

C. MONTOMOLI (*)

EVOLUZIONE TERMO-BARICA DEL COMPLESSO METAMORFICO DEI MONTI PISANI (APPENNINO SETTENTRIONALE) E INCLUSIONI FLUIDE: DATI PRELIMINARI

Riassunto - Lo studio delle inclusioni fluide intrappolate in un sistema di vene sintettoniche sviluppatasi durante la prima fase deformativa che ha interessato la successione metamorfica affiorante sui Monti Pisani (Appennino Settentrionale) ha permesso di ottenere nuovi dati sull'evoluzione termobarica di questa unità tettonica. Analisi petrografiche, microtermometriche e Raman hanno messo in evidenza la presenza di inclusioni acquose carboniche trifasiche. L'andamento delle isocore, affiancato dallo studio delle tessiture di riequilibrio delle inclusioni, mettono in evidenza che il massiccio dei Monti Pisani possa essere stato sottoposto, durante la prima fase deformativa (D1) a valori di pressione più elevati di quelli fino ad ora stimati, compresi tra 0,6 e 0,7 Gpa.

Parole chiave - Monti Pisani, vene sintettoniche, inclusioni fluide; metamorfismo.

Abstract - *Thermo-baric evolution of Monti Pisani metamorphic complex (Northern Apennines) and fluid inclusion data: preliminary data.* A fluid inclusion study performed in quartz crystals of syntectonic veins developed during the first deformation phase in the Massa Unit of Monti Pisani (Northern Apennines) led to gain some new data about the thermo-baric evolution of this tectonic unit. Petrographic, microthermometric and Raman data highlighted the presence of three phases aqueous-carbonic inclusions. Isochores distribution, combined with the study of riequilibrium textures of fluid inclusions, indicate that the Monti Pisani massif could have been experienced, during the first tectonic phase, higher pressure values (between 0.6 and 0.7 Gpa) than that accepted till now.

Key words - Monti Pisani, syntectonic veins, fluid inclusions; metamorphism.

INTRODUZIONE

I Monti Pisani rappresentano uno dei principali nuclei metamorfici dell'Appennino Settentrionale e fanno parte della Dorsale Medio Toscana che si estende dalle Alpi Apuane, a Nord, fino alla dorsale di Monticiano-Roccastrada ed ai Monti dell'Uccellina, a Sud.

Nello studio dell'evoluzione tettono-metamorfica dell'Appennino Settentrionale uno dei problemi attualmente più dibattuti riguarda la determinazione del piccolo metamorfico raggiunto dalle diverse unità tettoniche tra cui l'Unità di Massa, a cui i Monti Pisani sono stati correlati (Rau & Tongiorgi, 1974).

Franceschelli *et al.* (1986) hanno riconosciuto, a scala regionale, nell'Unità di Massa una zoneografia meta-

morfica caratterizzata da quattro *zone metamorfiche* con andamento NW-SE, parallelo alle principali direzioni strutturali della catena. Essi riconoscono un aumento del grado metamorfico procedendo dalle zone più interne della catena verso quelle più esterne e distinguono nell'ordine: 1) zona a caolinite (pozzo Perugia 2, Umbria); 2) zona a caolinite e pirofillite (Monte Argentario e parte dell'Unità di Massa affiorante nell'area di Monticiano-Roccastrada e nei Monti Leoni); 3) zona a pirofillite (Monti Pisani, Iano, Monti Leoni, area di Monticiano-Roccastrada ed alcuni affioramenti in sottosuolo nella zona di Larderello); 4) zona a cianite (Massa e affioramenti in sottosuolo nella zona di Larderello). Questa zoneografia metamorfica corrisponde, secondo gli autori, ad un intervallo di temperatura compreso tra 300°C e 450°C e pressioni variabili tra 0,3 e 0,5 GPa.

Recenti studi hanno tuttavia messo in evidenza la presenza di valori di pressione massima più elevati. In particolare Jolivet *et al.* (1998) e Molli *et al.* (2000, 2002) hanno determinato pressioni comprese tra 0,8 e 0,9 GPa per l'Unità di Massa affiorante lungo il versante occidentale delle Alpi Apuane, nella zona di Massa. Condizioni di pressione più elevate (0,8-0,10 Gpa) sono state stimate per il Verrucano dell'Unità di Massa affiorante in Toscana meridionale al Monte Argentario (Theye *et al.*, 1997), al Monte Leoni ed alla Montagnola Senese (Giorgetti *et al.*, 1998).

Lo scopo di questo lavoro è stato quello di ottenere ulteriori informazioni sull'evoluzione termo-barica dell'Unità di Massa affiorante sui Monti Pisani attraverso lo studio delle inclusioni fluide.

Lo studio delle inclusioni fluide infatti, effettuato in stretta correlazione con l'analisi strutturale e con lo studio dei sistemi di vene sintettoniche, è in grado di fornire indicazioni sull'evoluzione tettonometamorfica degli orogeni (Bouiller *et al.*, 1991; Bouiller, 1999; Touret, 2001; Mullis *et al.*, 1994; Montomoli *et al.*, 2001) dando informazioni non solo sul tipo di fluido circolante nella roccia al momento del loro intrappolamento, in parte già noto per i Monti Pisani (Dini *et al.*, 1998), ma anche sulle condizioni di temperatura e pressione esistenti.

In particolare sono state analizzate le inclusioni fluide intrappolate in un sistema di vene sintettoniche particolarmente ben esposte nella parte centrale del massiccio (Fig. 1).

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa; e.mail: montomoli@dst.unipi.it.

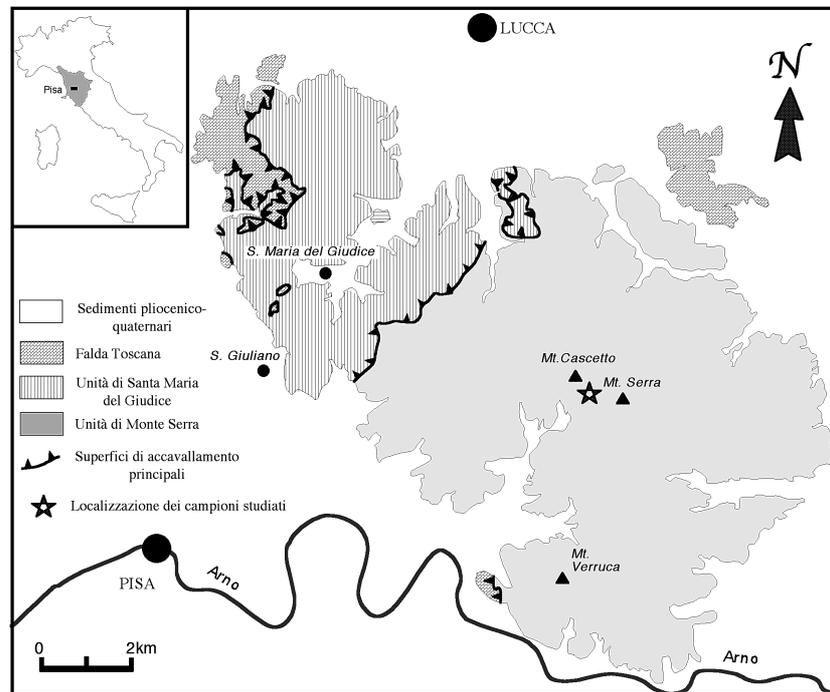


Fig. 1 - Localizzazione dell'area studiata e ubicazione degli affioramenti campionati.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I Monti Pisani sono costituiti da due unità tettoniche principali (Unità di S. Maria del Giudice ed Unità di Monte Serra), correlate entrambe con l'Unità di Massa (Rau & Tongiorgi, 1974), sovrascorse dalla Falda Toscana che attualmente affiora in piccoli lembi lungo i bordi del massiccio (Fig. 1).

Sia l'Unità di S. Maria del Giudice che la sottostante Unità del Monte Serra sono costituite da una potente successione silicoclastica triassica (Verrucano Auctt.), rappresentata da depositi tipici di ambiente fluvio-deltizio (Tongiorgi *et al.*, 1977), che poggia in discordanza su formazioni paleozoiche ed è a sua volta sormontata da una successione carbonatica. La successione carbonatica è costituita dalle formazioni dei Grezzoni, Marmi, Calcare selcifero, Marne a Posidonia, Diaspri, Scaglia e Pseudomacigno, per quanto riguarda l'Unità di Santa Maria del Giudice, mentre si ferma ai Diaspri nell'Unità di Monte Serra. Nonostante chiari rapporti stratigrafici tra la porzione carbonatica e la sottostante porzione silicoclastica non siano mai ben esposti, non sono stati esclusi rapporti primari (Rau & Tongiorgi, 1974).

Il «Verrucano» è stato suddiviso in due diverse formazioni, la «Formazione della Verruca» (Anisico?-Ladinico) e la sovrastante «Formazione delle Quarziti di Monte Serra» (Carnico) (Rau & Tongiorgi, 1974) che testimoniano la transizione da una sedimentazione tipi-

ca di ambiente di pianura alluvionale ad una tipica di ambiente fluvio-deltizio (Tongiorgi *et al.*, 1977).

L'evoluzione tettonica del massiccio è piuttosto complessa. La presenza di una tettonica polifasata, prevalentemente duttile, è stata segnalata ormai da tempo (Rau & Tongiorgi, 1974; Carosi *et al.*, 1996, 1997; Carosi & Montomoli, 1998). Le analisi strutturali più recenti (Carosi *et al.*, 1997) hanno riconosciuto due principali fasi scistogene. La prima fase deformativa (D1), legata alla messa in posto delle diverse unità tettoniche, è la più penetrativa ed è responsabile della formazione delle maggiori strutture plicative riconosciute in tutta l'area. Le pieghe F1 sono in genere caratterizzate da angoli di apertura stretti e piani assiali molto inclinati. Presentano vergenze diverse passando dal settore meridionale del massiccio, dove hanno vergenza sia verso NE che verso SW, al settore nordoccidentale dove si osservano vergenze prevalentemente verso ESE. Alla fase D1 sono associate anche pieghe di tipo *transpressed* (Borradaile, 1978; Ramsay & Lisle, 2000), ben sviluppate nel settore meridionale (Carosi & Montomoli, 1996) che, unitamente allo stretto parallelismo tra lineazioni di massima estensione ed assi delle pieghe coeve, permettono di ipotizzare la presenza di una componente transpressiva durante la deformazione (Carosi & Montomoli, 1999). Parallelamente ai piani assiali delle pieghe F1 si sviluppa una foliazione S1, in facies scisti verdi (Franceschelli *et al.*, 1986; Carosi *et al.*, 1993) sulla quale si sviluppa una lineazione di massima estensione circa

parallela agli assi delle pieghe coeve (Carosi & Montomoli, 1999). Anche la successiva fase D2 è associata allo sviluppo di pieghe F2 caratterizzate da piani assiali sub-orizzontali e da un clivaggio di crenulazione di piano assiale. Le pieghe F2 si sviluppano in genere sui fianchi molto inclinati delle pieghe di prima fase e la loro vergenza, variabile, è strettamente condizionata dalla direzione e, principalmente, dall'inclinazione delle superfici deformate (Carosi *et al.*, 1996, 1997). Recentemente è stata riconosciuta anche una fase deformativa posteriore alla fase D1 ma precedente alla fase D2, associata allo sviluppo di pieghe da metriche a ettometriche caratterizzate da ampi angoli di apertura e piani assiali da molto inclinati a verticali (Carosi & Montomoli, 2002; Carosi *et al.*, 2002).

Passando dal settore meridionale a quello nordoccidentale del massiccio è stata osservata una variazione sistematica nell'orientazione degli elementi strutturali relativi ad entrambe le fasi descritte, con direzioni prevalenti NW-SE nel settore meridionale e direzioni NNE-SSW nel settore nord-occidentale (Carosi *et al.*, 1997).

SISTEMI DI VENE E RELAZIONI CON GLI ELEMENTI STRUTTURALI

Le vene sintettoniche studiate affiorano sul versante sud del Monte Cascetto (Fig. 1) e si sviluppano nel membro delle «Anageniti minute» della «Formazione della Verruca». Esse fanno parte di uno dei più importanti sistemi di vene riconosciuti nei Monti Pisani, sia per dimensioni che per ampiezza dell'area interessata, ed appartengono al sistema di vene «M. Cascetto-Costa Moriglione» descritte da Dini *et al.* (1998).

Si tratta di vene in estensione che si estendono per alcuni metri di lunghezza e circa un metro di spessore. Sono a composizione essenzialmente quarzosa anche se nell'affioramento studiato sono presenti rari aggregati di pirofillite (Dini *et al.*, 1998).

In accordo con quanto osservato da Dini *et al.* (1998), è stato possibile riconoscere una struttura massiva nella zona adiacente alle pareti della vena ed uno sviluppo di cristalli idiomorfi prismatici, che raggiungono dimensioni talvolta centimetriche, che crescono nelle porzioni centrali, spesso in grosse druse.

Le vene hanno direzioni variabili comprese tra N080 e N138 con un massimo di distribuzione intorno a N090 e giaciture sub-verticali (Fig. 2). La foliazione S1, meglio sviluppata nei litotipi pelitici, dove si presenta come una foliazione continua, ha direzioni comprese tra N140 e N180 e inclinazioni molto variabili, tra 30° e 80°, verso i quadranti orientali. Le lineazioni di intersezione tra la superficie di stratificazione e la foliazione S1 hanno orientazioni circa N-S.

Sulla foliazione S1 si sviluppa una lineazione di estensione L1, evidenziata principalmente dagli assi maggiori di ciottoli, granuli detritici e nuovi grani di quarzo ma anche da allungamenti preferenziali di miche e fibre di quarzo in «strain shadows» intorno ad oggetti rigidi. La lineazione L1 ha direzioni prevalentemente NS (Fig. 2). La foliazione di seconda fase (S2), sviluppata solo nei litotipi meno competenti, si presenta come un clivag-

gio di crenulazione ed ha direzioni variabili comprese tra N040 e N165 con deboli inclinazioni, non superiori ai 20°, sia verso i quadranti orientali sia verso i quadranti occidentali. Gli assi di seconda fase e le lineazioni di intersezione tra le foliazioni S1 e S2 hanno orientazioni comprese tra N140 e N180 con inclinazioni sia verso N che verso S al massimo di 30°.

I rapporti tra le direzioni degli elementi strutturali, in particolare la perpendicolarità tra la direzione delle vene e la direzione della lineazione di estensione permette di collocare lo sviluppo delle vene all'interno della prima fase deformativa.

STUDIO DELLE INCLUSIONI FLUIDE

Metodologia

Lo studio delle inclusioni fluide è stato condotto su sezioni doppie lucide con spessori compresi tra 200 e 250 μm . Le analisi microtermometriche sono state eseguite mediante una piattaforma raffreddante-riscaldante di tipo Linkam in dotazione al CNR (Pisa). L'accuratezza delle misure è stata di $\pm 0,2^\circ\text{C}$, nei cicli di raffreddamento, e di $\pm 1^\circ\text{C}$ in quelli di riscaldamento. I rapporti volumetrici tra fase gassosa e liquida sono stati stimati otticamente a temperatura ambiente. Le frazioni molari di CO_2 e N_2 sono state determinate con analisi Raman condotte sulle singole inclusioni con uno spettrometro Raman DILOR X-Y situato presso i laboratori del CREGU (CNRS) a Nancy (Francia). Le isocore sono state calcolate usando il metodo di Bakker (1999) basato sull'equazione di stato di Bowers

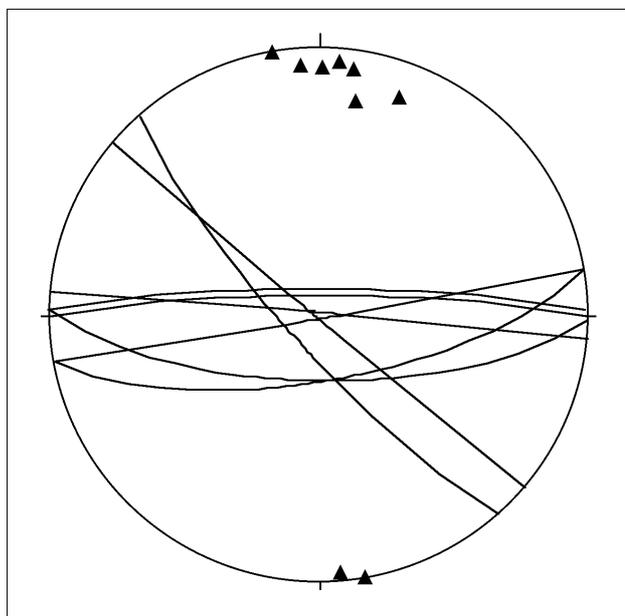


Fig. 2 - Stereogramma mostrante l'orientazione del sistema di vene studiato (grandi cerchi) e delle lineazioni di estensione (triangoli) (Reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

& Helgeson (1983). La salinità delle singole inclusioni è stata espressa in percentuale in peso di NaCl.

Analisi petrografiche, microtermometriche e Raman

Sulla base delle fasi presenti a temperatura ambiente e sulla base dei dati microtermometrici e Raman, è stato riconosciuto un solo tipo di inclusioni fluide. A temperatura ambiente le inclusioni si presentano trifasiche con la presenza di un liquido acquoso e di una fase carbonica sia allo stato liquido che gassoso (Fig. 3).

Le inclusioni sono abbondanti e mostrano dei rapporti volumetrici tra le diverse fasi costanti. Hanno dimensioni variabili, comprese tra 5 e 50 μm e si presentano spesso in aggregati isolati. Nonostante non siano presenti chiare relazioni tra l'intrappolamento delle inclusioni e le direzioni di crescita dei cristalli esse possono essere classificate come «*early fluid inclusion*» sensu Touret (2001). Le inclusioni hanno forme molto variabili, da regolari, a cristallo negativo, a molto irregolari con tessiture di tipo dendritico. In alcuni casi, specialmente in presenza delle inclusioni di dimensioni maggiori, sono state riconosciute forme e tessiture simili a quelle descritte da Sterner & Bodnar (1989) e da Vitik & Bodnar (1995) per inclusioni fluide riequilibrata in condizioni di sovrappressione interna.

Talvolta le inclusioni mostrano strutture tipo «*hook-like*» (Vitik & Bodnar, 1995), mentre in alcuni casi si osservano piccole fratture planari o aloni di inclusioni fluide molto piccole che circondano inclusioni di dimensioni maggiori di forma in genere molto irregolare.

La fase carbonica omogenizza sempre allo stato liquido con temperature comprese tra 30,5 e 31°C. La temperatura di fusione della CO_2 è stata sempre misurata tra -57 e -56,6°C. La temperatura di fusione del ghiaccio varia tra -7,5 e -12,8°C. Nei cicli di raffreddamento è stata osservata anche la formazione di clatrato con valori di dissociazione compresi tra 3,9 e 8,5°C (Fig. 4). Le temperature di omogenizzazione totale delle inclusioni variano tra 235 e 259°C.

Le analisi Raman, condotte su singole inclusioni, hanno messo in evidenza che la fase gassosa è costituita prevalentemente da CO_2 (99,3-100 mol%) con rare tracce di N_2 (0,0-0,7 mol %).

Composizioni totali ed isocore

La composizione totale delle inclusioni fluide è risultata abbastanza omogenea ed è costituita da circa 90% in moli di H_2O , 6% in moli di CO_2 , 4% in moli di NaCl e rare tracce di N_2 . La salinità espressa in % in peso equivalente di NaCl varia tra 12,6 e 13,1.

Le isocore sono state tracciate utilizzando il metodo di Bakker (1999) basato sull'equazione di stato di Bowers & Helgeson (1983) e sono raffigurate in Fig. 5.

Il limite massimo di pressione è stato vincolato utilizzando il valore di temperatura massima raggiunta durante la fase D1 stimato da Carosi *et al.* (1993) utilizzando il geotermometro calcite-dolomite sui marmi della copertura carbonatica dell'Unità di Santa Maria del Giudice. Considerando il valore massimo di temperatura proposto, stimato intorno a 410°C, dall'andamento delle isocore si ottiene un range di valori di pressione corrispondenti comprese tra 0,48 GPa e 0,55 GPa.

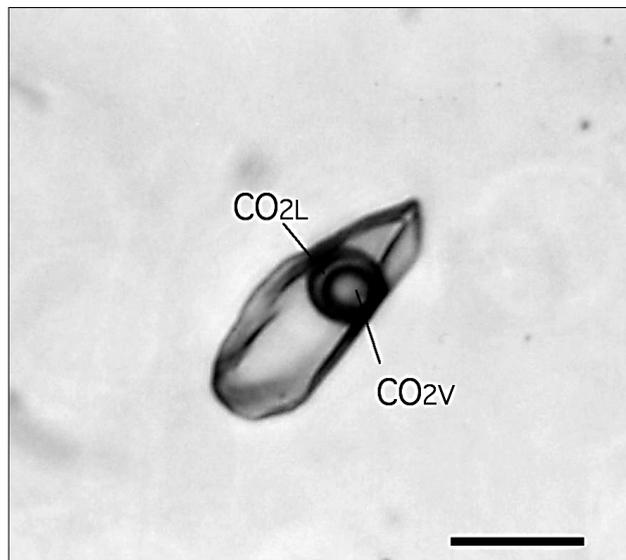


Fig. 3 - Esempio di inclusione fluida trifasica (Scala di riferimento 10 μm).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Durante questo lavoro è stato studiato uno dei più importanti sistemi di vene dei Monti Pisani, affiorante sul Monte Cascetto (Fig. 1). Le relazioni tra i sistemi di vene e gli elementi strutturali permettono di confinare lo sviluppo delle vene all'interno della prima fase deformativa.

Analisi preliminari sulle inclusioni fluide, intrappolate in queste vene, hanno permesso di ottenere dati non solo sulla composizione dei fluidi circolanti durante i primi stadi dell'evoluzione tettonica ma anche di acquisire informazioni almeno su una parte del percorso P-T subito da questa unità tettonica.

Le analisi microtermometriche, affiancate da spettroscopia Raman, hanno permesso di calcolare la composizione delle singole inclusioni fluide che sono risultate costituite essenzialmente da CO_2 , con rare tracce di N_2 e con una salinità variabile compresa tra 12,6 e 13,1 (NaCl equiv).

Considerando il valore massimo di temperatura raggiunta durante la fase D1 (circa 410°C) dall'andamento delle isocore è possibile stimare un intervallo di pressioni comprese tra 0,48 GPa e 0,55 GPa.

Tuttavia è necessario considerare che nei campioni studiati, specialmente nel caso delle inclusioni fluide di dimensioni maggiori, sono state riconosciute tessiture di riequilibrio simili a quelle descritte da Vitik & Bodnar (1995) per inclusioni fluide sintetiche. Il loro riconoscimento implica che la composizione e la densità delle inclusioni analizzate non riflettano esattamente quelle iniziali esistenti al momento del loro intrappolamento. Le inclusioni studiate non sono, quindi, rappresentative delle condizioni di pressione e temperature massime a cui l'unità tettonica è stata sottoposta, ma rappresentano piuttosto una parte retrograda del suo percorso P-T.

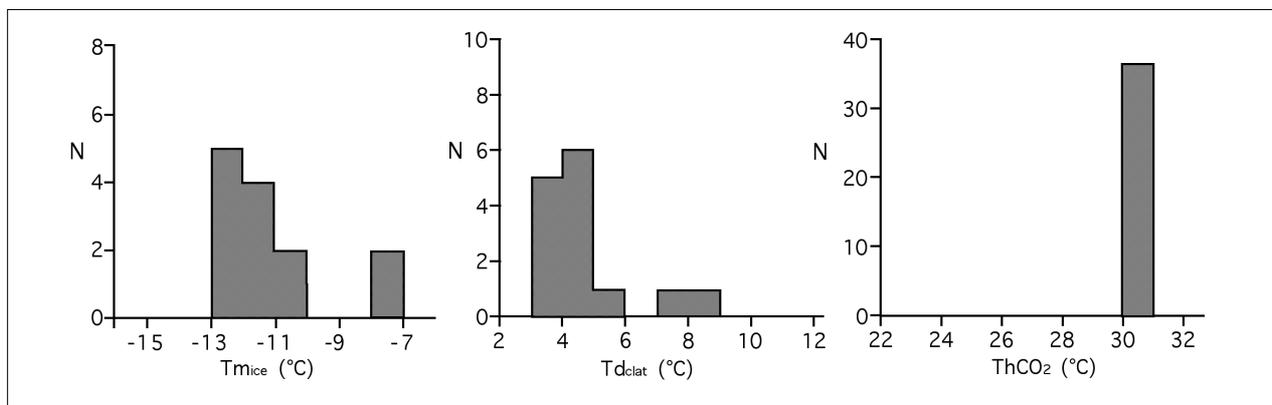


Fig. 4 - Istogrammi relativi ai dati microtermometrici. Le temperature sono riportate in gradi centigradi (T_{mice} : temperatura di fusione del ghiaccio; T_{dclat} : temperatura di dissociazione del clatrato; T_{hCO_2} : temperatura di omogenizzazione della CO_2 ; N: numero di misure).

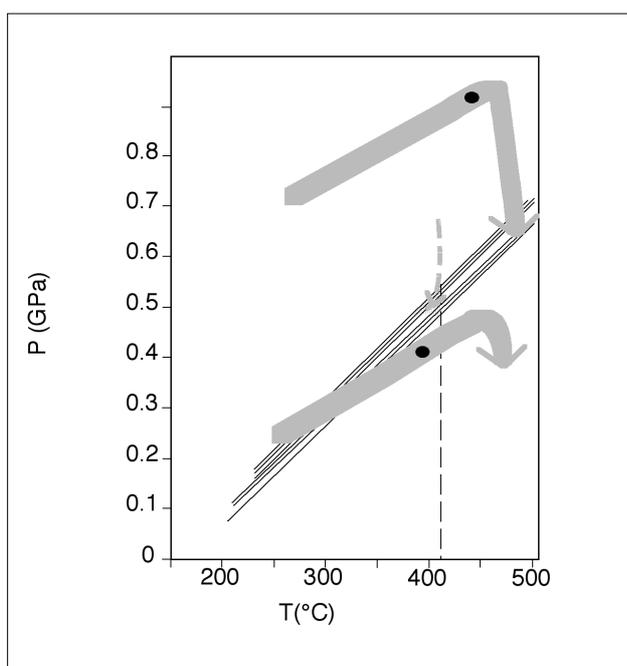


Fig. 5 - Isocore rappresentative delle inclusioni fluide studiate. La retta a tratteggio corrisponde al valore di temperatura massimo stimato (Carosi *et al.*, 1993). Le frecce grigie rappresentano i percorsi P-T calcolati da Franceschelli *et al.* (1986) per l'Unità di Massa, i cerchi neri corrispondono ai valori massimi di temperatura e pressione stimati per la successione metamorfica dei Monti Pisani. La freccia a tratteggio indica un possibile percorso P-T deducibile dai dati delle inclusioni fluide.

Secondo Vitik & Bodnar (1995) il tipo di tessiture riconosciute nei campioni analizzati possono essere acquisite dalle inclusioni in seguito ad una sovrappressione interna dovuta, o ad una decompressione isoterma, o ad un riscaldamento isobaro delle rocce ospiti.

Dal momento che le inclusioni studiate sono state intrappolate durante la prima fase deformativa, coeva

con il picco metamorfico (Franceschelli *et al.*, 1986), e che non esistono evidenze di un ulteriore riscaldamento, posteriore alla fase D1, è più probabile che le inclusioni abbiano acquisito le loro tessiture in seguito ad una decompressione isoterma.

Gli studi sperimentali (Sterner & Bodnar, 1989; Vitik & Bodnar, 1995) hanno evidenziato anche che inclusioni sottoposte a decompressione isoterma possono mantenere la loro densità e tessitura originarie per sovrappressioni interne di almeno 0,1 Gpa.

Da questo se ne può dedurre che durante la fase D1 la successione metamorfica affiorante sui Monti Pisani può aver raggiunto delle pressioni ancora più elevate di quelle stimate dalle isocore calcolate in questo lavoro (comprese tra circa 0,5 e 0,6 Gpa) che possono essere state dell'ordine di 0,6-0,7 Gpa.

Franceschelli *et al.* (1986), in base al diverso contenuto in Si nella soluzione solida celadonite-muscovite, hanno calcolato due diversi P-T per l'Unità di Massa, ottenuti applicando le metodologie proposte da Velde (1965, 1967) e da Massonne (1981). Utilizzando la procedura proposta da Velde (1965, 1967) ottengono un percorso P-T caratterizzato da un generale e graduale aumento di pressione, accompagnato da una debole diminuzione di pressione per le temperature più alte (registrate dagli affioramenti dell'Unità di Massa localizzati sul versante occidentale delle Alpi Apuane). Viceversa, seguendo la procedura proposta da Massonne (1981), ottengono un P-T caratterizzato da pressioni mediamente più elevate (comprese tra 0,6 e 0,8 Gpa), con una brusca diminuzione di pressione per gli affioramenti caratterizzati da temperature più elevate. Gli autori affermano che in base ai dati petrologici a loro disposizione non è possibile scegliere quale dei due P-T sia il più rappresentativo. Quindi, in base a considerazioni geologiche, fondate essenzialmente sulla stima del carico litostatico minimo esercitato dalle unità tettoniche sovrastanti l'Unità di Massa, rappresentate dalle Unità Liguri e dalla Falda Toscana, ritengono che un carico litostatico equivalente ad una pressione di 0,3-0,5 Gpa possa essere più attendibile.

I dati sulle inclusioni fluide ottenute in questo lavoro mostrano che, per l'Unità di Massa affiorante sui Monti Pisani, P-T caratterizzati da pressioni più elevate di quelle calcolate da Franceschelli *et al.* (1986) sono da ritenersi molto probabili. Infatti, è probabile che l'attuale impilamento delle unità tettoniche non rifletta esattamente la situazione strutturale e geodinamica esistente al momento in cui le stesse unità sono state sottoposte al picco metamorfico e la geometria attuale può essere stata acquisita successivamente nell'evoluzione tettonica (Jolivet *et al.*, 1998; Molli *et al.*, 2000; Carosi *et al.*, 2002). In questo contesto la Zona di Massa potrebbe essere quindi costituita da diverse scaglie tettoniche caratterizzate da una diversa evoluzione metamorfica (Carosi & Montomoli (1998), come sembrano suggerire le diverse condizioni di pressione registrate in diverse località di affioramento dall'Unità di Massa s.l. In questo lavoro è stato analizzato un sistema di vene sintettoniche presente nella successione metamorfica dei Monti Pisani. I dati ottenuti hanno permesso di effettuare un primo tentativo per vincolare ulteriormente l'evoluzione metamorfica dei Monti Pisani attraverso lo studio delle inclusioni fluide. Tuttavia, per trarre conclusioni a carattere più generale, è necessario ampliare lo studio dei sistemi di vene sintettoniche e delle relative inclusioni fluide alla scala dell'intero massiccio.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Bilaterale CNR-CNRS «Evoluzione strutturale e migrazione di fluidi in Appennino Settentrionale» (Responsabili Prof. Carosi-Dr. Cathelineau). Un sentito ringraziamento al Dott. A. Dini per avermi fatto conoscere e campionare i più bei sistemi di vene dei Monti Pisani. Si ringraziano il Prof. R. Carosi ed il Dott. G. Ruggieri per la revisione critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Bakker R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl$ system. *Chem. Geol.* 154: 225-236.
- Borradaile G.J., 1978. Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 89: 481-483.
- Bouillier A.M., France-Lanord C., Dubessy J., Adamy J., Champenois M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). *Contrib. Miner. Petrol.* 107: 358-372.
- Boullier A.M., 1999. Fluid inclusions: tectonic indicators. *J. Struct. Geol.* 21: 1229-1235.
- Bowers, T.S., Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47: 1247-1275.
- Carosi R., Cerbai N., Montomoli C., 1996. The F2 folds in the Verrucano as records of extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy). *C.R. Acad. Sci. Paris* t. 322, Série II, 773-780.
- Carosi R., Montomoli C., 1996. Transected fold nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino Settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Ser. A* 103: 87-93.
- Carosi R., Montomoli C., 1998. Relazioni tra pieghe e lineazioni di estensione nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino settentrionale). *Atti Tic. Sc. Terra* (serie speciale) 7: 39-58.
- Carosi R., Montomoli C., 1999. Relations between folds and stretching lineation in the Verrucano of Pisani Mounts, Northern Apennines. *C. R. Acad. Sci., Paris* 328: 485-492.
- Carosi R., Montomoli C., 2002. Strutture tardo orogeniche e compressione parallela all'orogene in Appennino Settentrionale: nuove evidenze nell'Unità di Santa Maria del Giudice (Monti Pisani). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.* 167-180.
- Carosi R., Cerbai N., Montomoli C., 1997. Deformation history of the Verrucano of Pisani Mounts (Northern Apennines, Italy). *Annales Tectonicae* 9 (1/2): 55-75.
- Carosi R., Leoni L., Tamponi M., 1993. Temperature di metamorfismo e «cristallinità» dell'illite nell'Unità di Santa Maria del Giudice (Monti Pisani, Appennino Settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A* 999: 161-173.
- Carosi R., Montomoli C., Pertusati P.C., 2002. Late orogenic structures and orogen-parallel compression in the Northern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, volume speciale n. 1: 167-180.
- Dini A., Orlandi P., Protano G., Riccobono F., 1998. Le vene di quarzo del complesso metamorfico dei Monti Pisani (Toscana): caratterizzazione strutturale, mineralogica ed inclusioni fluide. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A* 105: 113-136.
- Franceschelli M., Leoni L., Memmi I., Puxeddu M., 1986. Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy. *J. of Metamorphic Geol.* 4: 309-321.
- Giorgetti G., Goffé B., Memmi I., Nieto F., 1998. Metamorphic evolution of Verrucano metasediments in Northern Apennines: new petrological constraints. *European J. of Mineralogy* 9: 859-873.
- Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funicello R., Cadet J.P., D'Agostino N., Parra T., 1998. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian sea. *J. Geoph. Res.* 103 B6: 123-160.
- Massonne H.J., 1981. Phengite: eine experimentelle untersuchung ihres druck-temperatur-verhaltens im system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Unpublished thesis, University of Ochum, pp. 211.
- Molli G., Giorgetti G., Meccheri M., 2000. Structural and petrological constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Massa Unit (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy). *Geological Journal* 35: 251-264.
- Molli G., Giorgetti G., Meccheri M., 2002. Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex: new data and constraints for geodynamic models. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec 1, 789-800.
- Mullis J., Dubessy J., Poty B., O'Neil J., 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochim. cosmochim. Acta* 58: 2239-2267.
- Ramsay J.G., Lisle R., 2000. The technique of modern structural geology. Volume 3: Application of continuum mechanics in structural geology, 587-603.
- Rau A., Tongiorgi M., 1974. La geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. *Mem. Soc. Geol. It.* 13: 227-408.
- Rodder E., 1984. Fluid inclusions. Review of Mineralogy, 12. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Sternner S.M., Bodnar R.J., 1989. Synthetic fluid inclusions - VII Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *J. Metam. Geol.* 7: 243-260.
- Theye T., Reinhardt J., Goffé B., Jolivet L., Brunet C., 1997. Ferro- and magnesio-carpholite from Mt. Argentario (Italy): first evidence for high-pressure metamorphism of the metasedimentary Verrucano sequence, and significance for P-T path reconstruction. *European J of Mineralogy* 9: 745-754.
- Tongiorgi M., Rau A., Martini P., 1977. Sedimentology of early-alpine, fluvio-marine clastic deposits (Verrucano, triassic) in the Monti Pisani (Italy). *Sediment. Geol.* 17: 311-332.
- Touret J.L.R., 2001. Fluids in metamorphic rocks. *Lithos* 55: 1-25.
- Velde B., 1965. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *American Journal of Science* 263: 896-913.
- Velde B., 1967. Si 4+ content of natural phengites. *Contributions to mineralogy and Petrology* 14: 250-258.
- Vituk M.O., Bodnar R.J., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during re-equilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contr. Mineral Petrol.* 121: 309-323.

(ms. pres. il 20 novembre 2002; ult. bozze il 20 febbraio 2003)