

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Analisi strutturale e di inclusioni fluide di un
sistema di fratture a quarzo-calcite dell'area di
Porretta Terme (Bologna).

Candidato:
Davide De Santis

Relatore:
Prof. Giulio Viola
Correlatore:
Dott. Paolo Garofalo

Indice

Capitolo	Pag.
1. Introduzione	1
2. Inquadramento geografico e geologico	1
2.1 Inquadramento geografico	1
2.2 Inquadramento geologico	1
3. Rilevamento di terreno	3
4. Analisi strutturale	5
5. Descrizione petrografica della roccia incassante	7
6. Inclusioni fluide	9
6.1 Definizione	9
6.2 Metodi di laboratorio	10
6.3 Risultati delle analisi microtermometriche	12
7. Discussione	14
8. Conclusione	20
Bibliografia	21
Appendice	22
Ringraziamenti	26

1. Introduzione

L'area di Porretta Terme nell'Appennino bolognese è famosa per la presenza di fratture mineralizzate (vene) contenenti cristalli euedrali di quarzo anche di notevoli dimensioni e di varie tipologie, tra i quali spiccano per il notevole pregio spettacolari esemplari di quarzo tramoggiato. Questi cristalli sono la principale mineralizzazione di fratture ibride presenti nell'area (Mullis, 1988). Sebbene i primi studi sulla morfologia di questi cristalli risalgano alla seconda metà del XIX secolo (Gambari, 1868; Bombicci, 1898) e il loro abito cristallino sia stato poi collegato a condizioni di pressione e temperatura tipiche di anchimetamorfismo di basso grado (Mullis, 1988), non vi sono studi strutturali che correlino la geometria e la cinematica delle strutture contenenti i cristalli (prevalentemente fratture dilatanti ed ibride) con le mineralizzazioni. Oltre a uno studio di carattere strutturale mirato a chiarire l'eventuale controllo esercitato dalla storia deformativa locale sulla cristallizzazione del quarzo, si è deciso altresì di studiare le inclusioni fluide presenti in alcuni cristalli in modo da poter vincolare le proprietà chimico/fisiche del fluido (dei fluidi) da cui è precipitato il quarzo e quindi meglio vincolare una storia deformativa di più ampio respiro sfruttando i risultati delle analisi microtermometriche.

Porretta Terme è anche una stazione termale nota fin dai tempi dei romani, attualmente le due sorgenti termali principali, Puzzola e Bove, presentano una temperatura rispettivamente di 21 °C e 35 °C (Capozzi & Picotti, 2010). Lo studio delle inclusioni e la determinazione delle proprietà fisico/chimiche dei fluidi che le hanno originate potrebbero permettere un confronto con le condizioni attuali.

Considerando gli elementi rilevati sopra, gli obiettivi di questa tesi sono: 1) stabilire l'eventuale correlazione tra la formazione della mineralizzazione a quarzo-calcite e quella delle diverse tipologie di sistemi di fratture appenniniche; 2) stabilire pressione, temperatura e composizione del fluido (o dei fluidi) che ha (hanno) formato le fratture; 3) elaborare un modello di storia deformativa dell'area.

Questa tesi si inserisce in un progetto di più ampio respiro volto a comprendere meglio, e quindi valorizzare, la geologia ed il territorio di Porretta terme e dell'Appennino settentrionale.

2. Inquadramento geografico e geologico

2.1 Inquadramento geografico

Il lavoro di terreno si è svolto nella alta Valle del Reno, più precisamente sulla sinistra idrografica del torrente Randaragna, affluente di sinistra del fiume Reno, che si trova nel comune di Alto Reno Terme, in provincia di Bologna, a sud ovest di Porretta Terme. Il rilevamento è stato eseguito lungo le strade e i sentieri compresi fra le località Casa Lazzaroni e Nibbio, senza però uscire dal bacino idrografico del torrente (Fig. 1).

2.2 Inquadramento geologico

L'Appennino settentrionale è una catena *fold and thrust (FTB)* risultato della collisione continentale tra la placca europea e la micropiacca Adria di affinità africana. Fin dall'Oligocene, l'evoluzione dell'Appennino settentrionale è proceduta per deformazione intra-continentale con una progressiva migrazione verso est di tutto il sistema orogenico (Caricchi et al., 2015). Sul fianco interno della catena, la sequenza tettono-strutturale è frammentata dalla successiva estensione iniziata nel Miocene e ancora attiva. Il metodo di

estensione più importante è caratterizzato da assottigliamento duttile e faglie normali a basso angolo generalmente immergenti verso est. Questa fase estensionale iniziata nel nord-est della Corsica nel Burdigaliano è migrata verso est fino ad essere oggi attiva lungo la faglia Altotiberina. Una seconda modalità di estensione è caratterizzata da faglie fragili ad alto angolo e dallo sviluppo di *graben* e *half-graben* paralleli all'orogene con un allineamento NNW-SSE. Tuttavia studi recenti che hanno analizzato la faglia Altotiberina e gli scollamenti a basso angolo che si trovano nelle Alpi Apuane e all'Isola d'Elba rivelano che molte delle faglie ad alto angolo e dei relativi *half-graben* sono ruotati fino a diventare scollamenti a basso angolo e a estendere in maniera duttile la crosta, supportando così un modello cogenetico per le due modalità di estensione (Thomson et al., 2010).

Al tetto della sequenza tettono-stratigrafica dell'Appennino settentrionale vi sono le Liguridi, un complesso insieme di ofioliti, rocce pelagiche molto deformate e flysch sedimentatesi sul fondale dell'oceano Ligure-piemontese fra il Cretaceo e l'Eocene. Quest'unità è sovrastata in non-conformità da depositi di bacini di *piggy-back* chiamati Epiliguridi. Entrambe le unità, facenti parte del dominio interno, sono interrotte da tettonica estensiva e da depositi caotici chiamati Argille Scagliose (Thomson et al., 2010). Il dominio esterno è diviso in dominio toscano e dominio umbro-marchigiano. Quello toscano è costituito da due unità sovrapposte. Quella inferiore è composta da rocce metamorfiche affioranti prevalentemente nelle Alpi Apuane. Quella superiore, denominata Falda Toscana, è una sequenza non metamorfica assimilabile a quella delle Alpi Apuane. Il dominio umbro-marchigiano, porzione più esterna della catena, è caratterizzato da una struttura a pieghe e sovrascorrimenti scollati dal basamento in corrispondenza di una potente formazione evaporitica del Triassico superiore chiamata "Anidriti di Burano". A partire dal terziario si deposita una sequenza torbiditica che diventa di età più giovane spostandosi verso l'esterno della catena.

In tutta l'area rilevata affiorano depositi torbiditici di avanfossa che fanno parte della Formazione di Stagno depositasi alla base del Miocene (Aquitano-Burdigaliano). Essa si divide in due membri, uno arenaceo-pelitico basale e uno pelitico-arenaceo sommitale. Il membro basale affiora nell'area di studio in maniera limitata solo lungo la strada che unisce Nibbio con Case Calistri (Fig. 1); il membro sommitale affiora invece in tutta la restante zona studiata (Fig. 1). Questa formazione, nelle note al foglio 251 della carta geologica d'Italia, viene inserita nell'Unità Rentella la quale è costituita prevalentemente da una successione torbiditica arenaceo-pelitica depositatasi sia in un ambiente di avanfossa, i termini basali aquitano-burdigaliani, sia in un bacino di *piggy-back*, per quanto riguarda le formazioni burdigaliano-langhiane. Le due parti dell'unità sono separate da una discordanza che registra le fasi burdigaliane del sistema catena-avanfossa appenninico. Questa unità viene assegnata ad un dominio litotettonico chiamato Tosco-Umbro, creato ad hoc dagli autori della carta poiché presenta depositi tipici dei due ambienti sopra citati e sedimentatisi in un dominio di transizione fra il Toscano e l'Umbro (Botti et al., 2011).

La successione torbiditica del secondo membro è costituita da intervalli metrici e pluridecamentrici di torbiditi siltitico-marnose sottili e medie a cui si intercalano strati più spessi (da 60 cm al metro). Caratteristica del membro è la presenza di megastrati spessi fino a 9 m a base arenitica fine o siltitica e tetto marnoso molto sviluppato. Al tetto è spesso presente un deposito caotico spesso fino a 100 m con slumping e debris flow a elementi argilloso-calcarei, argillosi e marnosi provenienti da formazioni più antiche appartenenti al dominio Toscano (Botti et al., 2011).

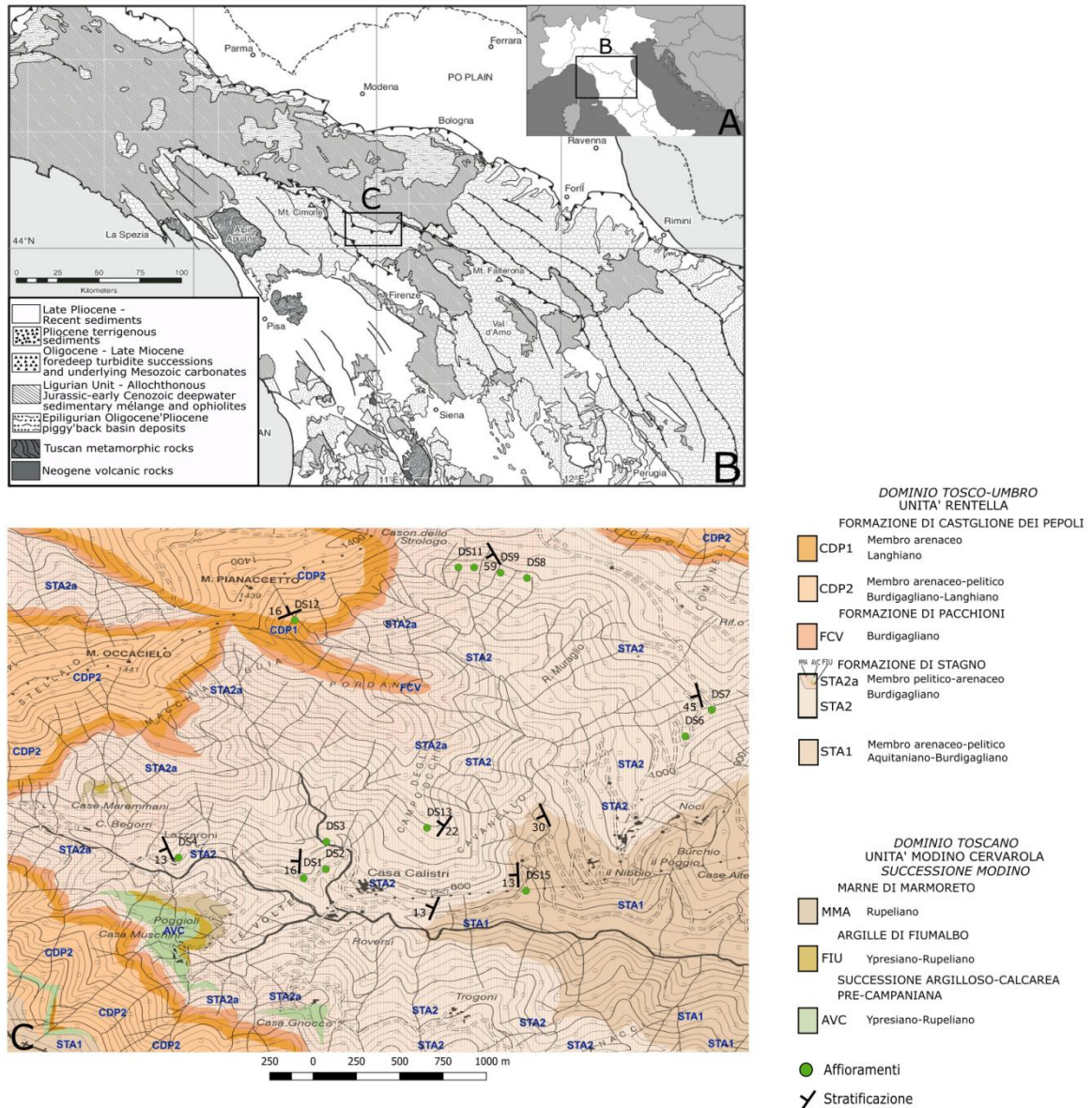


Fig. 1. A) Carta del nord Italia; B) Carta geologica dell'Appennino settentrionale (Thomson et al.,2010) C) Carta geologica dell'area rilevata (carta geologica del geoportale Emilia-Romagna).

3. Rilevamento di terreno

La zona rilevata presenta una fitta copertura vegetale quindi il rilevamento si è svolto quasi esclusivamente lungo le strade e i sentieri presenti nell'area. Gli affioramenti DS 18-01, 02 04, 06 e 07 sono fra i più grandi rilevati ma comunque non si estendono per più di 100 m lungo il bordo della carreggiata. L'affioramento DS 18-15 che si trova lungo la strada che dal bivio per Nibbio va verso Casa Calistri invece, si estende senza grosse interruzioni per più di 600 m. Tutti gli altri affioramenti si trovano lungo sentieri in particolare dove si hanno delle incisioni fluviali e hanno un'estensione nell'ordine delle decine di metri al massimo.

Per ogni affioramento si è proceduto alla sistematica misurazione della giacitura della stratificazione, della giacitura delle discontinuità, della loro apertura, del loro riempimento e al riconoscimento del tipo di mineralizzazione presente. Durante il rilevamento sono stati campionati alcuni cristalli euedrali o subeuedrali di quarzo e della calcite anedrale da 5 discontinuità differenti per un totale di 6 campioni, 5 di quarzo e uno di calcite.

Sono state individuati 4 tipi diversi di mineralizzazione con calcite e/o quarzo. La tipologia “A” si presenta come una spalmatura di calcite su cui crescono dei cristalli euedrali o subeuedrali di quarzo, a loro volta ricoperti da una patina di calcite. La tipologia “B” presenta spalmature di calcite e si differenzia dalle vene di calcite, anche esse rilevate, poiché si trova su piani di discontinuità, e non in frattura, e presenta spessori millimetrici. La tipologia “C” è una via di mezzo fra la A e la B in quanto la discontinuità si presenta con una spalmatura di calcite sulla quale si trovano i cristalli di quarzo euedrali. Infine la tipologia “D” consiste in cristalli di quarzo euedrali cresciuti direttamente sul piano di discontinuità (Fig. 2).



Fig. 2. I quattro tipi di mineralizzazione individuati in campagna, la lettera indica la rispettiva tipologia.

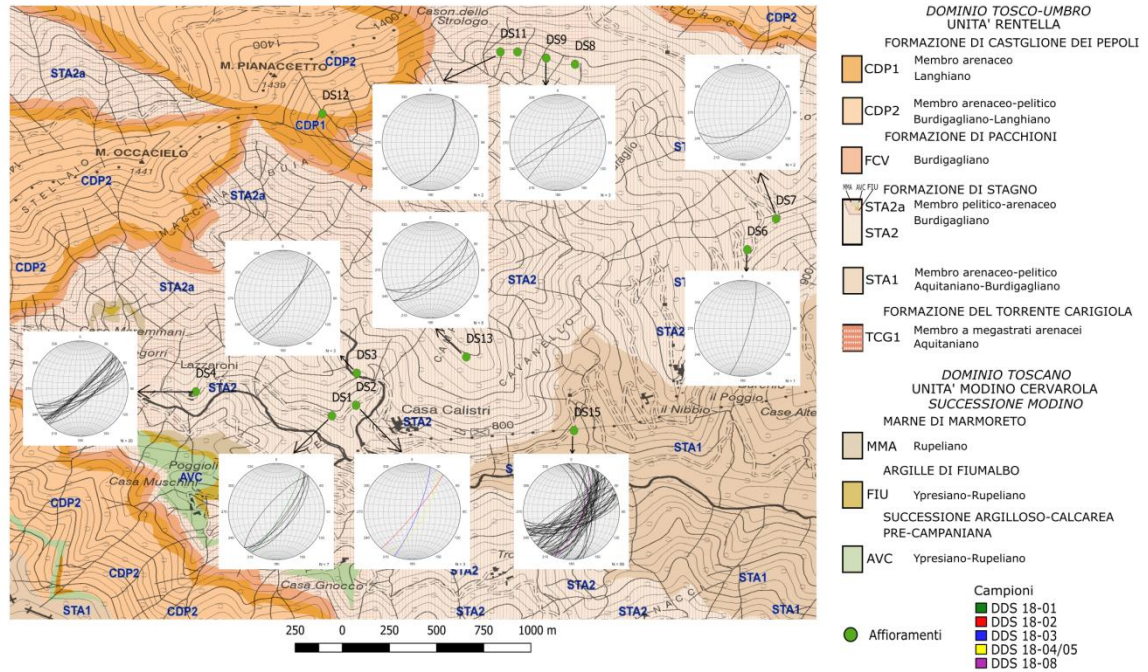


Fig. 3. Carta geologica dell'area rilevata. Per ogni affioramento è mostrato lo stereogramma di tutte le fratture con cristalli eudrali misurate. Nello stereogramma viene utilizzato il reticolo di Schmidt. Le discontinuità di provenienza dei campioni sono colorate con i colori di riferimento dei rispettivi campioni.

4. Analisi strutturale

Durante il rilevamento sono state misurate 193 discontinuità in dilatanza o ibride (Fig. 4), tutte sub verticali o ad alto angolo. Tutte le discontinuità che presentano cristalli eudrali, in rosso in figura 4, presentano una direzione compresa fra 000° e 090° . Questo è un intervallo troppo grande per poter raggruppare tutte le strutture in un'unica famiglia e per questo è stata proposta una divisione in famiglie, coerenti dal punto di vista geometrico e meccanico, in base alla loro direzione.

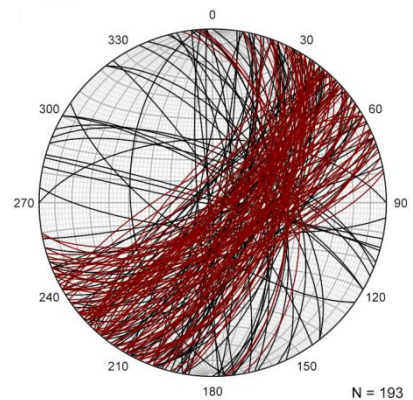


Fig. 4. Stereogramma con tutte le discontinuità misurate in campagna. In rosso sono evidenziate quelle che presentavano cristalli eudrali.

Campioni

- DDS 18-01
- DDS 18-02
- DDS 18-03
- DDS 18-04/05
- DDS 18-08

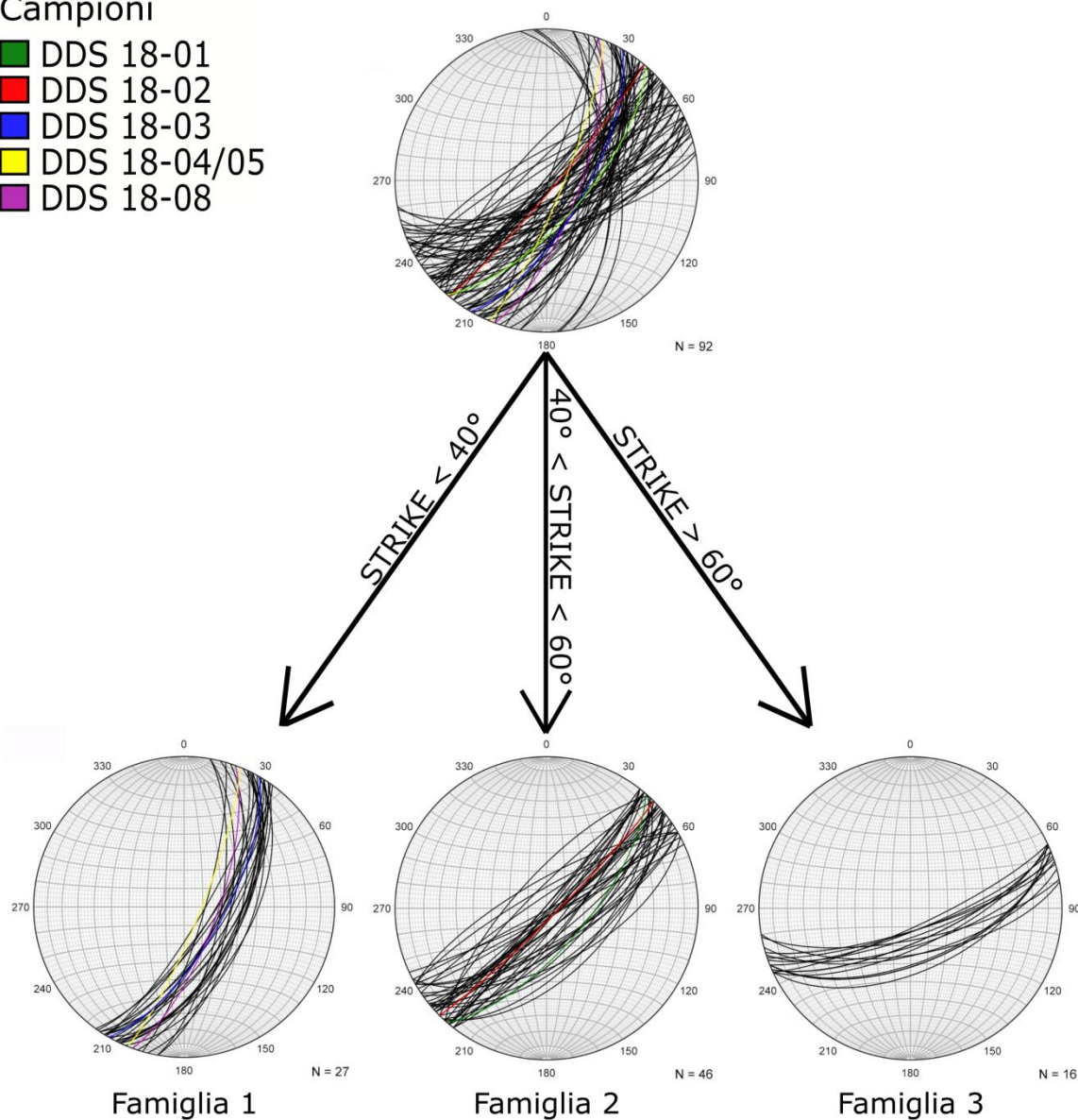


Fig. 5. Diagramma riassuntivo delle famiglie di discontinuità individuate in base alla loro geometria.

Le discontinuità misurate in campagna che presentavano cristalli euedrali, tipologia A, C e D, sono quindi state divise in tre famiglie (Fig. 5) in base alla loro direzione: alla famiglia 1 appartengono tutte le discontinuità che hanno uno strike inferiore a 040° , alla famiglia 2 quelle con strike compreso fra 040° e 060° e alla famiglia 3 quelle con strike maggiore di 060° . Dalla figura 6a risulta evidente che la famiglia 1 e la famiglia 3 sono set di discontinuità probabilmente coniugate mentre la famiglia 2, non in figura, biseca l'angolo acuto definito dall'intersezione delle due altre famiglie. Purtroppo, a

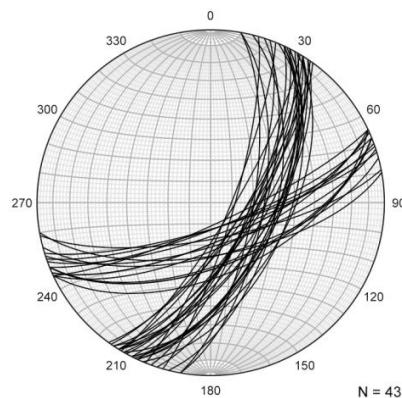


Fig. 6a. Stereogramma delle famiglie 1 e 3.

causa della scarsità di affioramenti ed indicatori cinematici, non è stato possibile eseguire un'analisi cinematica più approfondita con osservazioni sistematiche e numerose di sensi di taglio lungo le fratture, che avrebbe permesso l'inversione dei dati per vincolare il tensore ridotto del paleostress al momento della formazione delle strutture studiate. Tuttavia, vista la presenza di delicati cristalli euedrali lungo le superfici delle discontinuità, si può supporre che l'ultimo evento deformativo avvenuto nella zona sia di tipo estensionale e responsabile della loro cristallizzazione, mentre la presenza di strie di faglia sub-orizzontali ci permette di ipotizzare almeno un precedente evento deformativo di tipo trascorrente (Fig. 6b).

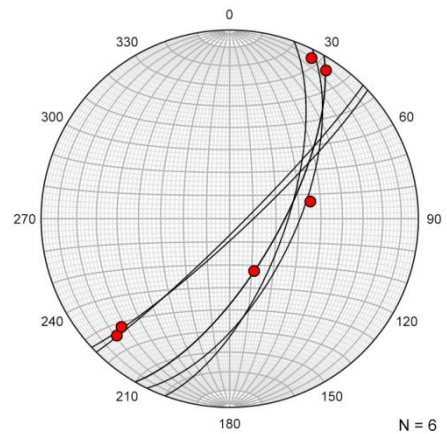


Fig. 6b. Stereogramma degli indicatori cinematici rilevati e relative discontinuità

Sebbene alcune discontinuità interessino sia la componente arenacea sia quella pelitica del deposito torbiditico, la maggior parte delle fratture che sono state misurate terminano al contatto fra i due membri, condizionate nella loro propagazione dalla marcata stratigrafia meccanica del sistema multistrato tipico della Formazione di Stagno. Inoltre i cristalli analizzati e tutte le fratture che presentano cristalli euedrali si trovano nella parte arenacea.

5. Descrizione petrografica della roccia incassante

L'analisi petrografica è stata svolta sull'arenaria del secondo membro della Formazione di Stagno nella zona di contatto con una frattura.

Sono state preparate due sezioni petrografiche standard (spessore: 30 μm) a partire da un blocco contenente l'arenaria incassante ed una frattura orientata 041/69 (Regola Mano Destra - RMD) e mineralizzata a calcite e quarzo (campione DDS 18-01). Una di queste sezioni è stata preparata per studiare il contatto tra incassante e frattura, mentre l'altra è stata preparata ad una distanza di ca. 15 cm dal contatto.

All'analisi di terreno l'arenaria si presenta con una grana fine, di colore grigio chiaro e si nota la presenza di mica bianca.

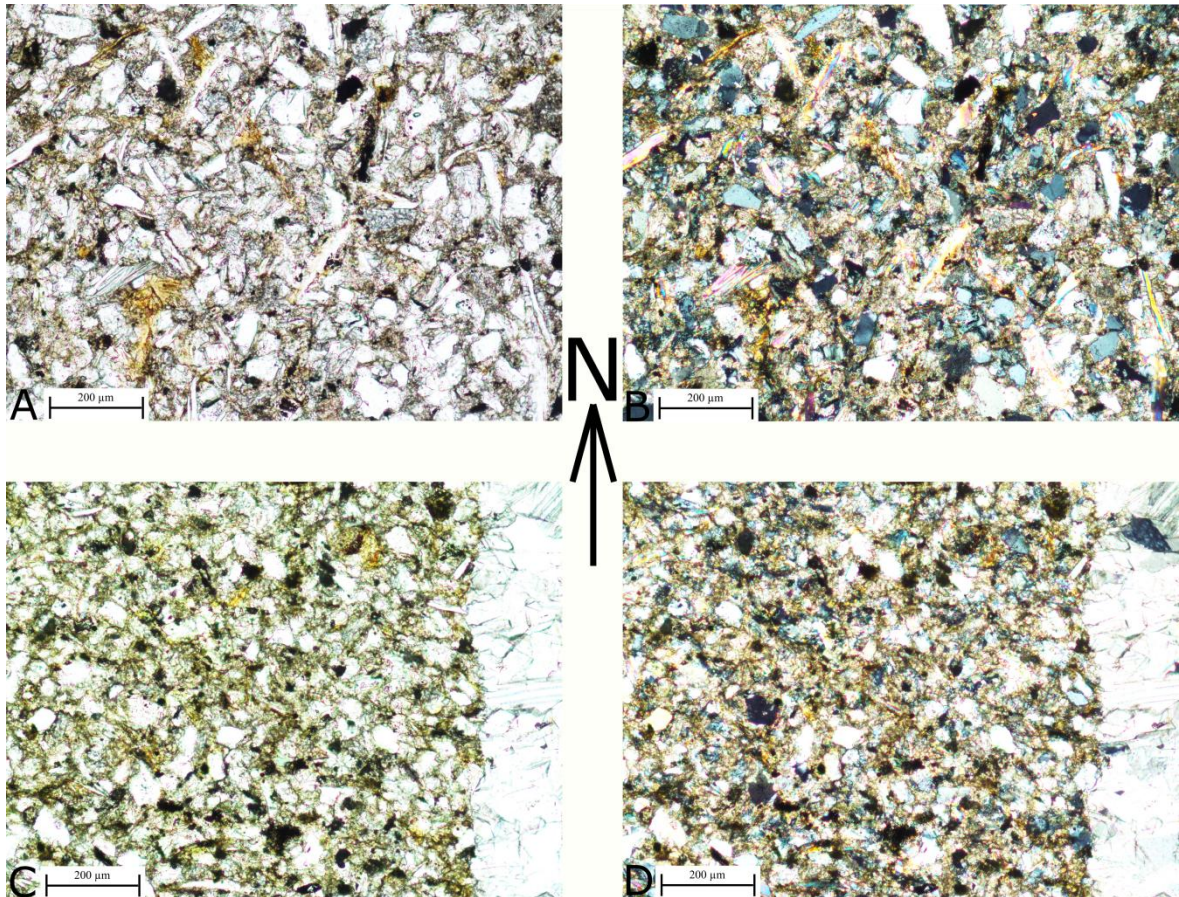


Fig. 7. A) Secondo membro della formazione di Stagno in sezione sottile con polarizzatori paralleli e B) con polarizzatori incrociati. C) Contatto fra frattura mineralizzata a calcite (a destra) e roccia incassante con polarizzatori paralleli; D) stessa immagine di C con polarizzatori incrociati. Tutte le foto sono ad ingrandimento 10x e orientate.

In sezione sottile l'arenaria presenta clasti angolari, allungati nel caso della mica bianca, di dimensione di circa 100 µm, e una cernita moderata. Una prima stima percentuale della presenza della matrice e dei minerali opachi è stata effettuata utilizzando il software ImageJ. L'immagine della sezione sottile a polarizzatori paralleli è stata convertita in bianco e nero in modo da avere in nero i minerali opachi, in bianco quarzo, feldspato e fillosilicati e in grigio la matrice. Tramite la funzione Treshold del software è stato possibile selezionare solamente una certa tonalità e quantificarne la presenza in percentuale. Tramite l'analisi semi-quantitativa di immagini petrografiche è stato possibile classificare la roccia come grovacca, in quanto essa contiene circa il 46% di matrice (vedi Tabella 2). Una classificazione più precisa è possibile utilizzando il diagramma di Pettijohn et al. (1987), che si basa sulla presenza percentuale di quarzo, feldspati e frammenti di roccia presenti per identificare tre differenti tipologie di grovacche, che la classifica come grovacca feldspatica. I fillosilicati presenti presentano una buona iso-orientazione in direzione NE-SW. Le dimensioni dei clasti diminuiscono avvicinandosi al contatto con la mineralizzazione della frattura mentre la percentuale di matrice rimane costante. Allo stesso modo anche i minerali opachi aumentano avvicinandosi alla frattura mentre diminuiscono i fillosilicati che sono spesso cloritizzati. A causa dell'aumento di frammenti litici, sempre utilizzando il diagramma di Pettijohn et al. (1987), la roccia può essere classificata come grovacca litica. (Tabella 3 e Fig. 8)

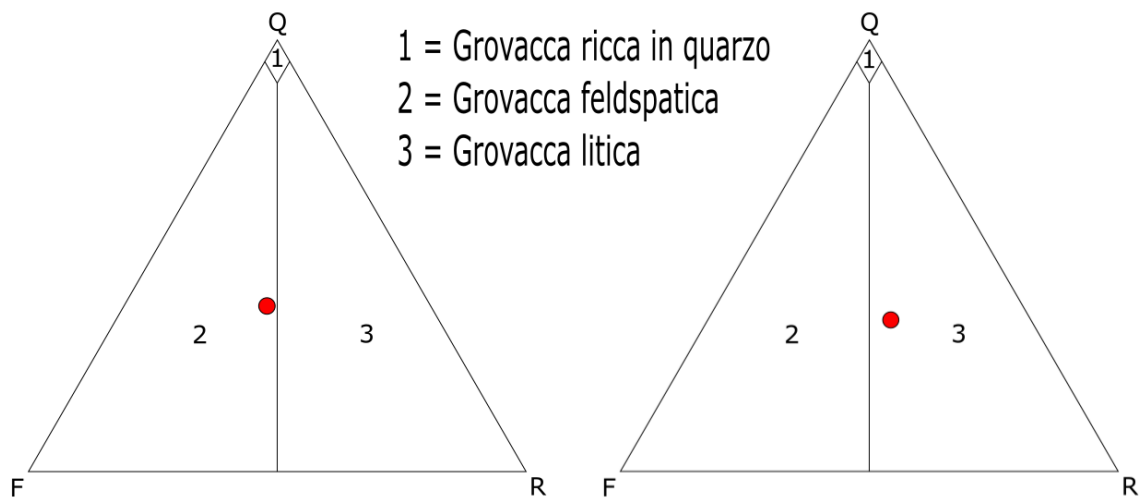


Fig. 8. Diagramma classificativo di Pettijohn et al. (1987) per le grovacche: a sinistra la classificazione della roccia incassante mentre a destra quella della roccia incassante al contatto con la mineralizzazione. La lettera F indica i feldspati, la lettera Q il quarzo e la lettera R indica i frammenti di roccia non quarzifera né feldspatica.

6 Inclusioni fluide

6.1 Definizione

Un'inclusione fluida è una micro-aliquota di fluido naturale incapsulata all'interno di uno o più minerali. Questo fluido è parte integrante della roccia e va considerato assieme ai minerali costituenti.

Un'inclusione fluida si può formare ogni qualvolta un fluido entra in contatto con una roccia. L'esempio tipico è quello di un fluido che si inserisce in una microfrattura. Una volta riempitasi la microfrattura, lungo i bordi di questa il cristallo subisce processi di parziale dissoluzione e ricristallizzazione volti a diminuire l'energia di superficie (processo di *necking down*). A processo terminato, all'interno del cristallo rimangono delle associazioni di cavità isolate riempite di fluido che permettono di identificare la posizione originale della microfrattura. L'insieme di tutte le cavità viene chiamata "associazione di inclusioni fluide", ovvero "*Fluid Inclusion Assemblage – FIA*" (Goldstein & Reynolds, 1994b, Bodnar, 2003). Per definizione, un FIA è un gruppo co-genetico di inclusioni fluide intrappolate insieme all'interno di un minerale ospite durante una determinata fase della sua crescita e/o evento strutturale/metamorfico post-cristallizzazione (e.g., lungo piani cristallografici di crescita, all'interno di microfratture post-cristallizzazione, ecc.). Tale definizione di FIA per le inclusioni fluide è equivalente alla definizione di associazione mineralogica - o "*mineral assemblage*" - data in petrologia metamorfica, secondo cui un'associazione è un gruppo di minerali che coesistono in equilibrio chimico e tessiturale in una determinata fase dell'evoluzione metamorfica di una roccia (e.g., Bucher & Frey, 2002). Così come un'associazione mineralogica definisce una fase dell'evoluzione metamorfica di una roccia, un FIA fornisce le proprietà fisico-chimiche di un fluido naturale intrappolato in uno stadio di cristallizzazione. Analogamente, così come più *mineral assemblage* definiscono l'evoluzione metamorfica di una roccia, più FIA

all'interno di uno stesso cristallo vincolano un set di proprietà fisico-chimiche e quindi, se studiate in dettaglio ed interpretate correttamente, forniscono informazioni sulle variazioni nel tempo (evoluzione) di queste proprietà.

Per definire l'origine delle inclusioni vengono usati tre termini: primario, secondario e pseudo-secondario (Goldstein 2003).

Con il termine primario si indicano inclusioni che sono rimaste intrappolate durante la crescita del cristallo o come diretta conseguenza della crescita.

Le inclusioni secondarie sono quelle che rimangono intrappolate dopo la completa crescita del cristallo. Generalmente sono legate a fratture che tagliano tutte le zone di crescita di una specifica fase minerale e permettono l'intrappolamento delle inclusioni.

Le inclusioni pseudo-secondarie sono quelle che vengono intrappolate prima della completa crescita del cristallo ma non sono un risultato diretto della crescita del cristallo. Esse sono simili a quelle secondarie in quanto rimangono intrappolate lungo le microfrazture ma a differenza di quelle il loro intrappolamento è seguito da un'ulteriore crescita del cristallo.

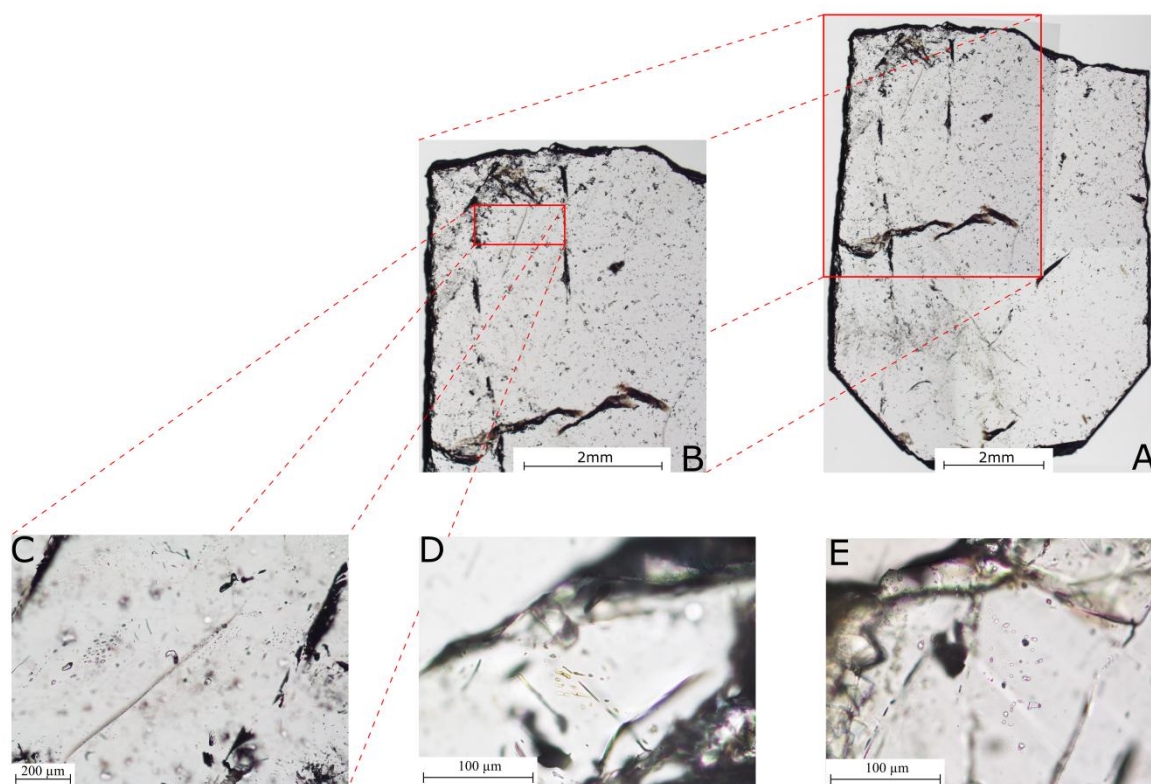


Fig. 9. Cristallo di quarzo euedrale. A) Foto di campagna. B e C) Immagine del quarzo in sezione doppio-lucida pronto per gli studi microtermometrici. Ingrandimento 2,5x D) FIA 1 con ingrandimento 10x.

6.2 Metodi di laboratorio

Lo studio petrografico e microtermometrico dei campioni raccolti sul terreno è stato effettuato nel laboratorio di Microstrutture e Fluidi del Dipartimento BiGeA utilizzando diverse tecniche. Una prima selezione dei campioni è stata effettuata con uno stereomicroscopio Nikon (mod. SMZ745T) al fine di identificare nei campioni a mano cristalli euedrali-subeuedrali contenenti inclusioni fluide. Con questa selezione sono stati identificati campioni di mineralizzazioni a quarzo (DDS 18/02, DDS 18/08) o calcite (DDS 18/04) successivamente utilizzati per la preparazione di sezioni sottili doppio-lucide per lo studio microtermometrico (spessore: 100-120 μm).

Sia le sezioni petrografiche standard, preparate dal campione DDS 18-01, che quelle doppio-lucide per lo studio delle inclusioni fluide sono state studiate con un microscopio petrografico Nikon Ci-POL. Le sezioni petrografiche hanno permesso di determinare la composizione mineralogica e le caratteristiche tessiturali della roccia.

Il lavoro petrografico effettuato in laboratorio ha avuto lo scopo di vincolare le proprietà fisico-chimiche dei FIA identificati. Lo studio petrografico ha permesso in primo luogo l'identificazione di FIA contenenti un numero di inclusioni sufficientemente elevato per sottoporre i dati raccolti ad un trattamento statistico. La selezione petrografica e le successive misure microtermometriche si sono concentrate esclusivamente su inclusioni con dimensioni sufficientemente grandi, almeno 5 μm , per un adeguato studio petrografico. Un altro tipo di caratterizzazione è stata l'identificazione del *tipo di fluido intrappolato* nelle FIA tramite l'identificazione del numero di fasi presenti nelle inclusioni fluide, che possono essere fasi solide, liquide e gassose. In tutte le FIA osservate, le inclusioni contengono sempre un fluido bifase costituito da liquido e vapore, oppure un fluido monofase costituito interamente, o quasi, da vapore. Le misure microtermometriche sono state effettuate soltanto nei FIA in cui le transizioni di fase erano osservabili, cioè nei FIA bifasici (Goldstein & Reynolds, 1994a). I rapporti di volume tra fase vapore e liquida nelle inclusioni, determinati come % del rapporto $\phi = V_v/V_{\text{tot}}$ (cf. Diamond, 2003), sono stati stimati a temperatura ambiente utilizzando tabelle calibrate.

Lo studio microtermometrico, che serve a vincolare temperatura (T), composizione e pressione (P) del fluido intrappolato in un singolo FIA, viene effettuato raffreddando e riscaldando in modo controllato le sezioni doppio-lucide e misurando le T di transizione di stato. Questo studio è stato effettuato con un microscopio Olympus BX51 collegato ad un sistema di raffreddamento-riscaldamento per analisi di inclusioni fluide THMS 600, Linkam Scientific. Questo sistema è calibrato periodicamente utilizzando inclusioni fluide sintetiche alle temperature di -56.6, 0.0, e 374 °C, che corrispondono, rispettivamente, alla T di fusione della CO₂ pura, alla T di fusione del ghiaccio ed alla T di omogeneizzazione totale di inclusioni ad H₂O. L'accuratezza ottenuta da questa calibrazione è di ± 0.2 °C per la temperatura di fusione del ghiaccio (T_{mice}) e di ± 3 °C per le T di omogeneizzazione totale (T_{htot}). Nei campioni selezionati, le transizioni di fase misurate sono state determinate attraverso un metodo sistematico e riproducibile definito in letteratura (Goldstein & Reynolds, 1994a): ciascun campione è stato prima raffreddato alla T di ca. -190 °C (T vicina a quella di congelamento dell'azoto gassoso: -210 °C) e successivamente riscaldato con un gradiente costante e controllato per determinare le T di transizione di fase. Questa procedura permette di determinare, eventualmente, la fusione di un solido carbonico (i.e., T_{mcarb}: solido formato dal congelamento di fasi volatili a C come CO₂, CH₄, o eventuali miscele), la fusione delle fasi eutetiche, la fusione degli idrati di sale (e.g., idroalite: NaCl•H₂O), la fusione del ghiaccio, e la fusione di clatrati (e.g., clatrato di anidride carbonica: CO₂•nH₂O). Con questo metodo, si è potuto stabilire che nelle FIA studiate le transizioni di fase osservabili nel fluido bifase sono quasi sempre T_{mice} e T_{htot}, e che occasionalmente è possibile misurare T_{mcarb}. Seguendo le raccomandazioni riportate in letteratura, tutte le transizioni di fase sono state determinate utilizzando il così detto metodo del *cycling*. La salinità totale delle inclusioni di ciascun FIA, espresse come valori di wt%NaCleq, è stata calcolata utilizzando l'equazione di Bodnar (1993). Le isocore rappresentative di ciascun FIA sono state calcolate utilizzando il software SOWAT (Driesner, 2007; Driesner & Heinrich, 2007).

In questa tesi vengono presentati 50 misure di T_{mice} e T_{htot} relativi a 3 FIA, uno pseudo-secondario, FIA 1, e due di cui non si è potuta definire la tipologia, FIA 2 e FIA 3, intrappolati in quarzo euedrale. Questo quarzo è stato campionato da due fratture, una orientata 040/85 (DDS 18-02) e l'altra 020/72 (DDS 18-08), la prima appartenente alla

famiglia 2, la seconda alla famiglia 1 (Fig. 5). In tutte le FIA bifasiche analizzate, la Thtot avviene per scomparsa di vapore. Tutti i dati microtermometrici raccolti sono riportati nelle Tabelle 4, 5 e 6 in appendice.

Le inclusioni appartenenti a FIA monofasiche (ricche in vapore) sono state studiate solamente attraverso analisi spettrometriche con micro-Raman effettuate presso il Dipartimento di Scienze Matematiche, Fisiche e Informatiche dell'Università di Parma. Le fasi vapore di 7 inclusioni, sempre provenienti dai campioni DDS 18-02 e DDS 18-08, sono state analizzate utilizzando uno spettrometro Jobin-Yvon Horiba LabRam equipaggiato con un laser a He-Ne (linea di emissione: 632.8 nm) ed uno stage motorizzato. La risoluzione spettrale delle misure è stata determinata in ca. 2 cm⁻¹. L'apertura confocale è stata regolata per ottenere una risoluzione spaziale (laterale e di profondità) pari a 1-2 µm. Gli spettri ottenuti sono stati raccolti con un obiettivo 100x (N.A. 0.75). La calibrazione è stata fatta utilizzando il picco a 520.7 cm⁻¹ del Si metallico. Il range spettrale di 100-3600 cm⁻¹ è stato scansionato sistematicamente per determinare la presenza di CO₂, N₂, CH₄, e H₂S, ma le acquisizioni finali sono state fatte tra 1100 e 1800 cm⁻¹ per determinare eventuali spettri di CO₂, e tra 2500 e 3300 cm⁻¹ per determinare eventuali spettri di CH₄. I tempi di acquisizione oscillavano fra 1s e 30s con accumulazione multiple da 2 fino a 30 in modo tale che i picchi risultassero il più evidenti possibili. L'energia incidente sulla superficie del campione è stata di ca. 1 mW, ma quella sulle inclusioni è da considerare inferiore a causa ai processi di riflessione e *scattering*.

6.3 Risultati delle analisi microtermometriche

I cristalli di quarzo euedrale presentano tutti al loro interno associazioni di inclusioni fluide (Fig. 9) che permettono la raccolta di dati microtermometrici (Fig. 10.). Le inclusioni bifase più grandi si trovano nel campione DDS 18-08, da cui è stato selezionato il FIA 1. Tutti e cinque i cristalli campionati da DDS 18-02 presentano assemblage di inclusioni monofase a vapore, ma solo due di loro contengono inclusioni bifase anche se di dimensioni ridotte e/o di forma allungata. La calcite del campione DDS 18-04 è priva di inclusioni fluide.

Il FIA 1 è un trail pseudo-secondario contenente diverse decine di inclusioni da cui sono state misurate la Tmice (28 misure) e la Thtot. La media delle Tmice misurate è di -0.9±0.1 °C a cui corrisponde una salinità media di 1.5 wt% NaCleq (Tabella 1). La media delle Thtot è di 199±1 °C e l'omogeneizzazione avviene sempre per scomparsa della bolla di vapore.

Tabella 1. Sintesi dei dati microtermometrici del FIA1.

Tmice (°C)	wt% NaCleq	Thtot (°C)	
-0.9	1.5	199	Average
0.1	0.1	1	Stdev

Note: La lista dei dati misurati è riportata in Tabella 4 dell'appendice

Il FIA 2 si trova all'interno di uno dei due cristalli studiati del campione DDS 18-02. Per questo trail non è stato possibile determinarne la natura primaria, secondaria o pseudo-secondaria. Nonostante vari tentativi effettuati, non è stato possibile misurare Tmice in questo assemblage perché nessun cambiamento di fase era visibile alle basse T. Questo potrebbe essere spiegato dalla geometria delle inclusioni, che essendo molto allungate non hanno permesso l'osservazione di cambiamenti di fase. Tuttavia si è osservato la fusione di un solido all'interno di un'inclusione alla T di -77.5 °C, che è stata interpretata come un

valore di $T_{m_{carb}}$. La T_{htot} è stata osservata a 105 ± 5 °C in un numero illimitato di misure e l'omogeneizzazione è avvenuta per scomparsa di bolla di vapore (Tabella 5).

Il FIA3 si trova nel secondo cristallo analizzato nel campione DDS 18-02. In questo assemblage, l'unico valore misurato di T_{mice} è stato di $-8,8$ °C, a cui corrisponde una salinità di 12.6 wt%NaCleq (Tabella 6). La T_{htot} misurata in poche inclusioni è stata di 192 ± 15 °C e l'omogeneizzazione è avvenuta per scomparsa di bolla di vapore.

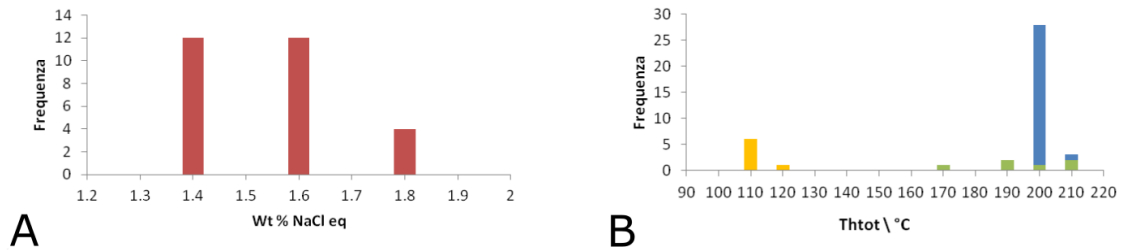


Fig. 10. A) Salinità del fluido nel FIA 1; B) Temperatura di omogeneizzazione totale nei tre FIA studiati: FIA1 in blu, FIA2 in giallo, FIA3 in verde.

Sette inclusioni, 5 monofase di vapore da due cristalli del campione DDS 18-02 e due inclusioni bifase dal campione DDS 18-08 sono state analizzate con la microsonda Raman (Fig.11). Tutte queste inclusioni, a parte la A del cristallo 4 e la 25 del campione DDS 18-08, sono risultate essere composte esclusivamente da CH_4 , che genera un picco caratteristico al numero d'onda di ca. 2934 cm^{-1} . Lo spettro dell'inclusione A presenta un picco intorno al valore 1609 cm^{-1} , che corrisponde a quello del carbonio amorfo. Lo spettro dell'inclusione 25 invece presentava due picchi intorno ai valori 1084 cm^{-1} e 1160 cm^{-1} corrispondenti a quelli della CO_2 ; tuttavia una buona immagine di questi picchi sono stati possibili dopo 10 acquisizioni da 60 secondi. Ciò suggerisce qualitativamente una bassa concentrazione di CO_2 nella fase vapore.

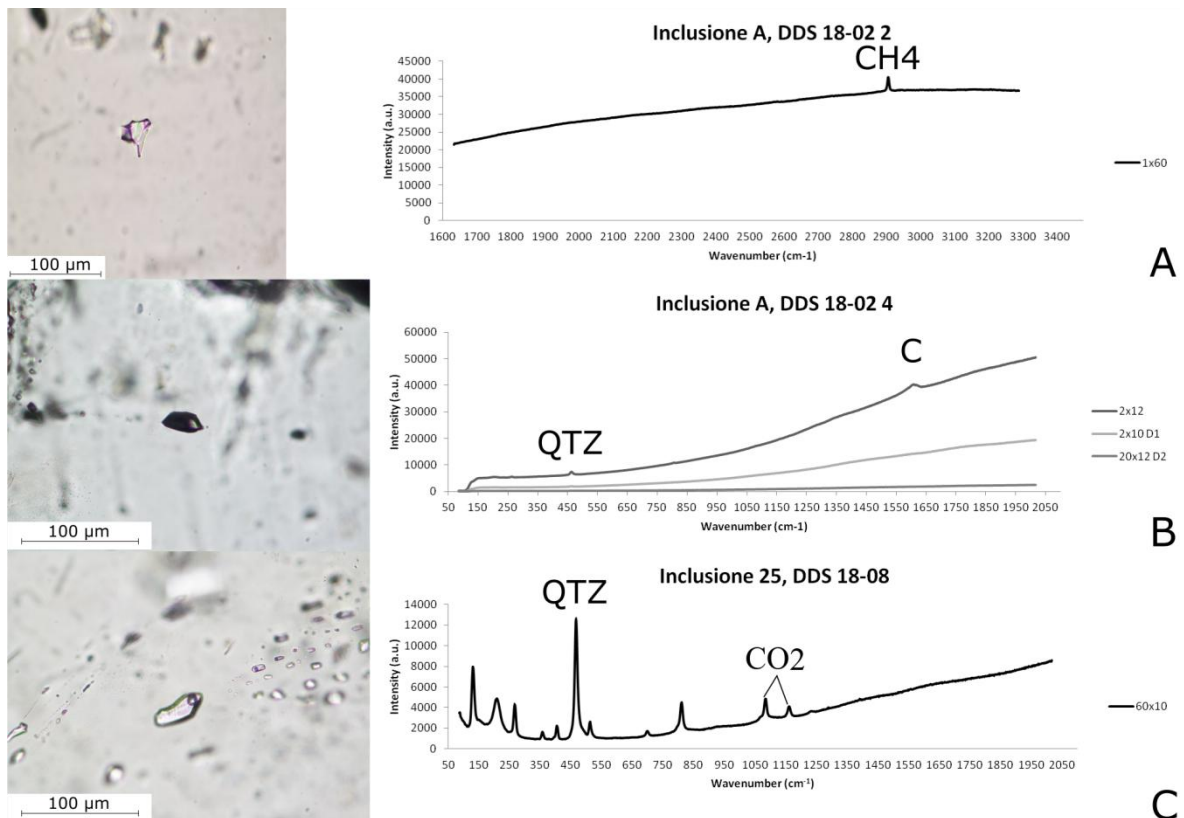


Fig. 11. A) Spettro Raman dell'inclusione A nel cristallo 2 del campione DDS 18-02. Il picco indicato è alla lunghezza d'onda tipica del metano ed è stato misurato in tutte le inclusioni analizzate. La misura è stata effettuata ripetendo 60 volte un'acquisizione di 1s. B) Spettro Raman dell'inclusione A nel cristallo 4 del campione DDS 18-02. Sono presentati 3 profili frutto di tre diverse misurazioni con tempi di acquisizione e ripetizioni differenti ma con filtri via via più forti (D1 e D2). Il picco nel profilo 2x12 è quello tipico del carbonio amorfo, tuttavia inserendo i filtri per confermarne la presenza non è più stato visibile. C) Spettro Raman dell'inclusione 25 del FIA1 del campione DDS 18-08. Oltre a presentare il picco tipico del quarzo (presente anche nello spettro B) esso presenta anche i due picchi tipici della CO₂.

7. Discussione

I dati microtermometrici e di spettrometria Raman mostrano che, al tempo della formazione delle due famiglie di fratture orientate 040/85 (FIA 1) e 020/72 (FIA 2 e 3), due tipi di fluido erano presenti – uno di tipo acquoso ed uno (carbonico) a metano. La fase vapore del fluido acquoso contiene CH₄, ma la sua concentrazione è tale (bassa) da permettere soltanto la detezione attraverso spettrometria Raman. Da questi fluidi si è formata l'associazione mineralogica quarzo-calcite-materiale organico (C); quindi, le proprietà fisico-chimiche di queste due tipologie di fluido vincolano la genesi delle fratture considerate. Considerato che questo lavoro di tesi si è concentrato sulla definizione delle proprietà del fluido bifase, da cui si possono derivare proprietà fondamentali come densità e T di intrappolamento, e che i dati raccolti non permettono la definizione delle isocore del fluido carbonico, questo lavoro non è in grado di elaborare un modello geochimico-strutturale completo delle fratture, ma pone soltanto una serie di vincoli certi sul fluido acquoso, che sono discussi qui sotto.

I dati raccolti mostrano che il fluido acquoso che ha formato le famiglie di fratture era omogeneo al tempo del suo intrappolamento ed aveva una salinità bassa, dell'ordine di 1.5 wt%NaCleq (FIA1). Batch di fluido a salinità superiore erano probabilmente presenti nelle fratture (13 wt%NaCleq., FIA 3), ma i dati a disposizione non permettono una valutazione

definitiva di questo aspetto. Le T minime di formazione del fluido (T_{htot}) sono comprese tra i 100 e 200 °C, ed indicano la presenza di fluidi a termalità relativamente elevata all'interno delle fratture.

Le isocore del FIA1 e FIA3 permettono una valutazione della T di intrappolamento (T_{trap}) del fluido attraverso una valutazione della cosiddetta correzione di pressione (Fig. 12) da applicare all'intervallo di valori di T_{htot} misurati (Goldstein & Reynolds, 1994a; Bodnar, 2003). I vincoli geologico-geochimici forniti da Mullis (1988), Zattin (1998) e Caricchi et al (2015) forniscono tre possibili correzioni sulla base di dati di inclusioni fluide (Mullis) e valori di seppellimento massimo della sequenza sedimentaria nella zona di Porretta Terme (Zattin e Caricchi et al.). Queste tre diverse correzioni non permettono di calcolare un valore univoco di T_{trap} , dal momento che secondo Mullis (1988) la coesistenza delle inclusioni a metano con quelle ad $H_2O-NaCl$ può avvenire a P di 200 MPa (Fig. 12), a cui corrisponde una profondità minima di seppellimento (e di erosione post-intrappolamento) di 8-9 km. Questa P è però distinta da quella che si ottiene da altri lavori effettuati nell'area. A queste condizioni, si stima una T_{trap} di 310-320 °C per la FIA1 e FIA3 studiati qui.

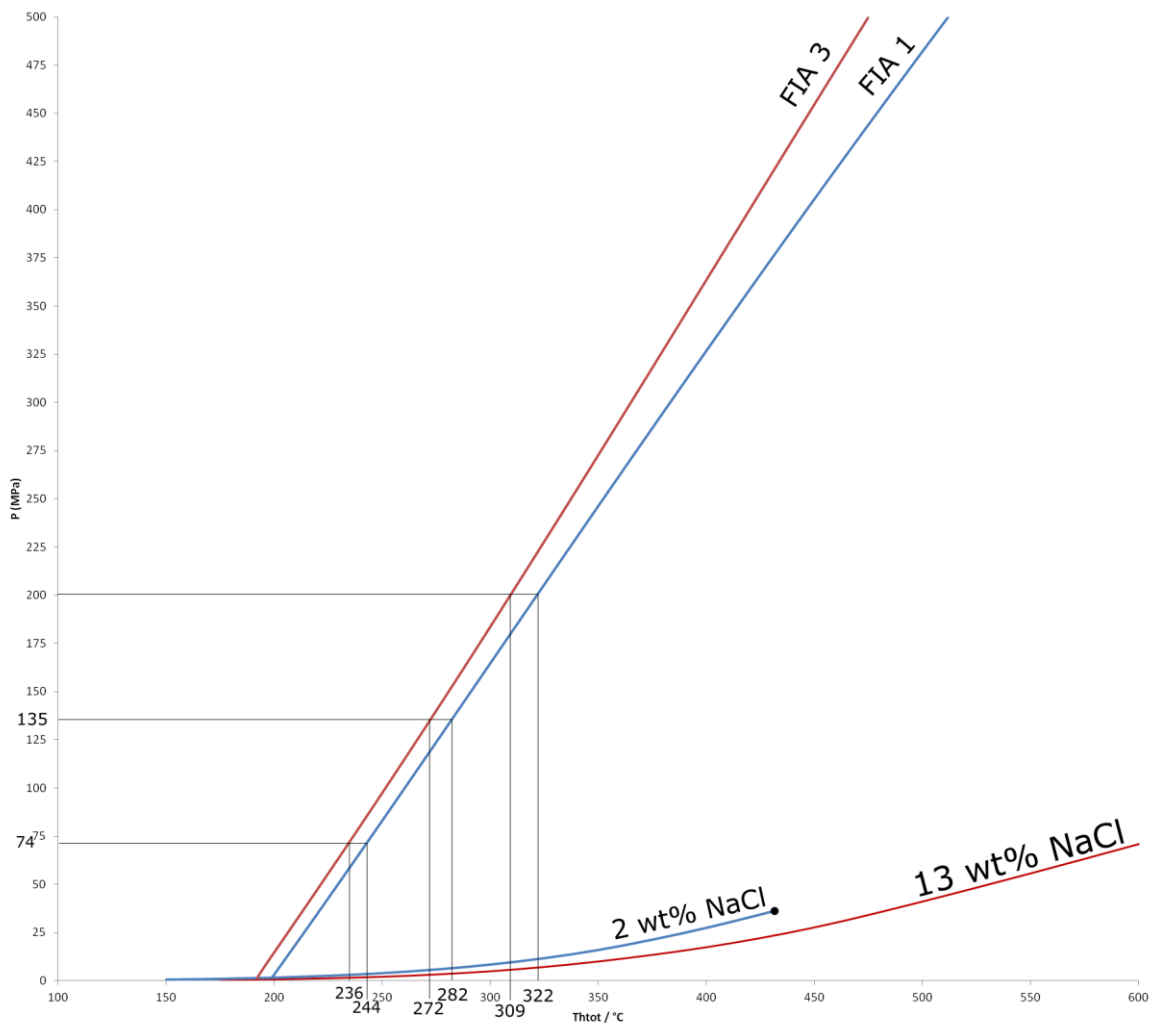


Fig. 12. Diagramma P-T dei fluidi modello $H_2O-NaCl$ relativi alla FIA1 e 2 ed isocore relative (FIA 1: blu; FIA 2: in rosso). La T_{trap} delle inclusioni si può stimare a partire dalle T_{htot} misurate (ca. 100 e 200 °C) applicando la cosiddetta “correzione di pressione”, che è basata su vincoli geologici-geochimici

indipendenti. I valori di pressione riportati lungo l'asse verticale rappresentano queste correzioni, prese da Mullis (1988), Zattin (1998) e Caricchi et al. (2015). A queste correzioni corrispondono Ttrap comprese nell'intervallo 235-320 °C, che può essere considerato quello di formazione delle fratture e dalla mineralizzazione. Si legga il testo per una discussione più ampia. Si noti che il punto alla fine della curva L-V del fluido con 2 wt%NaCl corrisponde al punto critico della soluzione (432 °C; 36.44 MPa).

Attraverso lo studio della rifrazione della vitrinite e la diffrattometria ai raggi X dei minerali argillosi, Caricchi et al. (2015) hanno calcolato un seppellimento massimo raggiunto dalle varie porzioni del prisma orogenico dell'Appennino Settentrionale. La sezione presentata in Fig. 13 mostra lo spessore del prisma nel Miocene e i carichi tettonici dedotti.

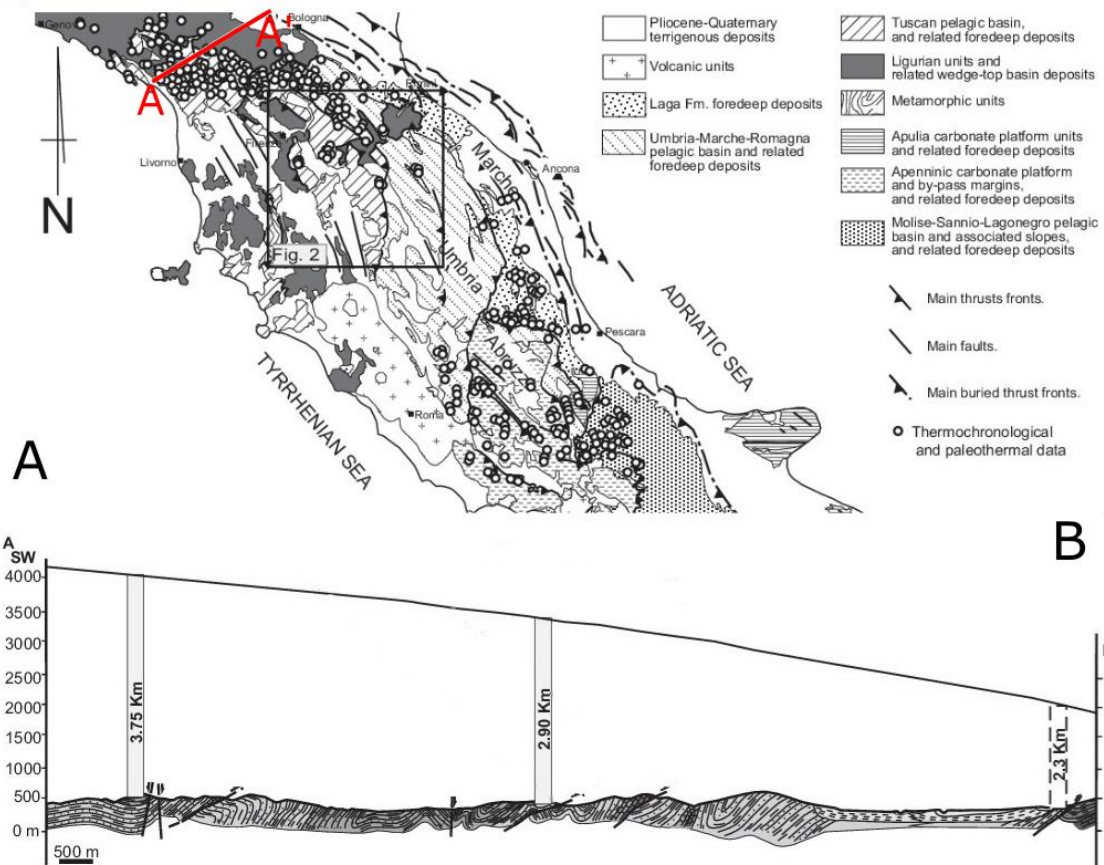


Fig. 13. A) Carta geologica schematica della penisola italiana. B) Sezione geologica che mostra la copertura del prisma orogenico nel Miocene (linea nera più in alto) e i carichi tettonici calcolati. Le barre grigie/solide rappresentano il massimo carico tettonico / spessore (oramai eroso) del prisma; la barra bianca/tratteggiata rappresenta la proiezione del carico tettonico calcolato per la stessa copertura ma in una sezione differente. Tratto e leggermente modificato da Caricchi et al., 2015

Considerando quindi il seppellimento massimo di circa 3 km e stimando una pressione litostatica, calcolata come $\rho g z$, con $\rho=2,5 \text{ g/cm}^3$ (Mullis 1988), di circa 73,6 MPa, è possibile stimare una temperatura di intrappolamento di circa 244 °C per FIA1 e 236 °C per FIA3 (Fig. 12)

Attraverso lo studio delle tracce di fissione dell'apatite e della rifrazione della vitrinite, Zattin (1998) ha stimato un seppellimento massimo di circa 5.5 km per la zona di Porretta Terme (Fig. 14), corrispondente ad una P di circa 135 MPa. Con questa correzione è possibile stimare una Ttrap di circa 270-280 °C per FIA1 e FIA3, rispettivamente.

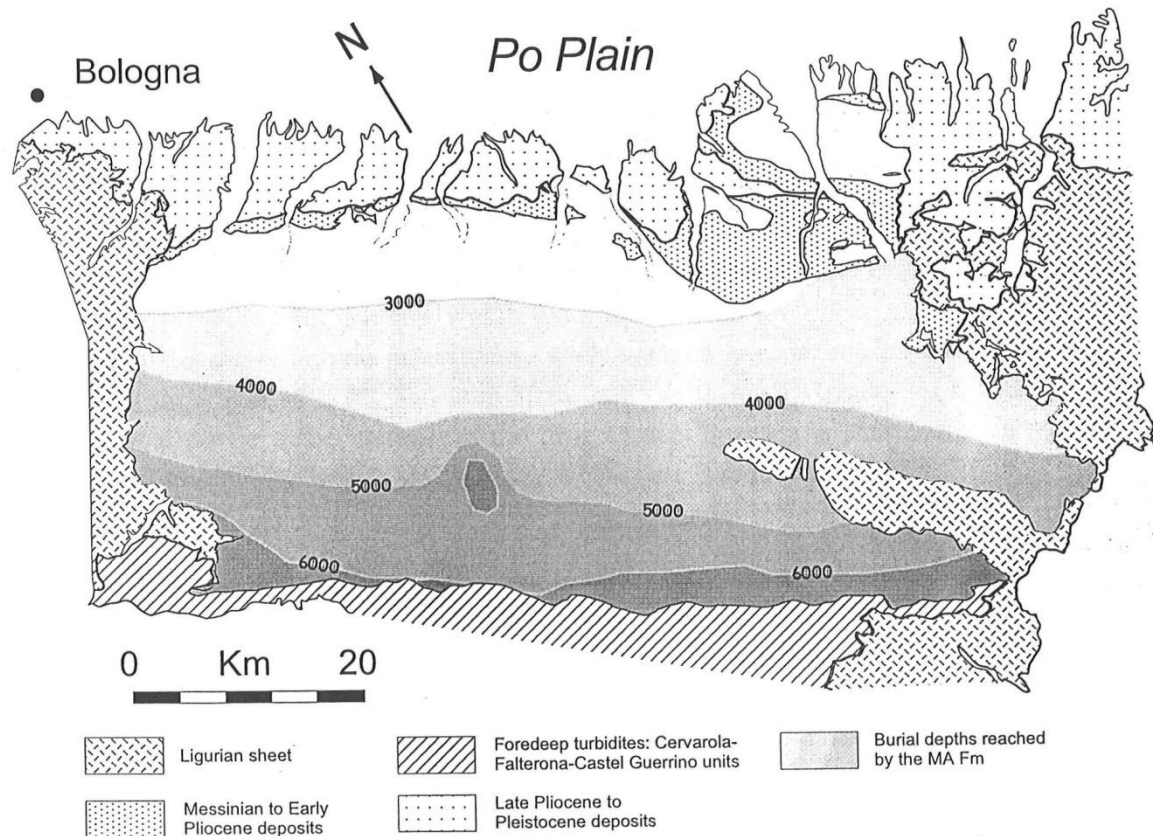


Fig. 14. Mappa delle isopache del seppellimento massimo della successione della Marnoso-arenacea considerando una superficie di riferimenti a 300 metri sopra il livello del mare. Tratta da Zattin, 1998.

In sintesi, l'intervallo possibile di T_{trap} del fluido delle fratture è di 235-320 °C. Si noti che questo valore non si riferisce al FIA 2 in cui la T_{htot} è di ca. 100 °C per via dell'insufficienza dei dati microtermometrici raccolti. Questa T , di 100° inferiore alle altre due determinate, indica sicuramente una fase secondaria di accrescimento del cristallo di frattura ed una seconda generazione di fluidi. Tuttavia questa ipotesi manca di un'evidenza petrografica in quanto non è stato possibile stabilire la tipologia (primario, secondario, pseudo secondario) dei FIA 2 e 3, e stabilire quindi una cronologia relativa fra i tre assemblage studiati.

I cristalli euedrali di quarzo sono stati trovati solamente all'interno delle discontinuità che fanno parte delle tre famiglie di fratture descritte nel capitolo 4. Come si può vedere in fig.15, esistono discontinuità senza cristalli euedrali che hanno una direzione e un'immersione tale da poter rientrare nelle famiglie individuate ma non vi sono fratture con cristalli euedrali che non fanno parte delle famiglie studiate. Esiste quindi un legame fra la direzione delle fratture e la presenza di cristalli euedrali. Non sono stati individuati altre correlazioni fra cristalli e discontinuità tuttavia è possibile che esista un vincolo legato alla litologia non individuato in questo lavoro a causa della limitata estensione dell'area studiata. Estendendo l'area di studio si potrebbe inoltre individuare un

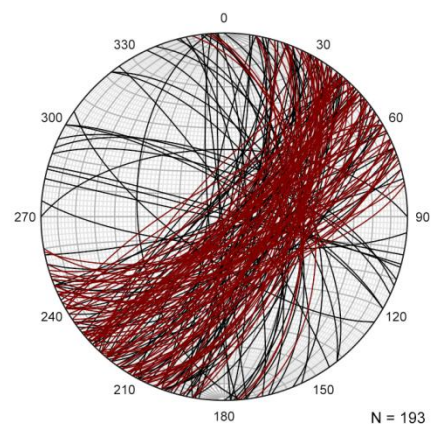


Fig. 15. Stereogramma di tutte le discontinuità misurate in campagna

pattern spaziale legato alla direzione dei fluidi e delimitare l'area in cui sono presenti mineralizzazioni.

L'analisi delle inclusioni fluide ha indicato la presenza in passato di fluidi con temperatura vicino ai 200 °C nell'area che attualmente presenta fluidi con temperature inferiori ai 40 °C. La presenza di un trail con temperatura molto inferiore agli altri due indica quasi sicuramente una fase successiva di accrescimento del cristallo e una seconda generazione di fluidi. Tuttavia questa ipotesi manca di un sostegno petrografico in quanto non è stato possibile stabilire la tipologia (primario, secondario, pseudo secondario) del FIA 2 e del FIA 3 e stabilire quindi una cronologia relativa fra i tre assemblage studiati.

La presenza di cristalli eudrali ben preservati lungo le pareti delle fratture indica che l'ultimo evento deformativo è stato di tipo estensionale e quindi di natura dilatante e non associato a deformazioni di taglio che avrebbero impedito la crescita e la preservazione dei delicati cristalli. Ciò è provato anche dalla presenza di strie di faglia ad alto angolo sulle stesse discontinuità (Fig. 6). Allo stesso tempo la sporadica presenza sugli stessi piani anche di occasionali strie sub-orizzontali ci permette di vincolare anche un altro evento deformativo di tipo trascorrente (Fig. 6). Esso avrebbe preceduto l'estensione e la formazione dei cristalli campionati.

Tutte le discontinuità misurate indicano un'estensione NW-SE e cioè anti-appenninica. L'estensione appenninica, come descritto al paragrafo 2.2, è generalmente NE-SW, è presente in tutta la parte più interna della catena, migra progressivamente verso est e probabilmente nella zona più esterna della catena si esprime con faglie fragili ad alto angolo simili alle discontinuità studiate. Tuttavia, come indicato nella carta sismotettonica dell'Emilia Romagna (Martelli et al. 2017), a sud di Ponte della Venturina lungo la valle del Reno, pochi chilometri a SE dell'area studiata, è stata ipotizzata la presenza di una faglia normale con direzione NE-SW con estensione NW-SE, quindi compatibile con le discontinuità studiate. La stessa carta inoltre, indica la presenza di faglie normali con direzione SW-NE lungo quasi tutte le valli emiliano-romagnole, da quella del Reno fino a quella del Lamone. Questo permette di inserire le discontinuità studiate all'interno di un quadro tettonico più complesso e vasto in cui l'estensione in direzione NE-SW con faglie duttili a basso angolo potrebbe essere preceduta da estensione in direzione SE-NW con faglie fragili ad alto angolo.

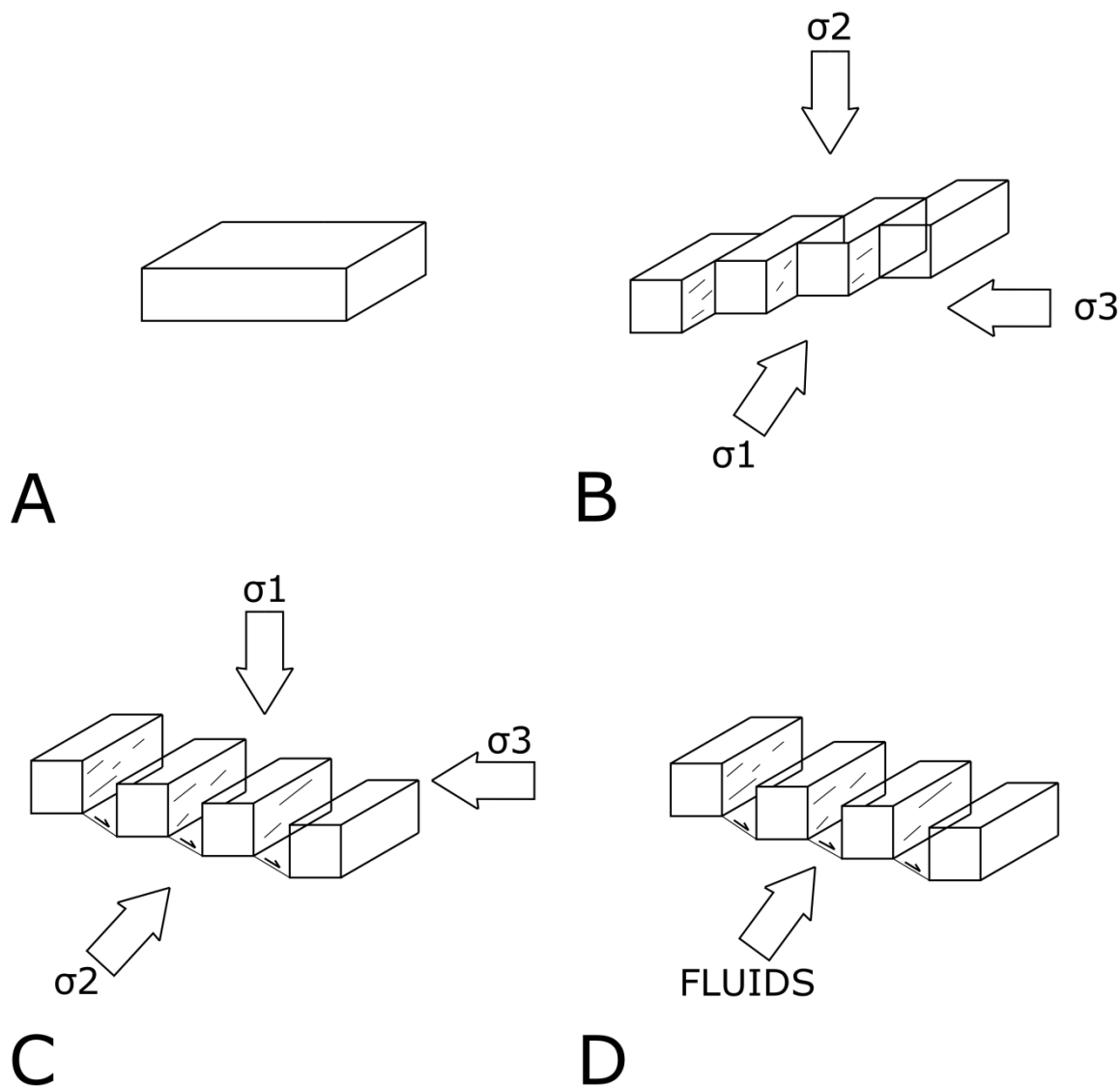


Fig. 16. A) Roccia in deformatata; B) Evento deformativo trascorrente e relative strie di faglia. C) Evento deformativo estensivo. C) Circolazione della prima generazione di fluidi.

Purtroppo non è stato possibile ricostruire una storia deformativa più precisa in quanto non sono state rilevati abbastanza indicatori cinematici per potere vincolare con precisione la sequenza degli eventi deformativi e le loro caratteristiche cinematiche.

Lo studio delle inclusioni fluide ha permesso di identificare almeno due generazioni successive di fluidi. Il primo con temperature superiori ai 200 °C e il secondo con temperature attorno ai 100 °C. La circolazione dei fluidi è iniziata non prima dell'ultimo evento deformativo ma non è possibile stabilire una cronologia relativa precisa fra i due eventi in quanto non abbiamo dati sull'età delle fratture né su quella delle inclusioni. Entrambe le generazioni di fluidi presentano temperatura molto superiori a quelle attuali che sono di circa 30 °C.

La ricostruzione delle condizioni di intrappolamento si è rivelata più complicata del previsto sia per la mancanza di indicazioni sulla salinità del fluido della FIA2 sia, soprattutto, per la mancanza di univocità sulla profondità di seppellimento massima

raggiunta. Sebbene lo studio di Mullis (1988) presenti molte affinità con il mio lavoro, i risultati ottenuti in termini di T_{tot} sono simili ed è stata rilevata anche la presenza di metano seppur solo al Raman, egli indica dei valori di seppellimento massimo quasi doppi rispetto al lavoro di Zattin (1998) e tripli rispetto a quelli di Caricchi et al (2015). Inoltre alla pressione indicata (200 MPa) il quarzo dovrebbe presentare deformazione duttile ma ciò non è stato osservato. Gli ultimi due lavori sono più recenti ma sono stati svolti in località differenti da quella studiata. Nonostante che alla scala dell'orogene le aree di studio siano vicine, non è possibile assimilarle poiché esiste una notevole variazione della storia deformativa muovendosi parallelamente all'orogene (Thomson et al., 2010).

Un valore di seppellimento massimo certo non è indispensabile poiché anche un valore unico fornirebbe comunque solo un dato indicativo delle possibili condizioni di intrappolamento in quanto non conosciamo l'età precisa delle inclusioni in relazione all'evoluzione dinamica del prisma orogenico. Tuttavia, se si individuassero delle variazioni costanti nelle inclusioni fluide dei cristalli di famiglie differenti, anche un dato di temperatura indicativo potrebbe fornirci informazioni utili a ricostruire una cronologia relativa fra le tre famiglie studiate. Allo stesso modo, la mancanza di queste differenze su un campione statisticamente rilevante ci permetterebbe di provare con certezza che la crescita dei cristalli è successiva alla formazione delle fratture.

8. Conclusioni

Attraverso lo studio sistematico delle fratture e delle relative mineralizzazioni è stata trovata una relazione fra la presenza di cristalli di quarzo euedrale e l'orientazione delle fratture. Queste discontinuità, con direzione compresa fra 000° e 090° , sono state divise in tre famiglie in base alla direzione, 010° - 040° , 040° - 060° e 060° - 090° .

Tutte le fratture sono di tipo estensionale o ibrido e sono sub verticali o ad alto angolo. L'estensione e la direzione di questa possono essere ricondotte alla tettonica dell'Appennino settentrionale come visto dalla carta sismotettonica.

Dopo il primo evento deformativo di tipo trascorrente, l'ammasso è stato interessato da un secondo evento di tipo estensionale. Durante o dopo questo evento è circolata una prima generazione di fluidi con temperatura superiore ai 200°C , come visto dai FIA 1 e 3, e successivamente una seconda generazione con temperatura attorno ai 100°C , come visto dal FIA 2.

Estendendo l'area di studio e aumentando il numero di campioni studiati si potrebbero trovare delle relazioni temporali certe fra le famiglie di discontinuità ma anche per la crescita dei cristalli che sarebbero possibili anche in assenza di un modello di evoluzione dinamica del prisma orogenico certo.

Bibliografia

Bodnar R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 683-684.

Bodnar R. J., 2003. The origin of fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. (eds.) *Fluid inclusions: Analysis and Interpretation*. Vancouver, Canada: Mineralogical Association of Canada, 11-18.

Bombicci L., 1898. Sulla probabilità che talune anomalie di forma nei cristalli dipendano da durevoli movimenti negli spazi naturalmente cristalli geni. *Mem. R. Accad. Sci. Ist. Bologna, Ser. V*, tomo VII, 761-780.

Bosellini A., 2005. *Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni*. Zanichelli, Bologna. P.183.

Botti F., Daniele G. and Baldacci F., 2011. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1 : 50.000, foglio 251 "Porretta Terme".

Bucher K. Frey, M., 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer

Caricchi C., Aldega L. and Corrado S., 2015. Reconstruction of maximum burial along the Northern Apennines thrust wedge (Italy) by indicators of thermal exposure and modeling. *GSA Bulletin* **127**, 428-442.

Capozzi R, Picotti V., 2010. Spontaneous fluid emissions in the Northern Apennines: Geochemistry, structures and implications for the petroleum system. In: Goffey G. P., Craig J., Needham T., Scott R. (eds), 2010. *Hydrocarbons in Contractual Belts*. Geological Society, London, Special Publications, **348**, 115-135.

Diamond L. W. ,2003. Glossary: terms and symbols used in fluid inclusion studies. In: Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D. (eds.) *Fluid inclusions: Analysis and Interpretation*. Vancouver, Canada: Mineralogical Association of Canada, 363-372.

Driesner T. and Heinrich C. A., 2007. The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl}. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 4880-4901.

Driesner T., 2007. The system H₂O–NaCl. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000 °C, 1 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl}. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 4902-4919.

Gambari L., 1868. Descrizione dei quarzi di Porretta. *Ann. Soc. Nat. Modena*, III, 1-19.

Goldstein R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. *In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. **32**, 9-53.

Goldstein R. H. and Reynolds T. J., 1994a. Fluid inclusion microthermometry. In: Goldstein, R. H. (ed.) *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals - SEPM Short Course 31*. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 87-121.

Goldstein R. H. and Reynolds T. J., 1994b. Fluid inclusion petrography. In: Goldstein, R. H. (ed.) *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals - SEPM Short Course 31*. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 69-85.

Gurrieri F., Felli P. and Bargossi G.M., 2008. *Pietra serena. Materia della città*. Ed. Aida, Firenze, p. 216

Martelli L., Bonini M., Calabrese I., Corti G., Ercolessi G., Molinari F.C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F. and Severi P., 2017. Carta sismo tettonica della regione Emilia-Romagna e aree limitrofe alla scala 1:250 000.

Mullis J., 1988. Rapid subsidence and upthrusting in the Northern Apennines, deduced by fluid inclusion studies in quartz crystals from Porretta Terme, *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* **68**: 157-170.

J. Pettijohn, F. E. Potter, P and Siever, R., 1974. *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin, p. 552.

Thomson S.N., Brandon M.T., Reiners P.W., Zattin M., Isaacson P.J. and 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**, 1160-1179.

Zattin M., 1998. Apatite thermochronology of the Marnoso-arenacea succession (Miocene, Northern Apennines). Tesi di dottorato, Università degli Studi di Bologna, p. 139.

Appendice

Tabella 2. Stima dei valori modali dei componenti del campione DDS 18-01 valutati utilizzando sia ImageJ, sia con un'analisi semi-quantitativa di immagini petrografiche.

Spot	Quarzo	K-Feld	Fillosilicati	Opachi	Matrice	Totale
1	20	20	5	5	50	100
2	20	15	10	5	50	100
3	23	18	9	5	45	100
4	20	18	13	3	46	100
5	22	15	15	3	45	100
6	20	18	15	5	42	100
7	20	18	12	5	45	100
8	23	17	7	7	46	100
Media	21	17.375	10.75	4.75	46.125	100

Tabella 2. Stima dei valori modali dei componenti del campione DDS 18-01 al contatto con la mineralizzazione valutati utilizzando sia ImageJ, sia con un'analisi semi-quantitativa di immagini petrografiche.

Spot	Quarzo	K-Feld	Fillosilicati	Opachi	Matrice	Alterati	Totale
1	20	15	6	10	42	7	100
2	20	18	4	9	42	7	100
Media	20	16.5	5	9.5	42	7	100

Tabella 4. Dati microtermometrici del FIA 1, pseudo-secondario del campione DDS 18-08.

FI n°	Filling (%)	Dim. (µm)	Tmice (°C)	wt% NaCleq	Thtot (°C)	Hom. Mode
3	15	14	-1	1.74		
4	15	8	-1	1.74	197.5	L
5	15	6	-1	1.74	197.5	L
6	15	16			198.5	L
7	15	6			198.5	L
8	15	6			198.5	L
9	15	26	-0.9	1.57	200.5	L
10	15	12	-1	1.74	199.5	L
11	15	22	-0.9	1.57	199.5	L
13	15	24	-0.9	1.57	197.5	L
14	15	20	-0.9	1.57	198.5	L
16	15	16	-0.9	1.57	199.5	L
17	15	12			198.5	L
18	15	14			198.5	L
19	15	18	-0.9	1.57	198.5	L
20	15	12	-0.9	1.57	198.5	L
21	15	14	-0.9	1.57	198.5	L
22	15	8	-0.9	1.57	198.5	L
24	15	24	-0.9	1.57	200.5	L
25	15	46	-0.8	1.40	198.5	L
26	15	8	-0.8	1.40	198.5	L
27	15	6	-0.8	1.40	198.5	L
28	15	10			198.5	L
29	15	44	-0.8	1.40		
30	15	12	-0.9	1.57		
31	15	8	-0.9	1.57	198.5	L
34	15	18	-0.8	1.40	198.5	L
35	15	14	-0.8	1.40	198.5	L
36	15	16	-0.8	1.40	198.5	L
37	15	15			200.5	L
38	15	20	-0.8	1.40	198.5	L
40	15	10	-0.8	1.40	197.5	L
41	15	17	-0.8	1.40		
42	15	18	-0.8	1.40	197.5	L
43	15	7	-0.8	1.40	197.5	L

Note: il simbolo “L” nella colonna denominata “Hom. Mode” indica che l’inclusione omogeneizza per scomparsa di vapore.

Tabella 5. Dati microtermometrici del FIA 2, di tipologia incerta del cristallo 2, campione DDS 18-02.

FI n°	Filling (%)	Dim. (µm)	Tmice (°C)	wt% NaCleq	Thtot (°C)	Hom. Mode
1	15	5			113.5	L
2	15	20			100.5	L
3	15	17			103.5	L
4	15	27			109.5	L
5	15	10			100.5	L
6	15	22			106.5	L
10	15	5			101.5	L
					105	Media
					5	Dev. Std.

Note: il simbolo “L” nella colonna denominata “Hom. Mode” indica che l’inclusione omogeneizza per scomparsa di vapore.

Tabella 6. Dati microtermometrici del FIA 3, di tipologia incerta del cristallo 3, campione DDS 18-02.

FI n°	Filling (%)	Dim. (µm)	Tmice (°C)	wt% NaCleq	Thtot (°C)	Hom. Mode
3	15	7			188.5	L
4	15	13	-8.8	12.62		
5	15	7			185.5	L
12	15	9			167.5	L
19	15	5			193.5	L
20	15	11			208.5	L
21	15	14			205.5	L
					192	Media
					15	Dev. Std.

. Note: il simbolo “L” nella colonna denominata “Hom. Mode” indica che l’inclusione omogeneizza per scomparsa di vapore.

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare il mio relatore, Prof. Giulio Viola, e il mio correlatore, Dott. Paolo Garofalo, per il tempo dedicatomi durante tutto il periodo in cui ho lavorato a questa tesi.

Vorrei ringraziare poi Luca Castellucci per avermi accompagnato e supportato durante i tre giorni di rilevamento.

Ringrazio i miei genitori, per avermi sostenuto durante questi tre anni di università, le nonne e tutti i parenti.

Infine ringrazio i miei amici e i miei coinquilini per avermi supportato e sopportato durante questi tre anni.