

5.EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA

5.1.CONSIDERAZIONI PRELIMINARI

La ricostruzione delle relazioni blasto-deformative, ottenuta tramite indagini petrografiche e microstrutturali, ha consentito di selezionare alcuni campioni ritenuti significativi ed utili a tracciare la storia termobarica registrata nei litotipi dell'Unità di Castagna.

In particolare, l'evoluzione metamorfica del basamento in esame è stata vincolata mediante un approccio integrato basato sull'impiego delle modellizzazioni termodinamiche e l'utilizzo della geotermobarometria convenzionale.

Purtroppo, le stime di Pressione e Temperature ottenute per le metamorfite dell'Unità di Castagna si riferiscono esclusivamente alla fase sin-milonitica e all'evoluzione metamorfica retrograda che accompagna l'evento di taglio.

Infatti, è risultato particolarmente problematico, e infine impossibile, ricavare attendibili vincoli PT relativi alle fasi precedenti alla deformazione di *shear*, che pervasivamente interessa i litotipi indagati, a causa della totale perdita di informazioni legata alla forte riorganizzazione strutturale e alla totale riequilibrio subita dai sistemi considerati (in particolare, le metapeliti) in seguito all'instaurarsi dei fenomeni di taglio connessi allo sviluppo della *shear zone* duttile.

In realtà, dall'analisi petrografica sono emerse locali evidenze di relitti mineralogici pre-milonitici all'interno di *low strain domain* metapelitici ma la paragenesi osservata risulta purtroppo sterile e incapace di fornire informazioni geotermobarometriche.

5.2. PSEUDOSEZIONI PT

Tra le diverse metodologie adottate per la ricostruzione dell'evoluzione termo-barica delle rocce metamorfiche, i diagrammi di fase rappresentano un valido strumento che consente un'accurata e dettagliata interpretazione degli equilibri termodinamici relativi ai vari *steps* di suddetta evoluzione.

In particolare, la costruzione di specifici diagrammi di fase noti come "Pseudosezioni PT" permette di ottenere attendibili stime termobarometriche sulla base delle possibili paragenesi in equilibrio per una data composizione chimica complessiva, fornendo una descrizione alquanto articolata dei diversi momenti blastici durante tutto l'arco dell'evoluzione PT.

La validità delle pseudosezioni come strumento utile all'interpretazione degli equilibri petrologici è stata ampiamente dimostrata (Powell & Holland, 1988; Dymoke & Sandiford, 1992; Xu et al., 1994) e confrontato con le tecniche tradizionali di termobarometria convenzionale, il metodo dei diagrammi di fase offre il vantaggio di essere termodinamicamente consistente (Connolly et al., 1990).

Nel dettaglio, le pseudosezioni consistono in diagrammi di fase calcolati sulla base di una specifica "*bulk composition*" in un sistema chimico prestabilito, più o meno semplificato in funzione delle specifiche esigenze che il problema termodinamico richiede; esse forniscono una mappa sia della composizione chimica che delle percentuali modali delle fasi costituenti tali sistema, in funzione delle condizioni ambientali e pertanto rivestono particolare importanza nelle applicazioni termobariche (Connolly e Petrini, 2002).

L'efficacia del metodo però richiede una conoscenza completa dei modelli di soluzione solida per le varie fasi di interesse e, soprattutto una corretta definizione della composizione che più realisticamente possibile rappresenti il sistema (*bulk composition*), la quale rappresenta una delle maggiori limitazioni all'applicazione del metodo.

Infatti, la *bulk composition* (Spear, 1993) di una roccia, da utilizzare nei calcoli, rappresenta quel volume di roccia che ad una certa T e P reagisce per essere chiaramente in equilibrio ed è nota come *effective bulk composition* (Stuwe, 1997), ma l'utilizzo nei calcoli di quest'ultima rende necessario che ciascuna fase mineralogica presente nel sistema si a chimicamente omogenea. Quindi i cristalli zonati rappresentano in tal caso

un'infinita serie di volumi che tendono ad equilibrarsi, e quindi un numero infinito di *effective bulk composition*. La crescita multi-stadio di fasi come granato o plagioclasio risulta pertanto capace di modificare l'*effective bulk composition* durante l'evoluzione metamorfica, rendendo inappropriato l'utilizzo di tale composizione durante la procedura di calcolo. Altre limitazioni e probabili fonti di errore nell'applicazione di questa metodologia possono essere rappresentate da: **a)** la propagazione dell'incertezza nei dati termodinamici usati per la compilazione del database e dei modelli di soluzione solida (Holland and Powell, 1998); quest'errore può essere stimato in circa 20 MPa and 30 °C (Hetherington and Le Bayon, 2005); **b)** gli effetti della "*pseudocompound approximation*" connessa alla scelta dello *spacing* composizionale per ciascun modello di soluzione solida usato (Cirrincione et al., 2008).

In questo studio, l'impiego delle pseudosezioni PT ha permesso di vincolare la fase iniziale dell'evoluzione metamorfica retrograda che caratterizza la porzione di basamento in esame, considerando una selezione di campioni metapelitici ritenuti rappresentativi. Infatti, è noto che, i sistemi pelitici sono estremamente sensibili alle variazioni di P e T registrando di conseguenza, i diversi momenti della storia metamorfica che li contraddistingue (Stüwe & Powell, 1995; Vance & Mahar, 1998; Evans, 2004; Tinkham & Ghent, 2005; Gaidies et al., 2006; Caddick et al., 2007).

Ciò nonostante, nell'ambito di tale selezione soltanto la pseudosezione calcolata per il campione CEL1B ha fornito un attendibile vincolo PT, proprio a causa delle limitazioni e delle problematiche, già elencate, connesse alla riorganizzazione strutturale e alla riequilibrio delle paragenesi durante la deformazione.

La pseudosezione in questione è stata calcolata tramite l'utilizzo del pacchetto software PERPLEX (Connolly & Kerrick, 1987; Connolly and Petrini, 2002), formato da una suite di programmi per il calcolo dei diagrammi di fase e degli equilibri termodinamici che sfruttano una strategia di calcolo basata sulla minimizzazione dell'energia libera di Gibbs. La particolarità di questo software, rispetto ad altri comunque capaci di calcolare attendibili pseudosezioni, sta nella già citata "*pseudocompound approximation*" (Connolly & Kerrick, 1987). Infatti, nel calcolo degli equilibri di fase vengono inseriti alcuni composti fittizi, noti come *pseudocompounds*, differenti tra loro per variazioni composizionali infinitesimali che, pur se non realmente esistenti, consentono grazie all'algoritmo implementato nel software, di ricostruire piuttosto velocemente in uno

specifico intervallo PT, diagrammi energia libera/composizione per le fasi selezionate. Gli *pseudocompounds* vengono definiti in maniera tale che ciascuno di essi possieda le proprietà termodinamiche della soluzione solida ad una certa composizione arbitraria scelta. Così facendo, si ottiene la discretizzazione di campi PT continui ad elevata varianza, presenti all'interno della pseudosezione, tramite una maglia di poligoni più piccoli entri quali la composizione e le proprietà delle fasi sono determinate univocamente. La pseudosezione relativa al campione CEL1B, rappresentante uno dei pochi microdomini di *low strain*, è stata costruita cercando di evitare, o quanto meno, minimizzare le possibili fonti di errore ed incertezza connesse alla applicazione del metodo. Pertanto è stato considerato un sistema semplificato e chiuso, che quindi, non ha subito processi di frazionamento, fenomeni metasomatici o di fusione parziale, rappresentato da MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O (MnNaCaKFMASH), assumendo SiO₂ e H₂O in eccesso e tutto il Fe come bivalente.

Il database dei dati termodinamici degli *End-member* considerato è quello di Holland & Powell, (1998- aggiornato al 2002); i modelli di soluzione solida considerati sono contenuti nel file *solut.dat* allegato al software sono:

Bio (HP) per la biotite; Gt (HP) per i granati;
Chl (HP) per la clorite; Pl (h) per i plagioclasti; hCrd per la cordierite;
Pheng (HP) per la mica chiara; St (HP) per la staurolite.

La totale riomogenizzazione della porzione interna del granato, non più in equilibrio con la roccia stessa suggerisce che la *bulk composition* ottenuta tramite analisi XRF non è affatto idonea a calcolare la pseudosezione.

Pertanto, l'*effective bulk composition* utilizzata è stata derivata considerando l'equilibrio evidenziato dalle analisi petrografiche, microstrutturali e petrologiche tra il *rim* spessartinico del granato e la matrice, costituita da biotite, plagioclasio, sillimanite e quarzo. La media calcolata su una rappresentanza di analisi al SEM-EDS condotte in vari microdomini mostranti la paragenesi a granato, plagioclasio e biotite in particolare, rappresenta la *bulk composition* usata in questo calcolo (Groppo et al.,2006).

Essa è data da: SiO₂ = 51.17, Al₂O₃ = 19.26, FeO = 16.64, MgO = 5.40, MnO = 0.64, CaO = 2.21, K₂O = 2.80, Na₂O = 1.86, espressi in percentuale in peso dei rispettivi ossidi (wt%).

La corretta scelta della composizione considerata è stata confermata dalle significative intersezioni delle isoplete composizionali per le tre fasi considerate (Fig.21b).

Le intersezioni tra le isoplete composizionali relative ai minerali tra loro in equilibrio tessiturale nella roccia hanno consentito di derivare un attendibile intorno PT, necessario alla costruzione della traiettoria PT (Fig.21a-20b).

La stima termobarometrica ottenuta dall'intersezione delle isoplete composizionali relative al contenuto in Almandino, Grossularia e Spessartina per il *rim* del granato (GrtII: Alm₇₂Py₁₆Sps₇Gr₆), al contenuto anortitico per il plagioclasio (An)₂₇₋₃₂ e al rapporto (Fe/Fe+Mg)₄₄₋₄₇ per la biotite (Fig.22), risulta indicativa di condizioni PT ascrivibili tipicamente alla facies anfibolitica (595°C T e P comprese tra 570 e 680MPa).

L'assenza di una zonatura composizionale nei porfiroclasti di granato (Fig.20), all'interno del campione indagato e di altri litotipi metapelitici esaminati, così come la mancanza di fasi incluse significative all'interno degli stessi, purtroppo, non hanno permesso di ottenere informazioni circa il braccio progrado o le condizioni di picco relative al percorso PT seguito da queste rocce nel corso della propria evoluzione.

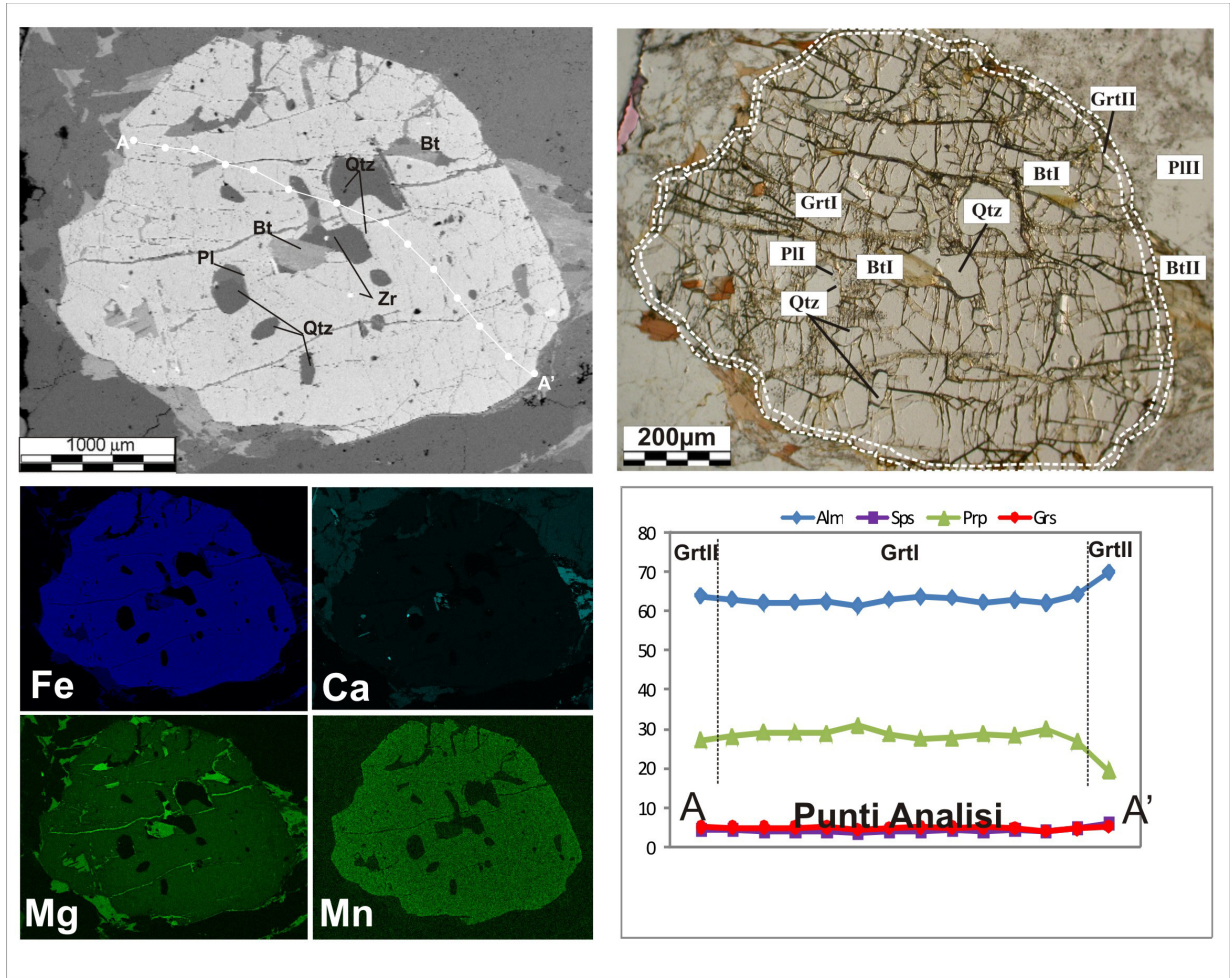


Fig.20- Assenza di zonatura composizionale e presenza di un sottile *rim* manganesefero in un rappresentativo porfiroclasto di granato all'interno del campione metapelitico CEL1B.

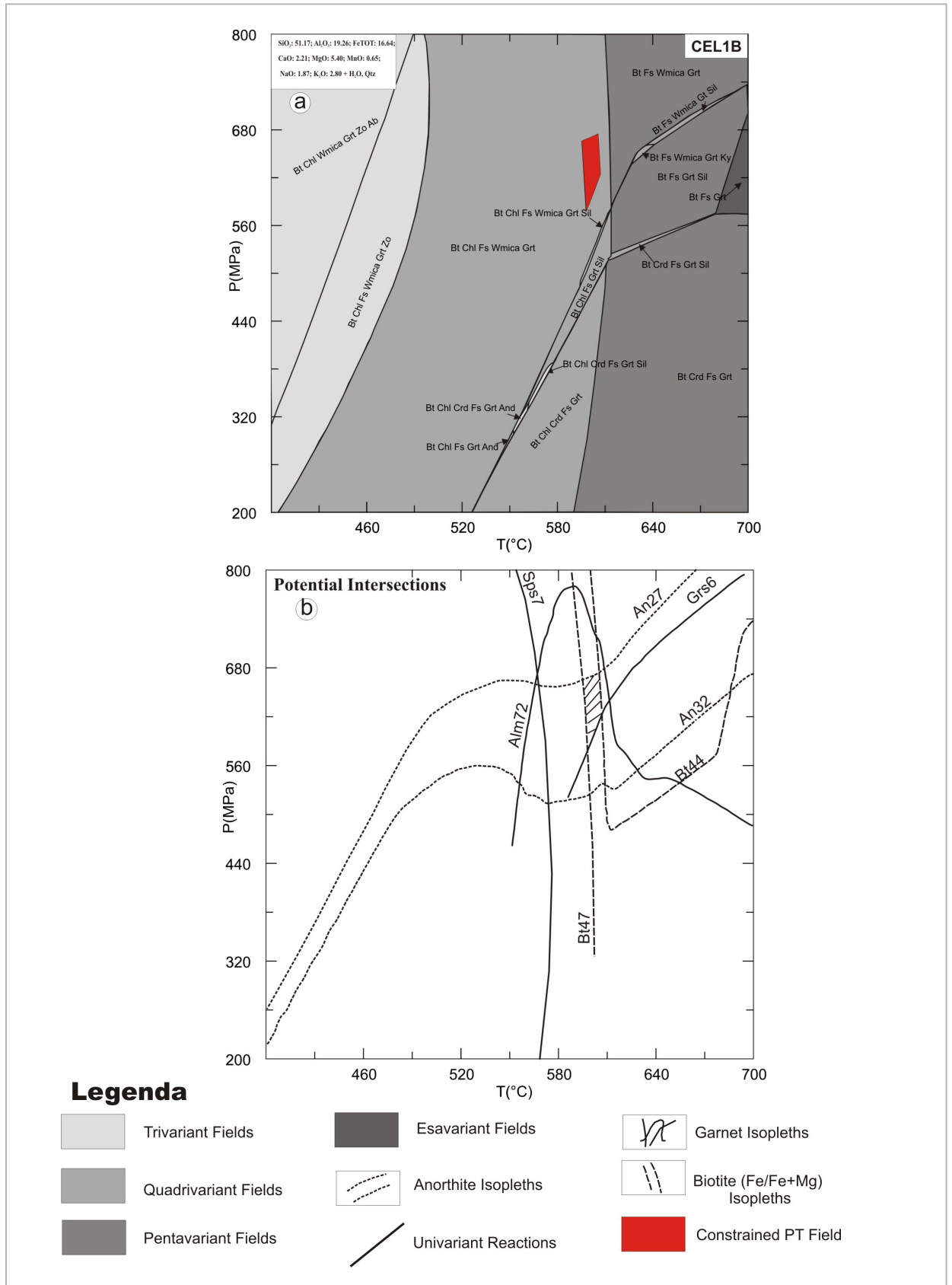


Fig.21 - Stime termobariche relative all'evoluzione metamorfica del campione CEL1B: (a) Pseudosezione P-T e vincolo PT derivato tramite le intersezioni delle isoplete del rim del granato (GrtII) e quelle relative alla biotite e al plagioclasio (b).

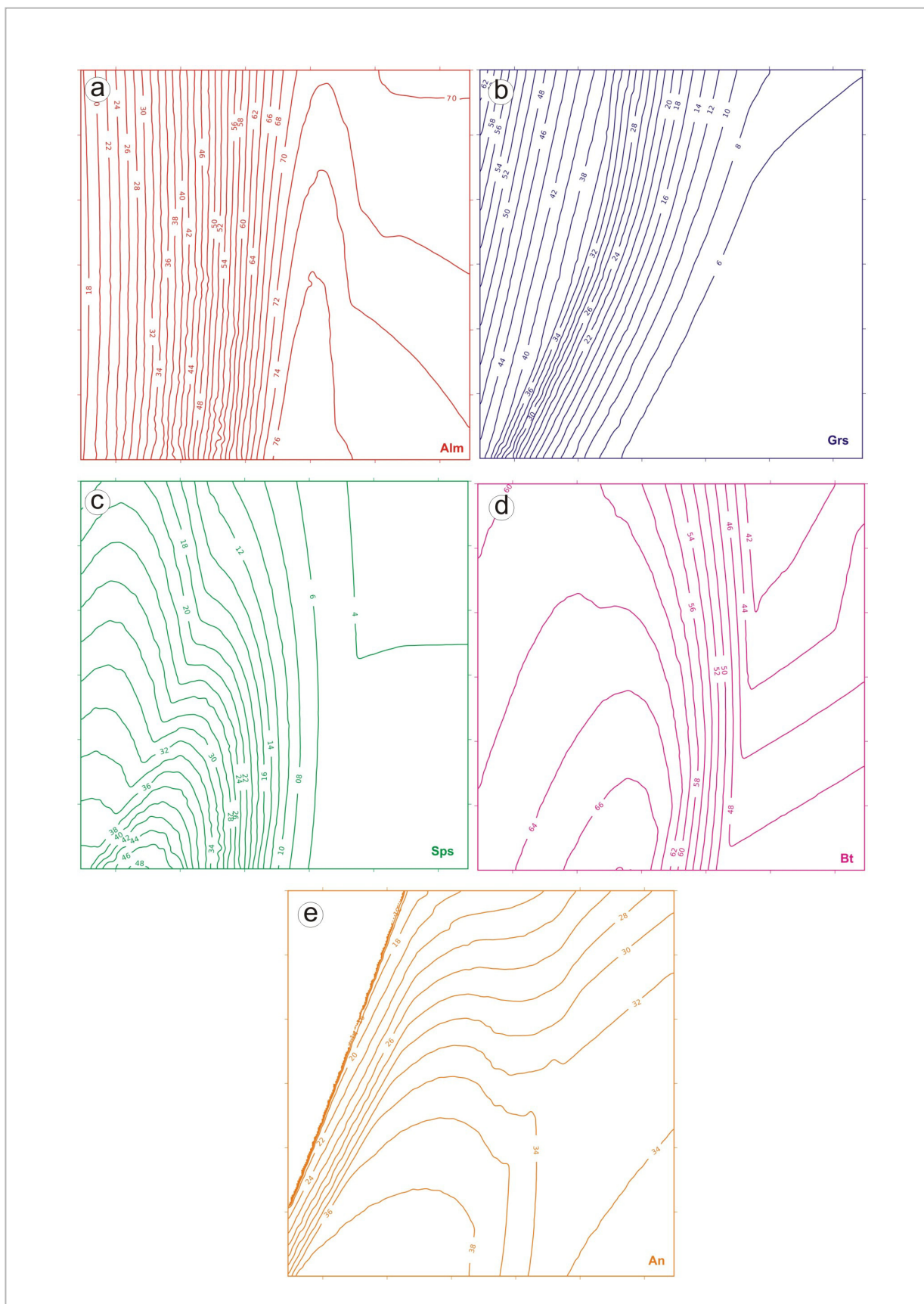


Fig.22. Isoplete composizionali relative al contenuto in (a) Almandino, (b) Grossularia, (c) Spessartina nel granato; (d) al rapporto Fe/Fe+Mg per la biotite e (e) al contenuto in anortite nel plagioclasio.

5.3. TERMOBAROMETRIA CONVENZIONALE

La successiva evoluzione metamorfica retrograda che caratterizza i litotipi dell'Unità di Castagna è stata vincolata mediante l'analisi degli orizzonti milonitici applicando i metodi della geotermobarometria convenzionale.

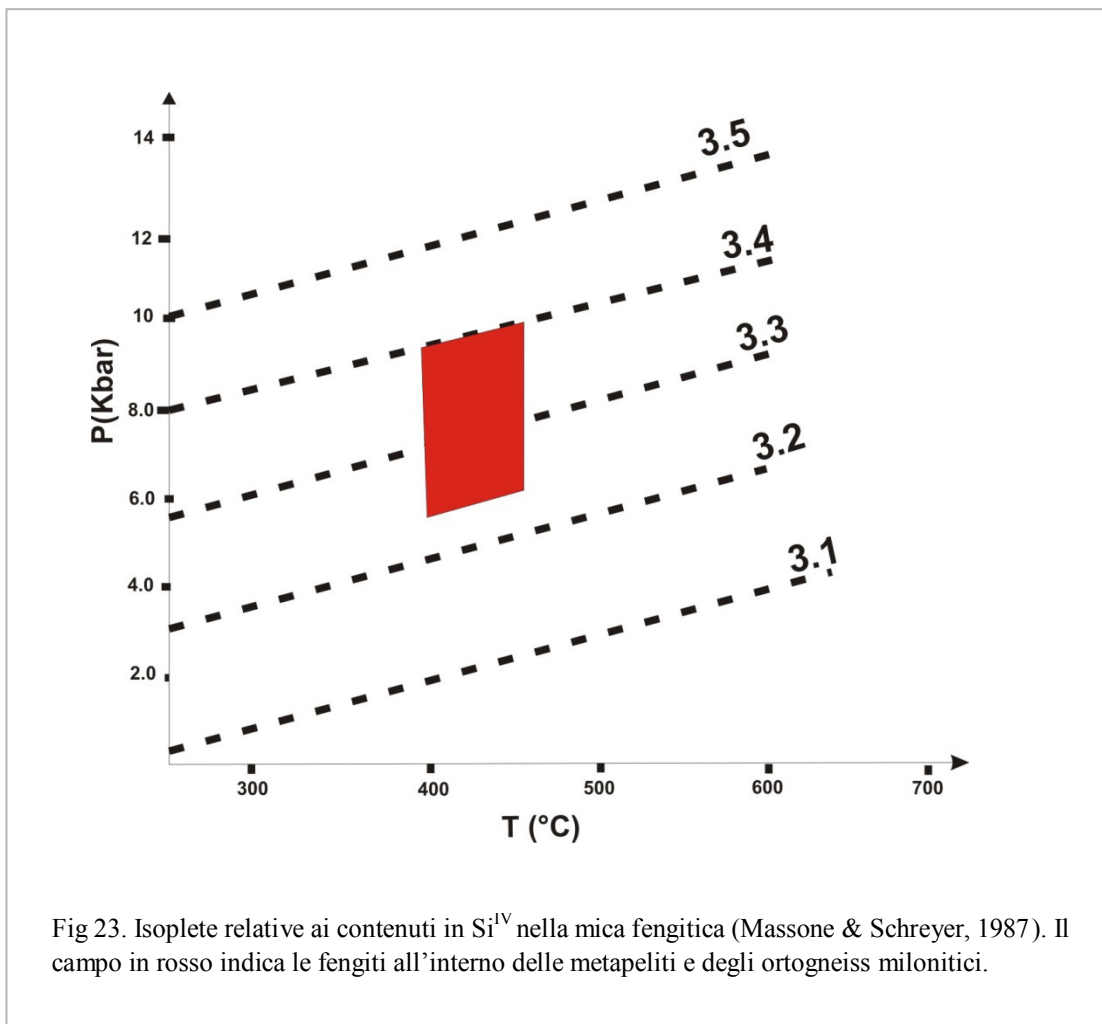
In particolare, l'impiego del barometro di Massonne & Schreyer, (1987) basato sulla composizione della mica chiara in paragenesi con K-feldspato e quarzo ha consentito, all'interno dei litotipi metapelitici ed ortogneissici mostranti un'evidente tessitura milonitica, di stimare le condizioni di Pressione alle quali si è sviluppato l'evento di taglio. Purtroppo, la forte riequilibrio subita dai suddetti litotipi, connessa probabilmente ad un consistente ingresso di fluidi nei sistemi di partenza, sia paraderivati sia ortoderivati, ha prodotto la progressiva modificazione dell'originaria composizione (come suggerito, nel corso dello studio petrologico di fase, dal considerevole arricchimento in molecola albitica registrato dalla componente feldspatica) e ha determinato la perdita di fasi mineralogiche significative, come il granato, impedendo l'applicazione di altri geotermobarometri.

Oltretutto, il contributo metasomatico riscontrato nei litotipi milonitici esaminati rappresenta il fattore limitante che non ha consentito di applicare la modellizzazione termodinamica basata sulla costruzione delle pseudosezioni PT in quanto responsabile della complessiva modificazione dello stato originale di "sistemi-roccia" che non possono essere considerati affatto isochimici (premessa fondamentale per il successo della metodologia).

L'applicazione del geobarometro di Massonne & Schreyer, (1987) su una selezione di campioni milonitici rappresentativi delle litologie in esame, ha consentito di vincolare il regime barico associato all'evento di taglio sulla base del contenuto fengitico della mica chiara sin-milonitica.

Dallo studio petrologico di fase è emersa una distribuzione bimodale della mica chiara sin-milonitica: una mica sin-*shear* discretamente ricca in molecola fengitica, sia in campioni di para che ortoderivati, con valori di Si a.p. f. u. compresi tra 3.23 e 3.40 e una mica chiara sin-cinematica, rinvenuta in campioni ortoderivati essenzialmente muscovitica (Si a.p. f. u. 3.04-3.23).

La proiezione del contenuto fengitico riscontrato nella mica chiara sin-cinematica (3.23-3.40 di Si a.p.f.u.) delle rocce milonitiche esaminate, nel diagramma proposto da Massone & Schreyer (1987), risulta coerente con condizioni di pressione comprese tra i 4 e gli 8 Kbar (400-800MPa) (Fig.23).



5.4. EVOLUZIONE TERMOBARICA (PTD PATH)

L'evoluzione termobarica registrata nei litotipi dell'Unità di Castagna si è rivelata alquanto difficile da tracciare a causa di una serie di problematiche e complicazioni incontrate durante le varie fasi della ricerca, imputabili essenzialmente alla riorganizzazione strutturale e alla considerevole riequilibrio connessa alla intensa deformazione di taglio responsabile dello sviluppo del pervasivo *fabric* milonitico che accomuna tutti i litotipi.

L'evento di taglio duttile, infatti, risulta aver obliterato in maniera piuttosto diffusa e marcata le strutture e le paragenesi legate alle fasi precedenti allo *shear*. Pertanto, essenzialmente le stime termobariche derivate nel corso di questo studio, sono riferibili alla fase deformativa sin-milonitica.

Durante l'evento deformativo di taglio è lecito supporre, inoltre, che l'apporto esterno di nuovi costituenti al sistema-roccia ad opera di un considerevole ingresso di fluidi, possa averne modificato in maniera significativa lo stato originale. Tale ipotesi risulta molto probabile nel contesto geologico in questione, visto che le *shear zones* rappresentano delle vie preferenziali per l'infiltrazione di fluidi. Purtroppo, proprio l'intervento della fase fluida durante lo sviluppo della *shear zone* potrebbe rappresentare uno dei principali problemi in quanto elemento catalizzante nella progressiva riequilibrio del protolite pre-milonitico; essa infatti, avrebbe concorso a cancellare le paragenesi utili a ricostruire la storia metamorfica progradata e le condizioni di picco.

Testimonianze di una paragenesi relitta pre-milonitica, in realtà, sono state osservate durante le indagini petrografiche in microdomini di *low strain*, all'interno degli orizzonti metapeliteici. Purtroppo, però, la sterilità dal punto di vista geotermobarometrico di tali associazioni mineralogiche e l'assenza di una zonatura composizionale nei porfiroclasti di granato (Fig.20) permette solo di avanzare delle ipotesi sul protolite pre-*shear*. La stessa totale perdita della zonatura dei granati infatti, potrebbe essere interpretata come conseguenza dell'azione dei meccanismi di diffusione intracristallina che, in condizioni di elevata temperatura, in profondità e per lunghi periodi di residenza nella crosta, sarebbero responsabili dell'effetto di riomogenizzazione visibile nei granati appartenenti ai litotipi metapeliteici in esame.

In questo quadro di problematiche e fattori limitanti, l'approccio integrato tra modellizzazione termodinamica e geotermobarometria convenzionale è risultato necessario, quindi, a ricostruire l'evoluzione metamorfica di una porzione di basamento cristallino che attualmente risulta poco conosciuta e al contempo difficile da definire con chiarezza.

Ciò che appare abbastanza chiaro, invece, è che una parte di tale evoluzione, ovvero la traiettoria retrograda sia senza dubbio strettamente associata all'evento di taglio, come le stime PT ottenute hanno dimostrato.

In particolare, i dati P-T stimati mediante l'applicazione delle pseudosezioni PT nei domini di *low strain* degli orizzonti metapelitici (campione CEL1B), hanno permesso di vincolare la fase precoce dell'evoluzione metamorfica retrograda associata all'evento di *shear*.

Infatti, la termobarometria basata sull'incrocio delle isoplete composizionali relative all'equilibrio tessiturale tra l'orlo spessartino dei porfiroclasti riomogenizzati di granato, (GrII) e i minerali della matrice con esso a contatto (BtII+ PlII), ha permesso di ricavare valori PT tipici della facies anfibolitica superiore (595°C T e P comprese tra 570 e 680MPa) (Fig.21a-b).

L'intensa e progressiva riequilibrio osservata nei litotipi milonitici all'aumentare dello *strain*, ha determinato la scomparsa di fasi mineralogiche significative come il granato, impedendo l'applicazione dei più comuni ed utilizzati geotermobarometri convenzionali; inoltre, la plausibile presenza della componente fluida ha limitato anche l'applicazione delle tecniche di modellizzazione termodinamica, in quanto appare chiaro non poter assolutamente considerare isoschimici i sistemi (metapeliti e ortogneiss) in esame.

Pertanto, le successive fasi dell'evoluzione metamorfica retrograda che caratterizza i litotipi suddetti, connesse allo sviluppo della *shear zone*, sono state vincolate integrando le stime sulla Temperatura associata all'evento di taglio ricavata tramite l'analisi dell'orientazione preferenziale degli assi "c" del quarzo (LPO Analysis), già discusse nei capitoli precedenti, e le stime di Pressione ottenute mediante l'applicazione del barometro fengitico di Massone & Schreyer, (1987) su campioni milonitici paraderivati ma soprattutto su quelli ortoderivati, rivelatisi i litotipi più informativi per la ricostruzione di suddetta evoluzione.

Le stime di Temperatura ottenute dall'analisi dei *patterns* in microdomini di quarzo suggeriscono condizioni tipiche della facies scisti verdi (<450°) (Fig.6; 7) mentre i valori

di Pressione basati sul contenuto in molecola fengitica nella mica sin-milonitica forniscono informazioni indicative dell'esistenza di regimi barici differenti associati all'evento milonitico.

In particolare, l'esistenza di una mica chiara sin-cinematica povera in molecola fengitica, (essenzialmente muscovitica) rinvenuta in campioni di gneiss leucocratici suggerirebbe valori di $P < 400$ MPa. L'integrazione di tali valori con i dati sulla Temperatura di *shearing* ottenuti dall'analisi dei *patterns* degli assi *c* in microdomini di quarzo, all'interno degli stessi litotipi, sosterebbero l'ipotesi di una riequilibrio verso condizioni tipiche della *greenschist facies*.

La mica chiara sin-*shear* ricca in fengite, riscontrata in litotipi milonitici orto e paraderivati analizzati, fornisce, però, valori di pressione compresi tra i 400- 800 MPa, suggerendo un'ambientazione in un regime di medio-alta pressione.

Questa distribuzione bimodale del contenuto in molecola fengitica nella mica sin-milonitica, potrebbe rappresentare l'evidenza petrologica suggerente la probabile esistenza, in realtà, di due diversi eventi milonitici (Fig.24), esplicitati in condizioni orogenetiche completamente differenti.

Un primo evento deformativo (D1), il cui stadio precoce dell'evoluzione metamorfica retrograda che lo accompagna (D_{1A}) è stato vincolato esaminando i domini di *low strain* delle metapeliti mentre, lo stadio tardivo (D_{1B}) è stato confinato dalle stime di pressione derivate sulla base del contenuto fengito della mica chiara low-phengite e dalle stime di T ottenute dall'analisi dell'LPO del quarzo. Questo evento milonitico dato il suo carattere HT-LP potrebbe essere ricollegabile alle prime fasi dell'esumazione della catena ercinica lungo una *shear zone* estensionale di ambientazione profonda..

L'esistenza di un secondo evento milonitico (D2) è testimoniato dal carattere barico notevolmente differente dal resto dell'evoluzione metamorfica, che quindi, non consente di ritenerlo un'evoluzione temporale del primo ma piuttosto potrebbe essere interpretato come una riattivazione della stessa fascia milonitica in un contesto orogenico del tutto differente.

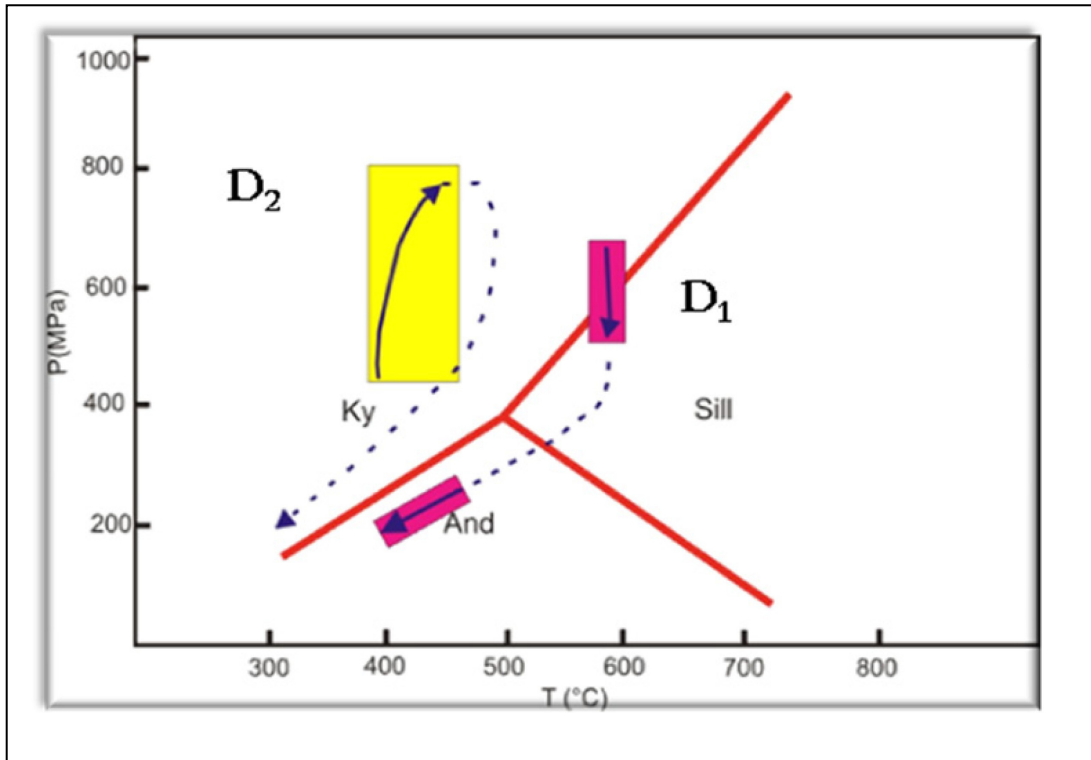


Fig.24. PTD *path* rappresentativo dell'evoluzione metamorfica e della storia deformativa registrata all'interno della porzione di basamento cristallino conosciuta come "Unità di Castagna".