



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA
TECNICA

**ANALISI STRUTTURALE, MICROSTRUTTURALE E
PETROLOGICA DEL BASAMENTO DI MAMMOLA
E STILO (SERRE MERIDIONALI – CALABRIA):
NUOVI VINCOLI PER IL METAMORFISMO
VARISICO REGIONALE E DI CONTATTO**

Relatore: Prof. Richard Spiess

Correlatori: Prof. Alfredo Caggianelli

Prof. Vincenzo Festa

Dott. Simon Schorn

Laureando: Fabrizio Tursi

ANNO ACCADEMICO 2015/2016

Indice

Abstract

Introduzione

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	1
2. PROBLEMATICHE AFFRONTATE	8
3. METODOLOGIE ANALITICHE.....	17
4. ANALISI GEOLOGICO – STRUTTURALE.....	21
5. RICOSTRUZIONE BLASTO – DEFORMAZIONALE NEL CPM	33
5.1. Metamorfismo Varisico: associazioni mineralogiche.....	34
5.2. Zone milonitiche a tetto e alla base del CPM e metamorfismo di contatto dinamico.	41
6. EVOLUZIONE TERMOBAROMETRICA DEL CPM	61
6.1. Metodo di modellizzazione	61
6.2. Stime termobarometriche e percorso P – T ricavato	64
7. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	72
Bibliografia	78
Appendice.....	94

Abstract

Reconstruction of the tectono – metamorphic evolution of the crystalline basement in the Serre Massif (Calabria, Southern Italy) is crucial for a thorough understanding of the crustal dynamics during the Variscan orogeny. The present thesis focuses on the P – T evolution of three different crustal levels juxtaposed along two extensional shear zones within the southern Serre Massif. To this aim a structural, microstructural and petrological study was carried out, in order to assess the relationships among these different crustal levels. Field observations enabled to recognize two main extensional, synthetic, shear zones at the base and the top of an intermediate crustal level. Shearing temperatures were obtained through the assessment of the quartz recrystallization mechanisms and the quartz c-axis pattern established by EBSD analysis. SEM imaging was used to understand the reaction microstructures, while the mineral chemistry was established by microprobe analysis. Constructions of pseudosections for the lower crust using THERMOCALC, in the NCKFMASHTO system, allowed to establish the P – T regional baric and thermal metamorphic peak conditions at P = 11-12 Kbar and T = 530 °C and P = 10,8 – 9,5 Kbar and T = 570 °C, respectively. Subsequent exhumation lifted this crustal level to a pressure of 3 – 2,7 Kbar and a temperature of 500 °C, where it was thermally overprinted to 650 °C due to the emplacement of the huge Serre batholith. A comparison between the P-T-path of this lower crustal level with the path of the intermediate crustal level (Angi et al. 2010), suggests that these two different crustal levels were uplifted in a time frame between 320 and 306 Ma. Therefore, they came in contact to each other along the lower extensional shear zone, sometimes after the thermal peak within the lower crustal level and before the emplacement of the Serre batholith. This is confirmed by the contact metamorphic overprinting in both crustal levels at upper crustal pressure conditions. Hence, the reconstruction of the P-T-path in this thesis has significant new implications for the whole tectono – metamorphic evolution of the Serre Massif. It results that exhumation of deep crustal levels occurred at different times within the Serre

Massif, and precisely before the emplacement of the huge Serre batholith in the South and during its growth in the North. This timely different exhumation of deep crustal levels provides further credit to the hypothesis forwarded by Caggianelli et al. (2007) and Langone et al. (2014). They hypothesize that the principal heat source for the granulite facies metamorphism in the northern Serre Massif is the emplacement of the huge amounts of mantle melts during the general extensional regime that involved the Serre Massive at about 300 Ma. This heat budget triggered granulite facies metamorphism and up to 60 % partial melting of the metapelites in the northern Serre Massif. Mixing of mantle melts with crustal melts resulted in the hybrid geochemical signature of the Serre batholithic melts. In the south, instead, the emplacement of the Serre batholith triggered, within the exhumed lower crust, only contact metamorphism at upper crustal level conditions.

Introduzione

L'Arco Calabro – Peloritano (ACP) è definito come una porzione della Catena Alpina, traslata durante il Miocene sulle unità appenniniche (Amodio Morelli et al., 1976).

In particolare, la catena Europea Varisica occidentale deriva dalla convergenza diacrona tra i supercontinenti Gondwana e Laurentia – Baltica (Fig. 1), in un periodo che va da 430 a 330 Ma (Behr et al., 1984; Matte, 1986; Burg et al., 1987; Ledru et al., 1989; Caggianelli et al., 2007). L'evento di collisione finale all'interno della catena è datato a 340 – 330 Ma, con tettonica strike-slip predominante (Arthaud and Matte, 1977; Burg et al., 1987; Ledru et al., 1989; Caggianelli et al., 2007). Successivamente alle fasi di impilamento crostale, si osserva una fase di collasso orogenico dovuta all'instaurarsi di un regime tettonico distensivo in un periodo che va da 320 a 280 Ma (Ménard and Molnar, 1988; Malavieille et al., 1990; Burg et al., 1994; Gardien et al., 1997; Caggianelli et al., 2007). A testimonianza di ciò, vi è l'estrema abbondanza di intrusioni granitoidi e lo sviluppo di migmatiti in tutta la Catena Europea Varisica (Zwart, 1967; Caggianelli et al., 2007).

Questi stadi dell'evoluzione tettono – metamorfica Varisica sono registrati (non sempre) nei percorsi P – T dei basamenti cristallini Europei (Fig. 2) affioranti nelle odierne coordinate geografiche. In particolare, all'interno del ACP, il Massiccio delle Serre espone una sezione quasi completa, tiltata, della crosta continentale Varisica (Schenk, 1980; 1989; 1990; Caggianelli et al., 2013).

Gli studi strutturali e petrologici svolti in questo settore dell'Arco Calabro – Peloritano sono concentrati prevalentemente nel settore settentrionale delle Serre, dove sono stati ricavati diversi percorsi P – T che caratterizzano bene diversi livelli crostali della crosta inferiore esposta (p.e. Schenk, 1989; Acquafredda et al., 2006; 2008; Fornelli et al., 2011; Festa et al., 2012).

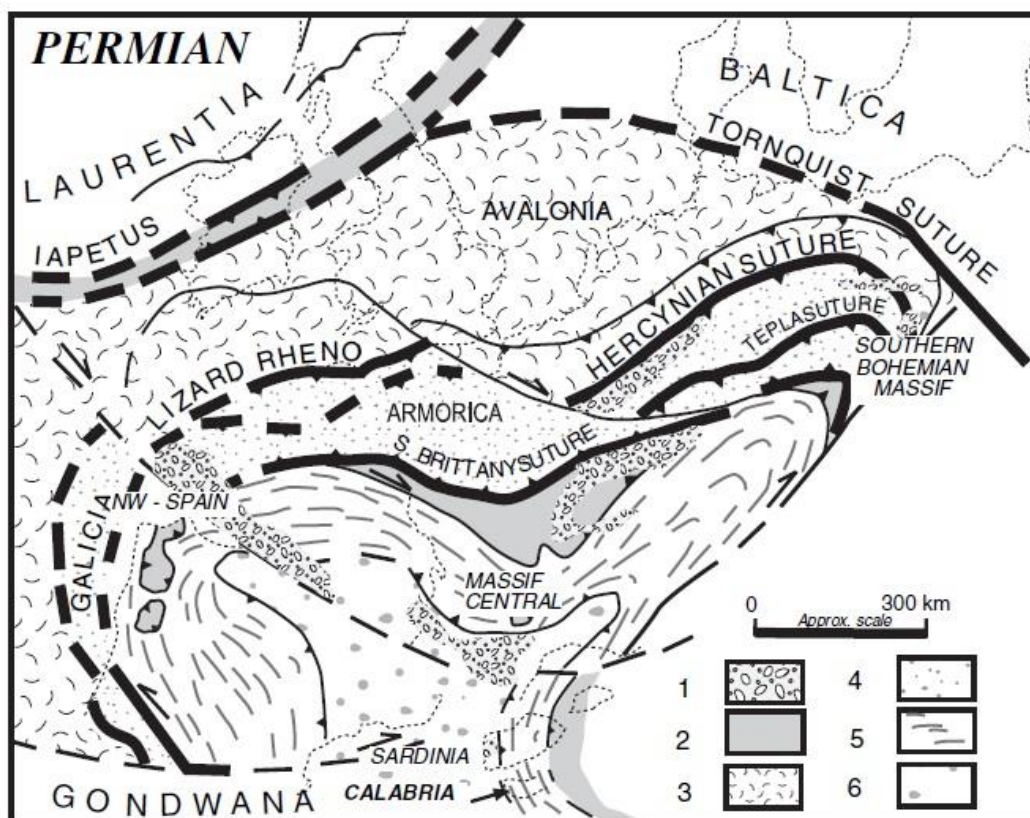


Fig. 1. *Mappa schematica tettonica dell'orogene Europeo Varisco che mette in mostra le strutture tettoniche principali e le microplacche coinvolte nella collisione, in seguito a Burg et al. (1994) e Matte (2001) (modificato da Caggianelli et al., 2007). Simboli: 1 = aree principali con sedimenti Permiani; 2 = resti ofiolitici; 3, 4 = rocce cristalline appartenenti rispettivamente alle microplacche Avalonia e Armorica; 5 = nappes scistose; 6 = bacini Carboniferi di avanfossa (Caggianelli et al., 2007).*

Diversamente, il settore meridionale delle Serre è ad oggi ancora poco studiato. Qui, infatti, la crosta affiorante è stata caratterizzata solo dai lavori di Angi et al. (2010) e di Festa et al. (2013).

Pertanto, allo scopo di ampliare le conoscenze sull'evoluzione tettono – metamorfica del basamento cristallino affiorante in questo settore del Massiccio delle Serre si è scelto un approccio strutturale, microstrutturale e petrologico

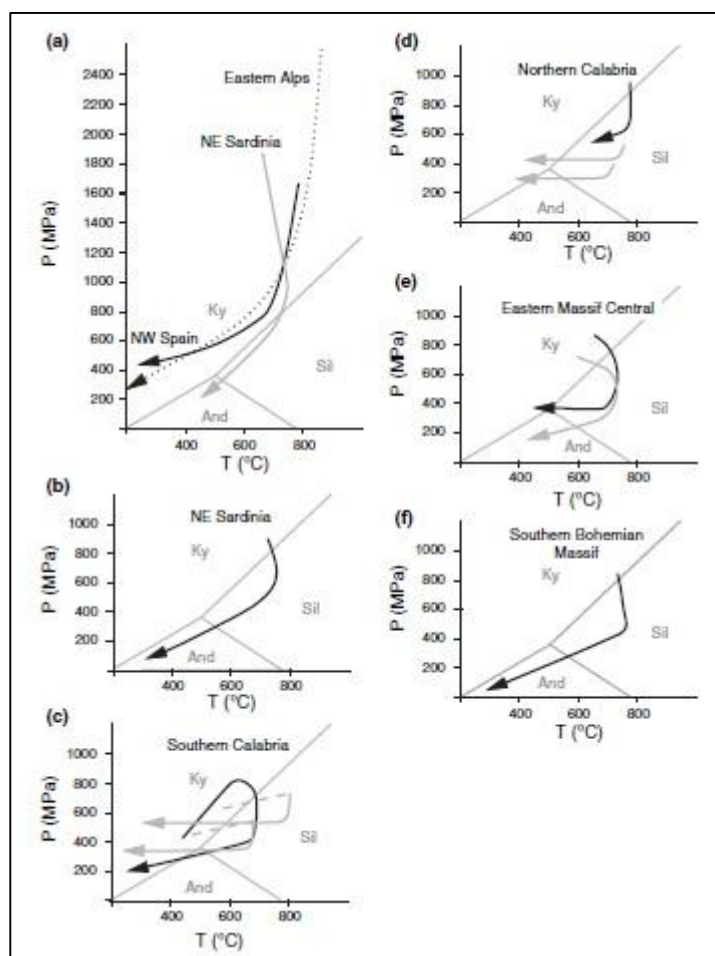


Fig. 2. Percorsi $P - T$ di diversi massicci Varisici, che indicano metamorfismo di alta pressione (a) e di intermedia e bassa pressione (b – f). Luoghi e riferimenti: (a) Spagna NW (linea nera: *Puelles et al., 2005*), Sardegna NE (linea grigia: *Giacomini et al., 2005*) e Alpi orientali (linea punteggiata: *Tumiati et al., 2003*); (b) Sardegna NE (*Di Vincenzo et al., 2004*); (c) Calabria meridionale (linea nera: *Acquafredda et al., 2006*; linee grigie: *Schenk 1989*); (d) Calabria settentrionale (linea nera: *Piluso & Morten, 2004*; linee grigie: *Graessner et al., 2000*); (e) Massiccio Centrale Orientale (*Gardien et al., 1997*; linea nera: area di Pilat; linea grigia: *Montagne Noire*); (f) Massiccio Boemo meridionale (*Büttner & Kruhl, 1997*) (*Caggianelli et al., 2007*). In tutti i diagrammi i limiti delle fasi Al_2SiO_5 utilizzati sono quelli di *Holdaway (1971)* (*Caggianelli et al., 2007*).

congiunto. In quest'ottica, è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10000 in un'area campione opportunamente scelta, dove, dai dati bibliografici, risulta esposto il contatto tra due livelli cristallini diversi.

Il prelievo di campioni orientati dei litotipi affioranti, alcuni dei quali non riportati in letteratura, ha permesso di caratterizzare il metamorfismo regionale e di contatto Varisico, tramite l'analisi delle pseudosezioni P – T nel sistema NCKFMASHTO e l'applicazione di geotermobarometri classici.

I risultati ottenuti mettono in luce il ruolo chiave di litologie, esumate da zone di shear profonde durante le fasi iniziali della tettonica distensiva Varisica, nel preservare il metamorfismo regionale antecedente la massiccia intrusione magmatica tardo Varisica in questo settore delle Serre calabresi.

Questi dati, pertanto, permettono una migliore comprensione dei processi che hanno portato allo sviluppo del metamorfismo in facies granulitica nella crosta profonda affiorante nelle Serre settentrionali.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Massiccio delle Serre rappresenta il collegamento tra i settori meridionale (Massiccio dell'Aspromonte e Monti Peloritani) e settentrionale (Sila e Catena Costiera) dell'Orogene Calabro – Peloritano (OCP) (Angì et al., 2010) (Fig. 1.1).

La crosta continentale esposta nel Massiccio delle Serre può essere brevemente descritta come composta da tre complessi differenti (Figg. 1.2, 1.3), andando dal basso verso l'alto: a) un basamento profondo metamorfosato in facies granulitica, composto da granuliti mafiche (metagabbri), granuliti felsiche, paragneisses migmatitici, una zona migmatitica di bordo e quarzo – dioriti a granato (Maccarone et al., 1983; Shenk, 1984, 1989; Fornelli et al., 2002, 2004; Acquafredda et al., 2006, 2008; Angì et al., 2010; Caggianelli et al., 2013; Langone et al., 2014); b) un batolite Tardo Varisico (batolite delle Serre) nel livello crostale intermedio, composto da tonaliti foliate e quarzo – dioriti, graniti peralluminosi a mega cristalli di K – feldspato e granodioriti da isotrope a debolmente foliate (D'Amico et al., 1982; Rottura et al., 1990; De Vivo et al., 1992; Del Moro et al., 1994; Fornelli et al., 1994; Angì et al., 2010; Caggianelli et al., 2013); c) una crosta da intermedia a superiore metamorfosata in facies da anfibolitica a scisti verdi, affiorante nella porzione meridionale del Massiccio delle Serre e composta da paragneisses e micascisti, filladi e argilliti Paleozoiche con intercalazioni di metavulcaniti e marmi (Colonna et al., 1973; Atzori et al., 1977; Bonardi et al., 1984; Acquafredda et al., 1987; Festa et al., 2003; Angì et al., 2010; Caggianelli et al., 2013).

In particolare, lungo la fascia sud – orientale del batolite delle Serre, tra gli abitati di Stilo e Mammola, andando da nord verso sud, è ben esposta la sezione crostale da intermedia a superiore del Massiccio delle Serre, dove vengono a giorno il Complesso filladico di Stilo – Pazzano ed il Complesso Paragneissico di Mammola.

Il Complesso di Stilo – Pazzano (CSP), è composto da una varietà di litotipi quali metapeliti metamorfosate in facies scisti verdi, metagrovacche, metacalcari e livelli metavulcanitici (Colonna et al., 1973; Festa et al., 2003). Inoltre, è ricoperto da una

successione sedimentaria Mesozoica, composta, discordante (Colonna et al., 1973; Festa et al., 2003; Angì et al., 2010).

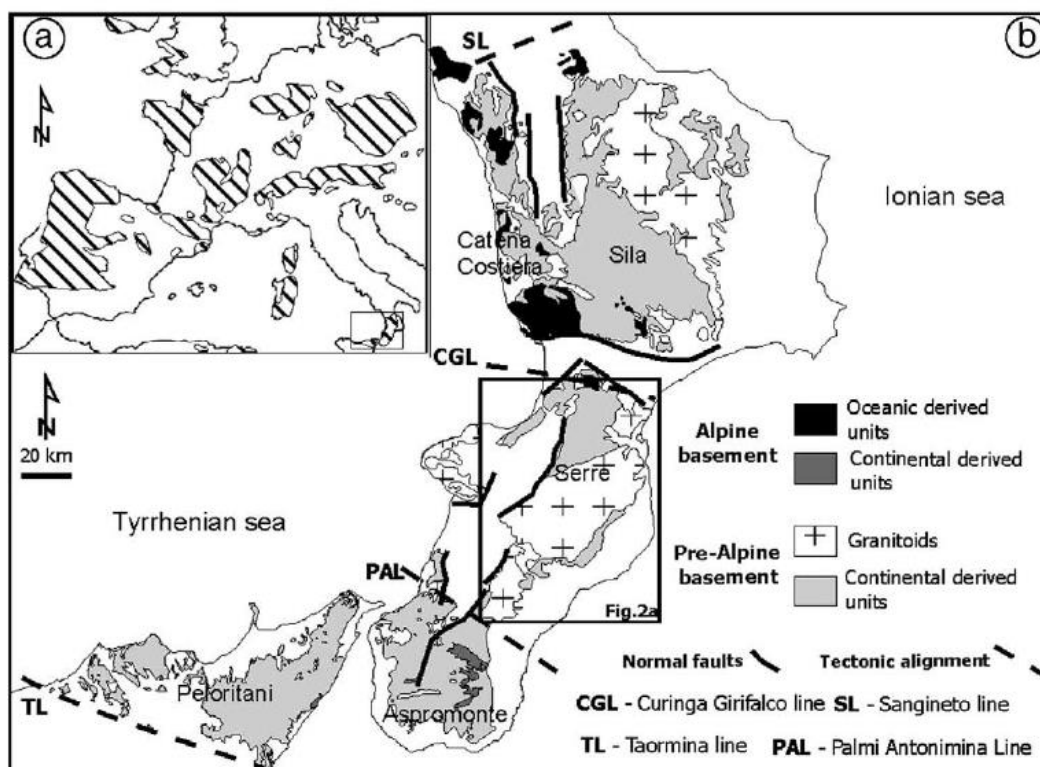


Figura 1.1. (a) Distribuzione dei basamenti pre – Alpini in Europa (in seguito a Von Raumer et al., 2002; Angì et al., 2010). (b) Distribuzione delle rocce del basamento Alpino e pre – Alpino (Varisico e/o pre – Varisico) nell’Orogene Calabro – Peloritano ed i principali allineamenti tettonici (modificato in seguito ad Atzori e Vezzani (1974), Amodio Morelli et al. (1976), Schenk (1990), Bonardi et al. (2001), Ortolano et al. (2005), Fazio et al. (2008), Angì et al. (2010)).

Il Complesso Paragneissico di Mammola (CPM), secondo le analisi petrografiche svolte da Colonna et al. (1973) è anch’esso composto da diversi litotipi quali: paragneisses biotitici o biotitico – muscovitici a metablasti plagioclasici, micascisti gneissici biotitici graniferi, paragneiss biotitici a muscovite e lenti di rocce

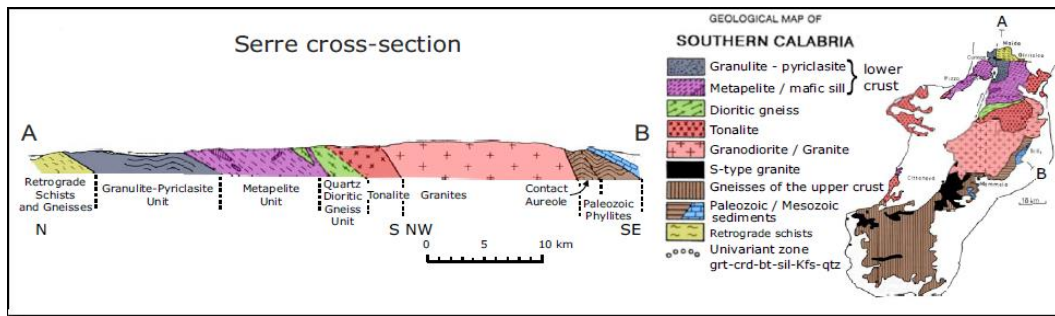


Figura 1.2. Sezione geologica di Schenk per il Massiccio delle Serre (modificata in seguito a Schenk, 1980). La mappa geologica della Calabria Meridionale è modificata in seguito a Graessner & Schenk (1999) (modificata in seguito a Caggianelli et al., 2013).

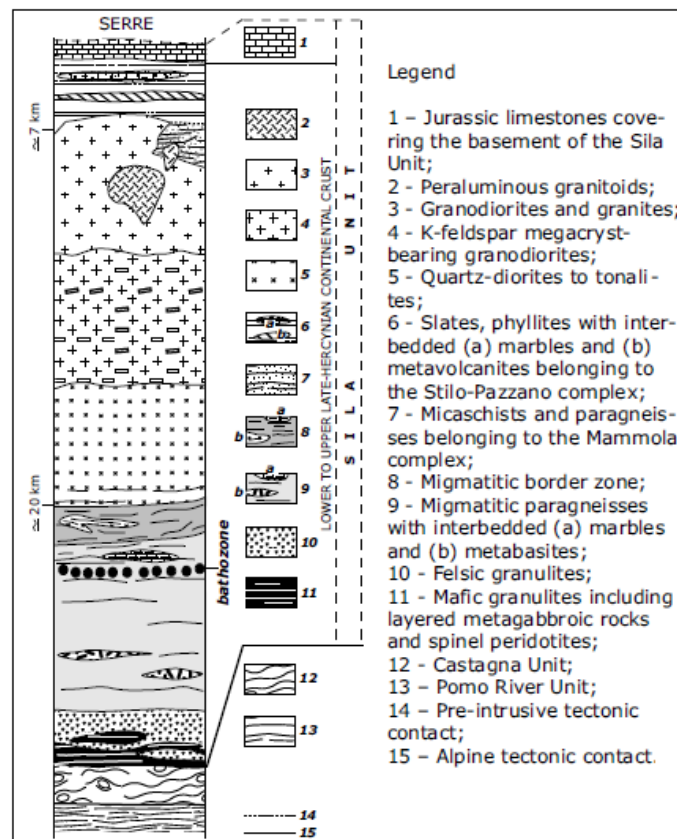


Figura 1.3. Colonna litologica schematica della sezione crostale delle Serre (modificato da Festa et al., 2004) (Caggianelli et al., 2013).

anfibolitiche. Successivamente Angi et al. (2010) riassume questa suddivisione in paragneisses metamorfosati in facies anfibolitica, gneiss leucocratici e anfiboliti.

I due complessi sovrapposti, sono separati da un detachment tettonico a basso angolo che divide il Complesso di Stilo – Pazzano (CSP) a tetto dal Complesso Paragneissico di Mammola (CPM) a letto, con entrambi i complessi interessati da metamorfismo di contatto indotto dall'intrusione dei granitoidi Tardo Varisici (Rottura et al., 1990; Fornelli et al., 1994; Angi et al., 2010).

Secondo la ricostruzione strutturale dell'area proposta da Angi et al. (2010), i due complessi metamorfici mostrano la stessa evoluzione tettono – metamorfica e sono intrusi dagli stessi plutoni granitoidi Tardo Varisici, ovvero, una granodiorite poco alluminosa a biotite \pm anfibolo, un'intrusione tonalitica e da diverse generazioni diffuse di dicchi leucogranitici.

In particolare, sono state riconosciute due fasi principali all'interno dell'evoluzione tettono – metamorfica, che consistono in un evento principale di metamorfismo regionale progrado seguito da uno retrogrado, entrambi meglio preservati nel CPM, ai quali segue il metamorfismo di contatto dovuto alla messa in posto dei corpi granitoidi Tardo Varisici (Angi et al., 2010). A quest'ultima fase è associata la crescita di minerali privi di deformazione, come biotite orientata casualmente, plaghe di cordierite e spots di andalusite di taglia centimetrica nella roccia incassante (Angi et al., 2010).

Durante le fasi retrograde del ciclo metamorfico orogenico, si sarebbe sviluppata, secondo Angi et al. (2010), una microstruttura pervasiva sin – milonitica, con le superfici più antiche formatesi durante i precedenti stadi metamorfici. Queste superfici, sono preservate come relitti di piani assiali di pieghe isoclinali e clivaggio di crenulazione all'interno della foliazione milonitica, la quale, nelle attuali coordinate geografiche, risulta orientata in direzione NE – SW (Angi et al., 2010). Sulla foliazione milonitica, la formazione di una “stretching lineation” in direzione da ENE – SSW a NNW – SSE e la presenza di indicatori cinematici, indicherebbero

un senso di shear con top verso ENE – NE (Angi et al., 2010). In Tabella 1 sono riportate le relazioni blasto – deformazionali riconosciute da Angi et al. (2010).

Orogenic metamorphic cycle							Thermal metamorphism		
Metamorphic evolution	Prograde evolution			Retrograde evolution			Static events		
Deformational phases	early D ₁	late D ₁	D ₂	D ₃			–		
Field evidence	–		Relics of isoclinal folding surfaces S1 within mylonitic foliation (S3)	Local transposition of S1 surface and formation of a S2 crenulation cleavage	Pervasive mylonitic foliation S3			Randomly oriented biotite plates and cm-size andalusite and cordierite spots	
Metamorphic events	early-M ₁	late-M ₁	M ₂	early M ₃		late M ₃	M ₄	late M ₄	
Petrographic features	S1 defined by straight to sigmoidal inclusion trails of zoisite in garnet cores	Zoisite-free outer core garnet in equilibrium with biotite, plagioclase, white mica	S2 crenulation schistosity	Biotite, chlorite, white mica, plagioclase intergrowth in garnet rim embayments		Mylonitic foliation S3 given by s- and d-type porphyroblasts wrapped by chlorite, white mica, biotite, feldspar; S/C fabrics; shear bands; oblique foliation	Foaming texture in ribbon-like quartz domains; randomly oriented cordierite	Later retrograde static blastesis of chlorite on previous cordierite blasts and sericitisation of andalusite rims	
Crystallisation events	Syn	Syn	Post	Syn	Post	Syn			
Quartz	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----Low Phg content-----		
White mica	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Biotite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Cordierite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Staurolite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Chlorite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Plagioclase	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Garnet	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Clinozoisite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Epidote	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Andalusite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Sillimanite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		
Tourmaline	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----		

Tabella 1. Relazioni tra gli stadi deformazionali e di cristallizzazione nei vari eventi di evoluzione metamorfica (Angi et al., 2010).

Questi caratteri strutturali, indicherebbero pertanto che si sia sviluppata una zona di shear transtensiva destra lungo una superficie non planare, da sub – verticale a sub – orizzontale (Angi et al., 2010).

Inoltre, la presenza di dicchi leucocratici tardo tettonici debolmente milonitizzati, tagliati da altri indeformati, suggerirebbe che lo stadio finale della milonisi sia avvenuto contemporaneamente all’attività magmatica Tardo Varisica nell’area (Angi et al., 2010).

Tramite analisi computazionali svolte da Angi et al. (2010) sulle pseudosezioni P – T di alcuni campioni provenienti dal Complesso Paragneissico di Mammola, è stato ricostruito il percorso P – T per la sezione intermedia – alto crostale (Fig. 1.4) del Massiccio delle Serre.

In particolare il percorso ottenuto da Angi et al. (2010) mette luce come queste litologie preservano la fase progradata (590 MPa di pressione e 500 °C di temperatura) ed il picco barico del metamorfismo regionale Varisico (900 MPa di pressione e 530 °C di temperatura). Il picco termico regionale, invece, avviene ad una pressione di 750 MPa e 550 °C di temperatura, al quale segue una retrocessione polifasica con decompressione a 470 – 375 MPa e temperatura di 500 – 520 °C (Angi et al., 2010). Questa decompressione avverrebbe lungo una zona di shear in facies degli scisti verdi (testimoniata dalla CPO del quarzo che evidenzia uno slip basale in direzione <a>), riattivata in facies anfibolitica durante le fasi di messa in posto del batolite delle Serre (CPO del quarzo che indicano slip prismatico in direzione <a>) (Angi et al., 2010).

L'evoluzione P – T del metamorfismo di contatto in figura 1.4 mostra un picco metamorfico ad una pressione di 300 MPa ed una temperatura di 685°C, seguito da una retrocessione ad una pressione di 150 MPa ed una temperatura di 500°C (D'Angi et al., 2010).

Ad oggi, non vi sono datazioni geocronologiche per i complessi CSP ed CPM, anche se i dati ricavati da Graessner et al. (2000) per i paragneisses della crosta superiore affioranti nel Massiccio dell'Aspromonte indicano un picco metamorfico datato a $295 - 293 \pm 4$ Ma.

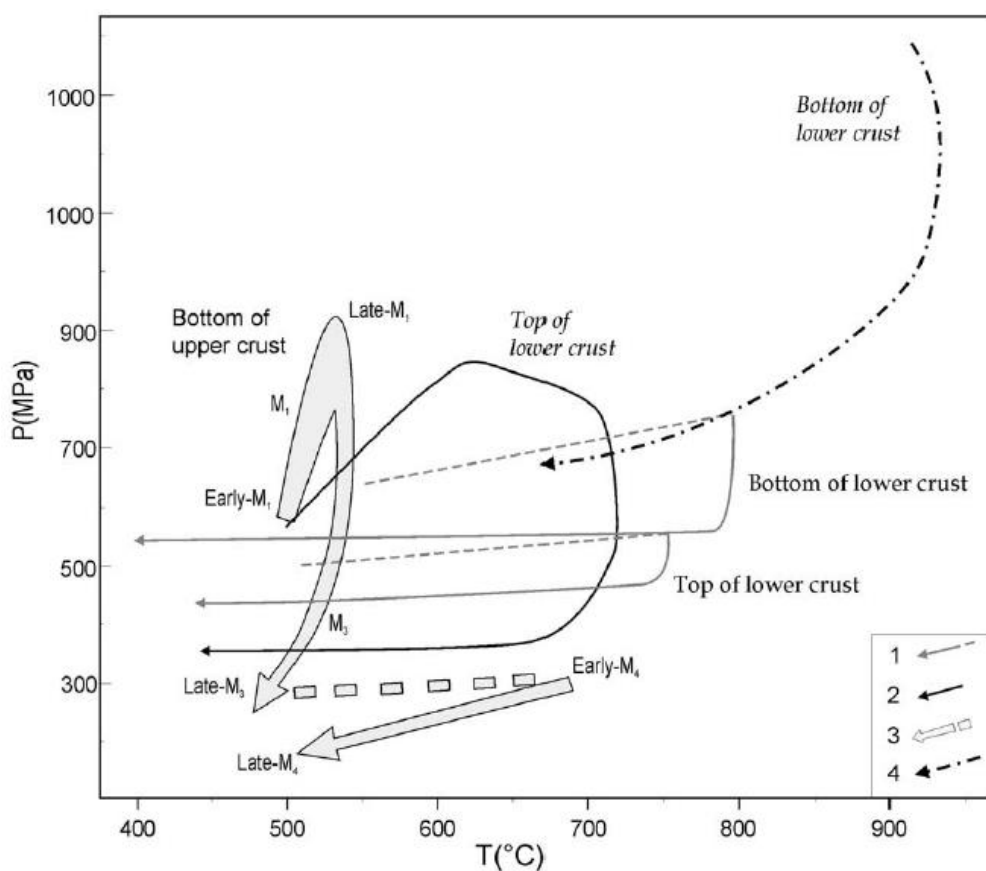


Figura 1.4. Traiettorie di pressione e temperatura ricostruite da vari autori per porzioni della sezione crostale del Massiccio delle Serre: 1) percorsi $P - T$ delle rocce appartenenti alle porzioni superiore ed inferiore della crosta inferiore (in seguito a Schenk, 1989); 2) percorso $P - T$ della porzione superiore del segmento crostale inferiore (in seguito ad Acquafredda et al., 2006); 3) percorso $P - T$ per la base della crosta superiore (in seguito a Angi et al., 2010); percorso $P - T$ della porzione inferiore del segmento di crosta inferiore (in seguito ad Acquafredda et al., 2008) (Angi et al., 2010).

2. PROBLEMATICHE AFFRONTATE

Allo scopo di approfondire la caratterizzazione del basamento cristallino affiorante nelle Serre meridionali e le strutture geologiche a scala locale e regionale qui esposte (come zone di shear (Angi et al., 2010) e pieghe relazionate alla messa in posto del batolite delle Serre (Festa et al., 2013)), è stato svolto dapprima un rilevamento geologico – strutturale di dettaglio alla scala 1:10000.

La scelta dell'area di studio è stata fatta sulla base delle differenze che emergono tra la cartografia di base, costituita dal Foglio 246 – II S.O. Gioiosa Ionica (Cassa per il Mezzogiorno – Servizio Geologico d'Italia, 1967; Fig. 2.1) e dalla mappa geologico – strutturale prodotta da Angi et al. (2010) (Fig. 2.2).

In quest'ottica l'area di studio è stata circoscritta lungo il contatto tra le filladi del Complesso di Stilo – Pazzano ed il Complesso Paragneissico di Mammola. Sovrapponendo le due mappe si può notare come il contatto sia localizzato lungo il versante meridionale di M. Elia, con una potenza maggiore dell'unità filladica in figura 2.2.

Il contatto tra queste due porzioni di basamento cristallino è di natura tettonica a carattere milonitico (Colonna et al., 1973; Angi et al., 2010), lungo una zona di shear transtensiva che sviluppa una microstruttura pervasiva sin – milonitica sul campo (Angi et al., 2010).

Secondo quanto appena detto, nell'area in esame verrebbero meno gli effetti deformativi successivi, sincroni alla messa in posto dei plutoni (p.e. Cruden, 1988; Paterson, Vernon & Fowler, 1991), ai quali sono associati fenomeni di piegamento nelle rocce incassanti (Festa et al., 2013). L'espansione laterale e verticale del plutone, secondo studi di campo (Festa et al., 2013 e questa tesi) genererebbero, in accordo con modelli analitici, delle pieghe al bordo dei plutoni, i cui piani assiali sono concordanti con l'andamento del contatto stesso (p.e. Ramberg, 1970; Dixon, 1975; Schwerdtner, 1990; Cruden et al. 1999; Hippertt & Davis, 2000; Miller & Paterson, 2001; Paterson & Farris, 2008; Marko & Yoshinobu, 2011).

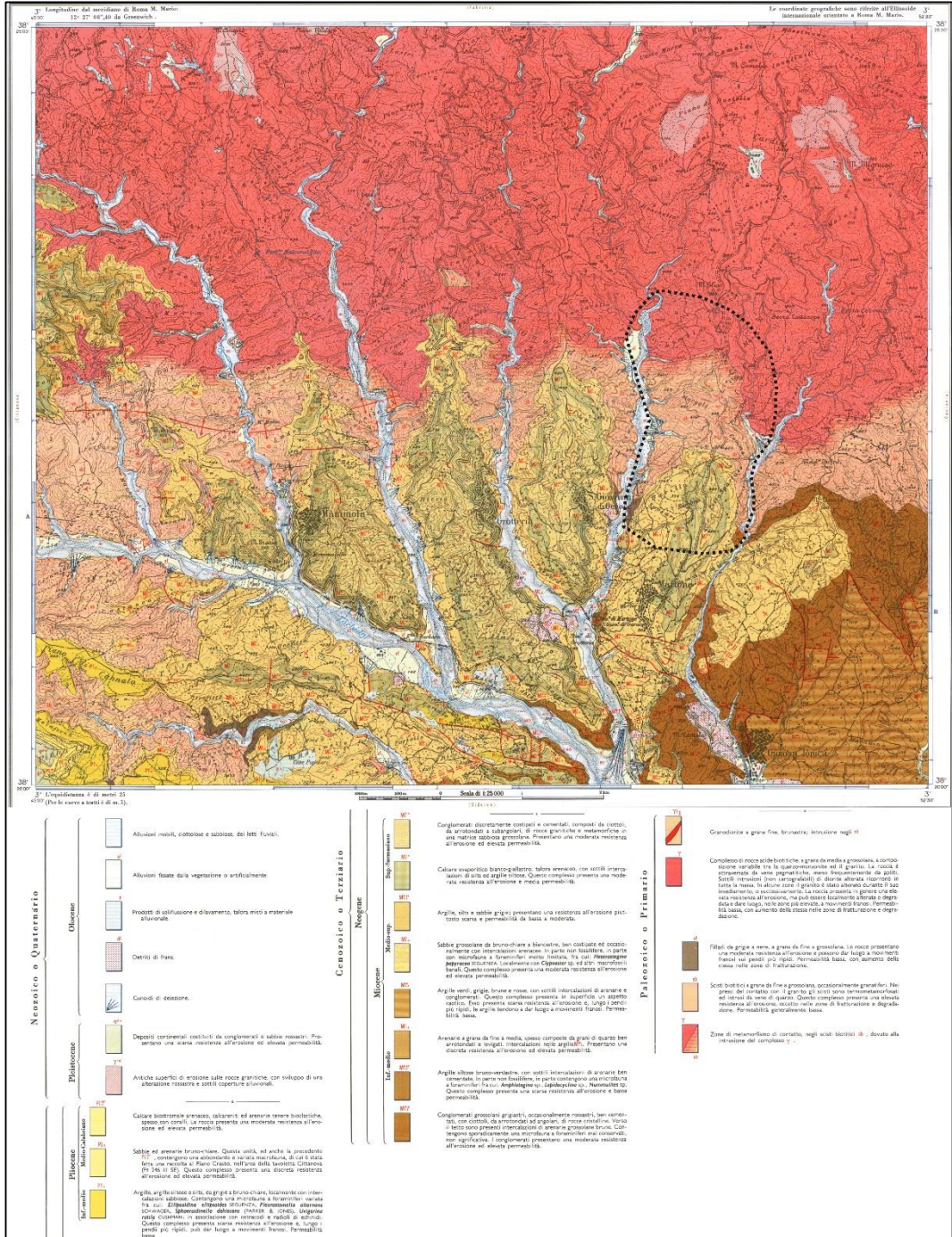


Figura 2.1. Carta geologica e legenda dell'area di Gioiosa Ionica (Foglio 246 – II S.O. della Cassa per il Mezzogiorno – Servizio geologico d'Italia, 1967, modificata). La linea tratteggiata chiusa delimita l'area rilevata

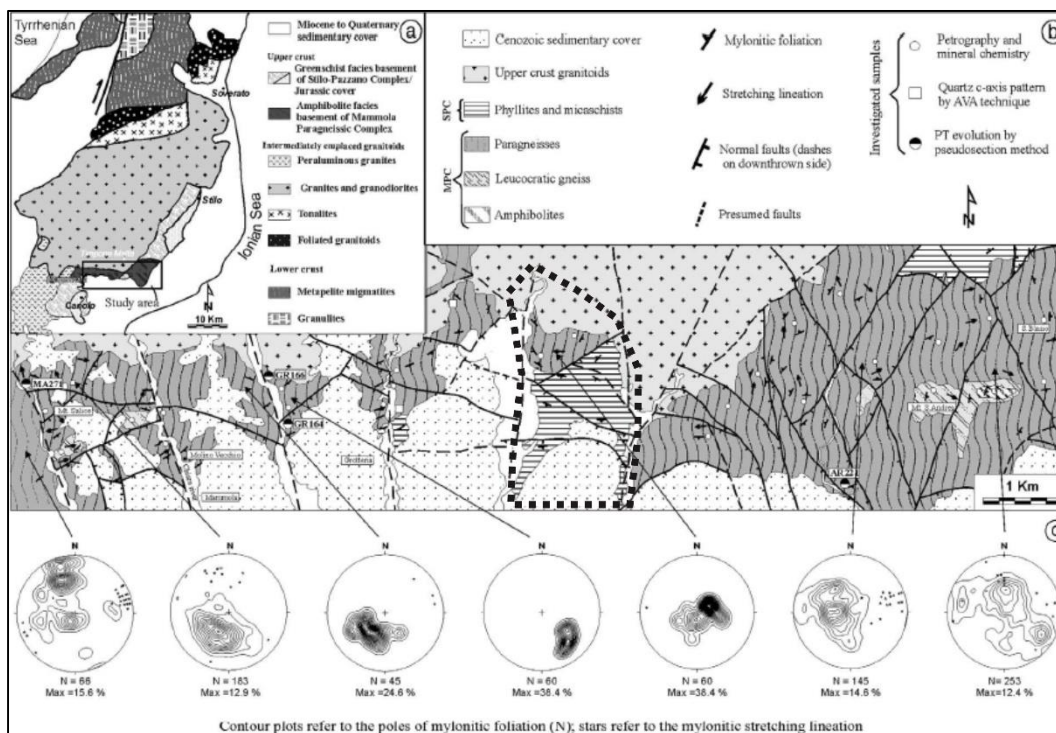


Figura 2.2. (a) Mappa schematica geologica del Massiccio delle Serre e locazione dell'area di studio (modificato in seguito a Graessner et al., 2000; Angi et al., 2010). (b) Mappa geologico – strutturale dell'area di studio e locazione dei campioni (Angi et al., 2010). (c) Stereoplots (emisfero inferiore) con locazione delle stazioni strutturali contenenti i contours della foliazione milonitica S_3 e i plunges delle lineazioni di stretching (Angi et al., 2010). La linea tratteggiata chiusa delimita l'area rilevata.

Festa et al. (2013), in un'area attigua, più settentrionale rispetto a quella di studio, mettono in mostra come al bordo della granodiorite dell'Unità di Stilo, le filladi del Complesso di Stilo – Pazzano siano affette da piegamento di seconda fase che sviluppa una “rimming – synform” (Fig. 2.3). Da quanto si evince dalla carta

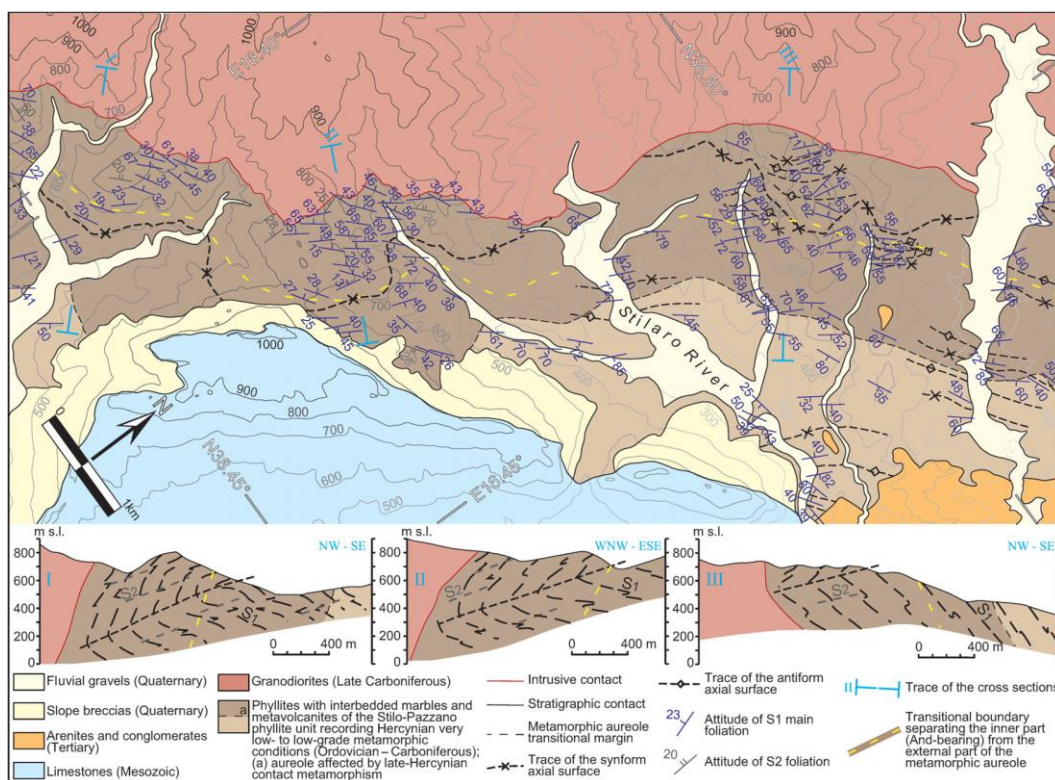


Figura 2.3. Mappa geologica del settore sud – orientale del Massiccio delle Serre e sezioni geologiche (Festa et al., 2013).

geologica di figura 2.1, tale piegamento di seconda fase è stato cartografato nei dintorni del comune di Mammola, dove si svilupperebbe una “rimming – antiform”, non segnalata nella mappa geologico – strutturale di Angì et al. (2010).

Sulla base del lavoro svolto da Festa et al. (2013), Langone et al. (2014) hanno estrapolato un modello teorico per la messa in posto del plutone Varisico (Fig. 2.4) nel quale si tiene conto dell’origine ibrida dei magmi del batolite delle Serre (Rottura et al., 1991).

Le osservazioni di campo hanno permesso, quindi, di delineare l’andamento del contatto tettonico tra questi due livelli crostali e gli effetti deformativi sin – magmatici che li coinvolgono.

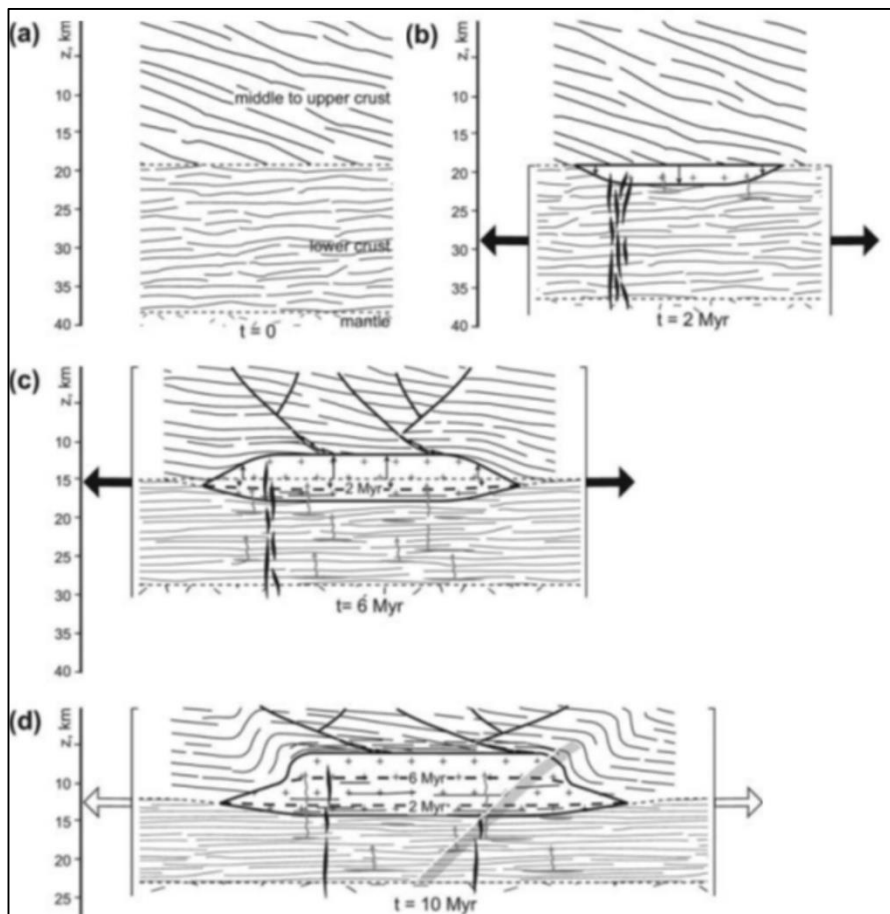


Figura 2.4. Immagini sequenziali illustranti la crescita progressiva del batolite delle Serre in un lasso di tempo di 10 Ma (Langone et al., 2014, modificato). (a) Schema della crosta continentale a $t = 0$, tempo di riferimento per l'inizio della tettonica distensiva e del magmatismo (Langone et al., 2014). (b) A $t = 2$ Ma, la crosta continentale inferiore è affetta da assottigliamento duttile; questa situazione favorisce la creazione di spazio, riempito incrementalmente dal magma primitivo di composizione tonalitica (Langone et al., 2014). Nel dettaglio si può osservare una flessura verso il basso della base del plutone (frecche verso il basso) dovuta ad assottigliamento crostale duttile (Langone et al., 2014). Lo sciame di dicchi (in nero) indica i possibili percorsi del fuso nel raggiungere il batolite (Langone et al., 2014). (c) A $t = 6$ Ma, la prolungata advezione del calore magmatico favorisce l'assottigliamento duttile anche nella crosta intermedia (Langone et al., 2014). Conseguentemente, si genera nuovo spazio per il magma verso l'alto, attraverso il doming sulle rocce incassanti (frecche verso l'alto), che giacciono a tetto del plutone

in crescita (Langone et al., 2014). Faglie listriche si formano nella crosta superiore e passano gradualmente a delle zone di shear estensionali quasi orizzontali, in vicinanza del tetto del batolite (Langone et al., 2014). Nel frattempo, nella crosta inferiore, lo spazio per il magma si forma anche per effetto della perdita di volume a causa della segregazione e dell'ascesa dei fusi anatettici (freccie verso il basso), che contribuiscono alla natura ibrida dei granitoidi (Langone et al., 2014). (d) A $t = 10$ Ma, la crescita del batolite è completata verso l'alto attraverso un meccanismo di messa in posto tipo – laccolite (Langone et al., 2014). In questo stadio finale i magmi sono per la maggior parte di composizione granodioritica (Langone et al., 2014). L'area in grigio indica approssimativamente la sezione crostale esposta ad oggi, con l'inclinazione precedente l'episodio di tilting Terziario (Langone et al., 2014).

Per quanto riguarda la ricostruzione termobarometrica del CPM, l'analisi petrologica computazionale svolta da Angi et al. (2010) su campioni di paragneiss e micascisti (provenienti da un'area situata ad ovest, contigua rispetto a quella di studio) ha permesso di ricavare l'unico percorso P – T per la crosta intermedia in questo settore delle Serre (Fig. 1.4). In particolare, il percorso ottenuto da Angi et al. (2010) mette in luce come in queste litologie sia ben preservata la fase progradata ed il picco barico del metamorfismo regionale Varisico (900 MPa di pressione e 530 °C di temperatura), mentre il picco termico regionale avviene ad una pressione di 750 MPa e 550 °C di temperatura.

Confrontando il percorso P – T ottenuto per il Complesso Paragneissico di Mammola con quello ricavato da Acquafredda et al. (2006) per i paragneiss migmatitici della crosta profonda affiorante nelle Serre settentrionali, Angi et al. (2010) concludono che le due litologie rappresenterebbero livelli crostali analoghi alla fine dell'ispessimento crostale Varisico. La diversa storia metamorfica post – picco barico del CPM rispetto ai paragneiss migmatitici sarebbe causata, secondo Angi et al. (2010), da una rapida esumazione del CPM ad opera di una zona di shear distensiva che non avrebbe permesso l'instaurarsi di un più alto regime termico,

diversamente da quanto avviene nei paragneiss migmatitici a tetto della crosta inferiore nelle Serre settentrionali.

Lo sviluppo della zona di shear transtensiva di Angi et al. (2010) rappresenterebbe, secondo Langone et al. (2014), uno scollamento crostale tra la crosta intermedia e quella superiore nel Massiccio delle Serre durante le fasi tettoniche distensive Varisiche (circa 300 Ma). In questo modo verrebbero a contatto le due sezioni crostali, con la crosta intermedia che registra un percorso P – T caratterizzato da rapido ispessimento ed altrettanto rapida esumazione, in un ambiente crostale freddo antecedente la messa in posto del plutone (Langone et al., 2014). Queste assunzioni sono giustificate da Langone et al. (2014) sulla base della scarsa corrispondenza tra il modello bidimensionale di crescita del plutone Varisico, relazionato all'evoluzione termica della crosta continentale, ed il percorso evolutivo della crosta intermedia ricavato da Angi et al. (2010) (Figg. 2.5; 2.6).

In questo lavoro, si è cercato di verificare quanto ipotizzato da Langone et al. (2014) attraverso lo studio microstrutturale di dettaglio, l'analisi geotermobarometrica classica e la modellizzazione termodinamica internamente consistente (THERMOCALC) delle condizioni P-T di diversi livelli crostali esumati da zone di shear sintetiche alla base e a tetto del CPM. Questo studio, pertanto, si focalizza su una migliore comprensione dell'evoluzione tettono – metamorfica Varisica dei diversi livelli crostali affioranti nel Massiccio delle Serre.

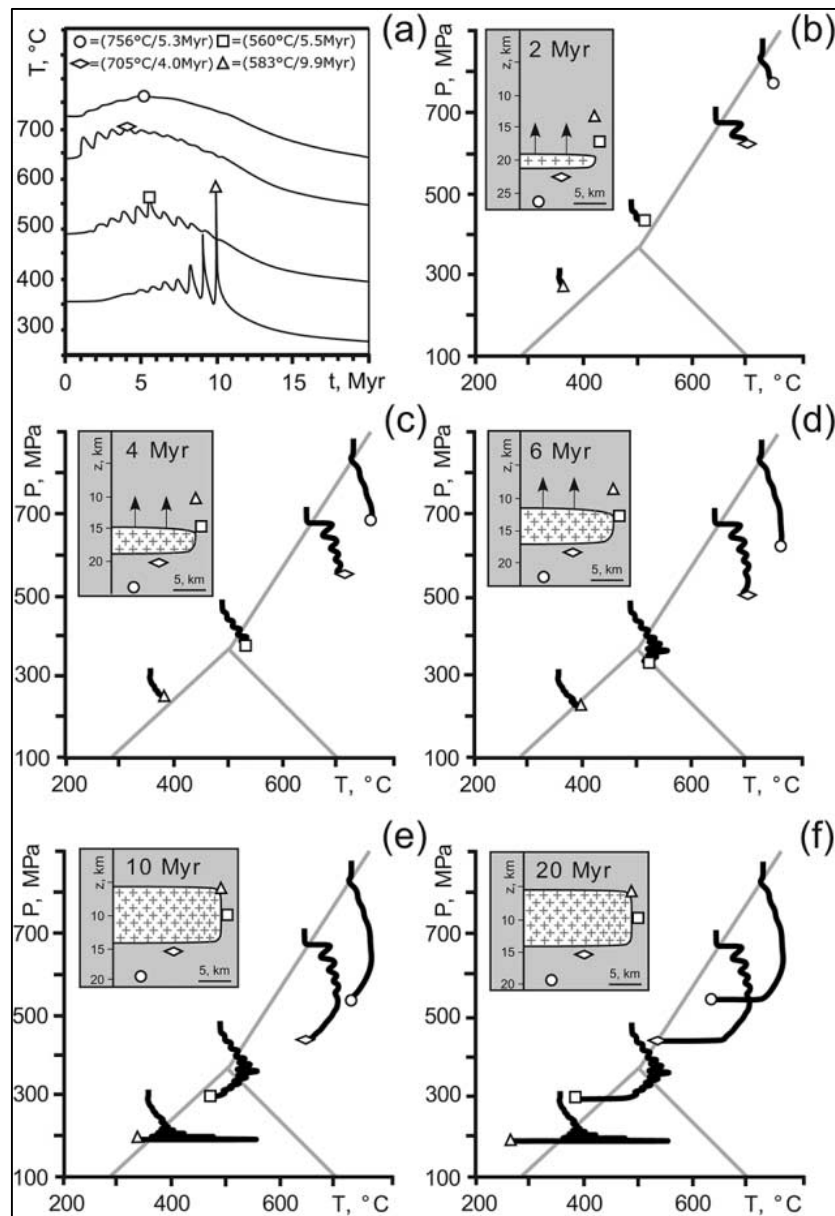


Figura 2.5. Diagrammi temperatura – tempo ($T - t$) e pressione – temperatura ($P - T$) che presentano i risultati della modellizzazione termica per i punti monitorati nella crosta inferiore (cerchi, diamanti), intermedia (quadrati) e superiore (triangoli) (Langone et al., 2014). (a) Evoluzione $T - t$ dei diversi livelli crostali (Langone et al., 2014). I cerchi, i diamanti, i quadrati e i triangoli sulle curve corrispondono al picco termico (Langone et al., 2014). (b - f) Istantanee dell'evoluzione $P - T$ durante la tettonica distensiva e simultanea crescita incrementale del plutone (b - e) e dopo il completamento della crescita del plutone (f)

(f) (Langone et al., 2014). Gli inserti mostrano i diversi stadi di crescita del plutone e la collocazione dei punti monitorati (Langone et al., 2014). I limiti del diagramma di fase Al_2SiO_5 presi in considerazione sono quelli in seguito a Holdaway (1971) (Langone et al., 2014).

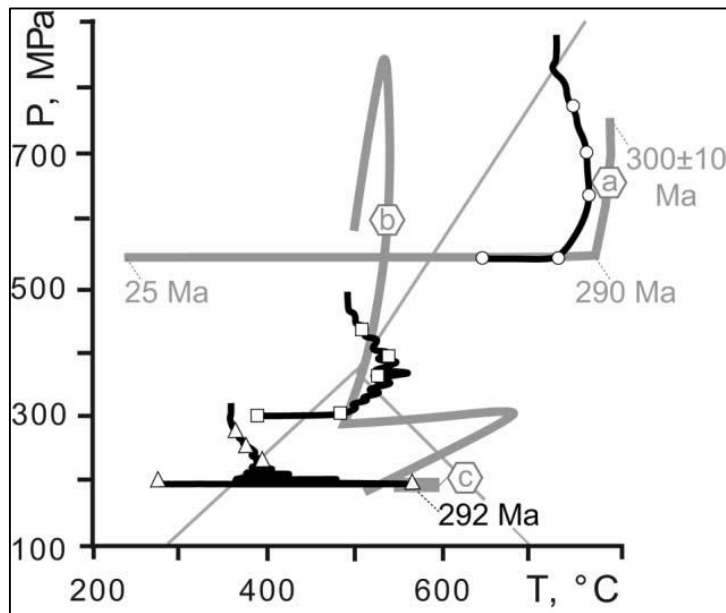


Figura 2.6. Confronto tra le tracce di pressione – temperatura modellizzate e i risultati petrologici $P - T$ per la crosta inferiore (a, Shenk 1989), intermedia (b, Angi et al. 2010) e superiore (c, Festa et al. 2013) (Langone et al., 2014). Cerchi, quadrati e triangoli lungo le tracce modello indicano incrementi di tempo sequenziale di 2, 4, 6, 10, e 20 Ma dopo l'inizio della simulazione (Langone et al., 2014).

3. METODOLOGIE ANALITICHE

Gli aspetti microstrutturali dei campioni orientati (Passchier & Trouw, 2005) prelevati nell'area di studio sono stati indagati inizialmente tramite il microscopio ottico in luce trasmessa e successivamente, a maggiori ingrandimenti, utilizzando il microscopio a scansione elettronica (SEM).

Per lo studio di dettaglio al SEM le sezioni sottili sono state innanzitutto lucidate e metallizzate. Data la finalità, si è svolto uno studio delle immagini degli elettroni retrodiffusi (*back-scattered electron imaging – BSE imaging*) (Lloyd, 1985; Prior et al., 1999) accompagnato da microanalisi a raggi – X (Goldstein et al., 1992; Prior et al., 1999) attraverso il software EDAX.

La tecnica BSE si basa sull'interazione elastica tra il fascio di elettroni generato dal cristallo singolo di LaB_6 (nel nostro caso) e la cristallografia del minerale, che restituisce un'immagine delle fasi mineralogiche in toni di grigio in base al numero atomico degli elementi che le costituiscono (*Z contrast*). Il software EDAX (*energy dispersive X – ray analysis, EDAX*) invece, sfrutta la dispersione energetica della radiazione X proveniente dalla fase mineralogica analizzata, restituendone lo spettro caratteristico. In questo modo si ottengono informazioni qualitative e semi – quantitative degli elementi presenti all'interno del minerale.

In questo lavoro si è operato con un'accelerazione del fascio compresa tra i 15 e i 20 kV, ad una distanza di lavoro (*working distance, WD*) di 25 mm e ingrandimento variabile.

Per ottenere informazioni sulle condizioni termiche di deformazione durante le fasi di esumazione del Complesso Paragneissico di Mammola è stata ottenuta l'orientazione cristallografica preferenziale (*crystallographic preferred orientation, CPO*) dei cristalli di quarzo nei paragneiss milonitici (capitolo 5). Questi dati sono stati ricavati tramite la tecnica EBSD, la quale sfrutta i patterns di diffrazione degli elettroni retrodiffusi (backscatter electrons) costituiti da coni appiattiti chiamati Kikuchi bands. Tramite l'indicizzazione di questi pattern di

diffrazione (Wright and Adams 1992; Wright et al. 1993; Schwarzer 1997; Krieger-Lassen 1998; Prior et al., 1999) è possibile ottenere l'orientazione cristallografica di ogni singolo granulo. In questo modo è possibile studiare l'eventuale CPO dei cristalli, con un errore inferiore ad 1° per ogni singola analisi. Analizzando una serie di cristalli correlati dalla medesima deformazione i singoli dati cristallografici, divisi per direzioni cristallografiche specifiche, vengono plottati nell'emisfero inferiore di diagrammi stereografici polari equi-areali. Per una migliore interpretazione dei dati vengono utilizzati dei riferimenti fondamentali come la foliazione (orientata verticalmente e che forma una traccia E – W) e la lineazione di stretching (anch'essa orientata E-W) (Passchier & Trouw, 1996; Prior et al., 1999). Per mettere in evidenza la densità per area delle singole analisi è possibile applicare in modo automatico un calcolo della densità espressa in multipli di unità media di densità (UMD), plottando questi dati sotto forma di isoline di densità, oppure diverse intensità di colore (blu densità minima, rosso densità massima) oppure in modo combinato. Un ulteriore modo di rappresentare i dati ottenuti tramite l'analisi EBSD è tramite mappe di differente orientazione (*misorientation map*) dei limiti granulari (ulteriori dettagli in Prior et al. 1999).

All'analisi microstrutturale svolta al SEM è stata accoppiata l'analisi chimica puntuale delle fasi mineralogiche che danno luogo a delle microstrutture di reazione o a riequilibrio chimica nell'associazione mineralogica di alcuni campioni. L'analisi è stata svolta tramite la Microsonda Cameca SX 50, costituita da quattro spettrometri a dispersione di lunghezze d'onda WDS e uno a dispersione di energia EDS. Ogni spettrometro WDS è costituito da un dispositivo meccanico di precisione sul quale sono installati un cristallo monocromatore mobile, capace di separare le radiazioni X in base alle loro lunghezze d'onda, e un rivelatore che misura l'intensità delle radiazioni diffratte dal cristallo. Lo spettrometro EDS, invece, non è soggetto a movimenti meccanici, ed è costituito da un rivelatore allo stato solido (cristallo semiconduttore di Si(Li) drogato in superficie per favorire la resistività) che trasforma l'energia dei fotoni X emessi dal campione in impulsi elettrici tramite l'elettronica di conteggio e l'analizzatore multicanale (MCA).

Tramite l'utilizzo di questi sistemi di rilevazione, è possibile stimare l'intensità della radiazione X emessa dal campione che è proporzionale alla concentrazione dell'elemento, secondo l'uguaglianza $I_x : C_x = I_{std} : C_{std}$ dimostrata da R. Castaing (1951).

Applicando successivamente al rapporto I_x / I_{std} (Kratio) dei coefficienti di correzione ZAF (Z = numero atomico; A = assorbimento; F = fluorescenza secondaria) è possibile stimare con precisione la concentrazione dell'elemento all'interno del campione. Le rispettive formule cristallografiche delle fasi mineralogiche sono state ricavate tramite appositi fogli di calcolo EXCEL.

In questo modo è stato possibile svolgere la modellizzazione termodinamica tramite il software THERMOCALC v.3.40 (Holland & Powell, 1988) sul campione MR16 ed applicare geotermobarometri classici laddove fosse possibile.

Per poter svolgere la modellizzazione termodinamica del campione MR16 è stata inoltre ricavata la composizione chimica totale tramite analisi in fluorescenza ai raggi X (*X-ray fluorescence*, XRF). Il campione è stato opportunamente polverizzato presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari.

L'analisi è stata svolta presso il laboratorio di spettrometria XRF del Dipartimento di Geoscienze di Padova. Il sistema di rilevazione per l'analisi in fluorescenza è costituito da uno spettrometro WDS Philips PW 2400, operante sotto vuoto, il quale misura la dispersione e l'intensità della radiazione X prodotta dal campione. Tale spettrometro è costituito essenzialmente da un tubo al Rodio (3 kV di potenza massima) generatore di raggi X, tre collimatori (150 μm , 300 μm e 700 μm), cinque cristalli analizzatori (LiF220, LiF200, Ge, PE, TIAP) e due contatori. Per ottenere la concentrazione in peso degli elementi costituenti il campione, si sfrutta la relazione di R. Castaing (1951), precedentemente descritta, con la differenza che l'analisi in fluorescenza delle intensità dei raggi X di ogni elemento può risentire di quelli che vengono definiti come "effetti della matrice", i quali sono dovuti per esempio a natura, caratteristiche fisiche e distribuzione degli elementi nel

campione. Questi effetti tuttavia possono essere limitati fortemente adottando alcune accortezze nelle fasi di preparazione del campione stesso.

4. ANALISI GEOLOGICO – STRUTTURALE

Le osservazioni geologico – strutturali di dettaglio, svolte alla scala 1:10000, hanno confermato la presenza nell'area di studio di due diversi livelli crostali in contatto lungo una zona di shear milonitica (Fig. 4.1, Allegato 1) (come indicato da Angi et al. (2010)). Nello specifico, la zona milonitica separa le filladi del Complesso di Stilo – Pazzano (CSP) a tetto dal Complesso Paragneissico di Mammola (CPM) a letto. Alla base del CPM è stata rinvenuta un'ulteriore zona milonitica che mette a contatto i paragneiss di questo complesso con un livello crostale più basico a letto, costituito da metabasiti. Alla base di questo livello, inoltre, affiorano in contatto litostratigrafico dei micascisti migmatitici.

A tetto della successione delle rocce di basamento cristallino vi è una copertura sedimentaria (non caratterizzata in questo lavoro), appartenente all'Unità di Stilo. Questa copertura poggia in discordanza angolare sulle filladi Paleozoiche del CSP ed è costituita, andando dall'alto verso il basso, da conglomerati e sabbie Pleistocenici, calcari del Miocene superiore e sabbie grossolane del Miocene medio – superiore.

Nell'area di studio, le rocce metamorfiche sono in contatto tettonico con la granodiorite dell'Unità di Stilo (batolite delle Serre, Fig.4.1), in quanto la messa in posto del batolite ha prodotto sulle rocce incassanti un effetto deformativo, oltre che termico.

L'effetto termico è caratterizzato dallo sviluppo di un'aureola di contatto fino ad una distanza di circa 800 m dall'intrusione magmatica. Sul campo, l'ingresso nell'aureola è testimoniato dalla colorazione delle filladi da giallo ocra ad arancio (Fig. 4.2a, b). Anche i paragneiss mostrano una variazione cromatica, passando dal grigio al marroncino – rossastro (Fig. 4.2c, d).

Variazioni strutturali e cromatiche si apprezzano anche per la granodiorite in vicinanza della roccia incassante (Fig. 4.2e). Nello specifico, la struttura magmatica

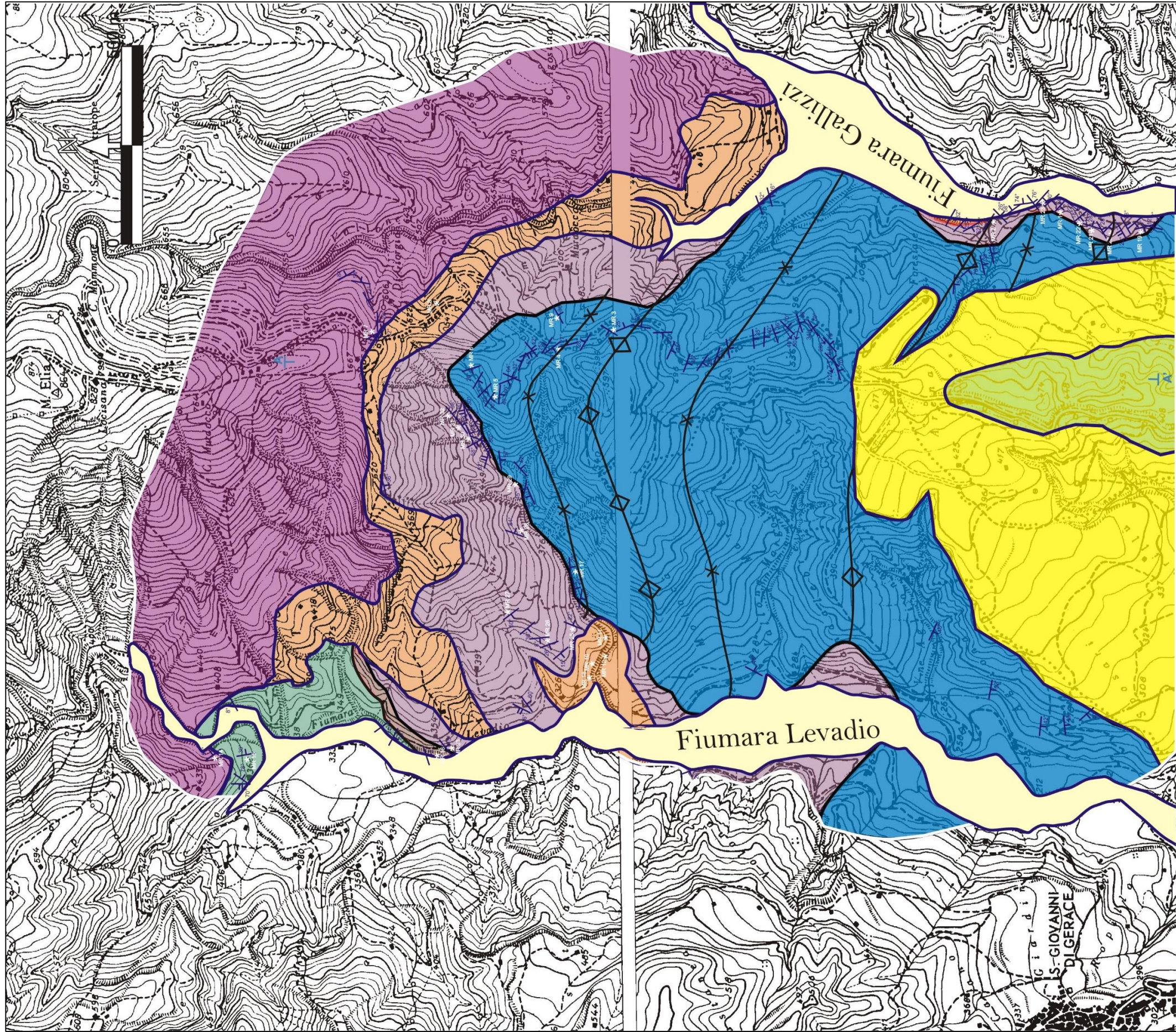
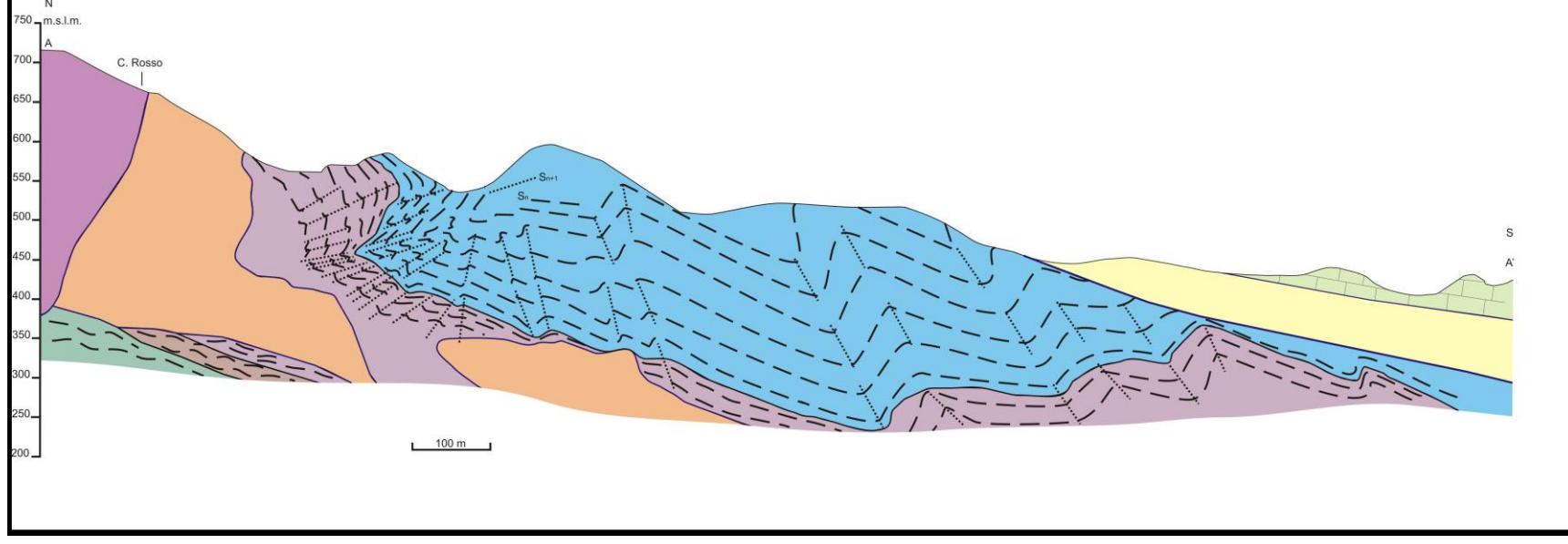
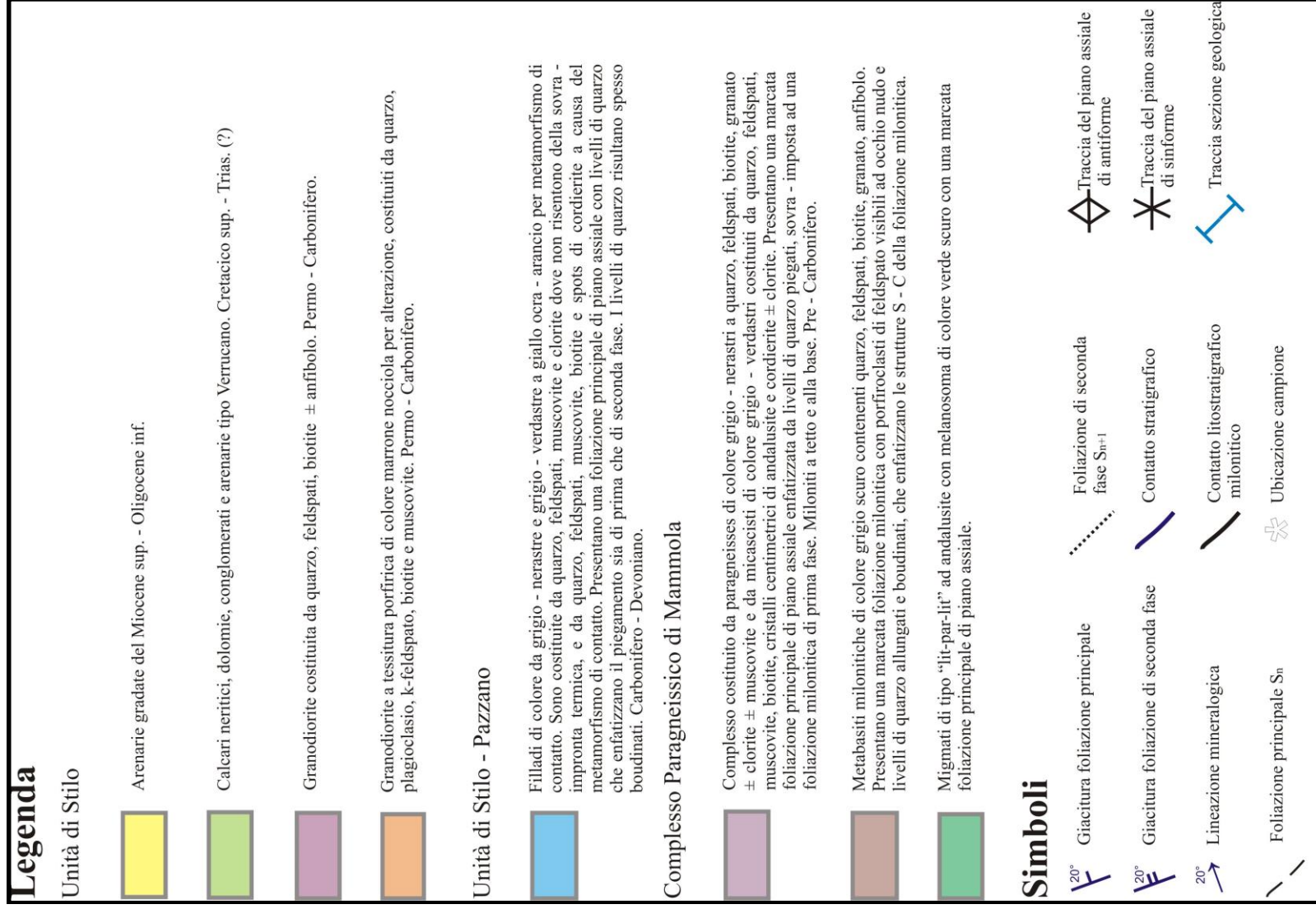


Fig. 4.1. Carta geologica di M. Elia. Sezione geologica e legenda alla pagina successiva.



olocristallina equigranulare, che la caratterizza, è rimpiazzata da una porfirica, che produce uno stacco cromatico visibile in figura 4.2e.

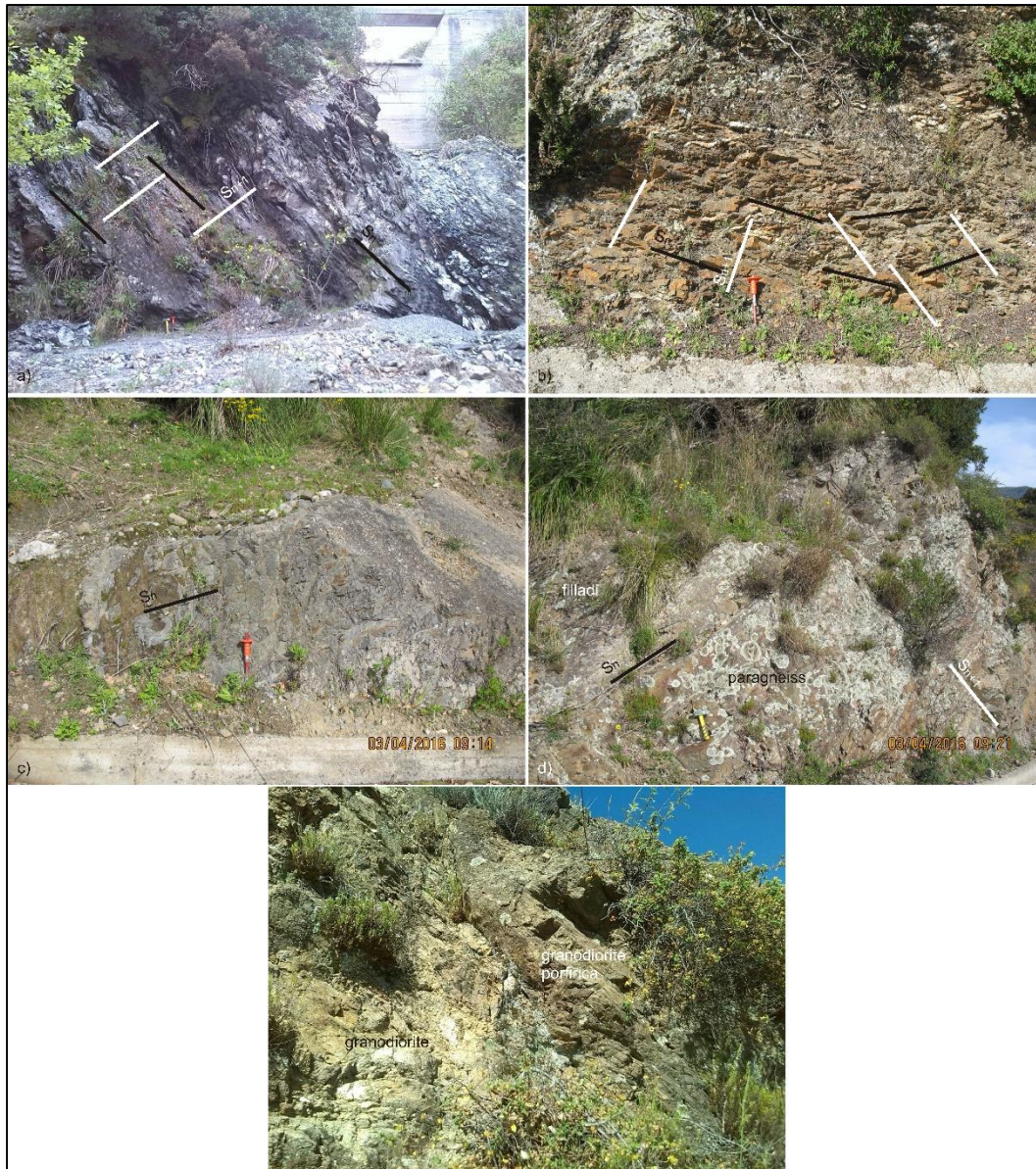


Fig. 4.2. *a)* Affioramento di filladi alla base di M. Elia, lungo Fiumara Levadio. Si noti il caratteristico colore grigio – nerastro, la foliazione principale S_n ed il clivaggio di seconda fase S_{n+1} . *b)* Affioramento di filladi cornubianitiche lungo la cresta di M. Elia. Si noti la differenza cromatica rispetto alle filladi in (a) e la variazione della direzione d’immersione sia della foliazione S_n che del clivaggio

S_{n+1} . **c)** *Affioramento di paragneiss milonitici alla base di M. Elia lungo Fiumara Gallizzi. Si noti il caratteristico colore grigio che li caratterizza e lo sviluppo marcato della foliazione principale milonitica S_n .* **d)** *Affioramento del contatto milonitico tra filladi del CSP e paragneiss del CPM alla base di M. Elia lungo Fiumara Gallizzi. Si noti la colorazione marroncino – rossastra che caratterizza i paragneiss a causa della sovrimpronta termica.* **e)** *Affioramento della granodiorite dell'Unità di Stilo in cima a M. Elia. Si noti la differenza cromatica tra la porzione olocristallina equigranulare biancastra e quella porfirica grigiastra.*

L'effetto deformativo prodotto dalla messa in posto del batolite è evidente in figura 4.1. Qui, infatti, si può notare lo sviluppo di pieghe sinformi ed antiformali nelle rocce incassanti parallelamente all'andamento del contatto intrusivo.

In linea generale, il contatto tettonico con la granodiorite, nell'area di studio, si sviluppa in direzione NW – SE. Nel dettaglio, però, questo appare piuttosto segmentato, con trend NW – SE apprezzabile su entrambi i fianchi del versante e circa E – W al centro del versante stesso. La presenza di corpi magmatici minori a struttura porfirica collocati a sud del batolite, visibili sia nella carta che nel profilo geologico di figura 4.1, rendono l'andamento del contatto intrusivo meno lineare. In virtù di ciò, l'andamento delle giaciture nelle rocce incassanti è strettamente correlato all'andamento locale di questo contatto.

In entrambi i complessi tettono – metamorfici, è possibile riconoscere lo sviluppo di una foliazione principale S_n immergente in generale verso sud. Questa foliazione sviluppa una lineazione di stretching L_n definita da quarzo allungato nei paragneiss milonitici (Fig. 4.3) e clorite allineata nelle filladi. Questi caratteri, pertanto, suggeriscono che questa foliazione si sia sviluppata durante l'evento milonitico che ha messo in contatto i due complessi.

Nelle filladi, le giaciture della foliazione principale mostrano un'immersione variabile da SW – SE a NE con inclinazioni variabili da circa 45° a 24 – 32°

rispettivamente, in avvicinamento al contatto intrusivo ad est del versante di M. Elia.

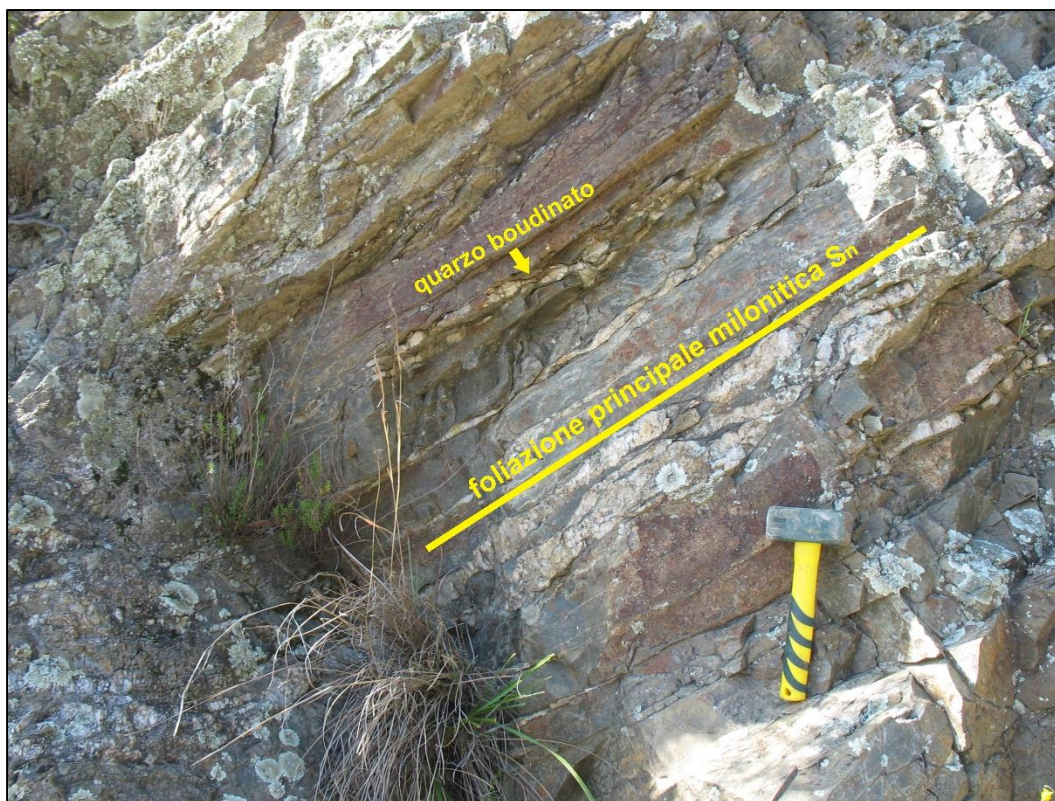


Fig. 4.3. Dettaglio dell'affioramento di paragneiss milonitici alla base di M. Elia lungo Fiumara Gallizzi. Nell'immagine è possibile apprezzare i livelli di quarzo allungato e boudinato all'interno dei paragneiss, in un taglio ortogonale alla foliazione. Questi livelli definiscono, nei tagli paralleli alla foliazione S_n , la lineazione mineralogica di stretching L_n .

Dove invece il contatto è orientato circa E – W, le filladi immergono nuovamente a SW, fatta qualche eccezione di immersioni a NE e NW lungo il contatto con il complesso sottostante.

Lo stesso andamento delle giaciture della foliazione principale lo si apprezza anche nei paragneiss e nei micascisti del CPM. Infatti, in prossimità della granodiorite

porfirica appena affiorante lungo il margine sud – orientale del versante in esame, la S_n immerge da SE – SW a NE, mentre in vicinanza del batolite le giaciture immergono nuovamente da SE a SW, con inclinazione media di 55° .

Questa variazione nelle giaciture dei complessi tettono – metamorfici è un effetto diretto della deformazione prodotta dalla messa in posto del batolite delle Serre, la quale sviluppa un clivaggio di seconda fase S_{n+1} . L'intersezione tra questo clivaggio e la foliazione principale produce una lineazione d'intersezione L_{n+1} , che in sezione sottile si manifesta come clivaggio di crenulazione (Fig. 4.4a, b).



Fig. 4.4. a) Dettaglio di un affioramento di micascisti in vicinanza del contatto intrusivo ad andamento E – W dove è possibile apprezzare la lineazione di stretching L_n , relativa all'evento deformativo D_n , e quella d'intersezione L_{n+1} relativa all'evento deformativo D_{n+1} . **b)** Immagine a Nicols incrociati della sezione sottile del campione MR25 di micascisto dove si apprezza la sovrimposizione del clivaggio di seconda fase sulla foliazione principale.

Le zone di cerniera delle pieghe che si sviluppano in seguito alla sovrimposizione di questo evento deformativo, sono ben esposte in prossimità del contatto milonitico tra CSP e CPM, affiorante in vicinanza del batolite (Fig. 4.5a). In questo settore dove la deformazione è più spinta, nelle filladi e nei paragneiss milonitici la

foliazione principale viene ripiegata, generando immersioni a NE e sviluppo di vene di quarzo ripiegate (Fig. 4.5b).



Fig. 4.5. *a) Affioramento di una zona di cerniera di una piega in filladi in vicinanza del contatto intrusivo orientato E – W. b) Affioramento di cornubianiti con vene di quarzo ripiegate sulla cresta di M. Elia.*

La sovrimposizione della deformazione di seconda fase può essere visualizzata meglio nel diagramma polare di figura 4.6. Il contouring dei poli della foliazione principale milonitica S_n mostra la presenza di due massimi principali di concentrazione, con immersioni a SE e SW. Questi due massimi di concentrazione sono coerenti con le giaciture della foliazione principale all'interno delle rocce incassanti, lontano dal contatto intrusivo col batolite. In vicinanza di quest'ultimo, invece, le giaciture della foliazione S_n mostrano immersioni prevalentemente a NE, come testimoniato dal sub-massimo di concentrazione dei poli a SW nello stereogramma di figura 4.6. Nello specifico, la variazione delle giaciture immergenti a SE – SW in lontananza dal contatto intrusivo principale, e a NE in prossimità di quest'ultimo, è un effetto diretto della deformazione provocata sulle rocce incassanti dalla messa in posto del batolite delle Serre. In particolare, questa variazione nelle giaciture è relazionata allo sviluppo di una sinforme nelle rocce

incassanti, così come descritto da Festa et al. (2013) per le filladi del Complesso di Stilo – Pazzano in una località contigua, situata a NE rispetto all'area di studio.

Alla base del CPM, le metabasiti ed i paragneiss a contatto presentano una marcata foliazione milonitica, sulla quale si sovrimpone, in maniera piuttosto blanda, la foliazione S_{n+1} (Fig. 4.7a, b). Le microstrutture S – C relate alla deformazione

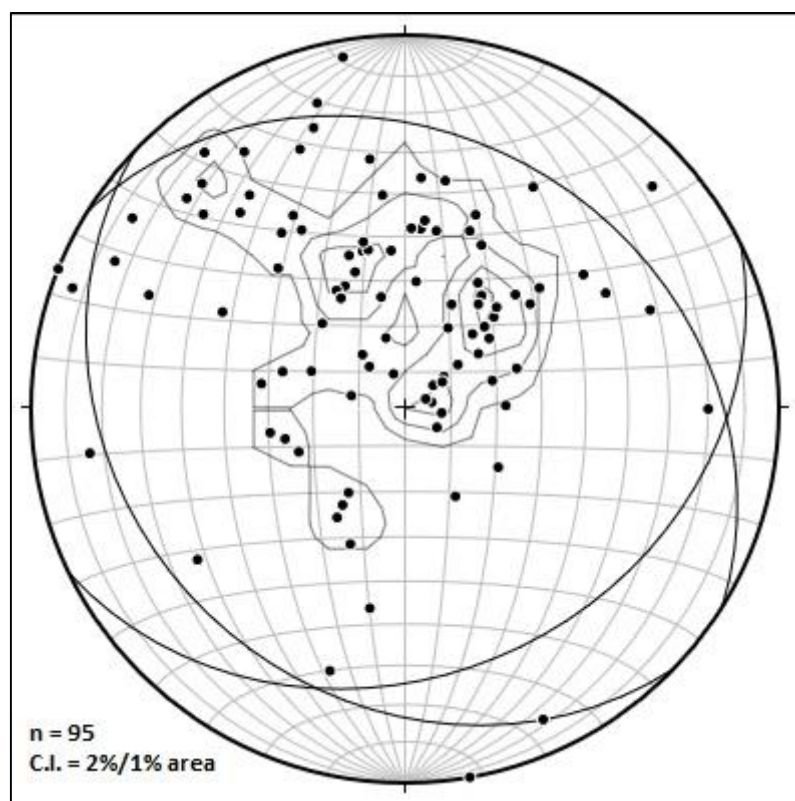


Fig. 4.6. *Proiezione stereografica dei poli della foliazione S_n nel CSP e nel CPM. Nel diagramma sono stati plottati i piani della foliazione S_n immergenti a SE, SW e NE. Proiezione equiareale, emisfero inferiore. Dati processati tramite il software freeware Stereonet 8 by Allmendinger (2013).*

di seconda fase indicano, in affioramento, una direzione del trasporto tettonico verso NW (Fig. 4.7b). Questa direzione del trasporto tettonico si svilupperebbe sul fianco diritto di un'antiforme a letto delle metabasiti, come suggeriscono le

immersioni divergenti dei micascisti migmatitici affioranti alla base di queste (Fig. 4.1).

Sul campo, in avvicinamento al contatto intrusivo, è interessante notare la presenza di melt lungo i piani di clivaggio delle metabasiti e dei micascisti migmatitici (Fig. 4.7c, d). Questo carattere pertanto suggerisce che la migmatizzazione dei micascisti sia un effetto dell'intrusione "lit-par-lit" (Lucas & St-Onge, 1995; Druget & Hutton, 1998) della granodiorite nella roccia incassante. Nella zona d'iniezione inoltre, è possibile apprezzare lo sviluppo di dicchi tardivi che tagliano ad alto angolo la foliazione principale S_n (Fig. 4.7e).



Fig. 4.7. *a)* Affioramento di metabasiti alla base del CPM sul versante occidentale di M. Elia lungo Fiumara Levadio. Si noti la foliazione principale milonitica S_n , sulla quale si sovrimpone *(b)* il clivaggio di seconda fase S_{n+1} a contatto con le sottostanti migmatiti. *c)* Dettaglio di un affioramento di migmatiti tagliate dalle apofisi della granodiorite dove si apprezza la presenza di fuso magmatico lungo i piani di scistosità proveniente dall'intrusione granodioritica. *d)* Affioramento del contatto tra metabasiti e migmatiti dove si apprezza la presenza di melt lungo i piani della foliazione principale e di clivaggio di seconda fase. *e)* Dettaglio di un

dicco granodioritico che taglia la foliazione principale nelle metabasiti lungo Fiumara Levadio alla base di M. Elia.

5. RICOSTRUZIONE BLASTO – DEFORMAZIONALE NEL CPM

Lo studio petrografico ha permesso di definire le relazioni blasto – deformazionali all'interno del CPM. Per svolgere questo studio, sono stati prelevati campioni orientati delle litologie affioranti nell'area d'interesse. Nello specifico, sono stati campionati i contatti milonitici con indicatori cinematici visibili alla mesoscala (e.g. porfiroclasti ruotati, microstrutture S – C') mentre, all'interno dell'aureola di contatto, sono state campionate le litologie nelle quali si nota lo sviluppo di porfiroblasti, con un passo di campionamento di circa 100 m dove possibile.

Sezioni sottili orientate sono state ottenute tagliando i campioni parallelamente alla lineazione di stretching e ortogonalmente alla foliazione principale. Le sezioni sottili sono state lucidate per poter svolgere le analisi microstrutturali di dettaglio al SEM e composizionali in microsonda elettronica. Le analisi chimiche delle fasi mineralogiche sono state condotte su dieci campioni di maggiore interesse microstrutturale, uno dei quali, MR16, è stato poi utilizzato per lo studio delle pseudosezioni P – T e P – X_{H2O}, per ricavare le condizioni di picco metamorfico regionale orogenico. Di seguito (Tabella 2), sono riportate le coordinate geografiche dei campioni prelevati nell'area di studio.

Campione	Latitudine	Longitudine
MR2	38°21'59.98"N	16°18'8.65"E
MR3	38°22'33.24"N	16°17'55.11"E
MR4	38°22'36.25"N	16°17'54.02"E
MR5	38°22'41.99"N	16°17'48.95"E
MR6	38°22'43.84"N	16°17'49.50"E
MR9	38°22'37.42"N	16°17'55.28"E
MR10	38°22'34.38"N	16°17'21.91"E
MR14	38°23'5.73"N	16°17'13.72"E

MR15	38°23'1.26"N	16°17'14.09"E
MR16	38°22'47.85"N	16°17'13.30"E
MR17	38°22'35.73"N	16°17'30.29"E
MR20	38°21'53.32"N	16°18'4.04"E
MR21	38°21'54.53"N	16°18'4.40"E
MR22	38°21'55.77"N	16°18'5.54"E
MR23	38°21'56.78"N	16°18'8.18"E
MR25	38°22'36.21"N	16°17'24.56"E
MR26	38°22'37.98"N	16°17'23.43"E
MR27	38°22'41.51"N	16°17'26.60"E
MR28	38°22'40.31"N	16°17'36.12"E
MR30	38°22'44.52"N	16°17'48.29"E
MR31	38°22'44.51"N	16°17'48.37"E
MR32	38°22'44.53"N	16°17'48.47"E
MR33	38°22'47.36"N	16°17'13.09"E

Tabella 2. Coordinate geografiche dei campioni prelevati nell'area di studio ed utilizzati per lo studio microstrutturale.

5.1. Metamorfismo Varisico: associazioni mineralogiche.

Le analisi microstrutturali e chimiche hanno evidenziato la presenza di un'associazione mineralogica attribuibile al picco metamorfico orogenico, costituito da Qtz + Pl + Kfs + Chl + Ms + Grt + Ep nel campione di paragneiss MR21, e da Pl + Bt + Qtz + Grt + Amph + Ep ± Ilm nel campione di metabasiti MR16. In entrambi i campioni, i granati hanno aspetto sub – ideoblastico, con bordi consumati dalla crescita di biotite (Fig. 5.1a, b), ed una composizione chimica costituita da una soluzione solida almandino – grossularia ricca in spessartina (Fig. 5.1c, d, e).

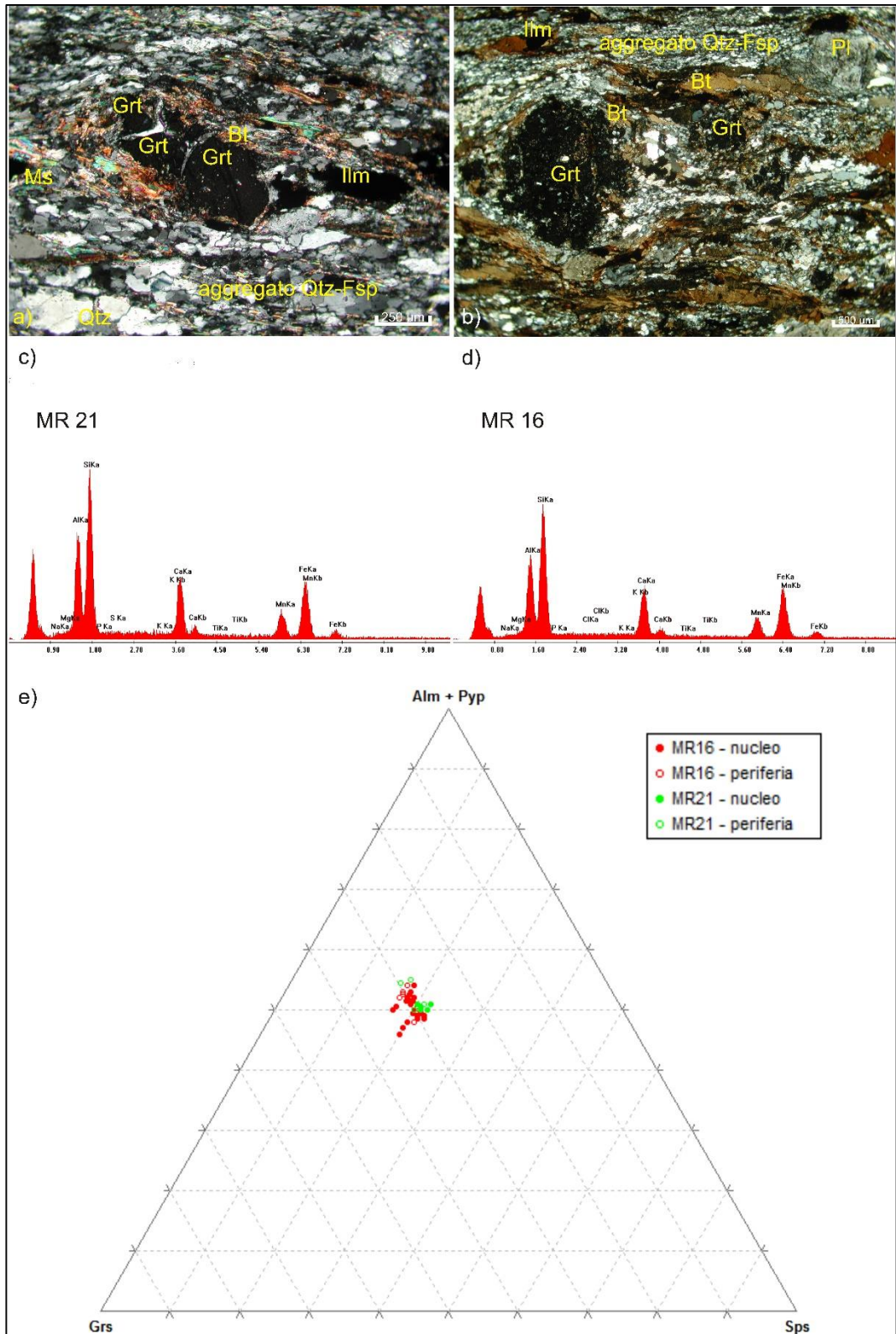


Fig. 5.1. a) Porfiroblasti di granato immersi nella matrice quarzo-feldspatica, con i bordi riassorbiti dalla crescita di biotite, immagine a Nicols incrociati del

campione MR21. b) Porfiroblasti di granato con bordi riassorbiti a causa della crescita di biotite, immagine a Nicols incrociati, campione MR16. c) Spettro EDAX rappresentativo dei granati all'interno del campione MR16. Si notino i picchi pronunciati di Ca e Fe, quello meno pronunciato del Mn e la quasi assenza di Mg nella composizione chimica. d) Spettro EDAX rappresentativo dei granati all'interno del campione MR16; si noti la somiglianza con lo spettro dei granati nel campione MR16 e la quasi assenza di Mg all'interno della composizione chimica anche in questo caso. e) Diagramma ternario dei granati nei campioni MR21 ed MR16. Data la quasi assenza di Mg nelle composizioni chimiche di entrambi i granati si è scelto di plottare un'unica fase Alm + Prp data la variazione minima che l'aggiunta di Mg comporta sul Fe. Si noti la distribuzione delle composizioni tra nucleo (punti pieni) e periferia (punti vuoti) che mostrano una minore presenza di Mn alla periferia di entrambi i granati.

Nello specifico, le analisi in microsonda elettronica hanno evidenziato una composizione chimica data da $\text{Alm}_{48-49}\text{Sps}_{20-22}\text{Prp}_2\text{Grs}_{27-30}$ dei granati nei paragneiss e $\text{Alm}_{45-52}\text{Sps}_{17-22}\text{Prp}_{1-2}\text{Grs}_{28-34}$ dei granati nelle metabasiti (Tabella 3). In entrambe le litologie questi contengono numerose inclusioni solide primarie non orientate, sia monocristalline che di aggregati polimineralici. Nei paragneiss, le inclusioni solide all'interno dei granati sono costituite da zoisite, quarzo e albite sia in cristalli singoli che in aggregati polimineralici (Fig. 5.2a). Nelle metabasiti, invece, gli aggregati sono costituiti da zoisite, quarzo, plagioclasio (oligoclasio), muscovite, clorite, biotite e anfibolo (Fig. 5.2b, c). Questi aspetti, pertanto, sono indicativi di una crescita pre – tettonica (Passchier & Trouw, 2005) dei granati in entrambe le litologie.

<i>Sample</i>	<i>MR 21</i>			<i>MR 16</i>		
<i>SiO₂</i>	37,1684	36,9011	36,9854	37,2379	36,9168	36,4438
<i>TiO₂</i>	0,1722	0,2038	0,1522	0,1668	0,218	0,1358
<i>Al₂O₃</i>	21,1212	20,9567	21,2805	20,0977	21,0328	20,5948
<i>Cr₂O₃</i>	0,0229	0,0916	0,0092	0,0553	0	0
<i>FeO</i>	21,9063	22,222	22,0124	20,7673	23,2233	23,1108
<i>MnO</i>	10,0656	10,0374	9,1686	8,9968	7,4341	8,1287
<i>MgO</i>	0,444	0,4344	0,4455	0,348	0,3252	0,3771
<i>CaO</i>	9,7744	9,7805	10,9026	12,3825	10,7004	9,7882
<i>Total</i>	100,68	100,63	100,96	100,05	99,85	98,58
<i>Fe²⁺</i>	2,932	2,984	2,939	2,796	3,128	3,161
<i>Mn²⁺</i>	1,365	1,365	1,240	1,227	1,014	1,126
<i>Mg</i>	0,106	0,104	0,106	0,084	0,078	0,092
<i>Ca</i>	1,676	1,682	1,865	2,136	1,846	1,715
<i>A site</i>	6,079	6,135	6,149	6,241	6,067	6,093
<i>N Ox</i>	24	24	24	24	24	24
<i>X_{Alm}</i>	0,48	0,49	0,48	0,45	0,52	0,52
<i>X_{Sps}</i>	0,22	0,22	0,20	0,20	0,17	0,18
<i>X_{Prp}</i>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
<i>X_{Grs}</i>	0,28	0,27	0,30	0,34	0,30	0,28
<i>Fe/(Fe+Mg)</i>	0,965	0,966	0,965	0,971	0,976	0,972

Tabella 3. *Tabella riassuntiva delle composizioni chimiche dei granati nei campioni MR21 ed MR16 analizzati in microsonda elettronica.*

Nelle metabasiti inoltre, i profili chimici dei granati mostrano variazioni minime nelle concentrazioni dei tre elementi principali (Fe, Ca, Mn) andando dal nucleo alla periferia, con i profili che seguono un andamento omogeneo anche se altalenante (Fig. 5.3). Questo andamento, secondo Konrad et al. (2005), può essere attribuito alla presenza costante di nutrienti durante le fasi di crescita del granato, con il Ca fornito sia dagli epidoti che dagli anfiboli inclusi. L'unico profilo differente è quello del Mn, il quale mostra una tendenza a sviluppare una curva a campana con concentrazione maggiore al nucleo rispetto alla periferia. Questo trend è probabilmente causato dalla scomparsa della clorite dall'associazione

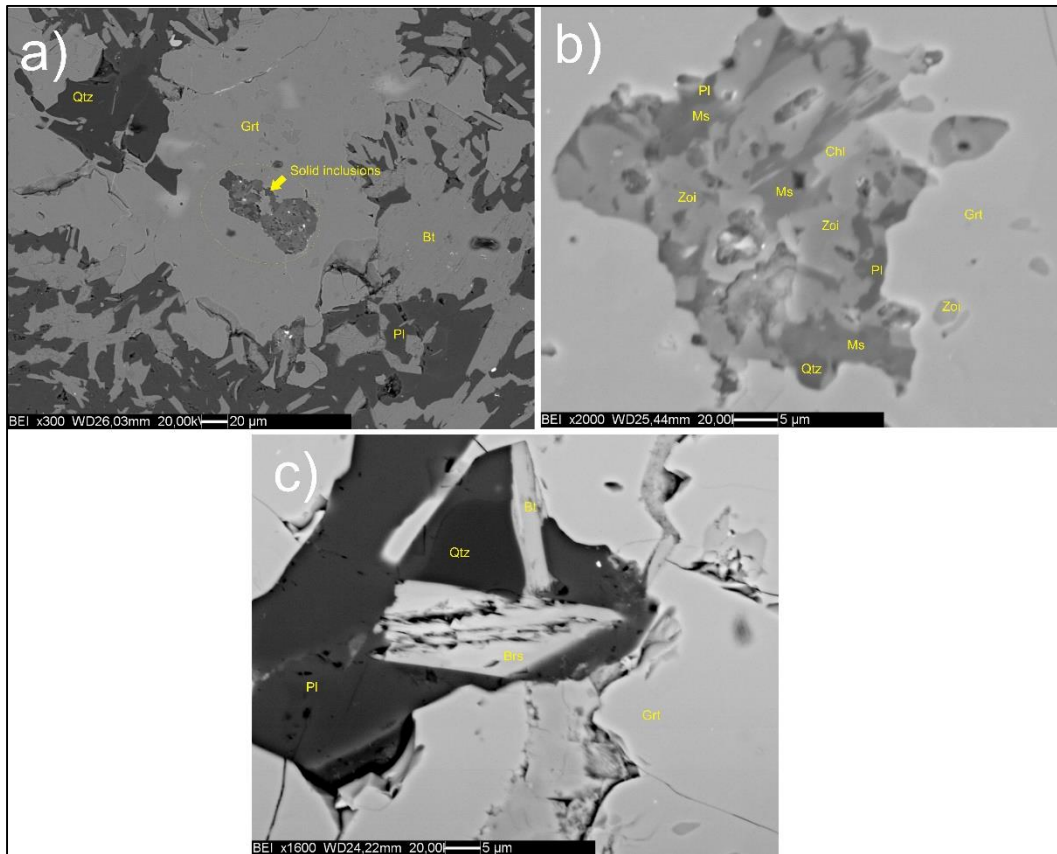


Fig. 5.2. Immagini SEM delle inclusioni di albite, quarzo e zoisite nei granati del campione MR21 (a) e di plagioclasio, quarzo, zoisite, muscovite, clorite, biotite e barroisite (b, c) nei granati del campione MR16.

mineralogica principale durante le fasi prograde del metamorfismo regionale, la quale, costituisce il principale fornitore di Mn per il granato (Konrad et al. 2005). All'estremità del profilo del Mn, inoltre, si osserva un'inversione del profilo a campana, indicativa di un riassorbimento post-picco del bordo del granato (Reyes et al., 2008).

Delle fasi incluse nei granati delle metabasiti, sono stati analizzati in microsonda elettronica solo i plagioclasii e gli anfiboli, in virtù delle dimensioni inferiori ai 5 μm delle altre fasi mineralogiche presenti negli aggregati polimineralici.

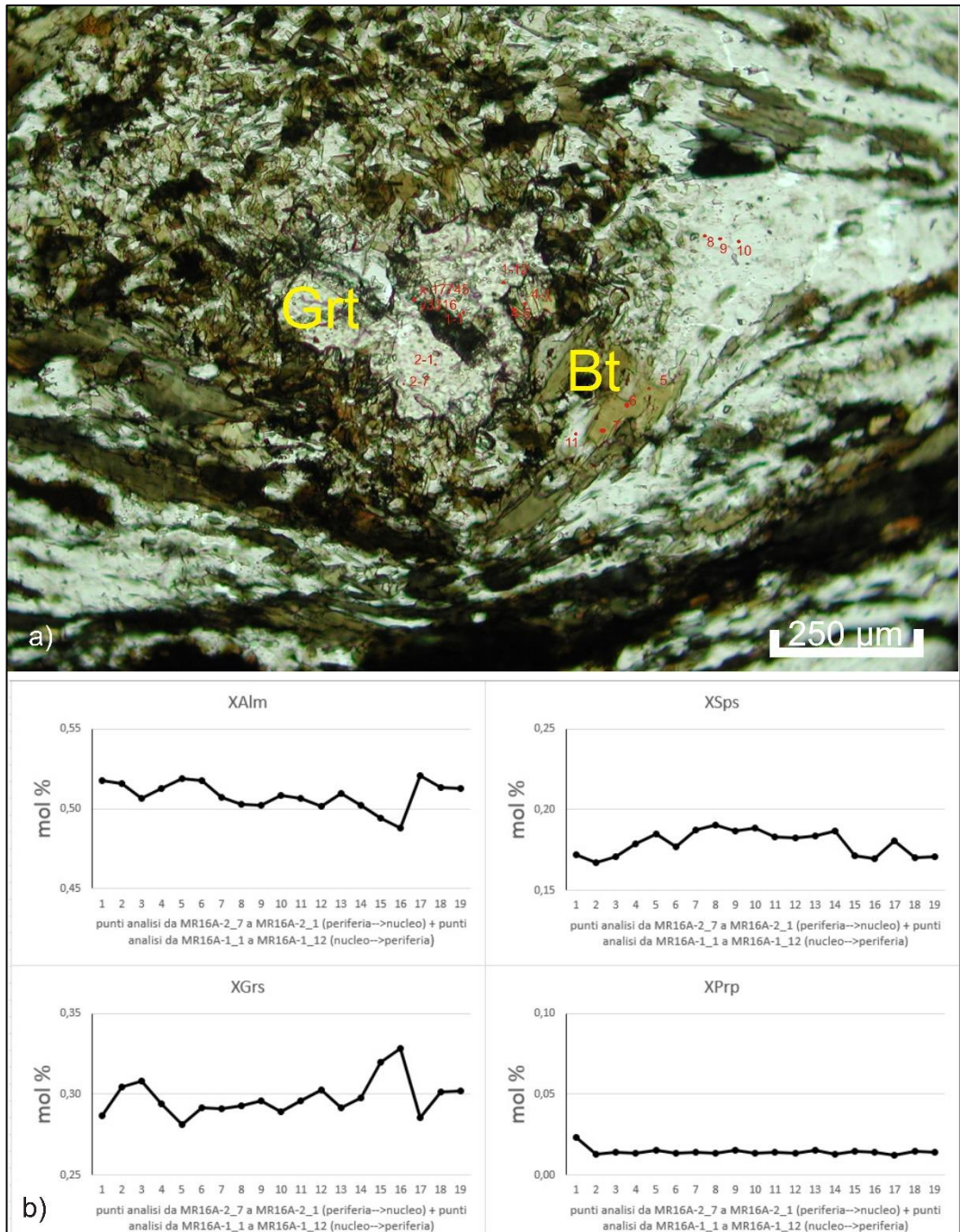


Fig. 5.3. a) Immagine al solo polarizzatore di una delle aree analizzate con l'ausilio della microsonda elettronica, dove sono riportati i punti analisi. b) Profili chimici del granato analizzato in microsonda elettronica. Si notino gli andamenti altalenanti del Fe e del Ca, quello leggermente a campana del Mn e quello piatto del Mg.

I plagioclasti hanno composizione oligoclasica (An_{25}), mentre gli anfiboli, sono una soluzione solida di ferri-barroisite – ferri-winchite (secondo la classificazione di Leake et al. (1997)), anche se alcuni punti analisi svolti sulla barroisite inclusa in figura 5.2c mostrano una maggiore concentrazione di Na, compatibile composizionalmente con una Mg-riebeckite (Fig. 5.4a).

Gli anfiboli nella matrice mostrano invece i caratteri ottici delle orneblende (Fig. 5.4b), anche se l'analisi chimica ha evidenziato come la composizione chimica di questi anfiboli vari dal nucleo alla periferia (Fig. 5.4c, d). Nello specifico, questi presentano un nucleo di barroisite ed una periferia di ferri-orneblenda (Leake et al., 1997). Pertanto, gli anfiboli a composizione barroisitica, sia inclusi nei granati che nella matrice, sono probabilmente correlati allo stadio orogenico progrado verso il picco barico, mentre l'orneblenda è verosimilmente correlata al picco termico o al metamorfismo di contatto.

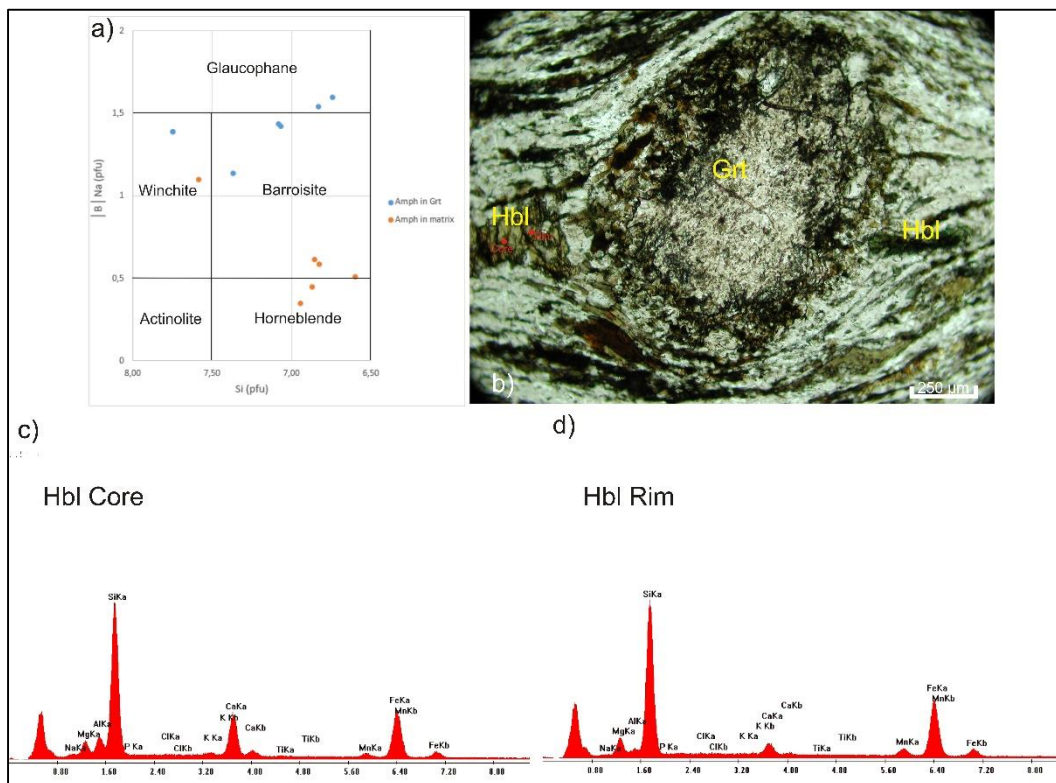


Fig. 5.4. a) Diagramma classificativo degli anfiboli con $|A|(Na + K) < 0.5$ secondo

la nomenclatura di Leake et al. (1997). In blu gli anfiboli inclusi nei granati mentre in arancione quelli nella matrice. b) Immagine al solo polarizzatore degli anfiboli presenti all'interno della matrice, i quali mostrano i caratteri ottici tipici delle orneblende. In (c) e (d) sono riportati gli spettri EDAX delle analisi svolte al nucleo e alla periferia, rispettivamente, sui punti indicati in (b). Si noti la differenza nel picco del Ca.

5.2. Zone milonitiche a tetto e alla base del CPM e metamorfismo di contatto dinamico.

La successiva esumazione del CPM è testimoniata dallo sviluppo di una marcata foliazione milonitica S_n sia nei paragneiss a tetto che nelle metabasiti alla base.

L'associazione mineralogica milonitica dei paragneiss a contatto con le filladi del CSP è data da Qtz + Pl + Kfs + Ms + Bt + Grt. Queste rocce, sono costituite da una matrice quarzo-feldspatica ricristallizzata a grana fine, intervallata da sottili livelli fillosilicatici e ribbon sub-millimetrici di quarzo, con porfiroclasti di feldspato e porfiroblasti di granato.

Come mostrato in figura 4.1, la zona milonitica a tetto del CPM nell'area di studio affiora a partire da una distanza di poco superiore al chilometro e si estende fino a circa 200 m dal corpo intrusivo principale del batolite delle Serre.

In questa zona di shear, si nota l'attivazione di due diversi meccanismi di ricristallizzazione dinamica all'interno dei ribbon, andando dal margine esterno verso le zone più interne dell'aureola di contatto, con i cristalli di quarzo che mostrano una orientazione cristallografica preferenziale (Fig. 5.5a, b). Nello specifico, al margine esterno, i ribbon mostrano evidenze microstrutturali di ricristallizzazione dinamica per "subgrain rotation" (SGR), con i granuli relitti a taglia maggiore che si presentano o deformati ed allungati con estinzione ondulata o completamente rimpiazzati da nuovi granuli a taglia minore (Hirth & Tullis, 1992; Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005) (Fig. 5.5c). In vicinanza del contatto

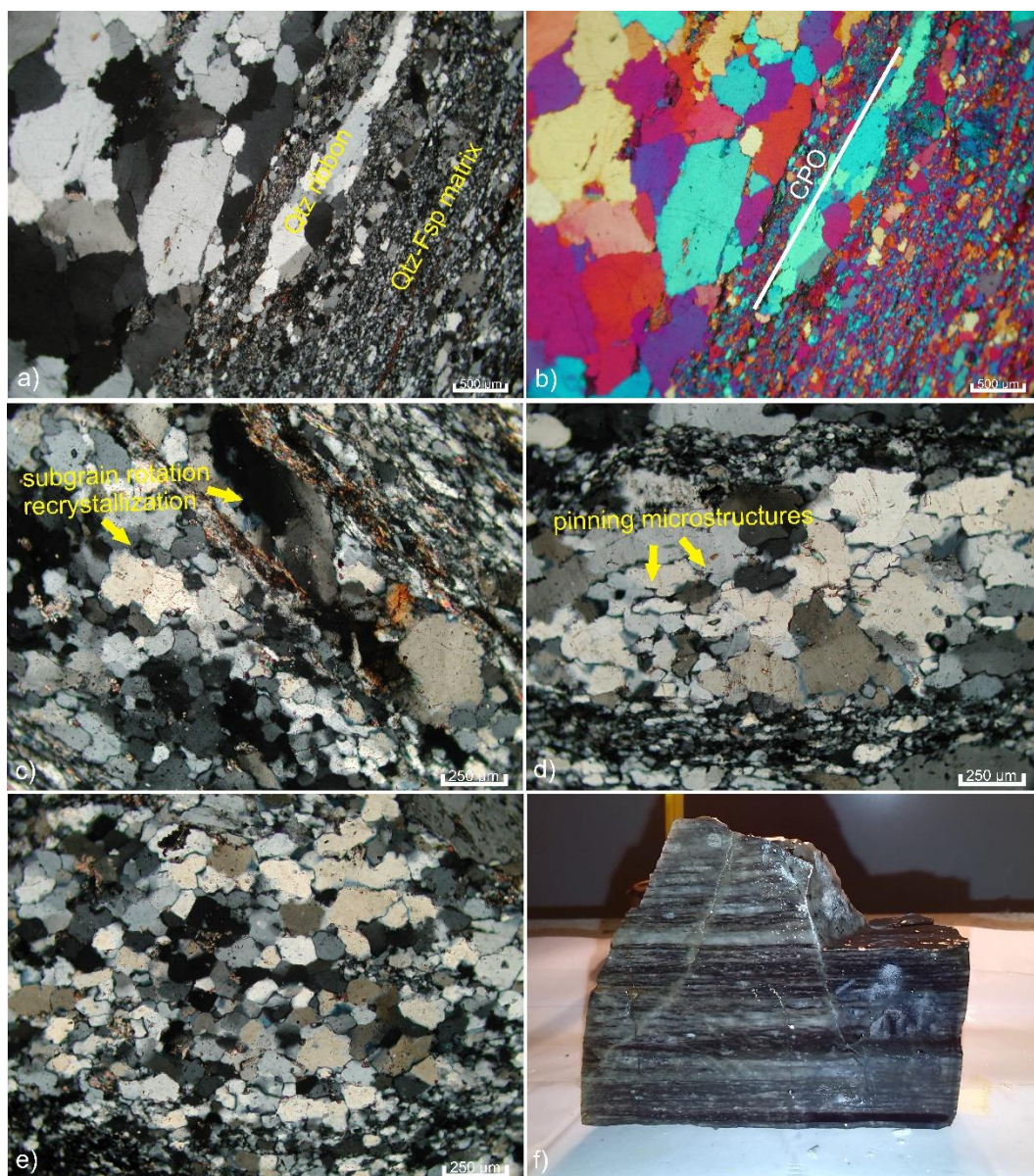


Fig. 5.5. *a)* Immagine a Nicols incrociati del campione MR32 dove si apprezza l'alternanza di ribbon di quarzo e matrice quarzo-feldspatica ricristallizzata a grana fine. *b)* Immagine (a) con lamina ausiliaria inserita. Si noti lo sviluppo di una orientazione cristallografica preferenziale nel ribbon più piccolo di neoformazione per via della stessa colorazione presentata dai granuli. Inoltre, granuli nella stessa direzione sono presenti nel ribbon a taglia maggiore. *c)* Immagine a Nicols incrociati del campione MR21 dove si apprezza un meccanismo di ricristallizzazione dinamica per SGR nei ribbon suggerita dall'estinzione ondulata dei granuli relitti e lo sviluppo di nuovi granuli di taglia minore. *d)*

Cristalli di quarzo all'interno di un ribbon nel campione MR32 dove si nota lo sviluppo di "pinning microstructures" indicanti l'attivazione di un meccanismo di ricristallizzazione dinamica per GBM. e) Porzione di ribbon del campione MR31 dove si apprezza la cicatrizzazione post-deformazionale per GBM dato lo sviluppo di granuli di quarzo poligonali con i limiti granulari piuttosto rettilinei. f) Aspetto bandato dei paragneiss milonitici messo in risalto dal taglio effettuato sul campione dal quale è stata successivamente ottenuta la sezione sottile MR32.

intrusivo, queste microstrutture sono sostituite da "pinning microstructures", indicative dell'attivazione di un meccanismo di ricristallizzazione dinamica per "grain boundary migration" (GBM) (Fig. 5.5d) (Jessell, 1987; Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005). Inoltre, i cristalli di quarzo ricristallizzati che formano questi ribbon hanno granulometria maggiore rispetto a quelli ricristallizzati nei ribbon al margine esterno dell'aureola.

Questa differenza, pertanto, testimonia l'attivazione di un meccanismo di ricristallizzazione dinamica per GBM, anche se la tendenza allo sviluppo di cristalli poligonali di quarzo con limiti granulari rettilinei (Fig. 5.5e) indica una ricristallizzazione statica nella fase finale (Passchier & Trouw, 2005).

Questa transizione lungo la zona di shear è accompagnata da una segregazione maggiore di ribbon di quarzo avvicinandosi al contatto intrusivo, il che conferisce alla roccia un caratteristico aspetto a bande (Fig. 5.5f), come già descritto in letteratura per altre rocce quarzo-feldspatiche milonitizzate (p.e. Culshaw & Fyson, 1984; McLelland, 1984; Mackinnon et al., 1997; Hippert et al., 2001; Passchier & Trouw, 2005; Viegas et al., 2016). In particolare, lo sviluppo dei ribbon è dovuto alla continua deformazione cristallo-plastica dei granuli di quarzo nella matrice a grana fine, i quali acquisiscono una forte orientazione preferenziale (Hippert et al., 2001). In conseguenza di ciò, la leggera misorientazione di granuli adiacenti permette la coalescenza dei ribbon nel momento in cui questi vengono a contatto a seguito di una certa quantità di deformazione per stretching subita dalla roccia

(Hippert et al., 2001). Lo sviluppo di ribbon, ed il passaggio quindi da una microstruttura a porfiroclasti portante, dove la reologia dell'aggregato è controllata dalla fase più resistente (feldspato), ad una microstruttura stratificata dove la reologia è controllata dalla fase più debole (quarzo), è quindi indicativa di una minore resistenza alla deformazione della roccia che produce un "effetto di softening" (Hippert et al., 2001). La diminuita resistenza alla deformazione, sempre secondo Hippert et al. (2001), è funzione non solo di un aumento della temperatura ma anche dell'azione idrolitica di indebolimento che i fluidi svolgono sul quarzo. Quest'ultimo effetto, inoltre, sembra agire all'interno dei paragneiss milonitici durante le fasi deformative come suggerito dallo sviluppo di fasi mineralogiche da sin- a tardo-cinematiche come muscovite, biotite e granato attraverso reazioni di deidratazione (di seguito riportate).

Nello specifico, a partire dal campione MR21, piccoli cristalli di muscovite e biotite crescono a discapito di porfiroclasti di k-feldspato e cristalli di clorite, parallelamente alla foliazione principale e nei piani di clivaggio. Questa microstruttura è pertanto indicativa che la reazione $Kfs + Chl = Ms + Bt + Qtz + H_2O$ [1] (Pattison & Harte, 1985) sia avvenuta (Fig. 5.6).

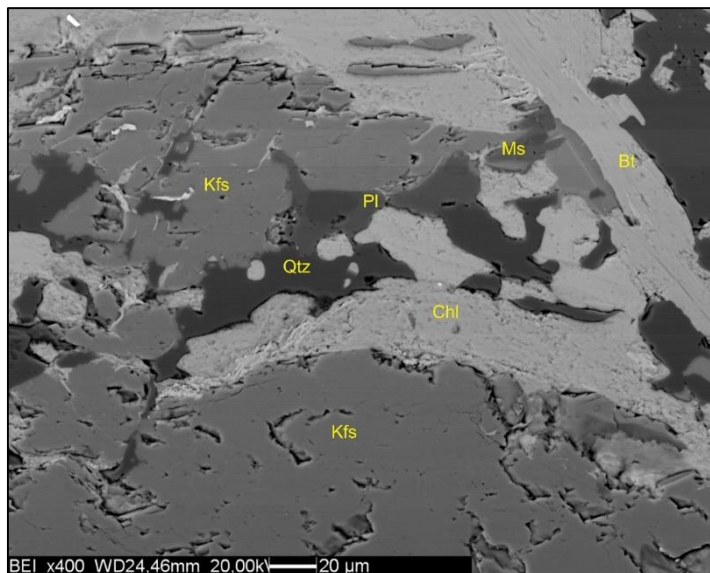


Fig. 5.6. Immagine SEM dove è possibile apprezzare un sito di reazione dove la muscovite cresce in piccoli cristalli sul k-feldspato e la biotite sostituisce la clorite.

Per ottenere informazioni circa il regime deformativo che ha portato all'esumazione del CPM, è stata condotta un'analisi della CPO dell'asse $\langle c \rangle$ dei cristalli di quarzo presenti in una porzione di ribbon (Fig. 5.7a) in questo campione. La figura polare ottenuta è compatibile con uno slip basale in direzione $\langle a \rangle$ (Fig. 5.7b), caratteristico di un evento deformativo a temperature relativamente basse (Lister & Hobbs, 1980). L'asimmetria nei sub – massimi di concentrazione dei dati della figura polare, mostra come l'evento deformativo abbia carattere non – coassiale e quindi si sia sviluppato per taglio semplice, con senso di shear sinistro, secondo la modellizzazione svolta da Lister & Price (1978).

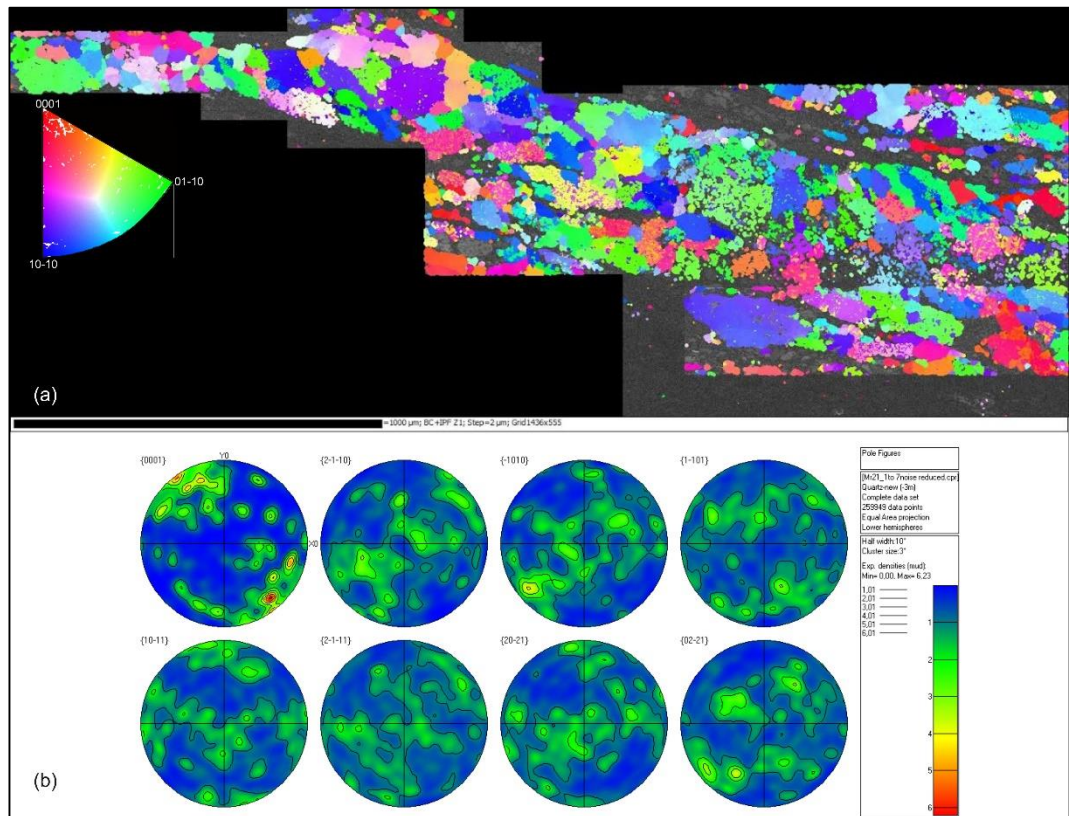


Fig. 5.7. (a) Mappa EBSD per una vena di quarzo monomineralica deformata da una struttura S-C. Le direzioni cristallografiche sono colorate secondo i codici di colore della figura polare inversa orientata parallela alla normale del piano di osservazione. (b) Nelle figure polari la C della microstruttura S-C traccia la linea orizzontale. Il senso di shear è sinistro con top verso WNW.

A supporto dei dati delle CPO, vi sono anche le microstrutture S – C' che indicano chiaramente un senso di shear nello stesso verso (Fig. 5.8).

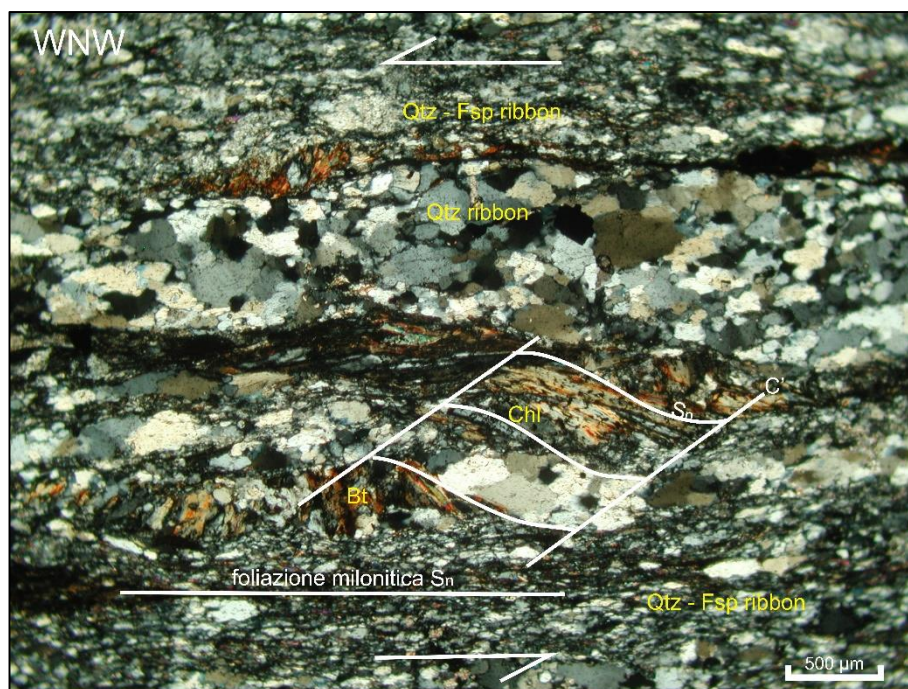


Fig. 5.8. Immagine a Nicols incrociati della sezione MR21, nella quale è possibile apprezzare lo sviluppo di ribbons monomineralici di quarzo ricristallizzato per SGR (subgrain rotation recrystallization) con taglia maggiore e ribbons quarzo – feldspatici ricristallizzati a grana fine. In figura, inoltre si apprezza lo sviluppo di microstrutture S – C' indicanti un senso di taglio sinistro verso WNW.

Nel passaggio ai campioni MR22 e MR23, i granati mostrano variazioni microstrutturali ma non composizionali, ed appaiono scheletrici, con i bordi consumati dalla crescita di biotite (Fig. 5.9a). Lo sviluppo di microstrutture S – C' (Fig. 5.9b) e di indicatori cinematici di tipo σ , indicano un senso di shear in direzione NNE nel campione MR22, ed in direzione NW nel campione MR23. Queste discordanze sono dovute alla collocazione dei campioni sui fianchi diritti o rovesci delle pieghe di seconda fase.

Nel campione MR2, inoltre, è possibile apprezzare il piegamento della foliazione principale milonitica S_n (Fig. 5.9c), con lo sviluppo di pieghe asimmetriche alla scala della sezione sottile e microstrutture $S - C$, indicanti una direzione del trasporto tettonico verso NE.

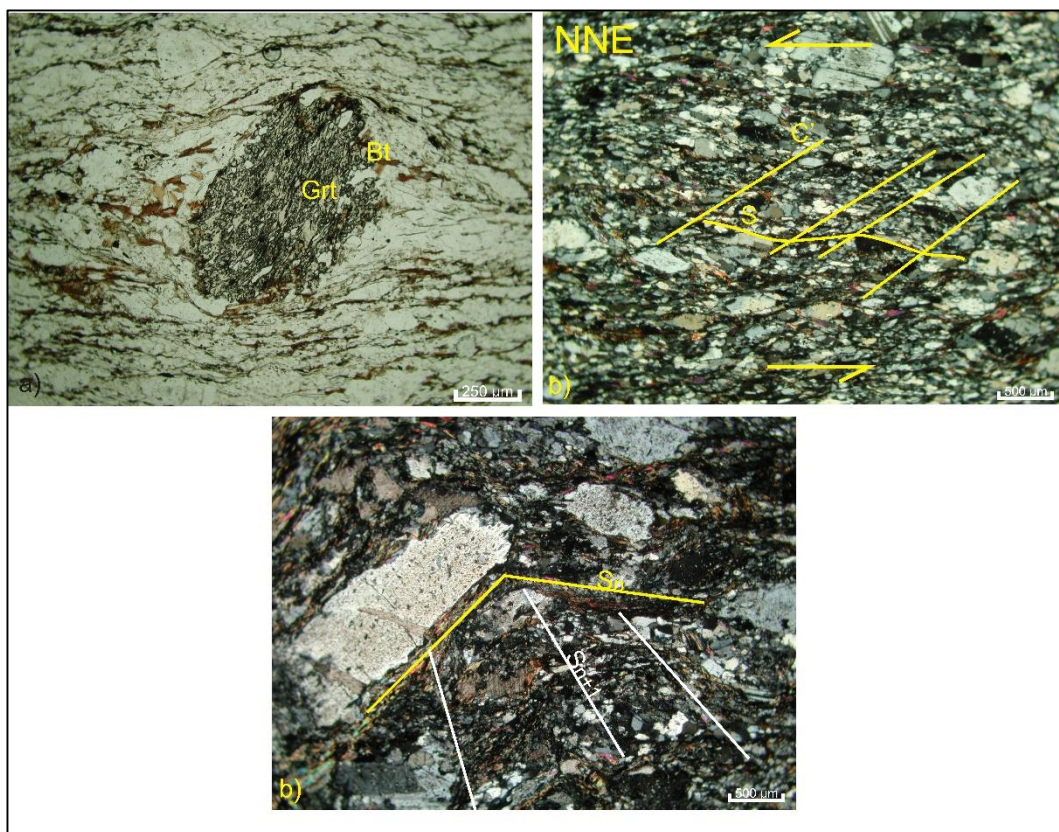


Fig. 5.9. *a) Porfiroblasto di granato scheletrico del campione MR22 con i bordi consumati dalla crescita di biotite. b) Microstrutture $S - C'$ nel campione MR22 indicanti un senso di shear sinistro in direzione NNE. c) Dettaglio del piegamento di seconda fase della foliazione milonitica definita dai porfiroclasti di feldspato nel campione MR2. Immagine a Nicols incrociati.*

Nei campioni di paragneiss milonitici prelevati in vicinanza del contatto intrusivo ad andamento E - W (MR28, MR30, MR31 e MR32), si osserva lo sviluppo di porfiroblasti tardo-cinematici di granato, visibili ad occhio nudo in affioramento,

con una caratteristica colorazione rosata (Fig. 5.10a). In sezione sottile, l'aspetto di questi granati va da ideoblastico a sub – ideoblastico, con un sottile bordo incolore, non sempre presente, ed un nucleo torbido che al solo polarizzatore appare nero (Fig. 5.10b). La microstruttura tardo – cinematica è data dallo sviluppo di una separatrice nella foliazione principale milonitica che avvolge il granato (Zwart, 1960; Rosenfeld, 1968, 1970, 1985; Cox, 1969; Powell & Treagus, 1969, 1970; Spry, 1969; Wilson, 1971; Trouw, 1973; Schoneveld, 1977, 1979; Powell and Vernon, 1979; Olesen, 1982; Lister et al., 1986; Vernon 1988; Miyake 1993; Johnson, 1993a,b, 1999b; Williams and Jiang, 1999; Passchier & Trouw, 2005). Il bordo incolore libero da scie di inclusioni, è indicativo di una crescita avvenuta nel momento in cui è cessata la disponibilità dei fluidi.

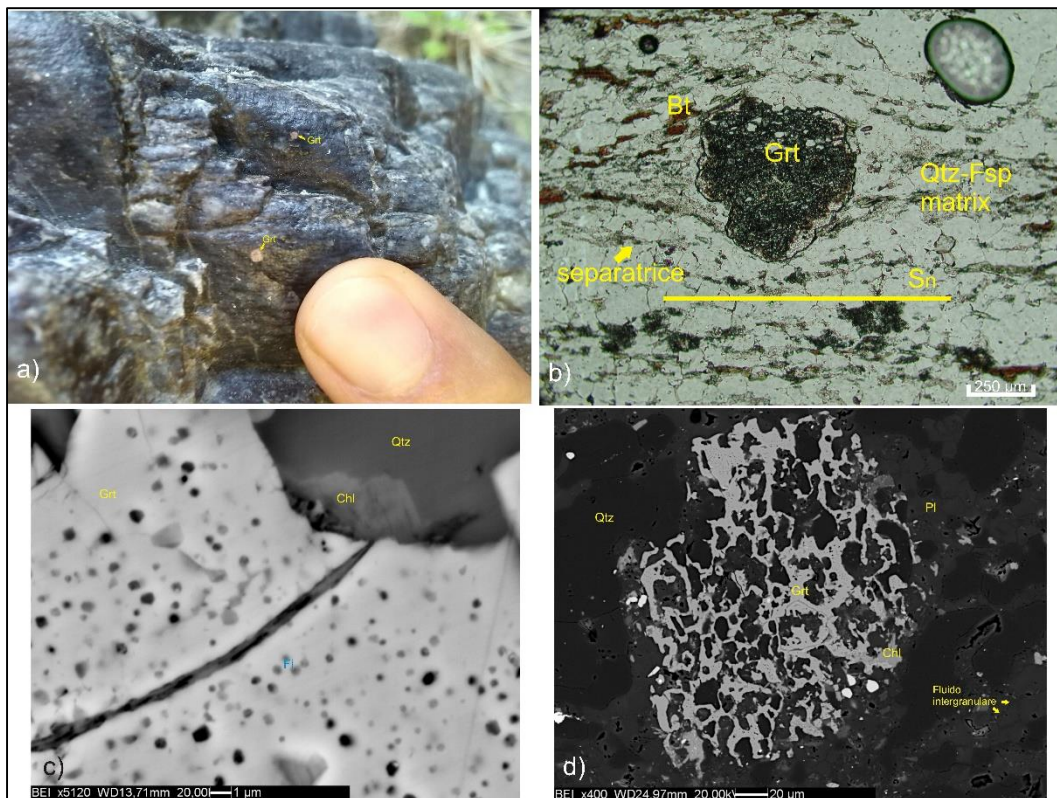


Fig. 5.10. *a) Dettaglio di un affioramento di paragneiss milonitici dove si osserva lo sviluppo di porfiroblasti di granato con un caratteristico colore rosa. b) Immagine al solo polarizzatore del campione MR31 dove è possibile osservare il*

nucleo torbido dei granati, diversamente dalla periferia dove si osserva un bordo incolore. c) Immagine SEM dove è possibile apprezzare le inclusioni fluide presenti nei granati e le loro dimensioni ridotte. d) Immagine SEM che mette in luce la microstruttura a favo del granato nei paragneiss milonitici in vicinanza del contatto intrusivo ad andamento E – W. Si noti come il granato si insinua lungo i limiti granulari ed isola singoli cristalli o aggregati polimineralici. Inoltre si osservi come il limite intergranulare tra i granuli di plagioclasio nella matrice sia ben definito da un sottile film di quarzo, il quale testimonia la presenza di un fluido intergranulare circolante nella roccia.

Lo studio al SEM di questi granati ha messo in luce come l'aspetto torbido sia dovuto alla presenza di numerosissime inclusioni fluide (Fig. 5.10c) di grandezza massima di 1 μm , e pertanto troppo piccole per una caratterizzazione delle specie volatili presenti al loro interno attraverso un'analisi microtermometrica. Inoltre, sempre attraverso il SEM, è stata riconosciuta la microstruttura di reazione responsabile della blastesi di questi granati. Nello specifico, la crescita di questi ultimi avviene all'interno di siti di reazione tra cristalli di clorite e muscovite vicini o a contatto, in sostituzione sulla clorite, insinuandosi lungo i limiti granulari della matrice quarzo-feldspatica (Fig. 5.10d). In questo modo si formano isole di quarzo, plagioclasio, k-feldspato e muscovite all'interno dei granati. Questa microstruttura a favo o "honeycomb" (terminologia anglosassone) è determinata, secondo Hawkins et al. (2007), per precipitazione del granato da fluidi acquosi sovrassaturi in silicati, in rocce sottoposte ad un regime deformativo cristallo-plastico. Nel nostro caso, il granato sembra formarsi invece per la scomparsa della clorite, con le inclusioni fluide dovute all'acqua liberata durante questa reazione di deidratazione.

La diversa microstruttura di questi granati rispetto a quelli relazionati al metamorfismo progrado regionale è accompagnata da una composizione chimica differente. Questi, infatti, sono costituiti essenzialmente da una soluzione solida Alm – Sps (Fig. 5.11), con Ca e Mg presenti in concentrazioni ridotte, variabili dal

2 al 5% ciascuno, con composizione chimica $\text{Alm}_{71-75}\text{Sps}_{19-24}\text{Prp}_{2-4}\text{Grs}_{1-5}$ (Tabella 4).

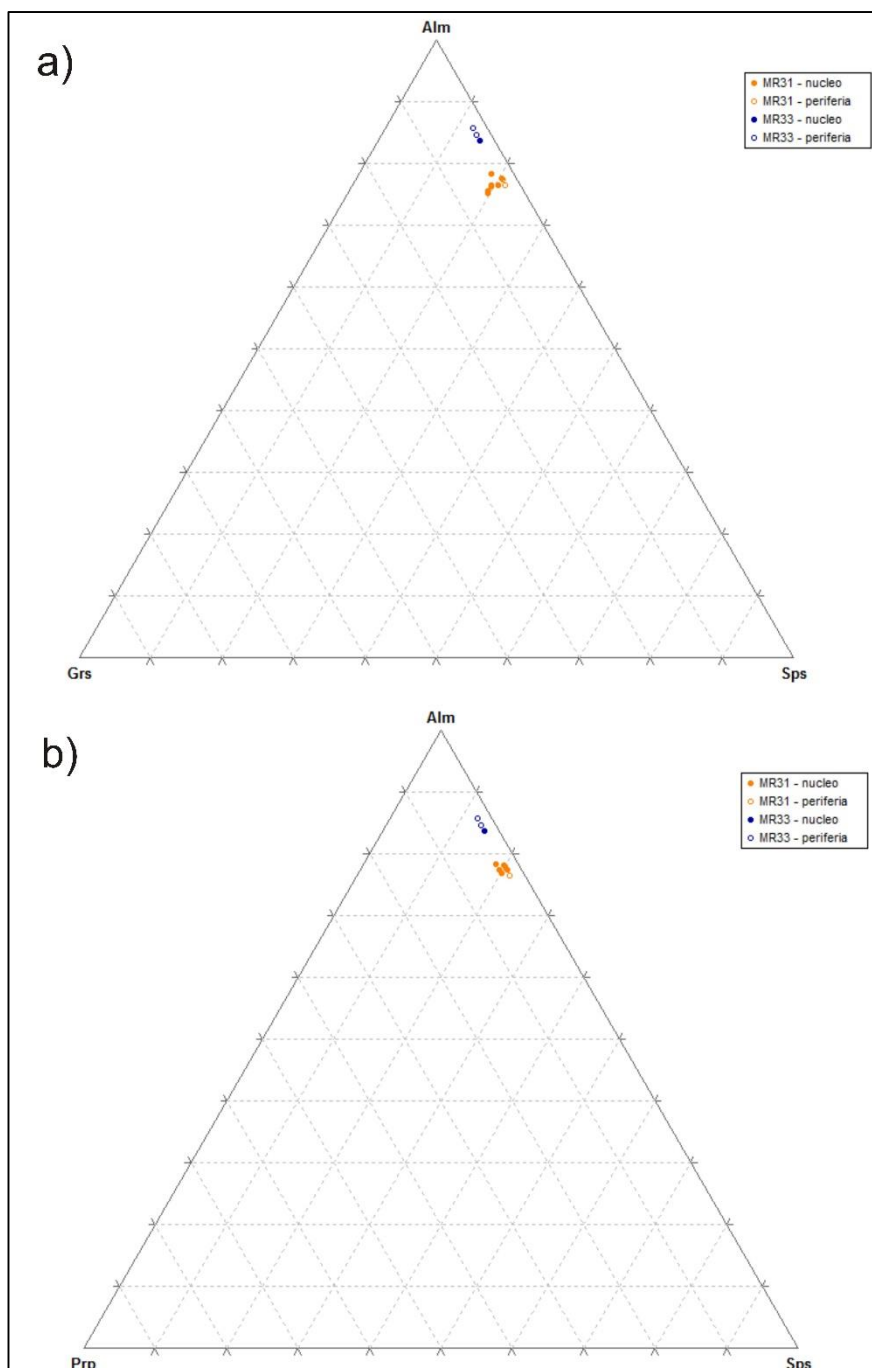


Fig. 5.11. Diagrammi triangolari dei granati dove è possibile apprezzare la composizione chimica dei granati nei campioni MR31 ed MR33 al nucleo e alla

periferia. Sono stati svolti due diagrammi, uno che tiene conto del Ca (a) ed uno del Mg (b), poiché entrambi entrano in quantità minime nei granati.

Sample	MR 31			MR 33		
<i>SiO₂</i>	36,2456	35,5836	36,9854	37,581	35,8724	36,253
<i>TiO₂</i>	0,1077	0,0421	0,0928	0,0412	0,0129	0,0329
<i>Al₂O₃</i>	20,6185	21,1445	20,2506	20,9484	20,5016	20,4746
<i>Cr₂O₃</i>	0,026	0,056	0	0	0,0171	0,0172
<i>FeO</i>	31,436	33,0922	32,9817	35,9801	35,9742	36,304
<i>MnO</i>	10,4347	8,7962	8,3722	5,2713	5,6613	5,6478
<i>MgO</i>	0,5928	0,864	0,5454	0,4459	0,5121	0,5472
<i>CaO</i>	1,0058	0,3571	1,5666	0,6655	0,6905	0,6873
<i>Total</i>	100,47	99,94	99,70	100,93	99,24	99,96
<i>Fe²⁺</i>	4,315	4,566	4,569	4,873	5,000	5,009
<i>Mn²⁺</i>	1,451	1,229	1,175	0,723	0,797	0,789
<i>Mg</i>	0,145	0,212	0,135	0,108	0,127	0,135
<i>Ca</i>	0,177	0,063	0,278	0,115	0,123	0,121
<i>A site</i>	6,088	6,071	6,156	5,819	6,047	6,054
<i>N Ox</i>	24	24	24	24	24	24
<i>X_{Alm}</i>	0,71	0,75	0,74	0,84	0,83	0,83
<i>X_{Sps}</i>	0,24	0,20	0,19	0,12	0,13	0,13
<i>X_{Prp}</i>	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
<i>X_{Grs}</i>	0,03	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02
<i>Fe/(Fe+Mg)</i>	0,967	0,956	0,971	0,978	0,975	0,974

Tabella 4. Tabella riassuntiva delle composizioni chimiche dei granati nei campioni MR31 e MR33 misurate con la microsonda elettronica.

Profili chimici svolti su granati del campione MR31 hanno evidenziato un andamento altalenante, simile, dei profili di Fe e Mn, mentre il profilo del Mg sembra più simile a quello del Ca, con massimi e minimi relativi negli stessi punti (Fig. 5.12).

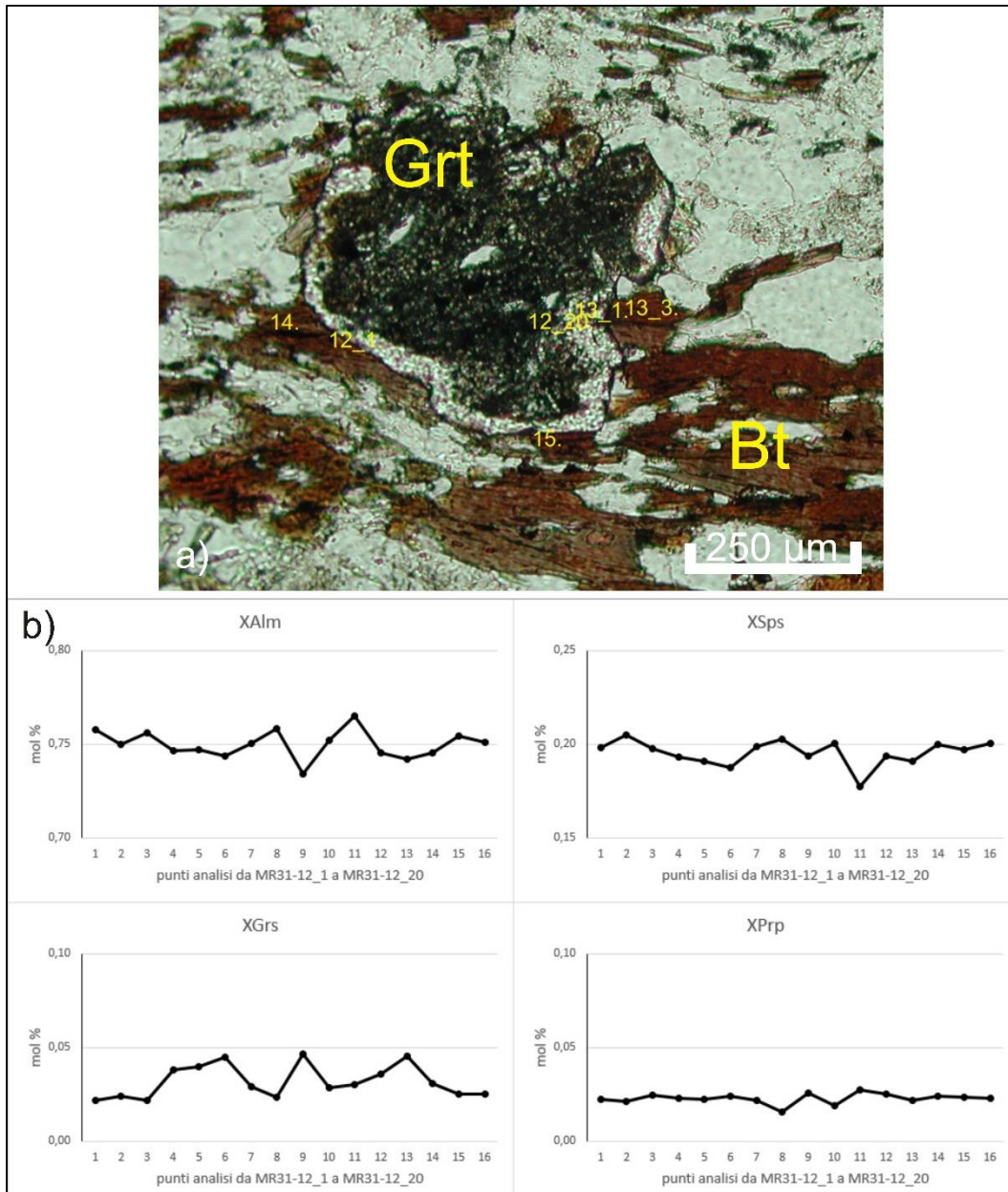


Fig. 5.12. a) Immagine al solo polarizzatore di un granato a favo sul quale è stato svolto un transetto rettilineo di punti analisi dal punto 12_1 al punto 12_20. Punti analisi sono stati svolti anche sulle biotiti a contatto. **b)** Profili chimici del granato dove è possibile apprezzare gli andamenti altalenanti del Fe, del Mn e del Ca al nucleo, con diminuzione drastica di quest'ultimo alla periferia, mentre il profilo del Mg risulta praticamente piatto.

Guardando nel dettaglio il profilo del Ca si nota un andamento altalenante verso il nucleo, mentre le periferie mostrano una diminuzione netta. I massimi e minimi relativi di questo profilo, inoltre, sono rispettivamente opposti a quelli nel profilo del Fe.

Il Mn, differentemente dai granati precedentemente discussi, mostra un picco nel nucleo con rapida diminuzione su entrambi i lati ed una successiva tendenza ad aumentare quasi linearmente andando dal nucleo verso la periferia, il che è ragionevolmente dovuto ad un continuo apporto di Mn a causa della scomparsa progressiva di clorite (Konrad et al., 2005).

Al bordo esterno dei granati, la biotite cresce a spese della muscovite e della clorite, come prodotto della reazione responsabile della blastesi del granato. Nello specifico, sulla base delle evidenze microstrutturali precedentemente discusse, la reazione responsabile della crescita di granato nella zona milonitica in prossimità del contatto intrusivo è $\text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ [2], come modellizzato da Pattison & Vogl (2005).

Dato lo sviluppo in queste rocce di aggregati quarzo-feldspatici a grana fine nella matrice, è possibile ipotizzare che questa abbia accomodato la deformazione attraverso un meccanismo deformativo per “granular flow”, dove grain boundary sliding e diffusion creep hanno agito assieme (Boullier & Gueguen, 1975; Gueguen & Boullier, 1975; Stünitz & Fitz Gerald, 1993; Kruse & Stünitz, 1999; Fliervoet & White, 1995; Paterson, 1995; Fliervoet et al., 1997; Passchier & Trouw, 2005). Inoltre, la presenza di inclusioni fluide all’interno dei granati e di sottili film di quarzo tra i limiti granulari del plagioclasio e del K-feldspato (Fig. 5.10d), induce a supporre che nella matrice abbia agito anche un meccanismo di soluzione e precipitazione durante l’evento deformativo.

Le microstrutture S – C’ (Fig. 5.13a, b) e gli indicatori cinematici di tipo σ e “feldspar – fish” (McCaig, 1998; Passchier & Trouw, 2005) (Fig. 5.13c), dati da porfiroclasti di plagioclasio e K-feldspato, indicano una direzione del trasporto tettonico da SSW a WNW nei campioni MR28, MR31 ed MR32, e una direzione

del trasporto tettonico verso ENE nel campione MR30. Queste variazioni nelle direzioni del trasporto tettonico sono sempre causate dal campionamento sui diversi fianchi delle pieghe di seconda fase.

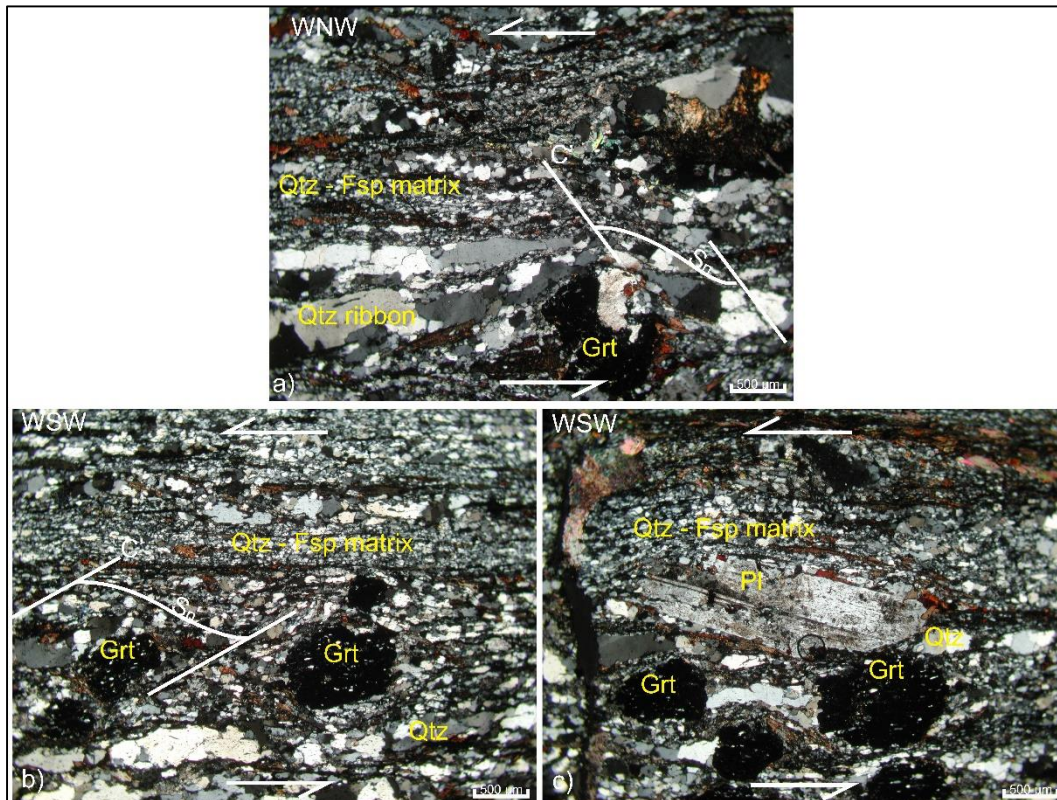


Fig. 5.13. *a) Sezione sottile MR32 nella quale la differenza di taglia tra i ribbon ricristallizzati per GBM e la matrice quarzo-feldspatica. Senso di taglio sinistro in direzione WNW dato da strutture S – C'. b) Immagine della sezione sottile MR31 nella quale si apprezza lo sviluppo di microstrutture S – C' indicanti un senso di taglio sinistro in direzione WSW. Si notino inoltre la presenza di granato a favo. c) Sezione MR31 nella quale si osserva un “feldspar – fish” di plagioclasio indicante un senso di taglio sinistro in direzione WSW. Immagini a, b, c a Nicols incrociati.*

Alla base della successione litologica affiorante, è stata rilevata un'ulteriore zona milonitica che coinvolge paragneiss leucocratici e metabasiti. Queste ultime, sono

state attribuite al Complesso di Mammola in senso lato, poiché mancano riferimenti bibliografici di queste rocce nell'area di studio.

I paragneiss leucocratici (campione MR33) mostrano gli stessi caratteri microstrutturali dei paragneiss lungo il contatto milonitico a tetto del CPM, a meno della tendenza in queste rocce da parte dei ribbon a sviluppare degli “augen” (Fig. 5.14a). All'interno, gli “augen” mostrano evidenze di ricristallizzazione dinamica per GBM, suggerito da pinning-microstructure (Fig. 5.14b) (Jessell, 1987; Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005). Inoltre, la presenza di limiti granulari piuttosto rettilinei e cristalli di quarzo rettangolari a grana grossa (Fig. 5.14b) è indicativa di una riduzione dell'area di contatto tra i limiti granulari attraverso un meccanismo di grain boundary migration, successivamente all'evento deformativo (Passchier & Trouw, 2005).

Anche in queste rocce si apprezza lo sviluppo di granato a favo tardo-cinematico ricco di inclusioni fluide attraverso la reazione [2], con composizione chimica $\text{Alm}_{82-83}\text{Sps}_{12-13}\text{Prp}_2\text{Gr}_{82}$ (Fig. 5.14c, Tabella 4), simile a quella dei porfiroblasti di granati nella zona milonitica a tetto del CPM. L'indebolimento idrolitico delle fasi silicatiche come quarzo e feldspati (Griggs, 1967), prodotto dai fluidi circolanti, induce ricristallizzazione per SGR dei porfiroclasti di k-feldspato nei paragneiss leucocratici (Fig. 5.14d).

Gli indicatori cinematici di tipo σ , costituiti da porfiroclasti di k-feldspato (Fig. 5.14e), e le microstrutture S – C', indicano un senso di taglio destro con direzione del trasporto tettonico verso WSW, consistente con quanto visto nella zona milonitica a tetto del CPM.

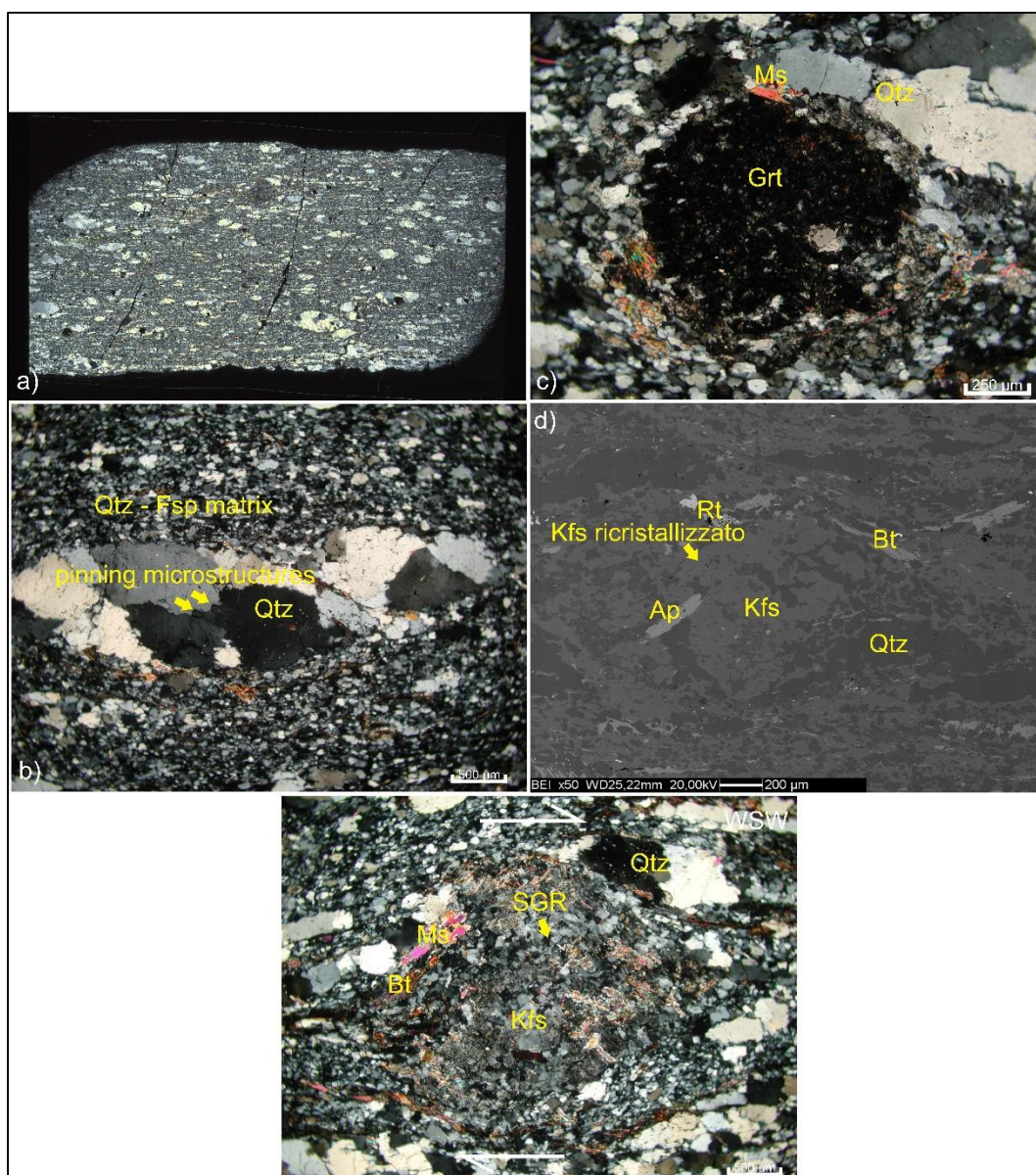


Fig. 5.14. *a)* Scansione a Nicols incrociati della sezione sottile MR33 nella quale è possibile apprezzare la tessitura occhiadina (augen) che sviluppano i ribbons di quarzo. *b)* Dettaglio di un occhiadino di quarzo immerso nella matrice quarzo – feldspatica, e ricristallizzato per GBM come è possibile notare dai bordi frastagliati di alcuni individui all'interno e dalla presenza di pinning microstructures. Si notano inoltre, sempre all'interno dell'occhiadino, sulla destra, cristalli di quarzo che mostrano segni di ricristallizzazione statica, con bordi meno frastagliati e forma più rettangolare. *c)* Granato a favo immerso nella matrice

quarzo-feldspatica che si sviluppa lungo i limiti intergranulari della matrice stessa. d) Immagine SEM che mette in luce la ricristallizzazione dinamica per SGR di un porfiroclasto di k-feldspato, con la matrice a grana fine costituita quasi interamente da k-feldspato e minore quarzo. e) Indicatore cinematico di tipo σ di k-feldspato indicante un senso di taglio destro in direzione WSW. Si noti la ricristallizzazione dinamica per SGR del k-feldspato.

Il campione MR16 di metabasite presenta una marcata foliazione milonitica con alternanza di livelli quarzo-feldspatici ricristallizzati a grana fine e livelli fillosilicatici a biotite. In queste rocce, il feldspato è costituito quasi interamente da plagioclasio, con i porfiroclasti a composizione An₉₋₁₆ (oligoclasio) e i nuovi granuli nella matrice a grana fine a composizione An₁₉₋₃₉ (oligoclasio – andesina). La presenza di nuovi granuli di plagioclasio ricristallizzati a grana fine che avviluppano i porfiroclasti sono un'evidenza di ricristallizzazione dinamica per SGR di questi ultimi (Fig. 5.15a) (Passchier, 1982a; Passchier & Trouw, 2005). L'aggregato di plagioclasio e quarzo a grana fine nella matrice con granuli equidimensionali e rotondeggianti, è indicativo di un meccanismo di ricristallizzazione dinamica per “grain boundary sliding” (Vernon & Flood, 1987; Tullis et al., 1990; Passchier & Trouw, 2005).

Sulla base di queste evidenze, la deformazione sarebbe distribuita sia lungo i livelli fillosilicatici che in quelli quarzo – feldspatici ricristallizzati a grana fine, con i porfiroclasti di plagioclasio e i porfiroblasti di granato che agiscono come oggetti rigidi all'interno della matrice a grana fine. Questa circostanza era favorevole per lo sviluppo di indicatori cinematici di tipo σ e permette di ricavare un senso di taglio destro in direzione WNW (Fig. 5.15b).

La cinematica ricavata dai campioni MR33 ed MR16, mette in luce come all'interno del Complesso Paragneissico di Mammola si sia sviluppata una zona di taglio distensiva più profonda, sintetica, rispetto a quella che mette in contatto lo stesso Complesso con l'Unità di Stilo – Pazzano soprastante. Questa zona di taglio più

profonda, viste le microstrutture che le rocce milonitizzate presentano e data la presenza di anfibolo all'interno della metabasite, si è sviluppata in condizioni tipiche della facies anfibolitica ($T \geq 500 \text{ } ^\circ\text{C}$), come sarà testimoniato nel capitolo 6.

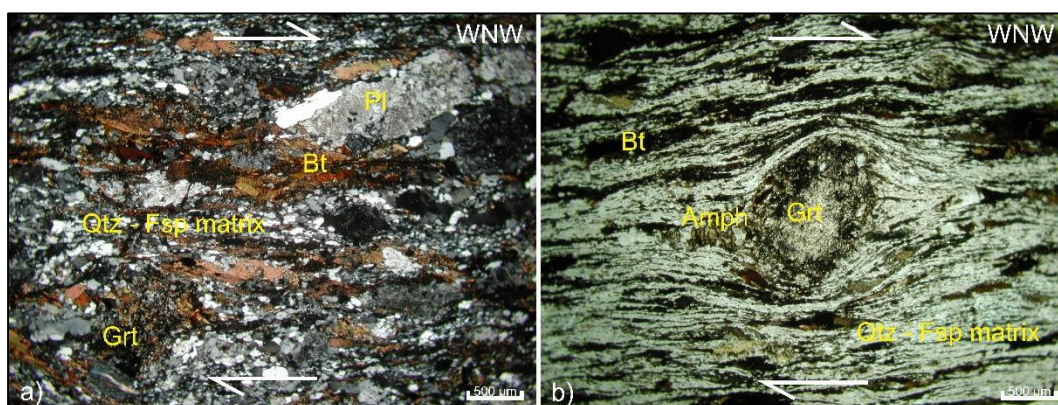


Fig. 5.15. *a) Immagine a Nicols incrociati del campione MR16 nel quale si apprezza l'alternanza di livelli quarzo – feldspatici ricristallizzati a grana fine e livelli fillosilicatici. Si noti inoltre la presenza di un indicatore cinematico di tipo σ costituito da plagioclasio, indicante un senso di taglio destro. b) Immagine al solo polarizzatore nella quale si apprezza un indicatore cinematico di tipo σ costituito da un porfiroblasto di granato indicante un senso di taglio destro.*

La successiva messa in posto del batolite delle Serre ha prodotto oltre all'effetto deformativo, un effetto termico. Quest'ultimo è apprezzabile per via dello sviluppo di minerali come biotite, cordierite e andalusite ed accessori come corindone e tormalina all'interno dell'associazione mineralogica a $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Ms} \pm \text{Chl}$. Nei campioni MR25, MR26 e MR27, si apprezza la comparsa di andalusite prima e cordierite poi, che crescono sulla foliazione di seconda fase inglobandola, indicando chiaramente una crescita post – cinematica (Fig. 5.16a, b). Oltre allo sviluppo di questi minerali principali, anche il corindone cresce sulla foliazione di seconda fase indicando una crescita post-cinematica (Fig. 5.16c).

I porfiroblasti di andalusite nel campione MR25 contengono inclusioni di muscovite e biotite non orientata, con quest'ultima in sostituzione sulla clorite. Pertanto la reazione responsabile della formazione di andalusite all'interno dell'aureola di contatto è $Ms + Chl + Qtz = And + Bt + H_2O$ [3] (Pattison & Vogl, 2005), definendo l'isograda ad And.

Nel campione MR26, i porfiroblasti di cordierite pinitizzata contengono muscovite e biotite. La reazione responsabile dell'ingresso della cordierite nell'associazione mineralogica principale è $Ms + Chl + Qtz = Crd + Bt + H_2O$ [4] (Pattison & Vogl, 2005).

Nel campione MR27, andalusite e cordierite coesistono, entrambe con inclusioni di muscovite e biotite. La reazione responsabile dello sviluppo contemporaneo di questi due minerali modellizzata da Pattison & Vogl (2005) è $Chl + Ms + Qtz = And + Crd + Bt + H_2O$ [5]. Tuttavia, lo sviluppo di porfiroblasti di andalusite all'interno dei quali sono inclusi cristalli di cordierite e la presenza di k-feldspato in sostituzione sulla muscovite è indicativo che la reazione $Ms + Ab + Qtz = Al_2SiO_5 + Kfs + H_2O$ [6] (Spear et al., 1999) abbia avuto luogo.

In quest'ultimo campione, inoltre, si osserva un'alternanza tra ribbon di quarzo e livelli dove il quarzo è assente. Lo sviluppo dei ribbon è probabilmente associato alla deformazione milonitica, come visto precedentemente per i paragneiss, mentre l'instaurarsi delle reazioni 3, 4, 5 e 6 che consumano quarzo contribuisce alla totale assenza di quest'ultimo in alcuni livelli. In questi livelli, dove sono presenti K-feldspato e muscovite (in forma di sericite), si nota la formazione di corindone tramite la reazione $Ms = Crn + Kfs + H_2O$ [7] (Pattison & Vogl, 2005).

Alla base della successione litologica, nelle migmatiti lit-par-lit, si osserva lo sviluppo di porfiroblasti centimetrici di andalusite. Questi porfiroblasti contengono inclusioni di biotite, muscovite e ilmenite al loro interno e sono circondati da cristalli di muscovite con i bordi riassorbiti (Fig. 5.16d). Cristalli di muscovite con i bordi riassorbiti si rinvennero anche in vicinanza o all'interno di cristalli di k-

feldspato. Questi elementi pertanto indicano che la reazione [6] abbia avuto luogo anche in queste rocce.

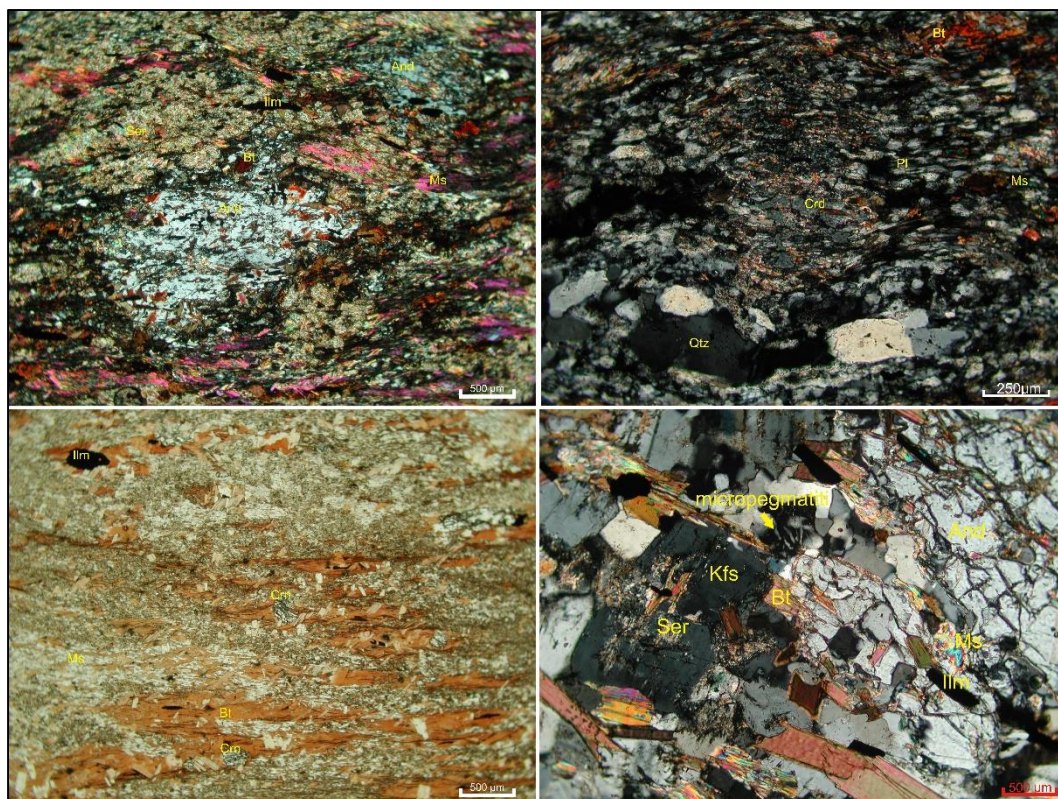


Fig. 5.16. *a) Peciloblasto di andalusite all'interno del campione MR25 con inclusioni di biotite, muscovite e ilmenite, il quale cresce inglobando sia la foliazione principale che quella di seconda fase. Immagine a Nicols incrociati. b) cristallo di cordierite pinitizzata che cresce sulla foliazione principale, inglobandola, nel campione MR26. Immagine a Nicols incrociati. c) Cristalli di corindone che crescono inglobando sia la foliazione principale che quella di seconda fase nel campione MR27. Immagine al solo polarizzatore. d) Peciloblasto di andalusite con inclusioni di biotite, muscovite e ilmenite a contatto con cristalli di k-feldspato in sostituzione sulla muscovite nel campione MR15. È inoltre possibile riconoscere microstrutture di concrescimento tra k-feldspato e quarzo associati all'intrusione lit-par-lit. Immagine a Nicols incrociati.*

6. EVOLUZIONE TERMOBAROMETRICA DEL CPM

Sulla base delle microstrutture osservate nonché della composizione chimica delle fasi mineralogiche principali riconosciute all'interno dei campioni di paragneiss, micascisti e metabasiti analizzati, è stato possibile ricostruire le condizioni termobarometriche al picco barico e durante le fasi successive di esumazione e metamorfismo di contatto all'interno del CPM.

Per poter ricavare le condizioni P – T al picco barico e al picco termico si è valso utile il campione MR16. Questa roccia basica non mostra variazioni microstrutturali significative associate al metamorfismo di contatto e possiede una microstruttura milonitica che avvolge granati con inclusioni polimineraliche di fasi assenti nella matrice della roccia. Sulla base di queste evidenze microstrutturali e delle interrelazioni tra le fasi mineralogiche riconosciute è stato possibile ricavare le associazioni del picco barico e del successivo picco termico del metamorfismo orogenico Varisico.

Per quanto riguarda invece il picco termico registrato durante il metamorfismo di contatto, questo è stato ottenuto sulla base degli equilibri granato – biotite all'interno del campione MR31 di paragneiss milonitico e della sequenza di reazioni che sviluppano minerali indice, vincolate nella griglia petrogenetica di Spear et al. (1999).

6.1. Metodo di modellizzazione

Per poter svolgere la modellizzazione termodinamica all'equilibrio col software THERMOCALC v.3.40 (Holland & Powell, 1988) è stata ottenuta la composizione chimica totale della metabasiti (campione MR16) tramite analisi XRF (Tabella 5). Quest'ultima ha evidenziato come questo protolite “metabasico” appartenga più precisamente a metandesiti in base alla collocazione all'interno del diagramma TAS (total alkali vs. silica) (Fig. 6.1). Oltre alla composizione chimica totale è stata

<i>Campione</i>	<i>MR 16</i>	<i>Elementi in tracce (ppm)</i>			
<i>SiO₂</i>	61,85	<i>S</i>	41	<i>Ba</i>	669
<i>TiO₂</i>	1,47	<i>Sc</i>	36	<i>La</i>	39
<i>Al₂O₃</i>	14,07	<i>V</i>	103	<i>Ce</i>	76
<i>Fe₂O₃</i>	10,52	<i>Cr</i>	146	<i>Nd</i>	29
<i>MnO</i>	0,17	<i>Co</i>	17	<i>Pb</i>	17
<i>MgO</i>	1,86	<i>Ni</i>	13	<i>Th</i>	19
<i>CaO</i>	2,22	<i>Cu</i>	30	<i>U</i>	7
<i>NaO</i>	3,69	<i>Zn</i>	129		
<i>K₂O</i>	3,13	<i>Ga</i>	29		
<i>P₂O₅</i>	0,35	<i>Rb</i>	112		
<i>Tot</i>	99,33	<i>Sr</i>	88		
		<i>Y</i>	54		
		<i>Zr</i>	564		
<i>L.O.I.</i>	0,58	<i>Nb</i>	14		

Tabella 5. *Composizione chimica globale del campione MR16 ottenuta tramite analisi XRF.*

ricavata la composizione chimica delle fasi mineralogiche associate al picco metamorfico regionale tramite analisi in microsonda elettronica. La moda mineralogica invece, è stata ottenuta al microscopio ottico in luce trasmessa.

La modellizzazione termodinamica è stata svolta utilizzando il software THERMOCALC v.3.40 (Holland & Powell, 1988), con la versione aggiornata del dataset termodinamico internamente consistente di Holland & Powell (2011) (file tc-ds62, del 06.02.2012). Per i rapporti $a - x$ (attività – composizione) sono stati

utilizzati i modelli di White et al. (2014) e nello specifico, per anfiboli e clinopirosseni, quello di Green et al. (2016).

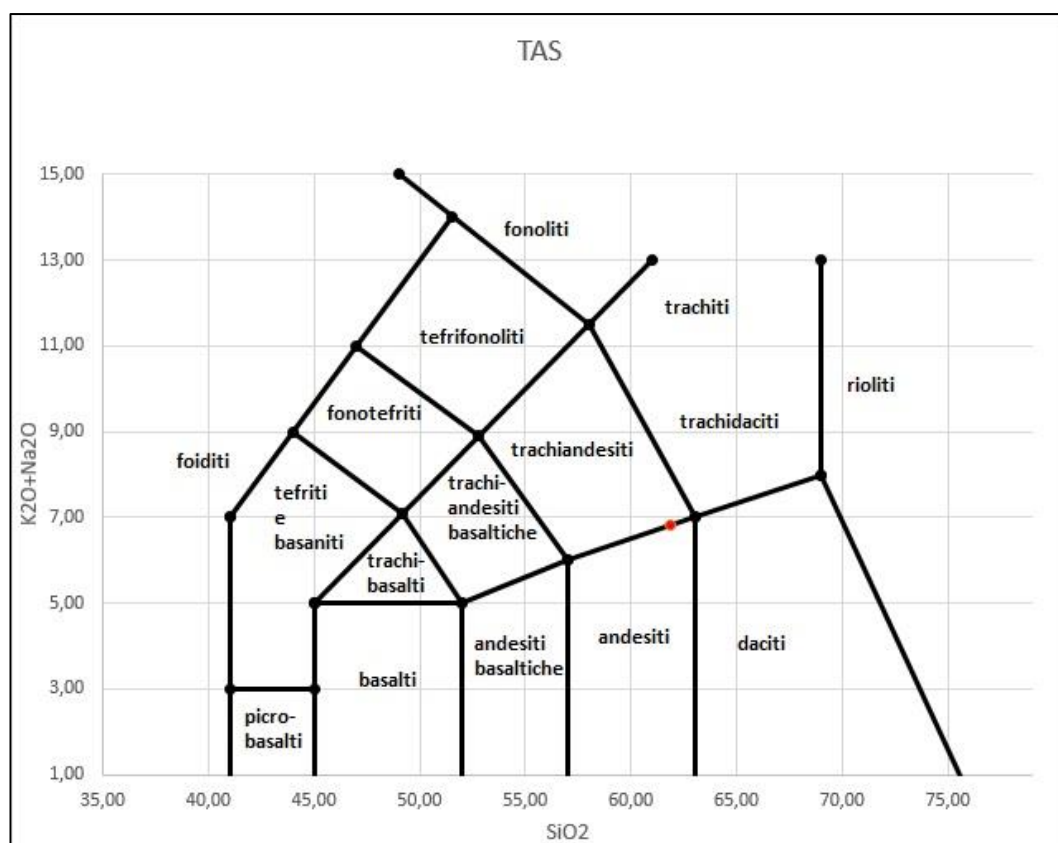


Fig. 6.1. Diagramma classificativo TAS. Il punto rosso indica la composizione del campione MR16, che ricade tra i campi delle andesiti e delle trachiandesiti.

La composizione chimica totale della roccia (in wt%) è stata ricalcolata in mol% nel sistema a dieci componenti: Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O, TiO₂ e O (NCKFMASHTO). Inoltre, è stata applicata una correzione alla quantità di Ca sulla base del contenuto in P₂O₅, data la presenza di apatite all'interno della roccia. Dato che non è possibile ricavare direttamente il valore esatto di Fe³⁺ il 15% del FeO_{tot} è stato convertito in Fe³⁺. Questa conversione risulta essere generalmente una stima appropriata per una metandesite, mentre per metabasiti in senso stretto il

valore di Fe^{3+} si aggira attorno al 20% poiché più ossidate. Attraverso la stima del Fe^{3+} si è inoltre ottenuto il valore di “O” per il thermocalc-input. Inoltre, all’interno delle pseudosezioni calcolate albite (Ab), titanite (Sph), quarzo (Q) e acqua (H_2O) sono considerate fasi pure.

6.2. Stime termobarometriche e percorso P – T ricavato

Le evidenze microstrutturali e compositive discusse nel capitolo precedente, hanno permesso di ricavare un’associazione mineralogica pertinente al picco termico del metamorfismo regionale (picco metamorfico) data da $\text{Pl} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Grt} + \text{Hbl} \pm \text{Ep} \pm \text{Ilm}$. Le fasi mineralogiche Ms, Chl, Brs, esclusivamente incluse nei granati, vengono invece associate alla fase prograda del metamorfismo regionale. La presenza di queste fasi idrate incluse nei granati avvalorava l’ipotesi che il metamorfismo progrado sia avvenuto in condizioni di saturazione in acqua.

Sulla base di queste interrelazioni tra le fasi mineralogiche nel campione MR16, e fissata la composizione chimica totale della roccia, è stata calcolata la pseudosezione P – T in figura 6.2. Questa mostra come effettivamente l’associazione mineralogica ricavata per le condizioni di picco metamorfico è congruente con quella estrapolata dalla modellizzazione e costituita da g-hb-bi-ab-ep-sph (+ q + H_2O) (abbreviazioni delle fasi mineralogiche secondo gli output files di THERMOCALC).

Considerando che nella modellizzazione eseguita non è contemplata la soluzione solida tra i plagioclasii, si evince dalla figura 6.2 che alle alte pressioni è stabile l’albite mentre alle più basse pressioni è stabile il plagioclasio calcico (Pl). Questo aspetto della modellizzazione è consistente con l’osservazione che il plagioclasio ricristallizzato nella matrice della roccia è più calcico rispetto al plagioclasio incluso nei granati, ed è, quindi, ricristallizzato durante l’esumazione a pressioni minori rispetto al picco metamorfico.

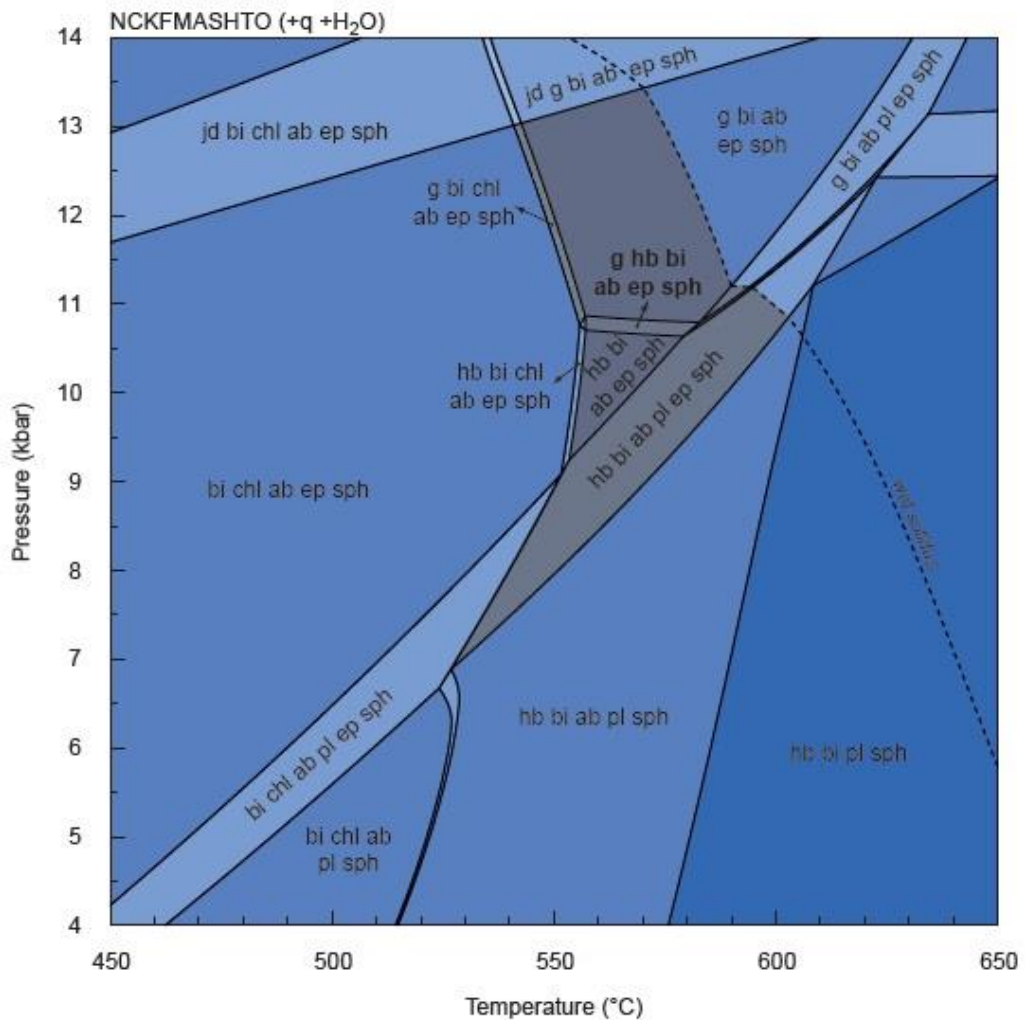


Fig. 6.2. Pseudosezione $P - T$ nel sistema NCKFMASHTO per la composizione chimica (mol%) $\text{SiO}_2 = 68.73$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.21$, $\text{CaO} = 2.090$, $\text{MgO} = 3.08$, $\text{FeO} = 8.8$, $\text{K}_2\text{O} = 2.22$, $\text{Na}_2\text{O} = 3.98$, $\text{TiO}_2 = 1.23$, $\text{O} = 0.66$ (Qtz e H_2O in eccesso). I campi in grigio chiaro indicano le condizioni di stabilità delle associazioni mineralogiche al picco barico (g-bi-chl-ab-ep-sph) e al picco termico (g-hb-bi-ab-ep-sph). Inoltre è stata evidenziata, sempre in grigio chiaro, il campo di stabilità del plagioclasio successivamente al picco metamorfico (campo hb-bi-ab-pl-ep-sph).

La pseudosezione in figura 6.2 mette in evidenza come il granato sia stabile all'interno dell'associazione mineralogica del picco metamorfico $g + hb + bi + ab + ep + sph$ a partire da condizioni $P - T$ prossime a 11 Kbar e 550 °C. Tuttavia, la pseudosezione non tiene conto dell'effetto stabilizzante del Mn sul granato, dal momento che per la modellizzazione delle fasi mineralogiche stabili nel protolite andesitico, era necessario utilizzare le relazioni attività – composizione di Green et al. (2016) nel sistema NCKFMASHTO che non tengono conto del Mn. Considerando invece la composizione ricca in Mn dei granati nel campione MR16 (vedasi Tabella 3) è possibile supporre che il granato sia stabile in tutta la pseudosezione.

Nonostante la possibile espansione del campo di stabilità del granato, l'associazione mineralogica al picco metamorfico in figura 6.2 è ben delimitata a basse temperature dalla presenza di clorite e a basse pressioni dalla scomparsa di epidoto, mentre verso le alte pressioni e l'alta temperatura è delimitata dalla sopraggiunta instabilità dell'orneblenda e dalla curva del “wet solidus”, rispettivamente.

Per quanto riguarda gli anfiboli è importante menzionare che la modellizzazione non prende in considerazione la barroisite, mentre il glaucofane non compare perché la composizione totale della roccia non è sufficientemente basica. Pertanto, l'unico anfibolo stabile è l'orneblenda.

Sulla base di queste evidenze è possibile restringere il campo di stabilità dell'associazione mineralogica al picco metamorfico nel campione MR16 ad una pressione compresa tra 9 e 11 Kbar ed una temperatura compresa tra i 530 – 580 °C.

Al fine di restringere il campo delle pressioni alle quali è stabile l'associazione di picco metamorfico, è stata calcolata una pseudosezione $P - X_{H_2O}$ (Fig. 6.3). La temperatura è stata fissata a 570 °C poiché intercetta bene il campo $g-bi-hb-ab-ep-sph-H_2O$, mentre il contenuto d'acqua varia da sinistra verso destra passando da 5,0 mol (%) a 2,5 mol (%). Muovendosi in questa direzione la roccia viene

deidratata, con minore produzione di fasi idrate come biotite ed orneblenda, e conseguente aumento di stabilità del granato a pressioni minori.

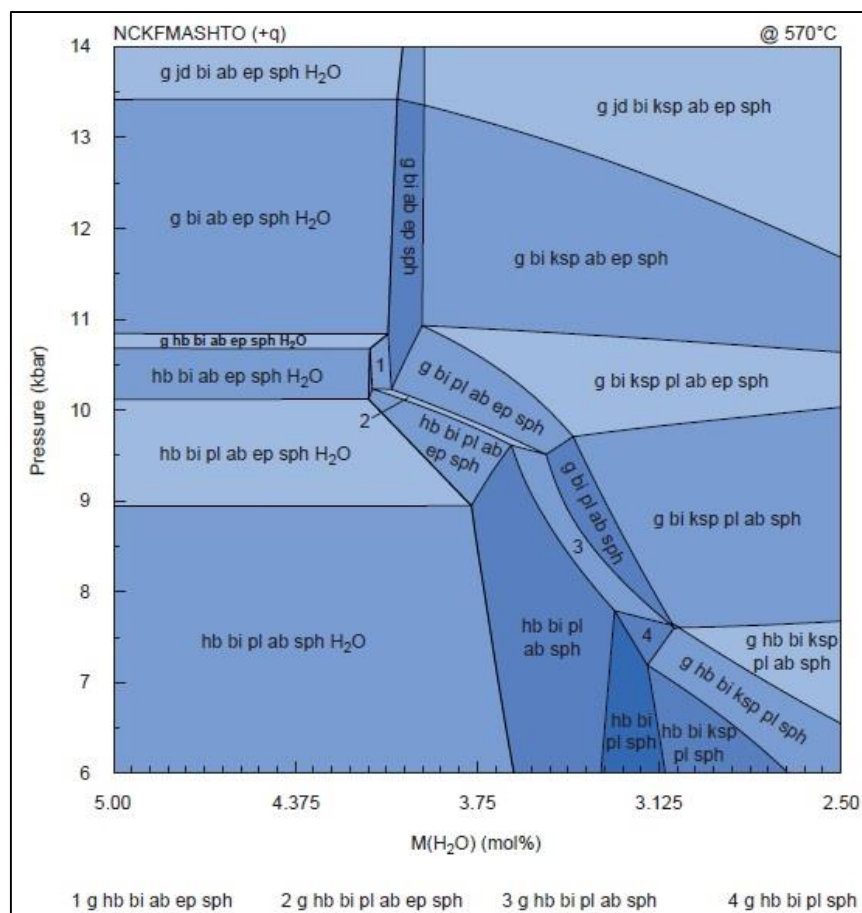


Fig. 6.3. Pseudosezione $P - X_{H_2O}$ del campione MR16 nel sistema NCKFMASHTO (*Qtz* in eccesso) per la stessa composizione chimica della pseudosezione in figura 6.2, alla temperatura fissa di 570 °C. Si noti come l'associazione mineralogica di picco (grassetto e campi 1 e 2) sia stabile in un range di pressioni comprese tra 10.8 e 9.5 Kbar a contenuti d'acqua variabili da 5.0 mol(%) a 3.55 mol(%). Inoltre il campo di stabilità del granato si espande anche a pressioni inferiori deidratando la roccia.

Analizzando quindi i campi di stabilità dell'associazione g-bi-hb-ab-ep-sph a diversi contenuti d'acqua (in figura 6.3 campo in grassetto più campi 1 e 2) si può notare come l'associazione sia stabile a pressioni comprese tra i 9,5 ed i 10,8 Kbar alla temperatura di 570 °C.

Il picco barico del metamorfismo regionale Varisico è registrato nel campione MR16 attraverso l'associazione quadrivalente g+bi+chl+ab+ep+sph che si colloca in figura 6.2 a pressioni appena superiori rispetto quelli dell'associazione g-bi-hb-ab-ep-sph e, più precisamente, in un intervallo tra 12.5 e 10.5 kbar e un ristretto intervallo di temperatura tra i 530 e 550 °C. Il limite verso le più alte pressioni è dato dall'assenza di giadeite nel campione, verso le più basse pressioni dalla stabilizzazione dell'orneblenda al picco termico. Il limite verso le basse temperature è in realtà il più critico da stabilire, dato che la mancanza di Mn nella modellizzazione potrebbe spostare la stabilità del granato nell'attuale campo bi+chl+ab+ep+sph.

Un'ultima riflessione riguarda la stabilità di titanite nella modellizzazione delle pseudosezioni al posto dell'ilmenite osservata in realtà nel campione MR16. La nostra interpretazione di questa discordanza è che l'ilmenite sia il prodotto di alta temperatura cresciuta a spese della titanite durante il metamorfismo di contatto.

La successiva esumazione del CPM, come detto nel capitolo 5, si evolve lungo una zona di shear distensiva ad una temperatura compresa tra 400 e 550 °C secondo la relazione tra meccanismi di ricristallizzazione dinamica del quarzo e temperatura dedotti seguendo l'approccio di Stipp et al. (2002). I dati ricavati col termometro edenite – tremolite (Holland & Blundy, 1994) sulle coppie anfibolo – plagioclasio da Caggianelli et al. (2007) nei campioni di granodiorite provenienti dalla stessa area di studio, indicano una temperatura media di 707 °C ed una pressione media di 2,73 Kbar (Tabella 6). Questi dati sono in accordo con quelli ottenuti da Angì et al. (2010) e, pertanto, indicano come durante le fasi distensive Varisiche, il CPM sia stato esumato da una profondità di circa 40 – 44 Km ad una profondità di circa 10 Km, alla quale si è successivamente impostato il metamorfismo di contatto.

	2arp30am	3arp30am	4arp30am	5arp30am	7arp30am	8arp30am	9arp30am	6arp30am
SiO2	48,12	47,17	47,4	46,78	46,86	46,26	48,89	46,56
TiO2	0,82	0,83	0,7	0,78	0,72	0,8	0,47	0,85
Al2O3	8,31	7,67	6,64	7,95	7,43	8	6,88	7,3
FeO	18,01	18,23	16,95	17,61	17,7	17,58	16,9	17,8
MnO	0,8	0,52	0,7	0,91	0,67	0,8	0,51	0,81
MgO	12,35	11,64	12,16	11,1	11,58	12,1	12,25	11,31
CaO	11,08	10,92	11,22	11,03	11,21	11,31	11,49	11,07
Na2O	1,35	1,22	1,01	1,14	0,83	1,23	0,77	0,95
K2O	0,64	0,62	0,61	0,71	0,66	0,71	0,63	0,59
Total	101,48	98,82	97,39	98,01	97,66	98,79	98,79	97,24
Si	6,819	6,887	6,995	6,9	6,918	6,737	7,104	6,914
Al IV	1,181	1,113	1,005	1,1	1,082	1,263	0,896	1,086
Al VI	0,207	0,206	0,15	0,282	0,211	0,11	0,282	0,192
Ti	0,087	0,091	0,078	0,087	0,08	0,088	0,051	0,095
Fe	2,134	2,226	2,092	2,172	2,185	2,141	2,054	2,211
Mn	0,096	0,064	0,088	0,114	0,084	0,099	0,063	0,102
Mg	2,609	2,533	2,675	2,441	2,549	2,627	2,653	2,504
Ca	1,682	1,708	1,774	1,743	1,773	1,765	1,789	1,761
Na	0,371	0,345	0,289	0,326	0,238	0,347	0,217	0,274
K	0,116	0,115	0,115	0,134	0,124	0,132	0,117	0,112
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,318	0,272	0,278	0,234	0,267	0,394	0,191	0,267
Ab	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65
P1(kbar)	2,878	2,783	2,141	3,46	3,045	2,023	2,787	2,77
T1(°C)	733,44	719,49	711,58	686,59	686,29	776,12	637,33	705,53
P2(kbar)	2,704	2,621	2,04	3,276	2,942	2,128	2,743	2,684
T2(°C)	743,93	730,7	719,76	703,17	696,49	771,08	650,13	712,62

Tabella 6. *Composizione chimica dell'anfibolo e del plagioclasio nella granodiorite affiorante nell'area di studio utilizzati da Caggianelli et al. (2007) per ricostruire il percorso P – T dei livelli crostali superiore ed intermedio nel Massiccio delle Serre durante le fasi distensive Varisiche. I dati riguardanti temperatura e profondità di messa in posto della granodiorite sono stati ottenuti tramite l'applicazione del termometro edenite – tremolite di Holland & Blundy (1994).*

La temperatura ottenuta dal campione MR31 di paragneiss milonitico applicando il termometro granato – biotite di Hodges & Spear (1982) ha dato una temperatura media di 584 °C alla pressione di 2,73 Kbar. La reazione [6] che si sviluppa all'interno dei micascisti e dei micascisti migmatitici è delimitata a destra nella griglia petrogenetica di Spear et al. (1999) nel sistema KFMASH dalla reazione $Bt + And = Grt + Crd + H_2O$ e dalla transizione $And = Sill$ (Fig. 6.4). Data quindi l'assenza di granato e sillimanite in queste rocce è possibile stimare una temperatura massima di circa 650 °C per il metamorfismo di contatto. Sulla base

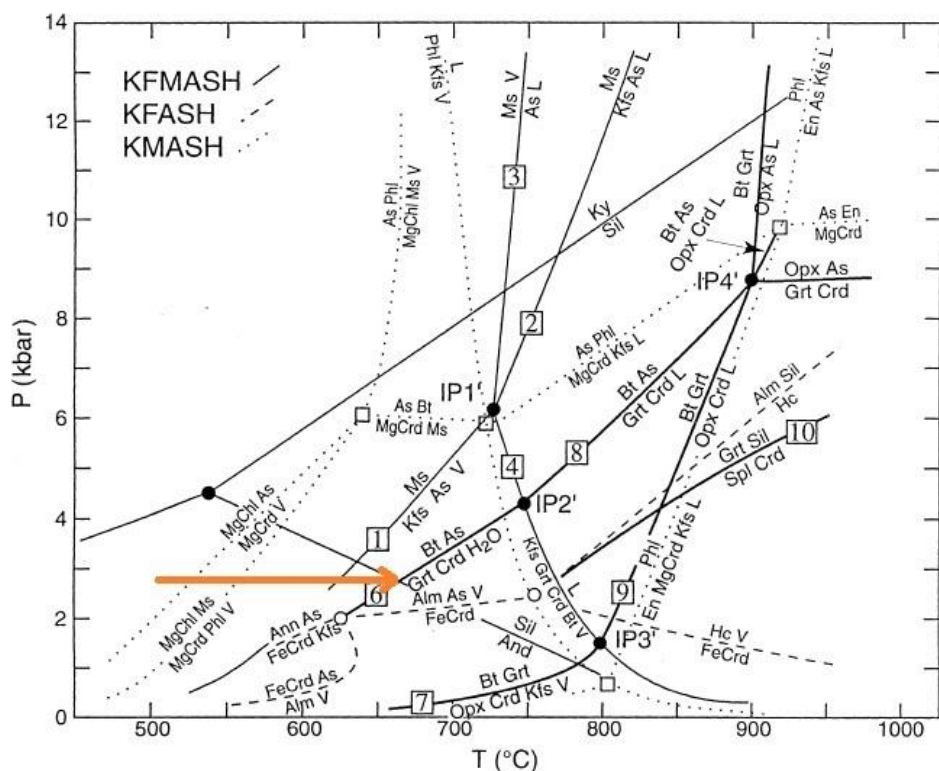


Fig. 6.4. Griglia petrogenetica di Spear et al. (1999) modificata. La linea arancione corrisponde alle condizioni termobarometriche dell'aureola di contatto nell'area di studio, ricavate dalle osservazioni microstrutturali sulla comparsa di minerali indice all'interno dell'associazione mineralogica principale di micascisti e micascisti migmatitici. Si noti come la reazione (1) nella griglia petrogenetica, corrispondente alla reazione [6] di questo studio sia limitata a destra dalla transizione $And = Sill$ e dalla reazione (6).

dei dati ottenuti dalle pseudosezioni $P - T$ e $P - X_{H_2O}$ e tramite l'applicazione della geotermobarometria classica è stato possibile ricavare il percorso $P - T$ in figura 6.5 alla base del CPM nell'area di studio.

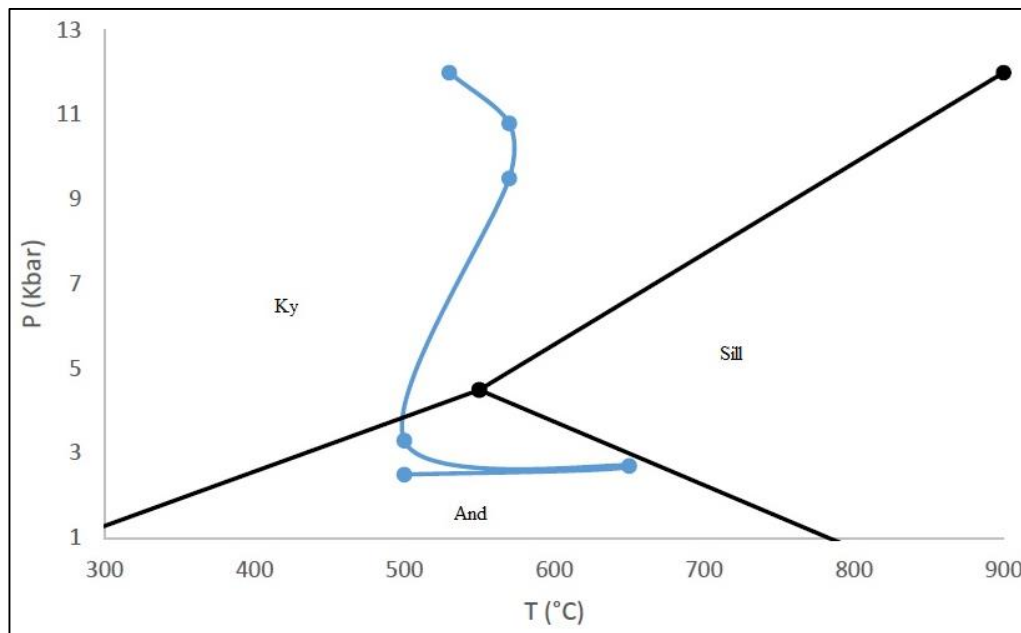


Fig. 6.5. Percorso $P - T$ ricavato dai dati geotermobarometrici delle pseudosezioni $P - T$ e $P - X_{H_2O}$ e dalle microstrutture di reazione discusse nel testo. Il presunto picco barico è stato fissato a 12 Kbar e 530 °C mentre il picco metamorfico è a 10,8 Kbar e 570 °C. Successivamente al raggiungimento del picco metamorfico si ha decompressione quasi adiabatica lungo una zona di shear distensiva fino ad una pressione di 2,73 Kbar e 500 °C di temperatura. Il picco termico del metamorfismo di contatto è fissato ad una temperatura massima di circa 650 °C tramite la reazione [6] osservata nei micascisti migmatitici in prossimità del contatto intrusivo. Data l'assenza di sillimanite nelle rocce in prossimità della granodiorite si è ritenuto opportuno utilizzare il punto triplo dell'alluminosilicato di Pattison (1992).

7. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I risultati termobarometrici ottenuti ed il percorso P – T derivato in figura 6.5 per la porzione basale del CPM costituiscono una nuova fonte di dati che permette di ampliare le conoscenze sull'evoluzione tettono – metamorfica del basamento cristallino di Mammola nelle Serre meridionali ed apre a nuovi scenari interpretativi dell'evoluzione del basamento cristallino Varisico del Massiccio delle Serre.

Nello specifico, la ricostruzione del metamorfismo regionale Varisico svolta sul campione MR16 di metandesite, indica tre stadi evolutivi: picco barico a 11-12 Kbar e 530 °C, picco termico a 10,8 – 9,5 Kbar a 570 °C ed esumazione rapida fino a 3 – 2,7 Kbar e 500 °C.

Data l'assenza di modelli per la stabilità della barroisite (i cui campi provvisori di stabilità sono descritti da Ernst (1979)) nelle pseudosezioni NCKFMASHTO ottenute con la versione 3.40 del software THERMOCALC, non è possibile delineare un campo di stabilità appropriato per le fasi mineralogiche incluse nei granati. Pertanto il percorso P – T in figura 6.5 manca del tratto iniziale di ispessimento crostale.

Comparando il percorso evolutivo di figura 6.5 con il percorso P – T di Angi et al. (2010) per il CPM (Fig. 7.1) è possibile notare come le metandesiti modellizzate costituiscano un livello crostale più profondo rispetto alle litologie proprie del Complesso Paragneissico di Mammola (paragneiss e micascisti). A supporto di quanto appena detto, la microstruttura milonitica delle metandesiti e dei paragneiss leucocratici descritta nei capitoli 4 e 5 è indicativa della messa in contatto di due livelli crostali differenti. Nello specifico, confrontando i due percorsi P – T in figura 7.1, i due livelli crostali sarebbero venuti a contatto durante l'esumazione Varisica, subendo dopo il picco termico del livello crostale intermedio (Angi et al. 2010) la stessa evoluzione tettono – metamorfica.

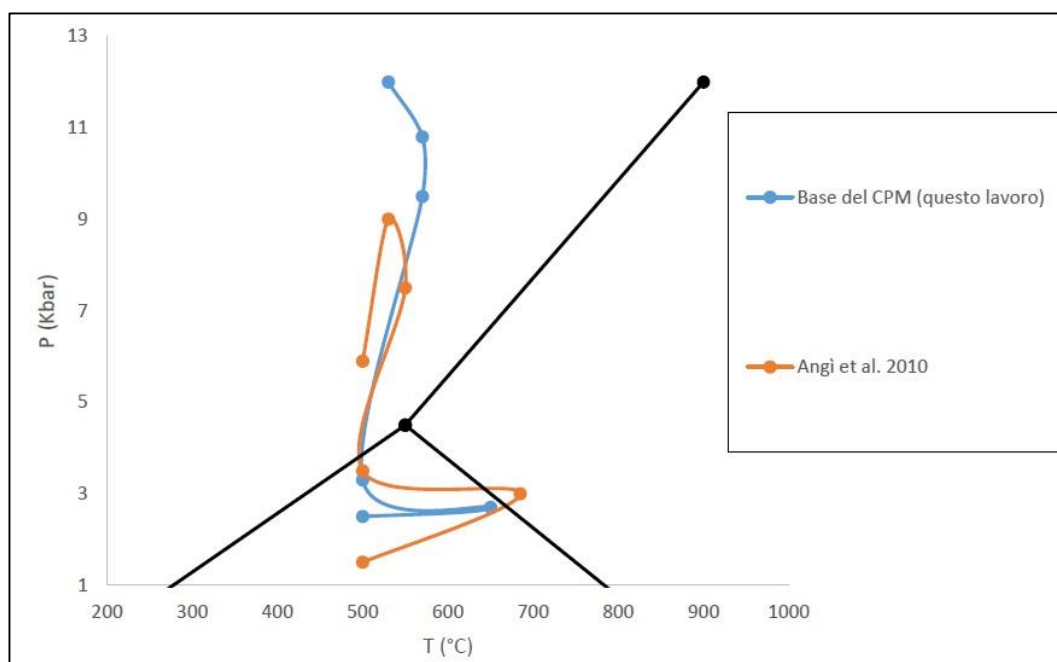


Fig. 7.1. Percorsi $P - T$ alla base del CPM (questo lavoro) ed il percorso $P - T$ di Angi et al. (2010) per i paragneiss del Complesso Paragneissico di Mammola. Si noti l'intersezione tra i due percorsi nel tratto di decompressione (esumazione) post-picco termico metamorfico regionale. Si noti inoltre la diversa profondità di messa in posto del metamorfismo di contatto.

Alla luce dei dati geocronologici di Festa et al. (2012) ottenuti per la prima intrusione mafica nella crosta inferiore e di Langone et al. (2014) per la granodiorite di Stilo a tetto della crosta inferiore e nella crosta superiore, il contatto tra le metandesiti ed i paragneiss del complesso di Mammola avverrebbe in un intervallo di tempo compreso tra 320 e 306 Ma. Pertanto, questo intervallo di tempo corrisponde, in base ai dati geocronologici sopracitati, alla fase antecedente l'intrusione del batolite delle Serre. L'attività iniziale di questa zona di shear profonda potrebbe aver prodotto, durante l'esumazione, la zona di shear distensiva, sintetica, a tetto del CPM. In questo modo, si verrebbe a formare un sistema di zone di shear in seguito ad eterogeneità reologiche nella crosta dovute a variazioni

litologiche che permettono il trasferimento della deformazione nei diversi livelli crostali (Tommasi et al., 1995; Tommasi & Vauchez, 1997). L'interazione tra queste zone di shear, pertanto, potrebbe aver facilitato l'esumazione rapida della crosta intermedia e di quella più profonda nelle Serre meridionali.

La zona di shear a tetto del CPM mette successivamente in contatto il Complesso Paragneissico di Mammola (a letto) con il Complesso di Stilo – Pazzano (a tetto), sviluppatasi in un intervallo di temperatura compreso tra 400 e 550 °C. Queste condizioni termiche sono stimate in base alla CPO del quarzo (campione MR21) e dei suoi meccanismi di ricristallizzazione dinamica discussi nel capitolo 5. Il gradiente di temperatura che si osserva lungo la zona di shear a tetto del CPM, in avvicinamento al batolite delle Serre, è sintomatico di un'attività prolungatasi durante intrusione della granodiorite di Stilo.

Nella roccia incassante la crescita del batolite ha prodotto un effetto deformativo, oltre che termico, dando luogo alla formazione di una “rimming sinform” che borda la granodiorite dell'Unità di Stilo. Questo aspetto strutturale è in continuità con quanto descritto da Festa et al. (2013) per le filladi di Stilo – Pazzano in un'area più settentrionale, contigua rispetto a quella analizzata in questo lavoro di tesi.

Pertanto, rapportando i dati strutturali e microstrutturali di questo lavoro a quelli geocronologici di Langone et al. (2014) il contatto tra il CPM e il CSP deve essere avvenuto in un intervallo di tempo compreso tra 306 e 295 Ma.

Il picco termico del metamorfismo di contatto per la base del CPM, ricavato dal campione MR15 (micascisto migmatitico), indica una temperatura massima di 650 °C circa ad una profondità di 10 Km. Questi dati differiscono leggermente da quelli di Angi et al. (2010) ottenuti in un'area più a ovest rispetto a quella di studio, e indicanti un picco termico per il metamorfismo di contatto a 685 °C, ad una profondità di poco superiore a 11 Km.

Comparando i percorsi P – T di questo lavoro di tesi e quello di Angi et al. (2010) nelle Serre meridionali con i percorsi P – T per i paragneiss migmatitici al tetto della crosta profonda (Acquafredda et al., 2006) e per i metagabbri alla base della

crosta profonda (Acquafredda et al., 2008) nelle Serre settentrionali (Fig. 7.2), emergono analogie e differenze sostanziali.

Nello specifico, vi è somiglianza nell'evoluzione prograduale dei percorsi P – T tra i paragneiss del Complesso di Mammola (Angi et al., 2010) e i paragneiss migmatitici a tetto della crosta inferiore (Acquafredda et al., 2006). Inoltre il percorso ricavato in questo lavoro per la base del CPM ha similitudine con quello dei metagabbri della crosta inferiore nelle Serre settentrionali (Acquafredda et al., 2008). Pertanto è possibile ipotizzare che i paragneiss di Mammola nelle Serre meridionali rappresentino un livello crostale analogo a quello dei paragneiss migmatitici nelle Serre settentrionali e che le metandesiti rilevate alla base del CPM (in questo lavoro di tesi) siano un livello crostale equivalente a quello dei metagabbri della crosta inferiore nelle Serre settentrionali.

Tuttavia, successivamente al picco barico a pressioni simili tra il CPM e la crosta inferiore nelle Serre settentrionali, i due percorsi evolutivi mostrano delle differenze profonde. L'esumazione del CPM appare rapida (Angi et al., 2010 e questo lavoro), ed è affetta dal calore rilasciato dalle intrusioni magmatiche tardo Varisiche solo quando è già stato esumato a livelli crostali più superficiali. Diversamente, la crosta inferiore nelle Serre settentrionali risulta essere termicamente perturbata dalla risalita di magma mantellico, il quale induce metamorfismo in facies granulitica e anatessi crostale.

Questo quadro supporta l'ipotesi di Caggianelli et al. (2007) che modellizzano l'effetto termico esercitato dalla messa in posto dell'ingente quantità di magma nella crosta intermedia sui livelli crostali adiacenti. Questa modellizzazione dimostra che il calore latente di cristallizzazione del magma causa nel basamento cristallino delle Serre settentrionali un innalzamento della temperatura (Fig. 7.2) compatibile con la facies granulitica, mentre ai livelli crostali superiori causa metamorfismo di contatto in facies anfibolitica.

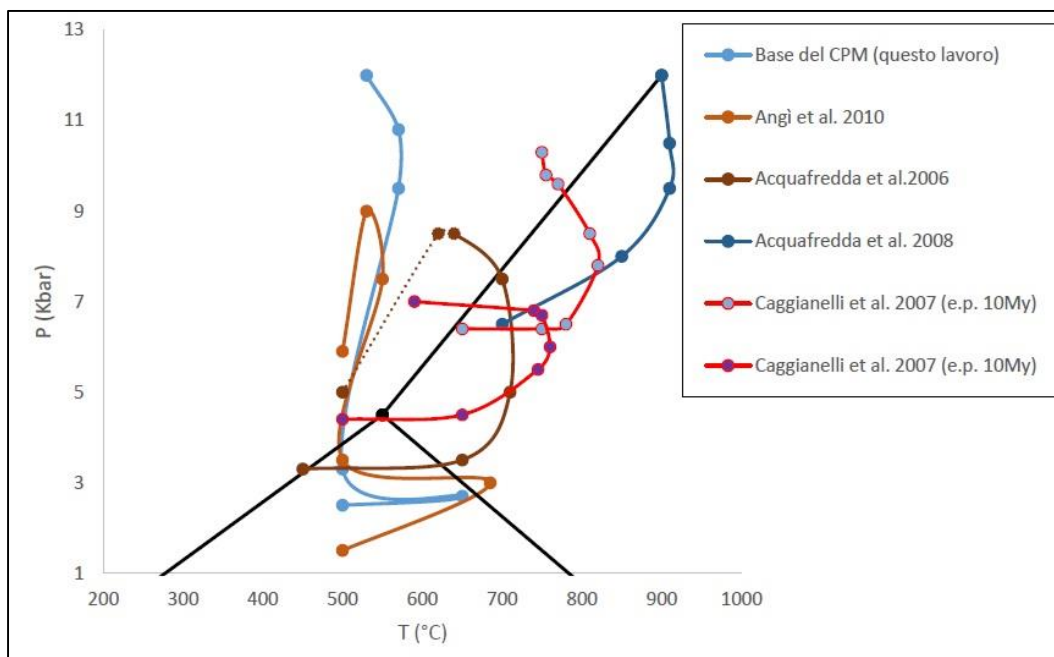


Fig. 7.2. Percorsi $P - T$ della crosta intermedia (Angi et al., 2010) e profonda (questo lavoro) nelle Serre meridionali e per paragneiss migmatitici (Acquafredda et al., 2006) e metagabbri (Acquafredda et al., 2008) della crosta profonda nelle Serre settentrionali. Nel diagramma sono inoltre plottati i percorsi $P - T$ di Caggianelli et al. (2007) per la camera magmatica impostatasi nella crosta profonda (linea rossa, pallino celeste) e nella crosta intermedia (linea rossa, pallino viola). Nello specifico è possibile notare come il calore necessario per produrre il metamorfismo in facies granulitica nella crosta profonda delle Serre settentrionali sia fornito direttamente dalle intrusioni magmatiche a diverse profondità.

Tuttavia, i percorsi per le intrusioni magmatiche sono soggetti a variazioni in base alla scelta dei parametri iniziali (p.e. durata del periodo distensivo, spessore iniziale della crosta) e pertanto potrebbero restituire traiettorie $P - T$ differenti alla luce dei nuovi dati forniti in questo lavoro per la crosta profonda al termine dell'ispessimento orogenico.

Oltre alle incertezze nei percorsi P – T teorici di Caggianelli et al. (2007), anche il percorso P – T di Acquafredda et al. (2008) preso in considerazione per i metagabbri della crosta profonda nelle Serre settentrionali presenta incertezze. Questo è dovuto al fatto che la traiettoria è stata ricavata usando equilibri di fase tramite geotermobarometri classici, i quali sono soggetti ad errori sistematici (Hodges & Crowley, 1985).

Nonostante ciò, la differenza di temperatura che si osserva soprattutto nei due percorsi per la crosta inferiore (questo lavoro e Acquafredda et al., 2008) al picco barico, si inquadra bene in un contesto crostale perturbato termicamente dalla risalita di magmi mantellici.

In questo modo, è possibile ipotizzare un'esumazione differenziale del Massiccio delle Serre, dove la porzione meridionale è stata esumata prima di quella settentrionale e comunque prima dell'intrusione del batolite delle Serre.

Bibliografia

Acquafredda, P., Lorenzoni, S., Minzoni, N. and Zanettin Lorenzoni, E., 1987. The Palaeozoic sequence in the Stilo-Bivongi area (Central Calabria). *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova* 39, 117–127.

Acquafredda, P., Fornelli, A., Paglionico, A. and Piccarreta, G. 2006. Petrological evidence for crustal thickening and extension in the Serre granulite terrane (Calabria, southern Italy). *Geol. Mag.* **143**, 1–19.

Acquafredda, P., Fornelli, A., Piccarreta, G., Pascazio, A., 2008. Multi-stage dehydration decompression in the metagabbros from the lower crust rocks of the Serre (Southern Calabria, Italy). *Geol. Mag.* 145 (3), 397-411.

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. and Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.

Amodio Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin Lorenzoni, E. and Zappetta, A., 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'Orogene Appenninico-Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.* 17, 1–60.

Angì, G., Cirrincione R., Fazio, E., Fiannacca, P., Ortolano, G. and Pezzino, A., 2010. Metamorphic evolution of preserved Hercynian crustal section in the Serre Massif (Calabria–Peloritani Orogen, Southern Italy). *Lithos*, 115, 237-262.

Arthaud, F. and Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of right lateral shear zone between the Appalachians and Oural. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305–1320.

Atzori, P. & Vezzani, L., 1974. Lineamenti petrografici strutturali della catena Peloritana. *Geol. Rom.* 13, 21–27.

Atzori, P., Pezzino, A. and Rottura, A., 1977. La massa granitica di Cittanova (Calabria Meridionale): relazioni con le rocce granitoidi del massiccio delle Serre e con le metamorfiti di Canolo, San Nicodemo e Molochio (nota preliminare). *Boll. Soc. Geol. It.* 96, 387–391.

Behr, H.J., Engel, W., Franke, W., Giese, P. and Weber, K., 1984. The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, 15–40.

Bonardi, G., Messina, A., Perrone, V., Russo, S. and Zappetta, A., 1984. L'unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano. *Boll. Soc. Geol. It.* 103, 279–309.

Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V. and Rossi, S., 2001. Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, pp. 287–306.

Boullier, A.M. & Guéguen, Y., 1975. SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 93–104.

Burg, J.P., Bale, P., Brun, J.P. and Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodin. Acta*, 1, 71–87.

Burg, J.P., Van der Driessche, J. and Brun, J.P., 1994. Syn to post-thickening extension in the Variscan belt of western Europe: modes and structural consequences. *Geol. Fr.*, 3, 33–51.

Büttner, S. & Kruhl, J.H., 1997. The evolution of a late Variscan high T / low P region: the southerneastern margin of the Bohemian massif. *Geol. Rundsch.*, 86, 21–38.

Caggianelli, A., Liotta, D., Prosser, G. and Ranalli, G., 2007. Pressure–temperature evolution of the late Hercynian Calabria continental crust: compatibility with post-collisional extensional tectonics. *Terra Nova*, 19, 502-514.

Caggianelli, A., Prosser, G., Festa, V., Langone, A. and Spiess, R., 2013 - From the upper to the lower continental crust exposed in Calabria. *Geological Field Trip*, Vol. 5 (1.2) – 86° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana.

Cardozo, N. & Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*. V. 51, no. 0, p. 193 - 205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021.

Castaing, R. 1951. Application of electron probes to local chemical and crystallographic analysis. PhD Thesis, University of Paris [English translation by P Duwez and DB Wittry, California Institute of Technology, 1955].

Colonna, V., Lorenzoni, S. and Zanettin Lorenzoni, E., 1973. Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria). *Boll. Soc. Geol. It.* 92, 801–830.

Cox, F.C., 1969. Inclusions in garnet: discussion and suggested mechanisms of growth for syntectonic garnets. *Geol. Mag.* 106, 57–62.

Cruden, A. R., 1988. Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics* 7, 1091–101.

Cruden, A. R., Sjöström, H. and Aaro, S., 1999. Structure and geophysics of the Gåsborn granite, Central Sweden: an example of fracture-fed asymmetric pluton emplacement. In *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (eds A. Castro, C. Fernandez & J. L. Vigneresse), pp. 141–60. *Geol. Soc. of London, Special Publication no. 168*.

Culshaw, N. & Fyson, W., 1984. Quartz ribbons in high grade gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientations by oriented grain growth. *J. Struct. Geol.* 6, 663–668.

- D'Amico, C., Rottura, A., Maccarrone, E. and Puglisi, G., 1982. Peraluminous granitic suite of Calabria-Peloritani Arc (Southern Italy). *Rend. Soc. It. Min. Petr.* 38, 35–52.
- De Vivo, B., Ayuso, R.A., Belkin, H.E., Lima, A., Messina, A. and Viscardi, A., 1992. Whole-rock geochemistry and fluid inclusions as exploration tools for mineral deposit assessment in the Serre batholith, Calabria, Southern Italy. *Europ. J. Min.* 4, 1035–1051.
- Del Moro, A., Fornelli, A. and Paglionico, A., 1994. K-feldspar megacrystic suite in the Serre (Southern Calabria — Italy). *Periodico di Mineralogia* 63, 19–33.
- Di Vincenzo, G., Carosi, R. and Palmeri, R., 2004. The relationship between tectonometamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ laser analysis of the Variscan basement of Sardinia. *J. Petrol.*, 45, 1013–1043.
- Dixon, J.M., 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* 28, 89–124.
- Druguet, E. & Hutton, D. H. W., 1998. Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 20, 905–916.
- Fazio, E., Cirrincione, R. and Pezzino, A., 2008. Estimating P–T conditions of Alpine-type metamorphism using multistage garnet in the tectonic windows of the Cardeto area (southern Aspromonte Massif, Calabria). *Mineralogy and Petrology* 93, 111–142.
- Festa, V., Di Battista, P., Caggianelli, A. and Liotta, D., 2003. Exhumation and tilting of the late Hercynian continental crust in the Serre Massif (Southern Calabria-Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 2, 79–88.
- Festa, V., Messina, A., Paglionico, A., Piccarreta, G. and Rottura, A., 2004. Pre-Triassic history recorded in the Calabria-Peloritani segment of the Alpine chain,

Southern Italy. An overview. In: Castelli D. & Cesare B. (Eds.): A showcase of the Italian research in metamorphic petrology. *Per. Mineral.*, 73/2 (Spec. Issue), 57-71.

Festa V., Fornelli A., Paglionico A., Pascazio A., Piccarreta G. and Spiess R., 2012. Asynchronous extension of the late-Hercynian crust in Calabria. *Tectonophysics*, 518, 29-43.

Festa V., Caggianelli A., Langone A. and Prosser G., 2013. Time–space relationships among structural and metamorphic aureoles related to granite emplacement: a case study from the Serre Massif (southern Italy). *Geological Magazine*, 150, 441-454.

Fliervoet, T.F. & White, S.H., 1995. Quartz deformation in a very fine grained quartzo-feldspathic mylonite: a lack of evidence for dominant grain boundary sliding deformation. *J. Struct. Geol.* 17, 1095–1109.

Fliervoet, T.F., White, S.H. and Drury, M.R., 1997. Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in greenschist- and amphibolite – grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia. *J. Struct. Geol.* 19, 1495–1520.

Foglio 246 – II S.O. Gioiosa Ionica. Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Geologico d'Italia, 1967.

Fornelli, A., Caggianelli, A., Del Moro, A., Bargossi, G.M., Paglionico, A., Piccarreta, G. and Rottura, A., 1994. Petrology and evolution of the central Serre granitoids (Southern Calabria – Italy). *Per. Mineral.*, 63, 53–70.

Fornelli, A., Piccarreta, G., Del Moro, A. and Acquafredda, P., 2002. Multi-stage melting in the lower crust of the Serre (Southern Italy). *J. Petrol.*, 43, 2191-2217.

Fornelli, A., Piccarreta, G., Acquafredda, P., Micheletti, F. and Paglionico, A. 2004. Geochemical fractionation in migmatitic rocks from Serre granulitic terrane (Calabria, southern Italy). *Periodico di Mineralogia LXXIII*, Special Issue n. 2, 145–57.

Fornelli A., Langone A., Micheletti F. and Piccarreta G., 2011. Time and duration of Variscan high-temperature metamorphic processes in the south European Variscides. Constraints from U-Pb chronology and trace – element chemistry of zircon. *Mineral. Petrol.* 103, 101-122.

Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. and Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt. *Bull. Soc. Ge´ol. France*, 168, 271–286.

Giacomini, F., Bomparola, R.M. and Ghezzi, C., 2005. Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe. *Lithos*, 82, 221–248.

Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Echlin, P., Joy, D.C., Romig, A.D. Jr., Lyman, C.E., Fiori, C., and Lifshin, E., 1992. Scanning electron microscopy and X-Ray microanalysis (second edition). Plenum Press, New York, p. 820.

Graessner, T. & Schenk, V., 1999. Low-pressure metamorphism of palaeozoic pelites in the Aspromonte, Southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the calabrian crustal cross-section during the hercynian orogeny. *J. Metam. Geol.*, 17, 157-172.

Graessner, T., Schenk, V., Bröcker, M. and Mezger, K., 2000. Geochronological constraints on timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *J. Metam. Geol.*, 18, 409-421.

Green, E.C.R., White, R.W., Diener, J.F.A., Powell, R., Holland, T.J.B. and Palin, R.M., 2016. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34, doi:10.1111/jmg.12211.

Griggs, D., 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 14, 19-31.

Guéguen, Y. & Boullier, A.M., 1975. Evidence of superplasticity in mantle peridotites. *NATO Petrophys. Proc.*, Wiley & Academic Press, New York, pp 19–33.

Hawkins, A.T., Selverstone, J., Brearley, A.J., Beane, R.J., Ketcham, R.A. and Carlson, W.D., 2007. Origin and mechanical significance of honeycomb garnet in high-pressure metasedimentary rocks from the Tauern Window, Eastern Alps. *J. Metam. Geol.* 25, 565–583.

Hippertt, J. & Davis, B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Research* **102**, 99–121.

Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M. and Takeshita, T., 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *J. Struct. Geol.* 23, 67–80.

Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J Struct Geol* 14, 145–159.

Hodges, K.V. & Crowley, P.D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Min.* 70, 702-709.

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118-1134.

Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97–131.

Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 433-447.

- Holland, T.J.B. & Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 333–383.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *J. Struct. Geol.* 9, 1007–1014.
- Johnson, S.E., 1993a. Unravelling the spirals: a serial thin-section study and three-dimensional computer-aided reconstruction of spiralshaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. *J. Metam. Geol.* 11, 621–634.
- Johnson, S.E., 1993b. Testing models for the development of spiral-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts: to rotate or not to rotate, that is the question. *J. Metam. Geol.* 11, 635–659.
- Johnson, S.E., 1999b. Porphyroblast microstructures; a review of current and future trends. *Amer. Mineral.* 84, 1711–1726.
- Konrad-Schmolke, M., Handy, M. R., Babist, J. and O'Brien, P. J., 2005. Thermodynamic modelling of diffusion-controlled garnet growth. *Contrib. Mineral. Petrol.* 16, 181–195.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277 - 279.
- Krieger-Lassen, N.C., 1998. Automatic high-precision measurements of the location and width of Kikuchi bands in electron backscatter diffraction patterns. *Journal of Microscopy*, 190, 375–391.
- Kruse, R. & Stünitz, H., 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, Southern Norway. *Tectonophysics* 303, 223–249.
- Langone, A., Caggianelli, A., Festa, V. and Prosser, G., 2014. Time Constraints on the Building of the Serre Batholith: Consequences for the Thermal Evolution of the Hercynian Continental Crust Exposed in Calabria (Southern Italy). *The Journal of Geology*, volume 122, p. 183–199.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.

Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J. and Ploquin, A., 1989. Ou` sont les nappes dans le Massif Central française. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 605–618.

Lister, G.S. & Price, G.P., 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics* 49, 37–78.

Lister, G.S. & Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.* 2, 355–371.

Lister, G.S., Boland, J.N. and Zwart, H.J., 1986. Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillaouas massif (Pyrenees). *J. Struct. Geol.* 8, 543–562.

Lloyd, G.E., 1985. Review of instrumentation, techniques and applications of SEM in mineralogy. In J.C. White, Ed., *Applications of electron microscopy in Earth Sciences*. Mineralogical Association of Canada short course 11, 151–188.

Lucas, S.B. & St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* 17, 475–491.

Maccarrone, E., Paglionico, A., Piccarreta, G. and Rottura, A., 1983. Granulite–amphibolite facies metasediments from the Serre (Calabria, Southern Italy): their protoliths and the processes controlling their chemistry. *Lithos* 16, 95–111.

- Mackinnon, P., Fueten, F. and Robin, P.Y., 1997. A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. *J. Struct. Geol.* 19, 1–14.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139–149.
- Marko, W. T. & Yoshinobu, A. S., 2011. Using restored cross sections to evaluate magma emplacement, White Horse Mountains, Eastern Nevada, U.S.A. *Tectonophysics* **500**, 98–111.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 309–339.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480)290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122–128.
- McCaig, A., 1998. Fluid flow mechanisms in mylonites: evidence from compositional zoning patterns In: Snoke A, Tullis J, Todd VR (eds) *Fault related rocks – a photographic atlas*. Princeton University Press, New Jersey, pp 208–209.
- McLelland, J., 1984. The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, USA. *J. Struct. Geol.* 6, 147–157.
- Ménard, G. & Molnar, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, 325–327.
- Miller, R. B. & Paterson, S. R., 2001. Influence of lithological heterogeneity, mechanical anisotropy, and magmatism on the rheology of an arc, North Cascades, Washington. *Tectonophysics* **342**, 351–70.
- Miyake, A., 1993. Rotation of biotite porphyroblasts in pelitic schist from the Nukata area, central Japan. *J. Struct. Geol.* 15, 1303–1313.
- Olesen, N.Ø., 1982. Heterogeneous strain of a phyllite as revealed by porphyroblast-matrix relationship. *J. Struct. Geol.* 4, 481–490.

Ortolano, G., Cirrincione, R., Pezzino, A., 2005. P–T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria-Italy). *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology* 85, 31–56.

Passchier, C.W., 1982a. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *GUA Pap. Geol. Ser. 1* 16, 1–173.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, p. 289.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Paterson, S. R., Vernon, R. H. and Fowler, T. K. Jr., 1991. Aureole tectonics. In *Contact Metamorphism* (ed. D. M. Kerrick), pp. 673–722. *Reviews in Mineralogy* 26. Washington: Mineralogical Society of America.

Paterson, M.S., 1995. A theory for granular flow accommodated by material transfer via an intergranular fluid. *Tectonophysics* 245, 135–151.

Paterson, S. R. & Farris, D.W., 2008. Downward host rock transport and the formation of rim monoclines during the emplacement of Cordilleran batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 97, 397–413.

Pattison, D. & Harte, B., 1985. A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other Scottish thermal aureole. *J. Geol. Soc. London* 142, 7–28.

Pattison, D.R.M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *J. Geol.* 100, 423–446.

Pattison, D.R.M. & Vogl, J.J., 2005. Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson Batholith, British Columbia: implications for phase equilibria and pressure determination in Andalusite-Sillimanite-Type settings. *The Canadian Mineralogist* 43, 51–88.

- Piluso, E. & Morten, L., 2004. Hercynian high temperature granulites and migmatites from the Catena Costiera, northern Calabria, southern Italy. *Per. Mineral.*, 73, 159–172.
- Powell, D. & Treagus, J.E., 1969. On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. *Mineral. Mag.* 36, 453–456.
- Powell, D. & Treagus, J.E., 1970. Rotational fabrics in metamorphic minerals. *Mineral. Mag.* 37, 801–814.
- Powell, C.M.A. & Vernon, R.H., 1979. Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a Karakoram schist. *Tectonophysics* 54, 25–43.
- Powell, R. & Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application, methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173–204.
- Prior, D. J., Boyle, A. P., Brenker, F., Cheadle, M. C., Day, A., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G. J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N. E., Trimby, P., Wheeler, J. and Zetterström, L., 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* 84, 1741–1759.
- Puelles, P., Abalos, B. and Gil Ibarguchi, J.I., 2005. Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84, 125–149.
- Ramberg, H., 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In *Mechanism of Igneous Intrusion* (eds G. Newall & N. Rast), pp. 261–86. Geological Journal Special Issue no. 2. Liverpool: The Seel House Press.
- Reyes, C. A. R., Alarcón, O. M. C. and Takasu, A., 2008. A new interpretation for the garnet zoning in metapelitic rocks of the Silgará Formation, Southwestern Santander Massif, Colombia. *Earth Sci. Res. J.* 12, 7-30.

Rosenfeld, J.L., 1968. Garnet rotations due to major Paleozoic deformations in Southeast Vermont. In: Zen EA (ed) *Studies of Appalachian geology*. Wiley, New York, pp 185–202.

Rosenfeld, J.L., 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 129, 102.

Rosenfeld, J.L., 1985. Schistosity. In: Wenk HR (ed) *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Academic Press, Orlando, pp 441–461.

Rottura, A., Bargossi, G.M., Caironi, V., Del Moro, A., Maccarrone, E., Macera, P., Paglionico, A., Petrini, R., Piccarreta, G. and Poli, G., 1990. Genesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, southern Italy. *Lithos* 24, 97–119.

Rottura, A., Del Moro, A., Pinarelli, L., Petrini, R., Peccerillo, A., Caggianelli, A., Bargossi, G. M. and Piccarreta, G., 1991. Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoids suites: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy). *Chem. Geol.* 92:153–176.

Schenk, V., 1980. U–Pb and Rb–Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, Southern Calabria, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 23–38.

Schenk, V. 1984. Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *Journal of Petrology* 25, 255–98.

Schenk, V. 1989. *P–T–t* path of the lower crust in the Hercynian fold belt of Southern Calabria. In *Evolution of metamorphic belts* (eds J. S. Daly, R. A. Cliff & B. W. D. Yardley), pp. 337–42. Geological Society of London, Special Publication no. 43.

- Schenk, V., 1990. The exposed crustal section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian crust. In: Salisbury, M.H., Fountain, D.M. (Eds.), *Exposed Cross-Section of the Continental Crust*. Dordrecht Kluwer, pp. 21–42.
- Schoneveld, C., 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets. *Tectonophysics* 39, 453–471.
- Schoneveld, C., 1979. The geometry and the significance of inclusion patterns in syntectonic porphyroblasts. PhD Thesis, Leiden State Univ.
- Schwarzer, R.A. (1997) Automated crystal lattice orientation mapping using a computer-controlled SEM. *Micron*, 28, 249–265.
- Schwerdtner, W. M., 1990. Structural tests of diaper hypotheses in Archean crust of Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 387–402.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. and Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineralog. Petrol.* 134, 17–32.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *J Struct Geol* 24, 1861–1884.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S. M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 171–190.
- Stünitz, H. & Fitz Gerald, J.D., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade, II. Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics* 221, 299–324.
- Tommasi, A., Vauchez, A. and Daudré, B., 1995. Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* 100, 22083–22101.

Tommasi, A. & Vauchez, A., 1997. Continental-scale rheological heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models. *Tectonophysics* 279, 327–350.

Trouw, R.A.J., 1973. Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden. *Sver. Geol. Unders. Ser. C.* 689, 1–115.

Tullis, J., Dell'Angelo, L. and Yund, R.A., 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: Hobbs BE, Heard HC (eds) *Mineral and rock deformation: laboratory studies*. AGU, Geophys. Monogr. 56, 67–81.

Tumiati, S., Thöni, M., Nimis, P., Martin, S. and Mair, V., 2003. Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg–Ulten zone): geochronology and new petrological constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 509–526.

Vernon, R.H. & Flood, R.H., 1987. Contrasting deformation and metamorphism of S and I type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics* 147, 127–143.

Vernon, R.H., 1988. Microstructural evidence of rotation and nonrotation of mica porphyroblasts. *J. Metam. Geol.* 6, 595–601.

Viegas, L.G.F., Archanjo, C.J.A. and Vauchez, A., 2016. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: The Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology* 48, 45–56.

Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel and G., Bussy, F., 2002. The organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *International Journal of Earth Sciences* 91, 35–52.

White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E. and Green, E.C.R., 2014. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32, 261–286.

- Williams, P.F. & Jiang, D., 1999. Rotating garnets. *J. Metam. Geol.* 17, 367–378.
- Wilson, R.W., 1971. On syntectonic porphyroblast growth. *Tectonophysics* 11, 239–260.
- Wright, S.I. & Adams, B.L.A., 1992. Automatic analysis of electron backscatter diffraction patterns. *Metallurgical Transactions*, 23A, 759–767.
- Wright, S.I., Adams, B.L.A. and Kunze, K., 1993. Application of a new automatic lattice orientation measurement technique to polycrystalline aluminium. *Materials Science and Engineering*, A160, 229–240.
- Zwart, H.J., 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. *Geol. Rdsch.* 50, 203–218.
- Zwart, H.J., 1967. The duality of orogenic belts. *Geol. Mijnbouw*, 8, 284–309.

Appendice (analisi microsonda elettronica. Granato)

Sample	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1	MR16A-1
SiO ₂	36,9225	36,8976	36,6982	36,9516	36,4236	36,7004	36,5103	36,7325	36,2172	36,9143	36,7415	36,4329
TiO ₂	0,1939	0,2114	0,237	0,2178	0,1586	0,2446	0,3436	0,7299	2,7141	0,2742	0,261	0,2994
Al ₂ O ₃	20,7484	20,695	20,822	20,6962	20,5179	20,9258	20,6554	20,1994	19,9212	20,8118	20,4157	20,4714
Cr ₂ O ₃	0,0359	0	0,0135	0,054	0,0491	0	0,009	0	0,0589	0	0,0404	0
FeO	22,5965	22,5495	22,8368	22,6031	22,4506	22,9615	22,5043	22,5046	21,9257	23,342	23,108	23,0773
MnO	8,4597	8,28	8,3609	8,0807	8,0756	8,1648	8,2539	7,6965	7,5381	7,9981	7,557	7,6054
MgO	0,3433	0,3818	0,3459	0,3573	0,333	0,3886	0,3208	0,3727	0,3487	0,3095	0,3645	0,3515
CaO	10,2675	10,3713	10,1553	10,3137	10,5735	10,2621	10,4179	11,372	11,5265	9,993	10,5984	10,6218
Total	99,57	99,39	99,47	99,27	98,58	99,65	99,02	99,61	100,25	99,64	99,09	98,86
Si(IV)	5,970	5,973	5,945	5,984	5,953	5,933	5,940	5,943	5,818	5,966	5,973	5,942
Al(IV)	0,030	0,027	0,055	0,016	0,047	0,067	0,060	0,057	0,182	0,034	0,027	0,058
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	3,954	3,949	3,975	3,950	3,952	3,987	3,961	3,851	3,772	3,964	3,911	3,935
Ti(VI)	0,024	0,026	0,029	0,027	0,019	0,030	0,042	0,089	0,328	0,033	0,032	0,037
Cr	0,005	0,000	0,002	0,007	0,006	0,000	0,001	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000
O site	3,982	3,974	4,006	3,983	3,978	4,017	4,004	3,940	4,107	3,998	3,948	3,972
Fe ²⁺	3,055	3,053	3,094	3,061	3,068	3,104	3,062	3,045	2,946	3,155	3,141	3,148
Mn ²⁺	1,159	1,135	1,147	1,108	1,118	1,118	1,137	1,055	1,026	1,095	1,041	1,051
Mg	0,083	0,092	0,084	0,086	0,081	0,094	0,078	0,090	0,084	0,075	0,088	0,085
Ca	1,779	1,799	1,763	1,789	1,851	1,778	1,816	1,971	1,984	1,730	1,846	1,856
A site	6,075	6,079	6,087	6,045	6,119	6,094	6,093	6,160	6,039	6,055	6,116	6,140
X _{Alm}	0,50	0,50	0,51	0,51	0,50	0,51	0,50	0,49	0,49	0,52	0,51	0,51
X _{Sps}	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17
X _{Prp}	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
X _{Grs}	0,29	0,30	0,29	0,30	0,30	0,29	0,30	0,32	0,33	0,29	0,30	0,30

Sample	MR16A-1	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-2	MR16A-17	MR16A-17	MR16A-17	MR16A-17
SiO ₂	36,4329	36,2394	36,7608	36,4438	36,8219	37,2253	36,9168	37,52	37,0965	36,8551	36,5565	36,4582	
TiO ₂	0,2994	0,2691	0,2953	0,1358	0,1967	0,2114	0,218	0,2905	0,2074	0,2113	0,2311	0,0913	
Al ₂ O ₃	20,4714	20,7057	20,9564	20,5948	20,8811	21,1322	21,0328	20,0874	20,8425	20,934	20,353	21,0786	
Cr ₂ O ₃	0	0,0269	0,0628	0	0	0,0363	0	0,0136	0	0,054	0,018	0,009	
FeO	23,0773	22,8005	23,1431	23,1108	23,0536	23,112	23,2233	21,4918	21,9024	21,5842	21,1224	21,8345	
MnO	7,6054	8,3189	7,812	8,1287	7,9425	7,7057	7,4341	7,0525	9,5101	9,2531	9,271	9,7267	
MgO	0,3515	0,3635	0,3385	0,3771	0,3435	0,3612	0,3252	0,5398	0,3161	0,2917	0,3139	0,2961	
CaO	10,6218	10,2249	10,1879	9,7882	10,3258	10,9923	10,7004	9,2923	10,4395	10,4823	10,1959	9,8389	
Total	98,86	98,95	99,56	98,58	99,57	100,78	99,85	96,29	100,31	99,67	98,06	99,33	
Si(IV)	5,942	5,911	5,942	5,960	5,954	5,943	5,946	6,180	5,960	5,950	5,994	5,920	
Al(IV)	0,058	0,089	0,058	0,040	0,046	0,057	0,054	0,000	0,040	0,050	0,006	0,080	
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,180	6,000	6,000	6,000	6,000	
Al(VI)	3,935	3,981	3,992	3,969	3,979	3,976	3,992	3,899	3,947	3,983	3,933	4,034	
Ti(VI)	0,037	0,033	0,036	0,017	0,024	0,025	0,026	0,036	0,025	0,026	0,028	0,011	
Cr	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,001	
O site	3,972	4,017	4,036	3,986	4,003	4,006	4,019	3,937	3,972	4,016	3,964	4,046	
Fe ²⁺	3,148	3,110	3,128	3,161	3,117	3,086	3,128	2,960	2,943	2,914	2,896	2,965	
Mn ²⁺	1,051	1,149	1,070	1,126	1,088	1,042	1,014	0,984	1,294	1,265	1,288	1,338	
Mg	0,085	0,088	0,082	0,092	0,083	0,086	0,078	0,133	0,076	0,070	0,077	0,072	
Ca	1,856	1,787	1,764	1,715	1,789	1,880	1,846	1,640	1,797	1,813	1,791	1,712	
A site	6,140	6,135	6,044	6,093	6,076	6,093	6,067	5,717	6,110	6,063	6,052	6,086	
X _{Alm}	0,51	0,51	0,52	0,52	0,51	0,51	0,52	0,52	0,48	0,48	0,48	0,49	
X _{Sps}	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,21	0,21	0,21	0,22	
X _{Prp}	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
X _{Grs}	0,30	0,29	0,29	0,28	0,29	0,31	0,30	0,29	0,29	0,30	0,30	0,28	

Sample	MR16A-17	MR16A-17	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19
SiO ₂	36,8056	36,9083	36,7673	36,8313	36,7485	36,8504	36,9502	36,8454	36,848	36,9584	36,6005	37,0094
TiO ₂	0,1767	0,2688	0,4557	0,4142	0,2732	0,2075	0,1965	1,7044	1,2741	0,1757	0,2205	0,1757
Al ₂ O ₃	20,7188	21,1198	20,7061	20,4924	20,8905	20,534	20,6796	20,0281	20,2665	20,5741	20,56	20,7345
Cr ₂ O ₃	0	0,0496	0,0405	0,0135	0,0045	0	0,018	0	0	0,0135	0,0226	0,009
FeO	21,8797	21,4044	22,2519	22,3124	21,7044	21,8415	22,3004	20,6342	20,9898	21,4199	21,2018	21,4817
MnO	9,3186	9,2219	8,7964	9,0536	8,9786	9,1126	8,9855	8,8131	8,9977	9,0547	8,9283	9,3409
MgO	0,2666	0,3479	0,329	0,3132	0,3379	0,327	0,2703	0,2701	0,3217	0,3693	0,325	0,3558
CaO	10,2086	10,7912	10,3654	9,9017	10,4928	10,349	10,2658	11,4054	11,1596	10,6427	10,5584	10,4033
Total	99,37	100,11	99,71	99,33	99,43	99,22	99,67	99,70	99,86	99,21	98,42	99,51
Si(IV)	5,967	5,929	5,941	5,975	5,945	5,981	5,974	5,935	5,933	5,989	5,976	5,981
Al(IV)	0,033	0,071	0,059	0,025	0,055	0,019	0,026	0,065	0,067	0,011	0,024	0,019
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	3,959	3,998	3,943	3,918	3,983	3,928	3,941	3,802	3,846	3,929	3,956	3,949
Ti(VI)	0,022	0,032	0,055	0,051	0,033	0,025	0,024	0,206	0,154	0,021	0,027	0,021
Cr	0,000	0,006	0,005	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001
O site	3,980	4,037	4,004	3,971	4,017	3,953	3,967	4,008	4,000	3,952	3,986	3,972
Fe ²⁺	2,967	2,875	3,007	3,027	2,937	2,965	3,015	2,779	2,826	2,903	2,895	2,903
Mn ²⁺	1,280	1,255	1,204	1,244	1,230	1,253	1,231	1,202	1,227	1,243	1,235	1,279
Mg	0,064	0,083	0,079	0,076	0,081	0,079	0,065	0,065	0,077	0,089	0,079	0,086
Ca	1,773	1,857	1,794	1,721	1,819	1,800	1,778	1,968	1,925	1,848	1,847	1,801
A site	6,084	6,071	6,085	6,068	6,067	6,096	6,089	6,015	6,056	6,083	6,056	6,069
X _{Alm}	0,49	0,47	0,49	0,50	0,48	0,49	0,50	0,46	0,47	0,48	0,48	0,48
X _{Sps}	0,21	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21
X _{Prp}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
X _{Grs}	0,29	0,31	0,29	0,28	0,30	0,30	0,29	0,33	0,32	0,30	0,30	0,30

Sample	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR16A-19	MR33-5	MR33-6	MR33-9
SiO ₂	37,2588	36,7698	37,0029	36,8424	37,2379	37,1554	37,0368	37,1769	37,1022	37,581	41,3192	35,8724	
TiO ₂	0,5466	0,1799	0,4693	0,3795	0,1668	0,2413	0,2763	0,4198	0,3064	0,0412	0,0621	0,0129	
Al ₂ O ₃	20,633	20,8804	20,6017	20,3715	20,0977	20,5085	20,9461	20,8207	20,8357	20,9484	21,2085	20,5016	
Cr ₂ O ₃	0	0	0,0361	0,0313	0,0553	0,0272	0,0135	0	0,0678	0	0,0176	0,0171	
FeO	21,7896	21,528	21,2641	21,4885	20,7673	21,0509	22,174	22,0005	21,4315	35,9801	30,3711	35,9742	
MnO	8,9519	9,7637	9,2216	9,2006	8,9968	9,0983	9,3391	9,6686	9,7475	5,2713	5,1827	5,6613	
MgO	0,2882	0,3042	0,3188	0,3382	0,348	0,7235	0,3531	0,3241	0,3741	0,4459	0,4102	0,5121	
CaO	10,3681	10,3604	10,6572	10,3237	12,3825	10,4628	10,1307	10,1529	10,2686	0,6655	0,7024	0,6905	
Total	99,84	99,79	99,57	98,98	100,05	99,27	100,27	100,56	100,13	100,93	99,27	99,24	
Si(IV)	5,995	5,941	5,974	5,989	5,994	6,002	5,951	5,959	5,963	6,086	6,550	5,962	
Al(IV)	0,005	0,059	0,026	0,011	0,006	0,000	0,049	0,041	0,037	0,000	0,000	0,038	
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,002	6,000	6,000	6,000	6,086	6,550	6,000	
Al(VI)	3,913	3,976	3,920	3,903	3,813	3,905	3,967	3,933	3,947	3,999	3,962	4,016	
Ti(VI)	0,066	0,022	0,057	0,046	0,020	0,029	0,033	0,051	0,037	0,005	0,007	0,002	
Cr	0,000	0,000	0,005	0,004	0,007	0,003	0,002	0,000	0,009	0,000	0,002	0,002	
O site	3,979	3,998	3,981	3,953	3,840	3,938	4,002	3,984	3,993	4,004	3,972	4,019	
Fe ²⁺	2,932	2,909	2,871	2,921	2,796	2,844	2,980	2,949	2,881	4,873	4,026	5,000	
Mn ²⁺	1,220	1,336	1,261	1,267	1,227	1,245	1,271	1,313	1,327	0,723	0,696	0,797	
Mg	0,069	0,073	0,077	0,082	0,084	0,174	0,085	0,077	0,090	0,108	0,097	0,127	
Ca	1,787	1,793	1,843	1,798	2,136	1,811	1,744	1,743	1,768	0,115	0,119	0,123	
A site	6,009	6,111	6,052	6,068	6,241	6,074	6,079	6,082	6,066	5,819	4,938	6,047	
X _{Alm}	0,49	0,48	0,47	0,48	0,45	0,47	0,49	0,48	0,47	0,84	0,82	0,83	
X _{Sps}	0,20	0,22	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22	0,12	0,14	0,13	
X _{Prp}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
X _{Grs}	0,30	0,29	0,30	0,30	0,34	0,30	0,29	0,29	0,29	0,02	0,02	0,02	

Sample	MR33-10	MR16nod1	MR16nod2	MR16nod3	MR16nod4	MR16nod5	MR16nod6	MR16nod7	MR16nod8	MR16nod9	MR16nod10	MR16nod11
SiO ₂	36,253	36,0872	35,9237	36,8821	36,4297	36,4435	36,5808	35,9996	36,09	35,9631	36,2553	35,7691
TiO ₂	0,0329	0,2785	0,2963	0,3898	0,3056	0,1711	0,229	0,187	0,1934	0,2143	0,4566	1,3276
Al ₂ O ₃	20,4746	20,8247	20,6325	20,5288	20,832	20,6719	21,0372	20,7594	20,8633	20,5866	20,4008	20,4633
Cr ₂ O ₃	0,0172	0,0507	0,0276	0,023	0	0,0504	0	0	0,0092	0	0,0643	0,0923
FeO	36,304	20,9853	21,7585	21,2305	21,8644	21,6626	21,7605	21,9662	21,518	21,6347	21,5559	21,0514
MnO	5,6478	9,7924	9,665	9,493	9,6638	9,8328	9,6623	9,5969	9,6607	9,734	9,6907	9,605
MgO	0,5472	0,2563	0,3491	0,2757	0,3803	0,3246	0,3858	0,2961	0,3346	0,2564	0,2901	0,2991
CaO	0,6873	11,0976	10,7805	10,4647	9,874	9,9926	10,5335	10,1034	10,4408	10,7281	10,4835	11,2734
Total	99,96	99,37	99,43	99,29	99,35	99,15	100,19	98,91	99,11	99,12	99,20	99,88
Si(IV)	5,981	5,868	5,855	5,977	5,917	5,934	5,895	5,888	5,883	5,877	5,910	5,797
Al(IV)	0,019	0,132	0,145	0,023	0,083	0,066	0,105	0,112	0,117	0,123	0,090	0,203
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	3,981	3,991	3,963	3,921	3,988	3,967	3,995	4,001	4,008	3,965	3,919	3,909
Ti(VI)	0,004	0,034	0,036	0,048	0,037	0,021	0,028	0,023	0,024	0,026	0,056	0,162
Cr	0,002	0,007	0,004	0,003	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,008	0,012
O site	3,988	4,032	4,003	3,972	4,025	3,995	4,023	4,024	4,033	3,991	3,983	4,082
Fe ²⁺	5,009	2,854	2,966	2,877	2,970	2,950	2,932	3,004	2,933	2,957	2,938	2,853
Mn ²⁺	0,789	1,349	1,334	1,303	1,329	1,356	1,319	1,329	1,334	1,347	1,338	1,319
Mg	0,135	0,062	0,085	0,067	0,092	0,079	0,093	0,072	0,081	0,062	0,070	0,072
Ca	0,121	1,934	1,883	1,817	1,718	1,743	1,819	1,770	1,824	1,878	1,831	1,958
A site	6,054	6,198	6,267	6,064	6,110	6,128	6,162	6,176	6,172	6,245	6,178	6,202
X _{Alm}	0,83	0,46	0,47	0,47	0,49	0,48	0,48	0,49	0,48	0,47	0,48	0,46
X _{Sps}	0,13	0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21
X _{Prp}	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
X _{Grs}	0,02	0,31	0,30	0,30	0,28	0,28	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,32

Sample	MR31_1	MR31_6	MR31_8	MR31_10	MR31_12	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_
SiO ₂	32,7314	36,1776	36,2453	35,5836	35,3776	35,4585	35,7934	35,8199	35,8621	35,4189	32,4793	35,6109
TiO ₂	0,0407	0,0176	0,1077	0,0421	0,0316	0,0806	0,0316	0,0751	0,0565	0,0905	0,0905	0,1277
Al ₂ O ₃	19,6683	20,6645	20,6185	21,1445	20,3705	20,5702	20,7383	20,2488	19,5275	20,4808	18,1975	20,6758
Cr ₂ O ₃	0,0386	0	0,026	0,056	0	0,0474	0,0086	0	0,0043	0	0,0308	0,0432
FeO	31,4457	30,8577	31,436	33,0922	33,8353	33,4875	33,3829	32,6153	31,5628	32,5094	30,4221	32,8975
MnO	10,7201	10,0376	10,4347	8,7962	8,7279	9,0472	8,6135	8,3233	7,9693	8,0881	7,8504	8,6141
MgO	0,4879	0,4986	0,5928	0,864	0,5641	0,5379	0,6078	0,5572	0,5231	0,5882	0,4585	0,5368
CaO	0,5346	0,9215	1,0058	0,3571	0,75	0,8281	0,7437	1,3013	1,3077	1,5197	6,041	0,9936
Total	95,67	99,18	100,47	99,94	99,66	100,06	99,92	98,94	96,81	98,70	95,57	99,50
Si(IV)	5,733	5,990	5,949	5,871	5,890	5,876	5,915	5,966	6,076	5,914	5,709	5,907
Al(IV)	0,267	0,010	0,051	0,129	0,110	0,124	0,085	0,034	0,000	0,086	0,291	0,093
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,076	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	4,060	4,032	3,988	4,111	3,997	4,018	4,039	3,975	3,899	4,031	3,770	4,042
Ti(VI)	0,005	0,002	0,013	0,005	0,004	0,010	0,004	0,009	0,007	0,011	0,012	0,016
Cr	0,005	0,000	0,003	0,007	0,000	0,006	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,006
O site	4,071	4,035	4,005	4,124	4,001	4,034	4,044	3,984	3,907	4,042	3,786	4,064
Fe ²⁺	4,606	4,273	4,315	4,566	4,711	4,641	4,614	4,543	4,472	4,540	4,472	4,563
Mn ²⁺	1,590	1,408	1,451	1,229	1,231	1,270	1,206	1,174	1,144	1,144	1,169	1,210
Mg	0,127	0,123	0,145	0,212	0,140	0,133	0,150	0,138	0,132	0,146	0,120	0,133
Ca	0,100	0,163	0,177	0,063	0,134	0,147	0,132	0,232	0,237	0,272	1,138	0,177
A site	6,424	5,967	6,088	6,071	6,216	6,191	6,101	6,088	5,985	6,102	6,898	6,083
X _{Alm}	0,72	0,72	0,71	0,75	0,76	0,75	0,76	0,75	0,75	0,74	0,65	0,75
X _{Sps}	0,25	0,24	0,24	0,20	0,20	0,21	0,20	0,19	0,19	0,19	0,17	0,20
X _{Prp}	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X _{Grs}	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,16	0,03

Sample	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR31_12_	MR21-2_2	MR21-2_3	MR21-2_4
SiO ₂	54,0281	36,9341	47,1311	39,4632	35,8715	35,8905	35,5692	36,042	36,48	37,1684	36,9011	37,175
TiO ₂	0,0893	0,0977	0,3327	0,0567	0,0703	0,0928	0,0434	0,0223	0,0234	0,1722	0,2038	0,1429
Al ₂ O ₃	15,7144	20,2096	16,4136	15,7954	20,5948	20,2506	20,6257	20,5503	20,8577	21,1212	20,9567	20,9423
Cr ₂ O ₃	0	0,0391	0,0354	0	0,0173	0	0,0216	0,0173	0	0,0229	0,0916	0,0183
FeO	25,8743	32,043	28,7061	29,8238	33,3706	32,9817	32,9488	33,2231	33,0085	21,9063	22,222	22,2225
MnO	6,8309	8,3425	7,5559	6,8239	8,5583	8,3722	8,7147	8,58	8,7075	10,0656	10,0374	9,732
MgO	0,3027	0,6272	0,4076	0,6049	0,628	0,5454	0,5904	0,5765	0,5673	0,444	0,4344	0,4065
CaO	0,6204	1,5836	0,8513	0,9216	1,2478	1,5666	1,0653	0,8581	0,862	9,7744	9,7805	9,7098
Total	103,46	99,88	101,43	93,49	100,36	99,70	99,58	99,87	100,51	100,68	100,63	100,35
Si(IV)	7,882	6,060	7,263	6,787	5,909	5,945	5,902	5,953	5,971	5,949	5,925	5,970
Al(IV)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,091	0,055	0,098	0,047	0,029	0,051	0,075	0,030
T site	7,882	6,060	7,263	6,787	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	2,702	3,908	2,981	3,202	3,998	3,953	4,033	4,001	4,024	3,984	3,966	3,964
Ti(VI)	0,010	0,012	0,039	0,007	0,009	0,012	0,005	0,003	0,003	0,021	0,025	0,017
Cr	0,000	0,005	0,004	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,012	0,002
O site	2,712	3,925	3,024	3,209	4,009	3,965	4,042	4,006	4,027	4,008	4,002	3,983
Fe ²⁺	3,157	4,396	3,699	4,290	4,597	4,569	4,572	4,589	4,519	2,932	2,984	2,985
Mn ²⁺	0,844	1,159	0,986	0,994	1,194	1,175	1,225	1,200	1,207	1,365	1,365	1,324
Mg	0,066	0,153	0,094	0,155	0,154	0,135	0,146	0,142	0,138	0,106	0,104	0,097
Ca	0,097	0,278	0,141	0,170	0,220	0,278	0,189	0,152	0,151	1,676	1,682	1,671
A site	4,164	5,988	4,920	5,609	6,165	6,156	6,132	6,084	6,016	6,079	6,135	6,076
X _{Alm}	0,76	0,73	0,75	0,76	0,75	0,74	0,75	0,75	0,75	0,48	0,49	0,49
X _{Sps}	0,20	0,19	0,20	0,18	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,22	0,22	0,22
X _{Prp}	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X _{Grs}	0,02	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,28	0,27	0,27

Sample	MR21-2_5	MR21-2_6	MR21-2_7	MR21-2_8	MR21-2_9	MR21-4_1	MR21-4_2	MR21-4_3	MR21-4_4	MR21-4_5	MR21-6	MR21-7
SiO ₂	37,2532	37,1592	36,9854	37,4532	36,9767	36,8157	36,1907	36,6299	36,5463	37,0652	37,1601	36,9719
TiO ₂	0,1884	0,1643	0,1522	0,2363	0,1553	0,3353	0,1775	0,213	0,2217	0,1848	0,1965	0,203
Al ₂ O ₃	21,2252	21,0796	21,2805	20,9174	20,9053	21,2151	21,0628	20,8446	20,6597	20,8746	21,1856	21,2164
Cr ₂ O ₃	0,0367	0	0,0092	0	0,0137	0,0138	0,0092	0	0,0229	0	0,0229	0,0046
FeO	21,599	21,4046	22,0124	22,1502	22,1407	22,3405	22,0823	22,3013	22,3727	22,3814	23,7852	24,1465
MnO	9,8013	9,4352	9,1686	9,4208	9,2065	9,2835	9,158	9,0818	8,7707	9,219	6,9416	7,743
MgO	0,5257	0,3932	0,4455	0,4048	0,4777	0,4155	0,4792	0,3956	0,4745	0,4841	0,5478	0,5168
CaO	9,8201	10,3143	10,9026	10,1748	9,7732	10,1899	10,2911	10,1773	10,2763	10,0752	10,4671	9,7478
Total	100,45	99,95	100,96	100,76	99,65	100,61	99,45	99,64	99,34	100,28	100,31	100,55
Si(IV)	5,959	5,971	5,904	5,983	5,970	5,901	5,874	5,929	5,933	5,956	5,950	5,926
Al(IV)	0,041	0,029	0,096	0,017	0,030	0,099	0,126	0,071	0,067	0,044	0,050	0,074
T site	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al(VI)	4,002	3,992	4,004	3,938	3,978	4,007	4,029	3,977	3,953	3,953	3,998	4,008
Ti(VI)	0,023	0,020	0,018	0,028	0,019	0,040	0,022	0,026	0,027	0,022	0,024	0,024
Cr	0,005	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,001
O site	4,029	4,012	4,023	3,966	3,998	4,050	4,052	4,003	3,983	3,976	4,024	4,033
Fe ²⁺	2,890	2,876	2,939	2,959	2,989	2,994	2,998	3,019	3,037	3,008	3,185	3,237
Mn ²⁺	1,328	1,284	1,240	1,275	1,259	1,260	1,259	1,245	1,206	1,255	0,941	1,051
Mg	0,125	0,094	0,106	0,096	0,115	0,099	0,116	0,095	0,115	0,116	0,131	0,123
Ca	1,683	1,776	1,865	1,741	1,691	1,750	1,790	1,765	1,787	1,735	1,796	1,674
A site	6,026	6,030	6,149	6,071	6,054	6,104	6,162	6,125	6,146	6,113	6,052	6,086
X _{Alm}	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,53	0,53
X _{Sps}	0,22	0,21	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,21	0,16	0,17
X _{Prp}	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X _{Grs}	0,28	0,29	0,30	0,29	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,30	0,28

Analisi microsonda elettronica. Biotite.

Sample	MR9-1	MR9-2	MR9-4	MR9-5	MR15b-3	MR15b-4	MR15b-8	MR27B-1	MR27B-2	MR27B-3	MR27B-4	MR27B-8
SiO ₂	36,4936	34,5191	36,5018	35,2932	34,0244	34,5515	34,9253	33,8341	31,7089	32,7686	34,2451	33,6749
TiO ₂	1,856	1,9016	2,3064	1,3294	2,9756	2,991	1,6008	2,6192	2,5315	2,7315	0,4252	0,2404
Al ₂ O ₃	15,2546	15,6778	15,3726	15,4681	19,4263	19,2545	20,2155	21,007	19,7331	20,4942	21,218	21,367
Cr ₂ O ₃	0,0274	0,0859	0,0411	0,0363	0,0363	0,0636	0,023	0,0593	0,0273	0,0227	0	0,0364
FeO	19,9959	21,6077	20,552	21,0583	22,6602	23,0547	22,7745	20,8602	20,9522	21,9177	21,2207	20,5698
MnO	0,1356	0,2025	0,0869	0,1367	0,1866	0,0874	0,0787	0,1566	0,0859	0,1493	0,1106	0,1071
MgO	12,0993	12,7337	11,724	13,1209	6,9316	6,9865	7,7425	7,1761	6,9625	6,8936	8,6843	8,8028
CaO	0,1304	0,0168	0,0157	0,0217	0	0	0,0283	0,006	0,0868	0	0,0473	0
Na ₂ O	0,0563	0,0228	0,0278	0,0957	0,1503	0,1739	0,1032	0,1436	0,1668	0,1101	0,0522	0,1233
K ₂ O	7,1907	6,8374	8,7332	7,1694	9,147	9,1136	9,2579	9,1029	8,5552	8,7541	8,8692	8,6129
Total	93,24	93,61	95,36	93,73	95,54	96,28	96,75	94,97	90,81	93,84	94,87	93,53
Si(IV)	5,637	5,373	5,575	5,470	5,259	5,298	5,309	5,204	5,136	5,137	5,262	5,234
Al(IV)	2,363	2,627	2,425	2,530	2,741	2,702	2,691	2,796	2,864	2,863	2,738	2,766
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,414	0,249	0,342	0,295	0,798	0,778	0,932	1,012	0,903	0,924	1,104	1,147
Ti(VI)	0,216	0,223	0,265	0,155	0,346	0,345	0,183	0,303	0,308	0,322	0,049	0,028
Cr	0,003	0,011	0,005	0,004	0,004	0,008	0,003	0,007	0,003	0,003	0,000	0,004
Fe ²⁺	2,583	2,813	2,625	2,729	2,929	2,957	2,895	2,683	2,838	2,874	2,727	2,673
Mn ²⁺	0,018	0,027	0,011	0,018	0,024	0,011	0,010	0,020	0,012	0,020	0,014	0,014
Mg	2,786	2,955	2,669	3,032	1,597	1,597	1,755	1,645	1,681	1,611	1,989	2,039
O site	6,019	6,276	5,917	6,234	5,699	5,696	5,778	5,670	5,746	5,754	5,883	5,907
Ca	0,022	0,003	0,003	0,004	0,000	0,000	0,005	0,001	0,015	0,000	0,008	0,000
Na	0,017	0,007	0,008	0,029	0,045	0,052	0,030	0,043	0,052	0,033	0,016	0,037
K	1,417	1,358	1,702	1,418	1,804	1,783	1,795	1,786	1,768	1,751	1,738	1,708

Sample	MR27B-9	MR27B-11	MR27B-11	MR27B-11	MR27B-11	MR27B-11	MR27B-11	MR27B-19	MR27B-20	MR16A-4	MR16A-4	MR16A-4	MR16A-4
SiO ₂	33,6171	33,1169	33,5786	33,5062	33,5933	31,3107	33,1537	33,1731	43,5076	36,0616	33,8713	35,0457	
TiO ₂	0,2053	3,086	3,2451	2,9707	3,1375	3,0176	3,8466	2,9446	1,8437	2,9247	2,8043	2,5126	
Al ₂ O ₃	21,2816	20,0688	20,1724	20,2497	19,8535	19,8847	19,7826	20,6618	18,6932	16,2035	15,3152	15,4192	
Cr ₂ O ₃	0	0,059	0,0635	0,0499	0,0045	0,0493	0	0,0724	0	0	0	0	
FeO	20,453	22,1552	22,9124	22,7827	23,0514	24,6058	23,0839	23,1637	17,1945	27,3979	28,7713	27,449	
MnO	0,1699	0,1309	0,1259	0,1132	0,1181	0,1364	0,0822	0,1953	0,2687	0,4335	0,502	0,4846	
MgO	8,9574	6,6056	6,5723	6,588	6,5854	7,0292	5,759	5,5911	3,028	4,5578	5,1124	5,0431	
CaO	0	0	0	0	0	0,0072	0,0252	0	2,5894	0,4043	0,0572	0,3208	
Na ₂ O	0,1978	0,1686	0,1527	0,174	0,1117	0,1036	0,0983	0,14	4,8046	0,8041	0,0495	0,5778	
K ₂ O	8,9458	8,9547	9,2314	9,1567	8,8936	7,3932	9,1709	9,2743	5,4037	8,6696	8,7626	8,5714	
Total	93,83	94,35	96,05	95,59	95,35	93,54	95,00	95,22	97,33	97,46	95,25	95,42	
Si(IV)	5,221	5,175	5,170	5,180	5,205	4,978	5,173	5,165	6,263	5,588	5,445	5,571	
Al(IV)	2,779	2,825	2,830	2,820	2,795	3,022	2,827	2,835	1,737	2,412	2,555	2,429	
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al(VI)	1,116	0,871	0,831	0,869	0,831	0,704	0,811	0,956	1,434	0,547	0,347	0,461	
Ti(VI)	0,024	0,363	0,376	0,345	0,366	0,361	0,451	0,345	0,200	0,341	0,339	0,300	
Cr	0,000	0,007	0,008	0,006	0,001	0,006	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ²⁺	2,656	2,895	2,950	2,945	2,987	3,272	3,012	3,016	2,070	3,550	3,868	3,649	
Mn ²⁺	0,022	0,017	0,016	0,015	0,015	0,018	0,011	0,026	0,033	0,057	0,068	0,065	
Mg	2,074	1,539	1,509	1,518	1,521	1,666	1,340	1,298	0,650	1,053	1,225	1,195	
O site	5,892	5,693	5,690	5,699	5,720	6,028	5,625	5,649	4,386	5,547	5,848	5,671	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,399	0,067	0,010	0,055	
Na	0,060	0,051	0,046	0,052	0,034	0,032	0,030	0,042	1,341	0,242	0,015	0,178	
K	1,772	1,785	1,813	1,806	1,758	1,500	1,826	1,842	0,992	1,714	1,797	1,738	

Sample	MR16A-4	MR16A-6	MR16A-7	MR16A-16	MR16A-16	MR16A-16	MR16A-16	MR16A-16	MR16A-21	MR16A-22	MR16A-23	MR16A-26
SiO ₂	33,8261	34,1032	34,2355	34,4406	34,0344	34,7532	34,7637	34,8969	33,855	34,2939	34,5274	34,6102
TiO ₂	2,4611	2,6974	2,6317	4,1673	4,2454	4,319	4,5277	4,7641	4,1913	4,7014	4,4657	1,7766
Al ₂ O ₃	15,4734	15,3186	15,7248	14,1649	14,2617	14,1352	14,1117	14,279	13,906	14,4053	13,9269	17,0619
Cr ₂ O ₃	0,0044	0,0044	0	0,0758	0,0892	0,1298	0,0759	0,0493	0	0	0,0134	0,0133
FeO	28,4364	28,2806	28,5765	28,0717	27,8769	27,0244	27,9327	27,0967	28,5143	27,9071	29,6878	29,1836
MnO	0,6171	0,4747	0,4232	0,2956	0,3573	0,3788	0,4085	0,4229	0,419	0,4993	0,4166	0,6337
MgO	5,3403	5,3586	5,3186	5,5283	5,7408	5,6413	5,9021	5,2885	4,7826	4,6126	4,9839	5,0063
CaO	0,0905	0,0262	0,0274	0	0	0	0	0,0976	0,0249	0,0024	0,006	0,2299
Na ₂ O	0,0278	0,0487	0,0945	0,1114	0,2976	0,1126	0,0941	0,1684	0,2364	0,1764	0,2237	0,5594
K ₂ O	8,6648	8,7425	8,9773	9,135	8,9383	8,9626	9,0123	9,0065	8,7866	8,9231	8,9831	6,8383
Total	94,94	95,05	96,01	95,99	95,84	95,46	96,83	96,07	94,72	95,52	97,23	95,91
Si(IV)	5,447	5,475	5,448	5,483	5,428	5,528	5,474	5,516	5,485	5,482	5,466	5,453
Al(IV)	2,553	2,525	2,552	2,517	2,572	2,472	2,526	2,484	2,515	2,518	2,534	2,547
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,383	0,373	0,396	0,141	0,109	0,178	0,093	0,176	0,140	0,196	0,064	0,622
Ti(VI)	0,298	0,326	0,315	0,499	0,509	0,517	0,536	0,566	0,511	0,565	0,532	0,211
Cr	0,001	0,001	0,000	0,010	0,011	0,016	0,009	0,006	0,000	0,000	0,002	0,002
Fe ²⁺	3,829	3,797	3,803	3,738	3,718	3,595	3,678	3,582	3,863	3,731	3,930	3,845
Mn ²⁺	0,084	0,065	0,057	0,040	0,048	0,051	0,054	0,057	0,057	0,068	0,056	0,085
Mg	1,282	1,282	1,262	1,312	1,365	1,338	1,385	1,246	1,155	1,099	1,176	1,176
O site	5,877	5,843	5,833	5,739	5,761	5,695	5,756	5,634	5,727	5,658	5,760	5,940
Ca	0,016	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,004	0,000	0,001	0,039
Na	0,009	0,015	0,029	0,034	0,092	0,035	0,029	0,052	0,074	0,055	0,069	0,171
K	1,780	1,790	1,822	1,855	1,819	1,819	1,810	1,816	1,816	1,820	1,814	1,375

Sample	MR16A-27	MR16A-28	MR15A-1	MR15A-2	MR15A-3	MR15A-4	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10
SiO ₂	34,452	34,9665	34,017	34,4542	34,0526	32,7808	34,7053	34,2292	34,2429	34,3863	34,239	33,8042
TiO ₂	3,2476	3,7736	2,6127	2,8044	2,6053	2,0362	3,2875	2,9524	3,0973	2,772	3,0016	2,9029
Al ₂ O ₃	15,1331	15,1696	18,7421	18,7468	18,5688	18,9302	19,544	19,6046	19,2412	19,807	19,3716	19,5431
Cr ₂ O ₃	0,0313	0,1451	0,1806	0,2907	0,2435	0,1978	0,0826	0,0457	0,0865	0,072	0,0769	0,0543
FeO	28,1194	28,6375	23,5329	23,8041	23,2252	23,9755	23,2893	22,9362	23,2918	23,219	23,3189	23,9551
MnO	0,4257	0,6362	0,1417	0,1651	0,1576	0,1389	0,158	0,183	0,1638	0,0546	0,125	0,2072
MgO	5,0413	4,9724	7,0396	7,2099	7,1279	7,9099	6,6236	6,3069	6,2408	6,2211	6,6512	6,3255
CaO	0,0658	0,0812	0	0	0,018	0,0096	0,0049	0	0,0254	0,0359	0	0,0229
Na ₂ O	0,0571	0,1436	0,1837	0,1787	0,1426	0,1262	0,1549	0,2296	0,1358	0,1459	0,1646	0,0878
K ₂ O	9,0748	9,0794	9,2983	9,147	9,1037	7,623	9,3235	9,1449	9,3329	8,1887	8,725	8,0978
Total	95,65	97,61	95,75	96,80	95,25	93,73	97,17	95,63	95,86	94,90	95,67	95,00
Si(IV)	5,497	5,475	5,281	5,285	5,302	5,178	5,281	5,288	5,294	5,321	5,283	5,256
Al(IV)	2,503	2,525	2,719	2,715	2,698	2,822	2,719	2,712	2,706	2,679	2,717	2,744
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,343	0,274	0,710	0,675	0,710	0,702	0,785	0,858	0,800	0,933	0,806	0,837
Ti(VI)	0,390	0,444	0,305	0,324	0,305	0,242	0,376	0,343	0,360	0,323	0,348	0,339
Cr	0,004	0,018	0,022	0,035	0,030	0,025	0,010	0,006	0,011	0,009	0,009	0,007
Fe ²⁺	3,752	3,750	3,055	3,054	3,024	3,167	2,963	2,963	3,012	3,004	3,009	3,115
Mn ²⁺	0,058	0,084	0,019	0,021	0,021	0,019	0,020	0,024	0,021	0,007	0,016	0,027
Mg	1,199	1,161	1,629	1,649	1,655	1,863	1,502	1,453	1,438	1,435	1,530	1,466
O site	5,745	5,730	5,740	5,757	5,745	6,017	5,657	5,646	5,642	5,710	5,719	5,791
Ca	0,011	0,014	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,004	0,006	0,000	0,004
Na	0,018	0,044	0,055	0,053	0,043	0,039	0,046	0,069	0,041	0,044	0,049	0,026
K	1,847	1,813	1,841	1,790	1,808	1,536	1,810	1,802	1,841	1,616	1,717	1,606

Sample	MR16A-27	MR16A-28	MR15A-1	MR15A-2	MR15A-3	MR15A-4	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10	MR15A-10
SiO ₂	34,452	34,9665	34,017	34,4542	34,0526	32,7808	34,7053	34,2292	34,2429	34,3863	34,239	33,8042
TiO ₂	3,2476	3,7736	2,6127	2,8044	2,6053	2,0362	3,2875	2,9524	3,0973	2,772	3,0016	2,9029
Al ₂ O ₃	15,1331	15,1696	18,7421	18,7468	18,5688	18,9302	19,544	19,6046	19,2412	19,807	19,3716	19,5431
Cr ₂ O ₃	0,0313	0,1451	0,1806	0,2907	0,2435	0,1978	0,0826	0,0457	0,0865	0,072	0,0769	0,0543
FeO	28,1194	28,6375	23,5329	23,8041	23,2252	23,9755	23,2893	22,9362	23,2918	23,219	23,3189	23,9551
MnO	0,4257	0,6362	0,1417	0,1651	0,1576	0,1389	0,158	0,183	0,1638	0,0546	0,125	0,2072
MgO	5,0413	4,9724	7,0396	7,2099	7,1279	7,9099	6,6236	6,3069	6,2408	6,2211	6,6512	6,3255
CaO	0,0658	0,0812	0	0	0,018	0,0096	0,0049	0	0,0254	0,0359	0	0,0229
Na ₂ O	0,0571	0,1436	0,1837	0,1787	0,1426	0,1262	0,1549	0,2296	0,1358	0,1459	0,1646	0,0878
K ₂ O	9,0748	9,0794	9,2983	9,147	9,1037	7,623	9,3235	9,1449	9,3329	8,1887	8,725	8,0978
Total	95,65	97,61	95,75	96,80	95,25	93,73	97,17	95,63	95,86	94,90	95,67	95,00
Si(IV)	5,497	5,475	5,281	5,285	5,302	5,178	5,281	5,288	5,294	5,321	5,283	5,256
Al(IV)	2,503	2,525	2,719	2,715	2,698	2,822	2,719	2,712	2,706	2,679	2,717	2,744
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,343	0,274	0,710	0,675	0,710	0,702	0,785	0,858	0,800	0,933	0,806	0,837
Ti(VI)	0,390	0,444	0,305	0,324	0,305	0,242	0,376	0,343	0,360	0,323	0,348	0,339
Cr	0,004	0,018	0,022	0,035	0,030	0,025	0,010	0,006	0,011	0,009	0,009	0,007
Fe ²⁺	3,752	3,750	3,055	3,054	3,024	3,167	2,963	2,963	3,012	3,004	3,009	3,115
Mn ²⁺	0,058	0,084	0,019	0,021	0,021	0,019	0,020	0,024	0,021	0,007	0,016	0,027
Mg	1,199	1,161	1,629	1,649	1,655	1,863	1,502	1,453	1,438	1,435	1,530	1,466
O site	5,745	5,730	5,740	5,757	5,745	6,017	5,657	5,646	5,642	5,710	5,719	5,791
Ca	0,011	0,014	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,004	0,006	0,000	0,004
Na	0,018	0,044	0,055	0,053	0,043	0,039	0,046	0,069	0,041	0,044	0,049	0,026
K	1,847	1,813	1,841	1,790	1,808	1,536	1,810	1,802	1,841	1,616	1,717	1,606

Sample	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR31_2	MR31_7
SiO ₂	34,8618	34,6663	34,5668	34,854	35,3868	34,6756	32,4323	34,9008	34,0021	33,9146	31,5716	33,2792
TiO ₂	4,0023	4,1854	4,2944	4,3643	4,3034	4,4485	4,2193	4,2465	4,5109	4,03	0,0664	2,7143
Al ₂ O ₃	14,0923	13,8081	13,6575	14,2633	13,8949	13,8319	13,3522	14,229	14,3657	14,0898	23,844	18,9075
Cr ₂ O ₃	0,0546	0	0,0364	0,073	0	0,0182	0	0,0728	0	0,0182	0,0222	0
FeO	28,2478	28,7726	28,4609	27,3466	28,7066	28,6007	27,3245	28,2449	28,2223	28,1972	27,8815	28,1964
MnO	0,4832	0,47	0,356	0,3832	0,4646	0,4466	0,4981	0,5439	0,4767	0,5413	1,224	0,3259
MgO	5,0966	5,2421	4,84	5,3389	5,3346	5,0914	4,9356	5,1266	4,6724	4,7363	1,825	3,282
CaO	0	0	0	0,1258	0,0178	0,0332	3,3348	0,0261	0,0415	0,0652	0,0023	0
Na ₂ O	0,0481	0,0194	0,0319	0,5945	0,066	0	0,0523	0,0694	0,0512	0,0836	0,0474	0,0034
K ₂ O	9,1669	9,0593	9,1466	8,9491	9,0222	8,9228	8,5268	8,8449	9,081	8,8604	3,3467	9,0285
Total	96,05	96,22	95,39	96,29	97,20	96,07	94,68	96,30	95,42	94,54	89,83	95,74
Si(IV)	5,548	5,522	5,552	5,511	5,561	5,523	5,305	5,528	5,458	5,497	5,157	5,283
Al(IV)	2,452	2,478	2,448	2,489	2,439	2,477	2,695	2,472	2,542	2,503	2,843	2,717
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,191	0,114	0,138	0,168	0,134	0,119	-0,122	0,185	0,176	0,189	1,748	0,821
Ti(VI)	0,479	0,501	0,519	0,519	0,509	0,533	0,519	0,506	0,545	0,491	0,008	0,324
Cr	0,007	0,000	0,005	0,009	0,000	0,002	0,000	0,009	0,000	0,002	0,003	0,000
Fe ²⁺	3,759	3,833	3,823	3,616	3,772	3,809	3,737	3,741	3,789	3,822	3,809	3,744
Mn ²⁺	0,065	0,063	0,048	0,051	0,062	0,060	0,069	0,073	0,065	0,074	0,169	0,044
Mg	1,209	1,245	1,159	1,258	1,250	1,209	1,203	1,211	1,118	1,144	0,444	0,777
O site	5,710	5,757	5,692	5,622	5,727	5,733	5,407	5,725	5,693	5,724	6,181	5,709
Ca	0,000	0,000	0,000	0,021	0,003	0,006	0,584	0,004	0,007	0,011	0,000	0,000
Na	0,015	0,006	0,010	0,182	0,020	0,000	0,017	0,021	0,016	0,026	0,015	0,001
K	1,861	1,841	1,874	1,805	1,809	1,813	1,779	1,787	1,860	1,832	0,697	1,829

Sample	MR31_9	MR31_13	MR31_13	MR31_13	MR31_14	MR31_15	MR21-5_1	MR21-5_2	MR21-5_3	MR21-5_4	MR21-5_5
SiO ₂	32,8258	33,8255	33,1431	32,9125	32,4934	32,8981	34,746	34,6262	34,4114	31,3266	34,8178
TiO ₂	3,4377	2,7409	2,7475	2,7578	2,561	2,8153	2,5412	2,3532	2,1932	1,2345	1,9942
Al ₂ O ₃	19,0404	18,4164	18,7054	18,9562	17,8548	19,7399	17,7975	18,4635	18,5144	18,332	18,6744
Cr ₂ O ₃	0,0182	0	0,0273	0,0136	0	0,0637	0,1895	0,1011	0,1196	0,1483	0,0738
FeO	27,1486	27,4912	26,9757	27,6085	28,7206	27,3146	22,6468	24,1457	23,6426	27,1807	23,1644
MnO	0,3478	0,484	0,4442	0,4016	0,3701	0,3891	0,3779	0,3491	0,3794	0,4421	0,3518
MgO	2,9089	2,9392	2,8411	2,9694	2,9776	2,7066	6,9436	7,152	7,47	9,2678	6,9965
CaO	0,0048	0,0095	0,0024	0	0,0321	0,0048	0,0432	0,0479	0,0287	0,0649	0,0805
Na ₂ O	0,0495	0,0245	0,0235	0,0467	0,0413	0,0289	0,0191	0,1629	0,0893	0,0077	0,1009
K ₂ O	8,9757	9,1455	9,151	8,894	8,9071	9,1819	8,8025	8,2674	7,9696	4,713	8,8445
Total	94,76	95,08	94,06	94,56	93,96	95,14	94,11	95,67	94,82	92,72	95,10
Si(IV)	5,248	5,393	5,340	5,282	5,298	5,241	5,449	5,358	5,353	5,027	5,407
Al(IV)	2,752	2,607	2,660	2,718	2,702	2,759	2,551	2,642	2,647	2,973	2,593
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,835	0,854	0,891	0,868	0,729	0,947	0,738	0,725	0,747	0,494	0,825
Ti(VI)	0,413	0,329	0,333	0,333	0,314	0,337	0,300	0,274	0,257	0,149	0,233
Cr	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,008	0,023	0,012	0,015	0,019	0,009
Fe ²⁺	3,630	3,666	3,635	3,706	3,916	3,639	2,970	3,124	3,076	3,648	3,008
Mn ²⁺	0,047	0,065	0,061	0,055	0,051	0,053	0,050	0,046	0,050	0,060	0,046
Mg	0,693	0,699	0,682	0,710	0,724	0,643	1,623	1,650	1,732	2,217	1,620
O site	5,620	5,612	5,605	5,673	5,734	5,627	5,705	5,831	5,877	6,586	5,742
Ca	0,001	0,002	0,000	0,000	0,006	0,001	0,007	0,008	0,005	0,011	0,013
Na	0,015	0,008	0,007	0,015	0,013	0,009	0,006	0,049	0,027	0,002	0,030
K	1,831	1,860	1,881	1,821	1,853	1,866	1,761	1,632	1,582	0,965	1,752

Analisi microsonda elettronica. Clorite.

Sample	MR9-6	MR9-13	MR15b-5	MR15A-6	MR15A-6	MR15A-6	MR15A-6	MR15A-16	MR15A-16	MR15A-16	MR15A-16	MR15A-16
SiO ₂	26,8783	26,9534	23,8692	24,4913	24,8779	23,3863	24,0553	22,247	21,8102	21,8938	21,9312	22,4088
TiO ₂	0,3102	0,1551	0,3034	0,0608	0,0925	0,0904	0,0519	0,1139	0,1062	0,0611	0,1026	0,177
Al ₂ O ₃	19,0263	19,3786	22,6412	23,505	24,2063	23,4106	23,0301	23,4435	23,2017	23,5319	24,0058	23,6534
FeO	25,8428	25,3976	29,736	29,7744	30,277	28,6198	30,1429	29,4462	29,8948	29,5197	29,324	30,5533
MnO	0,1374	0,2285	0,3234	0,2458	0,2676	0,2609	0,3347	0,2769	0,3542	0,3569	0,2	0,2245
MgO	14,9193	15,4574	11,6292	10,6436	10,4302	10,8516	10,6834	10,1675	10,0086	9,9984	10,1677	9,7787
CaO	0,0473	0,0548	0,0255	0,0235	0,0095	0,0244	0,0396	0,0058	0,0138	0,0035	0,0058	0,0232
Na ₂ O	0,113	0,0225	0,0095	0,0581	0,0731	1,353	0,0716	0,0636	0,0888	0,0513	0,0715	0,0839
K ₂ O	0,4094	0,0081	0	0,094	0,0832	0,044	0,0612	0,0008	0,0091	0,0392	0,0152	0,0486
Total	87,68	87,66	88,54	88,90	90,32	88,04	88,47	85,77	85,49	85,46	85,82	86,95
Si(IV)	2,845	2,838	2,556	2,603	2,601	2,519	2,581	2,468	2,440	2,443	2,429	2,463
Al(IV)	1,155	1,162	1,444	1,397	1,399	1,481	1,419	1,532	1,560	1,557	1,571	1,537
T site	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al(VI)	1,219	1,243	1,414	1,546	1,583	1,490	1,494	1,533	1,500	1,538	1,563	1,528
Ti(VI)	0,025	0,012	0,024	0,005	0,007	0,007	0,004	0,010	0,009	0,005	0,009	0,015
Fe ²⁺	2,288	2,236	2,663	2,646	2,647	2,578	2,705	2,732	2,797	2,755	2,716	2,809
Mn ²⁺	0,012	0,020	0,029	0,022	0,024	0,024	0,030	0,026	0,034	0,034	0,019	0,021
Mg	2,354	2,426	1,856	1,686	1,626	1,742	1,709	1,682	1,669	1,663	1,679	1,603
Ca	0,005	0,006	0,003	0,003	0,001	0,003	0,005	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003
Na	0,023	0,005	0,002	0,012	0,015	0,283	0,015	0,014	0,019	0,011	0,015	0,018
K	0,055	0,001	0,000	0,013	0,011	0,006	0,008	0,000	0,001	0,006	0,002	0,007
O site	5,982	5,950	5,992	5,933	5,914	6,133	5,970	5,997	6,031	6,012	6,004	6,002
Fe/(Fe+Mg)	0,492827	0,479636	0,589227	0,610787	0,619544	0,596696	0,612822	0,618998	0,626252	0,623531	0,618012	0,636729

Sample	MR33-2	MR33-4	MR33-8	MR33-11	MR33-15	MR31_3	MR21-3_1	MR21-3_2	MR21-3_3	MR21-3_4	MR21-3_5	MR21-8
SiO ₂	28,2989	25,953	23,0023	24,1331	24,2369	23,0194	27,4374	26,3188	27,9535	26,1888	29,4932	28,8844
TiO ₂	0,0282	0,0359	0,0614	0	0,044	0,0906	0,4011	0,1198	0,3661	0,0996	0,3154	1,5913
Al ₂ O ₃	21,6947	19,1988	20,89	20,6376	22,0646	19,3961	19,5085	19,1991	19,081	19,3067	18,5435	17,8665
FeO	37,5216	39,0649	40,2499	39,0548	39,21	38,5102	30,9079	32,1113	30,6646	31,9455	29,6649	28,343
MnO	0,9883	2,7507	0,7512	0,3387	3,1209	4,4014	0,3715	0,276	0,4107	0,3708	0,3711	0,4351
MgO	2,03	1,9607	3,4664	3,4895	1,5841	1,4329	9,4305	9,4422	9,879	9,8247	9,8205	10,6682
CaO	0,1409	0,2492	0,0317	0	0,3713	0,1552	0,0336	0,03	0,007	0,0369	0,0549	0,1037
Na ₂ O	0,0038	0,0552	0,0001	0,0324	0,0001	0,0001	0,0396	0	0	0	0	0
K ₂ O	0,9561	0,3006	0,0512	0,4341	0,0538	0,0354	1,0184	0,1018	1,4386	0,0259	2,4557	0,8655
Total	91,66	89,57	88,50	88,12	90,69	87,04	89,15	87,60	89,80	87,80	90,72	88,76
Si(IV)	3,024	2,922	2,628	2,742	2,698	2,714	2,934	2,878	2,968	2,856	3,090	3,055
Al(IV)	0,976	1,078	1,372	1,258	1,302	1,286	1,066	1,122	1,032	1,144	0,910	0,945
T site	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al(VI)	1,757	1,470	1,440	1,506	1,592	1,410	1,393	1,353	1,357	1,337	1,380	1,281
Ti(VI)	0,002	0,003	0,005	0,000	0,004	0,008	0,032	0,010	0,029	0,008	0,025	0,127
Fe ²⁺	3,353	3,679	3,845	3,711	3,650	3,798	2,764	2,937	2,723	2,913	2,599	2,507
Mn ²⁺	0,089	0,262	0,073	0,033	0,294	0,440	0,034	0,026	0,037	0,034	0,033	0,039
Mg	0,323	0,329	0,590	0,591	0,263	0,252	1,503	1,539	1,564	1,597	1,534	1,682
Ca	0,016	0,030	0,004	0,000	0,044	0,020	0,004	0,004	0,001	0,004	0,006	0,012
Na	0,001	0,012	0,000	0,007	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,130	0,043	0,007	0,063	0,008	0,005	0,139	0,014	0,195	0,004	0,328	0,117
O site	5,673	5,828	5,965	5,911	5,855	5,932	5,878	5,882	5,906	5,897	5,905	5,764
Fe/(Fe+Mg)	0,912041	0,917878	0,866911	0,86261	0,932821	0,937798	0,647711	0,656097	0,635209	0,645899	0,628882	0,598458

Analisi microsonda elettronica. Muscovite.

Sample	MR15b-6	MR15b-7	MR27B-5	MR27B-6	MR27B-7	MR27B-21	MR27B-22	MR27B-23	MR15A-5_	MR15A-5_	MR15A-5_	MR15A-5_
SiO ₂	45,4498	46,1258	44,0689	44,2623	45,0767	45,6422	41,8988	46,3779	45,4001	45,1752	44,9612	45,4952
TiO ₂	1,7187	1,2531	0	0	0	0,2	2,2821	0,106	0,5713	0,6774	0,9144	0,8366
Al ₂ O ₃	35,887	36,3683	30,4399	30,6037	30,9439	35,048	30,9233	35,432	35,2949	35,4923	34,6961	36,118
Cr ₂ O ₃	0,1236	0,1039	0,0194	0	0	0,0049	0	0	0	0	0,0933	0,055
FeO	1,001	0,9664	4,7293	4,8631	4,3971	1,1613	3,514	1,061	1,3209	1,0921	1,0472	1,112
MnO	0	0	0,0443	0,0261	0,0691	0	0,0226	0,0366	0	0	0	0
MgO	0,3675	0,4599	4,0903	3,7048	3,5885	0,591	1,3372	0,5247	0,6117	0,5138	0,4418	0,4662
CaO	0,0101	0	0,034	0,044	0,0088	0,0912	0,0251	0	0	0,0051	0	0,0077
Na ₂ O	0,8618	0,6957	0,1874	0,1283	0,169	0,5579	0,4468	0,5751	0,9157	0,9416	0,7895	0,8167
K ₂ O	9,8455	9,9928	10,0971	10,0902	9,6758	10,1293	9,6423	10,3846	9,8537	9,8462	9,7321	10,2032
Total	95,27	95,97	93,71	93,72	93,93	93,43	90,09	94,50	93,97	93,74	92,68	95,11
Si(IV)	6,039	6,073	6,108	6,130	6,187	6,179	6,007	6,205	6,118	6,098	6,134	6,062
Al(IV)	1,961	1,927	1,892	1,870	1,813	1,821	1,993	1,795	1,882	1,902	1,866	1,938
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	3,658	3,716	3,081	3,126	3,192	3,771	3,231	3,792	3,724	3,744	3,713	3,735
Ti(VI)	0,172	0,124	0,000	0,000	0,000	0,020	0,246	0,011	0,058	0,069	0,094	0,084
Cr	0,013	0,011	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,006
Fe ²⁺	0,111	0,106	0,548	0,563	0,505	0,131	0,421	0,119	0,149	0,123	0,119	0,124
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,005	0,003	0,008	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,073	0,090	0,845	0,765	0,734	0,119	0,286	0,105	0,123	0,103	0,090	0,093
O site	4,027	4,048	4,481	4,457	4,439	4,043	4,187	4,030	4,054	4,039	4,026	4,041
Ca	0,001	0,000	0,005	0,007	0,001	0,013	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Na	0,222	0,178	0,050	0,034	0,045	0,146	0,124	0,149	0,239	0,246	0,209	0,211
K	1,669	1,678	1,785	1,783	1,694	1,749	1,763	1,772	1,694	1,695	1,694	1,735

Sample	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR15A-13	MR33-7	MR33-12
SiO ₂	44,9238	44,5528	44,5839	44,5859	44,3562	44,1485	44,3281	44,8744	49,4866	45,4751
TiO ₂	0,426	0,4569	0,3721	0,3848	0,4256	0,5667	0,159	0,5661	0,0524	0
Al ₂ O ₃	36,0524	35,842	36,1481	36,0186	36,4889	35,8646	36,2427	36,1939	31,0685	34,1636
Cr ₂ O ₃	0,0788	0	0,0249	0,0247	0	0	0	0,0446	0,015	0
FeO	1,0355	1,112	1,0768	1,0923	1,1101	1,0617	1,021	1,2486	1,7438	1,6117
MnO	0,0645	0	0	0	0,0361	0	0	0,0244	0,0762	0
MgO	0,4842	0,5431	0,5255	0,4917	0,494	0,4542	0,461	0,4357	0,4967	0,5463
CaO	0	0	0,027	0	0	0	0,0114	0,0051	0,5803	0,0304
Na ₂ O	0,9238	0,8363	0,9328	0,8323	0,8074	1,1003	1,0394	0,9759	2,2002	0,2016
K ₂ O	9,9996	9,6177	9,9111	9,9578	10,1314	9,5037	9,6243	9,5886	8,3765	10,1277
Total	93,99	92,96	93,60	93,39	93,85	92,70	92,89	93,96	94,10	92,16
Si(IV)	6,055	6,056	6,032	6,045	5,994	6,023	6,032	6,041	6,624	6,245
Al(IV)	1,945	1,944	1,968	1,955	2,006	1,977	1,968	1,959	1,376	1,755
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	3,781	3,799	3,796	3,801	3,806	3,791	3,845	3,784	3,525	3,775
Ti(VI)	0,043	0,047	0,038	0,039	0,043	0,058	0,016	0,057	0,005	0,000
Cr	0,008	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000
Fe ²⁺	0,117	0,126	0,122	0,124	0,125	0,121	0,116	0,141	0,195	0,185
Mn ²⁺	0,007	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,009	0,000
Mg	0,097	0,110	0,106	0,099	0,100	0,092	0,094	0,087	0,099	0,112
O site	4,054	4,082	4,065	4,066	4,078	4,062	4,071	4,076	3,835	4,072
Ca	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,083	0,004
Na	0,241	0,220	0,245	0,219	0,212	0,291	0,274	0,255	0,571	0,054
K	1,719	1,668	1,711	1,722	1,747	1,654	1,671	1,647	1,430	1,774

Analisi microsonda elettronica. Plagioclasio.

Sample	MR9-3	MR9-10	MR15b-9	MR27B-12	MR27B-13	MR27B-14	MR27B-15	MR16A-5	MR16A-8	MR16A-9	MR16A-11	MR16A-12
SiO ₂	68,8078	89,7862	58,4712	60,4298	62,1889	62,0715	61,834	61,762	54,6511	62,5271	58,7679	63,6708
TiO ₂	0,0394	0	0,004	0,004	0,0132	0,0145	0,0066	0	0,0144	0,0211	0,0133	0,0529
Al ₂ O ₃	20,1077	7,7347	25,9491	23,6444	22,8782	23,2668	23,438	23,7972	25,809	23,2043	25,877	22,3724
Cr ₂ O ₃	0,0393	0	0	0,0296	0	0,0049	0	0	0,0242	0,0296	0	0
FeO	0,1007	0,1335	0,041	0,0221	0,1229	0,0252	0,2679	0,5134	4,3788	0,0977	0,3029	0,1325
MnO	0,049	0,0148	0,0382	0,047	0	0	0,0293	0,0125	1,824	0,0462	0	0
MgO	0	0,0044	0	0	0	0	0,0698	0,0537	0,1042	0,0078	0,0127	0
CaO	0,2938	2,0742	7,0452	5,1453	4,1876	4,2676	4,245	4,5048	6,1054	4,1271	7,3827	3,4216
Na ₂ O	11,6909	2,1584	7,8136	8,5159	8,7443	8,937	8,7258	9,5292	5,1687	9,4473	7,5152	9,7027
K ₂ O	0,1065	0,0542	0,072	0,1897	0,5879	0,1825	0,3477	0,2704	1,544	0,2317	0,1627	0,1794
Total	101,24	101,96	99,43	98,03	98,72	98,77	98,96	100,44	99,62	99,74	100,03	99,53
Si	2,974	3,633	2,627	2,737	2,791	2,779	2,768	2,740	2,529	2,779	2,628	2,826
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002
Al	1,024	0,369	1,374	1,262	1,210	1,228	1,237	1,244	1,408	1,215	1,364	1,170
T site	3,999	4,002	4,001	3,999	4,001	4,007	4,005	3,984	3,937	3,995	3,993	3,997
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,004	0,005	0,002	0,001	0,005	0,001	0,010	0,019	0,169	0,004	0,011	0,005
Mn ²⁺	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,071	0,002	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,007	0,001	0,001	0,000
Ca	0,014	0,090	0,339	0,250	0,201	0,205	0,204	0,214	0,303	0,197	0,354	0,163
Na	0,980	0,169	0,681	0,748	0,761	0,776	0,757	0,820	0,464	0,814	0,652	0,835
K	0,006	0,003	0,004	0,011	0,034	0,010	0,020	0,015	0,091	0,013	0,009	0,010
A site	1,006	0,267	1,027	1,012	1,000	0,992	0,997	1,072	1,107	1,031	1,027	1,013
%An	0,014	0,347	0,333	0,250	0,209	0,209	0,212	0,207	0,395	0,194	0,352	0,163

Sample	MR16A-13	MR16A-14	MR16A-15	MR16A-16	MR16A-16	MR16A-20	MR16A-20	MR16A-24	MR16A-25	MR15A-7	MR15A-8	MR33-13
SiO ₂	63,8968	65,5662	65,4996	60,8027	62,7765	61,8365	62,0705	62,5501	62,827	61,8552	63,0122	62,738
TiO ₂	0	0	0,0105	0,2427	0,0515	0	0,0053	0,0106	0,0266	0	0,041	0,0484
Al ₂ O ₃	22,3479	21,164	21,1085	22,6623	23,03	23,091	23,206	23,811	23,048	24,8336	22,8976	22,4839
Cr ₂ O ₃	0,0099	0	0,0148	0	0	0,0492	0,0049	0	0	0	0,0148	0
FeO	0,1229	0,1103	0,0189	1,2977	0,5235	0,4401	0,4967	0,2376	0,3167	0,0804	0,0126	0,5388
MnO	0	0,0117	0	0,0835	0,0169	0,0168	0,0322	0	0	0	0	0,0285
MgO	0	0,0207	0,0085	0,2366	0	0,0205	0	0,0158	0	0	0,0168	0,0637
CaO	3,3528	2,1767	2,0862	4,1219	4,3127	4,0813	3,9344	4,7965	4,269	5,2588	3,8927	3,0922
Na ₂ O	9,7709	10,4759	10,6067	8,7859	9,4884	9,422	8,8715	8,9462	9,1252	8,8163	9,5351	9,0777
K ₂ O	0,2784	0,269	0,1599	0,5785	0,2157	0,5948	1,1312	0,3388	0,2778	0,1415	0,1215	0,9173
Total	99,78	99,79	99,51	98,81	100,42	99,55	99,75	100,71	99,89	100,99	99,54	98,99
Si	2,830	2,893	2,895	2,751	2,778	2,766	2,772	2,758	2,788	2,720	2,799	2,811
Ti	0,000	0,000	0,000	0,008	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002
Al	1,166	1,100	1,100	1,208	1,201	1,217	1,221	1,237	1,205	1,287	1,199	1,187
T site	3,996	3,993	3,995	3,967	3,981	3,983	3,993	3,995	3,994	4,006	3,999	4,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,005	0,004	0,001	0,049	0,019	0,016	0,019	0,009	0,012	0,003	0,000	0,020
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,001	0,001	0,016	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004
Ca	0,159	0,103	0,099	0,200	0,205	0,196	0,188	0,227	0,203	0,248	0,185	0,148
Na	0,839	0,896	0,909	0,771	0,814	0,817	0,768	0,765	0,785	0,752	0,821	0,789
K	0,016	0,015	0,009	0,033	0,012	0,034	0,064	0,019	0,016	0,008	0,007	0,052
A site	1,019	1,020	1,019	1,072	1,051	1,067	1,041	1,020	1,015	1,010	1,015	1,015
%An	0,159	0,103	0,098	0,206	0,201	0,193	0,197	0,229	0,205	0,248	0,184	0,158

Sample	MR33-14	MR14-1	MR14-3	MR14-4	MR14-5	MR14-8	MR16nod4	MR16nod5	MR16nod6	MR16nod7	MR16nod8	MR16nod9
SiO ₂	68,0042	60,5666	61,0327	59,0469	60,8969	61,4388	61,2836	62,2569	62,5587	61,8286	55,4202	59,2196
TiO ₂	0	0	0,0328	0	0,0605	0,0211	0	0,017	0	0,0183	0,0555	0,0236
Al ₂ O ₃	18,8172	20,6776	23,714	24,9875	24,6478	21,3937	21,7604	22,2988	22,195	21,8283	27,2543	25,6056
Cr ₂ O ₃	0,0353	0,0503	0,0303	0,005	0	0,0051	0	0,0252	0	0	0,0051	0
FeO	0,4453	0,2934	0,2619	0,1452	0,1673	0,3007	0,1293	0,2113	0,1766	0,3594	0,1988	0,7956
MnO	0,0421	0	0,0226	0,0218	0,0271	0	0,0045	0,0068	0,0045	0,0218	0,0008	0,082
MgO	0,0113	0,0749	0,0897	0,1471	0,0186	0,155	0,0352	0,0011	0,0117	0,0087	0,0355	0,203
CaO	2,774	2,3314	4,9757	6,2637	5,5365	4,5094	3,8377	3,9994	4,2343	3,9938	10,3207	1,4629
Na ₂ O	8,1387	9,7157	8,5209	7,326	8,0325	9,6919	8,8827	9,4683	9,7411	9,4428	5,9833	6,5531
K ₂ O	0,3149	0,5604	0,6727	1,1603	0,5572	0,3976	0,09	0,1153	0,1305	0,1538	0,1903	4,3141
Total	98,58	94,27	99,35	99,10	99,94	97,91	96,02	98,40	99,05	97,66	99,46	98,26
Si	3,009	2,844	2,736	2,666	2,711	2,797	2,818	2,803	2,802	2,808	2,515	2,700
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
Al	0,981	1,144	1,253	1,330	1,293	1,148	1,179	1,183	1,172	1,168	1,457	1,376
T site	3,990	3,988	3,990	3,996	4,006	3,946	3,997	3,986	3,974	3,977	3,974	4,077
Cr	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,016	0,012	0,010	0,005	0,006	0,011	0,005	0,008	0,007	0,014	0,008	0,030
Mn ²⁺	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003
Mg	0,001	0,005	0,006	0,010	0,001	0,011	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,014
Ca	0,132	0,117	0,239	0,303	0,264	0,220	0,189	0,193	0,203	0,194	0,502	0,071
Na	0,698	0,884	0,741	0,641	0,693	0,856	0,792	0,826	0,846	0,832	0,526	0,579
K	0,018	0,034	0,038	0,067	0,032	0,023	0,005	0,007	0,007	0,009	0,011	0,251
A site	0,868	1,054	1,036	1,028	0,997	1,121	0,994	1,035	1,064	1,050	1,049	0,949
%An	0,158	0,117	0,244	0,321	0,276	0,205	0,193	0,189	0,194	0,189	0,488	0,110

Analisi microsonda elettronica. Anfibolo.

Sample	MR9-8	MR9-9	MR9-11	MR9-12	MR14-2	MR14-6	MR14-7	MR14-9	MR14-10	MR16A-20	MR16A-20	MR16A-20
SiO ₂	42,4749	46,5275	41,8988	46,9615	50,3242	48,0219	48,7703	50,36	48,5833	49,904	41,8045	45,1131
TiO ₂	0,7346	0,439	0,4998	0,5748	0,3592	0,4366	0,3468	0,4103	0,4071	0,5734	1,1141	1,0994
Al ₂ O ₃	12,0712	6,2913	12,9752	6,6091	4,5662	6,0043	5,5378	5,1348	5,3629	13,1709	6,0052	6,0506
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0,0286	0,0048	0	0	0	0,0177	0
FeO	23,7019	21,6447	20,5825	21,2183	16,339	16,83	16,7257	16,7783	16,53	16,149	29,8497	27,8092
MnO	0,3192	0,3747	0,2903	0,2559	0,9042	0,793	0,8463	0,8696	0,8783	0,5509	1,1423	0,9915
MgO	6,6331	9,2367	7,9197	9,7459	12,8356	12,6087	12,2299	12,9733	12,1851	2,8235	4,5054	4,8912
CaO	11,8636	10,9951	11,757	11,7673	11,7819	10,7161	11,3754	12,0086	11,8728	7,1643	8,8166	10,006
Na ₂ O	1,5713	0,6071	1,4926	0,7138	0,6096	0,6836	0,7558	0,5458	0,581	4,7589	1,1146	1,0817
K ₂ O	0,4658	0,2373	0,3616	0,2161	0,287	0,3739	0,4357	0,2899	0,393	0,6039	0,4697	0,5037
Total	99,8356	96,3534	97,7775	98,0627	98,01	96,50	97,03	99,37	96,79	95,6988	94,8398	97,5464
Si(IV)	6,431	7,156	6,381	7,087	7,409	7,206	7,284	7,326	7,278	7,414	6,898	7,104
Al(IV)	1,569	0,844	1,619	0,913	0,591	0,794	0,716	0,674	0,722	0,586	1,102	0,896
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,585	0,296	0,710	0,263	0,201	0,268	0,259	0,206	0,225	1,720	0,065	0,227
Ti(VI)	0,084	0,051	0,057	0,065	0,040	0,049	0,039	0,045	0,046	0,064	0,138	0,130
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe ²⁺	3,001	2,784	2,621	2,678	2,012	2,112	2,089	2,041	2,071	2,006	4,119	3,662
Mn ²⁺	0,041	0,049	0,037	0,033	0,113	0,101	0,107	0,107	0,111	0,069	0,160	0,132
Mg	1,497	2,118	1,798	2,193	2,817	2,821	2,723	2,813	2,721	0,625	1,108	1,148
O site	5,208	5,298	5,224	5,232	5,183	5,354	5,218	5,213	5,175	4,486	5,593	5,300
Ca	1,925	1,812	1,918	1,903	1,858	1,723	1,820	1,872	1,906	1,140	1,559	1,688
Na	0,461	0,181	0,441	0,209	0,174	0,199	0,219	0,154	0,169	1,371	0,357	0,330
K	0,090	0,047	0,070	0,042	0,054	0,072	0,083	0,054	0,075	0,114	0,099	0,101
N Ox	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Sample	MR16A-20	MR16A-20	MR16A-20	MR16A-20	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16nod:	MR16C_1
SiO ₂	42,3189	44,6522	44,8676	47,5381	44,5883	46,6654	44,6149	47,2728	42,0906	48,1758	50,6911	45,3338
TiO ₂	0,9565	1,0977	1,0245	0,235	0,5914	0,4545	0,4659	0,0237	0	0,0904	0,044	0,071
Al ₂ O ₃	5,7926	5,8904	5,769	4,2569	5,5654	4,8729	5,7224	7,5336	9,6526	3,9478	3,0397	8,9738
Cr ₂ O ₃	0,0223	0,0666	0,0575	0,0222	0	0	0	0	0,0421	0,0792	0,0467	0,0135
FeO	26,575	28,4055	29,3667	25,1856	25,7441	25,7374	25,4258	22,7089	20,0736	22,2916	22,1092	26,2855
MnO	1,0635	1,3153	1,2944	1,001	1,2171	1,0048	1,0595	0,8519	0,5328	0,7685	1,0584	1,9438
MgO	4,8889	4,8167	4,9604	4,5782	6,0288	6,7981	5,8015	5,0331	6,5273	8,225	8,0017	4,466
CaO	7,9841	9,4081	8,6664	5,2734	10,4069	10,649	9,9426	9,2857	10,1003	10,7692	11,3933	2,8452
Na ₂ O	1,0312	1,0066	0,9735	1,3079	0,7589	0,7286	0,5481	0,6711	1,8079	0,3144	0,4133	2,7617
K ₂ O	0,6617	0,557	0,4595	0,5991	0,4488	0,4295	0,4493	0,2138	0,4582	0,2386	0,1223	0,1831
Total	91,29	97,22	97,44	90,00	95,35	97,34	94,03	93,59	91,29	94,9005	96,9197	92,8774
Si(IV)	7,119	7,395	7,730	8,891	8,382	7,275	7,210	7,455	6,859	7,532	7,727	7,302
Al(IV)	0,881	0,605	0,270	-0,891	-0,382	0,725	0,790	0,545	1,141	0,468	0,273	0,698
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,267	0,545	0,901	1,829	1,615	0,171	0,300	0,855	0,713	0,259	0,274	1,006
Ti(VI)	0,121	0,137	0,133	0,033	0,084	0,053	0,057	0,003	0,000	0,011	0,005	0,009
Cr	0,003	0,009	0,008	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,010	0,006	0,002
Fe ²⁺	3,738	3,934	4,231	3,939	4,047	3,356	3,436	2,995	2,736	2,915	2,819	3,541
Mn ²⁺	0,152	0,185	0,189	0,159	0,194	0,133	0,145	0,114	0,074	0,102	0,137	0,265
Mg	1,226	1,189	1,274	1,276	1,690	1,580	1,398	1,183	1,586	1,917	1,818	1,072
O site	5,507	5,999	6,735	7,240	7,629	5,292	5,335	5,149	5,114	5,213	5,058	5,895
Ca	1,439	1,669	1,600	1,057	2,096	1,779	1,721	1,569	1,764	1,804	1,861	0,491
Na	0,336	0,323	0,325	0,474	0,277	0,220	0,172	0,205	0,571	0,095	0,122	0,863
K	0,142	0,118	0,101	0,143	0,108	0,085	0,093	0,043	0,095	0,048	0,024	0,038
N Ox	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Sample	MR16C_2	MR16C_3	MR16C_4	MR16C_5	MR16C_6	MR16C_7
SiO ₂	47,4826	54,4377	47,8485	48,35	53,3004	45,9969
TiO ₂	0,0699	0,0624	0,0445	0,036	0,0771	0,0821
Al ₂ O ₃	11,4385	12,8066	10,3321	12,8815	10,4791	6,7548
Cr ₂ O ₃	0,0159	0	0,0045	0	0,0046	0
FeO	23,6896	17,3525	24,2947	18,8243	20,24	29,8239
MnO	1,6152	1,5568	1,7367	1,2366	1,9298	2,4952
MgO	3,4681	2,8761	4,0224	3,0128	3,4869	5,1206
CaO	3,6404	4,0191	3,5544	5,2735	3,9429	2,5646
Na ₂ O	3,9348	5,6218	2,2505	4,4823	3,65	1,4432
K ₂ O	0,1831	0,1852	0,1848	0,1831	0,1836	0,1876
Total	95,54	98,92	94,27	94,28	97,29	94,47
Si(IV)	7,305	8,085	8,086	8,330	9,173	7,397
Al(IV)	0,695	-0,085	-0,086	-0,330	-1,173	0,603
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	1,380	2,326	2,144	2,945	3,298	0,678
Ti(VI)	0,008	0,007	0,006	0,005	0,010	0,010
Cr	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	3,048	2,155	3,434	2,712	2,913	4,011
Mn ²⁺	0,210	0,196	0,249	0,180	0,281	0,340
Mg	0,795	0,637	1,013	0,774	0,895	1,228
O site	5,444	5,321	6,846	6,616	7,398	6,266
Ca	0,600	0,640	0,644	0,973	0,727	0,442
Na	1,174	1,619	0,737	1,497	1,218	0,450
K	0,036	0,035	0,040	0,040	0,040	0,038
N Ox	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Ringraziamenti

Desidero ringraziare di cuore il Prof. Spiess, per la sua disponibilità totale nei miei confronti, per avermi sempre messo nelle condizioni di poter lavorare al meglio e, soprattutto, per avermi insegnato tanto e per avermi sempre trasmesso voglia, entusiasmo e passione per questo lavoro.

Un ringraziamento particolare va ai professori Caggianelli e Festa, il cui supporto pratico è stato di grande importanza per la riuscita di questo lavoro, e a Simon Schorn, il cui aiuto è stato determinante: senza di lui, questo lavoro non avrebbe avuto lo stesso peso. Vi ringrazio tutti per essere stati sempre gentili e disponibili nei miei confronti.

Non basterebbe una vita per ringraziare i miei genitori, per tutti i sacrifici che fanno e che hanno fatto per permettermi di studiare fuori. Grazie per avermi trasmesso la cultura del lavoro, per essermi sempre vicini e per non farmi mancare mai il vostro appoggio nelle mie scelte.

Grazie a mio fratello, Davide, per essere semplicemente il miglior fratello che si possa desiderare e per provare ogni volta a capire quello che studio, anche se per lui rimangono sempre dei “chianconi”. Grazie anche a Valentina, per essergli sempre vicina anche nei momenti più difficili.

Grazie immensamente a Giogio, il mio amore, perché senza di lei tutto questo non sarebbe stato possibile (sembra retorico, ma è così). Grazie per l'amore, la fiducia e la pazienza che hai nei miei confronti. Spero che presto potremo realizzare i nostri sogni e goderci alcuni momenti a cui abbiamo dovuto rinunciare in questi anni.

Grazie ad Eleonora, Emilio ed Alba, la mia famiglia acquisita, per non farmi mai mancare il vostro supporto, la vostra comprensione e il vostro affetto.

Per Franco, Gabriella, Gianmarco, Alba e nonna Lucia le parole e i “grazie” non basterebbero a prescindere. Ciò che avete fatto e come lo avete fatto non è comune.

Siete stati a tutti gli effetti la nostra “famiglia padovana”, rendendo tutto più facile e facendoci sentire sempre a casa. A questo proposito vi devo ringraziare per avermi accolto e per avermi insegnato ad accogliere. Siete delle persone speciali che compongono una famiglia straordinaria.

Grazie a mia cugina Silvia, a Nicola, Simona e super – Marco per averci fatto “evadere” dalla prigionia dei libri e per averci regalato momenti bellissimi che non dimenticherò mai.

Grazie a tutti gli amici di facoltà, sia locali che, come me, emigranti, per aver riso, gioito e bestemmiato (e qui è proprio il caso) insieme sia nei momenti belli che in quelli più duri.

Grazie ai miei amici di una vita per esserci sempre e per non farmi mai mancare il vostro sostegno morale.