

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Evoluzione strutturale di una faglia
estensionale a basso angolo, Topinetti, Isola
d'Elba orientale.

Candidato:

Michele Proietto

Relatore:

Prof. Giulio Viola

Sessione Dicembre 2018

Anno Accademico 2017-2018

Indice

Capitolo	pag.
1. Introduzione e obiettivi	1
2. Inquadramento geologico e geografico	2
2.1 Inquadramento geografico	2
2.2 Inquadramento geologico	3
3. Litologie	4
4. Assetto Strutturale	6
4.1 Faglia Topinetti	6
4.1.1 Analisi geometrica e cinematica	6
4.1.2 Architettura di faglia	11
4.2 Altre Strutture	15
5. Discussione	18
6. Conclusioni	23
Bibliografia	24
Appendice	26

1. Introduzione e obiettivi

L'Isola d'Elba è la maggiore isola per estensione dell'Arcipelago Toscano, misura 27 km da Nord a Sud e 18 km da Est a Ovest, con uno sviluppo costiero di 147 km.

Essa è famosa in tutto il mondo per la moltitudine di paesaggi spettacolari che offre, ma non solo: è anche una meta ambita per i geologi di qualsiasi provenienza grazie alla straordinaria varietà geologica che la caratterizza. L'Isola d'Elba possiede una ricca storia di magmatismo e attività idrotermale che ha portato ad un numero considerevole di mineralizzazioni su tutta l'isola. Queste mineralizzazioni sono state sfruttate nel corso dei secoli venendo estratte e lavorate e portando ricchezza alle civiltà che le sfruttarono.

A causa delle sue ricchezze la storia dell'Isola d'Elba è stata travagliata, in seguito al continuo cambiamento da una civiltà all'altra. Tra le prime popolazioni che iniziarono ad estrarre i minerali furono gli Etruschi, ben presto soppiantati dai Romani. Dalla fine dell'impero Romano fino all'XI secolo, le miniere furono abbandonate per svariati motivi. Furono i diversi governi sovrani dell'isola, dai primi anni 1000 in poi, a rivalorizzare l'isola, tra cui: la Repubblica Marinara di Pisa, i Signori e Principi di Piombino, il Governo locale dell'isola, Napoleone Bonaparte, il Granducato di Toscana ed il Regno d'Italia. La svolta in senso capitalista si ha intorno ai primi del '900, quando in Italia nasce l'idea dello sviluppo di una moderna siderurgia. La grande industria siderurgica si organizza impiegando il minerale di ferro dell'Elba: magnetite, ematite, limonite, siderite e pirite come sorgente prima e principale dell'acciaio. L'estrazione si spinse fino agli anni '50, momento in cui comincia un periodo di crisi, il quale culmina con la chiusura, nei primi anni Ottanta, dell'ultima miniera. Non solo mineralizzazioni, ma anche le stesse rocce dell'isola d'Elba sono state estratte e usate, in primis per la pavimentazione delle cittadine adiacenti ma anche in tutta Italia per la costruzione di monumenti (Ferretti, 2006).

L'isola d'Elba presenta una complessità geologica molto importante, causata dalla ripetizione delle sue unità sia di derivazione continentale (Unità Toscane) che di derivazione oceanica (Unità Liguri) sintomo dell'intensa deformazione subita da questo territorio (Massa et al., 2016); essa rappresenta l'affioramento più occidentale della catena nord-appenninica. Il presente assetto strutturale dell'edificio elbano è caratterizzato, specialmente nella parte orientale e centrale dell'isola, dalla presenza di numerose superfici tettoniche a basso angolo (*thrusts e detachments*), che delimitano le varie unità, con un generale trasporto tettonico verso Est. Alcuni di questi limiti sono chiaramente dei *thrust* (per esempio l'unità Gràssera su Falda Toscana); altri (Falda Toscana su u. Monticiano-Roccastrada) sono faglie normali a basso angolo prodotte dalla tettonica estensionale (attiva probabilmente in questo settore fin dal Burdigaliano-Langhiano), in tempi precedenti ai fenomeni magmatici messiniano-pliocenici. Anche numerose faglie normali ad alto angolo caratterizzano la fase distensiva. Un primo sciame, con andamento NE-SO interessa la subunità Volterraio (unità ofiolitica) nella zona tra Magazzini e Porto Azzurro. Questo sciame viene tagliato da un sistema di faglie di trasferimento NO-SE che l'imposizione della faglia dello Zuccale sembra interrompere. Un ultimo evento deformativo che ha interessato l'intero edificio strutturale è rappresentato da faglie prevalentemente N-S, che tagliano la superficie suborizzontale della faglia dello Zuccale e che localmente ospitano i noti giacimenti ad ematite (Pandeli et al., 2013).

La zona interessata da questo studio si presenta estremamente tettonizzata per la coesistenza di diverse strutture di natura fragile, quali per esempio strutture dilatanti, come vene e joint, oppure strutture di taglio, come faglie; su tutte, comunque, domina una faglia ottimamente esposta con una geometria caratteristica, chiamata faglia Topinetti. Inoltre, l'affioramento nella sua storia, è stato affetto da una moltitudine di fluidi circolanti, che hanno avuto come primo effetto quello di causare un elevato grado di alterazione delle

rocce, arrivando, addirittura, a renderle irriconoscibili in alcuni punti. Un secondo effetto, ma non meno importante, è quello della creazione di mineralizzazioni, come testimoniato dalla matrice delle rocce presenti in affioramento e dal riempimento delle vene, ricco in ossidi di ferro.

L'obiettivo di questa tesi, quindi, è quello di tentare di formulare almeno due modelli concettuali, i quali siano in grado di spiegare come si sono formate parte delle suddette mineralizzazioni di natura idrotermale nella parte più orientale dell'Isola d'Elba, e, al tempo stesso, comprendere meglio quali processi fisici, chimici e geologici sono entrati in gioco. Infine, le osservazioni puntuali all'affioramento ed al microscopio su campioni chiave raccolti nella zona studiata sono utilizzate per discriminare le fasi deformative collegate ai fluidi, ordinare cronologicamente le fasi deformative avvenute e, quindi, cercare di inquadrare la faglia Topinetti nel contesto evolutivo geodinamico degli Appennini settentrionali.

2. Inquadramento geologico e geografico

2.1 Inquadramento geografico

L'affioramento preso in esame si trova sulla spiaggia Topinetti, situata lungo la costa orientale dell'Isola d'Elba, tra i paesi di Cavo, a Nord, e Rio Marina, a Sud.

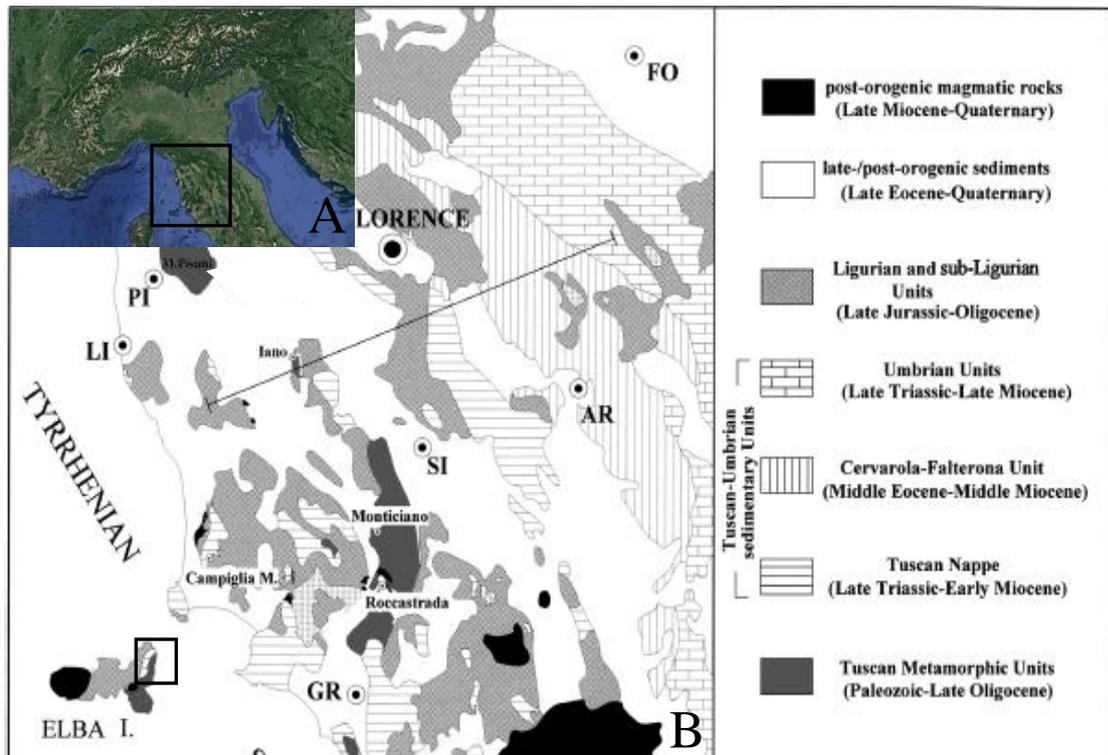


Figura 2.1: A) Immagine Google Earth del Nord Italia. B) Carta geologica della Toscana (Landi et al., 2008).

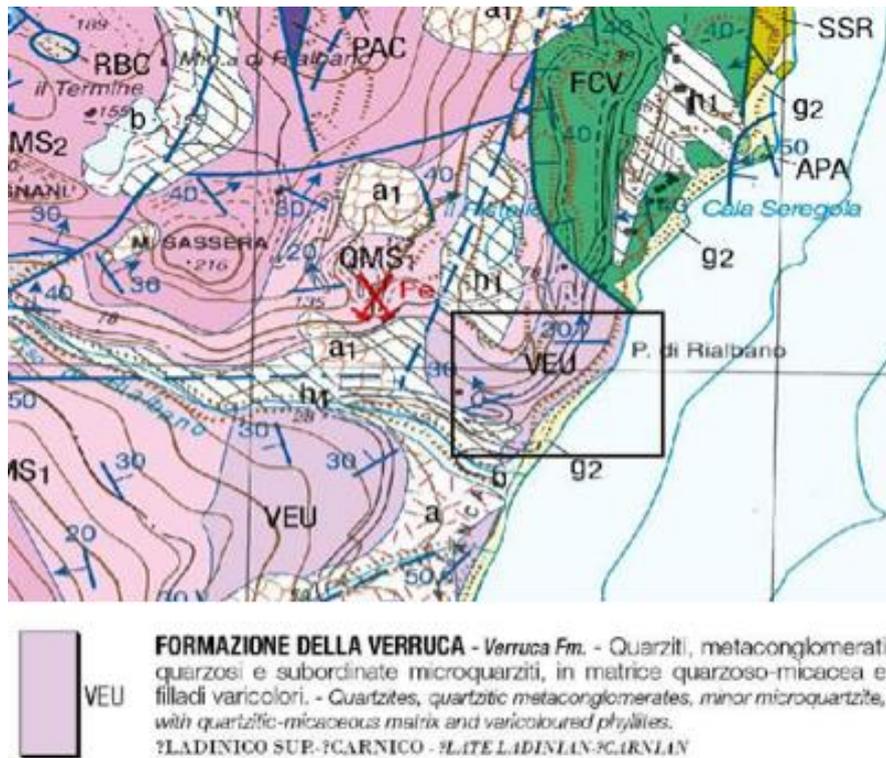


Figura 2.2: Estratto della carta geologica della zona di studio (nuova carta Geologica 1:25000 dell'Isola d'Elba, progetto CARG ISPRA, 2015).

2.2 Inquadramento geologico

Gli Appennini sono una catena montuosa che si snoda per circa 1000 km in direzione N-S lungo la penisola italiana, dalla Liguria fino alla Calabria. Gli Appennini si suddividono in due parti: Appennino Settentrionale e Appennino Centro Meridionale. La zona presa in esame in questo studio si trova nell'Appennino Settentrionale e, nel testo che segue, verrà descritto il dominio tettonico nel dettaglio. L'Appennino Settentrionale costituisce un orogene neogenico con vergenza generale verso NE, opposta a quella delle Alpi Liguri adiacenti, ed è delimitato a N dalla linea Sestri-Voltaggio e a S dalla linea Ancona-Anzio (Bosellini, 2005). L'edificio Appenninico presenta al suo interno due domini rappresentanti zone paleogeografiche diverse: alla base della sequenza si ha il dominio esterno, cioè il dominio toscano, una serie di unità metamorfiche derivanti dal margine continentale di Adria. Impilata sopra questa falda si presenta il dominio interno, ovvero il dominio ligure considerato un residuo dell'oceano Ligure Piemontese mesozoico (Massa et al., 2016).

Per capire al meglio l'orogenesi appenninica, è necessario introdurre brevemente anche l'orogenesi alpina, poiché il fenomeno che ha provocato la formazione dell'Appennino è legato all'assemblamento delle placche a seguito della formazione delle Alpi (Stampfli & Borel 2004). L'orogenesi alpina ebbe inizio circa nel Cretaceo Superiore con l'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, evento che provocò la rotazione antioraria della Placca africana verso l'Eurasia, portando alla fase iniziale della subduzione dell'Oceano Ligure Piemontese e dell'Oceano Vallese al di sotto della litosfera europea. Circa 48 Ma fa, le placche Europea ed Africana vennero a contatto, chiudendo l'Oceano Ligure Piemontese, ma lasciandone aperta una parte ad Ovest (Moix et al., 2008). Durante l'Oligocene Superiore iniziò la fase cruciale per la formazione degli Appennini. Il margine

di subduzione presentava diverse irregolarità per la coesistenza sia di crosta oceanica sia di crosta continentale, portando ad una velocità di convergenza non uniforme lungo tutto il margine, poiché la crosta oceanica tende a subdurre più facilmente rispetto a quella continentale. Nelle zone a più alta velocità lo slab tende ad aumentare la propria inclinazione, provocando nella placca superiore una distensione con la conseguente formazione di bacini mentre la posizione della fossa migra nel tempo. Questo fenomeno si chiama *roll-back* (Stampfli & Borel 2004).

La zona affetta da estensione fu inizialmente il margine europeo della placca superiore, venendo a formare un sistema articolato di *rift* con andamento N-NE, S-SO che condizionò profondamente la grana strutturale del continente (Stampfli & Borel 2004). Circa 20 Ma fa iniziò l'apertura del bacino Ligure Provenzale, con il distacco del blocco Sardo-Corso e dell'arco Calabro-Peloritano, che iniziarono la loro rotazione antioraria che si concluse nel Miocene circa 14 Ma subducendo completamente l'oceano Ligure Piemontese. In questa fase è già presente una proto-catena appenninica (Dercourt et al., 1985). Infine, l'ultima fase per la strutturazione della catena va ricercata nell'apertura del bacino Tirrenico iniziata circa 6 Ma fa, espressione del *roll-back* della placca Adria in subduzione (Bosellini, 2005). La conseguente apertura di questo bacino di retroarco comportò una distensione, ma anche un'ulteriore compressione del prisma di accrezione con il conseguente impilamento e accavallamento delle falde causato dalla rotazione anti oraria delle stesse. La fase estensionale è caratterizzata da due stili di fagliazione: il primo, il più importante, consiste in una serie di faglie normali a basso angolo immergenti verso Est, mentre il secondo presenta un sistema di faglie normali ad alto angolo e dallo sviluppo di *graben e half-graben* con orientazione circa N NO-S SE (Thomson et al., 2010). Una caratteristica peculiare degli Appennini è la coesistenza di compressione a Est sul fronte della catena e di estensione a Ovest in una peculiare situazione dinamica, con il fronte compressivo in movimento verso Est seguito da quello distensivo (Bosellini, 2005). Questa tendenza è sempre evidenziata dagli affioramenti con le strutture di tipo distensivo che tagliano sistematicamente quelle compressive, inoltre a seguito delle datazioni radiometriche sui corpi magmatici, si evince un trend di ringiovanimento delle età verso Est, ulteriore conferma della situazione dinamica del fronte Appenninico.

La costa orientale dell'Isola d'Elba è caratterizzata dall'essere un monoclinale a grande scala, entro al quale sono presenti sovrascorrimenti Ovest immergenti e pieghe di minor dimensioni orientate N-S/NNO-SSE (Massa et al., 2016).

Sia i sovrascorrimenti sia l'asimmetria delle pieghe indicano una vergenza verso est coerente con la direzione di trasporto appenninica. (Keller & Coward, 1996).

3. Litologie

Le litologie di interesse in questo studio fanno parte del gruppo chiamato Verrucano, che identifica un'età compresa tra il Ladiniano e il Carniano (Landi et al., 2008).

Nel Gruppo del Verrucano, nella sua successione completa, sono presenti due formazioni: la Formazione della Verruca e la Formazione delle quarziti di Monte Serra (Perrone et al., 2006). Esse rappresentano due ambienti deposizionali diversi: la Formazione della Verruca (di età ladinica) è espressione di un ambiente continentale che passa da *facies* a conglomerati tipici di conoidi nella sua parte basale, fino a depositi più fini di pianura alluvionale attraversata da fiumi di tipo *braided* nella parte alta (Perrone et al., 2006). Le quarziti di Monte Serra (di età carnica) indicano una transizione da un ambiente continentale ad un ambiente marino; nella parte basale sono presenti depositi di laguna

che passano a depositi di spiaggia fino a depositi di mare aperto al tetto (Perrone et al., 2006). Nel nostro caso, è di particolare interesse la Formazione della Verruca che viene ulteriormente suddivisa in 3 membri (Landi et al., 2008):

- Membro delle Anageniti grossolane, costituito da conglomerati rossastri con clasti centimetrici e matrice della dimensione delle sabbie quarzoso-micacea, vi è una presenza minore di quarziti e rioliti. Presenta alla base un contatto discordante con le filladi e le meta-areniti paleozoiche con una potenza di 40-100 metri
- Membro degli Scisti viola, costituito da filladi violette o quarzose con lenti di arenarie o conglomerati con una potenza di 180-200 metri.
- Membro delle Anageniti minute, costituito da quarziti bianche ben stratificate, associate a filladi quarzose o viola con una potenza 100-170 metri.

Nella zona di studio la Formazione della Verruca affiora con due dei suoi tre membri: Le Anageniti minute e gli Scisti viola.

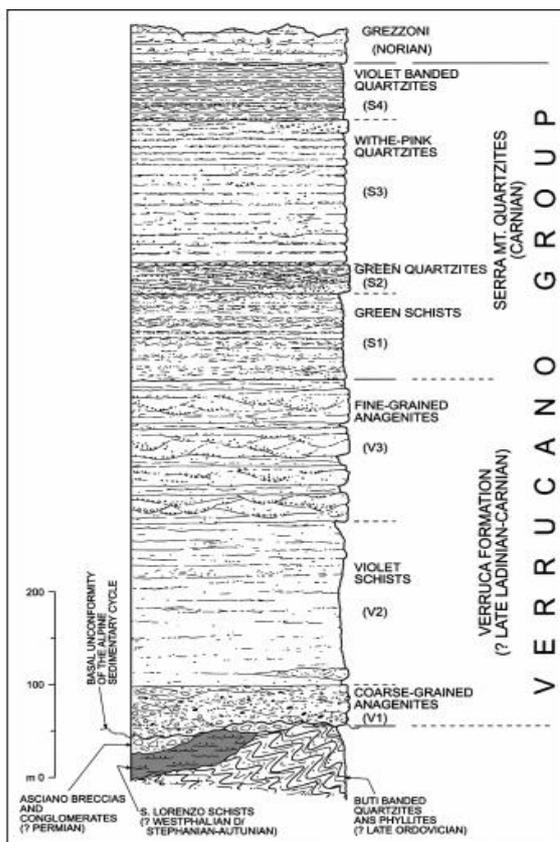


Figura 3.1: Colonna stratigrafica del gruppo del Verrucano. I membri di nostro interesse sono il V2 e V3 (Landi et al., 2008).

Le due litologie sono state campionate e fatte sezioni sottili per una descrizione litologica più dettagliata. Al microscopio le Anageniti minute appaiono composte principalmente da cristalli di quarzo anedrale, incolore a nicol paralleli, mentre a nicol incrociati possiede bassi colori di interferenza (grigio di primo ordine) ed estingue sempre ondulato. Lo si stima visivamente intorno al 70-80% del totale. Inoltre, è presente molta sericite, che è un aggregato a grana molto fine di miche quali muscovite, illite e paragonite. La sericite si forma per circolazione idrotermale di fluidi ed è una comune forma di alterazione dei feldspati. Al microscopio si presenta incolore a nicol paralleli mentre a nicol incrociati possiede alti colori di interferenza e la si stima intorno al 30-20 % del totale.



Figura 3.2: Ingrandimento 2.5x a nicol incrociati delle Anageniti minute; al centro si osserva una banda di sericite mentre, in alto e in basso del quarzo.

4. Assetto strutturale

4.1 Faglia Topinetti

4.1.1 Analisi geometrica e cinematica

Lo studio delle strutture mesoscopiche ha permesso di ricostruire la storia deformativa che ha condotto alla strutturazione attuale dell'area considerata in questa tesi. La fase deformativa principale riscontrata è espressa da una faglia esposta ottimamente per circa una ventina di metri, la quale si imposta nel Membro delle Anageniti minute.

In generale, la faglia è caratterizzata da un piano principale di scorrimento a geometria concava verso l'alto, con una progressiva diminuzione dell'angolo di immersione. Ai fini di un'analisi mesostrutturale dettagliata, è utile suddividere il piano di faglia in tre settori distinti, ognuno con caratteristiche mesostrutturali diverse.

Nella prima zona (più a sinistra nella Figura 5.1) il piano di faglia possiede un'inclinazione, approssimativamente costante, di circa 40° . La seconda zona (al centro della Figura 5.1) non è più osservabile, in quanto, a causa di agenti atmosferici, è stata erosa. Eppure si può dedurre, grazie alla posizione della terza zona, che per potersi collegare ci deve essere una diminuzione graduale dell'inclinazione con una variazione da 40° a circa 25° . Infine, anche nella terza zona l'inclinazione non è costante, diminuendo progressivamente da 25° fino a 12° .

Si può quindi concludere che, come chiaro dall'analisi di Figura 5.1, il piano di faglia complessivamente vede diminuire la propria inclinazione verso verso NE.

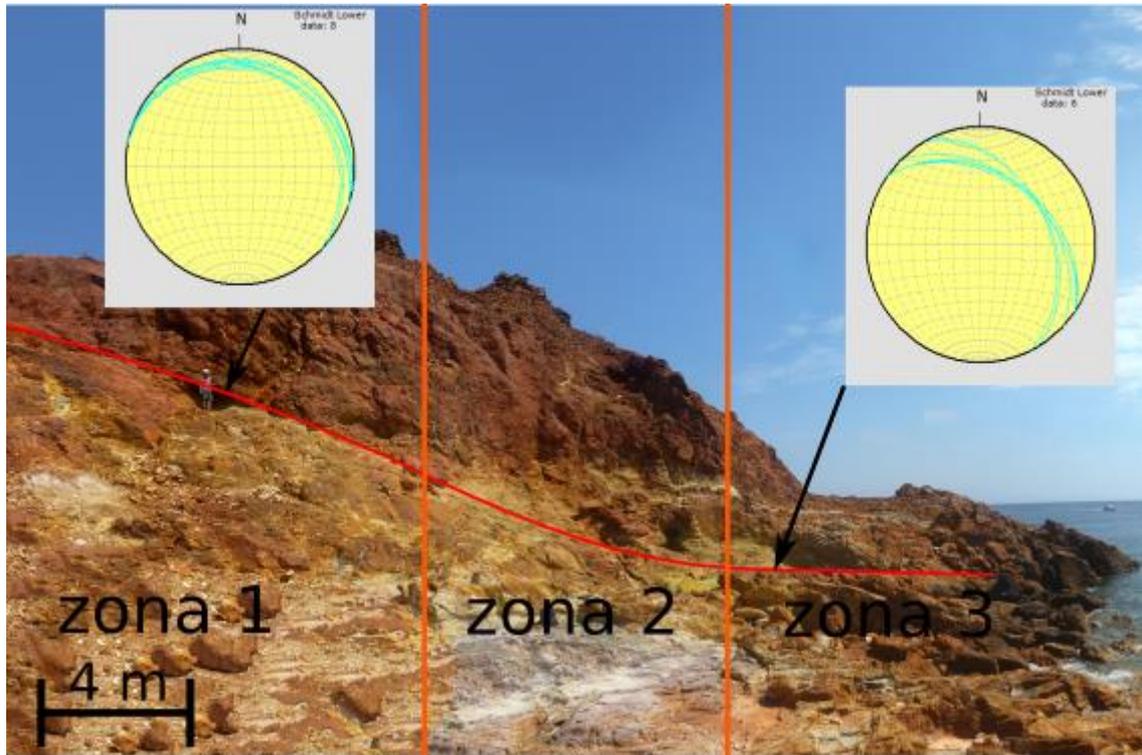


Figura 4.1: Vista della faglia Topinetti lungo la sezione parallela alla direzione di immersione, vista verso NNO.

Le giaciture di tutte e tre le zone sono state plottate su un unico reticolo che conferma le

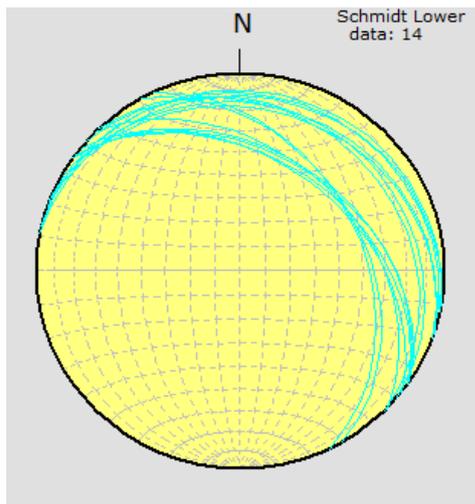


Figura 4.2: Stereografica in cui sono plottate le giaciture della Faglia.

osservazioni fatte in campagna, con la progressiva diminuzione dell'inclinazione. La faglia immerge mediamente a 35° in direzione NE. A seguito delle osservazioni fatte in campagna e sullo stereogramma si può definire la faglia come una faglia listrica.

La classificazione cinematica di questa faglia è stata complessa, poiché l'unico tratto della faglia facilmente accessibile è una piccola parte della zona tre, dove però non sono stati osservati indicatori cinematici. Quindi, per caratterizzare la cinematica di questa faglia, sono state usate le strutture fragili di secondo ordine, che si dividono in due sottoclassi, le fratture Riedel e le fratture di tipo P e T.

Esistono due tipologie di fratture Riedel:

- tipo R, sono fratture di taglio che hanno una direzione di immersione simile alla

faglia maestra e formano un angolo basso rispetto ad essa, intorno ai 30° (Petit, 1987);

- tipo R', chiamate anche antiriedel, sono fratture di taglio disposte in modo antitetico rispetto alla faglia maestra che formano un angolo alto rispetto ad essa e sono coniugate rispetto ai Riedel R (Petiti, 1987).

Mentre le fratture di tipo P e T sono caratterizzate dall'essere:

- tipo P, sono delle fratture di taglio che possiedono una direzione di immersione opposta alla faglia maestra e formano un angolo basso rispetto alla faglia principale (Petit, 1987);
- tipo T, sono fratture puramente estensionali e la loro direzione di immersione indica la direzione di movimento del tetto, formano un angolo acuto rispetto alla faglia maestra, più alto delle fratture P e R, variabile tra 30° e 90° (Petit, 1987).

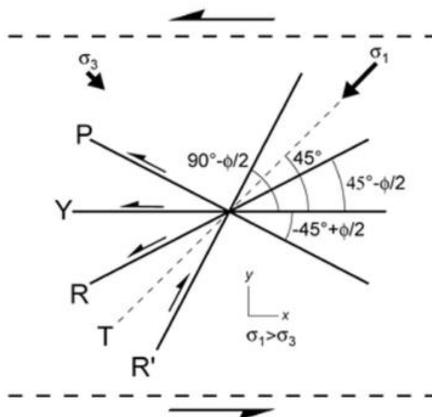


Figura 4.3: Orientazione e cinematica delle strutture fragili di ordine gerarchico inferiore associate ad una faglia maestra Y.

Sul reticolo sono stati osservati due set (Fig.4.4 e Fig.4.6) aventi un'orientazione compatibile con alcune delle strutture fragili di secondo ordine solitamente associate ad una faglia maestra. Il primo set è caratterizzato dalla presenza di alcuni piani di faglia, alcuni dei quali ben striati, che immergono a circa 30° verso NNE, possedendo quindi una direzione di immersione simile a quella della faglia maestra con geometria listrica.

Grazie alla presenza di striature e gradini asimmetrici sincinemati sul piano di faglia di queste strutture secondarie è stato possibile definirne un senso di movimento estensionale con cinematica top-to-NE (Fig. 4.4). Una caratteristica peculiare di queste fratture è il loro riempimento ad ossidi di ferro quali ematite magnetite e pirite, questo dettaglio importante verrà discusso in più dettaglio nella sezione 4.1.2.

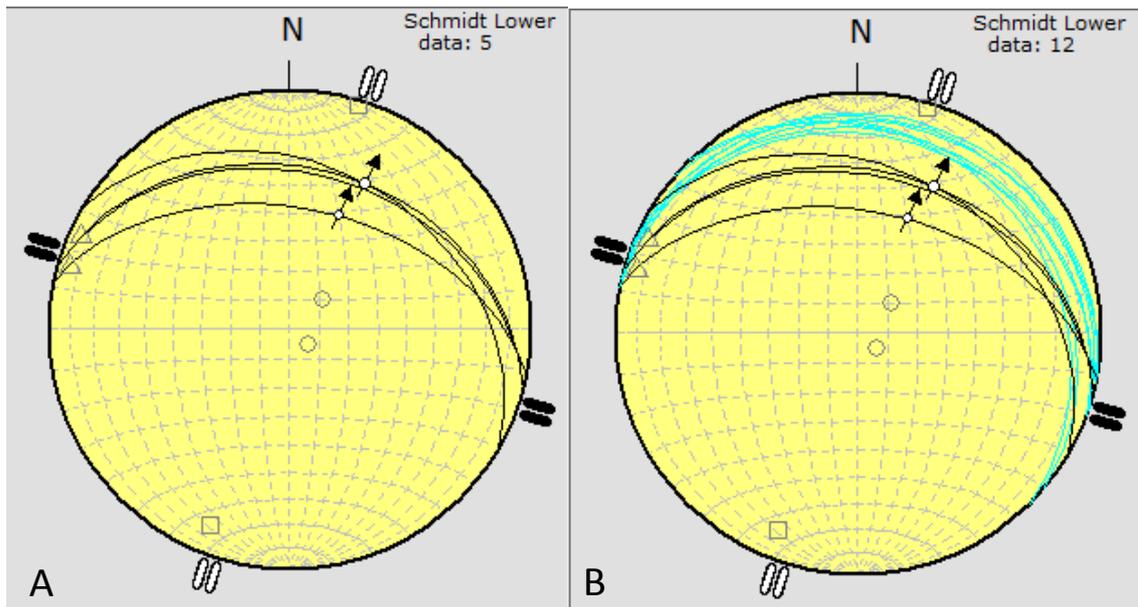


Figura 4.4: A) Stereografica delle giaciture delle possibili fratture Riedel, con la cinematica del tetto indicata dalle frecce. B) Reticolo delle fratture Riedel plottate insieme ai piani della faglia listrica.

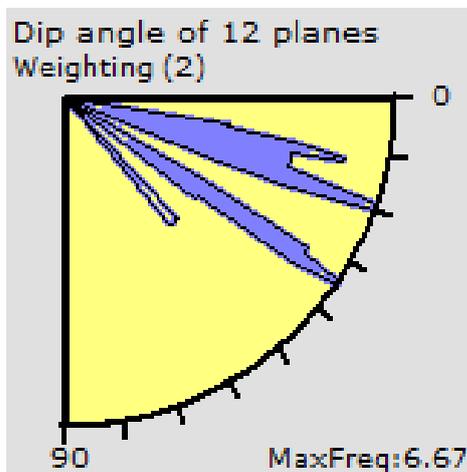


Figura 4.5: Diagramma che mostra la variazione angolare tra le possibili fratture Riedel (in basso, ad angolo di immersione maggiore) e il piano della faglia Topinetti (in alto, ad angolo di immersione inferiore).

Un secondo set di strutture secondarie associate alla faglia maestra è composto da vene riempite ad ossidi di ferro, come per esempio ematite e magnetite, con un'apertura intorno ai 3-4 cm; esse immergono ad un angolo più alto rispetto alle fratture di taglio R di cui sopra, circa a 70° , ed hanno un'orientazione simile alla faglia maestra (Fig.4.6).

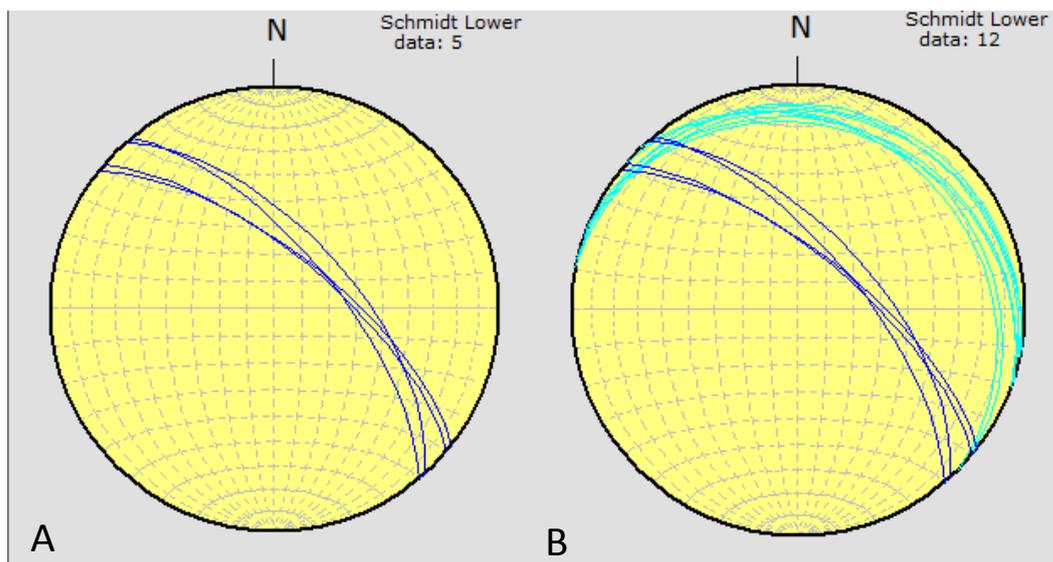


Figura 4.6: A) Stereografica con le giaciture delle fratture estensionali. B) Reticolo con le giaciture delle fratture estensionali confrontate con l'orientazione del piano di faglia

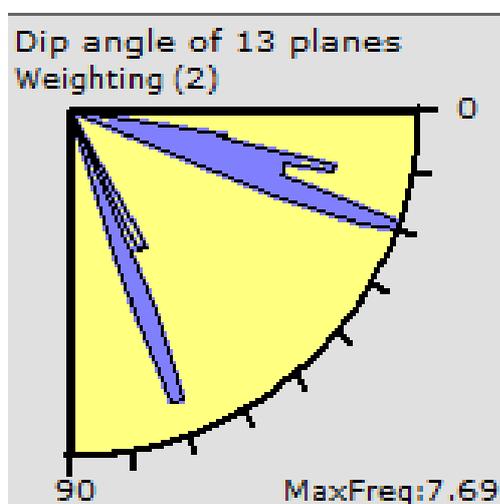


Figura 4.7: Diagramma che mostra la variazione angolare tra le possibili fratture di tipo T (in basso) e il piano della faglia Topinetti (in alto).

Tutti i valori di inclinazione delle fratture sono stati confrontati unicamente con quelli corrispondenti sulla faglia maestra nel punto in cui affioravano. Nel caso di una faglia planare non si sarebbe posto il problema poiché l'inclinazione del piano, in tutta la sua interezza, rimane all'incirca costante, ma, trattandosi di una faglia listrica, i valori di inclinazione non sono costanti sì da generare una variabilità considerevole nell'orientazione e inclinazione delle fratture secondarie in funzione della zona strutturale in cui si manifestano.

In base a queste considerazioni, quindi, va specificato che il primo set è ubicato nella zona tre e, come si vede dalla figura 4.5, esso forma un angolo di circa 20° con la faglia maestra. Sulla base dei rapporti geometrici tra faglia Y, strutture secondarie e le loro caratteristiche cinematiche, esse possono essere classificate come fratture di tipo Riedel. Il secondo set, anch'esso riscontrato e mappato nella zona tre, immerge ad un angolo maggiore rispetto al piano della faglia Topinetti pari a circa 40° come si vede dalla figura 4.7 e ha tutte le caratteristiche per essere classificato come una famiglia di strutture di tipo T, in affioramento non sono state riscontrate altre tipologie di fratture secondarie. Sia le fratture R sia quelle T sono caratterizzate da spalmature e riempimenti minerali di colore nerastro

formati da ossidi di ferro, come discusso e descritto in maggior dettaglio successivamente (sezione 4.1.2).

In conclusione, basandosi sui rapporti geometrici e di distribuzione spaziale di fratture e faglie R e T di secondo ordine geneticamente collegate alla faglia maestra, si può affermare che quest'ultima è una faglia estensionale a geometria listrica con una cinematica estensionale top-to-NE.

4.1.2 Architettura di faglia

L'architettura di una faglia è composta principalmente da due domini: un "core", la parte più centrale e una zona di danno, più esterna.

La zona di danno è quel settore caratterizzato da una concentrazione di strutture da deformazione fragile maggiore rispetto alle zone di contorno (Fossen, 2010).

Le strutture che si possono trovare all'interno sono varie, come ad esempio le bande di deformazione, fratture di taglio e stiloliti (Fossen, 2010).

Il "core" è la parte più centrale di una faglia e corrisponde al volume di roccia in cui si concentra maggiormente la deformazione, contiene al suo interno rocce molto caratteristiche (Fossen, 2010). La classificazione delle rocce di faglia derivanti da processi fragili, si basa essenzialmente su due parametri, ossia sul tipo di coesione posseduta dalla roccia e la percentuale di matrice presente (Fossen, 2010). La coesione può essere di due tipi: primaria o secondaria. La coesione primaria deriva da un processo deformativo chiamato flusso cataclastico, che ad alte profondità, dove la pressione di confinamento è elevata, impone alla roccia una coesione primaria di natura sincinemica. La coesione secondaria è dovuta, invece, a processi successivi come, ad esempio il passaggio di fluidi tra i clasti che, precipitando minerali come la calcite o il quarzo, cementa i clasti tra loro (Higgins, 1971).

Brittle		← Deformation style →						Ductile		
		← Dominant deformation mechanism →			Plastic flow					
Frictional flow		Secondary cohesion		Primary cohesion				% matrix and grain-size		
Non-cohesive		Cemented HB	Indurated HB	> 50% phyllosilicate		< 50% phyllosilicate				
Hydraulic breccia (HB)	Breccia series	Proto-breccia	Cemented proto-breccia	Indurated proto-breccia	Cataclasite series	Proto-cataclasite	Proto-phyllonite	Proto-mylonite	Blastomylonite	0-50% matrix
		Breccia	Cemented breccia	Indurated breccia		Cataclasite	Phyllonite	Mylonite	50-90% matrix	
		Ultra-breccia	Cemented ultra-breccia	Indurated ultra-breccia		Ultra-cataclasite	Ultra-phyllonite	Ultra-mylonite	90-100% matrix	
	Gouge	Cemented gouge	Indurated gouge						Sub-microscopic matrix	
		Pseudotachylyte								

Figura 4.8: Classificazione delle rocce di faglia (Fossen, 2010).

Le rocce del core presenti nell'affioramento studiato si possono suddividere essenzialmente in due tipi: nella zona uno la roccia si può classificare come una protocataclasite caratterizzata da clasti generamente grossolani con dimensione variabile

tra circa 5 cm fino a circa 1-0.5 cm per quelli più piccoli composti da quarzo; essi hanno una forma angolare con una generale colorazione arancione scuro-marrone e non presentano evidenza di fabric più vecchi ereditati. La matrice, composta da quarzo e sericite, è di granulometria medio fine, di colore giallastro e fortemente alterata. Questa roccia si presenta ad un esame visivo e tattile con un grado di coesione da medio ad alto. Rispetto ai clasti, la quantità di matrice è significativamente minore, sicuramente meno del 50% totale, come si può osservare dalla figura 4.9.



Figura 4.9: Foto delle Protobreccie, vista verso NO.

Nella zona tre, la roccia è classificabile come una cataclasite, è caratterizzata da clasti con dimensione media più piccola, intorno ai 2-3 cm. Essi hanno una forma nel complesso sub angolare, sebbene alcuni clasti siano anche arrotondati. Sono composti da quarzo, possiedono una colorazione marrone chiaro-arancione scuro e anche essi, almeno in campione a mano, non presentano evidenze di tessiture ereditate

La matrice si presenta molto fine, di colore nerastro. Attraverso la prova con il pennino petrografico non si riga ed ha proprietà magnetiche che suggeriscono che sia composta da ossidi di ferro. Nel complesso, ad un esame visivo, si può concludere che la quantità di matrice sia maggiore del 50% ma minore del 90%.



Figura 4.9: Particolare della cataclasite nella Zona tre.

Questa roccia è stata campionata e ne sono state fatte delle sezioni sottili. Al microscopio la matrice si presenta composta da ossidi di ferro quali ematite, magnetite e pirite che essendo minerali opachi, sono caratterizzati dall'essere sempre estinti sia a nicol paralleli

che a nicol incrociati quindi, facilmente riconoscibili al microscopio.

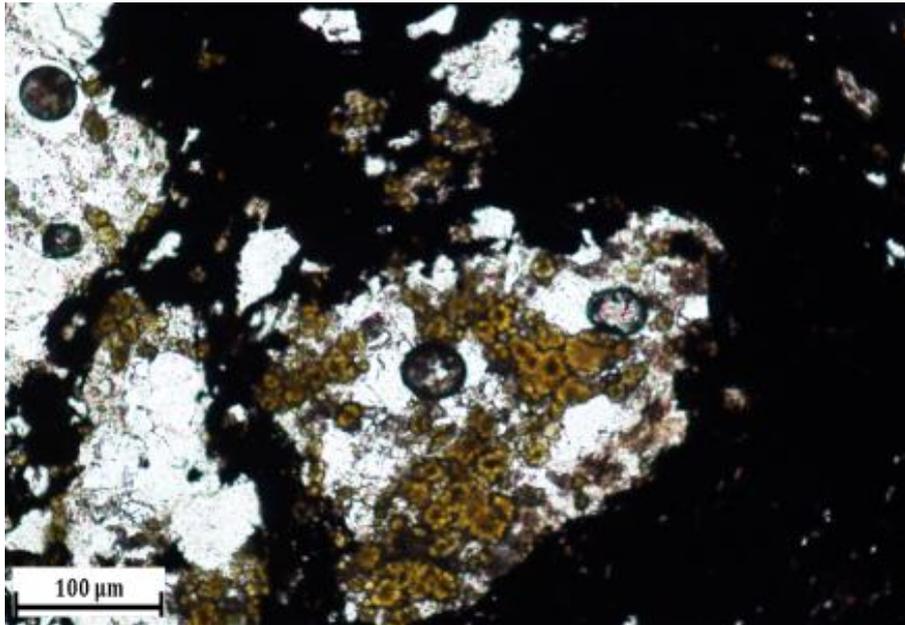


Figura 4.10: Dettaglio della matrice ad Ematite e Magnetite al microscopio.

I clasti immersi nella matrice appaiono composti nella totalità da quarzo (Fig. 4.11) dimostrando, come si era già osservato in campagna, che la faglia listrica si è imposta nelle Anageniti, deformandole per intenso flusso cataclastico.

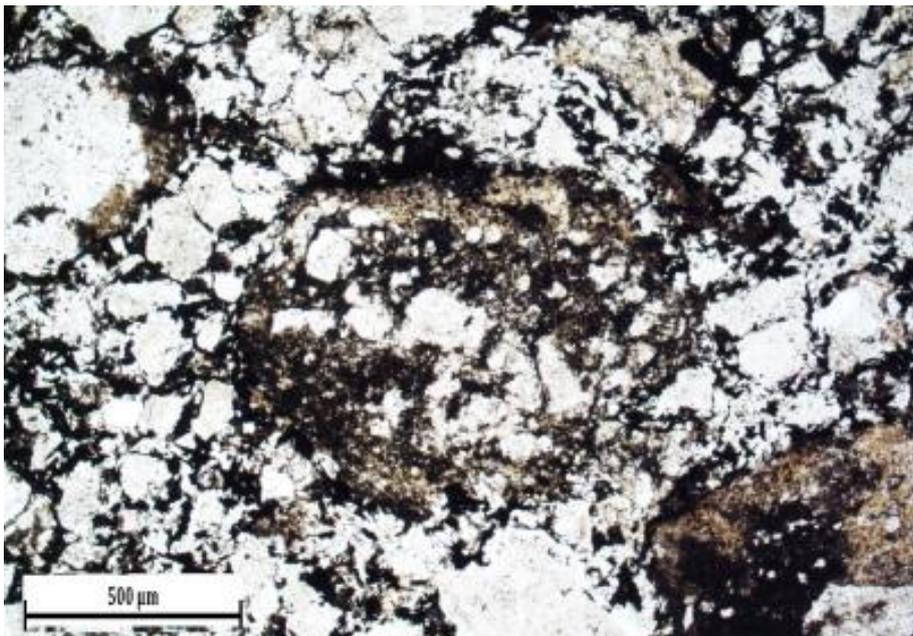


Figura 4.11: Fotografia a nicol paralleli della Cataclasite della zona tre, che permette di osservare che i clasti sono composti esclusivamente da quarzo.

Osservazioni dettagliate al microscopio dimostrano che in molti clasti sono presenti due

domini diversi caratterizzati da rocce cataclastiche di diversa generazione: un primo dominio è composto da quarzo ma con dimensioni decisamente minori intorno ai 10 μm e con una forma dei clasti da rotondeggiante a sub rotondeggiante come si può osservare dalle figure 4.12 e 4.13. Un secondo dominio microstrutturale è composto invece da quarzo con dimensioni intorno ai 250 μm e con una forma tendenzialmente angolare- sub angolare (fig. 4.12 e 4.13). La causa della diminuzione della granulometria e del progressivo arrotondamento dei clasti va sicuramente ricondotta ad una deformazione più intensa e più duratura subita dalla roccia di faglia preservata nel secondo dominio. Si può dire, quindi, che questi due domini non sono cogenetici ma che vi sono stati almeno due distinti episodi cataclastici: il primo, quello più antico, preservato nel dominio I e il secondo, più recente, nel dominio II. Pertanto, all'interno dei clasti della cataclasite di seconda generazione, saranno presenti i clasti della cataclasite più antica.

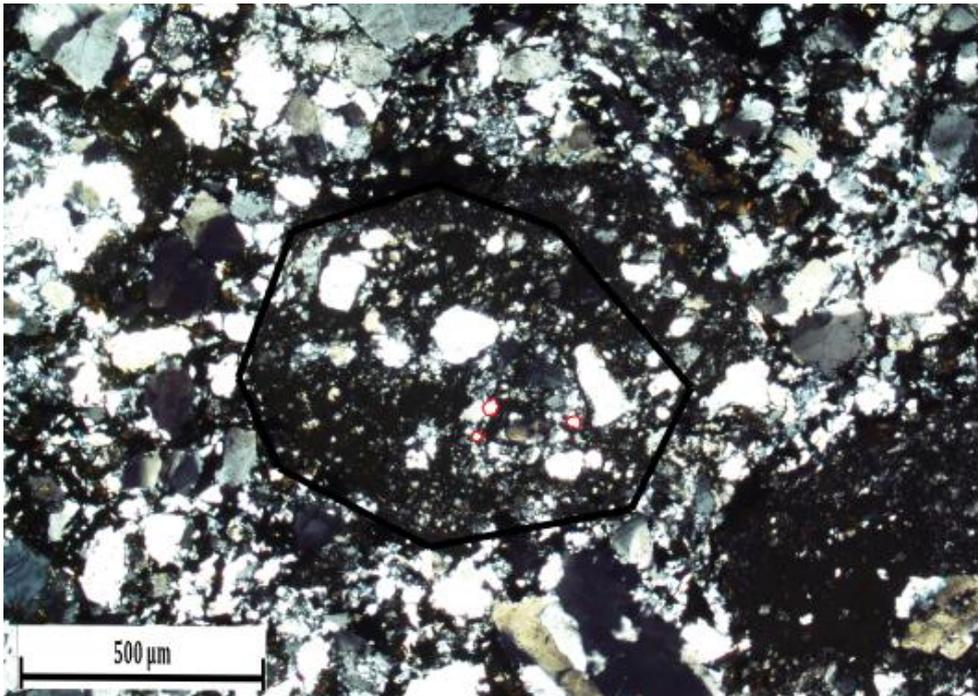


Figura 4.12: Particolare di un clasto della cataclasite di seconda generazione (cerchiato in nero) al cui interno si notano i clasti delle cataclasiti più antiche (alcuni cerchiati in rosso).

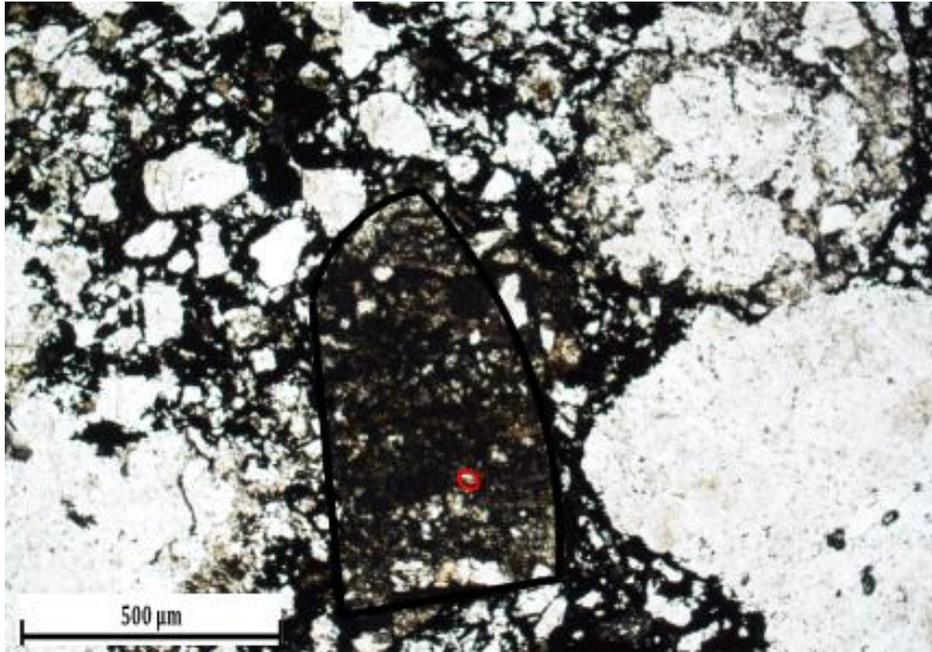


Figura 4.13: Ancora in nero un clasto della cataclasite di seconda generazione, in rosso uno dei clasti rappresentanti la prima generazione; si evidenzia la differenza di forma e dimensione tra i due.

4.2 Altre strutture

In affioramento sono presenti strutture assegnabili ad almeno altre due fasi deformative, la cui età, sulla base di rapporti di taglio reciproco, è considerata successiva a quella della faglia listrica.

La prima fase deformativa in ordine cronologico è espressa da una struttura a forma semicircolare nel cui centro affiora il membro degli Scisti Violetti, i quali affiorano allo stesso livello strutturale delle Anageniti Minute. Osservando più dettagliatamente i bordi di questa struttura, si può notare che essa è di origine tettonica, come documentato dalla presenza di un livello di *gouge*, una roccia di faglia a grana molto fine, ricca in argilla di origine sincinemica e poco coesiva. Da un punto di vista stratigrafico, gli Scisti Violetti restano al di sotto alle Anageniti Minute e la loro giustapposizione laterale alle quarziti richiede perciò una componente esumativa lungo il contatto tettonico.

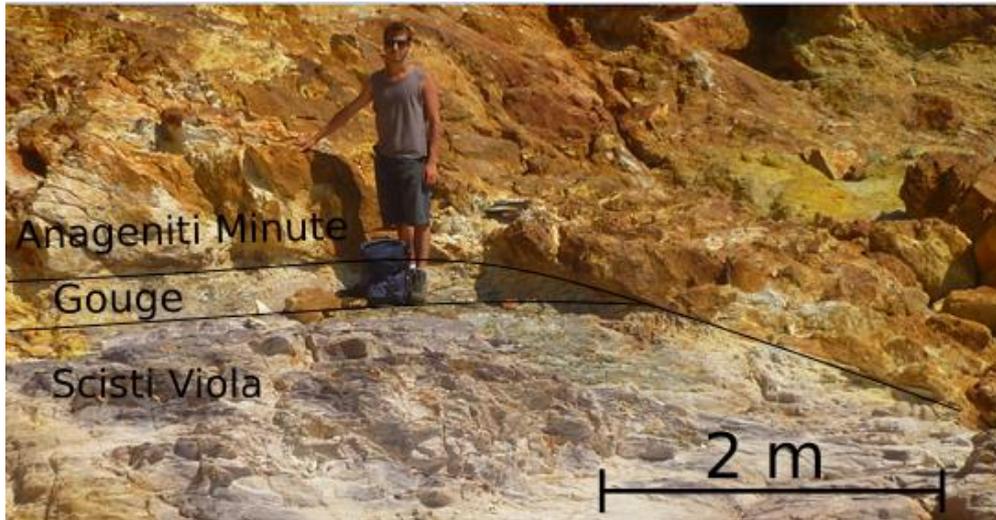


Figura 4.13: Dettaglio del “*core complex*”; notare che verso destra nella foto, cioè verso Est, il livello a *gouge* tende ad assotigliarsi fino ad avere uno spessore di soli pochi centimetri, vista verso NO.

Essendo in presenza di una struttura circolare, la direzione di immersione delle faglie che delimitano i due membri non è costante, e varia da SE fino a NO. Purtroppo in questo studio, a causa della mancanza dei dati, si conoscono solamente le caratteristiche delle faglie immergenti a NO. Quest’ultime sono caratterizzate da un angolo di immersione moderato, intorno ai 30-40° (Figura 4.14). Di conseguenza per spiegare le Anageniti allo stesso Livello degli Scisti Viola, la cinematica di queste faglie “bordiere” al limite dell’affioramento di Scisti Viola deve essere necessariamente di tipo normale, come infatti confermato dagli indicatori cinematici trovati su un piano di scivolamento appartenente a questo set. Nel suo complesso, la struttura ricorda perciò un piccolo “*core complex*”, in cui un nucleo (gli Scisti Viola) viene esumato grazie all’azione di una faglia estensionale a basso angolo.

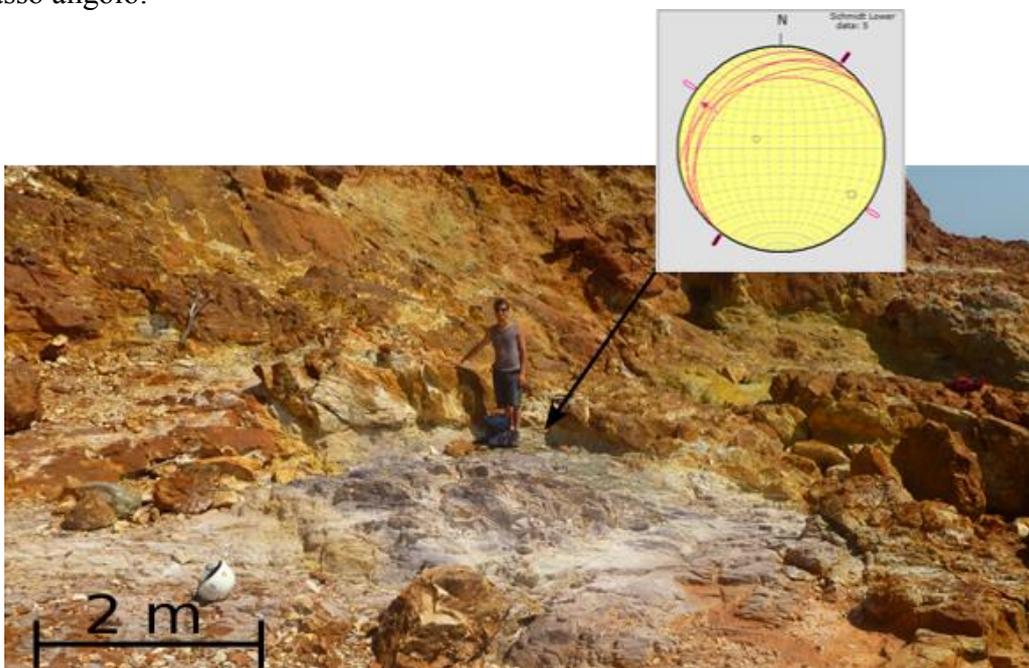


Figura 4.14: Orientazione delle faglie bordiere del “*core complex*”, vista verso NO.

L'ultima fase deformativa presente in affioramento è rappresentata da due set di fratture estensionali, che tagliano in discordanza tutte le altre strutture presenti.

Le fratture estensionali di un primo set hanno, in media, un'apertura intorno ai 2-3 cm, sono riempite di ematite e magnetite e in generale hanno un basso grado di alterazione rendendo evidenti gli ossidi nerastri.

Le vene del secondo set possiedono anch'esse un'apertura intorno ai 3 cm e sono caratterizzate da un'intensa alterazione del loro riempimento, rendendo quasi irriconoscibile l'ematite e la magnetite.

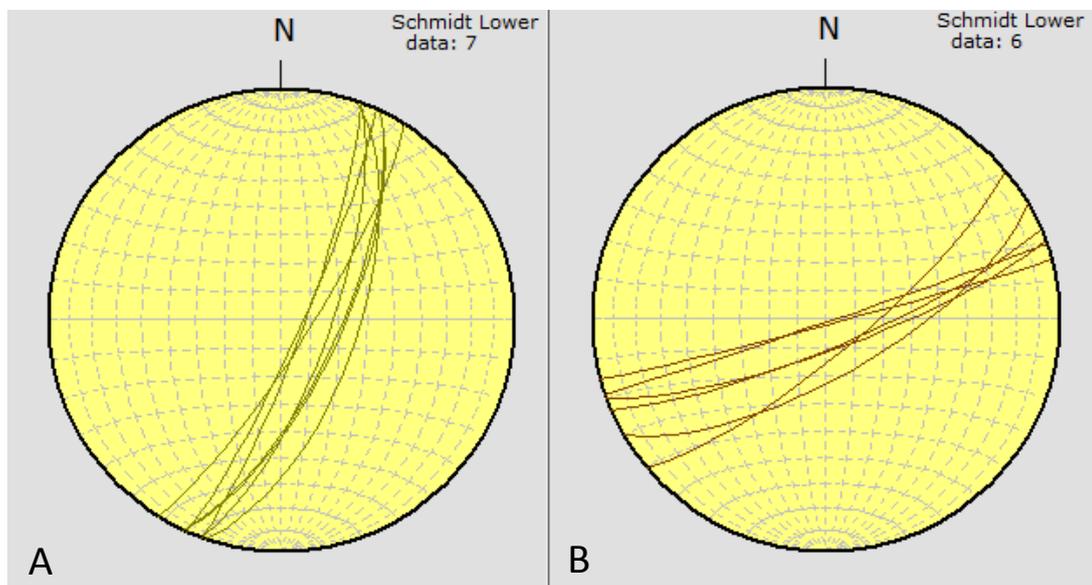


Figura 4.15: A) Stereografica con le giaciture delle vene del primo set. B) Stereografica con le orientazioni delle vene del secondo set.

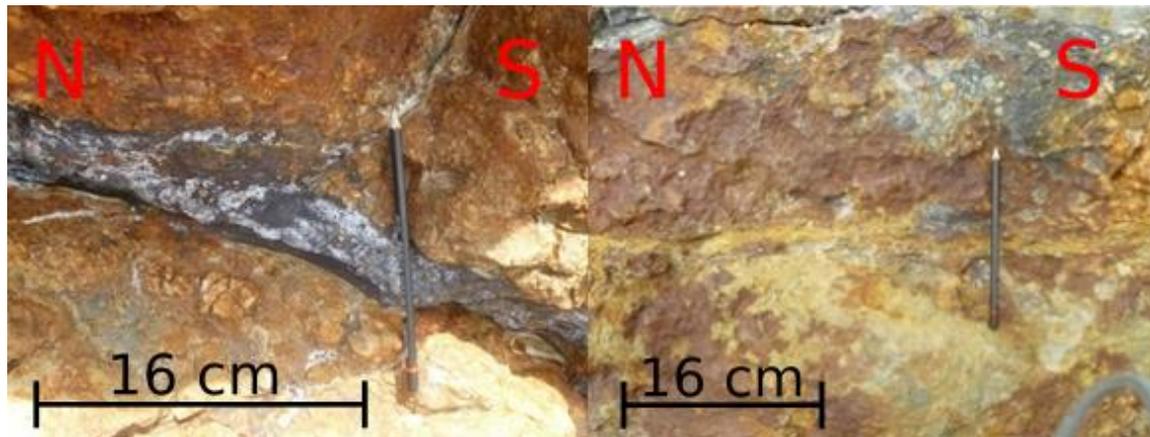


Figura 4.16: A) Foto di una vena appartenente al primo set. B) Foto di una vena appartenente al secondo set.

Grazie ai reciproci rapporti di taglio è stato possibile capire quale dei due set sia il più recente.

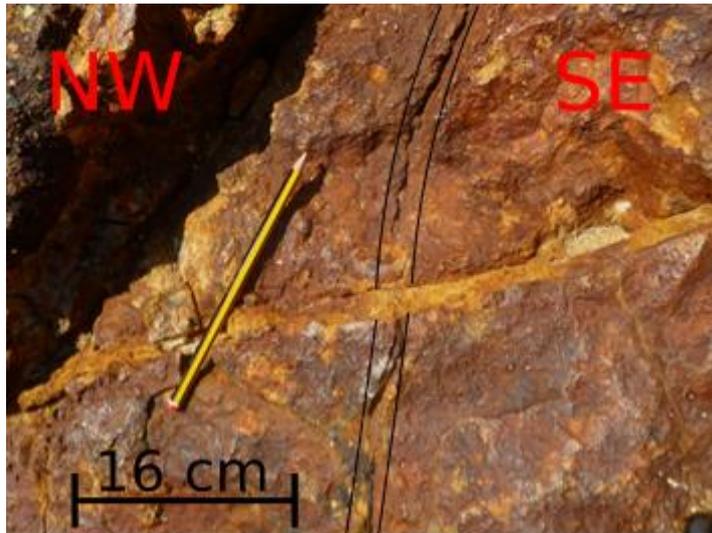


Figura 4.17: Rapporti di taglio tra le vene appartenenti ai due set, con le linee nere è stata evidenziata la vena appartenente al primo.

Come si può osservare dalla figura 4.17, il set delle vene con riempimento giallastro taglia l'altro, quindi deve essere necessariamente successivo.

In conclusione, si può dire che nell'affioramento vi sia stata una grande circolazione di fluidi, come si può evincere dalla presenza considerevole di mineralizzazioni ad ossidi di ferro. I fluidi hanno pervaso profondamente l'affioramento e, come già introdotto nelle sezioni 4.1.1 e 4.1.2, hanno provocato delle mineralizzazioni all'interno sia delle fratture Riedel sia nelle fratture di tipo T. Inoltre, anche la matrice delle rocce è stata pervasa da queste mineralizzazioni. Un'ulteriore osservazione importante che si può fare riguarda i due domini divisi dal piano della faglia Topinetti: uno decisamente più alterato, di una colorazione giallastra al suo letto e uno meno alterato corrispondente al suo tetto, di una colorazione rossastra, come si può vedere dalla figura 4.1. La colorazione giallastra indicherebbe un fluido a chimismo differente rispetto a quello ematitico magnetitico probabilmente di natura solfurea, questo dettaglio sarà discusso in maggior dettaglio nella sezione 5.

5. Discussione

A seguito delle osservazioni svolte in campagna e dall'analisi macro e microstrutturale effettuata sui dati acquisiti, è possibile fornire un'interpretazione preliminare delle strutture, necessaria a sua volta per elaborare un modello concettuale in grado di spiegare l'assetto strutturale della zona studiata ed i rapporti tra deformazione e circolazione di fluidi. Le osservazioni preliminari riguardano soprattutto i fluidi suddivisibili in due tipologie con chimismo differente. I fluidi appartenenti alla prima tipologia riconosciuta hanno una composizione solfurea, e si sono diffusi in modo pervasivo in tutta la zona di studio, ma in modo prevalente al letto della faglia Topinetti. Ciò è dimostrato dai due domini a grado di alterazione differente separati dal piano di faglia (sezione 4.2). I fluidi della seconda tipologia hanno composizione ematitica e magnetitica ed hanno tendenzialmente seguito delle vie preferenziali di natura strutturale per infiltrare

l'ammasso roccioso, formando importanti mineralizzazioni. Inoltre, la presenza dei due domini a grado di alterazione differente, divisi dal piano di faglia (sezione 4.2), è testimonianza del fatto che i fluidi si devono essere messi in posto dal basso, ma non fluendo semplicemente a livello di matrice poiché non esisteva un grado di permeabilità primaria sufficientemente alto. Ne deriva, quindi un impedimento alla libera circolazione dei fluidi sfruttando la permeabilità primaria, che richiede un'elevata permeabilità secondaria per fratturazione. Una teoria ragionevole sarebbe quella per cui l'impedimento sia stato causato dalle cataclasiti, rocce che quando indurite e compatte sono estremamente impermeabili e che quindi avrebbero ostruito le vie di risalita, permettendo ai fluidi di risiedere nelle rocce alterando in maniera significativa quelle sottostanti al piano di faglia. Un'osservazione riguardante il modello di crescita della faglia è stata suggerita dall'analisi microstrutturale svolta sulle sezioni sottili: si è notato in esse la presenza di due generazioni di clasti che testimoniano due gradi di deformazione differente. Questo potrebbe essere spiegato elegantemente da un modello di sviluppo e scivolamento incrementale controllato da un meccanismo di tipo "fault-valve", che verrà discusso più dettagliatamente successivamente, poiché è ritenuto determinante per l'entrata di fluidi nella zona di studio.

Grazie alle suddette considerazioni si è in grado di spiegare i modelli necessari per poter raggiungere gli obiettivi posti ad inizio dello studio. Il primo proposito è quello di capire i meccanismi che hanno permesso l'ingresso e la mobilità dei fluidi. A questo proposito, per spiegare l'ingresso di fluidi ci si basa su due modelli: *fault-valve* e idrofratturazione. Il primo modello prevede che il movimento di una faglia consenta la risalita dei fluidi dal basso in un sistema ad andamento evolutivo periodico e ciclico, per cui la stessa risalita di fluidi sovrappressurizzati è concausa della crescita della faglia per processi di rottura cosismica indotti da valori elevati di pressione efficace (ciclo *stick-slip*). In altri termini la faglia, durante la sua crescita, possiede un momento di accumulo progressivo dello sforzo durante la fase detta pre-sismica (Fossen, 2010), durante la quale aumenta di pari passo anche la pressione di poro P_f del fluido lungo il piano di faglia. L'aumento della pressione di poro ha l'effetto di contrastare lo sforzo normale, diminuendo lo sforzo verticale efficace, come descritto dall'equazione (5.1):

$$\sigma' = \sigma_N - P_f \quad (5.1)$$

dove σ' è lo sforzo normale efficace. Questo fa sì che la crescita della faglia sia facilitata, poiché sono richiesti dei valori di sforzo minori per poter far scorrere il piano di faglia; la condizione per lo scorrimento è dettata dalla legge di Amonton:

$$\sigma_S > (\sigma_N - P_f) * \mu_s \quad (5.2)$$

dove μ_s è il coefficiente di attrito statico. La disequazione dice che un piano di faglia può scorrere solo se la forza che agisce parallelamente alla superficie è maggiore dell'attrito, che a sua volta è proporzionale alla forza normale agente sulla superficie stessa; come si vede dalla formula, se non ci fosse la pressione di poro, la quantità di sforzo necessaria per far scorrere il piano sarebbe maggiore. In questo modello, il momento in cui avviene lo scorrimento viene detto fase cosismica (Fossen, 2010); è in questo momento che le rocce del "core" subiscono un'intensa deformazione e rottura, provocando un brusco crollo delle pressioni interstiziali derivante dal fatto che il fluido è libero di defluire e depressurizzarsi attraverso nuove vie preferenziali rappresentate dalle fratture cosismiche.

Come anticipato nelle osservazioni preliminari, i fluidi devono essere stati per lunghi periodi di tempo al di sotto del piano di faglia, quindi una volta entrati nella fase sismica della faglia, la rottura delle cataclasi provoca un aumento di permeabilità transitorio che permette al fluido di rientrare nel piano di faglia. Come dimostrato da Liu et al. (2017), un brusco crollo delle pressioni del fluido provoca l'allontanamento della CO₂ dalla soluzione, con conseguente aumento del pH (Liu et al., 2017). L'aumento del pH induce la precipitazione di minerali che possono precipitare in posizione interstiziale nella cataclaste oppure lungo i piani di frattura provocando una progressiva diminuzione della porosità della permeabilità. Quindi, la permeabilità bassa fa sì che aumenti la pressione di poro fino al momento in cui avverrà la frattura, in questo istante vi sarà un aumento transitorio della permeabilità permettendo al fluido di entrare all'interno del "core" inducendo un crollo nella pressione del fluido. Il crollo della pressione provoca una precipitazione dei minerali riportando il sistema in una situazione di permeabilità bassa. Questo continuo scambio di fluidi e variazione transiente della permeabilità, si ripete ciclicamente ad ogni evento sismico della faglia con l'ingresso dei fluidi da quello che si potrebbe definire *Reservoir* di fluidi al di sotto del piano di faglia.

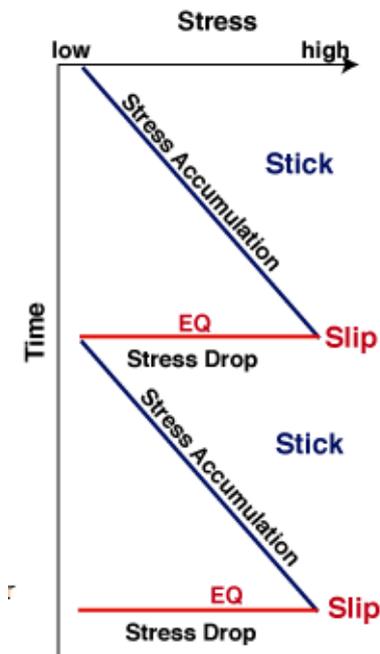


Figura 5.1: Modello *Stick Slip*
 le linee blu sono la fase presismica,
 le rosse la fase cosismica
 (*Institute of Geophysics and
 planetary Physics*).

La fratturazione idraulica è quel processo che porta alla fratturazione della roccia a seguito di un aumento della pressione di poro (Fossen, 2010). Questo processo, quando avviene naturalmente, è causato da un ostacolo alla libera circolazione dei fluidi, l'impedimento alla libera circolazione consiste in un corpo a permeabilità molto bassa giustapposto a un corpo a permeabilità maggiore. In risposta, se si è in condizioni di costante alimentazione la pressione di poro aumenta. Ad un certo momento della storia geologica avverrà la rottura dell'incassante, la condizione di formazione della frattura è dettata dalla disequazione (5.3)

$$P_f > \sigma_3 + T \quad (5.3)$$

dove T è la resistenza alla tensione della roccia. La equazione 5.3 dice che la pressione del fluido per formare fratture deve essere maggiore della somma tra il valore dello sforzo minore e il valore della resistenza alla tensione della roccia. Inoltre, è necessaria un'altra condizione affinché le fratture dilatanti si formino: è cioè richiesto uno sforzo differenziale basso, altrimenti si toccherebbe l'involuppo di rottura nel dominio delle fratture di taglio.

Tale condizione è espressa da:

$$\sigma_1 - \sigma_3 < 4T \quad (5.4)$$

cioè lo sforzo differenziale deve essere minore di quattro volte la resistenza tensile della roccia.

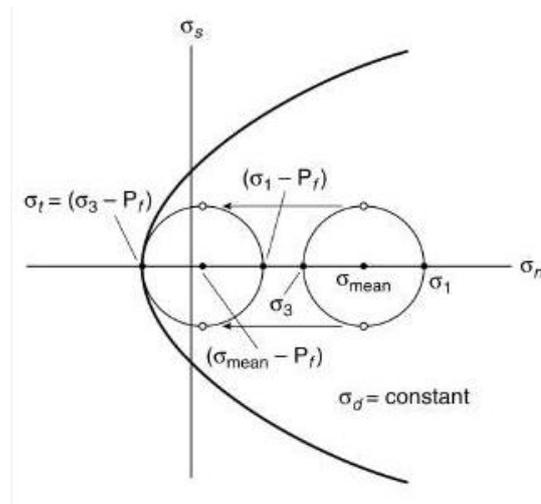


Figura 5.2: Effetto dell'aumento della pressione di poro su un sistema roccioso, con la conseguenza che uno stato di sforzo inizialmente innocuo per l'ammasso roccioso può generare anche cedimento meccanico.

Nel caso specifico preso in esame, gli ossidi di ferro nella matrice delle cataclasiti viene spiegato elegantemente da una coesistenza tra idrofratturazione e *fault-valve* che induce un comportamento *Stick-Slip* di crescita della faglia. Come già anticipato ad inizio capitolo, l'osservazione microstrutturale (sezione 4.3) ha permesso di ipotizzare come geneticamente correlabili sia le mineralizzazioni sia la crescita della faglia; inoltre, si può affermare anche che le cataclasiti abbiano registrato due eventi di rilascio dello sforzo. Sicuramente i clasti del dominio I riflettono ad un evento deformativo più antico, e sono stati successivamente ripresi da un secondo evento di flusso cataclastico, che li ha rimaneggiati come clasti, risultando in un'ulteriore comminuzione meccanica, in dimensioni ridotte e nella forma dei clasti tendenzialmente più rotondeggiante. I clasti del dominio II, invece, registrano un solo evento deformativo, risultando così più angolari e di dimensioni maggiori. Il processo di fratturazione idraulica, è entrato in gioco nella formazione dei set di vene, l'ingresso dei fluidi dal basso è stato ostacolato dalla presenza delle cataclasiti. In questa situazione i fluidi hanno subito sovrappressurizzazione fino alla rottura dell'incassante. Una volta liberi di fluire a rottura avvenuta, il valore della pressione di poro crolla provocando la precipitazione dei minerali (Liu et al., 2017), riportando il sistema in condizioni impermeabili, cioè favorendo una ripetizione ciclica dell'evento. Grazie ai due set di vene osservati in campagna si può affermare che questo

processo è avvenuto almeno due volte, durante una fase di progressiva riorientazione del campo di sforzi, come documentato dalla diversa orientazione delle ultime generazioni di vene.

Per ordinare le fasi deformative, sono stati usati principalmente i rapporti di taglio reciproco e supposizioni logiche. A seguito di diverse considerazioni, sicuramente il primo campo di sforzi che ha interessato la zona di studio è composto da un σ_1 che ha agito verticalmente, provocando un'estensione in direzione NE-SO, portando alla creazione della faglia Topinetti nelle Anageniti Minute. La faglia ha continuato nella sua storia geologica a crescere con diverse fasi di accumulo e rilascio di sforzo. Nelle cataclasi analizzate sono stati registrati solo due di questi eventi e il riempimento di ematite e magnetite nella matrice delle rocce deve essere avvenuto durante questi eventi. Infine, come stato notato dai rapporti di taglio ci deve essere stata un'interruzione definitiva del movimento della faglia prima della messa in posto delle vene tardive che tagliano tutto in discordanza. L'interruzione dell'attività è imputabile ad una rotazione del campo degli sforzi, che avrebbe condotto alla formazione di un primo set di vene con un campo di sforzi con estensione in direzione NO-SE, ed un secondo ed ultimo con estensione in direzione circa N-S.

Nel corso degli anni sono state evidenziate delle complicazioni rispetto al classico modello proposto per l'evoluzione post-miocenica, basato sull'idea che l'orogene prima abbia subito una fase compressiva e poi una distensiva. Molto probabilmente, in seguito alla prima fase compressiva, vi è stata un'alternanza tra compressione e distensione durante il Miocene, fino all'ultimo assottigliamento crostale provocato dall'apertura del mar Tirreno settentrionale iniziato circa 15-14 Ma fa. Nello specifico si possono individuare due periodi distensivi principali (Pandeli et al., 2013):

- *Pre intrusion stage*, questo stadio datato dai 17 ai 14 Ma è caratterizzato da una serie di faglie normali a basso angolo, che hanno provocato l'assottigliamento dell'orogene. Quest'ultimo processo è probabilmente da collegare al collasso gravitazionale subito dalla catena montuosa, che si verifica nel momento in cui lo spessore crostale risulta troppo elevato per sostenere il suo stesso peso (Massa et al., 2016);
- *Syn and post intrusion stage*, Questa fase è da ricollegare all'apertura del mar Tirreno con la messa in posto del plutone di Porto Azzurro circa a 6.5 Ma (Massa et al., 2016). Lo stile di fagliazione è caratterizzato da faglie a basso angolo immergenti ad Est con delle fratture antitetiche associate ad alto angolo (Pauselli et al., 2006) e, come ultimo evento, nel pliocene la faglia dello Zuccale taglia tutte le strutture presenti (Massa et al., 2016).

Si può affermare con sicurezza che la circolazione dei fluidi è iniziata dopo la messa in posto del plutone di Porto Azzurro poiché le mineralizzazioni si sarebbero formate nello stadio idrotermale del processo di raffreddamento del magma (Gillieron, 1958). Purtroppo, a causa della mancanza di dati e di osservazioni sarebbe di difficile collocazione la faglia Topinetti nella corrispondente fase distensiva.

6. Conclusioni

Riassumendo, le principali conclusioni tratte in questo studio riguardano i due meccanismi che hanno formato le mineralizzazioni, che sono:

- *Fault-valve* e idrofratturazione per le mineralizzazioni nella matrice delle Cataclasiti;
- fratturazione idraulica, per la creazione delle vene.

Le principali fasi deformative sono state ordinate cronologicamente, risultando dalla più vecchia alla recente:

- Imposizione della faglia Topinetti, con un campo di sforzi che ha provocato un'estensione in direzione NE-SO;
- rotazione del campo di sforzo, sempre con σ_1 verticale ma con direzione di estensione NO-SE che provoca la creazione del primo set di vene;
- ultimo campo di sforzi di natura sempre estensionale ma ruotato di circa 30° rispetto al precedente, con direzione di estensione circa N-S che impone la creazione del secondo set di vene che taglia il precedente.

Infine, a causa della mancanza di dati e osservazioni, non si è riusciti a inserire la faglia Topinetti nella corrispondente fase estensionale. L'unica osservazione che si può fare riguarda i fluidi, la cui genesi idrotermale, è da collegarsi al raffreddamento del plutone di Porto Azzurro.

Bibliografia

Bosellini A., 2005. Storia Geologica d'Italia- gli ultimi 200 milioni di anni. (a cura di), Zanichelli editore S.p.a., Bologna, pp 52-72, 106-120.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L-E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.M., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M., Lauer J.P., Biju-Duval B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123(1-4): pp 241-315.

Ferretti Emanuela., 2006. Le risorse metallifere e lapidee dell'Isola d'Elba. Fattori Geologici predisponenti, cenni storici sugli utilizzi, prospettive di tutela e valorizzazione.

Fossen H., 2010. Chapter 7: Fracture and brittle deformation. In *Structural Geology* (Eds) Cambridge University: pp 124 -147.

Fossen H., 2010. Chapter 8: Joints and veins. In *Structural Geology* (Eds) Cambridge University: pp 167-173.

Fossen H., 2010. Chapter 9: Faults. In: *Structural Geology* (Eds) Cambridge University: pp 183-186.

Gilliéron F., 1959. Osservazioni sulla geologia dei giacimenti di ferro dell'Elba Orientale. *L'Industria Mineraria: rassegna delle miniere e cave, della metallurgia e della geologia applicata*, vol.X, fasc.1: pp 1-10.

Higgins M.W..., 1971. *Cataclastic Rocks*. (Eds) U.S. Government publishing office: pp 687.

Keller J.V.A., Coward M.P., 1996. The structure and evolution of the northern Tyrrhenian Sea. *Geological Magazine*, 103: pp 1–16.

Landi Degl'Innocenti V., Pandelli E., Mariotti Lippi M., Cioppi E., 2008. The Carboniferous-Permian succession of the Pisani Mountains. *Bollettino della Società Geologica italiana*, Vol. 127, No. 3: pp. 545-558.

Liu X., Xing H., Zhang D., 2017. Influences of Hydraulic Fracturing on Fluid Flow and Mineralization at the Vein-Type Tungsten Deposits in Southern China. *Hindawi Geofluids Volume 2017*, Article ID 4673421: pp 11

Massa G., Musumeci G., Mazzarini F., Pieruccioni D., 2016. Coexistence of contractional and extensional tectonics during the northern Apennines orogeny: the late Miocene out-of-sequence thrust in the Elba Island nappe stack. *Geological Journal*, 52(3): pp 353–368.

Moix P., Beccaletto L., Kozur H.W., Hochard C., Rosselet F., Stampfli G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451(1-4): pp 7-39.

Pandeli E., Principi A., Benvenuti M., 2013. The Elba Island: an intriguing geological puzzle in the Northern Tyrrhenian Sea. *Geological Field Trips* 5(2.1).

Pauselli C., Barchi R. M., Costanzo F., Magnani M. B., Minelli G., 2006. The crustal structure of the Northern Apennines (central Italy): an insight by the CROP03 seismic line. *American Journal of Science*, Vol. 306: pp 428–450.

Perrone V., Algarra A.M., Critelli S., Decandia F.A., D'errico M., Estevez A., Iannace A., Lazzarotto A., Martin M., Martin-Rojas I., Mazzoli S., Messina A., Mongelli G., Vitale S., Zaghoul M.N., 2006. 'Verrucano' and 'Pseudoverrucano' in the Central-Western Mediterranean Alpine Chains: palaeogeographical evolution and geodynamic significance. Geological Society, London, Special Publications: pp 262, 1-43.

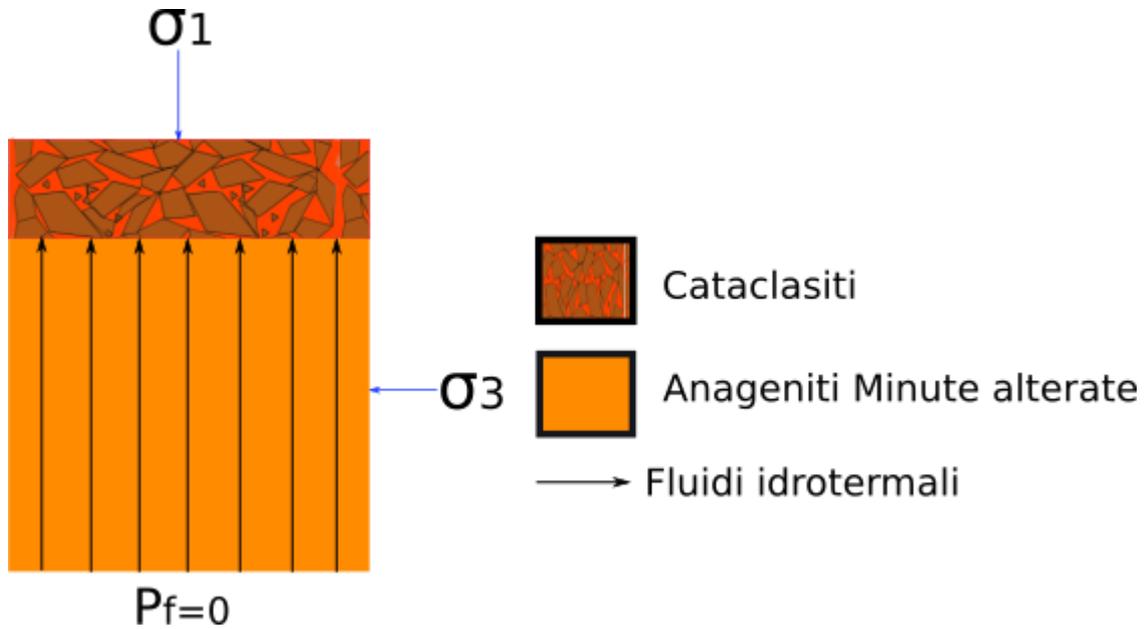
Petit J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 5/6: pp. 597-608.

Stampfli G. M., Gilles D. B., 2004. The Transmed Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. In *The Transmed Atlas, the Mediterranean Region from Crust to Mantle* (Eds) Springer Verlag: pp 53

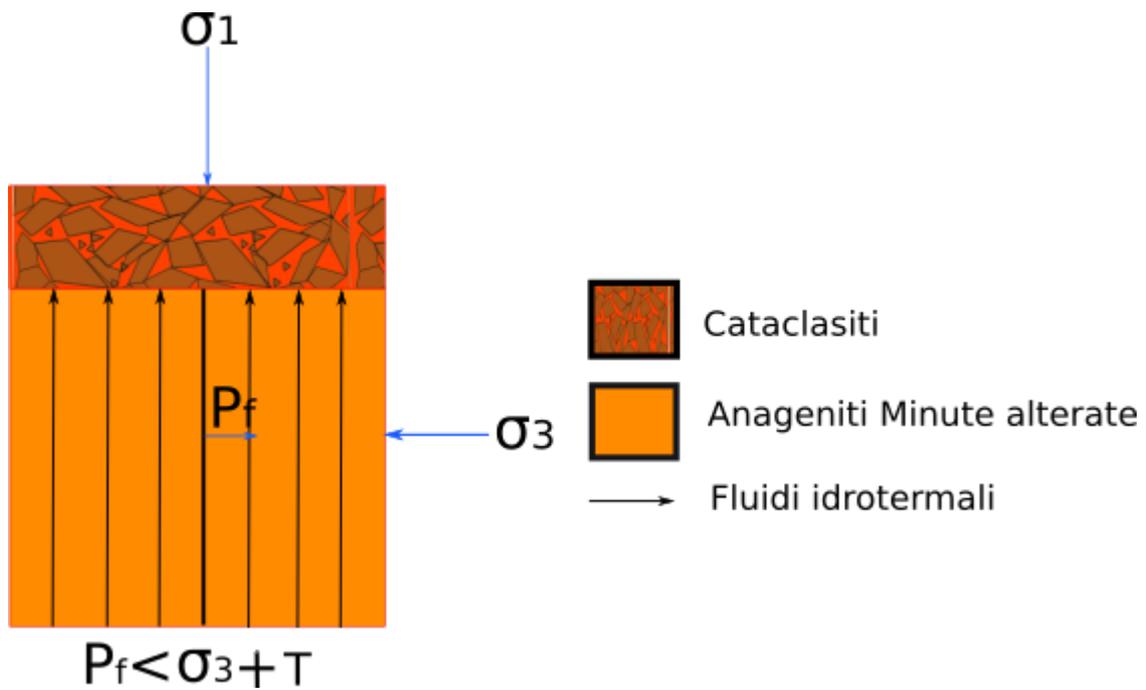
Thomson S.N., Brandon M.T., Reiners P.W., Zattin M., Isaacson P.J., Balestrieri M.L., 2010. Thermochronologic evidence for orogen-parallel variability in wedge kinematics during extending convergent orogenesis of the northern Apennines, Italy. *Gsa bulletin* 122: pp 1160-1179.

Appendice

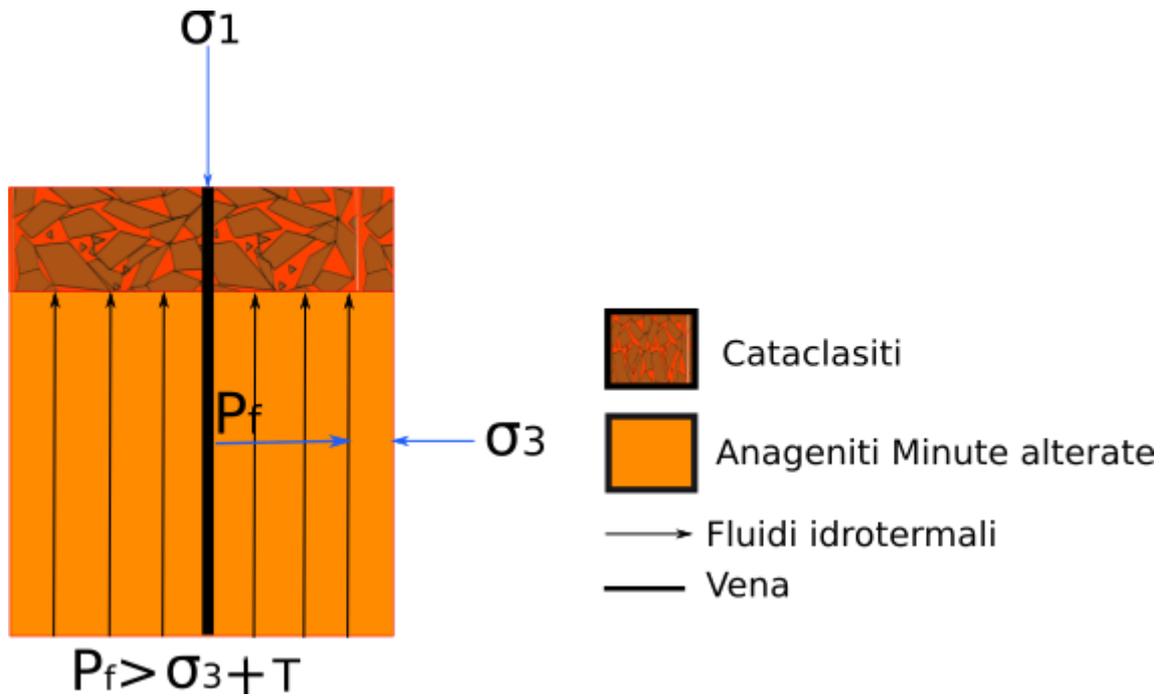
- Modellini idrofratturazione



Fase 1: Entrata dei fluidi dal basso.

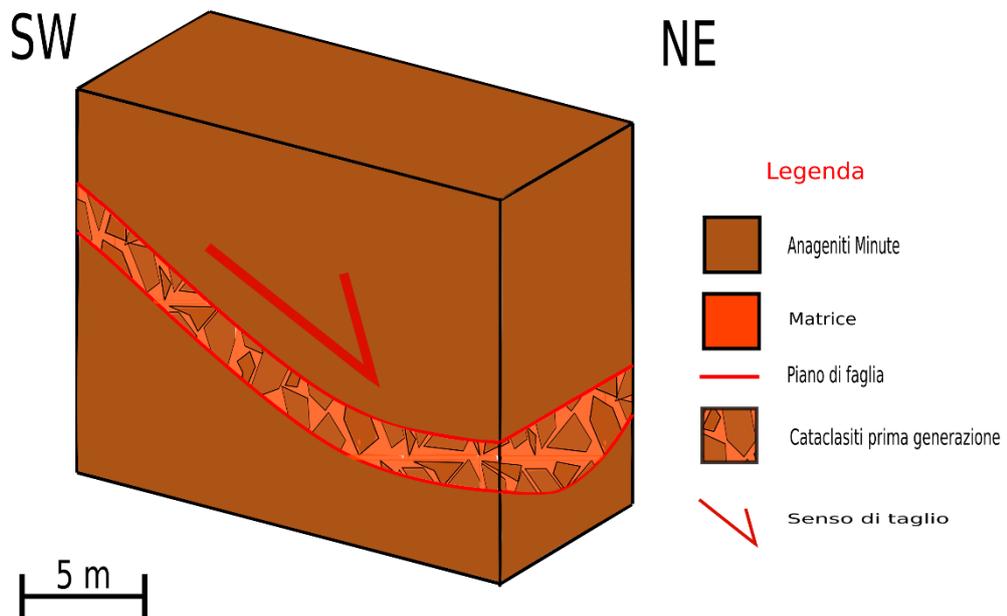


Fase 2: Progressiva sovrappressurizzazione del fluido, in questa fase non è ancora avvenuta la rottura.

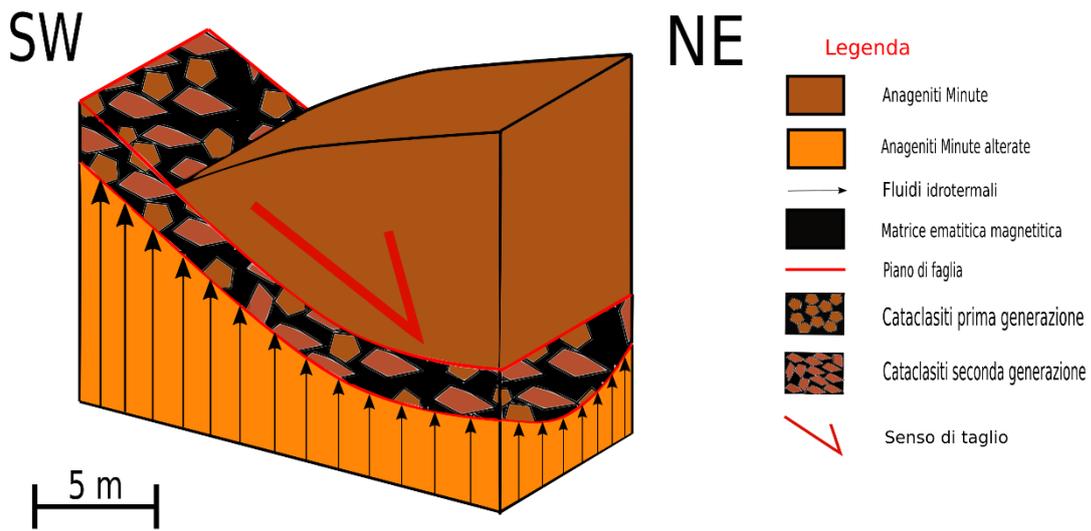


Fase 3: La pressione di poro supera la somma tra lo sforzo orizzontale e la resistenza tensile della roccia, cioè il momento in cui il fluido provoca la rottura e la creazione della vena.

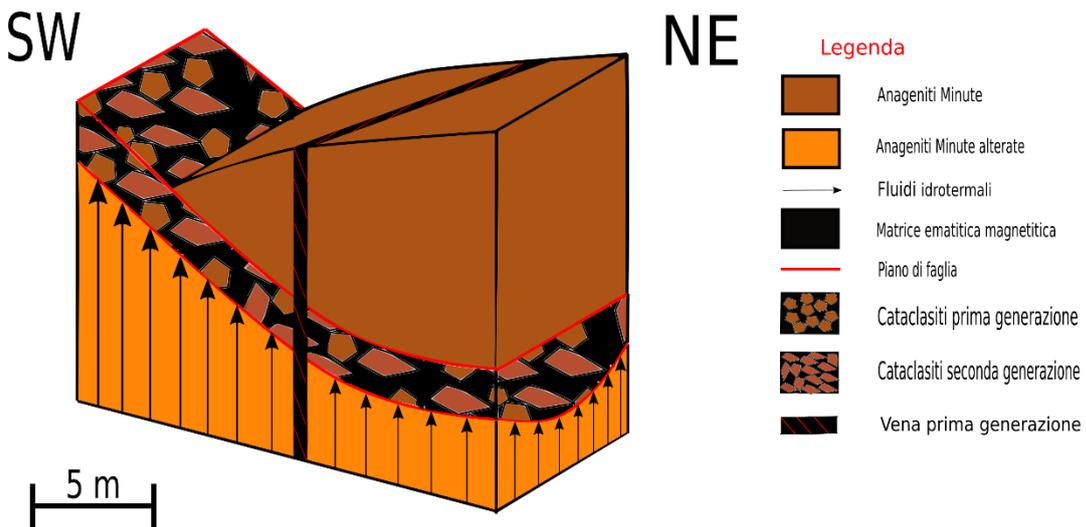
- **Modellini 3D**



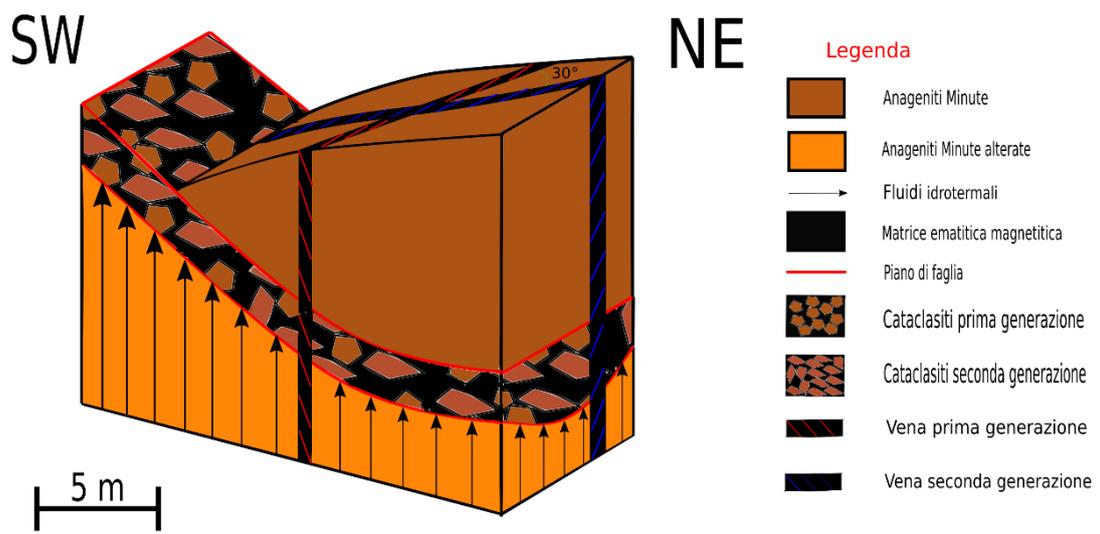
Fase 1: Imposizione della faglia Topinetti nelle Anageniti minute.



Fase 2: Entrata dei fluidi dal basso, con la formazione delle mineralizzazioni all'interno della matrice delle cataclasiti causato dal processo di *fault-valve*.



Fase 3: Formazione del primo set di vene per il processo di fratturazione idraulica.



Fase 4: Formazione del secondo set di vene, che taglia il precedente.