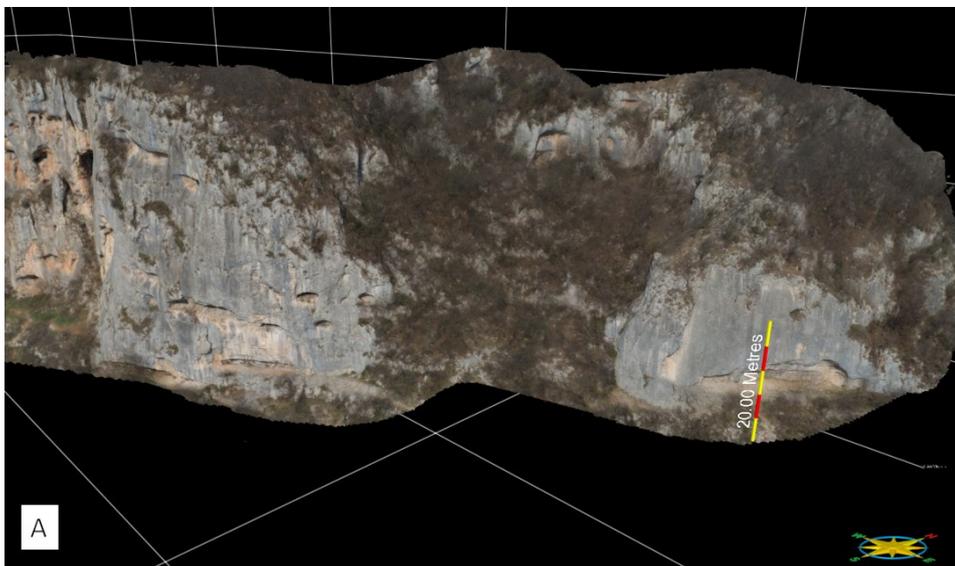


Figura 3.36: (A) Modello senza interpretazioni; (B) Modello con interpretazioni, in azzurro piano di faglia, il disco rosso indica la gicitura della frattura di tipo T.

Portandosi un centinaio di metri più a ovest si riscontrano altre faglie a direzione NE-SO, le cui geometrie di faglie coniugate suggeriscono una cinematica di tipo estensionale formando strutture di tipo *Horst* e *Graben*.



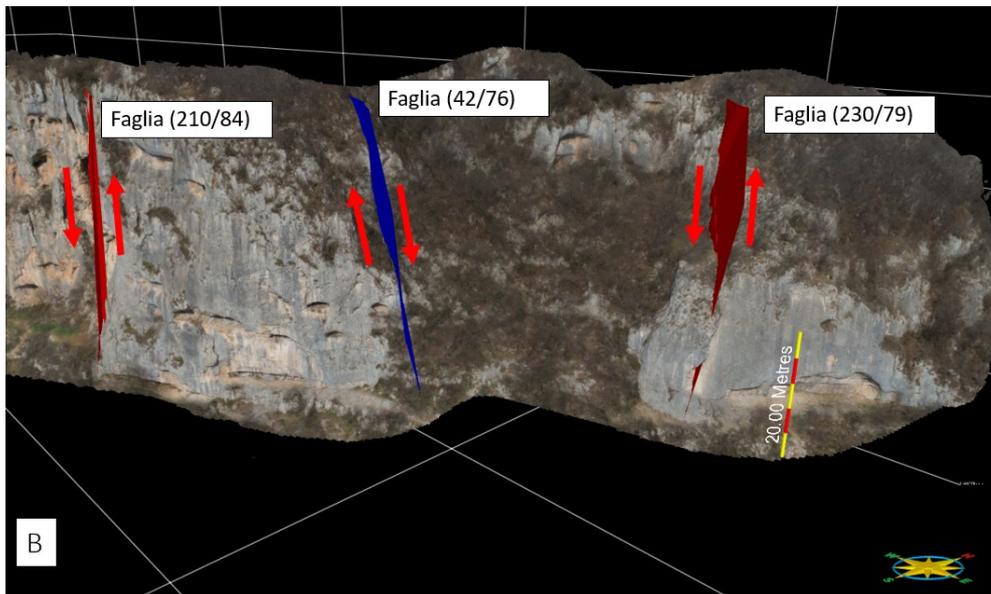


Figura 3.37: (A) Modello senza interpretazioni (B) Modello con interpretazioni, in rosso faglie immergenti in direzione SO, in blu faglia immergente verso NE, le frecce rosse indicano la cinematica delle faglie.

La parete compresa tra le due faglie coniugate immergenti rispettivamente a N042 e a N210 in figura 3.37 (B), presenta una quindicina di covoli che non sembrano in alcun modo rigettati, ma, hanno un andamento generale immergente verso NE (fig. 3.37 B), in direzione del probabile *graben*. Da questo, si presume che la distensione che ha originato il *graben* sia stata responsabile di un tilt in senso orario dell'intera sequenza che oggi ospita i covoli.

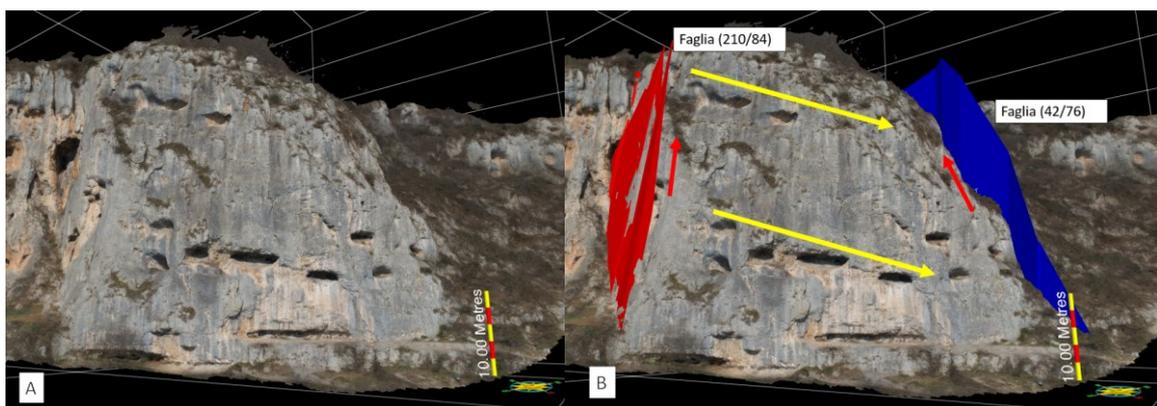


Figura 3.38: (A) Modello senza interpretazioni (B) Modello con interpretazioni; i piani di faglia sono evidenziati in blu e in rosso, le frecce rosse indicano la cinematica delle faglia, le frecce gialle indicano la direzione di immersione preferenziale dell'asse lungo i covoli.

Attraverso l'analisi dettagliata del modello, lungo tutte le pareti di 'Lumignano Classica', si sono potute osservare solamente alcune zone, rappresentate in figura 3.39, dalle quali è possibile distinguere delle probabili superfici di faglia tutte su direttrici NO-SE. La figura 3.39 mostra i vari piani di faglia mediante visione circa zenitale.

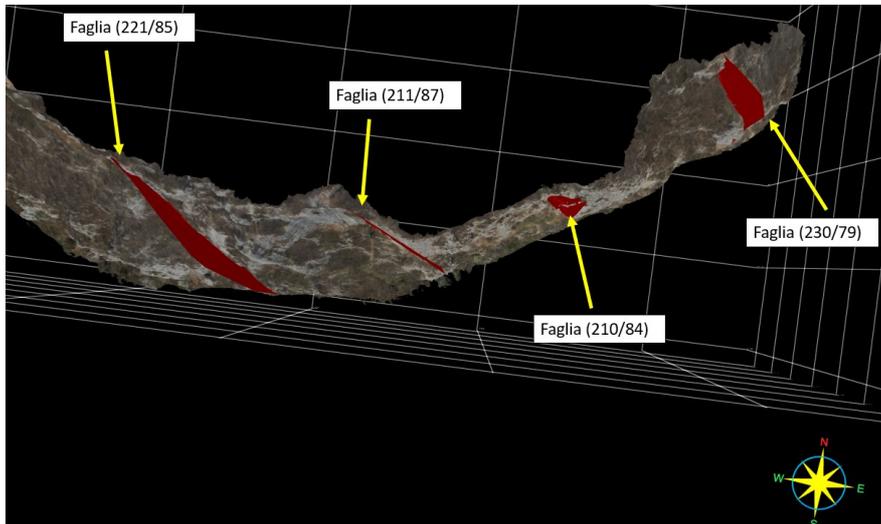
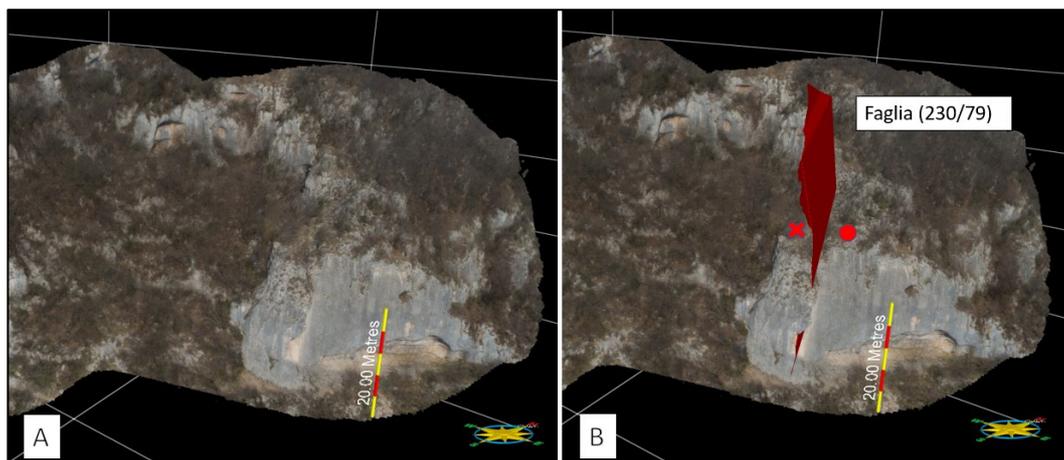


Figura 3.39: Visione circa zenitale dei piani di faglia.

Di seguito si riporta una visione dettagliata relativa ad ogni superficie di faglia, indicata in figura 3.39.



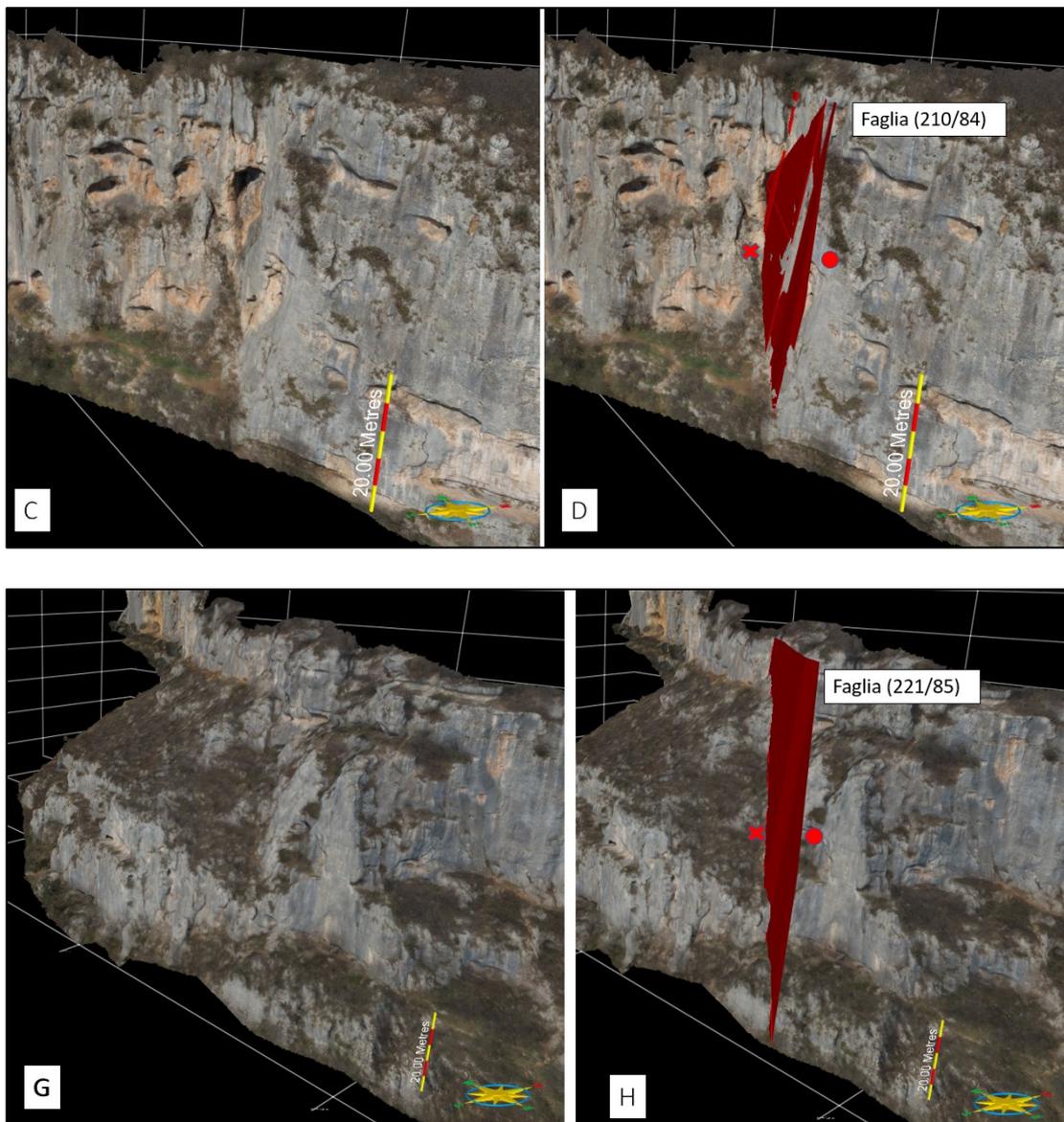


Figura 3.40: Partendo dal lato est e spostandoci verso ovest del modello troviamo: (A-C-E-G) Modello senza interpretazione; (B-D-F-H) Modello con evidenziato piano di faglia, simboli "X" e "O" indicano la direzione del movimento trascorrente dedotto dall' orientazione delle fratture in parete.

Si sono inoltre rinvenute serie di fratture sistematiche con immersione sia verso N165 che verso N210, e alto angolo di inclinazione (85° ca). La loro orientazione forma angoli con le faglie principale a direzione N230 rispettivamente di circa 30° (R) e 60° (R'), definendo un probabile senso di movimento sinistro della faglia principale.

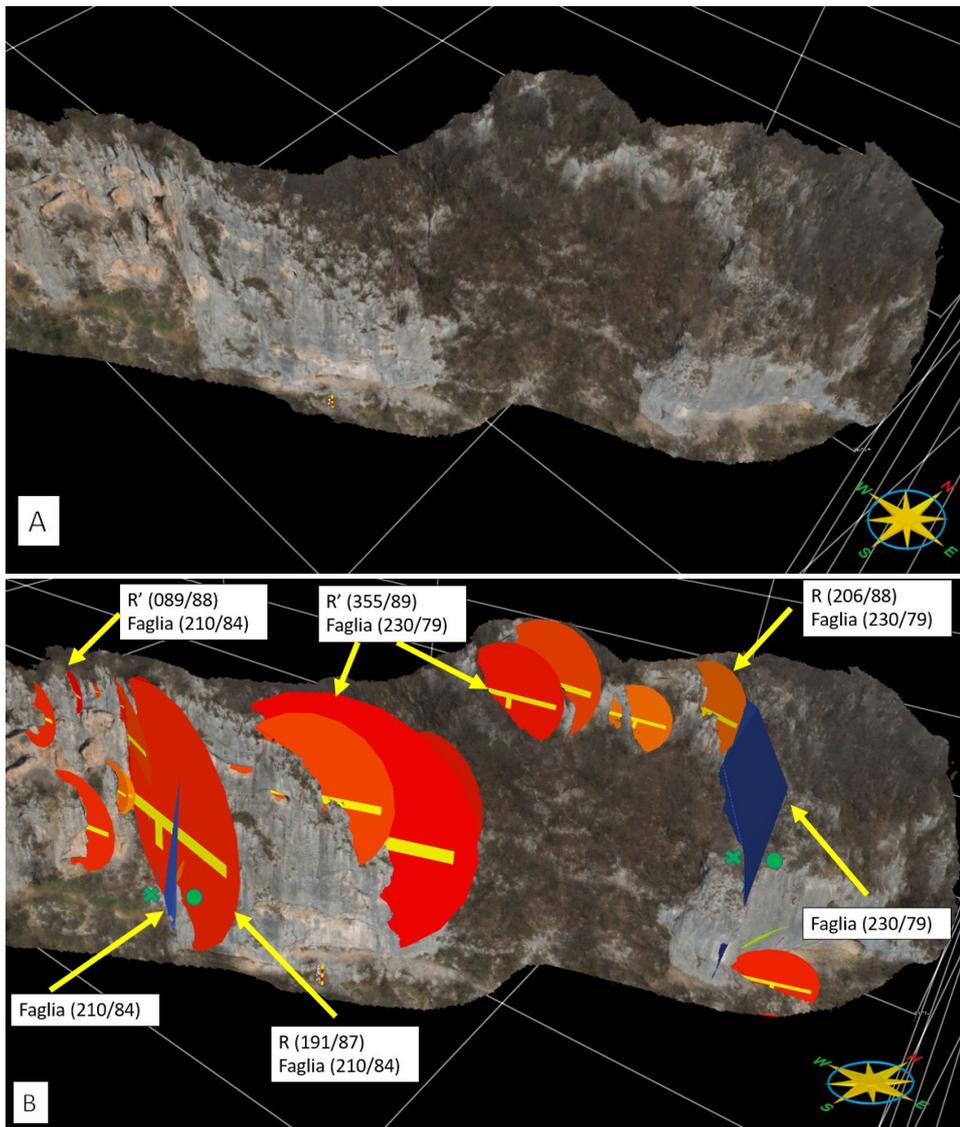


Figura 3.41: Partendo dal lato est del modello, (A) Modello senza interpretazioni; (B) interpretazione delle maggiori fratture, rappresentate le due faglie presenti in figura con un piano rosso, mentre si rappresentano mediante dischi i piani di frattura.

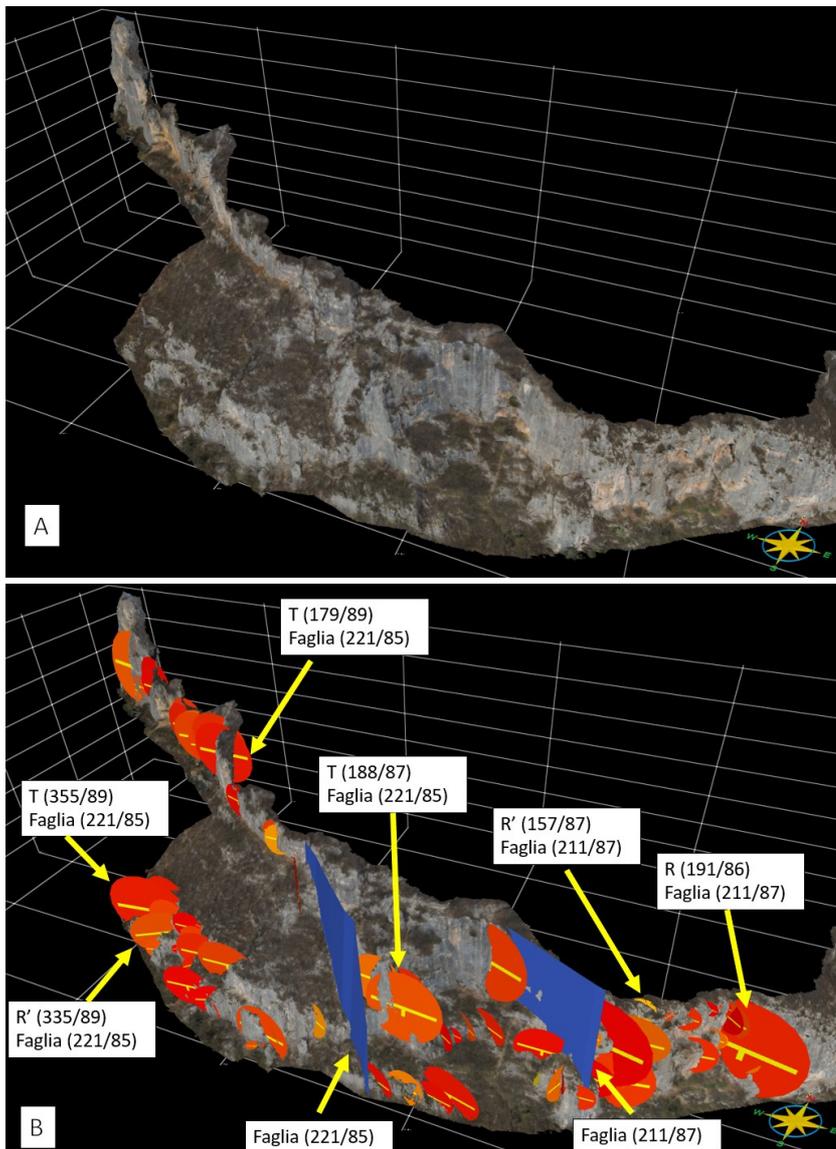


Figura 3.42 (A), (B).

Mettendo a confronto i dati raccolti in situ, con i dati ricavati dal modello digitale, si riscontra la medesima orientazione dei maggiori piani di faglia circa NO-SE. La differenza, seppur minima, la si può riscontrare nelle giaciture di alcune fratture, dove l'orientazione può variare di all'incirca una decina di gradi. Comunque, in generale, si riscontra una buona coerenza tra i due metodi di misurazione.

3.7.3 Ricostruzione paleostress da dati DOM di 'Lumignano Classica'

La ricostruzione del tensore di paleostress della fase estensionale è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto sul quale si è poi applicato il metodo del *Rotational Optimisation method*, e si sono derivate le curve di regressione relative alla stabilità dei vari parametri. La figura 3.43 (A) mostra le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 050/85, 141/00 e 231/05 ed un valore di R pari a 0.56. Dai grafici in figura 3.43 (B), ricaviamo R' con un valore di circa 0.17, da cui confermiamo il regime di tipo estensionale. Dalle curve di regressione notiamo una buona stabilità di rotazione attorno a tutti e tre gli assi (FV%>74%); anche se comunque nessuno dei grafici presenta una forma corretta essendo caratterizzati da minimi multipli. Questo può essere dovuto al fatto che, essendoci pochi dati e poco variabili, non si è in grado di vincolare nel modo corretto tutti e tre gli assi.

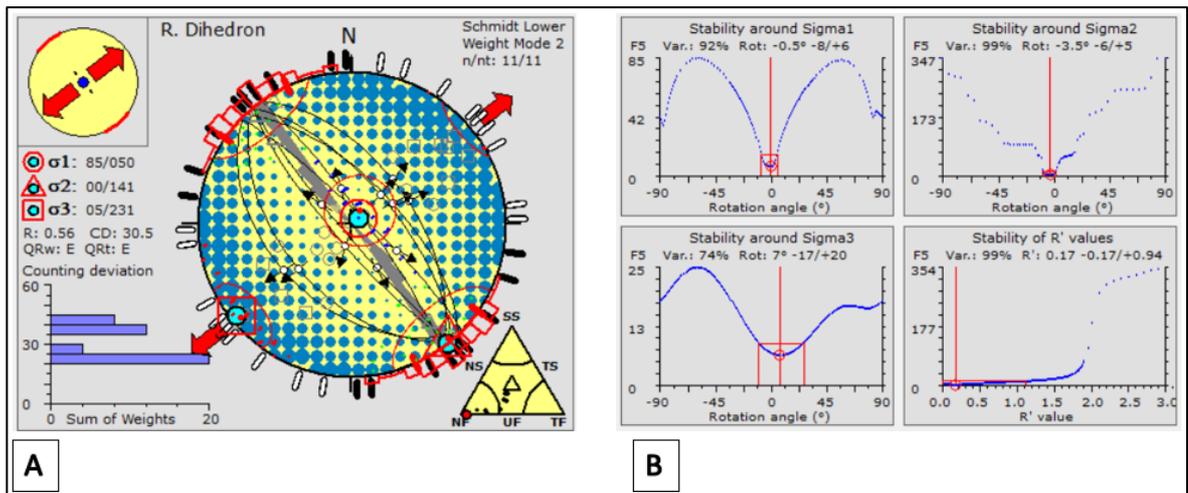


Figura 3.43: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R'.

Per quanto riguarda il calcolo del paleostress relativo alla fase di taglio sinistro (fig. 3.44 A), si hanno le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 082/05, 199/80 e 352/09 ed un valore di R pari a 0.57. Dai grafici in figura 3.44 (B), ricaviamo R' con un valore di circa 1.5, da cui ricaviamo un regime di tipo trascorrente. Dalle curve di regressione notiamo una buona stabilità di rotazione attorno a tutti e tre gli assi (FV%>90%); anche se si ha un valore di *Function Variability*, attorno ai tre assi, molto buono, non si ha un unico minimo. Questo

può essere dovuto al fatto che avendo i piani di faglie giaciture molto simili tra loro, non si è in grado di vincolare perfettamente i tre assi di stress.

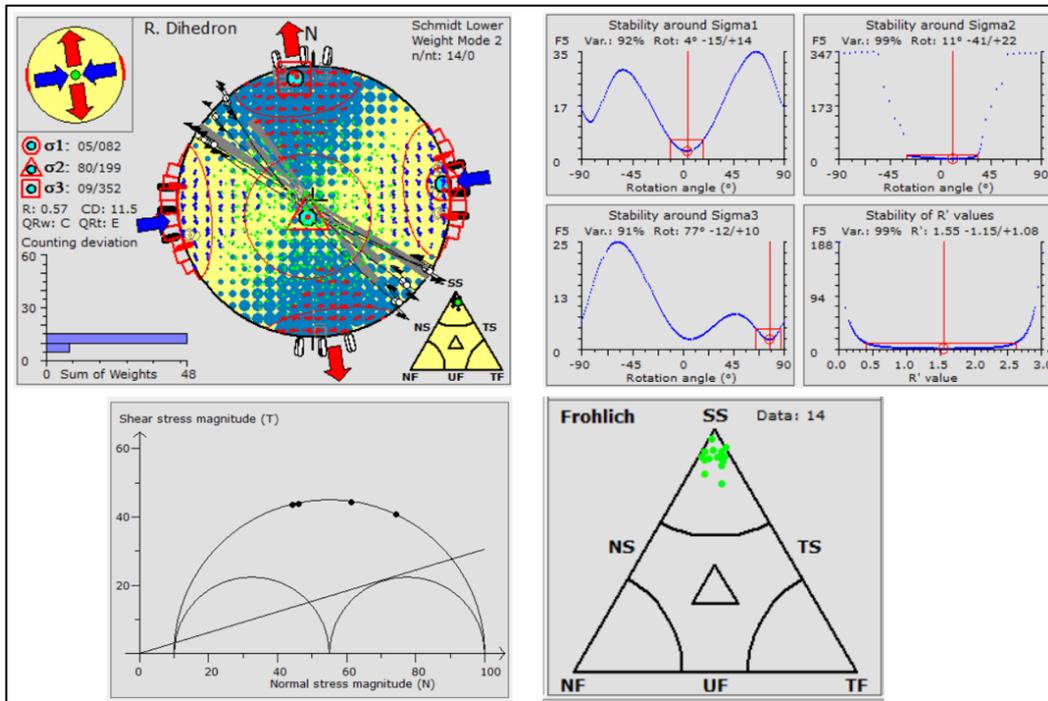


Figura 3.44: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R'; (C) Diagramma di Mohr; (D) Triangolo di Frohlich.

Calcolando il paleostress, per la fase di taglio sinistro prendendo in considerazione sia i dati misurati in campagna che i dati misurati grazie al modello fotogrammetrico 3D, ed applicando il metodo del diedro retto e la procedura di *Rotational Optimisation* si sono ricavate le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente di 094/27, 254/61 e 360/08 ed un valore di R pari a 0.81. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 1.34 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function Variability* (FV% = 97%). Il valore di R' di circa 1.34 definisce la presenza di un regime trascorrente. Osservando le curve di regressione in figura 3.45 (B), notiamo una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 (FV% = 98%), ed una buona curvatura della retta di regressione. Mentre per l'asse σ_1 e σ_3 , la curva di regressione non presenta una buona concavità verso il basso, e questo può essere legato alla difficoltà di vincolare la posizione di σ_2 a partire dai dati analizzati essendo costituiti da orientazioni molto simili.

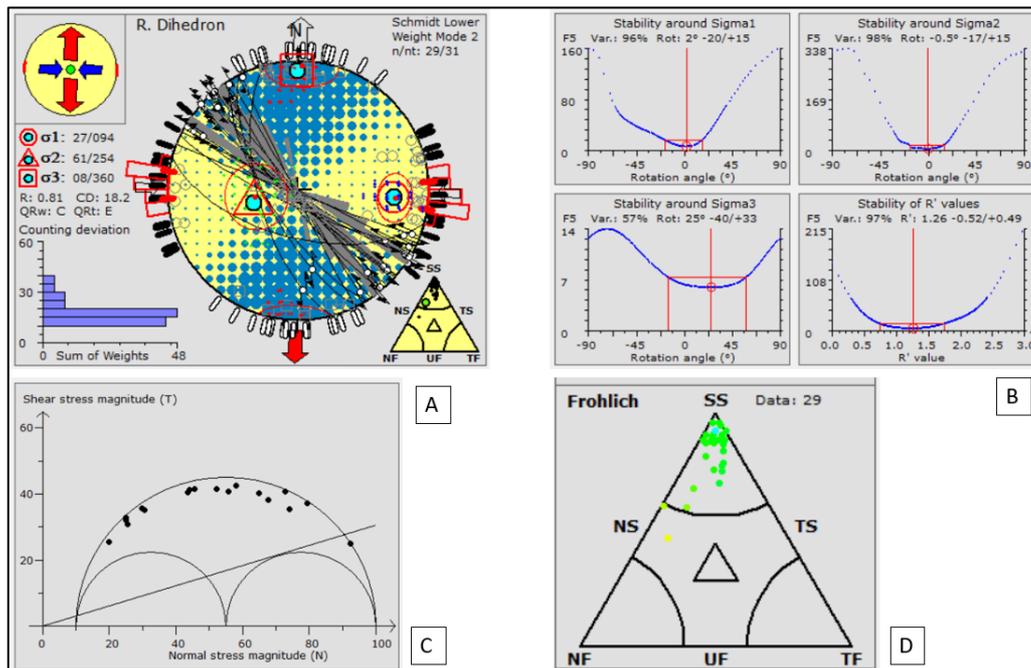


Figura 3.45: (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R' ; (C) Diagramma di Mohr; (D) Triangolo di Frohlich.

Per quanto riguarda la fase estensionale, non si sono rinvenuti in campagna piani di faglia con netti indicatori cinematici o fratture, in grado di definirci un probabile senso di movimento, come invece è stato possibile per la fase trascorrente. In conclusione, gli unici dati relativi alla fase estensionale si sono potuti ricavare mediante modello fotogrammetrico.

3.8. Analisi 3D del Monte Brojon

Partendo dal parcheggio della piazza di Lumignano e proseguendo per circa 500m in direzione Custoza, si trova sulla destra via Brojo, percorrendola si arriva alle pendici della Monte Brojon (fig. 3.46).



Figura 3.46: Inquadramento della falesia Brojon rispetto al centro di Lumignano.

La falesia del Monte Brojon presenta una morfologia complessa, dato che, partendo dal lato est, presenta uno sviluppo ad anfiteatro, mentre poi, proseguendo in direzione nord-ovest si ha una variazione di morfologia, presentando una forma ad arco (fig. 3.47). I covoli si rinvengono lungo tutte le pareti e a varie quote della falesia. L'unica differenza che intercorre tra il lato est ed il lato nord-ovest, delle pareti del Brojon, risulta essere il volume dei covoli. Ad est si ha la presenza del covolo più grande, presente nel Brojon, con una superficie di circa 15m di larghezza e una profondità variabile dai 5 ai 7m, mentre nella

zona centrale e occidentale della falesia si hanno covoli dalle dimensioni ridotte (3/4m di larghezza e 0.5/1m di profondità).



Figura 3.47: Vista zenitale della falesia Brojon, con morfologia ad anfiteatro ad est, e ad arco in direzione nord-ovest.

La falesia si sviluppa in maniera sub-verticale da una quota di circa 125m s.l.m. fino a quasi 200m s.l.m., con uno sviluppo subverticale. Le rocce formanti la falesia sono interamente composte da calcari oligocenici appartenenti alla Formazione di Castelgomberto.

3.8.1 Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress della Falesia Brojon

Durante il rilevamento classico nell'area della Falesia Brojon, si sono rinvenuti due piani di faglia principali, entrambi con orientazione NO-SE.



Figura 3.48: visione zenitale del Monte Brojon, con indicate le faglie rinvenute. il tratto rosso continuo indica la presenza di una faglia certa, mentre con il tratteggio rosso si indica il proseguimento probabile che può assumere la faglia.

La faglia, posizionata nel mezzo della falesia, precisamente alla fine della struttura ad anfiteatro ed evidenziata in figura 3.48, presenta una giacitura di 041/75 e, se vista in panoramica, sembra aver assunto cinematica normale, data la presenza di una probabile faglia coniugata ed evidenziata in figura 3.49 (B). Le foto scattate dal drone evidenziano una zona di faglia con breccie, la cui pezzatura non è definibile anche se si ipotizzano clasti di alcuni centimetri di diametro (fig. 3.49).



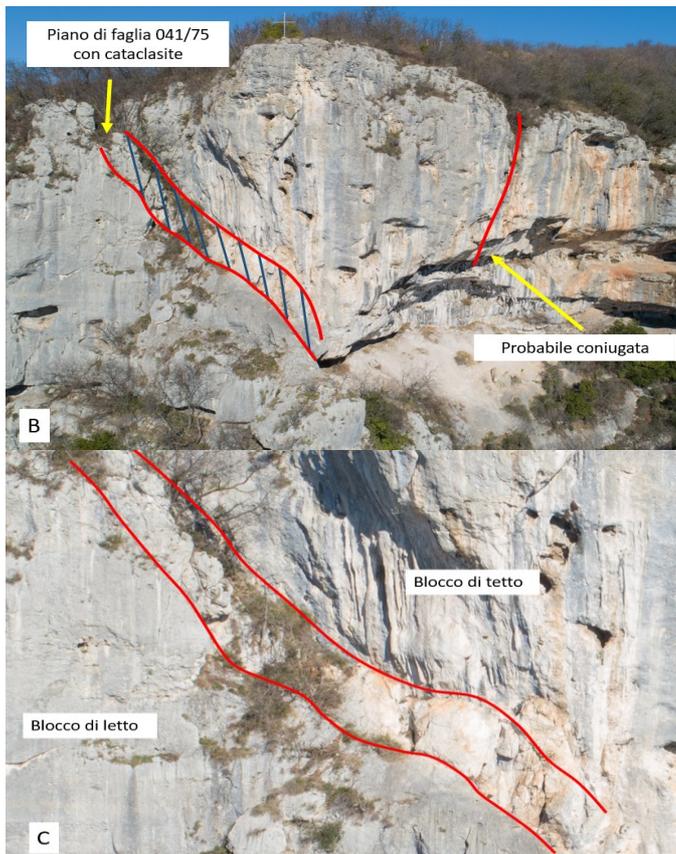


Figura 3.49: (A) Vista panoramica della faglia; (B) delimitazione cataclasite; (C) ingrandimento e delimitazione della cataclasite.

Se ci avviciniamo al piano di faglia (041/75), non è possibile rinvenire *slickenside*, per via del carsismo che ha interessato le pareti.

Si è invece riscontrata la presenza di una frattura di tipo R (016/74), che ne indicherebbe anche un'attività di trascorrenza sinistra (fig. 3.50 B).

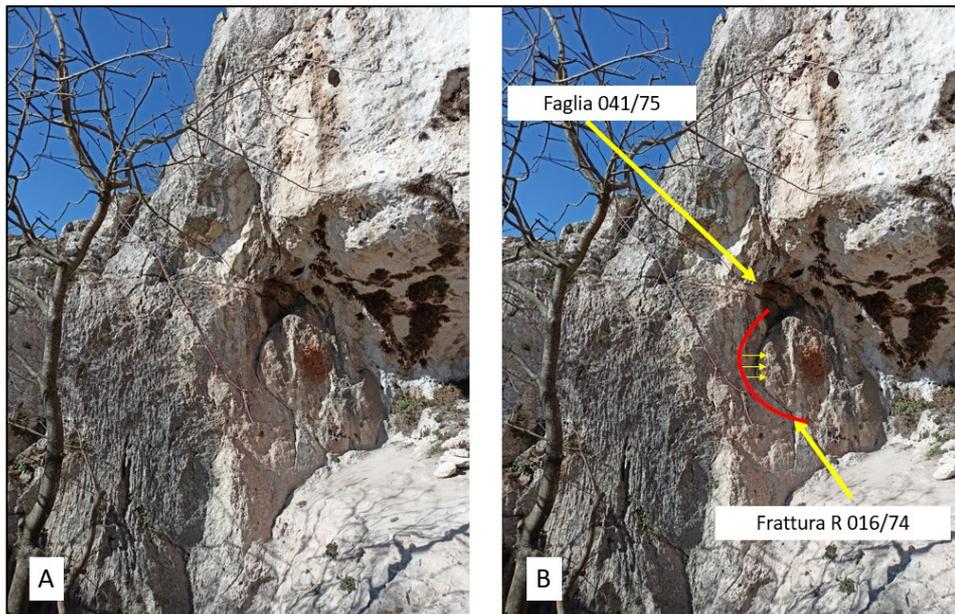


Figura 3.50: (A) piano di faglia (B) interpretazione piano di faglia con evidenziata la frattura R.

La seconda faglia rilevata in campo (fig. 3.51), la si trova all'interno del grande covolo posizionato nella porzione est della falesia, (fig.3.52 B) Il piano di faglia presenta giacitura 229/82.



Figura 3.51: visione panoramica del covolo, al cui interno è presenta la faglia (229/82), la freccia verde indica il nord.

Osservando la figura 3.52, che ritrae l'interno del covolo, si può riscontrare sul lato NO la presenza di uno strato litificato, di materiale inizialmente sciolto, composto da ciottoli del diametro di 5-6 cm, interpretato come riempimento di grotta cementato figura 3.52 B. Il paleosuolo si tronca, verso SE, nel momento in cui incontra il piano di faglia (229/82) rappresentato in figura 3.53 B. Nel piano di faglia, identificato grazie alla presenza di

cataclasiti con grani da diametro di alcuni cm, non si sono rinvenuti indicatori cinematici, in grado quindi di definirci una cinematica univoca, assunta durante la sua attività. Quello che si può riscontrare è la presenza di fratture sintetiche (R) nelle zone limitrofe al piano di faglia, ed evidenziate in figura 3.54 , con un angolo tale, rispetto alla superficie di faglia, da poter assumere una attività di essa a cinematica trascorrente sinistra.

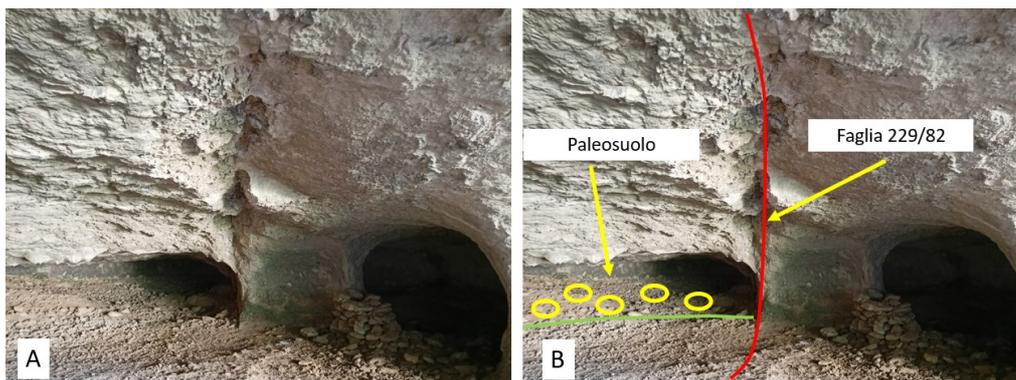


Figura 3.52: (A) Faglia all'interno del covolo più grande della falesia del Brojon; (B) in rosso è evidenziato il piano di faglia; mentre in verde scuro e ovali gialli si indica il 'paleosuolo'.

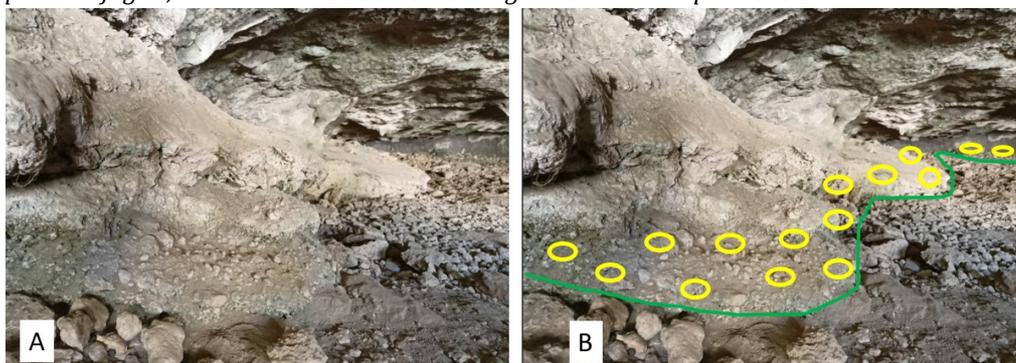


Figura 3.53: (A) Visione ravvicinata del paleosuolo; (B) evidenziato con colore verde e giallo il paleosuolo.

All'esterno del covolo si sono misurati piani di frattura, con angolo di immersione di N210 ed inclinazione di 85°. L'orientazione di tali fratture rispetto alla faglia principale (229/82), ne indica la tipologia di frattura R, coerente con una trascorrenza sinistra.

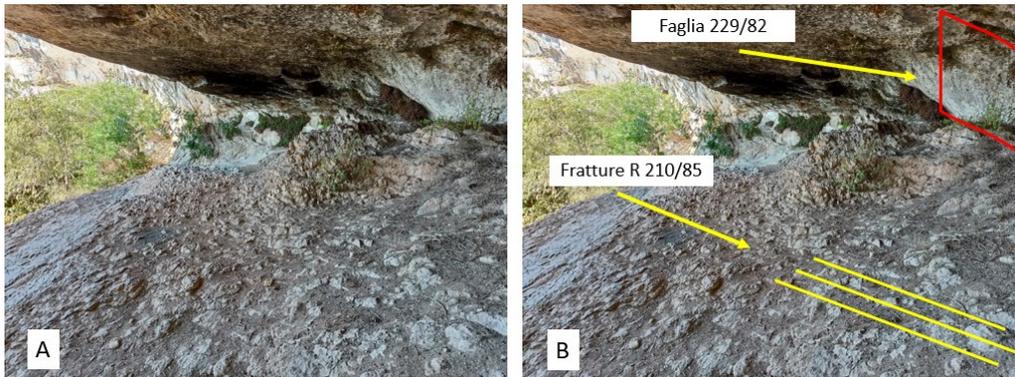


Figura 3.54: Serie di fratture al di fuori del covolo.

In conclusione dato il numero limitato di dati ricavati in questa zona non è stato possibile calcolare il paleostress, ma si è potuto comunque constatare la presenza di due faglie principali NO-SE (041/75 e 229/82) alle quali si può associare una attività normale, ed un successivo movimento di taglio sinistro.

3.8.2 Elaborazione del modello fotogrammetrico 3D Brojon

Dal modello fotogrammetrico 3D (fig. 3.55), relativo alla falesia Brojon, non è stato possibile rinvenire molti dati a causa dell'elevato effetto del carsismo che ha interessato queste pareti.

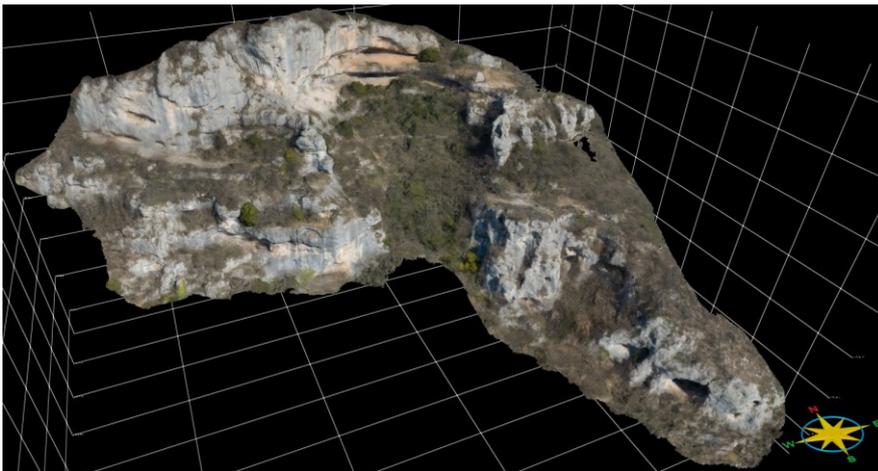


Figura 3.55: Modello fotogrammetrico Brojon.

E' stato tuttavia possibile riconoscere una faglia normale con direzione NO-SE (fig. 3.56) che con le associate faglie antitetiche, definisce geometrie di tipo *graben*.

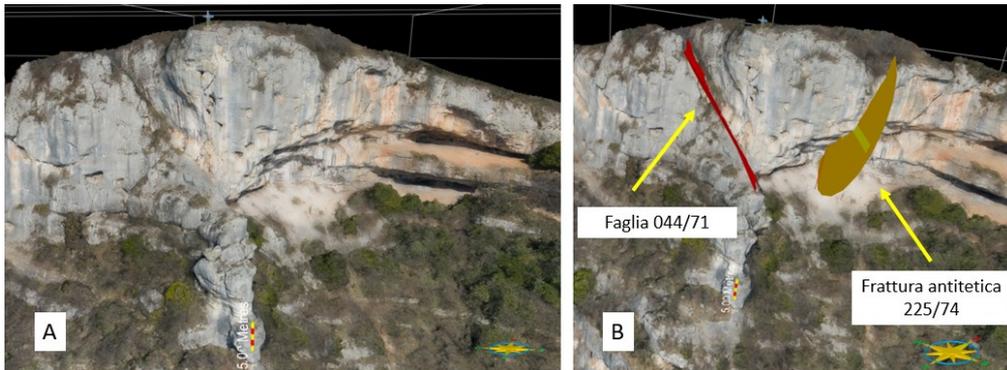


Figura 3.56: Faglia principale (044/71) in rosso e faglia antitetica coniugata evidenziata con il disco ocre (225/74).

Questa stessa faglia può essere estesa per gran parte del modello e assume una giacitura di 227/87,(fig. 3.57 B).

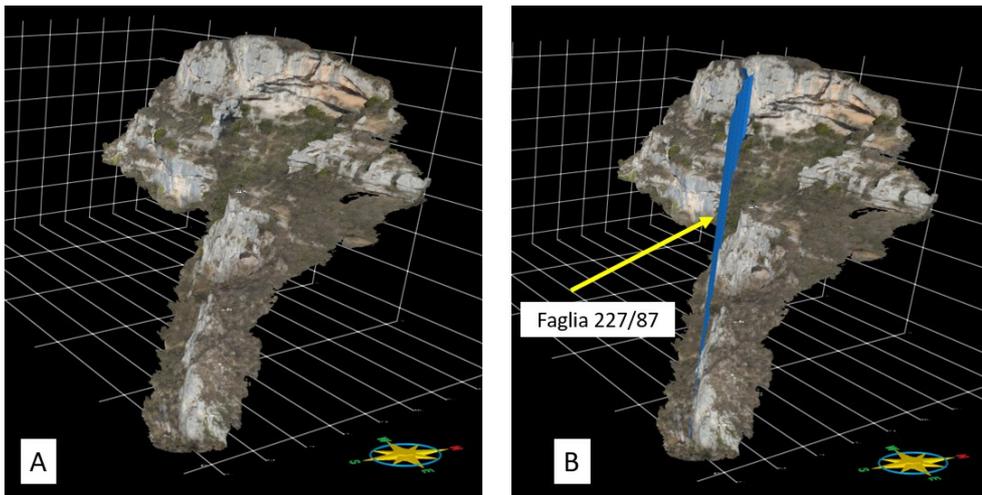


Figura 3.57: (A) Vista in pianta del modello Brojon; (B) Vista in pianta con ipotetica direzione di faglia in blu.

Associate alla faglia principale (227/87), si riscontrano infine diverse fratture sintetiche R (199/85) o antitetiche R' (170/88) che ne indicano una trascorrenza sinistra.

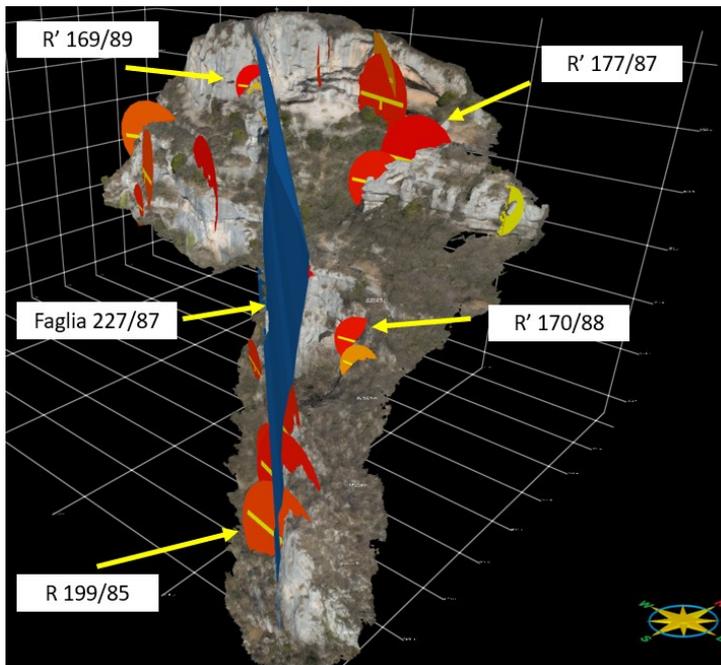


Figura 3.58: Il piano blu indica la direzione di faglia, mentre i 'dischi' le orientazioni delle fratture.

In conclusione da questo modello è stato possibile riconoscere una faglia principale orientata NO-SE, la quale, in momenti separati, deve aver avuto due attività differenti: una fase estensionale, ed una trascorrente sinistra.

In figura 3.59 si riporta lo *stereonet* in cui si è inserito il piano di faglia, in azzurro, e i piani di frattura sia R (NO-SE) che R' (E-O). In fig. si riporta la rappresentazione del piano di faglia con indicata la cinematica di movimento.

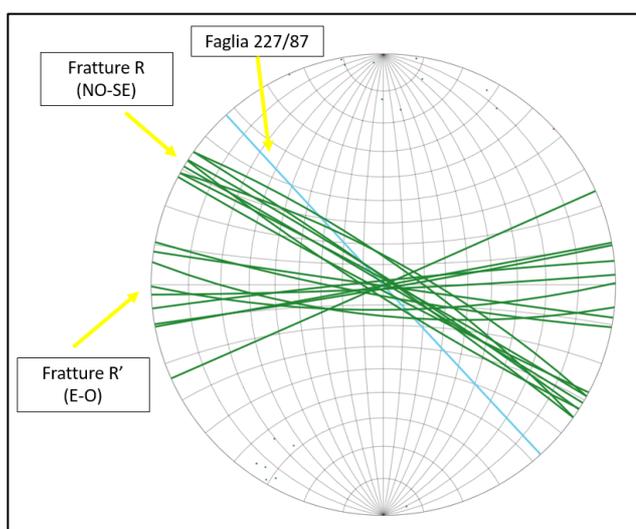


Figura 3.59: Stereonet con rappresentato piano di faglia e fratture coniugate.

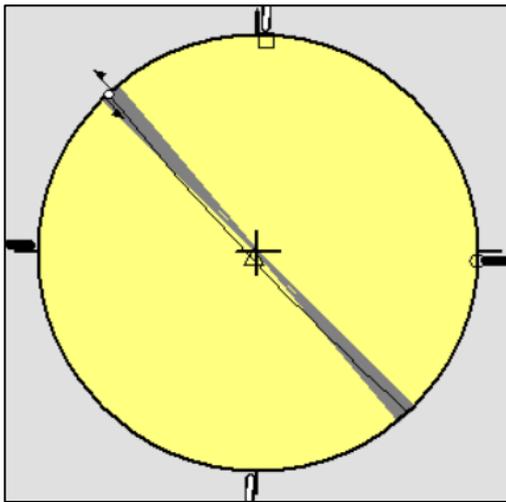


Figura 3.60: Cerchio di Mohr con senso di movimento della faglia (227/87).

3.9. Eremo di San Cassiano

Circa 700m a nord del centro di Lumignano sono ubicate le pareti dell'eremo di San Cassiano. Si tratta di pareti sub-verticali calcaree di età oligocenica, appartenenti alla formazione di Castelgomberto, all'interno delle quali è possibile rinvenire la presenza di frammenti di fossili di corallo. In figura 3.61 si rappresenta la posizione dell'eremo di San Cassiano rispetto al centro di Lumignano.



Figura 3.61: Inquadramento di dell'eremo di San Cassiano rispetto al centro di Lumignano.

Le pareti dell'Eremo di San Cassiano, interamente esposte ad est, si sviluppano da una quota di circa 125m fino a una quota di 200m, presentando una forma ad 'occhio', dal centro dell'affrimento spostandoci verso nord, mentre assume una morfologia a due gradoni nel lato sud delle pareti. Lungo l'intera parete si rinvencono strutture carsiche, i covoli, che in certi casi, vengono troncati da faglie o fratture. Ciò indica come parte dell'attività di fagliazione e la produzione di fratture sia successiva allo sviluppo dei covoli. Attraverso l'analisi del modello fotogrammetrico (fig. 3.62) si riscontra la presenza, nel lato sud, di probabili faglie ad orientamento circa NE-SO. Non si è stati però in grado di rinvenire rigetti o l'individuazione di rocce di faglia, a causa dell'elevata azione di tipo carsico. Grazie al modello fotogrammetrico, si è potuto tuttavia misurare piani di frattura, che ci hanno permesso di attribuire una cinematica normale ad almeno due probabili piani di faglia con orientazione rispettivamente di 340/87 e di 318/80 (fig. 3.63).



Figura 3.62: Modello fotogrammetrico Eremo di San Cassiano.

Alcune fratture, potenzialmente associate a piani di faglia, sono state evidenziate in figura 3.63, mediante 'dischi' rossi (elevato angolo di inclinazione) e verdi (medio angolo di inclinazione). Le fratture ad alto angolo sono parallele alle faglie principali, mentre quelle ad angolo intermedio(141/64) possono essere interpretate come fratture antitetiche rispetto ad entrambe le faglie rappresentate in figura 3.63, indicandone così una probabile cinematica normale. La rotazione di circa 15°, verso sud, rispetto all'orizzontalità degli strati compresi tra i due piani di faglia (fig. 3.63), è possibilmente riconducibile all'attività

normale lungo e due faglie principale. In figura 3.64 sono rappresentate in *stereoplot* le superfici di faglie e le fratture correlate.

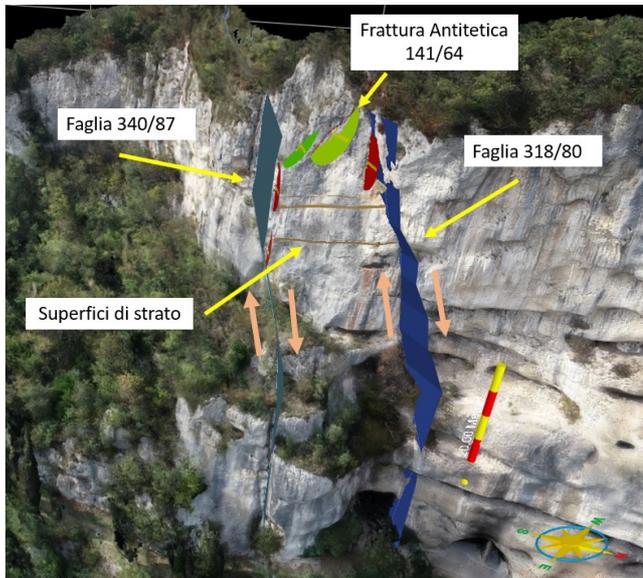


Figura 3.63: Modello Eremo di San Cassiano con interpretazioni; in giallo faglie con orientamento NE-SO.

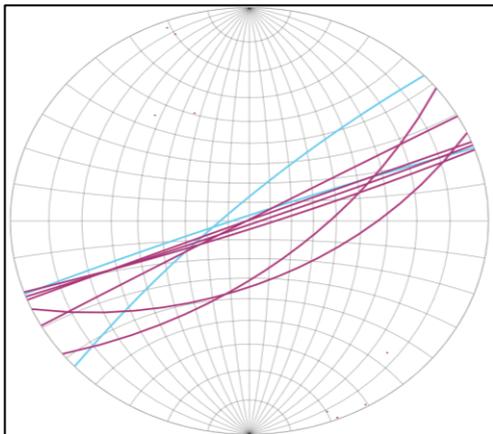


Figura 3.64: stereoplot, in azzurro i due piani di faglia mentre in rosso le superfici di frattura.

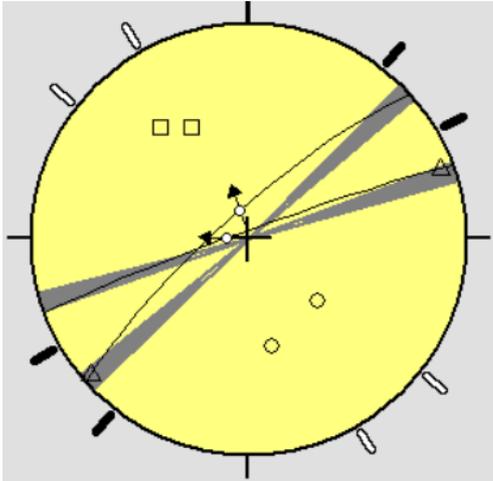


Figura 3.65: Cerchio di Mohr con senso di movimento della faglia (318/80 e 340/87).

Spostandoci sul lato nord della parete dell'Eremo di San Cassiano, sono state riscontrate varie fratture, con direzione sia NE-SO sia con direzione ONO-ESE immergenti ad angolo elevato (85° - 88°) (fig. 3.66) e rappresentate nello stereogramma in figura 3.67. In questa zona non si è tuttavia rinvenuto alcun piano di faglia. Si ipotizza però, che queste fratture, siano collegate alle strutture tettoniche, a trascorrenza sinistra generalmente orientate NO-SE, riscontrate in tutta l'area di Lumignano.

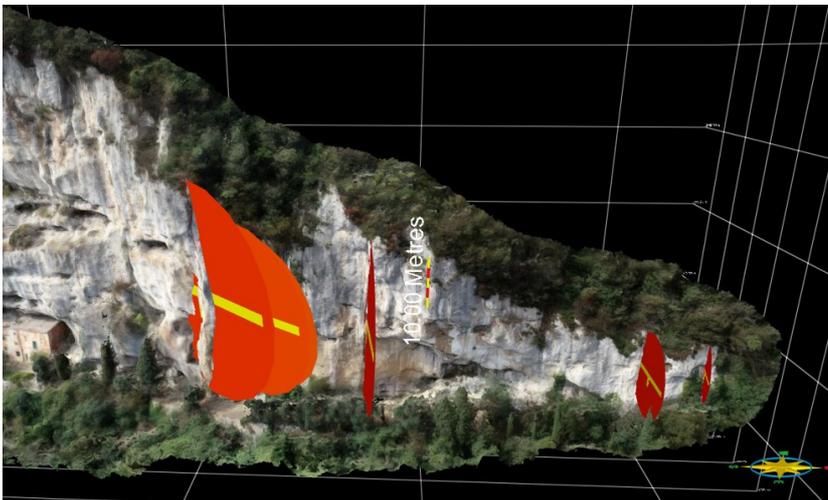


Figura 3.66: fratture ad elevato angolo (85° - 88°) con direzione NE-SO e ONO-ESE.

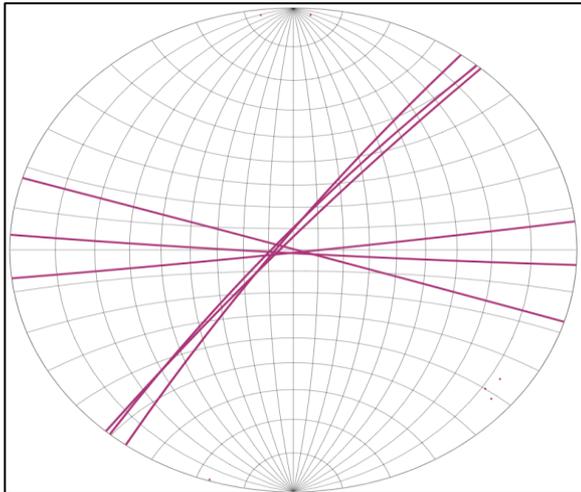


Figura 3.67: fratture riscontrate nel lato nord della pareti dell'Eremo di San Cassiano.

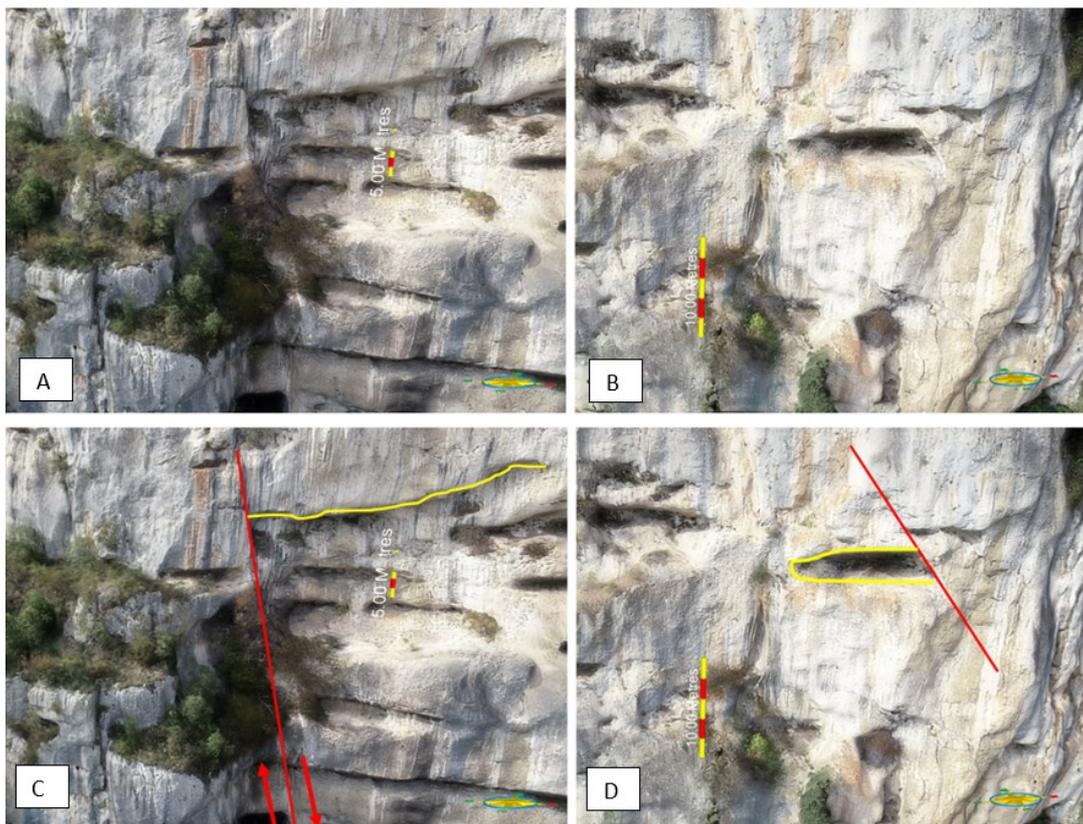


Figura 3.68: Immagini che ritraggono i maggiori covoli fagliati(A-B) e relativa interpretazione (C-D).

3.10 Covoli della Sfinge

Partendo dal centro di Lumignano e risalendo lungo via Priare Vecchie, a circa un chilometro dal centro, si raggiungono tre covoli chiamati comunemente Covoli della Sfinge, generati all'interno dei calcari oligocenici appartenenti alla Formazione di Castelgomberto (fig. 3.69). Questi tre covoli si trovano ad una quota di circa 150 m s.l.m. e presentano entrata esposta a nord. Risalendo il sentiero, in direzione da ovest verso est si rinvencono, nel giro di 70/80m, tutti e tre i covoli. I primi due presentano un volume interno di circa 160m^3 (lunghezza 10m; profondità 5-6m; altezza variabile da circa 1m, nella parte più interna, a circa 3m verso l'esterno), mentre l'ultimo, che risulta essere il più grande, presenta un volume di circa 450m^3 (lunghezza circa 15m; profondità circa 8-9m; altezza di circa 4m).



Figura 3.69: Inquadramento dei covoli della Sfinge rispetto Lumignano.

I primi due covoli, sono troncati verso ovest da piani di faglia, immergenti verso 330N . A causa del carsismo nessuno dei due piani di faglia mostra indicatori cinematici. Non è stato poi possibile, in nessuno dei due casi, rilevare la presenza dell'estremità rigettate, del covolo, per poter valutare la dislocazione delle faglie. Un'ipotesi, rispetto al fatto che non si siano rinvenuti parti di covoli rigettate, sia quella che, in una fase iniziale si sia formato un unico grande covolo, il quale dopo l'evento estensionale, sia stato rigettato in tre piccoli

covoli, come si rinvencono oggi. Se si prende in considerazione questa ipotesi ci troviamo di fronte a piani di faglia normali su direttirci NE-SO. Le giaciture relative ai due piani di faglia sono rispettivamente 332/83 Figura 3.70, per il covolo posto più ad ovest e 330/78 per quello più a est figura 3.71.

All'interno del secondo covolo si è poi riscontrata la presenza di uno strato litificato, di materiale inizialmente sciolto, composto da ciottoli del diametro di 5-6 cm, definito come riempimento di grotta cementato.



Figura 3.70: Primo covolo posto più ad ovest.

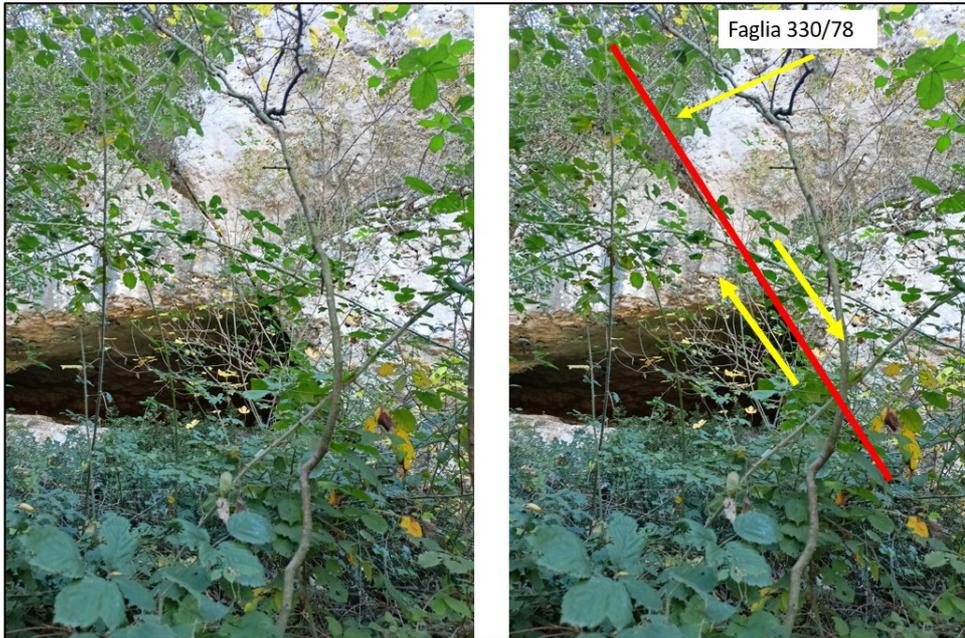


Figura 3.71: Secondo covolo, posto al centro tre i tre covoli.



Figura 3.72: (A) vista all'interno del secondo covolo (B) in rosso piano di faglia, in giallo e verde evidenziazione del paleosuolo.

Si riporta in figura 3.73 la rappresentazione grafica dai piani di faglia (332/83 e 330/78)

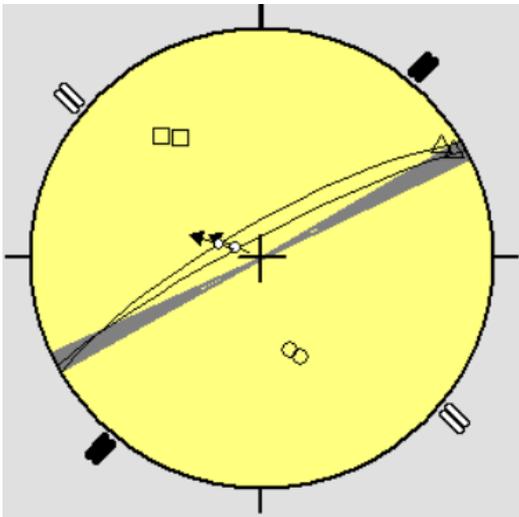


Figura 3.73: stereoplot con indicato senso cinematico della faglia normale.

Una seconda fase tettonica, che ha pure interessato i covoli, è rappresentata da una cinematica di taglio sinistro su direttrici NW-SE. Ci sono molteplici evidenze di questa fase, sia all'interno sia all'esterno dei covoli (figura 3.74 e 3.75).

In particolare si è riscontrata una faglia principale immergente verso 220N ad alto angolo associata ad una serie di fratture coniugate di tipo R ed R', con immersione rispettivamente 180N-175N e 155N-160N, pure ad alto angolo di inclinazione.

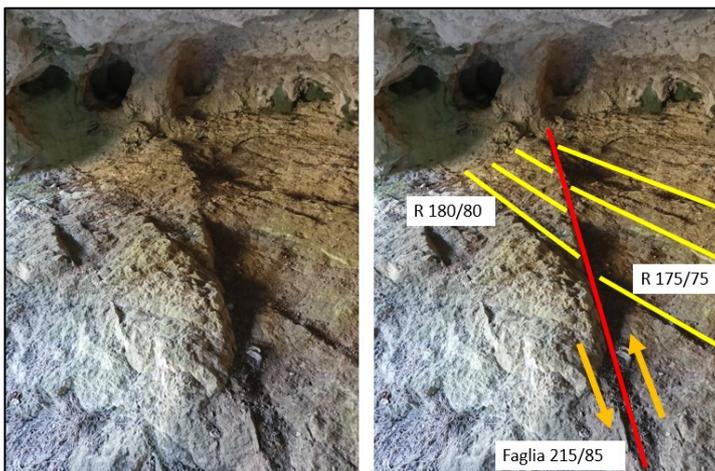


Figura 3.74: Fratture sintetiche di una faglia trascorrente sinistra.

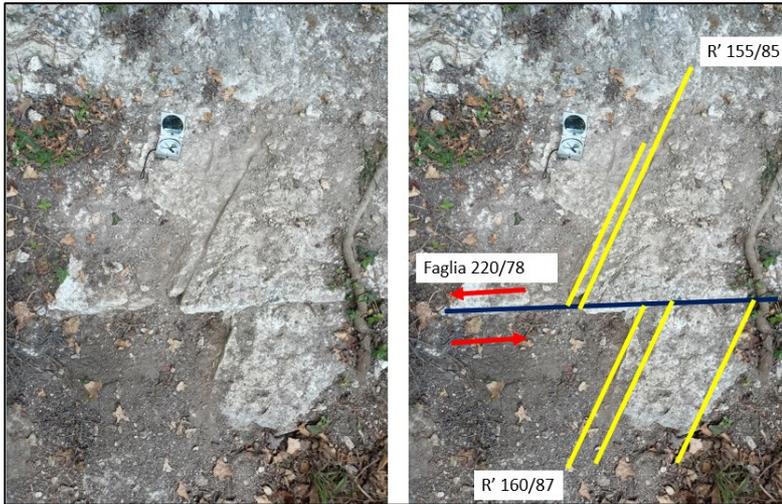


Figura 3.75: Fratture antitetiche di faglia trascorrente sinistra.

Infine, sull'ultimo covolo posto più ad est rispetto ai due descritti in precedenza, si è riconosciuto un piano di faglia trascorrente, che taglia nettamente il tetto di un covolo. Questo piano di faglia presenta giacitura azimutale 218/80 (fig. 3.76).

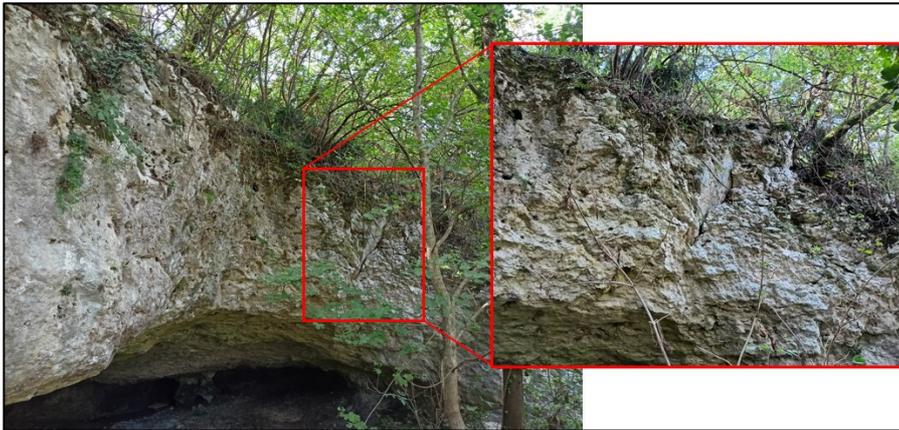


Figura 3.76: Piano di faglia trascorrente che taglia il tetto di un covolo.

La ricostruzione del tensore di paleostress è stata effettuata solamente per la fase di taglio, dato che, per la fase estensionale, non si hanno dati sufficienti. Il calcolo del paleostress è stato eseguito tramite il metodo del diedro retto dal quale poi è stato possibile applicare il metodo del *Rotational Optimisation method*, e analizzare le curve di regressione calcolate. La figura 3.77 (A), mostra le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente 254/04, 150/74 e 345/17 ed un valore di R pari a 0.5. Dai grafici in Figura 3.77 (B), ricaviamo R' con un valore

di circa 1.14, da cui ricaviamo un regime di tipo trascorrente. Dalle curve di regressione notiamo una buona stabilità di rotazione attorno agli assi σ_1 (FV%=87%) e σ_2 (FV%=99%); per quanto riguarda l'asse σ_3 , anche se presenta la FV%=87%, non si ha una buona curva di regressione, dato che presenta due minimi; questo può essere dovuto al fatto che i sistemi di faglia considerati non abbiano sufficiente variabilità di giacitura e σ_2 (verticale) non sia dunque ben vincolato.

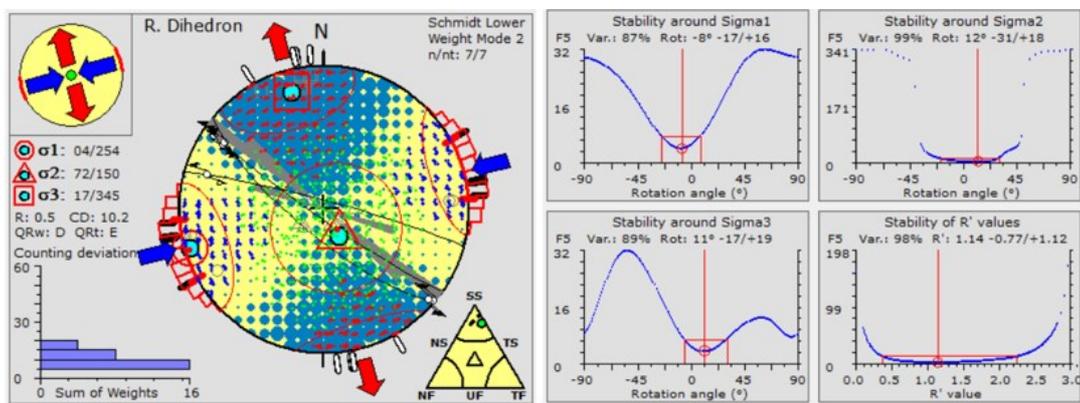


Figura 3.77: (A) (B)

3.11. Cava Romana a Costozza

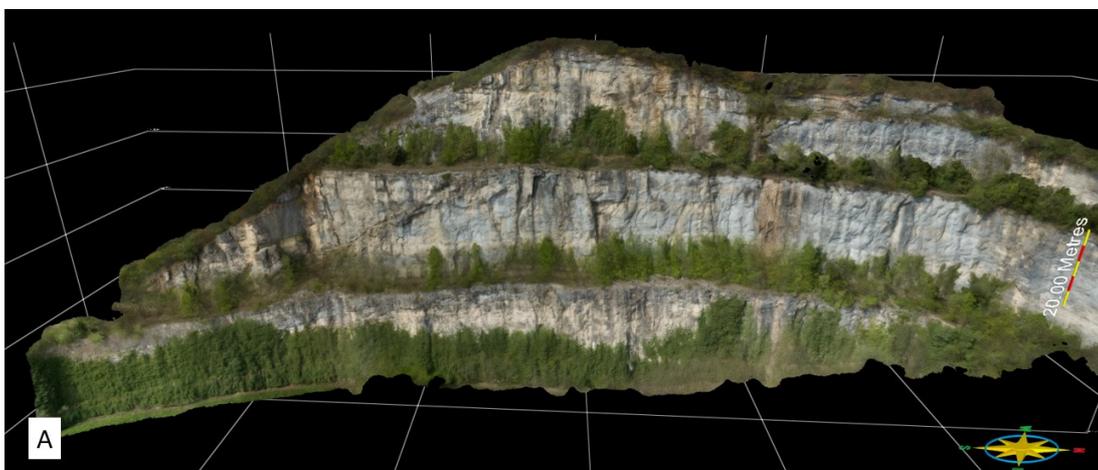
La cava Romana a Costozza si colloca a nord rispetto al paese di Lumignano di circa un chilometro e mezzo (fig. 3.78), e si estende completamente all'interno dei calcari oligocenici della Formazione di Castelgomberto.

Il piazzale di cava giace ad una quota di circa 40 m s.l.m., estendendosi fino ad una quota di circa 125 m s.l.m.. La cava è stata coltivata con metodo a gradoni, ne presenta infatti tre, con una forma ad 'L', estendendosi per quasi 250m di lunghezza. La parte più lunga, che inizia dall'estremità sud della cava, risulta esposta ad est, mentre spostandoci verso nord, si trova il lato corto, che risulta esposto a sud.



Figura 3.78: Inquadramento della Cava Romana di Costozza rispetto al centro di Lumignano.

Attraverso l'analisi dal modello fotogrammetrico è stato possibile riscontrare la presenza, lungo tutto il fronte di cava, di una serie di fratture ad alto angolo (85°) generalmente, ma non unicamente, con direzione NE-SO e a bassa persistenza essendo essi limitati ai singoli gradoni. Si tratta probabilmente di fratture di detensionamento per esumazione non associabili ad alcun piano di faglia principale (fig. 3.79 B).



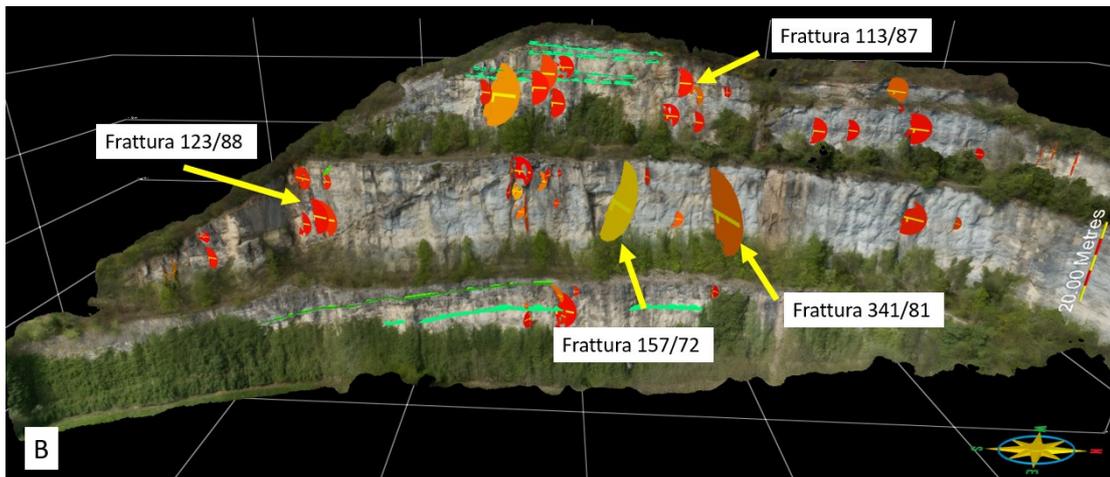


Figura 3.79: (A) DOM; (B) DOM con interpretazione, i dischi indicano i piani di frattura, mentre la polylines verdi indicano i piani di strato più evidenti.

Si riporta in figura 3.80 la rappresentazione stereografica di tutti i piani di faglia e fratture rilevati grazie al modello digitale, con in figura 3.81 lo *stereoplot* con poli di densità.

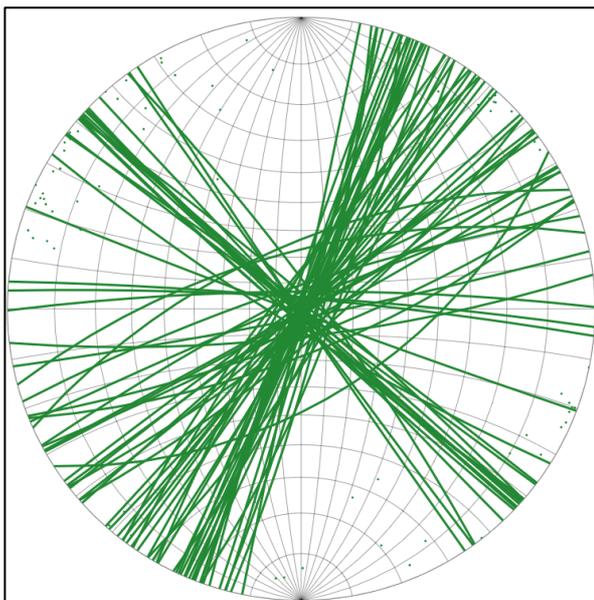


Figura 3.80: Rappresentazione stereografica dei piani di frattura rilevati in cava Costozza

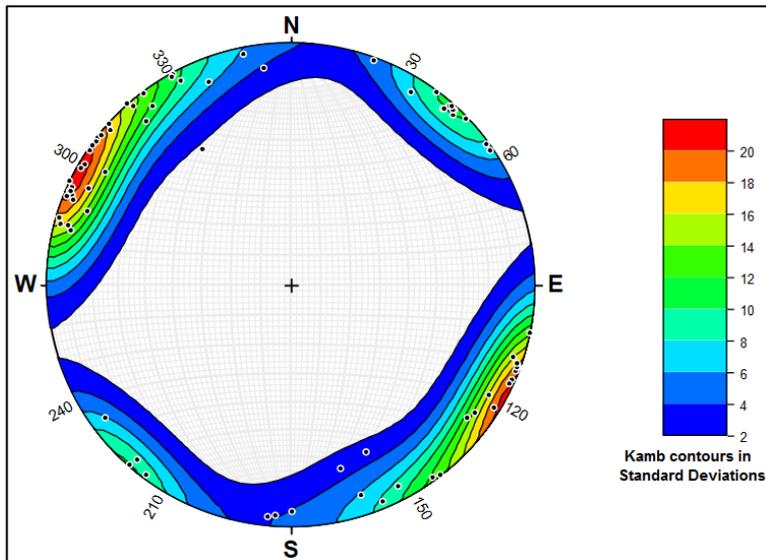
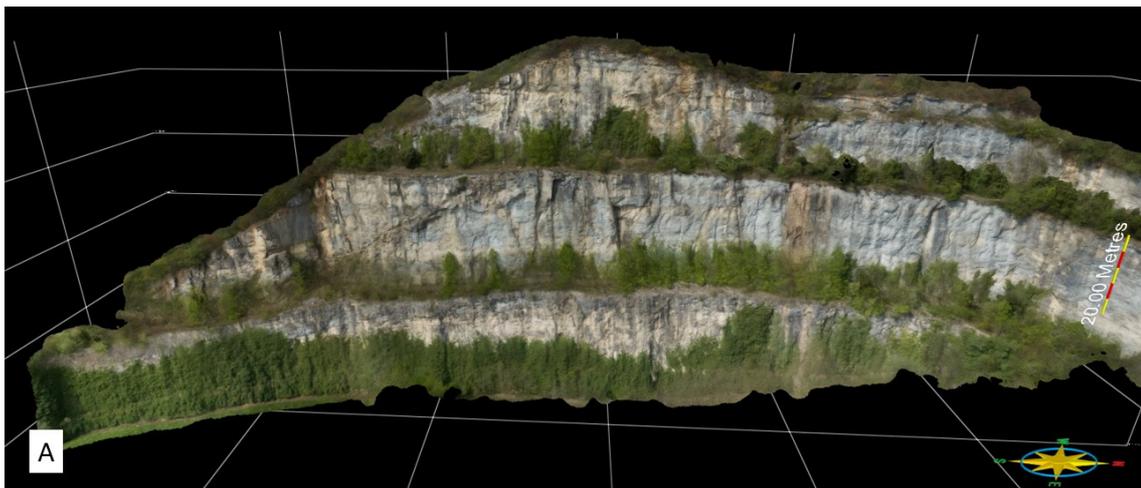


Figura 3.81: Stereoplot con poli di densità.

Si è poi individuata una faglia con giacitura 240/65 (figura 3.82 B) sezionata, durante l'attività di cava, ad un angolo di circa 30° rispetto alla direzione di immersione. Ciò provoca un'inclinazione apparente più moderata ad una visione panoramica della parete di cava figura 3.82 (A). A questo piano di faglia si sono associati alcuni piani di frattura sia sintetici (234/88) che antitetici (058/80), i quali sono stati rappresentati all'interno dello *stereonet* riportato in figura 3.84.



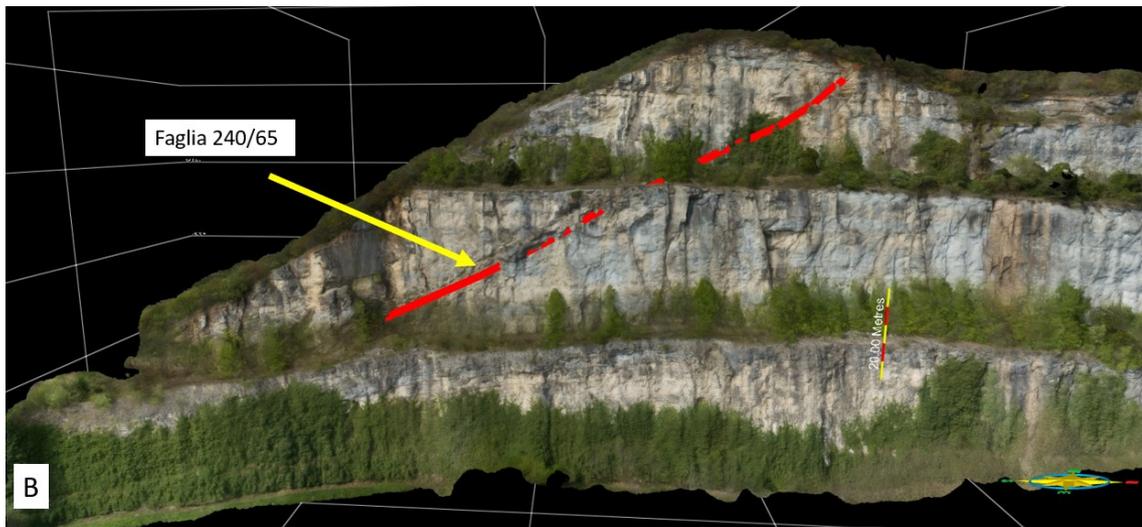


Figura 3.82: (A) DOM; (B) DOM con interpretazione, la polyline indica il piano di faglia, i dischi i piani di frattura, mentre le polylines verdi indicano i piani di strato più evidenti.

Si riporta anche una visione ravvicinata del piano di faglia 3.83

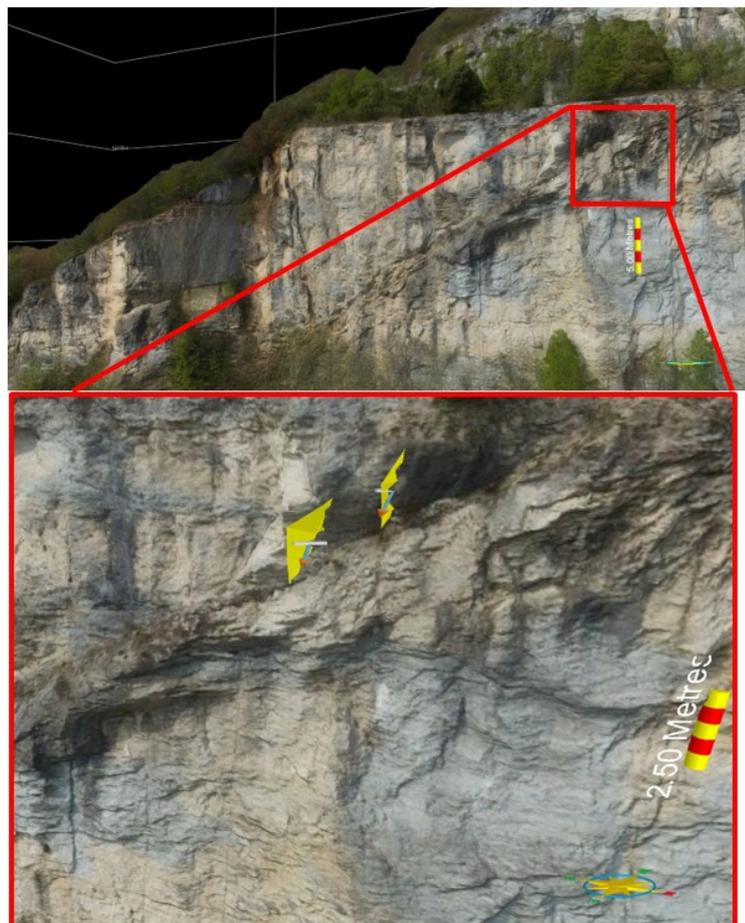


Figura 3.83: Visione ravvicinata del piano di faglia (240/65).

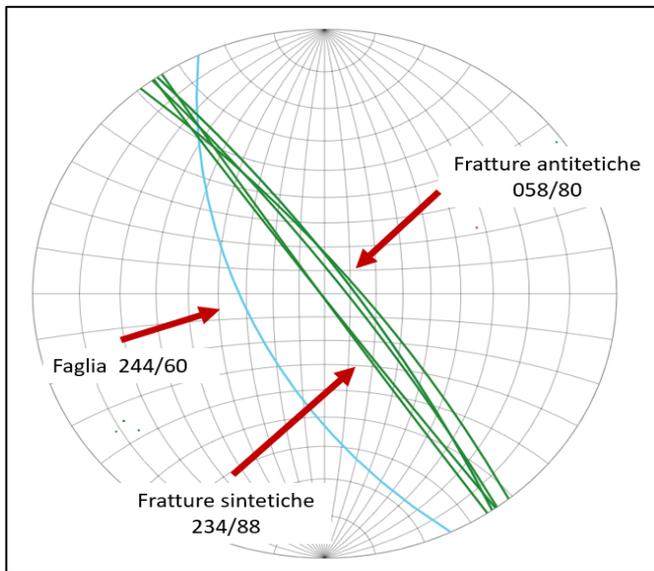


Figura 3.84 stereoplot

CAPITOLO 4

DISCUSSIONI

4.1. Confronto tra dati di Terreno e rilievo sul modello digitale di affioramento (*Digital Outcrop Model- DOM*)

L'analisi meso-strutturale, dell'area limitrofa al comune di Lumignano, è stata effettuata seguendo due differenti metodi di rilevamento: indagini geologico-strutturali di terreno, ed elaborazioni ed interpretazioni di modelli fotogrammetrici.

Per quanto i due approcci possano sembrare differire sostanzialmente l'uno dall'altro, attraverso questo studio, possiamo affermare che non si ha una variazione significativa del dato. Tuttavia, in entrambi i metodi, si hanno vantaggi e svantaggi, ma integrando i dati derivati dai due approcci si arriva a definire con maggiore accuratezza il campo di *stress*.

I vantaggi del metodo d'acquisizione tradizionale sono: la visione ravvicinata del piano di faglia o di frattura; la possibilità di rilevare indicatori cinematici, l'acquisizione di giaciture di fratture dal limitato sviluppo e coniugate ai piani di faglia; la determinazione di tessitura e granulometria delle rocce di faglia; il rilevamento di rigetti centimetri o decimetri. Gli svantaggi possono essere, una limitata possibilità di definire l'andamento generale di piani di faglia o di frattura sull'intero affioramento, un campionamento limitato a zone accessibili e alla base delle pareti e l'impossibilità di campionare strutture a grande scala, che risultano non facilmente osservabili se si è in loro prossimità.

I vantaggi dell'analisi del modello fotogrammetrico possono essere invece: una maggiore accuratezza nella determinazione dell'andamento generale del piano di faglia e di frattura; l'acquisizione di giaciture di fratture presenti su tutta la parete affiorante; l'individuazione di piani di faglia e i loro possibili rigetti, non osservabili direttamente in campagna; l'osservazione e l'interpretazione immediata di strutture a grande scala grazie ad una migliore visione d'insieme; l'elevata quantità di giaciture facilmente campionabili sull'intero modello e la conseguente maggiore solidità del dato.

Tuttavia, anche questo metodo presenta delle limitazioni, in quanto, basandoci sulla

risoluzione decisa per questo studio, non risulta possibile l'analisi di *slickenline* o *slickenside*, di faglie di limitata estensione e di rigetti di alcuni centimetri. Un altro problema può insorgere nel momento in cui un limitato numero di fotografia o una scarsa variabilità dei punti di presa e angoli di acquisizione determina una nuvola di punti povera o lacunosa. Questo comporta la generazione di un modello fotogrammetrico 3D a bassa risoluzione, non in grado quindi di definire con precisione l'orientazione di faglie e fratture.

Per definire il grado d'attendibilità del dato ricavato dal modello tridimensionale, si sono presi in considerazione i modelli dei siti di 'Cava Olivari' e 'Lumignano Classica' sui quali si sono potute eseguire il maggior numero di misurazioni di faglie e fratture coniugate.

Si riporta dunque in Figura 4.1 e B gli *stereoplot* con densità dei poli del sito di cava Olivari relativi rispettivamente ai dati di campagna e a quelli ricavati dal modello digitale.

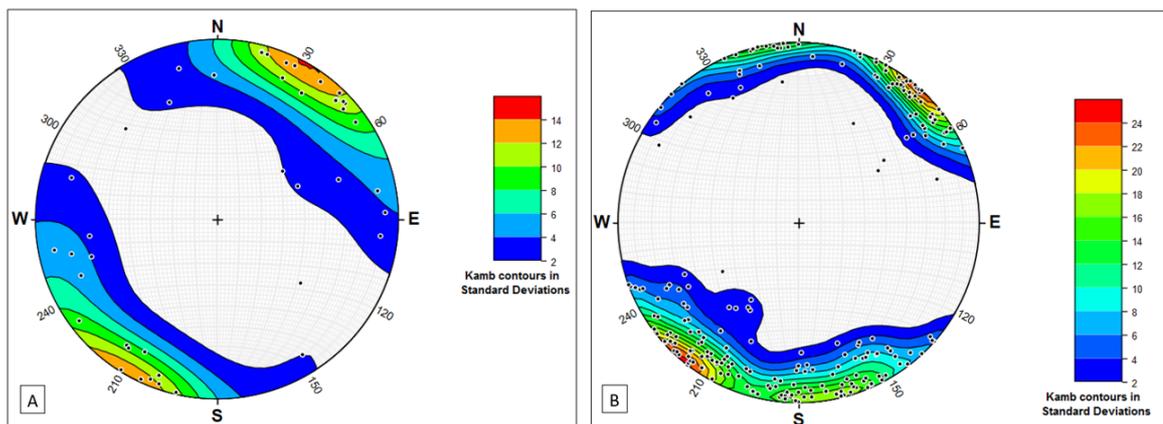


Figura 4.1 (A) Densità dei poli 'Cava Olivari' dati di terreno; (B) densità dei poli di 'Cava Olivari' dati ricavati da VRGS. La scala ricavata attraverso il metodo 'Kamb contours' è in funzione al numero di dati (n) presenti per unità di superficie, al di sopra del valore atteso se avessimo una distribuzione casuale dei dati.

Dai due stereo-diagrammi si può notare una, se pur limitata, variabilità di direzione del picco di densità dei piani rilevati con i due metodi. Infatti, si passa da un picco posto a N029/02 per quanto riguarda i dati ricavati con il metodo tradizionale, ad un picco N043/02, con una variazione d'angolo quindi di 14°. Ciò può essere attribuibile alla diversa scala di campionamento della frattura, dato che, durante il rilevamento di campagna si prende in considerazione una piccola superficie che compone la frattura, mentre grazie al modello è possibile considerare l'intero andamento della frattura su tutta la sua estensione, definendo quindi un'orientazione media dell'intera superficie. Questo, può far

variare di alcuni gradi il picco di densità principale. Allo stesso tempo un maggior numero di misure rende statisticamente più solido il picco di orientazioni principale riscontrato nel modello tridimensionale

Inoltre, in figura 4.2 B si ha la presenza di due aree a maggiore densità di poli, non riscontrate però nei dati di terreno, questo sembra essere dovuto al maggior numero di piani rilevati con il modello tridimensionale (230 piani, rispetto ai 45 misurati nel terreno), che ha permesso di evidenziare un picco ad orientazione dissimile rispetto alla moda, non riscontrato nei dati di terreno.

Un medesimo paragone è stato realizzato per il sito di Lumignano classica.

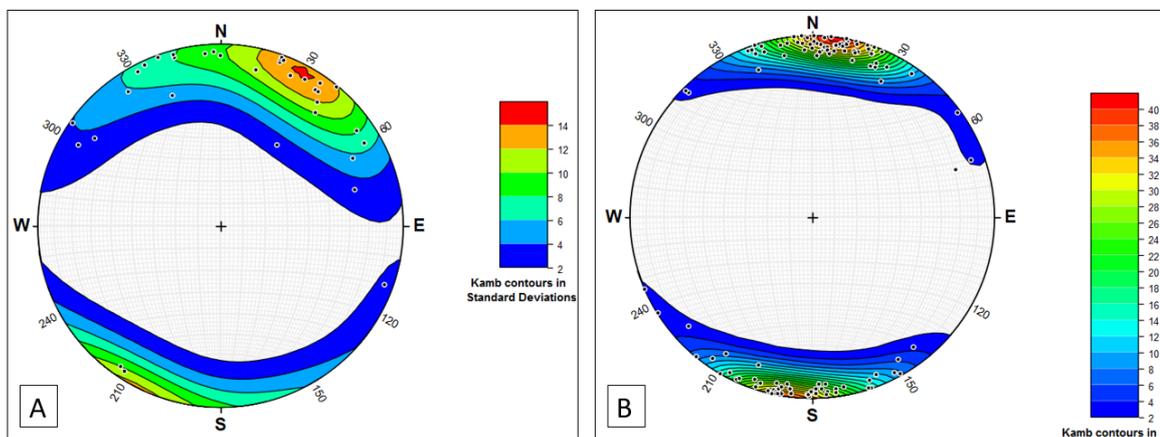


figura 4.2 (A) Densità dei poli 'Lumignano Classica' da dati di terreno; (B) densità dei poli di 'Lumignano Classica' da VRGS

In questo caso il picco rilevato sul terreno e quello su *DOM* risultano più sostanzialmente divergenti, risultando rispettivamente di N028/02 e N008/01. Crediamo che questo possa essere dovuto alla maggior dispersione del dato di terreno a causa della sua minore solidità statistica. Aumentando il numero di dati rilevati su *DOM* il polo principale indica infatti un indubitabile rilevanza del sistema di faglie e fratture a direzione ONO-ESE. Un'altra possibilità a cui attribuire tale disassamento potrebbe essere una carente georeferenziazione del modello sulla topografia. Tuttavia, ci sentiamo di escludere un errore sistematico di questo genere dal momento che se si confrontano gli *stereoplot* relativi a 'Cava Olivari' e 'Lumignano Classica', si nota che l'angolo di rotazione necessario a far convergere il picco principale del dato di terreno su quello derivato dal *DOM* è opposto

nei due casi. Se dunque l'errore di georeferenziazione non riguardi esclusivamente cava Lumignano classica, le incongruenze tra i due metodi di rilievo sarebbero da imputare alla generale minore completezza dei dati di campagna rispetto a quelli ricavati su *DOM*.

4.2. Fasi tettoniche

Grazie al rilevamento di terreno e mediante l'utilizzo dei modelli fotogrammetrici tridimensionali, siamo riusciti a definire due distinte fasi tettoniche, una prima fase estensionale ed una successiva fase trascorrente, imposta sui medesimi piani di faglia. Entrambe le fasi tagliano l'intera successione affiorante costituita dalla Formazione di Priabona, di età Eocenica alla base e dalla Formazione oligocenica di Castelgomberto al tetto.

Quest'ultima unità è inoltre caratterizzata da cavità carsiche dette covoli anch'esse apparentemente dislocate dalla fagliazione.

Si riporta di seguito la carta geologica realizzata nell'ambito del progetto GeoKarst e in fase di pubblicazione, in cui si possono notare le faglie principali NO-SE e alcune faglie minori NE-SO che appaiono bloccarsi in corrispondenza dei piani di faglia maggiori.

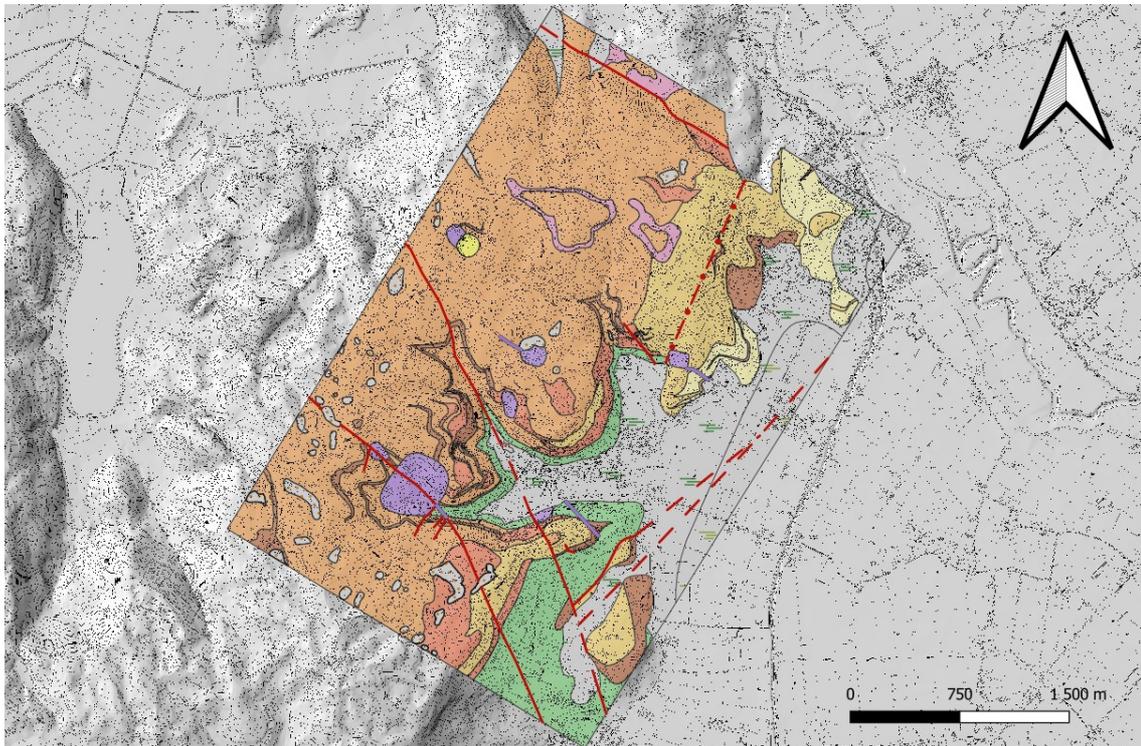


Figura 4.3, carta geologica dell'area di Lumignano, con i tratti rossi si indicano le faglie

La fase estensionale, riconosciuta grazie ad osservazioni di terreno e al *DOM*, con i quali si sono rinvenuti indicatori cinematici come *slickenline* e fratture coniugate, si sviluppa su faglie ad orientazione prevalente N320 e su minori direttrici a direzione N060. Dall'inversione dei dati dei dati di terreno e 3 D integrati, riportata in figura 4.4, si riscontra un campo di *stress* con σ_1 78/017, σ_2 05/130 e σ_3 11/221 ed un valore di *R'* circa uguale a 0.32 definendo la presenza di un regime estensionale. Le curve di regressione presentano una *Function Variability* (*FV%*) buona per gli assi σ_2 e σ_3 rispettivamente di 95% e 65%, mentre σ_1 non presenta una buona *FV%* (45%). Questo è dovuto al fatto che σ_2 è probabilmente non lontano da σ_3 e, definendo così un ellissoide di deformazione oblato, giustifica l'attività distensiva su orientazioni così diverse. Alternativamente una delle due direttrici potrebbe essersi sviluppata lungo faglie ereditate. La fase estensionale è coeva con l'intrusione del filone magmatico mafico di 'Cava Olivari', di conseguenza l'inizio di questa attività va attribuita al tardo Oligocene. Infatti, è documentata una fase estensionale coeva all'evento magmatico nella porzione orientale della 'Provincia Vulcanica Veneta' (Brombin et al, 2019), la cui attività viene datata nel periodo tra

(AAG) dei Lessini Orientali. All'interno dell'AAG si presero in considerazione otto stazioni microtettoniche, dislocate all'interno dei calcari Eocenici, in cui cinque stazioni su otto, presentano la maggior parte delle faglie ad andamento NO-SE, rinvenendo anche alcuni piani di faglia ad andamento NE-SO. Mediante l'analisi dei dati Zampieri (1995) è riuscito a calcolare un asse di massima estensione orientato NE-SO, in coerenza quindi con i dati da noi rilevati. Zampieri (1995) attribuisce questi eventi al paleocene-eocene, quindi precedenti all'età da noi ipotizzata. È quindi verosimile che la fase tettonica individuata da Zampieri 1995 si protragga sino a periodi più recenti nel settore berto da noi indagato.

La fase estensionale, caratterizzata da *slickenline* lungo immersione su piani a direzione NO-SE, è stata seguita da una seconda fase tettonica a componente trascorrente, in grado di sovrapporre un ulteriore set di *slickenline* sulle precedenti. La presenza di questo secondo evento è stata determinata anche attraverso l'analisi di *slickenside* e fratture sintetiche e antitetiche, rispetto ai piani di faglia principali. Si è così riusciti ad attribuire una trascorrenza sinistra lungo direttrici NO-SE. Le faglie NE-SW sembrano apparentemente non risentire di cinematica trascorrente come sembra anche confermato dai rapporti di intersezioni visibile nella carta geologica di figura 4.3.

L'inversione dei dati cinematici, da noi rilevati sia sul terreno che su modelli 3D di affioramento, ha permesso di individuare un asse di massima compressione orientato ESE-ONO figura 4.5, con σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 20/100, 62/233 e 19/003. Per quanto riguarda le curve di regressione si nota un'ottima regressione lineare per σ_2 e σ_3 con FV% di 95% e 84%, si ha invece una minore FV% per l'asse σ_1 (49%) anche se la curva di regressione presenta una forma con un minimo ampio ma univoco e chiaro. Tutto questo va ad avvalorare l'ipotesi che, unendo i dati di campagna con i dati ricavati dal modello, si ha un'ottima inversione dei dati, riuscendo ad avere un'elevata stabilità della curva di regressione.

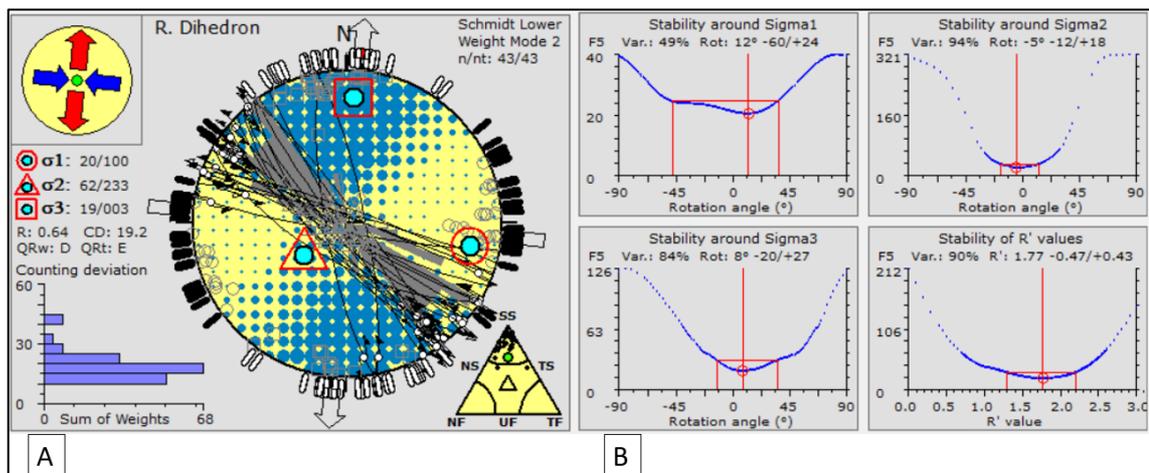


figura 4.5 (A) Risultati dell'applicazione del metodo del diedro retto per le faglie normali; (B) Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R'

Piani di faglia trascorrenti (NO-SE) e relative fratture sintetiche ed antitetiche coniugate, tagliano anch'esse le cavità carsiche come riscontrato nei covoli della Sfinge e all'interno del covolo maggiore in zona Brojon.

La fase cinematica trascorrente su faglie NO-SE potrebbe essere attribuita alla 'Fase Giudicariense' descritta da Castellarin et al. (2000) e caratterizzata da un asse di massimo stress (σ_1) orientato ONO-ESE che si sarebbe instaurato nel Serravalliano-Tortoniano.

Tuttavia, si deve considerare che a condizionare l'evoluzione tettonica del Sudalpinio, dal Neogene in poi, è stata la spinta NNO vergente dell'*indenter* Adriatico delimitato a nord dalla faglia Pustertal-Gailtal, nell'estremo orientale dal sistema Dinarico e ad occidente dal sistema di faglie 'Schio Vicenza' (Massironi et al., 2006).

Questo sistema risulta essere una struttura tettonica complessa, costituita da una serie di faglie orientate NO-SE, immergenti ad alto angolo verso NE (Zampieri et al., 2021). La struttura maggiore appartenente a questo sistema di faglie prende il nome di '*Schio-Vicenza Fault*' (SVF) ed ha cinematica sinistra dovuta al movimento verso NNO dell'*indenter* Adriatico (Massironi et al., 2006).

Se mettiamo a confronto i dati da noi calcolati, che presentano asse di compressione ESE-ONO, differiscono dalla convergenza NNW-SSE tra blocco Adria ed Europa. Riteniamo tuttavia che l'orientazione di paleostress in prossimità della faglia Schio Vicenza risenta

della perturbazione locale del campo di *stress* regionale, causata dalla vicinanza al *boundary* trascorrente sinistro dell'*indenter* Adriatico, rappresentato dalla Faglia Schio Vicenza.

CONCLUSIONI

La presente dissertazione di tesi magistrale si è focalizzata sullo studio geologico e strutturale dell'area limitrofa al paese di Lumignano (VI). L'analisi strutturale è stata effettuata utilizzando dati di terreno e modelli digitali (*DOM*) delle maggiori pareti rocciose presenti in sito. Si sono prese in considerazione due modalità di rilevamento e si è riconosciuta l'importanza di integrare i dati di campagna con i risultati ottenuti dai modelli, in modo d'avere un dato il più significativo e corretto possibile.

Grazie ad entrambi i metodi di rilevamento si è riusciti ad individuare due sistemi di fagliazione. Un primo sistema che ha generato faglie ad orientamento NO-SE, sul quale si è imposta una doppia cinematica. Una iniziale cinematica normale di età probabilmente oligocenica, e una successiva fagliazione a trascorrenza sinistra d'età da miocenica a pliocenica, che ha riattivato i medesimi piani. Il secondo sistema di faglie invece, presenta solamente una prima fase normale su direttrice NE-SO, di età probabilmente oligocenica.

La fagliazione normale risulta essere coeva con il magmatismo oligocenico, che si protrae fino al tardo Oligocene – inizio Miocene, associata quindi ad una fase estensionale di età oligocenica. Dall'inversione dei dati si è ricavato un asse di massima estensione orientato NE-SO, arrivando a definire anche un probabile ellissoide di *stress* oblato, il quale ha imposto due sistemi di faglie normali a orientazione diversa.

La fagliazione trascorrente invece è associata alla migrazione NNO vergente dell'*Indenter* Adriatico, che nel nostro caso, essendo limitrofi al suo margine, risulta in una perturbazione locale del campo di *stress*, determinando così un asse di massimo *stress* non più orientato NNO, ma ESE-ONO nel nostro caso.

Infine, dai vari rilevamenti eseguiti in tutta la zona di Lumignano e dintorni, si è riscontrato che, di conseguenza ad entrambe le due fasi tettoniche imposte, alcune delle strutture carsiche, denominate covoli, subirono una dislocazione, modificando nettamente la loro morfologia iniziale. L'età del carsismo deve pertanto precedere quella di entrambe le fasi tettoniche, e va collocata quindi nell'Oligocene.

BIBLIOGRAFIA

Anderson, E.M., 1905. The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society 8, 387–402, <https://doi:10.1144/transed.8.3.387>.

Angelier J. – 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in Hancock P.L. (Ed.), Continental deformation. Pergamon Press Ltd, Oxford, 53-100.

Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société géologique de France, 19, 1309-1318. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>.

Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: L'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C.r. Acad. Sci., Paris D281, 1805-1808.

Barbieri, G., V. De Zanche, and R. Sedeà, 1991. Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpone-Agno (Monti Lessini), Rend. Soc. Geol. Ital., 14, 5-12.

Bartoli et al., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous.

Bassi, D., 2005. Larger foraminiferal and coralline algal facies in an Upper Eocene storm-influenced, shallow-water carbonate platform (Colli Berici, northeastern Italy). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 226, 17–35. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.002>.

Bassi, D., Hottinger, L., Nebelsick, J.H., 2007. Larger foraminifera from the upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy. Palaeontology 50, 845– 868. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00677>.

- Bernabini, M., et al., 1992. Il profilo sismico CROP/ECORS attraverso le Alpi Occidentali.
- Bernoulli, D., Caron, C., Homewood, P., Kalin, O., Van Stuijvenberg, J., 1979. Evolution of continental margins in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 59, 165 – 170.
- Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., Castellarin, A., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sediment. Geol.* 86, 53 – 76.
- Borsi, S., G. Ferrara, and G. Piccoli, 1969. Determinazione col metodo K/Ar delle eruzioni euganee, *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 25, 27-34.
- Bosellini, A., 1965. Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. – *Mem. Museo St. Nat. vEr. Trid.*, 15,3,1-72, Trento.
- Bosellini, A., 1973. Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini. In: Accordi, B. (Ed.), *Moderne Vedute Sulla Geologia Dell'Appennino*, Acc. Naz. Lincei, Quad., vol. 183, pp. 163 – 205.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109– 117.
- Brinkhuis H., 1994. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *P3*, v. 107, pp. 121-16.
- Brombin, V., et al., 2019. Intraplate magmatism at a convergent plate boundary: The case of the Cenozoic northern Adria magmatism. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.016>.
- Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics*, 116, 615-629.

Cantelli, L. e Castellarin, A. 1994. Analisi e inquadramento strutturale del sistema Schio-Vicenza. Atti Tic. Sc. Terra, ser. Spec. 1, 231-245.

Castellarin, A., 1972. Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda, G. Geol., 38, 11-212.

Castellarin, A., L. Cantelli, A.M. Fesce, J.L. Mercier, V. Picotti, G.A. Pini, G. Prosser, and L. Selli, 1992. Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines, Ann. Tectonicae, 6, 62- 94.

Conti, P., 2020. proiezioni stereografiche <https://www.pconti.net/doc/Stereogrammi.pdf>.

Dal Piaz, G. e Martin, S. 1998. Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico Mem. Sci.Geol. 53, 43-62.

Dal Piaz, G., Bistacchi, A. & Massironi, M. 2003. Geological outline of the Alps. Episodes, 26, 175–180.

Dal Piaz, G.V., 2001, History of tectonic interpretations of the Alps. J. Geodynamics, v. 32, pp. 99-114.

Dal Piaz, G.V., Venturelli, G., 1983. Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi. Mem. Soc. Geol. Ital. 26, 5–19.

De Vecchi, G., Gregnanin, A., Piccirillo, E.M., 1976. Tertiary volcanism in the veneto: Magmatology, petrogenesis and geodynamic implications. Geol. Rundschau 65, 701–710 <https://doi.org/10.1007/BF01808487>.

Delvaux e Sperner, 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program.

Delvaux, 2010. Optimization Functions for Stress tensor optimization.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., Sankov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W., and Horvath, F. (Editors), Structural controls on sedimentary basin formation. *Tectonophysics* 282: 1-38.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ. London* 45, 265–283
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>.

Doblas, M. 1987. Criterios de sentido de movimiento en espejos de fricción: Clasificación aplicable a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Estudios Geológicos* 43,47- 55.

Doblas, M., 1985. Deformed rocks: the example of the Sierra de San Vicente sheared granitoids (Sierra de Gredos, Toledo, Spain). A. M. Thesis, Harvard University.

Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, pp. 187- 197.

Dogliani et.al, 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps.

Dogliani, 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy).

Dogliani, C., and A. Bosellini, 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps, *Geol. Rundsch.*, 76, 735-754.

Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge Press. 463 pp.

Funiciello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, C., Bui, H.A., 2006. Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analysed by feature tracking. *J. Geophys. Res.* 111, B03402. <https://doi.org/10.1029/2005JB003792>.

Furukawa, Y., Curless, B., Seitz, M., Szeliski, R., 2010. Clustering view for multi-view stereo. *Proceedings, IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)*, 13–18

June, San Francisco, USA, pp. 1434–1441.

Grenerczy, G., Sella, G., Stein, S., Kenyeres, A., 2005. Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophys. Res. Lett.* 32, L16311. doi:10.1029/2005GL022947.

Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Sci. Rev.* 102, 121–158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>.

Hua, Y., Zhao, D., Xu, Y., 2017. P wave anisotropic tomography of the Alps. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 4509–4528. <https://doi.org/10.1002/2016JB013831>.

Iglhaut, J., et al., 2019. Structure from Motion Photogrammetry in Forestry: a Review.

JPB, 2017. <https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/5paleostress.pdf>.

Kein, L., et al., 2000. Lithostratigraphy and facies architecture of the Oligocene conglomerates at Monte Parei (Fanes, Dolomites, Italy)

Laubscher, H. P., 1996. Shallow and deep rotations in the Miocene Alps, *Tectonics*, 15, 1022–1035.

Lowrie, W., Alvarez, W., 1975. Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula. *J. Geophys. Res.* 80, 1579–1592. <https://doi.org/10.1029/JB080i011p01579>.

Macera, P., Gasperini, D., Piromallo, C., Blichert-Toft, J., Bosch, D., Del Moro, A., Martin, S., 2003. Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (Southern-Eastern Alps). *J. Geodyn.* 36, 563–590. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2003.08.004>.

Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D., Trevisan E., 2012. Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic

foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. AAPG Bulletin, v. 96, pp.2065-2089.

Massironi et al., 2006. Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine –Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy).

Mayer, et al.,2018. A Comprehensive Workflow to Process UAV Images for the Efficient Production of Accurate Geo-information.

Micheletti et al., 2015. Structure from motion (SFM) photogrammetry.

Micheletti et al., 2016. Structure from motion (SFM) photogrammetry vs terrestrial laser scanning.

Nagamatsu et al., 2020. Development of a Cooperative System for Wire and Arc Additive Manufacturing and Machining.

Petit, J. P. & Laville, E. 1987. Morphology and microstructures of "hydroplastic slickensides" in sandstone. In: Deformation Mechanisms in Sediments and Sedimentary Rocks (edited by Jones, M. E. & Preston, R. M. F.) Spec. Pubis geol. Soc. Lond. In press.

Petit, J. P., Proust, F. & Tapponnier, P. 1983. Critres de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull. Soc. gOol. Fr., 7 Set. XXV, 589-608.

Pfiffner, A., 1992. Alpine Orogeny, in A Continent Revealed: The European Geotraverse, edited by D. B lundell, R. Freeman, and S. Mueller, pp. 180-190, Cambridge University Press, New York.

Piccoli, G., 1966. Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto, Mere. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 26, 1-100.

Piccoli, G., 1967. Illustrazione della carta geologica del Marosticano occidentale fra Thiene e la valle del torrente Laverda nel vicentino, Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 26, 1-14.

Piromallo, C., Becker, T.W., Funiciello, F., Faccenna, C., 2006. Three-dimensional instantaneous mantle flow induced by subduction. *Geophys. Res. Lett.* 33, L08304. <https://doi.org/10.1029/2005GL025390>.

Price, N.J. and Cosgrove, J.W., 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Cambridge, 502 p.

Ramsay, J.G. and Lisle, R.J., 2000. Fault slip analysis and stress tensor calculations. In: *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology.*, Academic Press, San Diego, Session 32, 785-810.

Ring, U., Gerdens, A., 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc. *Tectonics* 35, 1367–1391 <https://doi.org/10.1002/2015TC004085>.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0).

Roure, F., Polino R., and Nicolich R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: Constraints on the post-collisional Alpine evolution, in *Deep Structure of the Alps*, edited by Route F., Heitzmann P., and Polino R., *Mdm. Soc. Gdol. Fr.*, 156, 309-322.

Santantonio M., Carminati E., 2011. Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): Parallels and differences.

Strak, V., Schellart, W.P., 2014. Evolution of 3–D subduction–induced mantle flow around lateral slab edges in analogue models of free subduction analysed by stereoscopic particle image velocimetry technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* 403, 368–379. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.007>.

Tavani, S., Corradetti, A., Granado, P., Snidero, M., Seers, T.D., Mazzoli, S., 2019.

Smartphone: an alternative to ground control points for orienting virtual outcrop models and assessing their quality. *Geosphere* 15, 2043–2052.

Tusberty, F., et al., 2023. Geometry and stratigraphic relationships of early Oligocene coral reefs in Lumignano (Berici Hills, northern Italy).

Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.* 59, 118–130.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. ‘Structurefrom-motion’ photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.

Winterer, E.L., Bosellini, A., 1981. Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). *Amr. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 394 – 421.

Xin-ShuiWang et al., 2017. A slab break-off model for the submarine volcanic-hosted iron mineralization in the Chinese Western Tianshan: Insights from Paleozoic subduction-related to post-collisional magmatism.

Yasutaka Furukawa Multi-View Stereo: A Tutorial 2013.

Zampieri et al. 2021. Geodynamic and seismotectonic model of a long-lived transverse structure: The Schio-Vicenza Fault System (NE Italy).

Zampieri, 1995. Tertiary extension in the southern T Southern Alps, Italy rento Platform.

Zampieri, 2000. Segmentation and linkage of Lessini Mountains normal fault, Southern Alps, Italy. *Tectonophysics* 319, 19-31.

Zampieri, D., et al., 2021. Geodynamic and seismotectonic model of a long-lived transverse structure: The Schio-Vicenza Fault System (NE Italy), <https://doi.org/10.5194/se-12-1967->

[2021](#).

Zampieri, D., Massironi, M., Sedeà, R., and Sparacino, V., 2003. Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy), *Eclogae Geol. Helv.*, 96, 115–123.

Zhao, L., Paul, A., Malusà, M.G., Xiaobing, X., Zheng, T., Solarino, S., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Salimbeni, S., Aubert, A., Pondrelli, S., Wang, Q., Zhu, R., 2016. Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8720–8737. <https://doi.org/10.1002/2016JB013310>.