

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Modellizzazione petrogenetica dell'origine e
dell'evoluzione dei complessi intrusivi di
Predazzo e dei Monti Monzoni

Candidato

Alessandro Filipponi

Relatore

Prof. Roberto Braga

Sessione marzo 2018

Anno Accademico 2016-2017

Sommario

RIASSUNTO	
1. INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO	1
1.1 Introduzione	1
1.2 Inquadramento geografico e geologico	2
1.3 Analisi Bibliografica	4
Il Complesso Intrusivo dei Monti Monzoni	4
Il Complesso Intrusivo Predazzo.....	8
Ulteriori studi	13
1.4 Caratteristiche geochemiche delle magmatiti triassiche del sudalpino e modellizzazioni geochemiche precedenti	14
Complesso Intrusivo dei Monti Monzoni	14
Complesso Intrusivo di Predazzo	15
Complesso magmatico di Cima Pape	15
1.5 Le peridotiti della Zona di Ulten-Nonsberg: una possibile sorgente del magmatismo ladinico	16
2. METODI.....	18
2.1 Raccolta dei dati bibliografici.....	18
2.2 Confronto tra i Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni	18
2.3 Decompressione adiabatica (Reebox Pro) (Brown & Lesher, 2016).....	18
2.4 Cristallizzazione frazionata (Rhyolite-MELTS) (Gualda et al., 2012; Ghiorso & Gualda, 2015).....	20
3. DATI.....	23
3.1 Osservazioni petrografiche.....	23
3.2 Caratteristiche geochemiche dei complessi di Predazzo e Monzoni	24
Diagrammi di Harker	26
Diagrammi multielemento normalizzati	31
3.3 Modellizzazione della fusione parziale	35
Fusione parziale di un Mantello Primitivo	37
Fusione parziale di Mantello Primitivo + Mantello Ulten.....	39
3.4 Modellizzazione della cristallizzazione frazionata.....	45
Fuso Parentale CB13.....	47
Fuso parentale di Cima Pape	54
Fuso Parentale FC43B	56
4. INTERPRETAZIONI E DISCUSSIONE.....	58
4.1 Cogeneticità dei Complessi di Predazzo e dei Monti Monzoni.....	58

4.2 Elementi selezionati per condurre le modellizzazioni.....	58
4.3 Discussione dei dati ottenuti dalla modellizzazione per fusione parziale.....	59
4.4 Discussione dei dati ottenuti dalla modellizzazione per cristallizzazione frazionata	62
CONCLUSIONI.....	65
BIBLIOGRAFIA.....	66
Sitografia	69
Cartografia	70
APPENDICE	71

RIASSUNTO

I Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni hanno età Ladinica (circa 220-240 Ma) e sono intrusi nelle sequenze carbonatiche del Triassico medio-inferiore delle Dolomiti Occidentali. L'affinità shoshonitica che li caratterizza è in apparente contrasto con il regime geodinamico estensionale esistente. Le teorie evolutive proposte per motivare questa impronta sono molteplici: fusione parziale di un mantello metasomatizzato, subduzione, transpressione, miscelamento tra magmi mantellici e crostali. Tutte le analisi disponibili in letteratura definiscono, su diagrammi di Harker e multielemento normalizzati, trend evolutivi coerenti tipici di suite comagmatiche. La modellizzazione di un mantello in risalita adiabatica mostra che è possibile ottenere un fuso parentale arricchito in elementi incompatibili fondendo parzialmente una piccola percentuale (2-3%) di mantello eterogeneo costituito da un Mantello Primitivo (96-97%) e una piccola frazione (3-4%) di Mantello metasomatizzato ad anfibolo simile a quello affiorante nella Zona d'Ultimo. I risultati della modellizzazione sono stati confrontati con i liquidi parentali proposti in letteratura, come il gabbro CB13. Anche se le concentrazioni calcolate di Nb e di Sr si discostano da quelle osservate, gli altri elementi in traccia sono perfettamente riprodotti dalla modellizzazione. Si riesce a riprodurre la maggior parte delle litologie presenti nei due Complessi Intrusivi per cristallizzazione frazionata a partire da un unico fuso a composizione CB13.

1. INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO

1.1 Introduzione

Il magmatismo Triassico Sudalpino è ben rappresentato dai complessi Ladinici di Predazzo e dei Monti Monzoni. Sebbene siano intrusioni superficiali e volumetricamente limitate, le loro peculiarità petrografiche furono già notate e descritte nella seconda metà del XIX secolo (De Lapparent, 1864). Le monzoniti, rocce intrusive caratterizzate da contenuti modali equivalenti di plagioclasio e feldspato alcalino e un limitato contenuto di quarzo (< 5 vol%), pirosseno e anfibolo, definiscono uno dei campi ufficiali della classificazione QAPF dell'*International of Union Geological Sciences* (Le Maitre et al., 2002).

Durante il Ladinico, il contesto geodinamico era quello di una litosfera in assottigliamento che avrebbe dovuto produrre un'attività con un'impronta seriale dapprima alcalina per poi evolvere verso termini ad affinità via via più tholeitica. Contrariamente, in un contesto geodinamico di tipo convergente, si dovrebbero generare prodotti magmatici con un'affinità calcalkalina e/o shoshonitica. L'interesse per questi corpi magmatici nasce proprio dal fatto che abbiano un'origine controversa: possiedono un'affinità orogenica (chimismo shoshonitico) in un contesto prevalentemente estensionale. La genesi peculiare di questi complessi ha portato allo sviluppo di moltissimi lavori atti a spiegare i loro processi di formazione ed evoluzione. Bonadiman et al. (1994) propone, per il complesso magmatico dei Monti Monzoni, che il fuso capostipite si sia generato a partire dalla fusione parziale di un mantello precedentemente arricchito durante l'orogenesi Ercinica e che, durante il Ladinico, si sia messo in posto grazie ad una tettonica trascorrente. Altra spiegazione che viene fornita per giustificare questa affinità è che, effettivamente, esistesse un regime geodinamico convergente (Zanetti et al., 2013; Casetta et al., 2017) o transpressivo (Doglioni et al., 1984; 1987). Sinigoj et al. (2011; 2016) giustifica l'affinità shoshonitica modellizzando un *mixing* tra magmi derivanti dal mantello e magmi derivanti dalla crosta.

Sebbene la letteratura scientifica sia ricchissima di dati e interpretazioni riguardanti i Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni, ci sono alcune domande tutt'ora aperte:

- È possibile ottenere delle rocce ad impronta shoshonitica in un contesto geodinamico estensionale (anorogenico)?
- Le tre unità che caratterizzano il plutone di Predazzo possono svilupparsi a partire da un unico fuso parentale?
- Data la vicinanza tra i due corpi magmatici (circa 15 km), è possibile che siano comagmatici e che quindi si siano sviluppati a partire dallo stesso fuso parentale?

Il fine ultimo di questo lavoro è cercare di comprendere le relazioni esistenti tra i Complessi Intrusivi di Predazzo e dei M. Monzoni focalizzandosi sull'origine e sull'evoluzione del fuso parentale che li ha generati.

1.2 Inquadramento geografico e geologico

I Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni (Fig. 1) sono situati nella parte centrale delle Dolomiti Occidentali e sono caratterizzati dalla presenza di prodotti magmatici (intrusivi ed effusivi) molto particolari dal punto di vista geochimico e geologico. Predazzo è situato nel settore orientale della Val di Fiemme tra Cavalese e Moena, i Monti Monzoni si trovano a NE di Moena e si sviluppano parallelamente al Passo San Pellegrino. I due complessi possiedono un'età compresa tra la fine del Triassico medio e l'inizio del Triassico superiore (circa 220-240 Ma) e sono intrusi nelle sequenze carbonatiche del Triassico medio-inferiore delle Alpi Meridionali.

Le Alpi Meridionali (Sudalpino), caratterizzate da una vergenza verso sud, rappresentano la parte della Placca Apula situata a sud del Lineamento Periadriatico (Castellarin et al., 1992; Schönborn, 1992; 1999; Schmid, 2004). Sebbene posseggano un'età prevalentemente Miocenica, nelle regioni dell'Adamello (Brack, 1981) e nella parte più orientale del Sudalpino (Doglioni & Bosellini, 1987) sono presenti delle deformazioni più antiche.

Le Dolomiti, che qui affiorano in maniera spettacolare, sono principalmente costituite da dolomie Triassiche e la loro genesi è da attribuire ad una fase di *rift* avvenuta tra il Permiano ed il Triassico. Le condizioni sedimentarie e tettoniche hanno permesso la formazione e lo sviluppo dell'attuale gruppo dolomitico. Di seguito, vengono elencati i principali eventi che hanno interessato questo periodo (Bosellini, 1996):

- Permiano Inferiore: tettonica distensiva (*rifting*) con presenza di una intensa attività vulcanica.
- Permiano medio: l'attività vulcanica cessa e lo smantellamento dei rilievi produce le Arenarie di Val Gardena (che possiedono un carattere fluviale).
- Permiano superiore: si sviluppa un ambiente di tipo Sabkha che deposita gesso e anidriti (Formazione a Bellerophon) al di sopra delle Arenarie di Val Gardena. Al termine del Permiano il mare inonda definitivamente il continente depositando i Calcari Neri (ricchi di sostanza organica).
- Scitico (Triassico inferiore): le condizioni erano quelle di mare basso con un clima caldo e arido che ha permesso la sedimentazione della Formazione di Werfen costituita da breccie, sabbie e argille.
- Anisico (Triassico inferiore): si formano *horst* e *graben*. I settori rialzati vengono erosi a produrre il conglomerato di Richthofen. La coesistenza di due ambienti deposizionali (mare basso e mare profondo) generati dalla tettonica distensiva ad *horst* e *graben* produce due formazioni sedimentarie distinte, la Formazione di Contrin (mare basso) costituita da calcari marnosi, calcari e dolomie e la Formazione di Moena (mare profondo) costituita da calcari, marne e argille ricche di materia organica).

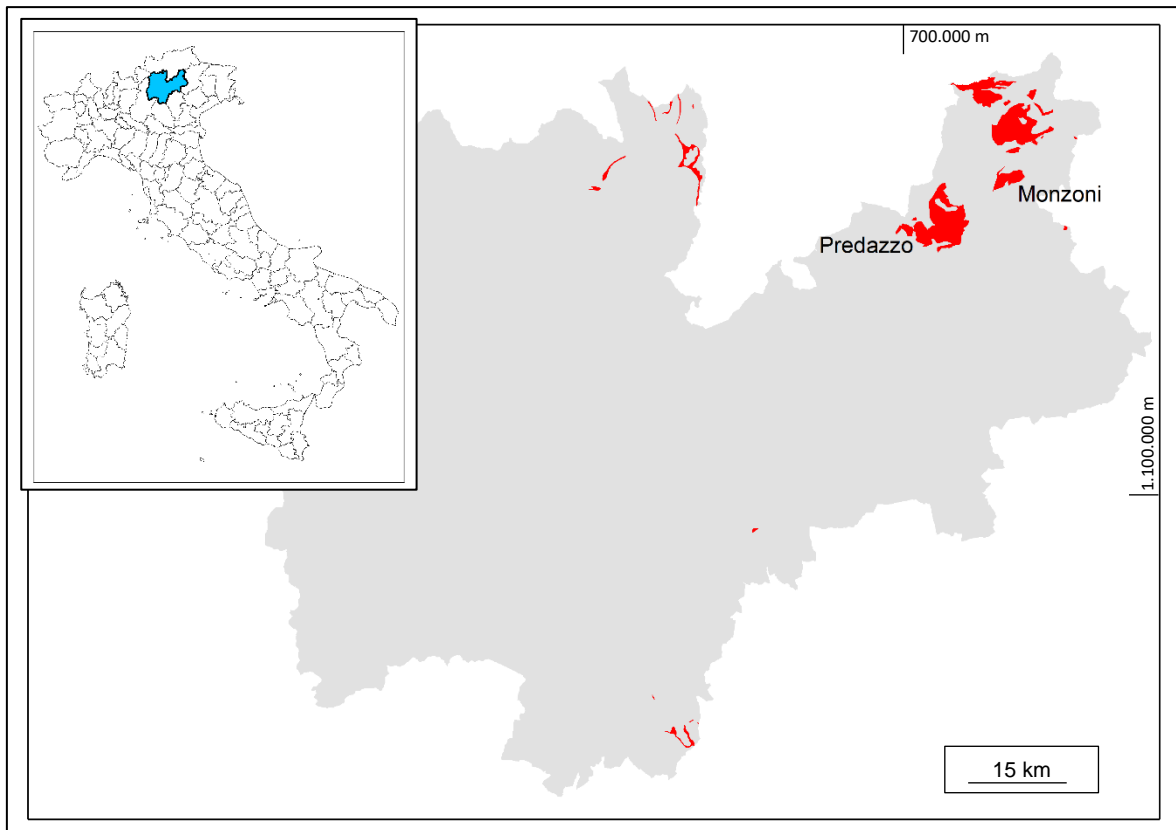


Figura 1. In a) viene evidenziata in azzurro la provincia di Trento; redatta da ISTAT. In b) vengono mostrati in rosso i prodotti magmatici presenti nella provincia di Trento, tra questi sono presenti Predazzo e Monzoni; redatta dalla protezione civile di Trento (Bosellini et al., 1999).

- Ladinico (Triassico medio): la subsidenza aumenta, permettendo lo sviluppo di scogliere coralline. Si depositano una formazione bacinale calcarea (Formazione di Livinallongo) e una formazione di mare basso fossilifera (Dolomia dello Sciliar). Contemporaneamente si verificano degli eventi vulcanici che colmano i bacini tra le varie piattaforme. Successivamente agli eventi vulcanici, diversi corpi magmatici si intrudono all'interno dei sedimenti e delle vulcaniti tra cui i Complessi intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni.
- Carnico (Triassico medio): l'attività vulcanica cessa ed iniziano a svilupparsi nuove piattaforme carbonatiche (Dolomia Cassiana). Al termine del Carnico si verifica un abbassamento del livello marino con conseguente interruzione dello sviluppo delle scogliere. Si deposita la Dolomia di Durrenstein che riempie i bacini.
- Norico (Triassico superiore): l'ambiente diventa di mare basso consentendo la deposizione della Dolomia Principale i cui banchi rispecchiano cicli tidali.
- Retico (Triassico superiore): ambiente di deposizione profondo prodotto dalla frammentazione di Pangea e quindi dall'apertura della Tetide Alpina.

Sebbene le Dolomiti si siano formate principalmente in un contesto estensionale, dati di terreno indicano che durante il Triassico Medio si fosse sviluppata una tettonica compressiva, interpretata da Doglioni (1987), come una transpressione sinistra (N70°E).

Riassumendo, il contesto paleo-geodinamico del Sudalpino durante il Triassico medio (Ladinico) era caratterizzato da un generale assottigliamento litosferico con una risalita dell'astenosfera ed un conseguente sviluppo dell'attività ignea ladinica.

1.3 Analisi Bibliografica

Il Complesso Intrusivo dei Monti Monzoni

I Monti Monzoni (Fig. 2) sono un Complesso Intrusivo situato a NE di Moena nel settore centrale delle Dolomiti Occidentali. Rappresenta un'intrusione medio-triassica datata con i metodi Rb/Sr e K/Ar a 229 ± 8 Ma (Borsi et al., 1968; Schmalschläger, 1982; Gottstein, 1987).

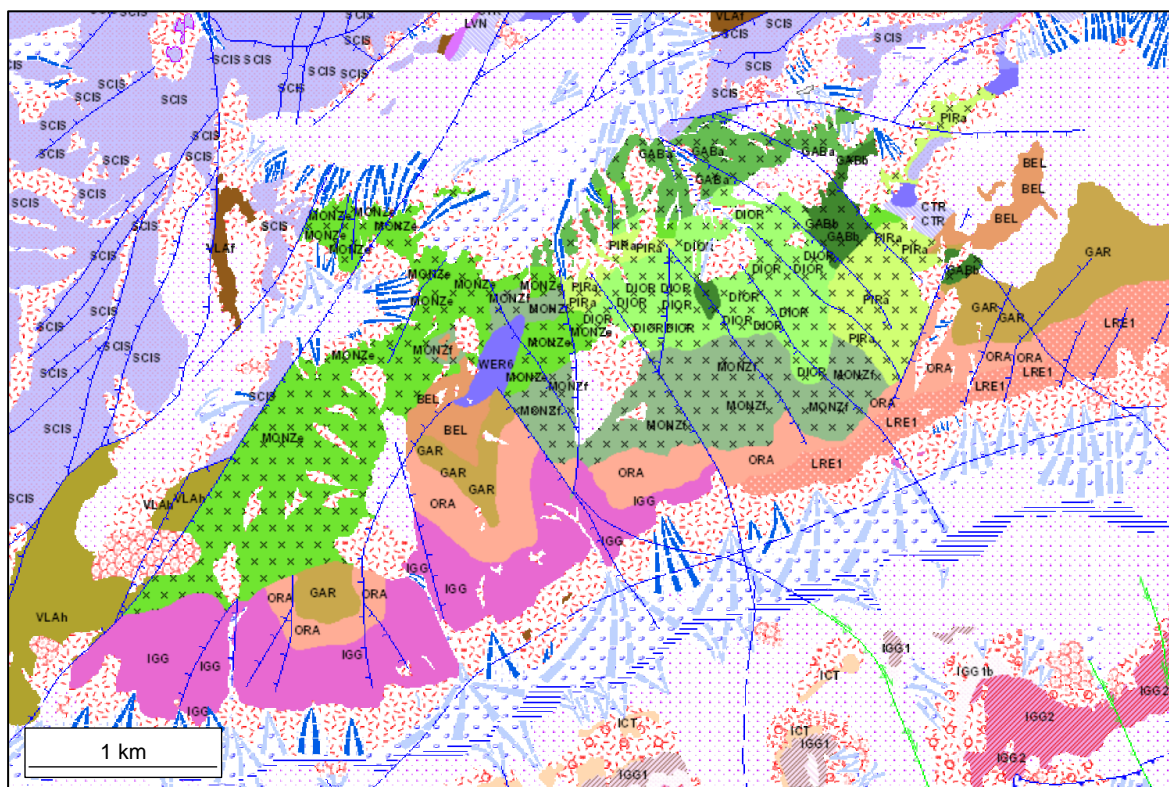


Figura 2. Carta geologica dei Monti Monzoni. In verde sono rappresentate le rocce intrusive del complesso. MONZE – Monzodiorite, MONZf – Monzogabbro, DIOR – Diorite, GABA – Gabbro, GAB – Gabbro mafico, PIRa – Pirossenite, VLAf – Filoni e corpi subvulcanici, BEL – Formazione a Bellerophon, GAR – Arenarie di Val Gardena, ORA – Formazione di Ora, LRE – Formazione di Regnana, IGG – Formazione di Gargazzone, VLAh – Lava basaltica indistinta, SCIS – Formazione dello Sciliar, WER – Formazione di Werfen, CTR – Formazione del Contrin. Cartografia ottenuta dal sito della Protezione civile di Trento.

La profondità di intrusione del plutone è stimata essere inferiore a 5 km (Gallien et al., 2007), corrispondente ad una pressione massima di 1.5 kbar. Attualmente ricopre una superficie di circa 4.6 km^2 (Bonadiman et al., 1994) e le rocce incassanti sono interessate da un'aureola di contatto larga circa 1 km. L'intrusione è molto irregolare e si è imposta all'interno di una faglia trascorrente con uno sviluppo ENE-WSW. Da un'attenta analisi della letteratura scientifica si nota come ogni autore classifichi le stesse rocce in maniera differente (Fig. 2, 3, 4), in questo capitolo vengono riassunte e confrontate le descrizioni delle litologie (Tabella 1). In generale, secondo la carta e le osservazioni di Bonadiman et al. (1994), le principali litologie riconosciute nell'area sono basiche-intermedie: clinopirosseniti, gabbri, monzogabbri, olivin-gabbri, monzoniti e sieniti. Inoltre, sono presenti dicchi basaltici e quarzo-sienitici che tagliano l'intrusione stessa e le rocce incassanti limitrofe. A NE sono presenti clinopirosseniti e gabbri a contatto con le Arenarie di Valgardena e con i Calcari della Marmolada (Dolomia dello Sciliar). Lungo il margine di contatto delle clinopirosseniti sono presenti pirosseniti di contatto (vicino all'incassante) e olivin-gabbri (al contatto con i gabbri). Nel settore centrale dell'intrusione sono

presenti i monzogabbri che confinano a sud con le Ignimbriti Permiane (Formazione di Ora e Formazione di Ragnana). Nella parte SW le monzoniti sono a contatto con i calcari Triassici della Marmolada e con le Ignimbriti Permiane. Dal punto di vista della composizione chimica, il plutone si arricchisce di SiO_2 procedendo da NE verso SW.

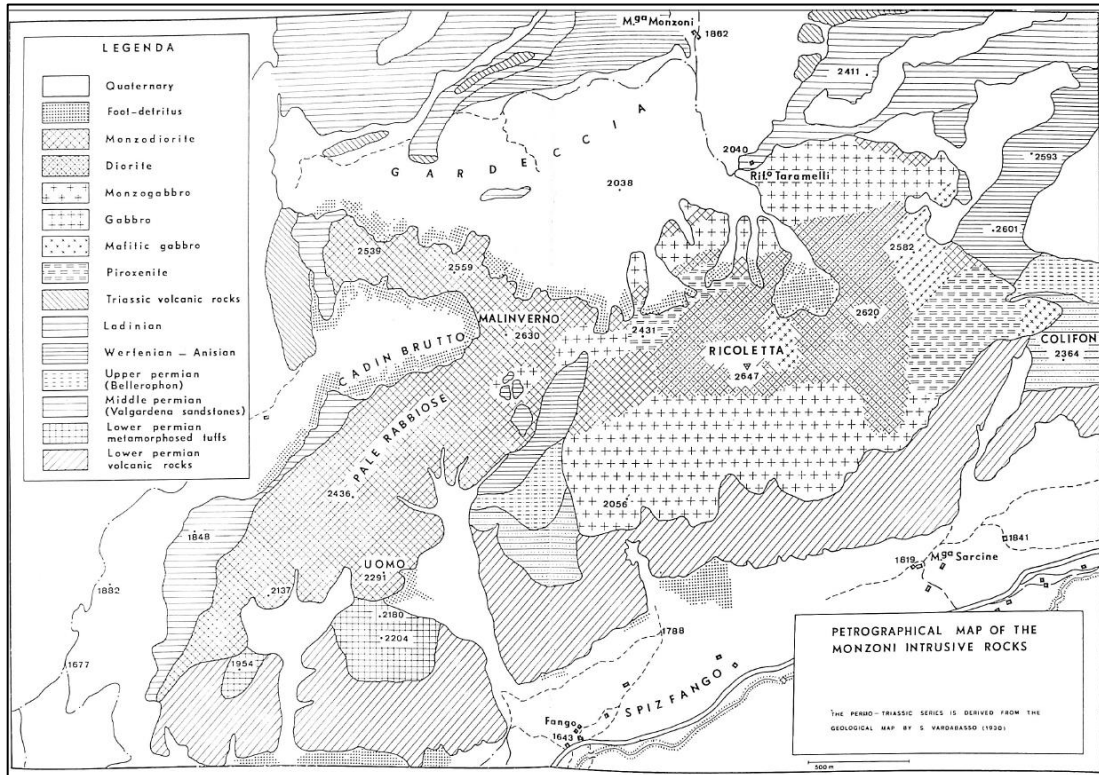


Figura 3. Carta geologica dei Monti Monzoni prodotta da Del Monte et al. (1967) e derivata da quella di Vardabasso (1930).

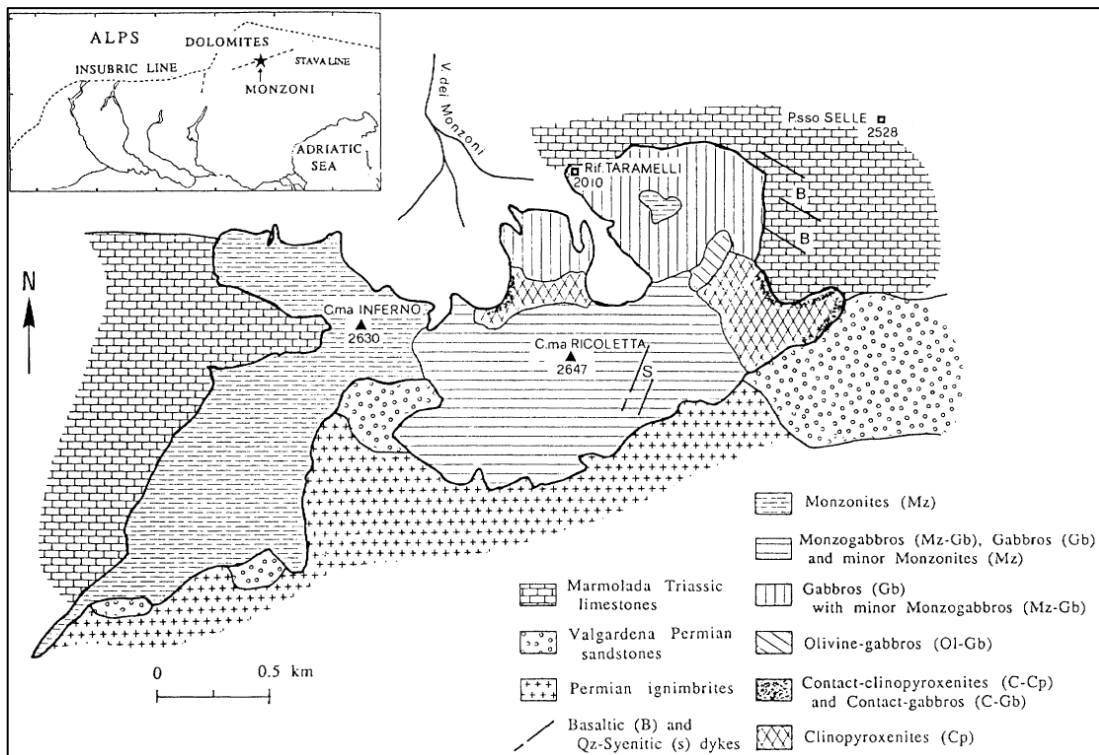


Figura 4. Carta geologica dei Monti Monzoni prodotta da Bonadiman et al. (1994).

Del Monte et al. (1967) e Bonadiman et al. (1994) (Fig. 3, 4) classificano alcune delle rocce affioranti in modi differenti:

- Le monzoniti presenti a SW secondo Bonadiman et al. (1994) sono invece classificate come monzodioriti da Dal Monte et al. (1967).
- Nel settore centrale, Bonadiman et al. (1994) riconosce monzogabbri, gabbri e minori monzoniti. Del Monte et al. (1967), invece, le classificano come dioriti, gabbri e monzogabbri.

Le caratteristiche petrografiche e mineralogiche delle rocce dei Monti Monzoni riassunte da Del Monte et al. (1967) sono riportate qui di seguito con le abbreviazioni assegnate durante questo lavoro di tesi:

- Clinopirossenite (Cpx): la grana è medio-grossolana con una mineralogia a plagioclasio, clinopirosseno e biotite. Il principale minerale accessorio è la magnetite. Il clinopirosseno è talvolta associato all'anfibolo.
- Gabbro (Gb): la grana varia da media a fine (vicino ai contatti) e sono costituiti da K-feldspato, plagioclasio, clinopirosseno, biotite e olivina. I campioni mostrano un limitato grado di alterazione. I minerali accessori sono rappresentati da magnetite, apatite e zirconio.
- Diorite (Di): la grana è grossolana con una composizione mineralogica di quarzo, K-feldspato, plagioclasio, clinopirosseno e biotite. Il quarzo non è presente in tutti i campioni e con una percentuale minore rispetto alle monzodioriti. I minerali accessori sono magnetite, titanite, apatite e zirconio.
- Monzodiorite (Mz-Di): la grana varia da media a fine. I principali costituenti mineralogici sono rappresentati da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, clinopirosseno, biotite e in piccola percentuale ortopirosseno (non presente in tutti i campioni). I minerali accessori sono magnetite, titanite, apatite e zirconio.
- Monzogabbro (Mz-Gb): i costituenti mineralogici principali sono k-feldspato, plagioclasio, clinopirosseno, biotite e olivina. L'alterazione è minima.

Le caratteristiche petrografiche e mineralogiche delle rocce dei Monti Monzoni riassunte da Bonadiman et al. (1994) sono riportate qui di seguito con le abbreviazioni assegnate durante questo lavoro di tesi:

- Clinopirossenite (C-Cpx) e gabbro di contatto (C-Gb): la litologia è a grana fine e si ritrova ai bordi dell'intrusione. Ciò che caratterizza questa roccia è la presenza del pirosseno fassaitico (povero in Na e ricco in Al). L'olivina è assente ma nelle zone interstiziali sono contenute anortite, magnetite e apatite. Nel gabbro di contatto sono presenti granato, magnetite, scapolite, titanite e clinopirosseno fassaitico.
- Clinopirossenite (Cpx): la grana è grossolana ed è caratterizzata da una tessitura mesocumulitica. I minerali di cumulo sono prevalentemente clinopirosseno e subordinatamente olivina. Il clinopirosseno è talvolta parzialmente o totalmente sostituito dall'anfibolo o dalla biotite. La fase di intercumulo è composta principalmente da plagioclasio e biotite. I minerali accessori sono magnetite e titanite.
- Olivin-Gabbro (Ol-Gb): la tessitura è ortocumulitica e la grana è grossolana. La quantità di olivina contenuta all'interno di questa roccia è alta (circa il 20% in volume). Le fasi di cumulo sono rappresentate dall'olivina, clinopirosseno, plagioclasio e magnetite; l'intercumulo (40% in volume) è rappresentato da clinopirosseno, plagioclasio, biotite e magnetite.

Tabella 1. Principali minerali riconosciuti da Del Monte et al. (1967) e Bonadiman et al. (1994) all'interno delle varie litologie che costituiscono il plutone dei Monzoni.

Litologia	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Litologia	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	
Clinopirosse nife di contatto	/	Pirosseno fassaitico Anortite Magnetite Apatite	Monzodiorite	Clinopiroseno K-feldspato Ortopiroseno Plagioclasio Biotite Quarzo Magnetite Apatite Titanite Zirconio	/	
Clinopirosenite	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio Biotite Magnetite	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio Biotite Magnetite Titanite		Monzogabbro	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio Biotite K-feldspato Magnetite Apatite Zirconio	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio K-feldspato Biotite Magnetite Apatite Titanite
Olivin-gabbro	/	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio Biotite Magnetite	Monzonite		/	Clinopiroseno Ortopiroseno K-feldspato Plagioclasio Biotite Magnetite Apatite Zirconio
Gabbro	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio K-feldspato Biotite Magnetite Apatite Zirconio	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio K-feldspato Biotite Magnetite			Diorite	
	Clinopiroseno Plagioclasio K-feldspato Biotite Quarzo Magnetite Apatite Titanite Zirconio	/				

- Gabbro (Gb): la roccia si presenta con una tessitura ortocumulitica (con una percentuale di intercumulo variabile tra il 30 ed il 50%) e non-cumulitiche, con una grana da medio a grossolana. Olivina, magnetite clinopiroseno e plagioclasio sono le principali fasi di cumulo, quelle di intercumulo invece: magnetite, clinopiroseno, plagioclasio, biotite e feldspato alcalino. L'olivina ed il plagioclasio sono principalmente freschi, il pirosseno è talvolta sostituito da anfibolo. Il plagioclasio, nella fase di intercumulo è allineato secondo una direzione preferenziale testimoniando la presenza di un flusso magmatico presente all'interno della camera magmatica. Secondo Bonadiman et al. (1994) queste rocce possono approssimare la composizione del magma parentale delle rocce del Complesso dei Monti Monzoni.
- Monzogabbro (Mz-Gb): la grana è grossolana e non presenta una tessitura cumulitica. Olivina, clinopiroseno e plagioclasio rappresentano i maggiori costituenti della roccia; biotite, rutilo, magnetite, titanite e apatite sono contenuti in percentuali minori o come minerali di sostituzione.
- Monzonite (Mz): la grana varia da fine a media, le fasi principali presenti nella roccia sono costituite da clinopiroseno, ortopiroseno, plagioclasio,

magnetite, feldspati alcalini e biotite. Le fasi accessorie sono zirconio e apatite.

- Dicchi di quarzo-sienite (Qz-Sy D): la grana è fine, il plagioclasio è raro e talvolta è alterato in calcite e sericite. Biotite e magnetite sono le sole componenti mafiche, il resto è rappresentato da feldspati alcalini (talvolta alterati in minerali argillosi) e quarzo.
- Dicchi basaltici (Bs D): sono fortemente porfirici e alterati. I fenocristalli sono rappresentati da plagioclasio intensamente alterato in sericite e minerali argillosi, magnetite e fasi mafiche (olivina pirosseno e biotite) completamente alterati in clorite. La pasta di fondo è costituita da plagioclasio, pirosseni e magnetite.

Dal punto di vista della composizione chimica dei minerali, Bonadiman et al. (1994) evidenzia il contenuto di Forsterite nell'olivina (che costituisce un indice di differenziazione legato all'evoluzione del liquido primitivo) che varia tra Fo₆₆₋₄₉ nei gabbri e Fo₅₃₋₄₁ nei monzogabbri.

Il Complesso Intrusivo Predazzo

Il Complesso Intrusivo di Predazzo prende il nome dall'omonimo paese che è situato nella Val di Fiemme a SW di Moena. Rappresenta un'intrusione triassica del tardo Ladinico con una forma ad anello e con un'età di 237.3 ± 1 Ma (Brack et al. 1996, 1997, 2005; Mundil et al. 1996; Mietto et al. 2012) intrusa all'interno di una successione sedimentaria e vulcanica che va dal Permiano al Triassico medio. Secondo Casetta et al. (2017) il Complesso Intrusivo di Predazzo ha un volume di circa 4.5 km³ mentre i depositi vulcanici adiacenti circa 6 km³ (Fig. 5).

Le caratterizzazioni mineralogiche e petrografiche più complete delle rocce del Complesso Intrusivo di Predazzo sono disponibili nei lavori di Lucchini et al. (1982) e Casetta et al. (2017).

Le osservazioni mineralogiche e petrografiche di Lucchini et al. (1982) possono essere riassunte come segue:

- Clinopirossenite (Cpx): la grana varia da media a grossolana con una tessitura mesocumulitica. Le fasi di cumulo sono rappresentate da clinopirosseni e magnetite mentre le fasi di intercumulo sono costituite da plagioclasio e biotite.
- Gabbro (Gb): spesso associato alle pirosseniti, costituito da plagioclasio, clinopirosseno, biotite e anfibolo. Rara è la presenza di ortopirosseno. È stata riconosciuta la presenza di olivina in alcuni campioni con una composizione Fo₇₈₋₈₀.
- Diorite (Di): il costituente maggiore è rappresentato dal plagioclasio. Anfibolo e biotite sono entrambi molto presenti (circa il 26 vol% in totale). Clinopirosseno, K-feldspato e quarzo sono solo rari accessori.
- Monzodiorite (Mz-Di): costituita da K-feldspato, anfibolo, biotite, plagioclasio, raro quarzo, clinopirosseno, ortopirosseno.
- Monzogabbro (Mz-Gb): oltre a plagioclasio e K-feldspato sono presenti clinopirosseno, raro ortopirosseno, anfibolo e biotite. L'anfibolo è frequentemente presente come fase secondaria da alterazione di clinopirosseno e ortopirosseno. Il quarzo, se presente, è in modeste quantità modali.

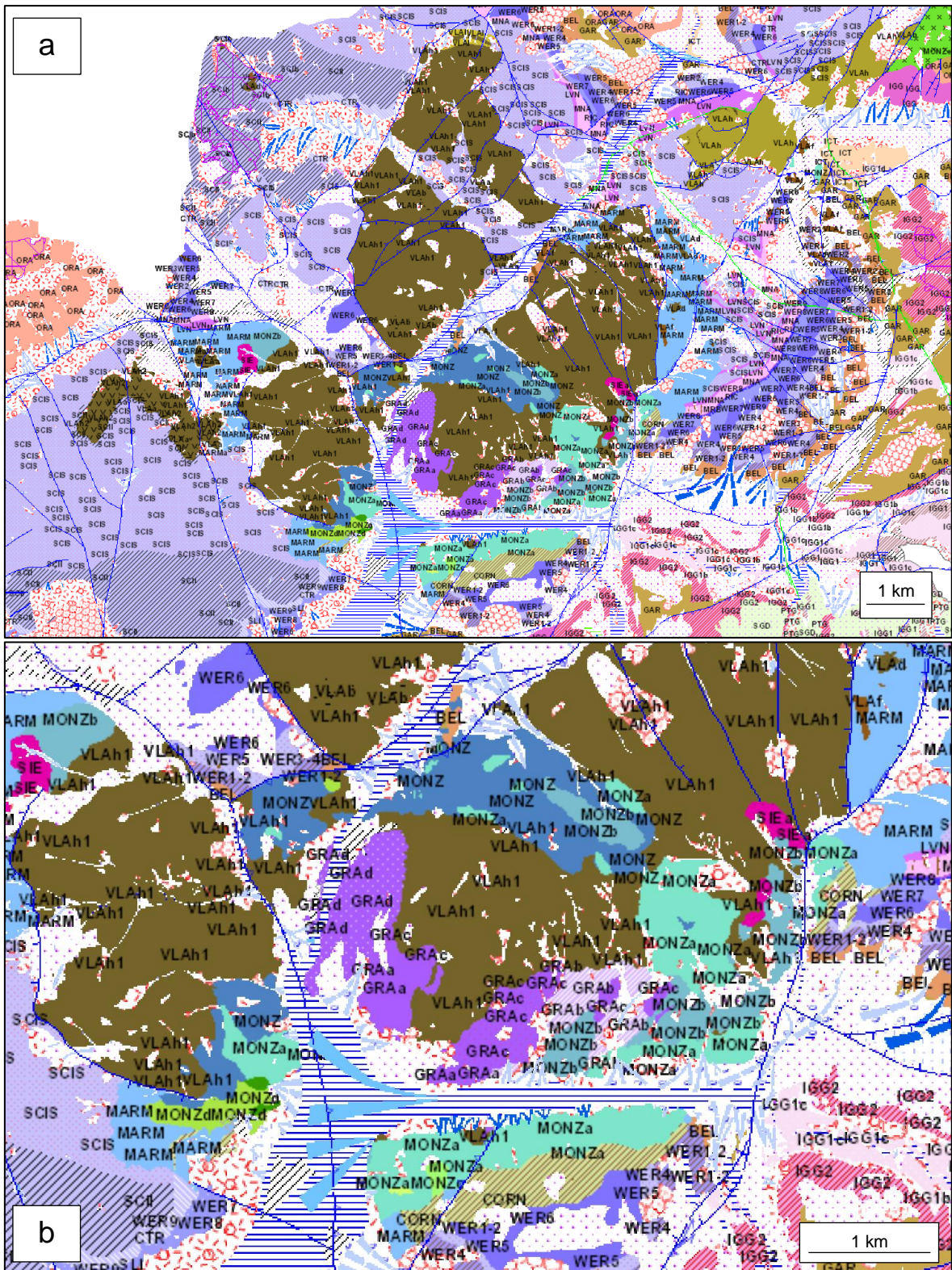


Figura 5. Carta geologica di Predazzo. In azzurro – verde – viola sono rappresentate le rocce intrusive del complesso, in marrone le vulcaniti. In a) viene mostrata tutta l'area interessata da rocce magmatiche. In b) viene ingrandita il settore caratterizzato dalla presenza di rocce intrusive. MONZ – Monzonite, MONZa – Monzodiorite, MONZb – Leucomonzonite, MONZc – Diorite, MONZd – Monzogabbro, GAB – Gabbro, SIEa – Sienite porfirica, GRAa – Granito biotitico, GRAb – Granito biotitico povero in quarzo, GRAc – Granito a grana fine, GRAd – Granito albitico a grana media, VLAh1 – Lava basaltica, VLAh – Lava basaltica indistinta, CORN – Cornubianite, MARM – Marmo, BEL – Formazione a Bellerophon, WER – Formazione di Werfen, MNA – Formazione di Moena, LVN – Formazione di Livinallongo, SCIS – Formazione dello Sciliar. Cartografia reperita dalla Protezione civile di Trento.

- Monzonite (Mz): costituita da plagioclasio, K-feldspato pecilitico, biotite (talvolta pecilitica) e raro quarzo. Tra i femici sono presenti clinopirosseno augitico, ortopirosseno (frequentemente alterato) e anfibolo, presente sia come fase primaria (orneblenda) sia come fase secondaria dall'alterazione a spese del clinopirosseno. I minerali accessori principali sono rappresentati dalla magnetite, apatite, allanite, titanite e raro zircone.
- Sienite (Sy): è costituita principalmente da K-feldspato, plagioclasio, ortopirosseno e quarzo. Nelle sieniti nefeliniche sono presenti anche nefelina e sodalite.
- Granito (Gr): in generale è costituito da quarzo K-feldspato, plagioclasio e biotite. In particolare, però, esistono diversi graniti: granito albitico con clorite e muscovite, granito biotitico e graniti a grana fine (come si vede anche in Fig. 5).

Casetta et al. (2017) propone una suddivisione del Complesso Intrusivo di Predazzo in tre unità principali (Fig. 6) chiamate Unità SS (Unità shoshonitica satura in silice), SU (Unità shoshonitica sottosatura in silice) e GU (Unità granitica).

- SS rappresenta la porzione maggiore dell'intrusione e le litologie che la caratterizzano sono rappresentate da gabbri, monzogabbri, monzodioriti e sieniti.
- GU è disposto nel settore centrale dell'intrusione, ed è costituita da graniti e sienograniti talvolta in facies pegmatitica. L'autore, osservando i rapporti tra SS e GU, ipotizza che quest'ultimo si sia intruso all'interno di SS rappresentando il prodotto di un secondo impulso magmatico.
- SU è posizionata nel settore orientale dell'intrusione ed è caratterizzata da una composizione normativa a nefelina. I litotipi dominanti sono gabbri, monzogabbri, monzoniti e sieniti. La presenza di dicchi appartenenti a SU all'interno di GU indica come questa unità sia il risultato della cristallizzazione di un terzo impulso magmatico.

In precedenza, era già stata avanzata l'ipotesi che esistessero due serie magmatiche distinte (Lucchini et al., 1982) caratterizzate da un diverso contenuto di HREE (terre rare pesanti) nelle rocce. La serie impoverita di HREE è rappresentata da monzodioriti, dioriti e sieniti nefeliniche, quella non impoverita è invece rappresentata da monzoniti, gabbri, pirosseniti e sieniti. Nell'area di Predazzo sono anche presenti alcuni filoni la cui composizione varia dalle camptoniti a filoni leucocratici. Sono inoltre presenti filoni a nefelina (principalmente porfidi tinguaitici).

In dettaglio, le osservazioni mineralogico-petrografiche (riassunte in Tabella 2) di Casetta et al. (2017) sono:

Unità SS (Unità shoshonitica satura in silice; Fig. 7):

- Clinopirossenite (Cpx): si trovano al contatto con l'unità SU, presenta una tessitura mesocumulitica con una grana da media a grossolana ed è costituita principalmente da clinopirosseno, olivina, biotite, magnetite e plagioclasio.
- Gabbro (Gb): grana da media a grossolana e talvolta possiede una tessitura cumulitica. I minerali principali che lo costituiscono sono clinopirosseno, olivina e ortopirosseno. I minerali di intercumulo invece sono rappresentati da plagioclasio, magnetite, quarzo e biotite pecilitica.

- Monzo-gabbro (Mz-Gb): è il litotipo più abbondante, ha una grana molto variabile da fine a grossolana. I minerali principali sono clinopirosseno (talvolta sostituito dall'anfibolo), plagioclasio, feldspati alcalini, biotite (talvolta alterata in clorite) e magnetite.
- Monzodiorite (Mz-Di): anche questo litotipo possiede una grana molto variabile da fine a grossolana.
- Monzonite (Mz): la grana varia da media a fine, il k-feldspato talvolta contiene altri minerali di plagioclasio e biotite. Le altre fasi presenti sono il clinopirosseno (alterato), l'anfibolo (orneblenda primaria e actinolite-tremolite che sostituiscono il pirosseno) e il quarzo.
- Sienite (Sy): mostra una composizione mineralogica fatta di K-feldspato, quarzo, plagioclasio, raro clinopirosseno, anfibolo e biotite. Le fasi accessorie sono la titanite, l'apatite e lo zirconio.

Unità GU (Unità Granitica):

- Granito (Gr) e sienogranito (Sy-Gr): sono costituiti da K-feldspato, plagioclasio, quarzo e biotite. I minerali accessori sono fluorite, allanite, apatite e zirconio.

Unità SU (Unità shoshonitica sottosatura in silice):

- Gabbro (Gb) e Monzogabbro (Mz-Gb): i costituenti principali sono plagioclasio, K-feldspato, clinopirosseno, anfibolo, biotite, magnetite e granato.
- Monzonite (Mz): sono presenti plagioclasio, K-feldspato, clinopirosseno alterato, anfibolo e biotite.
- Sienite (Sy): le fasi dominanti sono rappresentate da plagioclasio, K-feldspato e granato.

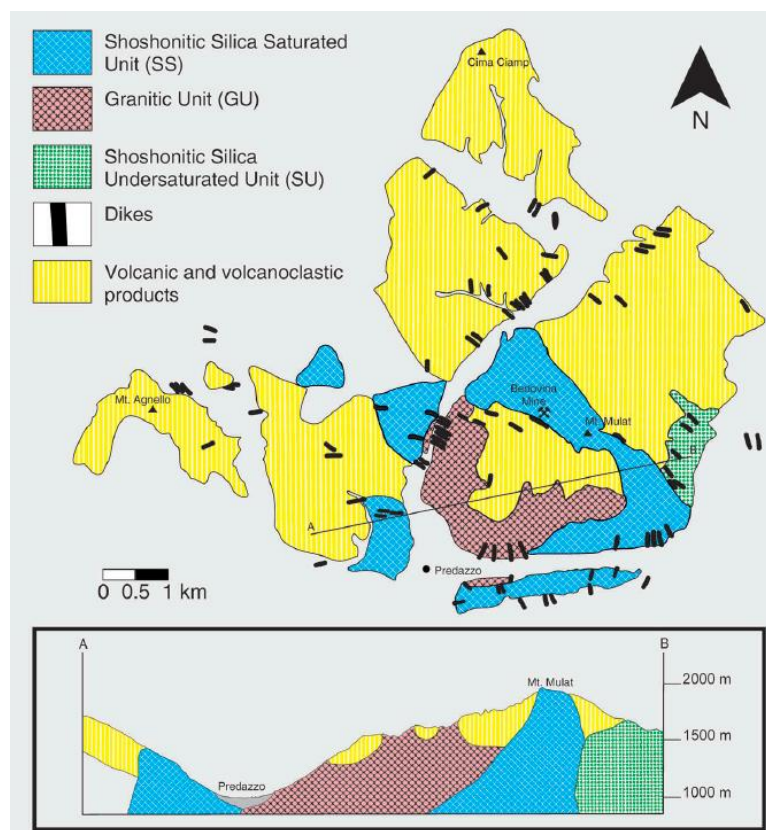


Figura 6. Carta geologica schematizzata del Complesso Intrusivo di Predazzo realizzata da Casetta et al. (2017).

Tabella 2. Principali minerali riconosciuti in letteratura all'interno delle varie litologie che costituiscono il Complesso Intrusivo di Predazzo. La colonna unità rappresenta la classificazione operata da Casetta et al. (2017).

Litologia	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Unità	Litologia	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Unità
Clinopiroseno	Clinopiroseno Plagioclasio Biotite Magnetite	Clinopiroseno Olivina Plagioclasio Biotite Magnetite	SS	Granito	Plagioclasio K-feldspato Biotite Quarzo (Clorite) (Muscovite)	Plagioclasio K-feldspato Biotite Quarzo Fluorite Allanite Apatite Zircone	GU
	Gabbro	Clinopiroseno Ortopiroseno Olivina Plagioclasio Anfibolo Biotite					
Diorite		Clinopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite		/	Grano-sienite	/	
	Monzodiorite	Clinopiroseno Ortopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite Quarzo		/		Gabbro	
Monzogabbro		Clinopiroseno Ortopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite		Clinopiroseno Olivina Plagioclasio K-feldspato Anfibolo (secondario) Biotite Magnetite	Monzogabbro		
	Monzonite	Clinopiroseno Ortopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite Quarzo Titanite Apatite Magnetite Allanite Zircone		Clinopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite Titanite Apatite Zircone		Monzonite	
Sienite		Ortopiroseno Plagioclasio K-feldspato Quarzo		Clinopiroseno Plagioclasio K-feldspato Anfibolo Biotite Quarzo Titanite Apatite Zircone	Sienite		

Casetta et al. (2017) non adotta un contesto geodinamico certo, ma ne suggerisce uno subduittivo in analogia con le interpretazioni dell'attività ignea Triassica nelle unità sudalpine occidentali (Complesso mafico di Finero; Zanetti et al., 2013). In alternativa al contesto subduittivo, Sinigoi et al. (2011; 2016) giustifica l'affinità shoshonitica modellizzando un *mixing* tra magmi derivanti dal mantello e magmi derivanti dalla crosta.

Sulla base dell'analisi delle relazioni di terreno, viene anche proposto un modello evolutivo per la messa in posto dei tre corpi magmatici: l'unità SS è stata la prima a mettersi in posto, seguita dalla GU (nella parte centrale dell'intrusione) ed infine dalla SU che si inietta nel settore orientale (Fig. 7). Un'altra ipotesi sulla genesi del Complesso Intrusivo di Predazzo è il riempimento di una caldera con materiali magmatici (Leonardi, 1968; Castellarin et al., 1982; Doglioni, 1984; Gianolla et al., 2010) ma viene rigettata da Casetta et al. (2017) a causa del contatto graduale esistente tra l'intrusione e le vulcaniti adiacenti.

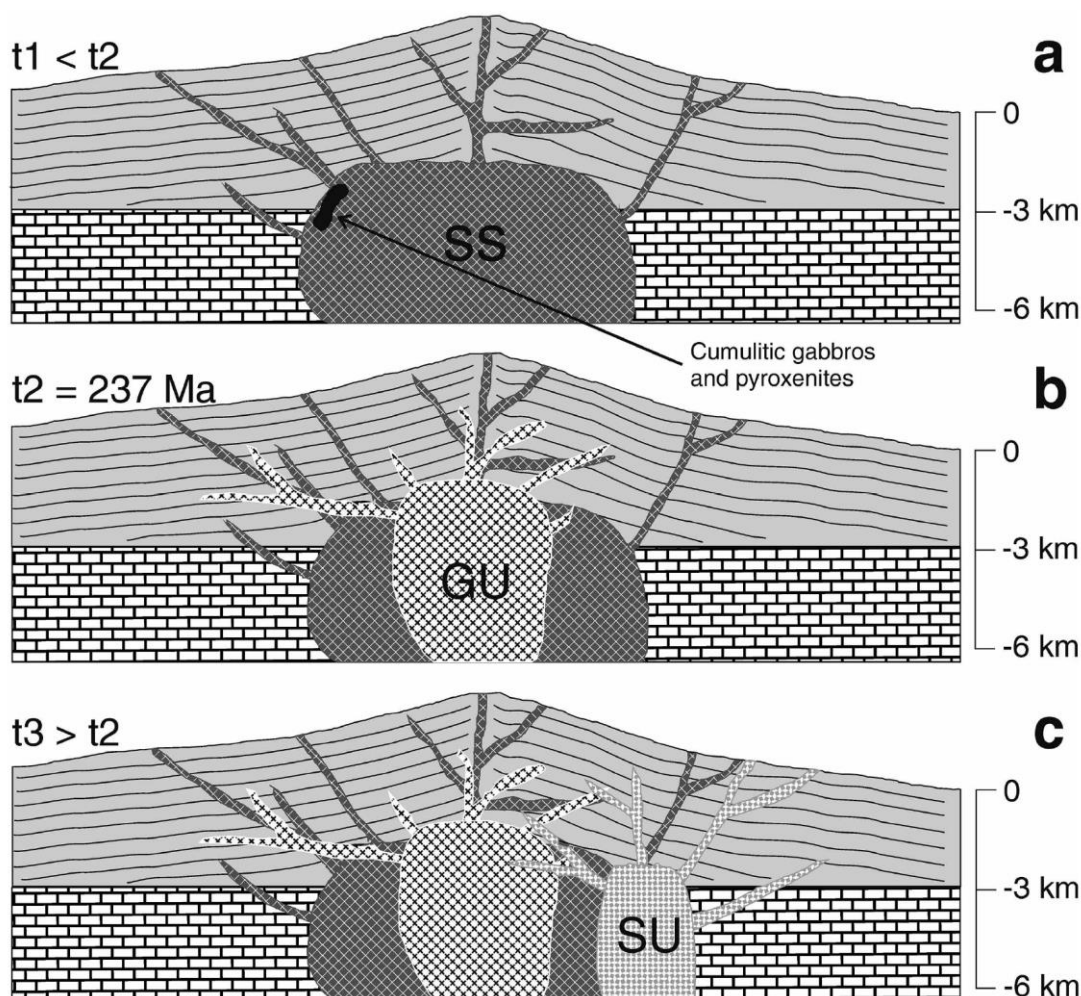


Figura 7. Schema riassuntivo proposto da Casetta et al. (2017). In a) si verifica la messa in posto dell'unità SS; in b) l'unità GU si intrude all'interno di SS; in c) l'unità SU si inietta nella parte orientale del corpo intrusivo.

Ulteriori studi

Dal Cin & Sacerdoti (1962) elencano alcuni minerali presenti nelle aree di Predazzo e dei Monti Monzoni.

- Complesso dei Monti Monzoni: grafite al contatto fra i calcari e la sienite. Pirite in filoni o al contatto tra le rocce magmatiche e l'incassante. La molibdenite è stata ritrovata in filoni pegmatitici della monzonite. È anche presente ematite la cui origine non è chiara, potrebbe essere pneumatolitica, idrotermale o metamorfica. La limonite e l'andradite (varietà di granato) sono altri minerali presenti. Lo spinello viene riconosciuto solamente all'interno della sienite, ma come evidenziato dagli altri autori, questo è presente anche

in altre litologie dei Monzoni (Del Monte et al., 1967; Bonadiman et al., 1994) e di Predazzo (Casetta et al., 2017). Al contatto sienite – incassante è presente il pleonasto. I pirosseni riconosciuti nell'area sono l'ipersteno, il diallagio, la fassaite (al contatto con l'incassante) e l'augite. L'unico anfibolo che viene riconosciuto sui Monzoni dall'autore è il serpentino (secondario). Vengono osservati una grande quantità di biotite in tutte le rocce del complesso, flogopite (la cui origine è pneumatolitica o si trova al contatto con le dolomie) e muscovite (rara).

- Complesso Intrusivo di Predazzo: calcopirite in filoni o masse all'interno di rocce intrusive, generalmente associata alla sienite; sul Monte Mulat è associata alla scheelite e alla magnetite. Nel granito rosa è presente tormalina, i cui cristalli hanno dimensioni maggiori all'interno dei filoni pegmatitici.

Esiste un altro importante studio, che, seppure non interessi direttamente le aree di Predazzo e dei Monzoni, avanza osservazioni molto interessanti. Vengono studiate la mineralogia, la petrografia e l'evoluzione di prodotti magmatici presenti a Cima Pape nelle Dolomiti Orientali (Gasparotto & Simboli, 1991). L'età dei prodotti magmatici è ladinica (come quella di Predazzo e Monzoni) e l'affinità è anch'essa shoshonitica. Sono presenti lave a pillow ed un sill (messo in posto all'interno della Formazione di Livinallongo) che possiedono una composizione mineralogica del tutto simile a quella di Predazzo e Monzoni.

1.4 Caratteristiche geochemiche delle magmatiti triassiche del sudalpino e modellizzazioni geochemiche precedenti

Come presentato nei precedenti capitoli, tutti gli autori che hanno studiato queste intrusioni (Del Monte et al., 1967; Lucchini et al., 1982; Bonadiman et al., 1994; Casetta et al., 2017) hanno riscontrato un'affinità seriale shoshonitica non solo per le rocce intrusive ma anche per le vulcaniti adiacenti (Lucchini et al., 1982; Casetta et al., 2017).

Complesso Intrusivo dei Monti Monzoni

Lo studio geochemico di riferimento per il Complesso dei M. Monzoni è quello di Bonadiman et al. (1994). I termini meno differenziati possiedono un $mg\#$ (= $\text{mol MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) massimo di 59, inferiore al valore che dovrebbe possedere se il magma fosse primario ($mg\# > 70$). Anche la composizione modale dell'olivina (contenuto massimo in forsterite di circa 66 mol%) suggerisce che anche le rocce ultramafiche (ad es., le clinopirosseniti) siano in realtà il prodotto di liquidi già parzialmente differenziati. Per quanto riguarda gli elementi in traccia, il complesso dei Monti Monzoni è caratterizzato da un arricchimento di LILE (elementi a largo raggio ionico) ed è impoverimento di Nb rispetto agli altri elementi in traccia.

Ipotizzando una pressione all'interno della camera magmatica di 1.5 kbar, la fugacità dell'ossigeno è calcolata con valori simili al *buffer* NNO (*Nickel-Nickel Oxide*). Viene inoltre stimata la temperatura di inizio e fine cristallizzazione, rispettivamente uguali a 1044°C (gabbro) e 589°C (sienite) con un errore di 7°C.

Il campione che viene interpretato come magma genitore è il gabbro (CB13). Sulla base di calcoli di bilancio di massa, è stato possibile modellizzare l'evoluzione magmatica del Complesso dei Monti Monzoni, dalle clinopirosseniti alle sieniti, tramite una prolungata cristallizzazione frazionata.

Complesso Intrusivo di Predazzo

Le tre unità di Casetta et al. (2017) sono distinte sulla base del contenuto di SiO₂. Il diverso contenuto di silice si riflette sulla composizione modale, con le unità SS e GU che contengono rispettivamente 15-20 vol% e 34-40 vol% di quarzo. L'unità SU, invece, non contiene quarzo modale ed è nefelina normativa; la presenza di nefelina modale è tuttavia confermata dalle osservazioni di Lucchini et al. (1982) che riconosce nefelina e sodalite all'interno delle sieniti. Contrariamente a quanto ci si aspetterebbe da un magma primitivo che dovrebbe possedere un mg# > 70, i termini meno differenziati hanno valori compresi tra 46 e 58. In generale i campioni hanno contenuti molto elevati in alcali: K₂O raggiunge 8.4% in peso (9.2% in SU) e per Na₂O il 4.3% (6.3% in SU). Chiaramente, i termini meno differenziati hanno un contenuto di alcali molto inferiore. Le unità SS e GU possiedono un rapporto K/Na simile, ad eccezione di alcuni campioni granitici. Anche TiO₂ e CaO in queste due unità risultano comparabili. Ciò che li distingue sono i rapporti MgO/SiO₂ e FeO/SiO₂ peculiari, oltre che al contenuto in Na₂O maggiore e MgO, CaO, FeO, TiO₂ minore nell'unità SU. Per quanto riguarda gli elementi in traccia, tutte le rocce del Complesso Intrusivo di Predazzo sono arricchite in LILE e mostrano anomalie negative in Nb e Ti. L'anomalia positiva in Eu è generalmente interpretata con processi di accumulo del plagioclasio, che rappresenta il contenitore preferenziale di Eu. L'anomalia negativa in Eu è maggiormente evidente nei termini più differenziati (graniti e sieno-graniti). Altre caratteristiche singolari che discriminano le unità SS e SU sono il contenuto di CaO nel pirosseno (più elevato nell'unità SU) ed il contenuto in Pb e HFSE (elementi ad alta forza di campo), anch'essi più elevati nell'unità sottosatura.

L'autore, per confermare l'ipotesi che le varie unità (SS, GU e SU) si siano evolute per cristallizzazione frazionata, sviluppa un modello basato sul frazionamento di Rayleigh (per gli elementi in traccia) proponendo che la genesi delle due unità SS e SU debba avvenire a partire da due fusi parentali differenti. Per entrambe le unità ha utilizzato come liquidi iniziali le composizioni di un monzogabbro presente tra i campioni studiati: FC43B come rappresentativo del liquido parentale dell'unità SS ed EM10 per l'unità SU. A partire da questi due fusi è possibile ottenere tutta la serie magmatica per cristallizzazione frazionata ad eccezione di GU. L'unità dei graniti, invece, non è stata ottenuta per semplice differenziazione del magma a partire da FC43B (magma genitore dell'unità SS).

In sintesi, le tre unità magmatiche del Complesso Intrusivo di Predazzo sono state prodotte da tre impulsi magmatici distinti che hanno dato luogo a tre differenti liquidi parentali che si sono differenziati per cristallizzazione frazionata.

In Tabella 4 vengono riassunte le osservazioni di Bonadiman et al. (1994) e Casetta et al. (2017).

Complesso magmatico di Cima Pape

Il lavoro svolto da Gasparotto & Simboli (1991) nel coevo Complesso Magmatico di Cima Pape è molto interessante ai fini del presente studio per le similitudini litologiche e petrogenetiche. La composizione (elementi maggiori e in traccia) delle vulcaniti di Cima Pape è molto simile a quella dei gabbri dei Monti Monzoni (Bonadiman et al., 1994) ritenuti rappresentativi del fuso parentale (Tabella 3).

Tabella 3. Confronto composizionale tra CB13 e la media delle lave di Cima Pape.

	CB13 (Bonadiman et al., 1994)	Media lave Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991)	SD lave Cima Pape		CB13 (Bonadiman et al., 1994)	Media lave Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991)	SD lave Cima Pape
	%	%	%		ppm	ppm	ppm
SiO2	49.00	51.43	0.74	V	245	241	16
TiO2	1.36	1.02	0.05	Cr	52	74	21
Al2O3	18.52	18.55	1.25	Co	32	32	6
Fe2O3t	10.68	9.66	0.62	Ni	28	29	4
MnO	0.17	0.13	0.02	Rb	52	53	5
MgO	5.14	4.74	0.48	Ba	593	569	45
CaO	9.34	8.93	0.36	Nb	11	11	2
Na2O	2.81	2.58	0.25	La	27.4	35	5
K2O	2.25	2.55	0.25	Ce	62.1	56	9
P2O5	0.65	0.41	0.04	Sr	766	878	87
TOT	99.92	100.00		Zr	129	159	14
				Y	25	30	4

Nel lavoro di Gasparotto & Simboli (1991) viene anche proposta la tipologia del mantello che potrebbe aver generato il magmatismo Ladinico Sudalpino: un mantello lertzolitico a granati arricchito in elementi incompatibili. Se il liquido primitivo generato da queste peridotiti frazionasse pirosseno lungo la sua risalita si otterrebbe un liquido shoshonitico.

Tabella 4. Tabella riassuntiva delle osservazioni avanzate da Bonadiman et al. (1994) e Casetta et al. (2017).

	COMPLESSO INTRUSIVO DI PREDAZZO	COMPLESSO INTRUSIVO DEI MONZONI
Età	237 ± 1	229 ± 8
Litologie	Minori ultramafiche - mafiche, fino a graniti	Ultramafiche, molte mafiche, fino alle sieniti
Geochimica	Arricchimento in LILE, anomalia negativa di Nb	Arricchimento in LILE, anomalia negativa di Nb
Affinità geochimica	Shoshonitica	Shoshonitica
Evoluzione	Cristallizzazione frazionata SS -> GU -> SU Tre fusi differenti che hanno generato le tre unità	Cristallizzazione frazionata Unico fuso generato dalla fusione parziale di un mantello metasomatizzato
Contesto geodinamico	Subduzione triassica	Trascorrenza triassica
Domande aperte	Affinità shoshonitica (orogena) in un contesto anorogeno Possibile esistenza di un unico fuso parentale che generi i due Complessi Intrusivi	

1.5 Le peridotiti della Zona di Ulten-Nonsberg: una possibile sorgente del magmatismo ladinico

La zona di Ulten-Nonsberg (Zona d'Ultimo) fa parte del dominio Austroalpino ed è caratterizzata da un basamento metamorfico di alto grado. È situato nelle Alpi centro-orientali ed è costituito da migmatiti, gneiss, eclogiti e peridotiti (Ionov et al., 2017) coinvolte e metasomatizzate nell'orogenesi Ercinica. La Zona d'Ultimo viene interpretata come una sezione della crosta inferiore della catena orogenetica Varisica (Ionov et al., 2017) che ha subito un metamorfismo pre-Alpino. Le peridotiti mantelliche si sono impostate all'interno della circa 330 Ma fa (Tumiati et al., 2003) subendo un metasomatismo ed un arricchimento in elementi incompatibili (da fusi e fluidi contenenti alte concentrazioni di LREE, Th, U, Ba, Pb) durante la formazione del cuneo orogenico. I termini presenti nella Zona d'Ultimo sono estremamente

eterogenei nella composizione (harzburgiti - lherzoliti), nella tessitura (da grossolana a fine), nell'alterazione (localmente molto intensa) e nel grado metamorfico (facies a spinello e facies a granato-spinello). In generale, i componenti mineralogici principali sono rappresentati da olivina, ortopirosseno, clinopirosseno, spinello, granato e anfibolo.

Questo tipo di mantello, grazie alle peculiari caratteristiche petrologiche e geochimiche ha svolto un'importante funzione durante la modellizzazione dell'origine del fuso parentale dei Complessi Intrusivi di Predazzo e dei M. Monzoni.

2. METODI

L'evoluzione delle rocce magmatiche può essere sintetizzata in due principali processi:

1. fusione parziale di una roccia madre;
2. differenziazione di un fuso attraverso processi di cristallizzazione frazionata, contaminazione e immiscibilità.

Per comprendere e modellizzare questi processi solido-liquido durante la fusione parziale e la differenziazione, è necessario analizzare la distribuzione degli elementi in funzione di pressione, temperatura e composizione del sistema. Dai dati geochimici già disponibili nella letteratura scientifica, sono stati elaborati vari modelli che simulassero i processi di fusione parziale e cristallizzazione frazionata.

2.1 Raccolta dei dati bibliografici

Il database utilizzato per sviluppare i modelli è stato composto raccogliendo le analisi chimiche già disponibili dalla letteratura. Oltre a quelle condotte sulle rocce intrusive, sono state incluse anche quelle delle effusive (che dovrebbero approssimare la composizione del fuso). Le analisi modali e quelle composizionali sui singoli minerali hanno ricoperto un ruolo secondario, utilizzate esclusivamente come riferimento. In totale sono state raccolte 112 analisi e, per ogni campione, sono stati calcolati mg#, FeO_t e Fe₂O_{3t} al fine di uniformare il più possibile i parametri calcolabili. I dati sono stati processati mediante l'utilizzo del software geochimico GCDkit (Janousek et al., 2006) che permette di ottenere velocemente molti diagrammi di uso petrologico (diagrammi di Harker, diagrammi multielemento normalizzati, diagrammi classificativi, ecc...).

2.2 Confronto tra i Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni

I Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni sono stati confrontati per osservare le caratteristiche comuni. Per fare ciò, i campioni sono stati classificati sulla base del Complesso di appartenenza e successivamente *plottati* su diagrammi di Harker e diagrammi multielemento normalizzati. I diagrammi di Harker sono presentati come SiO₂ vs. elementi maggiori, minori, tracce (in questo lavoro vengono mostrati gli elementi in traccia con i trend più significativi) e MgO vs. elementi maggiori, minori, tracce. I diagrammi multielemento normalizzati vengono costruiti rapportando le concentrazioni dei dati a valori di riferimento rappresentanti *reservoir* primordiali (come ad esempio il Mantello Primitivo o la composizione delle condriti). Vengono messi in evidenza gli andamenti in base al Complesso di appartenenza, al contenuto di SiO₂ e alla litologia.

2.3 Decompressione adiabatica (Reebox Pro) (Brown & Lesher, 2016)

Il programma Reebox Pro permette di simulare la fusione parziale per decompressione adiabatica di un mantello in risalita passiva o attiva. Il mantello può avere una composizione omogenea o eterogenea data da una combinazione di peridotite anidra, peridotite idrata, hazburgite e pirossenite (satura o sotto-satura in silice). I calcoli si basano su vincoli termodinamici e sulla variazione dei coefficienti di ripartizione fuso-minerale durante l'evoluzione del sistema.

Vengono utilizzate tre funzioni per modellizzare la fusione parziale di un mantello eterogeneo: funzione di fusione, funzione chimica e funzione di miscelamento.

- Funzione di fusione: rappresenta la quantità di fuso che viene prodotta ad ogni step di decompressione per ogni litologia presente nel sistema. Viene assunto che tutte le litologie sono in equilibrio termico (ma non chimico) così da poter simulare una fusione isoentropica (adiabatica e reversibile) sia per sorgenti omogenee che eterogenee. Una conseguenza della decompressione isoentropica in presenza di una sorgente eterogenea consiste nella migrazione di calore dalle litologie che non fondono a quelle che fondono, aumentando la produzione di fuso. Di conseguenza, la litologia che non fonde (che cede calore), raggiungerà il *solidus* più tardivamente.
- Funzione chimica: quantifica la composizione del sistema ad intervalli discreti di pressione decrescente in cui il fuso prodotto viene tempestivamente rimosso dal sistema e fatto accumulare a formare il cosiddetto *pooled melt*. La composizione viene stimata considerando i coefficienti di ripartizione solido/liquido di ogni elemento per ogni minerale che costituisce la roccia. I coefficienti di ripartizione possono essere impostati manualmente dall'utilizzatore oppure si possono usare alcune impostazioni predefinite come coefficienti variabili in funzione della temperatura o coefficienti costanti.
- Funzione di miscelamento: rappresenta la modalità di aggregazione del fuso che si forma nel triangolo di fusione del mantello al di sotto della litosfera. Combina le funzioni di fusione e di chimica per stimare il volume e la composizione di ciò che viene fuso dal mantello. Nel programma vengono proposti tre modelli di miscelamento, uno passivo (Langmuir et al., 1992; Plank & Langmuir, 1992), uno attivo (Langmuir et al., 1992; Plank & Langmuir, 1992) e uno attivo-passivo (Brown & Lesher, 2014).

Un altro strumento molto utilizzato per la modellazione della fusione parziale del mantello superiore è il software pMELTS (Ghiroso et al., 2002). A differenza di Reebox Pro, con pMELTS non è possibile simulare la fusione parziale di una sorgente di mantello litologicamente eterogenea e per questo motivo non è stato usato.

I parametri che possono essere impostati in ReeBox Pro sono la temperatura potenziale del mantello, la temperatura ambientale, lo spessore litosferico, la velocità apertura del bacino, i parametri termodinamici e la composizione (elementi in traccia) delle litologie (Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, K, La, Ce, Pb, Pr, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb, Lu). L'*output* del programma consiste nella generazione di vari documenti di testo contenenti le composizioni del fuso ad ogni intervallo di decompressione. Fornisce:

- Un documento di testo per ogni litologia contenente la composizione del fuso istantaneo generato ad ogni intervallo di pressione;
- Un documento di testo per ogni litologia contenente la composizione del fuso accumulato lungo la linea di flusso mantellico più lunga (Fig. 8);
- Un documento di testo per ogni litologia contenente la composizione del fuso accumulato lungo tutte le linee di flusso mantelliche (*pooled melt*);
- Un documento di testo contenente la composizione del fuso accumulato (*pooled melt*) lungo tutte le linee di flusso mantelliche comprendente tutte le litologie coinvolte. Quest'ultimo è stato utilizzato come confronto con CB13.

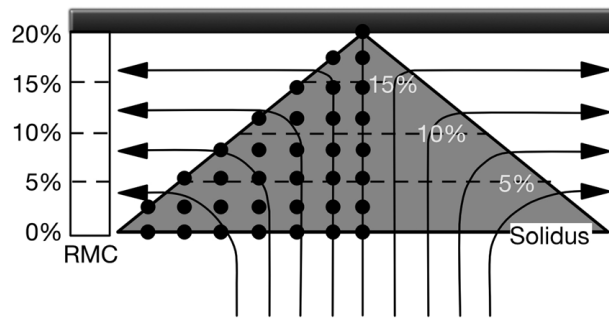


Figura 8. Schema di risalita adiabatica passiva (Langmuir et al., 1992; Planck & Langmuir, 1992). Le frecce nere rappresentano le linee di flusso mantellico.

Sebbene durante le prime fasi di sperimentazione siano stati coinvolti tutti i tipi di litologie che il *software* offre per comprendere le tipologie di fuso ottenibile, in questo lavoro vengono presentati esclusivamente i risultati ottenuti a partire da peridotiti anidre pirolitiche (rappresentanti un Mantello Primitivo) e peridotiti idrate arricchite (rappresentanti il Mantello Ulten), in quanto sono i più simili a CB13. I parametri di temperatura e spessore litosferico sono stati variati fino al raggiungimento di un modello che possedesse una concentrazione di Rb nel *pooled melt* di circa 50-52 ppm. Le altre concentrazioni modellizzate degli elementi sono state poi confrontate con quelle reali di CB13.

2.4 Cristallizzazione frazionata (Rhyolite-MELTS) (Gualda et al., 2012; Ghiorso & Gualda, 2015)

Il software Rhyolite-MELTS permette di simulare i processi di cristallizzazione (all'equilibrio e frazionata) e di assimilazione. Si basa su dati termodinamici delle più importanti fasi ignee e calcola l'equilibrio delle fasi in sistemi magmatici minimizzando l'energia interna del sistema (energia libera di Gibbs). L'intervallo termobarometrico di applicazione è 500-2000 °C e 0-2 GPa.

Il programma fornisce la possibilità di variare il *buffer* di fugacità dell'ossigeno (che ha conseguenze sulle condizioni redox del ferro) tra NNO (Nichel - Ossido di nichel), QFM (Quarzo – Fayalite – Magnetite), MH (Magnetite – Ematite) ed altri meno comuni. Ognuno di questi *buffer* può essere variato applicando un *-delta log* a tutta la curva.

Durante i calcoli, MELTS considera tutte le 33 fasi solide (gli spinelli e gli ossidi romboedrici vengono elencati in Tabella 5) e liquide presenti nel suo database come potenzialmente formabili. Ad ogni intervallo di temperatura viene determinata l'affinità di ogni fase solida, che rappresenta la distanza dall'equilibrio con il liquido (le fasi più stabili sono quelle più vicine a zero). Un'affinità negativa indica la sovrassaturazione del sistema in quella determinata fase.

Rhyolite-MELTS 1.2 è il perfezionamento dell'algoritmo di Rhyolite-MELTS che prevede l'evoluzione dei sistemi quando sono coinvolti quarzo e feldspato. Permette inoltre di studiare sistemi idrati che non siano dominati da biotite ed anfibolo a condizioni intermedie.

Tabella 5. Minerali modellizzati da Rhyolite-MELTS facenti parte dei gruppi dello spinello e degli ossidi romboedrici.

Spinel		Rhm-oxide	
chromite	$\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$	gieselite	MgTiO_3
hercynite	$\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$	hematite	Fe^{3+}O_3
magnetite	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$	ilmenite	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$
spinel	MgAl_2O_4	pyrophanite	MnTiO_3
ulvospinel	$\text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$		

Nel programma è necessario inserire la composizione del magma o della roccia che si vuole studiare attraverso processi di cristallizzazione o di fusione. Gli elementi di input sono i maggiori e i minori espressi in ossidi: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , NiO , CoO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . Inoltre, possono essere impostati H_2O , CO_2 , SO_3 , Cl_2O , F_2O . Se si vuole valutare l'evoluzione di un sistema attraverso la minimizzazione dell'energia libera di Gibbs è necessario impostare la temperatura (iniziale, finale e l'incremento) e la pressione (iniziale, finale e l'incremento); l'entalpia, l'entropia e il volume vengono calcolati automaticamente dal programma. Oltre a ciò è necessario anche specificare la fugacità dell'ossigeno e se questa è costante oppure segue un *buffer* (QFM, NNO, HM, ecc...). È possibile sviluppare un modello che frazioni solidi, liquidi o fluidi e che contempli anche l'assimilazione di altri sistemi.

Nel caso specifico di questo lavoro, le composizioni iniziali del sistema sono quelle dei magmi parentali individuati da Gasparotto & Simboli (1991), Bonadiman et al. (1994) e Casetta et al. (2017). Sono state eseguite delle simulazioni a varie pressioni (rappresentativamente, in questo lavoro vengono presentati i risultati a 1.5 kbar) e a diverso contenuto di H_2O (1 – 4%) per verificare che si potesse generare tutto il trend evolutivo di differenziazione. Dai dati di letteratura è evidente che i due Complessi si siano generati grazie ad un processo di cristallizzazione frazionata e che non siano stati coinvolti in un'assimilazione. Al termine della simulazione viene generato un documento di testo contenente le composizioni delle fasi precipitate (solide o liquide) ad ogni intervallo di temperatura.

Infine, sono state confrontate le composizioni dei dati osservati con quelle sperimentali ottenute attraverso la modellizzazione. Mediante l'utilizzo di diagrammi di Harker sono state comparate l'evoluzione del liquido e quella totale solidi (calcolata mediando in modo pesato sul volume la composizione dei singoli minerali costituenti).

Lo schema concettuale che riassume i passi coinvolti durante la modellizzazione viene presentato in Figura 9.

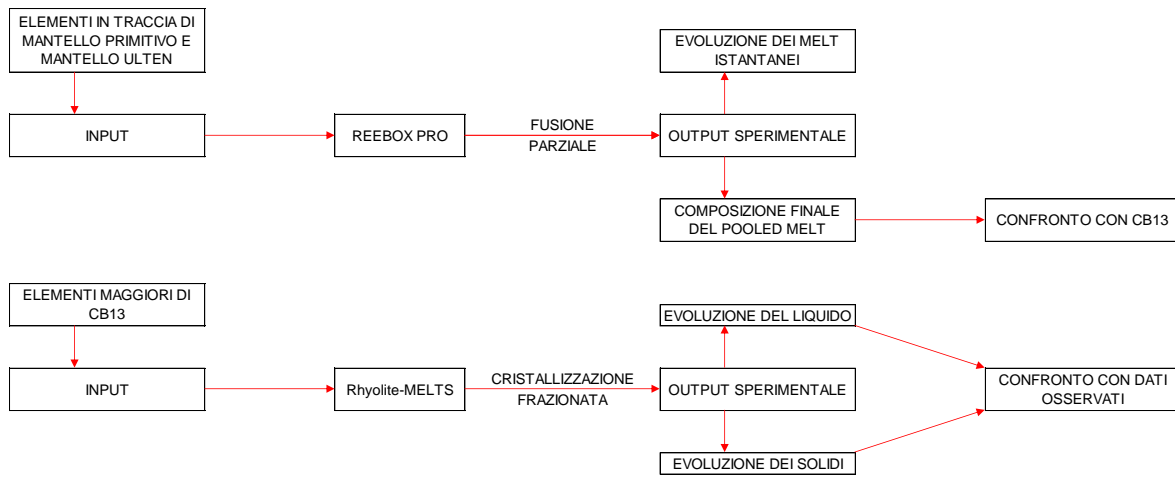


Figura 9. Schema concettuale della modellizzazione effettuata in questo lavoro. CB13 rappresenta la composizione del magma parentale proposto da Bonadiman et al. (1994).

3. DATI

3.1 Osservazioni petrografiche

In letteratura sono presenti diverse osservazioni petrografiche sia sulle rocce del Complesso Intrusivo di Predazzo che su quelle del Complesso Intrusivo dei Monti Monzoni; sfortunatamente, non sono del tutto esaurienti e, talvolta, tra loro contrastanti. Sono quindi state osservate alcune sezioni sottili per comprendere le associazioni mineralogiche e soprattutto per capire il ruolo dell'anfibolo e della biotite.

- Pirossenite (Fig. 10): la grana varia da media a fine, le fasi di cumulo sono costituite principalmente da clinopirosseni, plagioclasti e ossidi. Le fasi di intercumulo sono invece plagioclasio e biotite. L'anfibolo è principalmente presente in prossimità delle fratture come fase secondaria a sostituzione del clinopirosseno e della biotite.
- Monzogabbro (Fig. 11): la grana è media e non possiede una tessitura da cumulo. Le fasi principali che si riconoscono sono clinopirosseni, ortopirosseni, plagioclasti, feldspati alcalini e ossidi. La biotite è presente sia come fase primaria che secondaria ed è frequentemente sostituita dalla clorite. L'anfibolo è esclusivamente secondario a sostituzione del pirosseno.
- Monzonite (Fig. 12): la grana varia da media a fine. Le fasi principali che la costituiscono sono plagioclasio, feldspato alcalino, clinopirosseno, biotite e ossidi. Anche in questa roccia, l'anfibolo è presente come fase secondaria e sostituisce la biotite e il pirosseno.
- Granito rosa (Fig. 13): la grana è grossolana con un'associazione mineralogica costituita da quarzo, feldspato alcalino, plagioclasio e biotite (rara). Sono presenti calcite e clorite che sostituiscono rispettivamente plagioclasio e biotite. Gli aggregati di tormalina ospitano al loro interno feldspati.

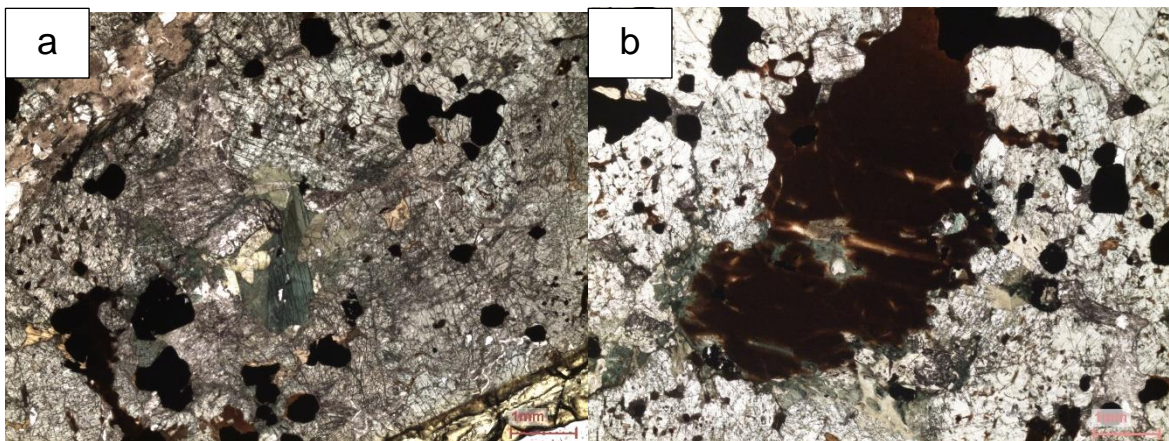


Figura 10. Pirossenite. In a) viene mostrata l'associazione mineralogica a cpx, plg, ox. Intercumulo costituito da plg e bt. L'anfibolo è presente come fase secondaria. In b) viene mostrata una biotite parzialmente sostituita da anfibolo.

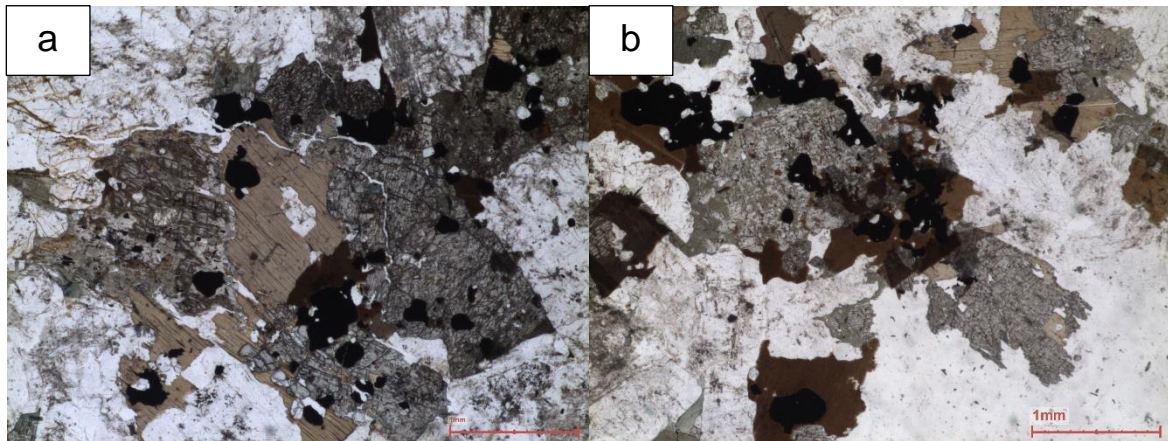


Figura 11. Monzogabbro. In a) viene mostrata l'associazione mineralogica costituita da cpx, opx, plg, a-flt, bt, ox. In b) il pirosseno viene parzialmente sostituito ai bordi da anfibolo.

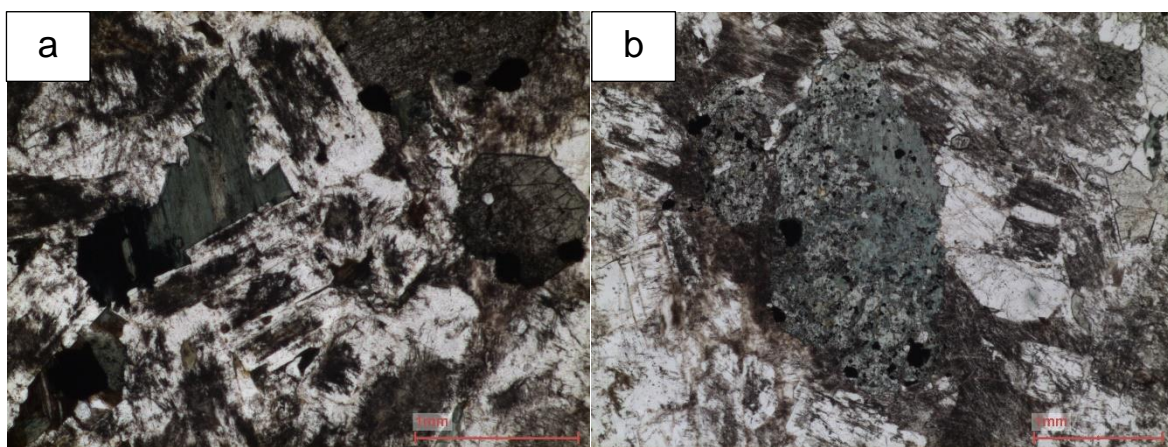


Figura 12. Monzonite. L'associazione mineralogica è costituita da a-flt, plg, cpx, bt e ox. In a) si viene mostrata l'abbondanza di a-flt e una biotite completamente sostituita da clorite. In b) è presente un pirosseno totalmente sostituito dall'anfibolo.

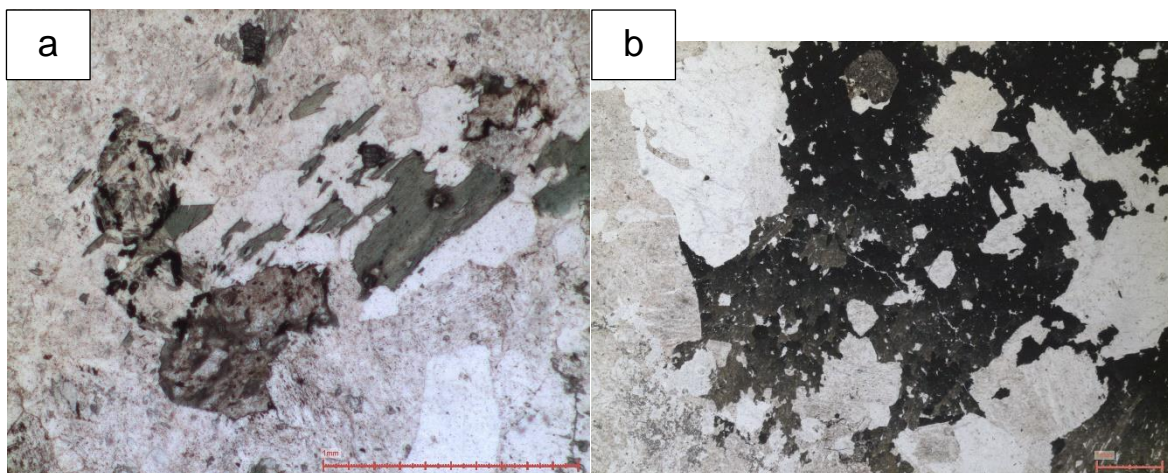


Figura 13. Granito rosa. L'associazione mineralogica è rappresentata da qz, a-flt, plg, bt. In a) la biotite è completamente sostituita da clorite, l'epidoto è cresciuto a spese del plagioclasio. Questa associazione di epidoto e clorite indica la facies metamorfica a scisti verdi. In b) un aggregato di tormalina con inclusioni di feldspato.

3.2 Caratteristiche geochemiche dei complessi di Predazzo e Monzoni

In generale, tutti gli studi condotti sui corpi magmatici di Predazzo e Monzoni, hanno sempre considerato ed analizzato singolarmente solo uno o l'altro Complesso. Come evidenziato nei capitoli precedenti però, le caratteristiche comuni

sono molteplici: possiedono circa la stessa età, chimismo shoshonitico (Fig. 14), associazioni petrologiche e mineralogiche simili. Di conseguenza, attraverso un confronto geochimico, si cerca di verificarne l'eventuale somiglianza.

In tutti i campioni disponibili, il mg# è piuttosto basso (Fig. 15). Genericamente, i campioni delle rocce effusive presentati, possiedono un mg# più elevato, fino ad un massimo di 77 (a 44.51% SiO₂). Si nota che i valori maggiori appartengono alle analisi di un singolo autore (Lucchini et al., 1982) e risultano essere maggiori anche rispetto alle altre rocce effusive presenti (dicchi basaltici). Osservando le intrusive, i valori più elevati (fino a 67) appartengono alle rocce cumulitiche (cpx, ol-gb) mentre i gabberi sono compresi tra 50 e 60 con CB13 pari a 52 e FC43B pari a 56.

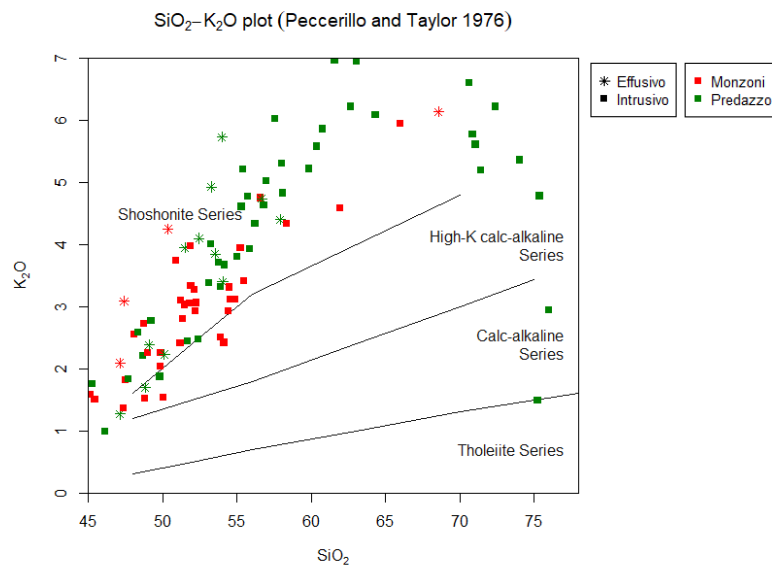


Figura 14. Diagramma classificativo di Peccerillo & Taylor (1976). Viene mostrato il chimismo shoshonitico dei complessi magmatici di Predazzo e dei Monti Monzoni.

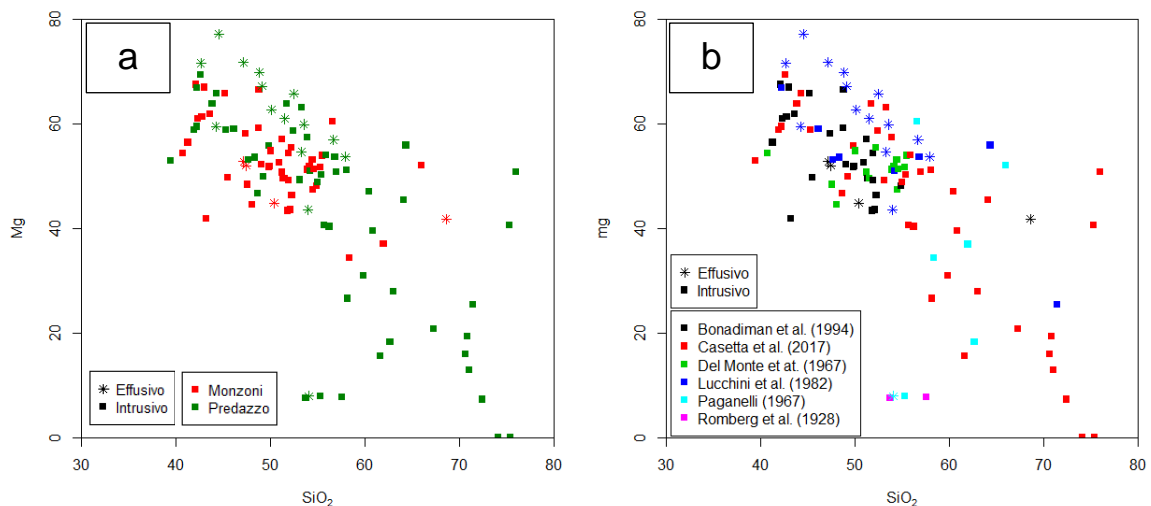


Figura 15. Grafico che mostra il numero di magnesio (mg#) in relazione al SiO₂. Si evidenzia come i campioni abbiano un mg# piuttosto basso, inferiore a quello di un fuso primario. In a) i dati vengono classificati secondo la posizione e il tipo di roccia (effusiva o intrusiva); in b) i dati vengono classificati secondo l'autore che ha eseguito l'analisi chimica.

Diagrammi di Harker

Per comprendere la natura ed i rapporti tra i prodotti appartenenti ai Complessi di Predazzo e dei Monzoni, sono stati elaborati diversi diagrammi comparativi. Passo preliminare del confronto è stato quello di *plottare* tutti i dati (intrusivi ed effusivi) in diagrammi di Harker con indici di differenziazione SiO_2 (Fig. 16) e MgO (Fig. 17). SiO_2 rappresenta il naturale indice di differenziazione (SiO_2 aumenta con il procedere della cristallizzazione) e permette di comparare bene composizioni intermedie e sialiche. Il problema principale di SiO_2 è che, rappresentando la componente dominante, al suo aumento le concentrazioni degli altri elementi tendono a diminuire; per cui, un trend osservato, potrebbe essere un *bias* causato da questo fenomeno. MgO invece, è ottimo per comparare rocce basiche ed intermedie ma è poco preciso a composizioni acide; i termini più differenziati, contenendo una bassa percentuale di MgO , si dispongono sulla verticale vicino al valore zero. Osservando congiuntamente SiO_2 e MgO si ottimizza il confronto eliminando i difetti relativi dei due indici di differenziazione. Nel caso di SiO_2 la differenziazione procede con il suo aumento (nel grafico i graniti si trovano a destra), per MgO la differenziazione procede con la sua diminuzione (nel grafico i graniti si trovano a sinistra)

Oltre a SiO_2 e MgO , è stato provato come indice di differenziazione anche $\text{mg}\#$. La nuvola di dispersione dei dati è però nettamente maggiore rispetto a quella generata dall'utilizzo di MgO e SiO_2 e per questo non viene presentato.

Tutti i diagrammi presentati mostrano una notevole continuità tra i campioni appartenenti al Complesso di Predazzo e quelli appartenenti al Complesso dei Monzoni. Osservando gli elementi maggiori (Fig. 16, 17) si riconoscono due andamenti generali:

- Trend degli elementi compatibili: i diagrammi di TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO mostrano una diminuzione di concentrazione al procedere della cristallizzazione. Fe_2O_3 assume due trend distinti che sono probabilmente collegati alla metodologia di analisi; infatti, classificando i campioni sulla base dell'autore (Fig. 20) si nota che quelli raccolti da Bonadiman et al. (1994) e Casetta et al. (2017) costituiscono un gruppo a parte.
- Trend degli elementi incompatibili: i diagrammi di Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 mostrano invece un arricchimento in questi elementi al procedere della cristallizzazione. Sono tutti caratterizzati da una variazione di inclinazione della curva attribuibile ad un cambiamento delle fasi di frazionamento. Na_2O , oltre il 60% di SiO_2 assume due andamenti distinti e confusi (più evidente nelle rocce del complesso di Predazzo).

Vengono inoltre presentati alcuni diagrammi di Harker rappresentativi degli elementi in traccia (Fig. 18, 19) e sostanzialmente le caratteristiche generali sono uguali a quelle osservate per gli elementi maggiori. Alcuni elementi in traccia (Th, La, Zr, Y) mostrano, per contenuti di SiO_2 maggiori di 50-60%, una disposizione caotica dei campioni.

Al_2O_3 , P_2O_5 , Ba e Sr sono tutti caratterizzati da un cambio di inclinazione a circa 50% di SiO_2 . Certamente, in questo punto si è verificato il frazionamento di uno o più minerali che hanno coinvolto questi quattro elementi.

Multiple plot of SiO₂ vs. TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅

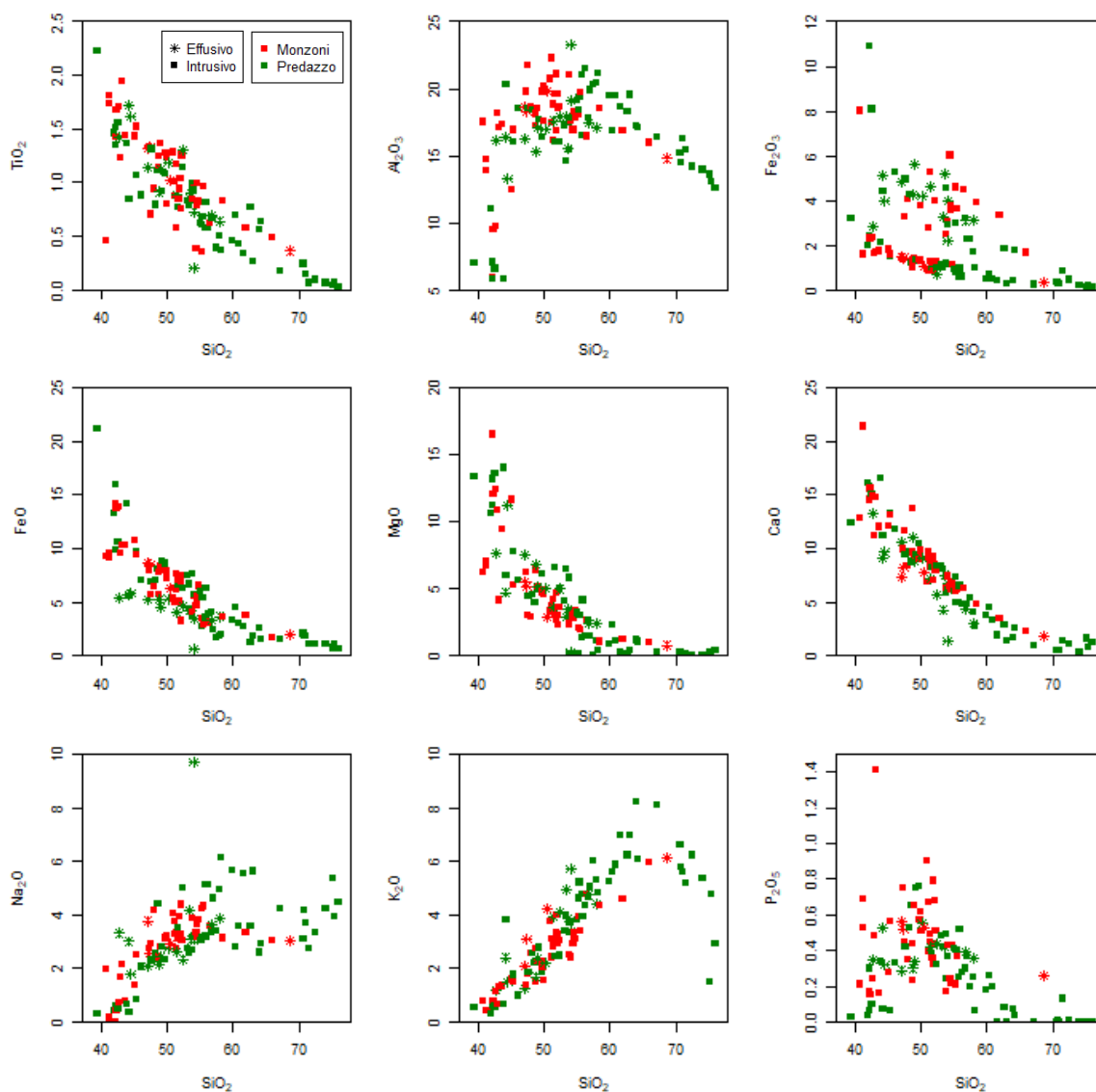


Figura 16. Diagrammi classificativi di Harker: SiO₂ vs. elementi maggiori e minori. Concentrazioni espresse in %.

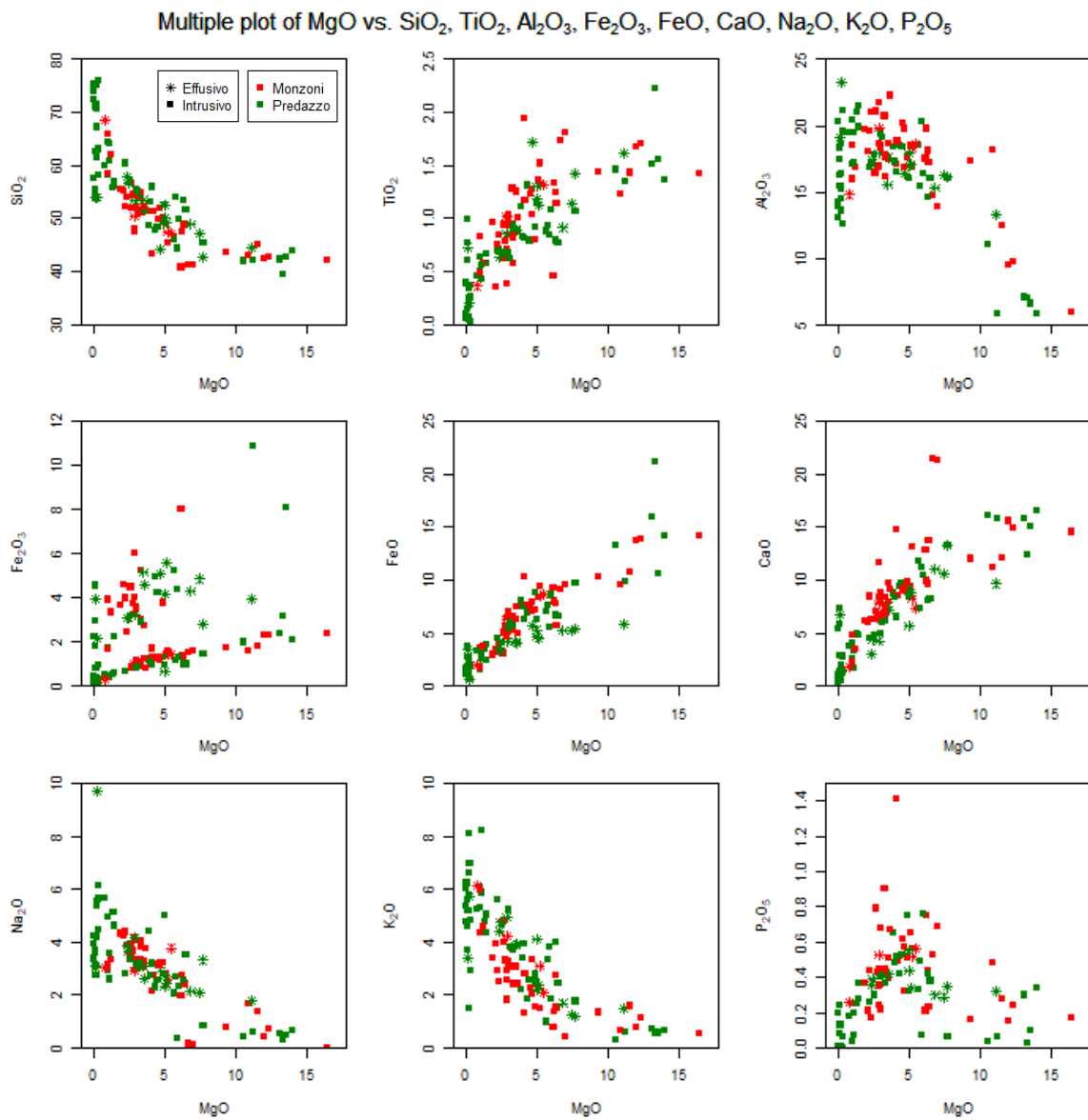


Figura 17. Diagrammi classificativi di Harker: MgO vs. elementi maggiori e minori. Concentrazioni espresse in %.

Multiple plot of SiO₂ vs. V, Cr, Co, Ni, Rb, Ba, Th, Nb, La, Sr, Zr, Y

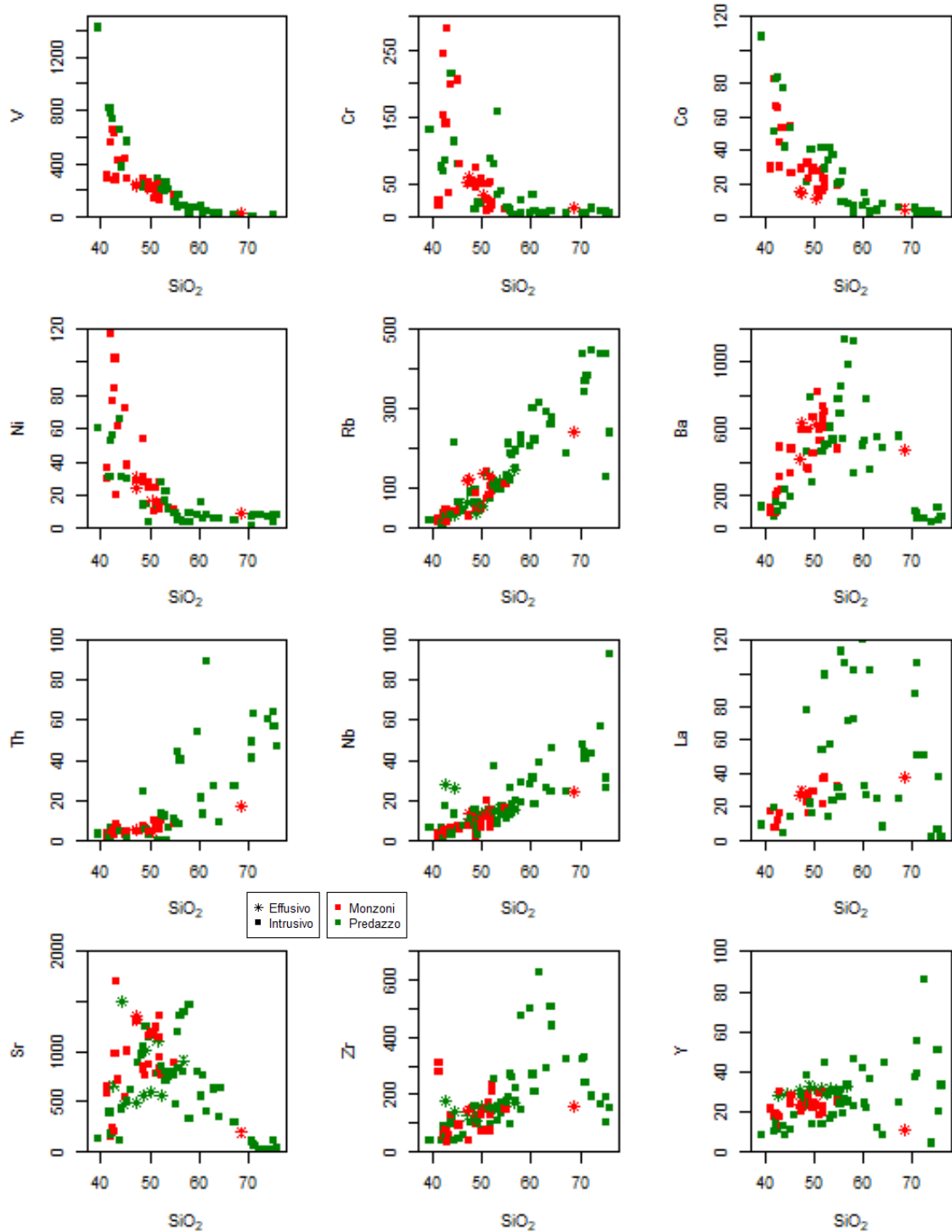


Figura 18. Diagrammi classificativi di Harker: SiO₂ vs. elementi in traccia. Concentrazioni espresse in ppm.

Multiple plot of MgO vs. V, Cr, Co, Ni, Rb, Ba, Th, Nb, La, Sr, Zr, Y

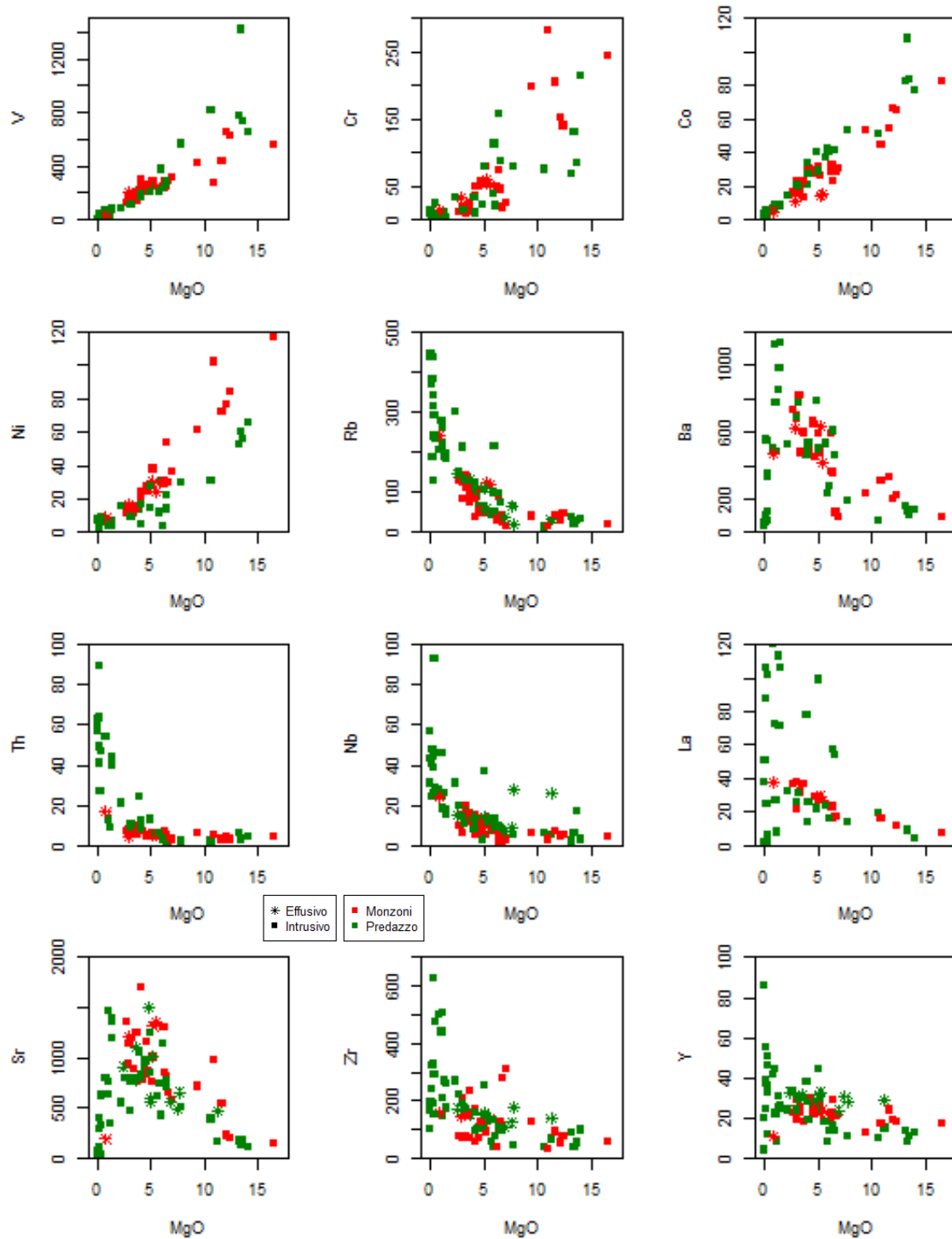


Figura 19. Diagrammi classificativi di Harker: MgO vs. elementi in traccia. Concentrazioni espresse in ppm.

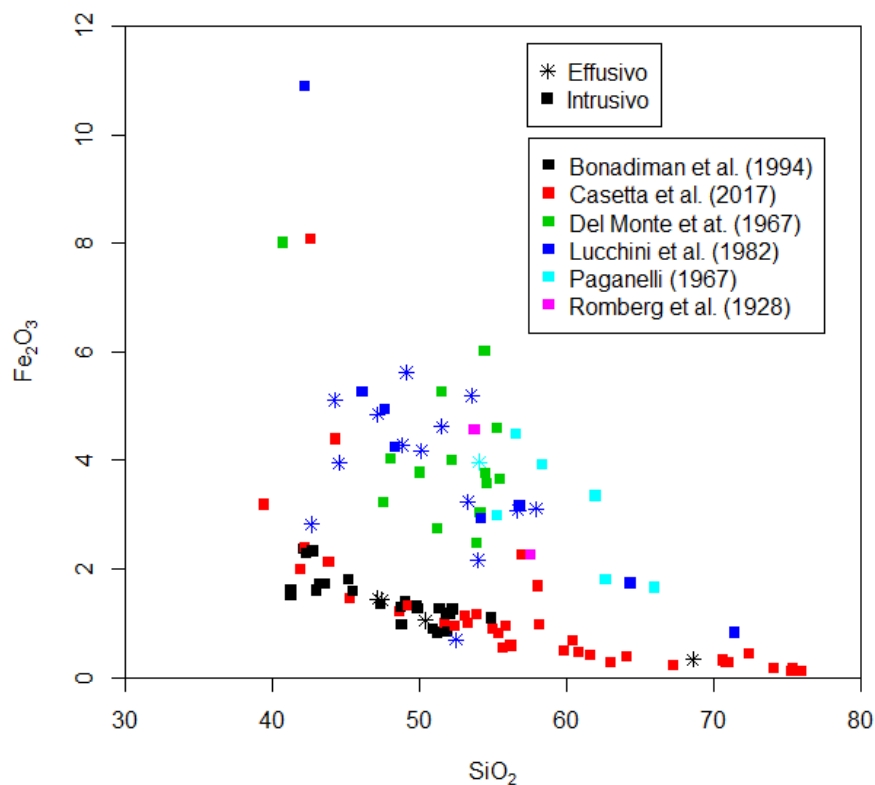


Figura 20. Diagramma che evidenzia l'andamento della concentrazione di Fe_2O_3 in funzione dell'autore che ha svolto l'analisi.

Diagrammi multielemento normalizzati

I diagrammi multielemento normalizzati permettono di osservare l'abbondanza degli elementi in traccia uniformando le concentrazioni in relazione ad un *reservoir* primitivo. Tutti gli elementi rappresentati sono generalmente incompatibili in condizioni mafiche ed intermedie e sono ordinati con la compatibilità che aumenta da sinistra a destra. Sr (plagioclasio), Y e Yb (granato), Ti (ossidi di Fe-Ti) potrebbero essere compatibili se coinvolti in un frazionamento. L'indice di normalizzazione (Mantello Primitivo) e l'ordine degli elementi sono entrambi proposti da McDonough & Sun (1995). Dal confronto tra i complessi di Predazzo e Monzoni (Fig. 21), si nota che i *pattern* dei due Complessi Intrusivi sono simili. Sono presenti alcuni campioni (appartenenti a Predazzo) che possiedono un comportamento piuttosto singolare e, dal grafico codificato per SiO_2 (Fig. 22), si nota che rappresentano i termini più differenziati (graniti e sienograniti) del Complesso Intrusivo di Predazzo. Come accennato in precedenza per il diagramma di Harker corrispondente, il La, oltre il 50% di SiO_2 , assume un andamento disordinato; in Figura 21 è nuovamente visibile questo comportamento.

Il diagramma multielemento normalizzato codificato per il contenuto di SiO_2 è molto interessante in quanto mostra gli elementi compatibili e incompatibili. Inoltre, evidenzia a quale percentuale di SiO_2 si può verificare un frazionamento (anomalia negativa o positiva).

Rb (LILE): essendo un elemento incompatibile, la sua concentrazione è maggiore nelle rocce sialiche. Il trend è molto chiaro e solo gli ultimi differenziati granitici hanno una concentrazione sensibilmente inferiore.

Ba (LILE): nei termini mafici ed intermedi si comporta come un elemento incompatibile, a circa 65% di SiO₂ si presenta una notevole anomalia negativa che riporta le concentrazioni a valori paragonabili a quelli delle rocce ultramafiche. In genere, alte concentrazioni di Rb e Ba indicano metasomatismo; tuttavia, questa caratteristica non è presente.

Th (HFSE) e Nb (HFSE): in generale, anche questi elementi presentano un comportamento incompatibile. Però, mentre il Th mostra una leggera anomalia positiva, il Nb ne presenta una negativa.

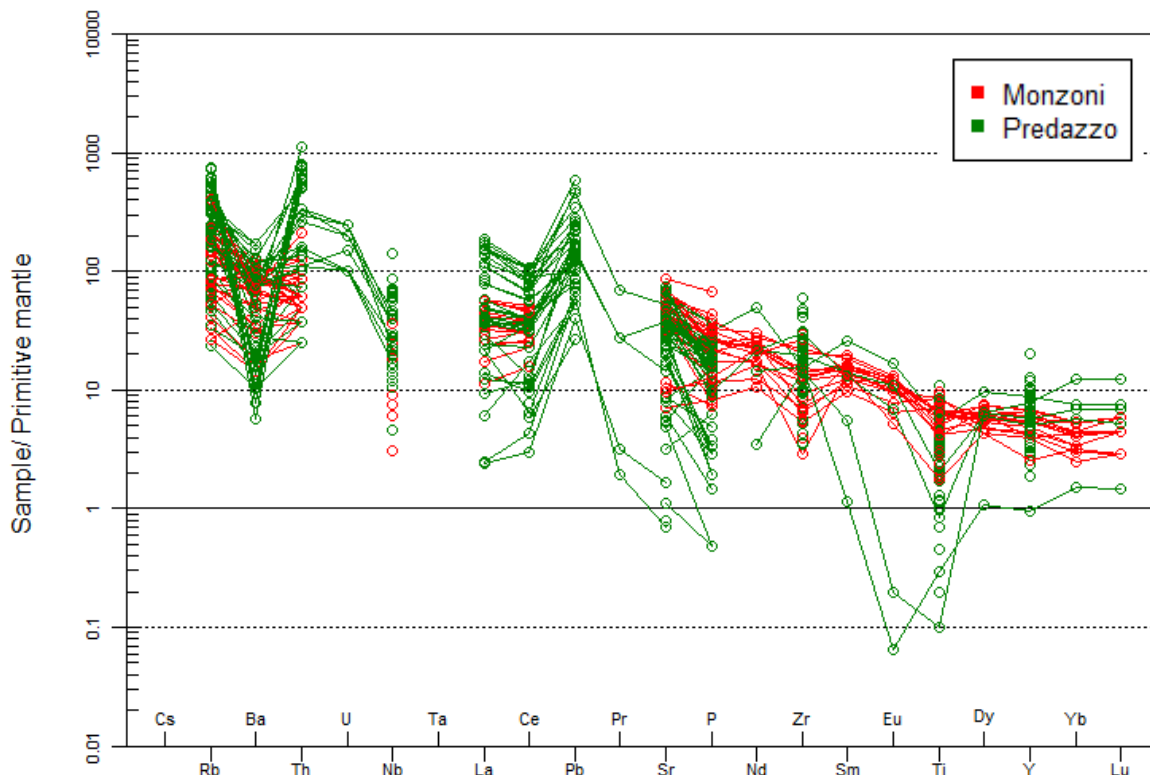


Figura 21. Diagramma multielemento normalizzato rispetto al mantello primitivo di McDonough & Sun (1995). L'ordine degli elementi sull'asse orizzontale è anch'esso proposto da McDonough & Sun (1995). In rosso i campioni dei Monzoni, in verde i campioni di Predazzo. Le righe che uniscono gli elementi consecutivi sono assenti in corrispondenza degli elementi non analizzati.

La (HFSE) e Ce (LILE): si arricchiscono fino ai termini intermedi, nei sienograniti e nei graniti si vede una sensibile diminuzione di concentrazione.

Pb: possiede un comportamento analogo agli elementi precedenti, con i termini differenziati impoveriti dal frazionamento di qualche minerale. In generale però possiede un'anomalia positiva.

P: l'incompatibilità è visibile nei termini ultramafici e mafici, in quelli intermedi e sialici non possiede un vero e proprio trend (è possibile che l'apatite entri indistintamente e con la stessa concentrazione nelle rocce intermedie e sialiche).

Nd (HFSE), Zr (HFSE) e Sm (HFSE): hanno un comportamento simile tra loro, i termini sialici mostrano una diminuzione di concentrazione.

Eu (HFSE): in genere entra nei plagioclasti, se ci fosse un frazionamento spinto del plagioclasio si osserverebbe una grande anomalia negativa. Nel nostro caso, la maggior parte delle rocce che compongono i complessi di Predazzo e Monzoni (di cui è stata svolta l'analisi) non riscontrano questa caratteristica. Si osserva però una grandissima anomalia negativa nei termini più differenziati, testimoniando il frazionamento di plagioclasti in rocce che non sono state campionate.

Ti: come evidente anche dal diagramma di Harker analogo, si vede un comportamento perfettamente compatibile.

Dy (HFSE), Y (HFSE), Yb (HFSE), Lu (HFSE): questi quattro elementi non presentano un comportamento singolare, i differenziati talvolta escono dal *trend* generale.

I diagrammi multielemento normalizzati combinati per litologie (Fig. 23, 24) permettono di apprezzare con maggiore dettaglio la corrispondenza dei picchi e delle anomalie (si ricorda che la classificazione è dipendente dall'autore). Le rocce più sialiche (Sy, Sy-Gr e Gr) mostrano un andamento piuttosto irregolare e, in generale, con frequenti anomalie negative (mobilizzazione da parte di fluidi). Come evidenziato da Bonadiman et al. (1994) si può osservare come i dicchi di basalto e i gabbri siano molto simili, non solo nel trend ma anche nella concentrazione assoluta dei vari elementi.

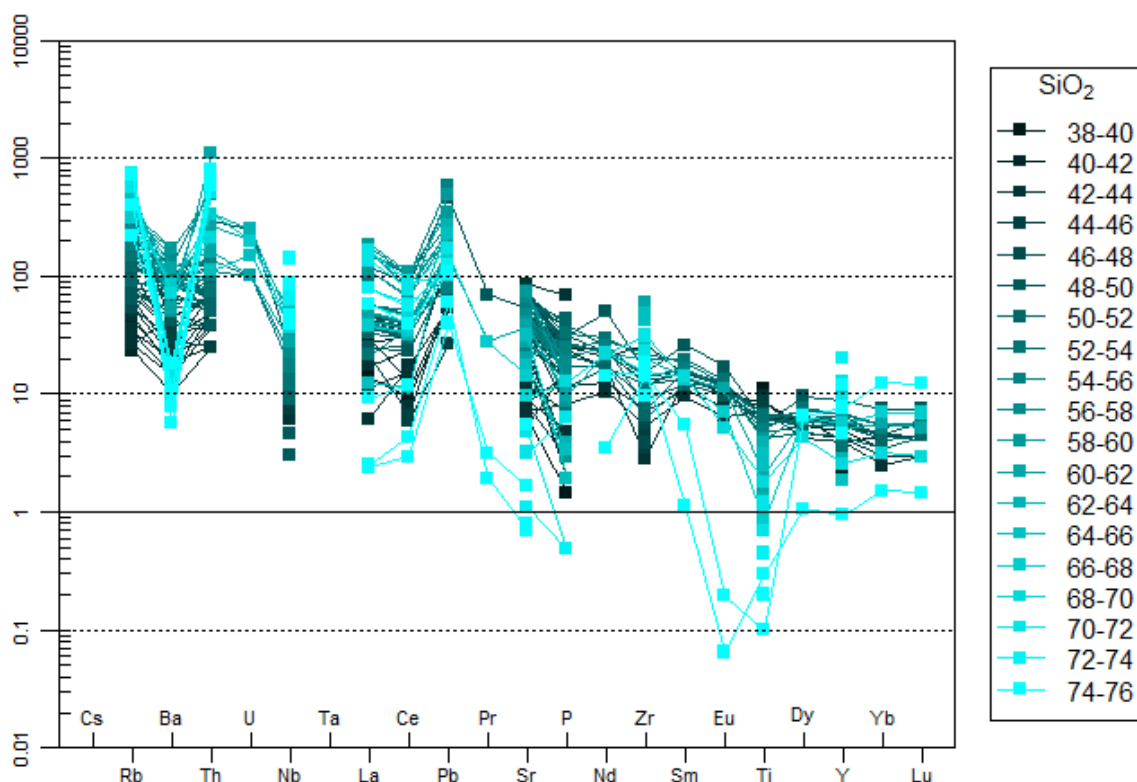


Figura 22. Diagramma multielemento normalizzato rispetto al mantello primitivo di McDonough & Sun (1995). L'ordine degli elementi sull'asse orizzontale è anch'esso proposto da McDonough & Sun (1995). La codifica del colore è basata sul contenuto di SiO_2 dei vari campioni. I colori vanno dal nero (basso contenuto di SiO_2) all'azzurro (alto contenuto di SiO_2).

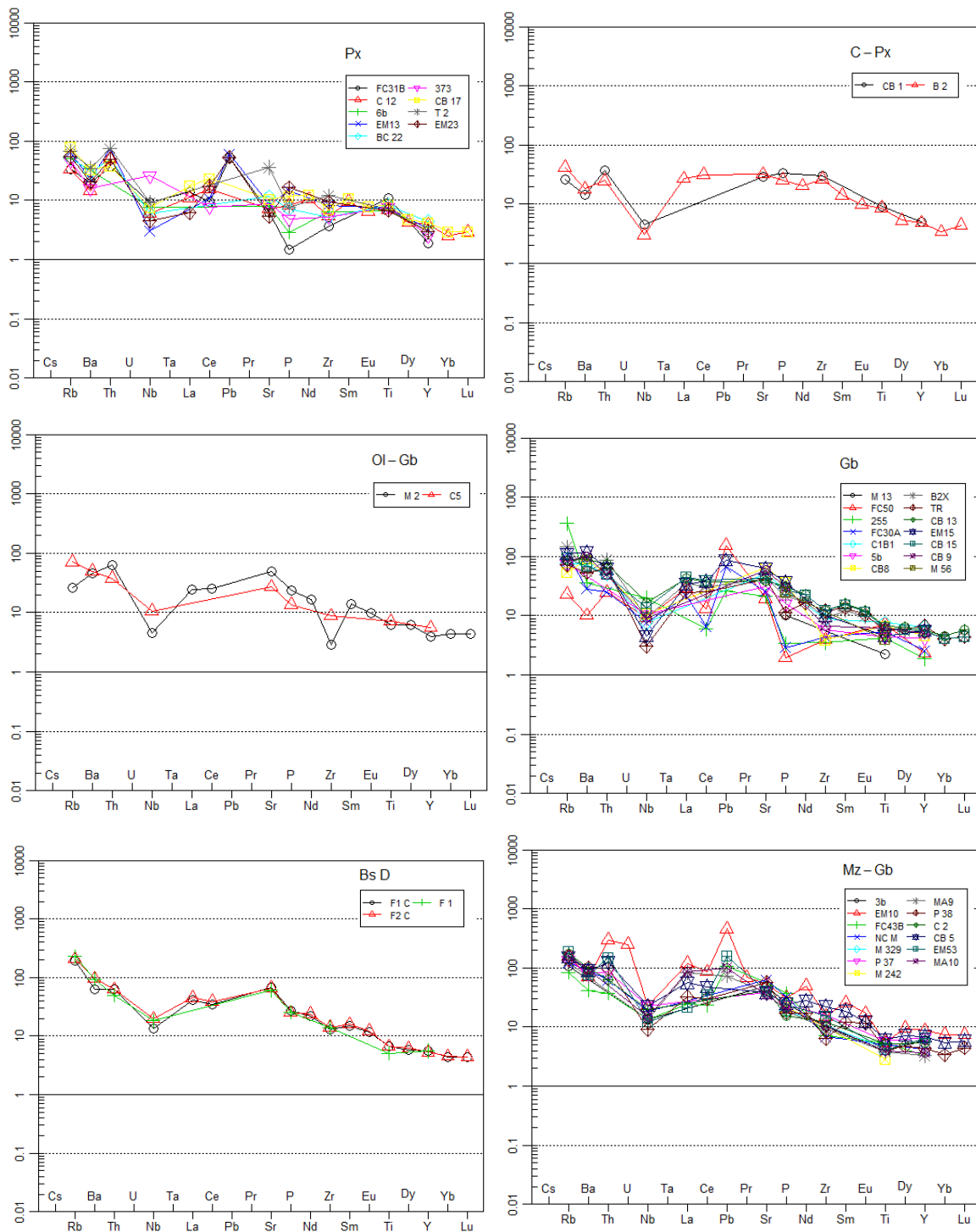


Figura 23. Diagrammi multielemento normalizzati rispetto al mantello primitivo di McDonough & Sun (1995). L'ordine degli elementi sull'asse orizzontale è anch'esso proposto da McDonough & Sun (1995). In ogni diagramma è presentata una litologia. Le sigle dei campioni sono riportate in Appendice.

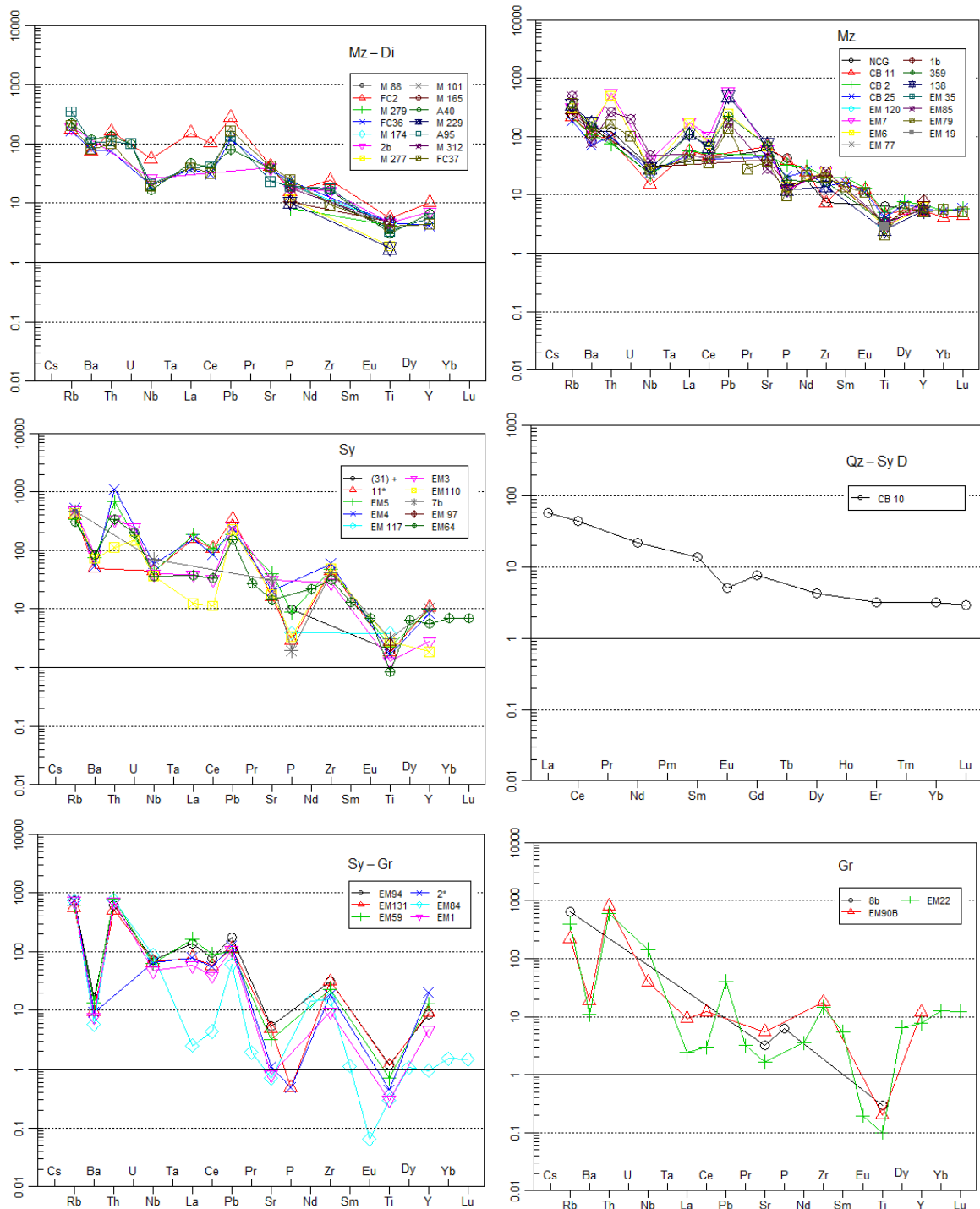


Figura 24. Diagrammi multielemento normalizzati rispetto al mantello primitivo di McDonough & Sun (1995). L'ordine degli elementi sull'asse orizzontale è anch'esso proposto da McDonough & Sun (1995). In ogni diagramma è presentata una litologia. Le sigle dei campioni sono riportate in Appendice.

3.3 Modellizzazione della fusione parziale

Tramite Reebox Pro si è modellizzata la fusione parziale di una sorgente mantellica in funzione del suo grado di fusione. Si sono investigate composizioni mantelliche omogenee e anidre (Mantello Primitivo: McDonough & Sun, 1995; Palme & O'Neill, 2014) o arricchite da mantello metasomatizzato, rappresentato dalle peridotiti orogeniche della Zona d'Ultimo (Tabella 6; Ionov et al., 2017). Il mantello della Zona d'Ultimo è stato infatti arricchito da fluidi cristallini durante l'orogenesi Ercinica.

In letteratura, è presente un lavoro (Carraro & Visonà, 2003) che studia delle xenoliti peridotitiche contenute all'interno di camptoniti nell'area di Predazzo. Queste peridotiti registrano l'evoluzione di un mantello in risalita da una profondità superiore a 75 km ad una di 45 km. Grazie a questo studio, all'interno del *software* Reebox Pro, è stato impostato uno spessore litosferico preesistente vicino al valore di 45 km.

Tabella 6. Confronto delle composizioni mantelliche. MP – Mantello Primitivo. La composizione del Mantello Primitivo proposta da Palme & O'Neill (2014) viene presentata in concentrazioni minime e massime. È stata scelta LV3 come composizione rappresentativa del Mantello Ulten.

[ppm]	MP (McDonough & Sun, 1995)	MP min (Palme & O'Neill, 2014)	MP max (Palme & O'Neill, 2014)	LV3 (Ionov et al., 2017)
Rb	0.6	0.545	0.666	1.40
Ba	6.6	5.823	7.878	21.4
Th	0.08	0.072	0.098	0.177
U	0.02	0.019	0.026	0.092
Nb	0.658	0.476	0.714	0.205
Ta	0.037	0.041	0.045	0.063
K	240	221	299	586
La	0.648	0.615	0.752	1.17
Ce	1.675	1.578	1.928	1.46
Pb	0.15	0.167	0.204	4.67
Pr	0.254	0.226	0.306	0.131
Sr	19.9	20.9	23.1	14.2
Nd	1.25	1.207	1.475	0.445
Sm	0.406	0.391	0.478	0.087
Zr	10.5	9.270	11.330	0.936
Hf	0.283	0.271	0.332	0.047
Eu	0.154	0.150	0.183	0.027
Ti	1205	1139	1392	175
Gd	0.544	0.556	0.615	0.100
Dy	0.674	0.652	0.796	0.136
Y	4.3	3.717	4.543	0.816
Er	0.438	0.422	0.515	0.101
Yb	0.441	0.430	0.525	0.129
Lu	0.068	0.060	0.081	0.022

Per sviluppare modelli arricchiti in elementi incompatibili, talvolta, è stato necessario sostituire la funzione di risalita astenosferica passiva (Langmuir et al., 1992; Plank & Langmuir, 1992) con quella di risalita attiva (Brown & Lesher, 2014). La sostituzione è avvenuta solo nei casi in cui non si riuscivano ad ottenere alte concentrazioni nel *pooled melt*; non è comunque intenzione di questo lavoro comprendere le modalità di risalita del mantello. Inoltre, impostando basse temperature potenziali (circa 1250-1300 °C) e alti spessori litosferici (38-45 km) si sono ottenuti bassi gradi di fusione del mantello producendo, di conseguenza, un fuso arricchito in elementi incompatibili.

Attraverso un processo *trial&error* si è ottenuta la migliore composizione litologica della sorgente mantellica in grado di riprodurre il più fedelmente possibile la composizione del fuso parentale che qui assumiamo essere pari a quella del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994).

Non si sono considerati processi di assimilazione da parte del fuso mantellico in quanto i dati di letteratura la escludono. Si assume quindi che la composizione del fuso parentale non sia cambiata durante la risalita nella litosfera fino alla sua messa in posto. Il gabbro CB13 potrebbe anche rappresentare la composizione del fuso accumulato alla base della litosfera. Ciò detto, la composizione modellizzata del *pooled melt* tramite Reebox Pro dovrebbe essere il più vicino possibile a quella di CB13.

Fusione parziale di un Mantello Primitivo

Sebbene quella di McDonough & Sun (1995) rappresenti la composizione del mantello primitivo più utilizzata, è stata usata anche quella calcolata da Palme & O'Neill (2014). Da quest'ultima sono state ottenute le concentrazioni minime e massime di ogni elemento sottraendo e sommando la deviazione standard ai valori medi.

Il mantello primitivo di McDonough & Sun (1995) è stato sottoposto ad una risalita passiva adiabatica con una litosfera preesistente di 39 km. Si passa da una pressione ed una temperatura iniziali di 1.44 GPa e 1267 °C ad una P e T finali di 1.19 GPa e 1258 °C con una fusione di circa 1.59% del mantello, producendo un fuso molto ricco in elementi incompatibili che si avvicina alla composizione del gabbro CB13 di Bonadiman et al. (1994). Le concentrazioni modellizzate di Nb (circa il 400% più elevate) e Sr (circa il 40% più basse) risultano lontane dai valori reali del campione CB13 (Fig. 25). Anche le HREE (terre rare pesanti) modellizzate possiedono una concentrazione leggermente superiore a quelle osservate in CB13.

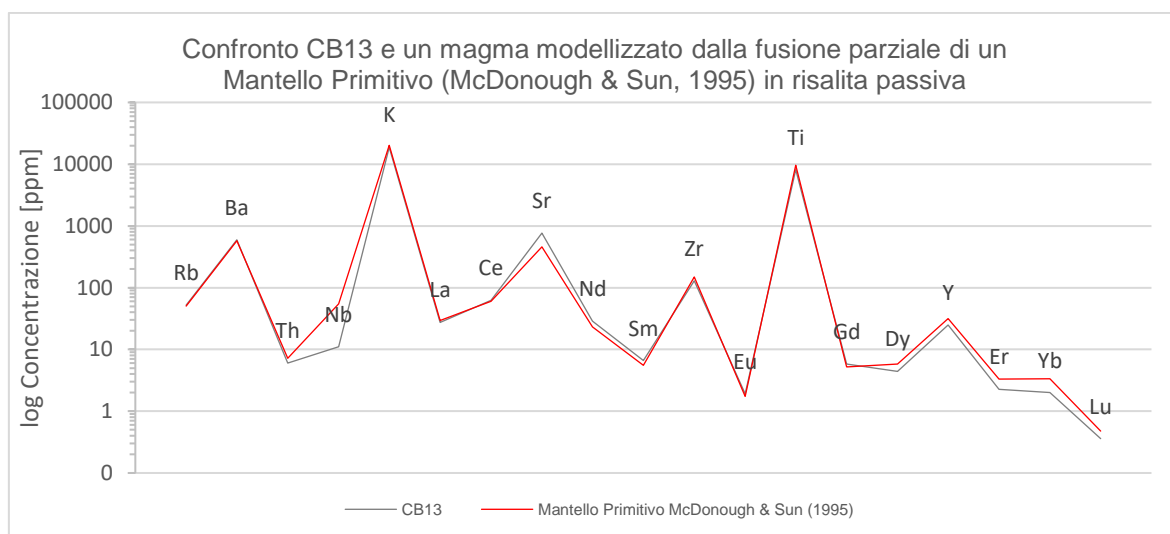


Figura 25. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del *pooled melt* calcolata da Reebox Pro a partire da un Mantello Primitivo anidro 100% (McDonough & Sun, 1995).

Il Mantello Primitivo di Palme & O'Neill (2014) è stato fuso per risalita adiabatica passiva. Per il modello sviluppato con concentrazioni minime del Mantello Primitivo è stata ottenuta una fusione di 1.42% da 1.44 GPa e 1267 °C a 1.21 GPa e 1259 °C con uno spessore litosferico preesistente di 40 km. Per quello relativo alle concentrazioni massime è stata ottenuta una fusione di 1.79% passando da 1.44 GPa e 1267 °C a 1.17 GPa e 1257 °C con uno spessore litosferico preesistente di 38 km. In generale si osserva che, anche qui, le concentrazioni degli elementi tra CB13 e i fusi modellizzati sono simili. Tuttavia, Nb e Sr nel fuso modellizzato possiedono ancora una concentrazione rispettivamente più elevata e più bassa.

Inoltre, Er e Yb in CB13 hanno concentrazioni leggermente inferiori a quelli modellizzati (Fig. 26).

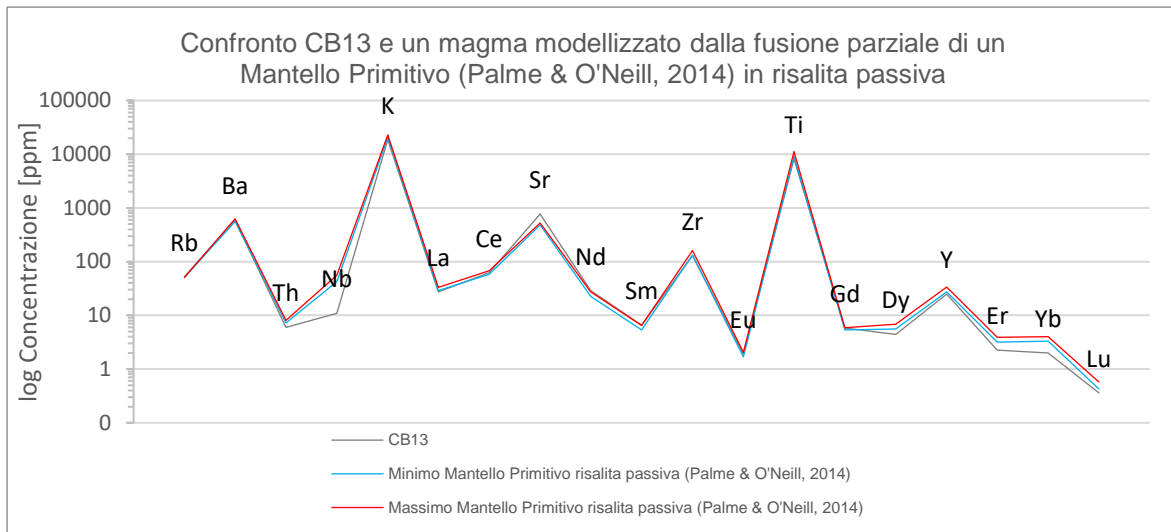


Figura 26. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un mantello primitivo anidro 100% (Palme & O'Neill, 2014). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti.

Per ottenere concentrazioni elevate degli elementi incompatibili è necessaria una piccola frazione fusa del mantello. Ciò si ottiene impostando basse temperature potenziali del mantello e grandi spessori litosferici. Sfortunatamente, il programma, oltre una certa soglia restituisce degli errori che non permettono la modellizzazione del fuso. A fronte di ciò, è stato testato l'algoritmo della risalita attiva sviluppato da Brown & Leshner (2014) per verificare che si potessero ottenere frazioni di fusione mantellica minore. Comparando i due modelli ottenuti per risalita passiva e risalita attiva (Fig. 26, 27) si nota che la composizione rimane pressoché invariata, è tuttavia più facile ottenere fusi arricchiti in elementi incompatibili. Per quanto riguarda il Mantello Primitivo con gli elementi a concentrazione minima, i dati di *pooled melt* sono stati ottenuti per una fusione del 2.27% ad una temperatura potenziale del mantello di 1290 °C, una temperatura ambientale di 1200 °C e con uno spessore litosferico preesistente di 46 km (la differenza tra la temperatura potenziale e quella ambientale crea un galleggiamento a causa di una differenza di densità). La concentrazione massima invece è stata ottenuta per una fusione del 2.73% ad una temperatura potenziale di 1290 °C, una temperatura ambientale di 1180 °C e con uno spessore litosferico preesistente di 45 km (Fig. 27).

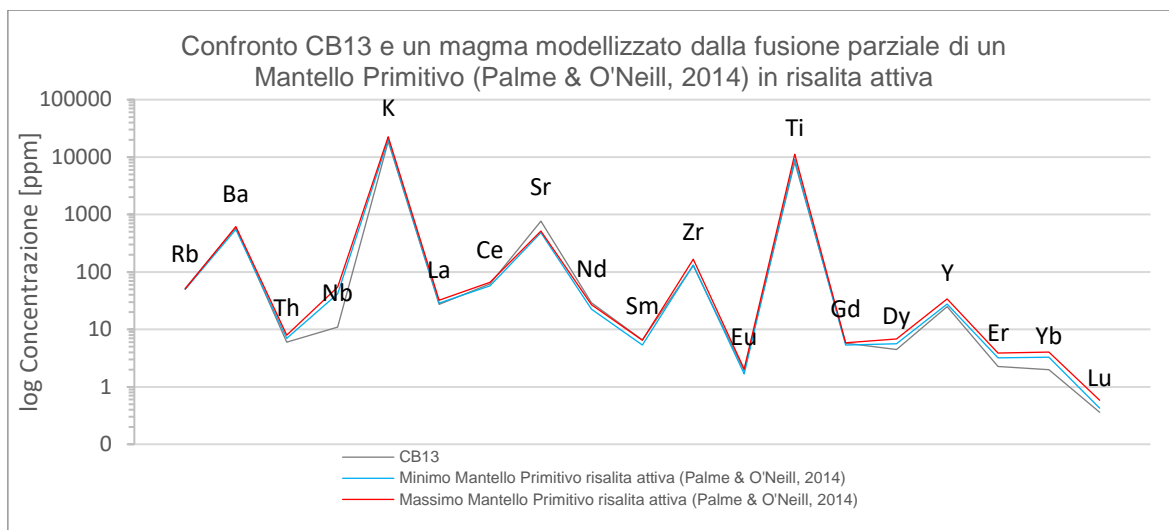


Figura 27. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un Mantello Primitivo anidro 100% (Palme & O'Neill, 2014). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti. Al programma è stata imposta una risalita attiva del mantello.

Fusione parziale di Mantello Primitivo + Mantello Ulten

Come composizione rappresentativa del mantello di tipo Ulten è stato selezionato il campione LV3, una peridotite a spinello a grana fine e con circa il 14 vol% di anfibolo. La presenza di quest'ultimo minerale è di importanza fondamentale per tenere conto della natura idrata dei magmi che hanno dato origine ai complessi magmatici di Predazzo e Monzoni (Ionov et al., 2017).

Alla peridotite anidra del Mantello Primitivo è stata quindi aggiunta una percentuale variabile di peridotite idrata LV3 del mantello Ulten per osservare la composizione di un fuso derivante dalla fusione parziale per risalita adiabatica passiva di un mantello eterogeneo (Fig. 28). Con un 10% di LV3 si ha un contenuto d'acqua di circa 300 ppm. La composizione visibile nel grafico si ottiene fondendo il 2.07% di peridotite anidra e il 5.84% di peridotite idrata (Fig. 29). La pressione e la temperatura iniziali corrispondono a 2.80 GPa e 1303 °C mentre quelle finali a 1.31 GPa e 1276 °C. LREE e MREE possiedono concentrazioni modellizzate lontane dai valori di CB13 mentre le concentrazioni di HREE sono perfettamente corrispondenti. Persiste la differenza tra la concentrazione calcolata e quella di CB13 per Nb e Sr.

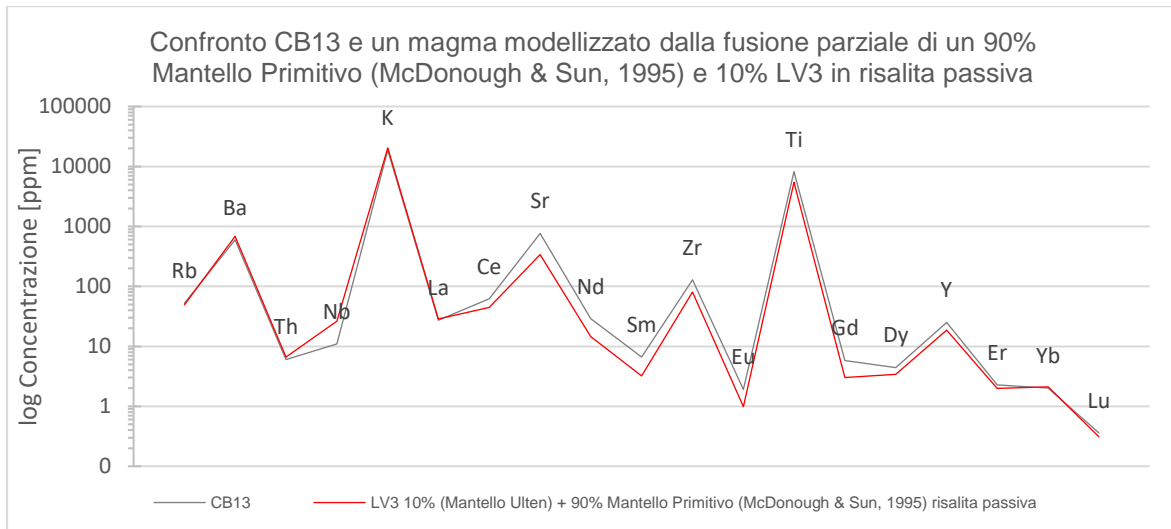


Figura 28. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un mantello primitivo anidro 90% (McDonough & Sun, 1995) più un mantello idrato 10% con composizione LV3 (Mantello Ulten: Ionov et al., 2017).

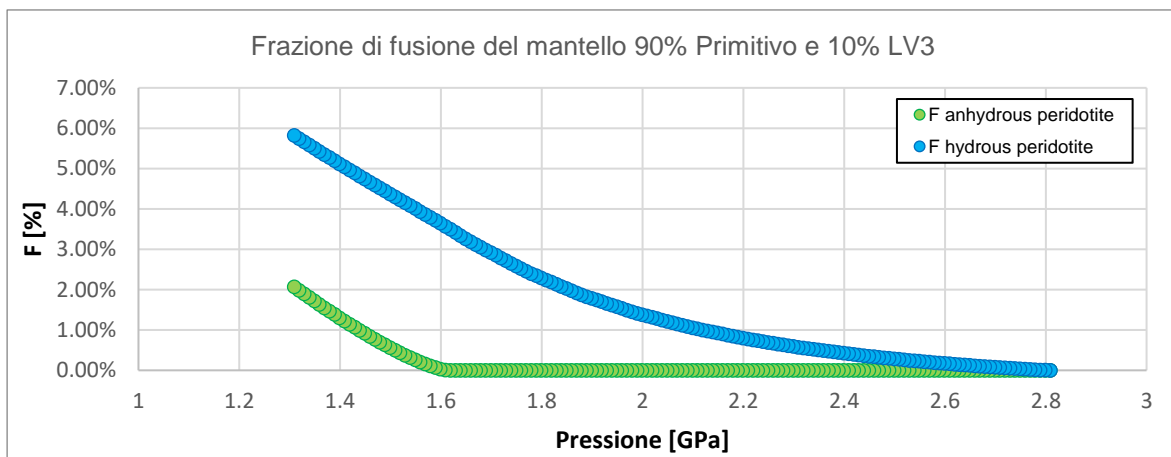


Figura 29. Grado di fusione di un mantello composito (10% LV3, Ionov et al., 2017; 90% Mantello Primitivo, McDonough & Sun, 1995) che viene parzialmente fuso durante la risalita adiabatica.

La concentrazione di Nb modellizzata è uguale a quella dei dati osservati se la componente LV3 raggiunge la percentuale di 30% (Fig. 30). Si verifica una fusione parziale del 2.62% di peridotite anidra e 9.74% di peridotite idrata LV3 (Fig. 31). Data l'elevata percentuale di mantello ULTEN, il contenuto d'acqua è stato impostato a 900 ppm. Anche se la concentrazione di Nb è stata stimata correttamente, tutte le concentrazioni modellizzate delle REE sono nettamente minori rispetto alle corrispettive di CB13.

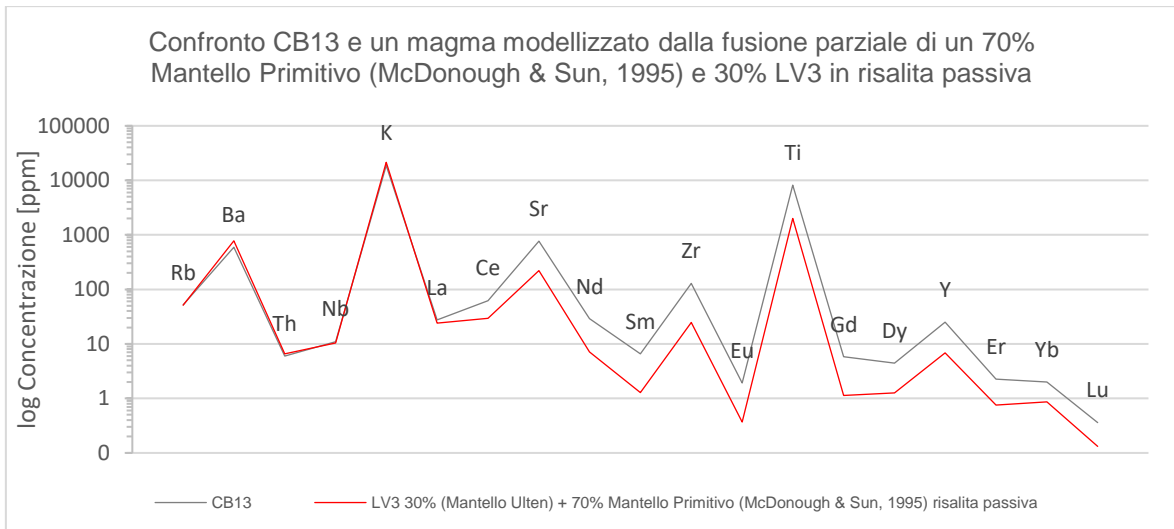


Figura 30. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata Reebox Pro a partire da un Mantello Primitivo anidro 70% (McDonough & Sun, 1995) più un mantello idrato 30% a composizione LV3 (Ionov et al., 2017).

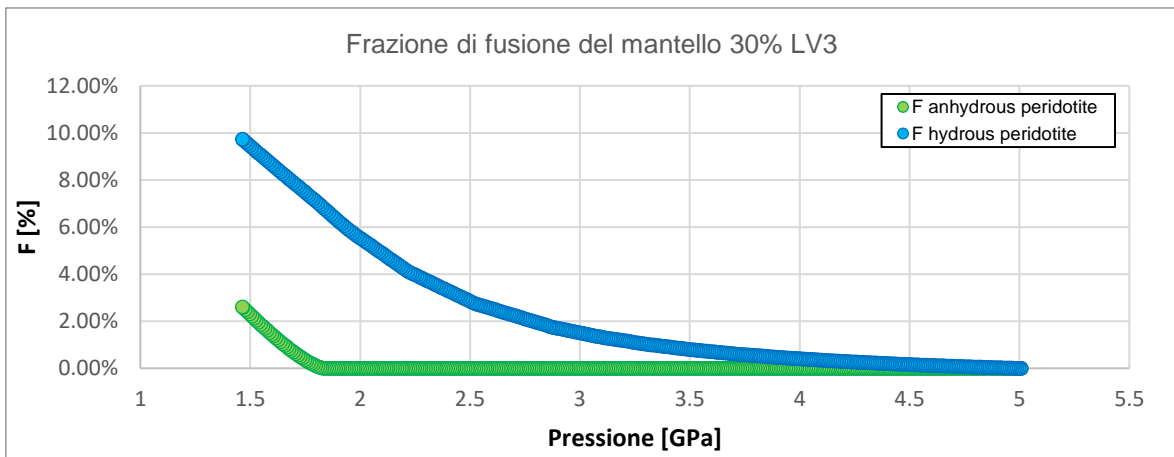


Figura 31. Grado di fusione di un mantello composto (30% LV3, Ionov et al., 2017; 70% Mantello Primitivo, McDonough & Sun, 1995) che viene parzialmente fuso durante la risalita adiabatrica.

Con la fusione di un Mantello Primitivo 100% si osservano concentrazioni troppo elevate di Nb, Er, Yb, Lu mentre con un 30% di Mantello Ulten (LV3) si osservano concentrazioni modellizzate REE minori rispetto a quelle di CB13. Per cercare di avvicinare i dati modellizzati ai dati osservati è stata quindi applicata una percentuale minore di LV3: 2, 3, 4, 5%. Il modello è stato sviluppato con una risalita del mantello attiva (Brown & Leshner, 2014) in quanto non si riuscivano ad ottenere concentrazioni elevate degli elementi incompatibili (nella risalita passiva il programma restituisce un errore oltre certi valori). Per ottenere una migliore precisione statistica, per queste prove sono state utilizzate le concentrazioni minime e massime del mantello primitivo di Palme & O'Neill (2014). Nei grafici che mostrano la frazione fusa, sono quindi presenti quattro curve: due relative alla peridotite anidra e idrata con la concentrazione massima (relativa al solo Mantello Primitivo) e due relative alla peridotite anidra e idrata con la concentrazione minima (la relativa al solo Mantello Primitivo). Nel caso del modello con il 2% di LV3 (Fig. 32):

- LV3 2% (Mantello Ulten) + 98% Minimo Mantello Primitivo (Palme & O'Neill, 2014) per risalita attiva: la temperatura potenziale del mantello è di 1280 °C ed una temperatura di ambiente di 1180°C con una litosfera preesistente spessa 42 km. Si passa da una condizione iniziale in cui si forma la prima

goccia di fuso a 2.24 GPa e 1307 °C ad una condizione finale in cui non si verifica più fusione di 1.35 GPa e 1285 °C. Si ottiene una fusione della peridotite anidra (Mantello Primitivo) di 2.74% e una fusione della peridotite idrata (Mantello Ulten) di 4.67% (Fig. 33).

- LV3 2% (Mantello Ulten) + 98% Massimo Mantello Primitivo (Palme & O'Neill, 2014) per risalita attiva: il *pooled melt* è stato ottenuto con una temperatura potenziale del mantello di 1290 °C ed una temperatura ambientale di 1180 °C. Lo spessore litosferico preesistente è stato impostato a 42 km. Si passa da 2.34 GPa e 1318 °C a 1.4 GPa e 1294 °C con una frazione fusa di 3.15% per la peridotite anidra e 5.06% per la peridotite idrata (Fig. 33).

Sebbene la differenza tra i valori di Nb nei dati osservati e in quelli modellizzati sia stata diminuita, è comunque considerevole (200-300% a seconda della concentrazione massima o minima). Inoltre, le concentrazioni di Er, Yb e Lu possiedono una differenza tra i dati osservati e quelli modellizzati molto inferiore rispetto ad un Mantello Primitivo 100%.

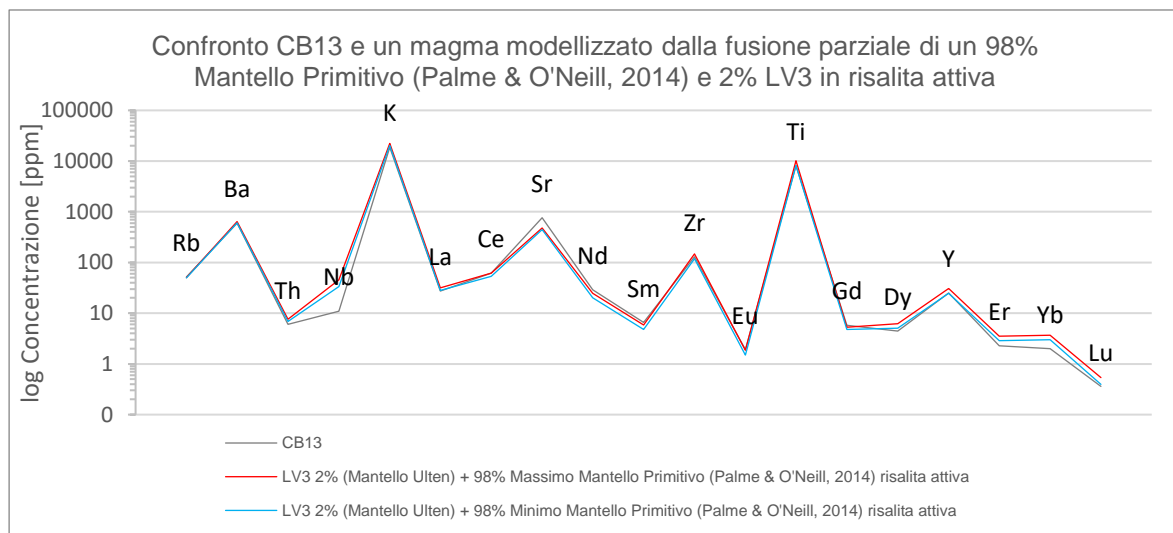


Figura 32. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del *pooled melt* calcolata da *Reebox Pro* a partire da un Mantello Primitivo anidro 98% (Palme & O'Neill, 2014) più un mantello idrato 2% a composizione LV3 (Ionov et al., 2017). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti.

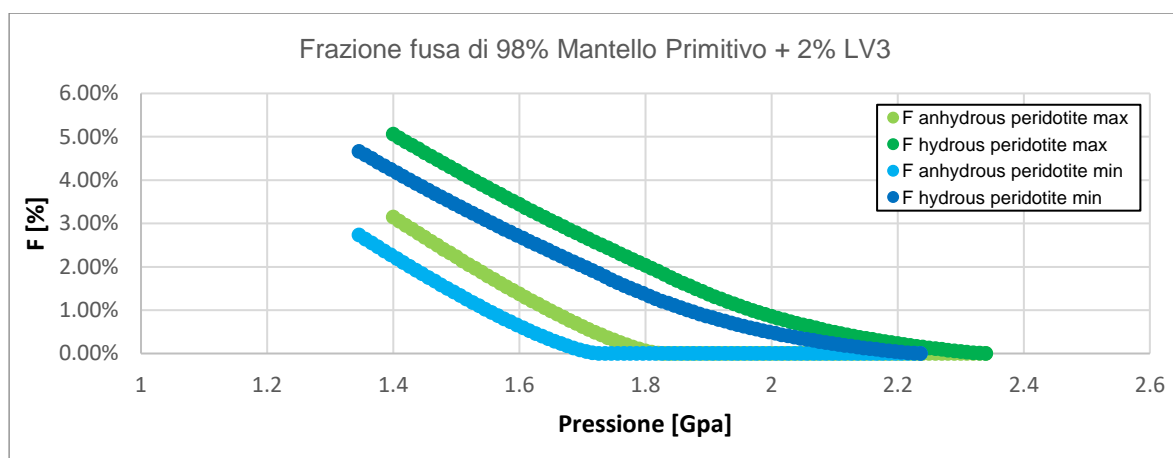


Figura 33. Grado di fusione di un mantello composto soggetto a fusione parziale per decompressione adiabatica. Le curve verdi si riferiscono al fuso modellizzato con le concentrazioni massime di Mantello Primitivo 98% (Palme & O'Neill, 2014) più LV3 2% (Ionov et al., 2017). Le curve azzurre si riferiscono al fuso modellizzato con le concentrazioni minime di Mantello Primitivo 98% (Palme & O'Neill, 2014) più LV3 2% (Ionov et al., 2017).

Per cercare di abbassare ulteriormente la differenza di concentrazione del Nb tra i dati osservati e quelli modellizzati è stata aumentata di un punto percentuale la frazione di mantello idrato (Fig. 34). Con questa percentuale, la differenza di concentrazione è stata ridotta a 20-30 ppm (a seconda della concentrazione minima o massima dell'elemento nel mantello primitivo) rispetto ai 44 ppm che si ottenevano solo con una fusione di un mantello primitivo.

Per ottenere questo modello, i dati di input sono:

- LV3 3% (Mantello Ulten) + 97% Minimo Mantello Primitivo (Palme & O'Neill, 2014) per risalita attiva: temperatura potenziale di 1280 °C, temperatura ambientale di 1200 °C, spessore litosferico preesistente di 42 km. La frazione di peridotite anidra è di 2.85% mentre quella idrata è di 4.73% (Fig. 35).
- LV3 3% (Mantello Ulten) + 97% Massimo Mantello Primitivo (Palme & O'Neill, 2014) per risalita attiva: temperatura potenziale di 1290 °C, temperatura ambientale di 1180 °C, spessore litosferico preesistente di 41 km. Il mantello anidro viene fuso del 3.33% mentre quello idrato del 5.23% (Fig. 35).

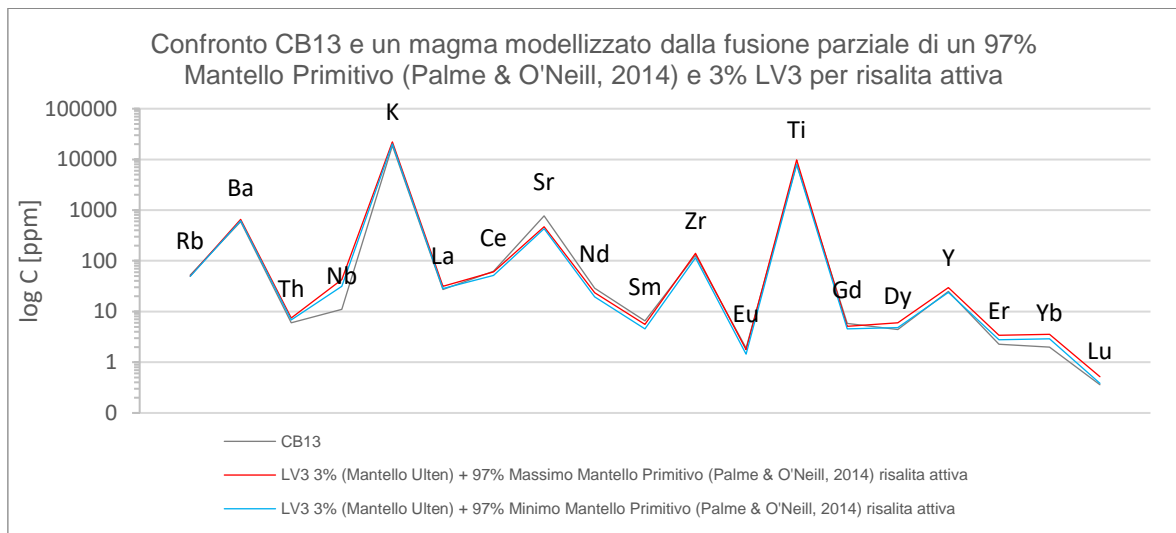


Figura 34. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un mantello primitivo anidro 97% (Palme & O'Neill, 2014) più un mantello idrato 3% a composizione LV3 (Ionov et al., 2017). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti.

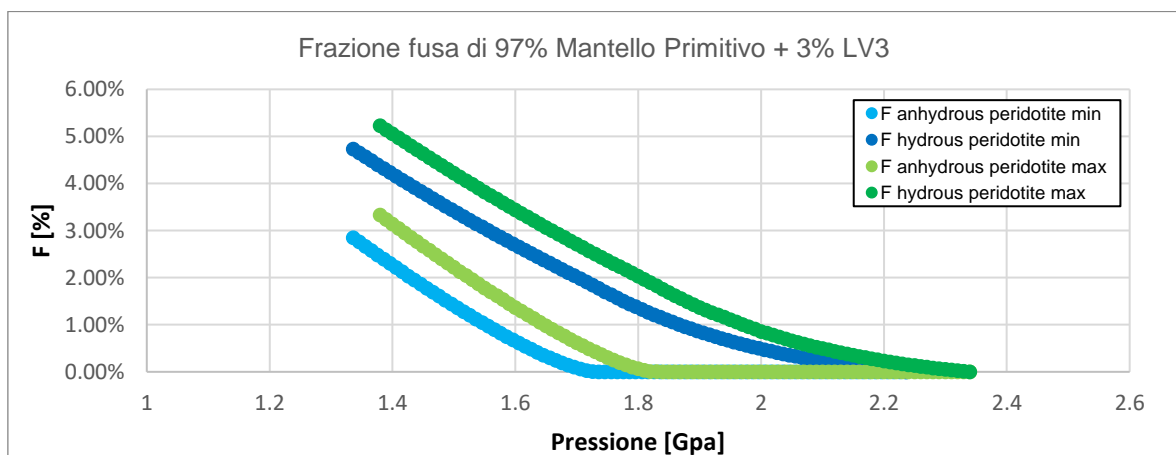


Figura 35. Grado di fusione di un mantello composto soggetto a fusione parziale per decompressione adiabatca. Le curve verdi si riferiscono al fuso modellizzato con le concentrazioni massime di Mantello Primitivo 97% (Palme & O'Neill, 2014) più LV3 3% (Ionov et al., 2017). Le curve azzurre si riferiscono al fuso modellizzato con le concentrazioni minime di Mantello Primitivo 97% (Palme & O'Neill, 2014) più LV3 3% (Ionov et al., 2017).

Con un 4% di componente idrata (sempre a 100 ppm di acqua) si ottiene una concentrazione di Nb pari a 29 ppm (Fig. 36). Insieme al modello eseguito a 3% di LV3 rappresenta quello più vicino a CB13. Le concentrazioni presentate sono ottenute con una fusione del 3.08% (anidro) e 5% (idrato) di un 4% LV3 e 96% Mantello Primitivo a concentrazioni minime. Il mantello eterogeneo costituito da 4% LV3 e 96% Mantello Primitivo a concentrazione massima è stato fuso 3.24% per la componente anidra e 5.19% per quella idrata.

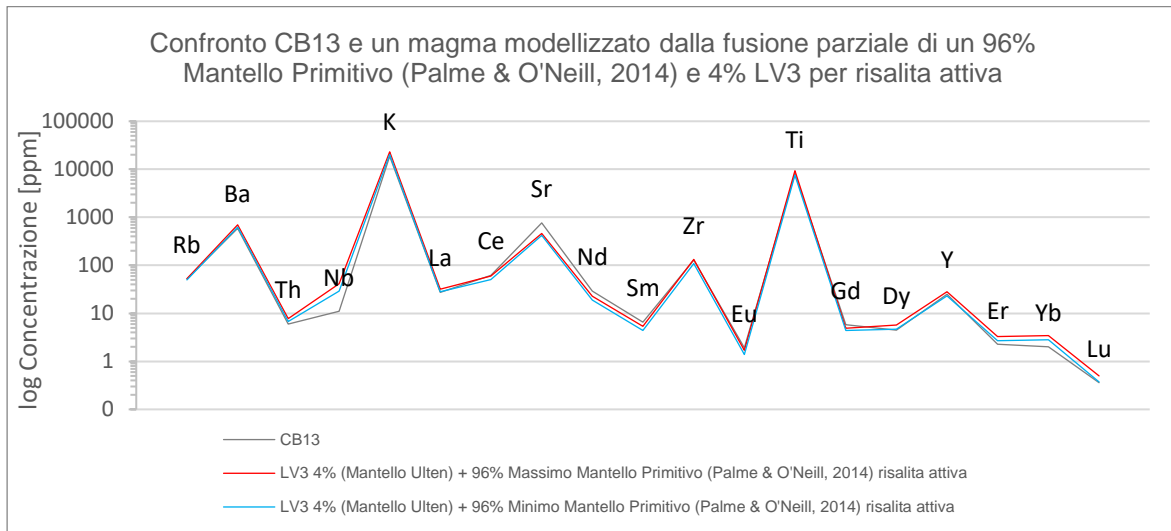


Figura 36. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un Mantello Primitivo anidro 96% (Palme & O'Neill, 2014) più un mantello idrato 4% a composizione LV3 (Ionov et al., 2017). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti.

Con un 5% di LV3 si nota che Nd e Sm cominciano ad allontanarsi dalle concentrazioni osservate di CB13 (Fig. 37). Di conseguenza, aumentando ulteriormente la quantità di mantello idrato nel sistema, le concentrazioni modellizzate saranno inferiori a quelle reali. Le concentrazioni minime sono ottenute con una fusione del 3.07% della componente anidra e del 4.99% della componente idrata. Le concentrazioni massime sono ottenute con una fusione parziale di 3.28% di Mantello Primitivo e 5.16% di LV3.

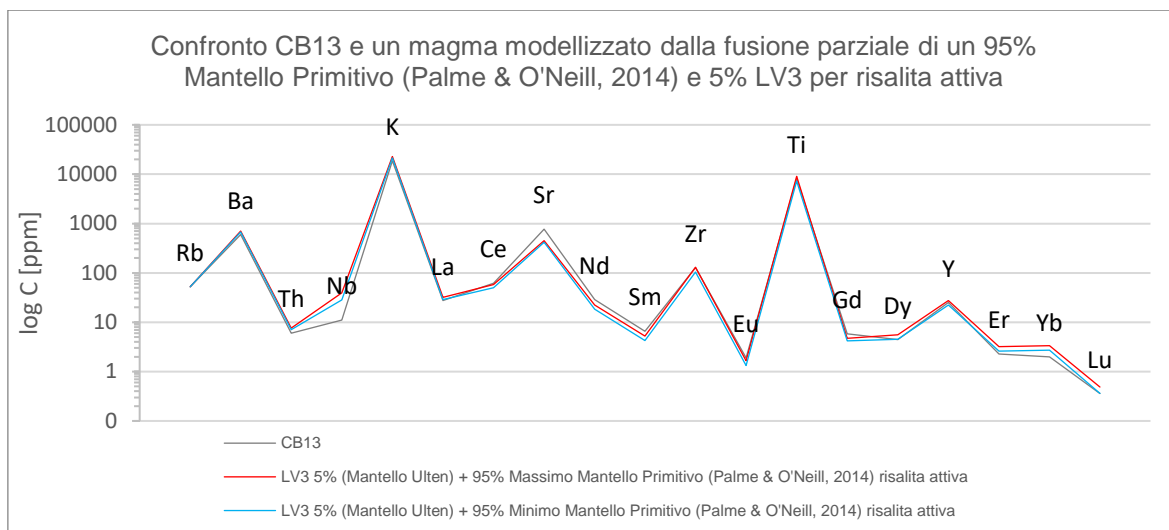


Figura 37. Confronto tra la composizione del gabbro CB13 (Bonadiman et al., 1994) e quella del pooled melt calcolata da Reebox Pro a partire da un Mantello Primitivo anidro 95% (Palme & O'Neill, 2014) più un mantello idrato 5% a composizione LV3 (Ionov et al., 2017). I valori di massima e di minima concentrazione sono stati ottenuti sommando e sottraendo la deviazione standard ai valori medi proposti.

3.4 Modellizzazione della cristallizzazione frazionata

Confrontando le composizioni dei tre magmi parentali (Tabella 7 e Fig. 38) CB13, FC43B e Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991; Bonadoman et al., 1994; Casetta et al., 2017) si nota che alcuni elementi possiedono delle concentrazioni differenti (si ricorda che il fuso parentale di Cima Pape è calcolato su una media di più campioni, la deviazione standard è indicata in Tabella 3). Sostanzialmente, la differenza tra CB13 e FC43 è rappresentata dalle concentrazioni di Al_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O e K_2O . CB13 è leggermente più arricchito negli elementi incompatibili mentre FC43B risulta più arricchito del 1% rispetto a CB13 negli elementi MgO e CaO. Per quanto riguarda gli elementi in traccia, CB13 e le lave di Cima Pape, possiedono una notevole somiglianza. FC43B invece, ad eccezione di pochi elementi (V, Rb, Nb) è molto differente.

Tabella 7. Tabella che confronta le composizioni dei tre fusi parentali proposti.

	CB13 (Bonadiman et al., 1994)	FC43B (Casetta et al., 2017)	Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991)		CB13 (Bonadiman et al., 1994)	FC43B (Casetta et al., 2017)	Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991)
SiO₂	49.00	49.82	51.43	V	245	238	241
TiO₂	1.36	1.08	1.02	Cr	52	21	74
Al₂O₃	18.52	16.38	18.55	Co	32	40	32
Fe₂O_{3t}	10.68	10.83	9.66	Ni	28	4	29
MnO	0.17	0.22	0.13	Rb	52	51	53
MgO	5.14	6.08	4.74	Ba	593	275	569
CaO	9.34	10.50	8.93	Nb	11	9	11
Na₂O	2.81	2.32	2.58	La	27.4	16	35
K₂O	2.25	1.87	2.55	Ce	62.1	39	56
P₂O₅	0.65	0.76	0.41	Sr	766	1140	878
				Zr	129	75	159
TOT	99.92	100.00	100.00	Y	25	14	30

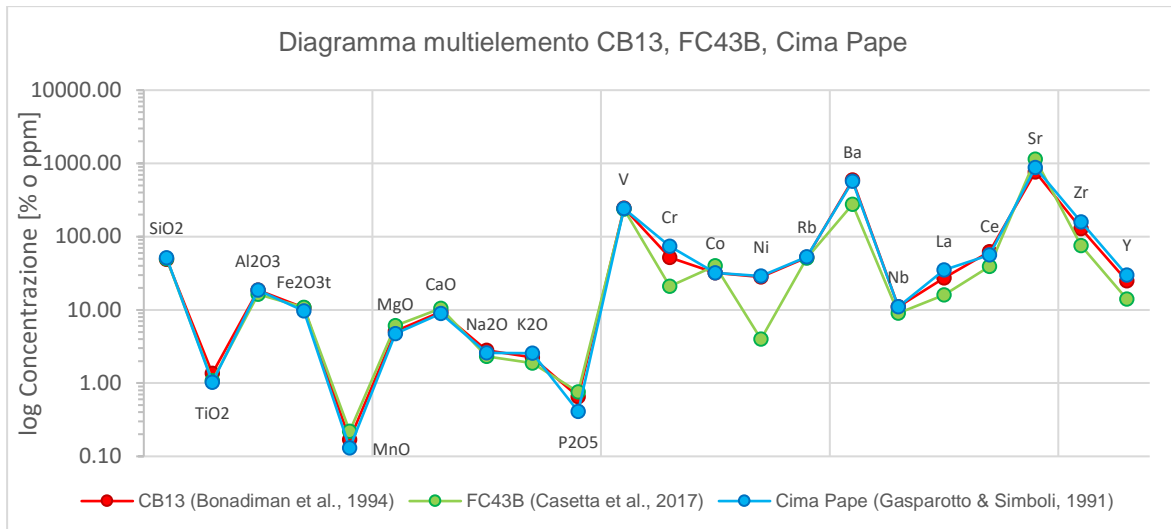


Figura 38. Diagramma multielemento che confronta le composizioni dei tre fusi parentali proposti. Sull'asse verticale, la concentrazione dei vari elementi è in formato logaritmico. Da SiO₂ a P₂O₅ sono concentrazioni %, da V a Y sono concentrazioni in ppm.

Gasparotto et al. (1991), Bonadiman et al. (1994), Casetta et al. (2017) hanno proposto la composizione di un possibile magma parentale. Gasparotto et al. (1991) avanza l'ipotesi che il magmatismo Triassico Sudalpino sia costituito da un unico fuso parentale e che quindi, i complessi siano cogenetici. Il suo magma capostipite è rappresentato da una serie di lave basaltiche con una composizione molto simile a quella di CB13, il gabbro che Bonadiman et al. (1994) individua come fuso parentale. Infine, Casetta et al. (2017) suddivide il Complesso Intrusivo di Predazzo in tre unità distinte: FC43B rappresenta il magma parentale della serie satura in silice (SS) ed EM10 che rappresenta la composizione del magma parentale della serie sottosatura in silice (SU). Secondo l'autore, i graniti non possono derivare solo dal frazionamento di FC43B per cui necessitano di un ulteriore fuso parentale.

Bonadiman et al. (1994) e Casetta et al. (2017) hanno eseguito la modellizzazione della cristallizzazione frazionata tramite bilancio di massa. Questo metodo, però, genera un sistema attraverso una procedura matematica che non assicura l'esattezza del modello dal punto di vista termodinamico degli equilibri fuso-minerale (Ariskin & Barmina, 2004). Tuttavia, entrambi hanno verificato che con questo metodo è possibile ottenere, con grado di affidabilità variabile, tutta la serie a partire dai campioni indicati come capostipiti.

Dato che i complessi di Predazzo e Monzoni sembrano essere comagmatici si è provato ad utilizzare i campioni CB13, FC43B ed EM10 (non presentato in questa tesi) come magmi parentali e farli frazionare con l'utilizzo del software Rhyolite-MELTS. Come già detto in precedenza, l'algoritmo termodinamico non è ottimizzato per rocce ricche in anfibolo e biotite a composizioni intermedie. Nel nostro caso però la maggior parte dell'anfibolo è secondario mentre la biotite è sempre presente: nelle rocce ultramafiche e mafiche come fase di intercumulo mentre in quelle intermedie e sialiche come fase principale. Sebbene sia abbondante alle composizioni intermedie, è stato osservato che il granito rosa di Predazzo non è ricco in questo minerale.

I parametri impostati all'interno del software sono molteplici:

- Composizione iniziale del sistema: sono state inserite le composizioni di CB13, FC43B e Cima Pape come magmi parentali da cristallizzare. Si tiene

conto solamente degli elementi maggiori, degli elementi minori e dei volatili. Il contenuto d'acqua è stato variato arbitrariamente per testare la formazione di biotite e di anfibolo tra 1 e 4% di H₂O. La composizione totale finale del sistema è normalizzata a 100.

- Temperatura: Per tutte le prove è stato impostato un intervallo di temperatura del sistema di 1300 – 500 °C. Non è necessario conoscere a priori la temperatura iniziale in quanto il programma, in base al contenuto di volatili e alla composizione, stima la temperatura di *liquidus*. Quindi, la reale temperatura iniziale è stata ottenuta in modo termodinamico. I calcoli della composizione delle fasi sono stati eseguiti ogni 5 °C dalla temperatura di *liquidus*; quindi, ogni 5°C il software stima, sulla base dell'affinità delle fasi, la composizione, l'abbondanza e la densità dei minerali che precipitano.
- Pressione: Gallien et al. (2007) afferma che la profondità massima alla quale si può essere generato il Complesso Intrusivo di Predazzo non è superiore ai 5 km. Dalla letteratura, questo equivale a circa 1300 bar. Nel *software* la pressione è tenuta costante e i valori impostati sono tra 1000 e 1500 bar. In questo lavoro vengono presentati esclusivamente i dati ottenuti a 1.5 kbar in quanto le variazioni composizionali non sono sensibilmente differenti.
- Buffer di ossigeno: la fugacità dell'ossigeno, come calcolato da Bonadiman et al. (1994), segue il trend NNO (Nichel – Ossido di Nichel) e lo *shift* è stato mantenuto a zero.
- Frazionamento: sulla base delle osservazioni petrografiche il modello è stato sviluppato applicando al sistema un frazionamento dei solidi.

Il *software*, per ogni minerale che si forma nella roccia, fornisce la sua massa e densità. Dal rapporto di questi due parametri si ottiene il volume, che, può essere utilizzato come peso per determinare la composizione totale del sistema ad ogni intervallo di temperatura. Le composizioni totali delle rocce modellizzate possono poi essere confrontate con quelle delle rocce reali osservate.

Osservando gli elementi in traccia di FC43B, sembra che questo sia un differenziato. Possiede una concentrazione di Sr quasi doppia rispetto a quella di CB13 e in genere entra come elemento di sostituzione nei plagioclasti; con una concentrazione così elevata è possibile che FC43B possa contenere un accumulo di plagioclasti e che quindi non sia rappresentativo di un fuso parentale.

Fuso Parentale CB13

CB13 a 1.5 kbar e 1% H₂O: La temperatura di *liquidus* corrisponde a 1145 °C. L'ordine di cristallizzazione è feldspato, olivina, spinello, clinopirosseno, apatite, ortopirosseno, ossidi romboedrici, biotite, titanite, quarzo (Tabella 8).

Tabella 8. Temperature di stabilità dei minerali a 1.5 kbar di pressione e 1% di contenuto di acqua.

1.5 kbar e 1% H2O	Temperatura iniziale [°C]	Temperatura finale [°C]
Feldspato	1145	595
Olivina	1130	990
Spinello	1125	830
Clinopirosseno	1115	595
Apatite	1045	640
Ortopirosseno	985	875
Ossidi romboedrici	950	685
Biotite	870	770
Titanite	685	595
Quarzo	685	595

CB13 a 1.5 kbar e 2% H2O: La temperatura di *liquidus* corrisponde a 1123 °C. L'ordine di cristallizzazione è spinello, feldspato, olivina, clinopirosseno, apatite, ortopirosseno, ossidi romboedrici, biotite, quarzo, titanite (Tabella 9).

Tabella 9. Temperature di stabilità dei minerali a 1.5 kbar di pressione e 2% di contenuto di acqua.

1.5 kbar e 2% H2O	Temperatura iniziale [°C]	Temperatura finale [°C]
Spinello	1123	738
Feldspato	1098	588
Olivina	1093	918
Clinopirosseno	1093	588
Apatite	1045	640
Ortopirosseno	913	908
Biotite	903	738
Ossidi romboedrici	883	668
Quarzo	693	588
Titanite	673	588

CB13 a 1.5 kbar e 3% H2O: La temperatura di *liquidus* corrisponde a 1119 °C. L'ordine di cristallizzazione è spinello, clinopirosseno, feldspato, olivina, apatite, ortopirosseno, ossidi romboedrici, biotite, titanite, quarzo (Tabella 10).

Tabella 10. Temperature di stabilità dei minerali a 1.5 kbar di pressione e 3% di contenuto di acqua.

1.5 kbar e 3% H2O	Temperatura iniziale [°C]	Temperatura finale [°C]
Spinello	1119	694
Clinopirosseno	1069	604
Feldspato	1064	599
Olivina	1044	909
Apatite	964	639
Ortopirosseno	913	908
Biotite	904	744
Ossidi romboedrici	849	674
Titanite	699	599
Quarzo	694	599

CB13 a 1.5 kbar e 4% H₂O: La temperatura di *liquidus* corrisponde a 1126 °C. L'ordine di cristallizzazione è spinello, clinopirosseno, feldspato, olivina, apatite, ortopirosseno, ossidi romboedrici, biotite, quarzo, titanite (Tabella 11).

Tabella 11. Temperature di stabilità dei minerali a 1.5 kbar di pressione e 4% di contenuto di acqua.

1.5 kbar e 4% H ₂ O	Temperatura iniziale [°C]	Temperatura finale [°C]
Spinello	1126	741
Clinopirosseno	1046	601
Feldspato	1031	596
Olivina	996	911
Apatite	961	636
Ortopirosseno	906	896
Biotite	896	741
Ossidi romboedrici	841	676
Quarzo	691	596
Titanite	676	596

Confrontando le quattro simulazioni si può osservare che, anche se il contenuto d'acqua aumenta, la temperatura di *liquidus* non è molto variabile. Il campo di stabilità della biotite aumenta sensibilmente passando dall'uno al due per cento di acqua poi rimane circa stabile anche con un aumento di H₂O. Sfortunatamente, da questi modelli, non si riesce ad ottenere la coesistenza di biotite e quarzo (è anche possibile che sia legato alla non perfezione del modello nell'elaborare questi sistemi a composizioni sialiche); da ciò, non viene modellizzato un granito biotitico. In accordo con le osservazioni petrografiche, si vede che il pirosseno dominante è il clino, l'ortopirosseno ha una stabilità piuttosto limitata che si estende per poche decine di gradi.

Eseguendo una cristallizzazione frazionata perfetta, ogni volta che entra nel sistema una nuova fase minerale si verifica un sensibile salto composizionale dei solidi frazionati, talvolta producendo anche dei raddoppi (si arretra sull'indice di differenziazione). In natura, ciò non si verifica in quanto la cristallizzazione frazionata non è perfetta e non si hanno campi di stabilità così netti. Ad esempio, a 4% di H₂O alla temperatura di 696 °C non c'è quarzo, alla temperatura di 691 °C si forma una roccia che contiene circa il 36% di quarzo. Ciò crea una variazione composizionale eccessiva per una differenza di temperatura di appena 5 °C.

Molto più lineari ed interessanti sono le curve di composizione del fuso. Come già anticipato in precedenza, le rocce effusive dovrebbero approssimare l'evoluzione del fuso. È stato anche osservato (con i pochi dati disponibili) che l'andamento delle composizioni delle rocce effusive mima quello delle intrusive. Se quindi si avanza l'ipotesi che (tolte le rocce cumulitiche dal confronto) le rocce intrusive abbiano composizione simile a quella del fuso, è possibile sovrapporre le curve evolutive del liquido alle composizioni delle rocce intrusive osservate. Sebbene sia un confronto problematico, le due curve spesso si sovrappongono.

In generale, sia confrontando le curve evolutive dei solidi, sia quelle evolutive del fuso con le rocce di Predazzo e Monzoni, si osserva una buona corrispondenza. Eccezione è Al₂O₃, le cui curve modellizzate sono sempre superiori (curva dei solidi) o inferiori (curva del fuso) al trend dei dati osservati. Per quanto riguarda il potassio (Fig. 47), la composizione totale modellizzata dei solidi non segue un trend analogo

a quello delle composizioni osservate; tuttavia, l'evoluzione modellizzata del fuso possiede una buona correlazione.

Il contenuto d'acqua è molto influente sulla composizione totale del sistema; infatti, con una differenza di solo 3% si ottengono delle curve talvolta molto differenti tra loro.

- TiO_2 : le curve dei solidi (Fig. 39) mostrano una diminuzione di TiO_2 all'aumento del contenuto di acqua. Contenuti elevati di MgO sono raggiungibili con almeno il 3% di H_2O . Le curve modellizzate a 1 e 2% di H_2O si avvicinano maggiormente alla composizione osservata del sistema. Le curve dei liquidi (Fig. 40) sono più chiare in quanto non sono spezzate o caratterizzate da salti composizionali. La curva con il 2% di H_2O è la più vicina alla composizione osservata.

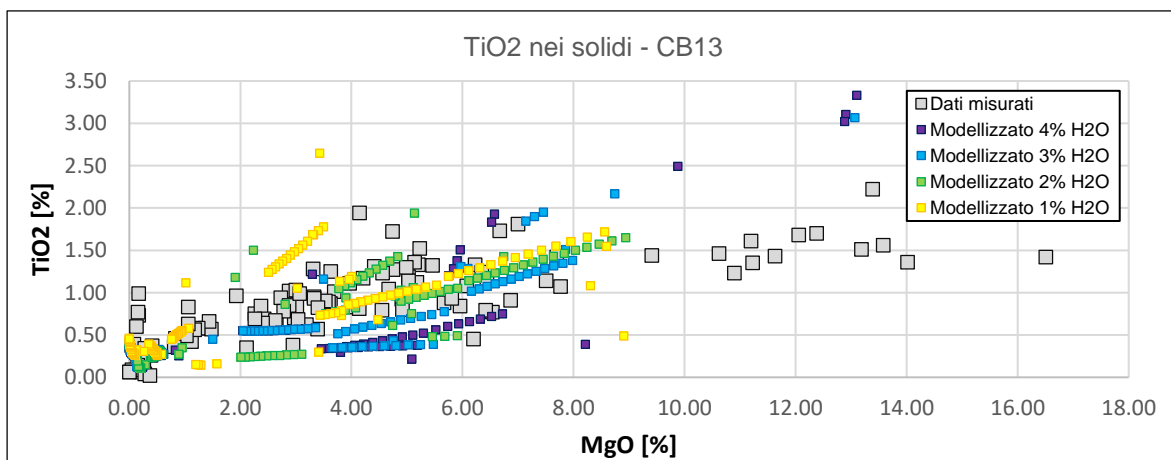


Figura 39. Diagramma che compara la composizione osservata del TiO_2 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del TiO_2 nei solidi ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

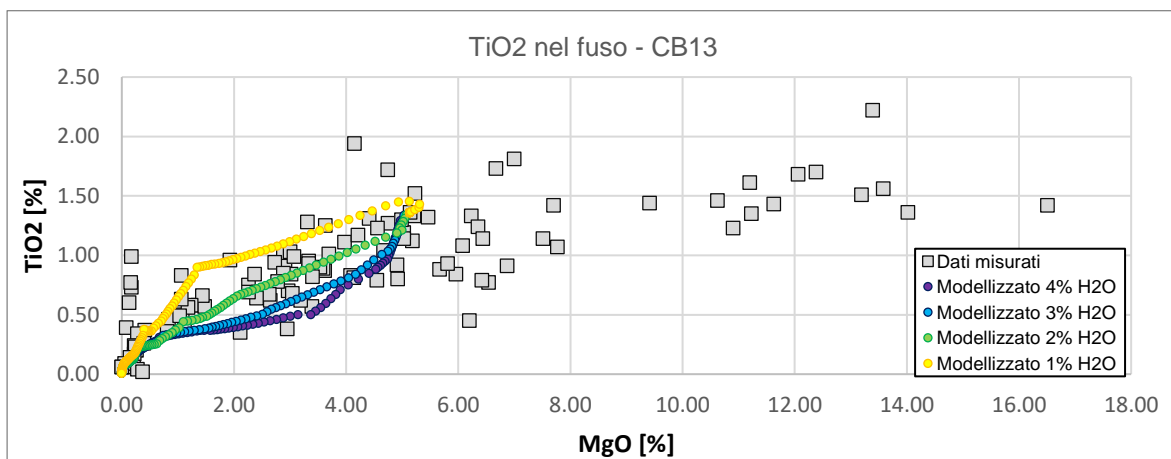


Figura 40. Diagramma che compara la composizione osservata del TiO_2 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del TiO_2 nel fuso ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

- Al_2O_3 : come già anticipato, entrambe le curve (solido e fuso) non si avvicinano molto al trend delle composizioni osservate (Fig. 41, 42). In questo caso, il contenuto d'acqua non influisce grandemente sulla composizione, anzi, nel caso della curva dei fusi, tutti e quattro i modelli sono accavallati. La curva dei solidi modellizzata possiede una concentrazione di Al_2O_3 maggiore rispetto a quella osservata fino a circa 2% di MgO ; da questo punto in poi, le quattro curve si avvicinano alla composizione reale.

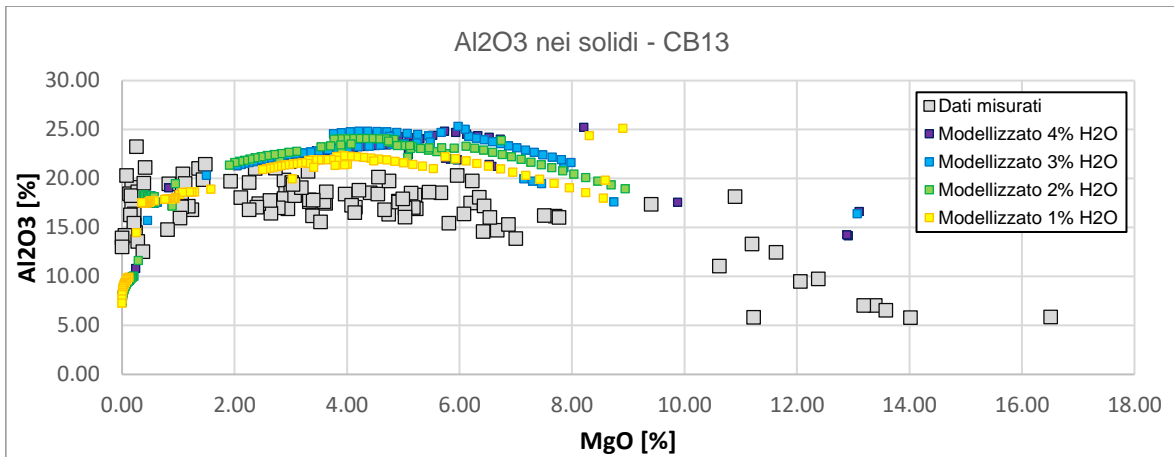


Figura 41. Diagramma che compara la composizione osservata di Al_2O_3 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 di Al_2O_3 nei solidi ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

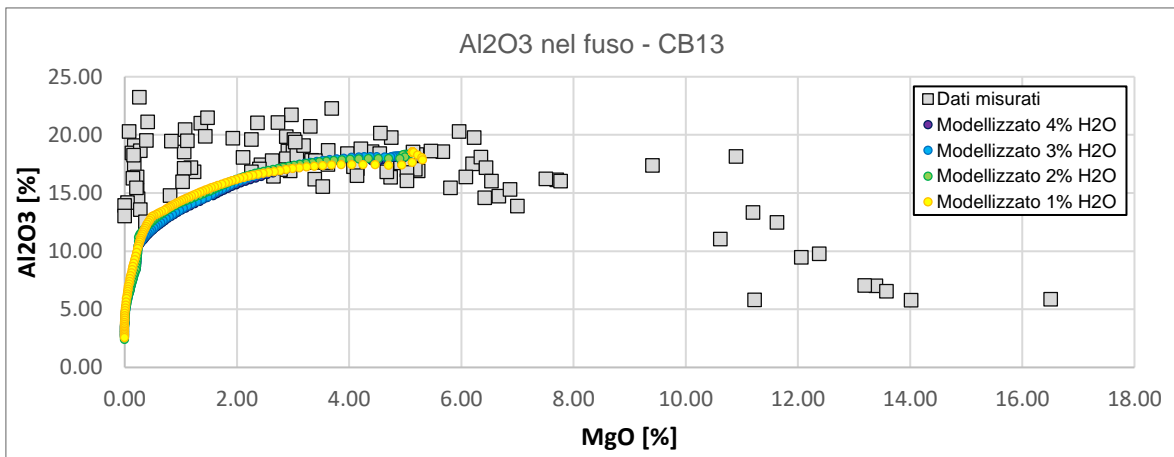


Figura 42. Diagramma che compara la composizione osservata di Al_2O_3 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 di Al_2O_3 nel fuso ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

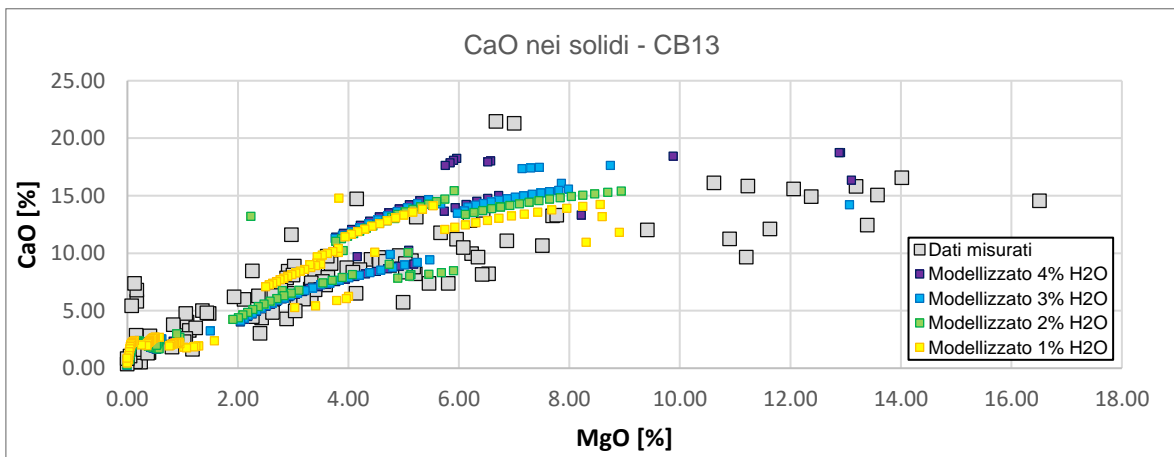


Figura 43. Diagramma che compara la composizione osservata del CaO dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del CaO nei solidi ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

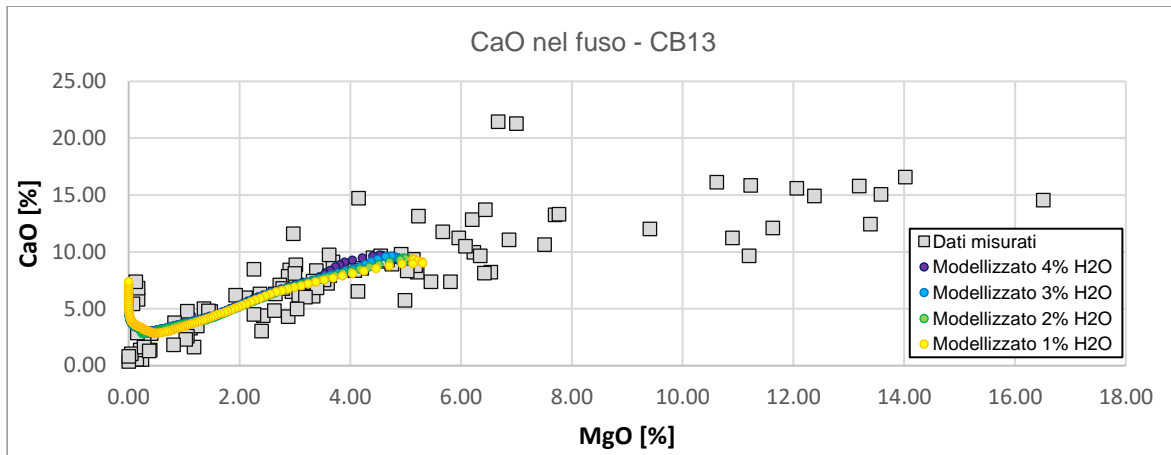


Figura 44. Diagramma che compara la composizione osservata del CaO dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del CaO nel fuso ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

- CaO: anche in questo caso, la variabilità composizionale delle curve modellizzate (sia dei solidi che dei liquidi) in funzione del contenuto d'acqua, è bassa (Fig. 43, 44). In ogni caso, la somiglianza tra il modello e la realtà è buona, sia nelle curve dei solidi sia nella curva di liquido.
- Na₂O: per quanto riguarda le curve dei solidi (Fig. 45), quella modellizzata a 1% di acqua si avvicina maggiormente ai dati reali, sebbene tra il 4 e il 2% di MgO abbia una concentrazione troppo elevata. Le curve a 1, 2 e 3% di H₂O possiedono, tra il 6 e il 2% di MgO, una concentrazione molto lontana dai dati osservati. Le curve modellizzate del fuso (Fig. 46) possiedono una buona correlazione con quella dei dati osservati.
- K₂O: le curve dei solidi (Fig. 47) sono spezzate a causa dell'entrata della biotite (primo gradino a 5-6% di MgO) e del feldspato alcalino (secondo gradino a 1% di MgO). Le curve del fuso (Fig. 48) mimano meglio il trend evolutivo delle rocce. Il modello sviluppato a 1% di H₂O si presenta con un contenuto di K₂O troppo elevato tra 2 e 0.5% di MgO. Le altre curve seguono molto bene tutto il trend delle composizioni osservate.

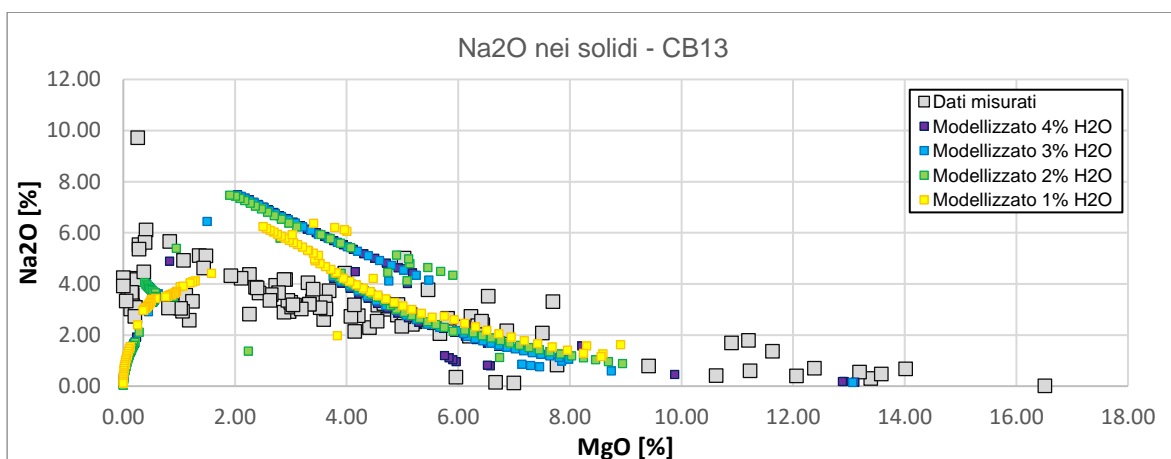


Figura 45. Diagramma che compara la composizione osservata del Na₂O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del Na₂O nei solidi ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

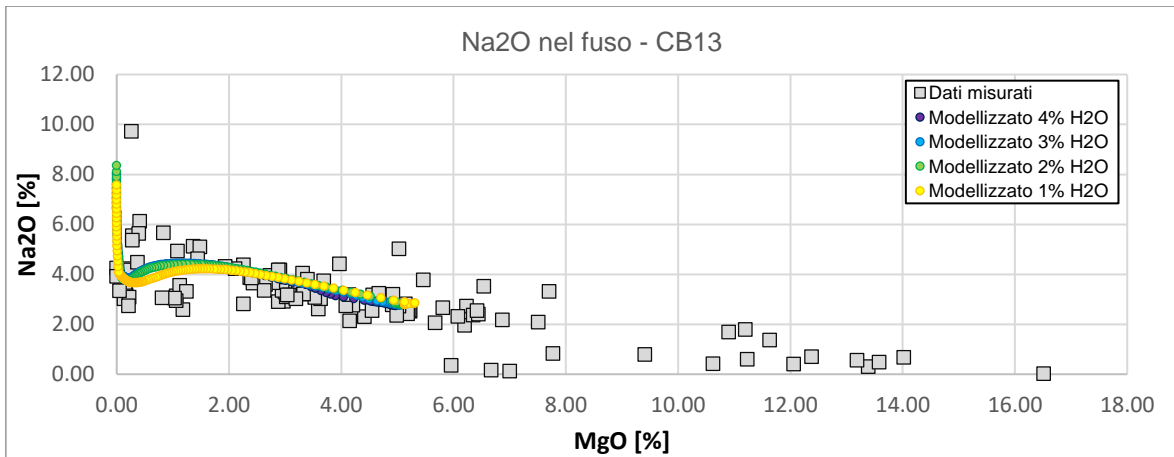


Figura 46. Diagramma che compara la composizione osservata del Na_2O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del Na_2O nel fuso ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

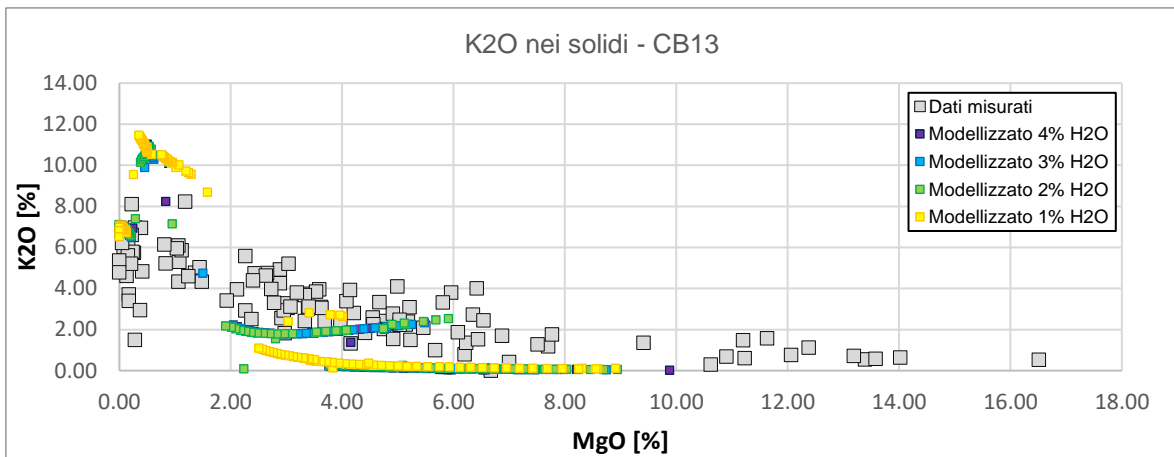


Figura 47. Diagramma che compara la composizione osservata del K_2O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del K_2O nei solidi ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

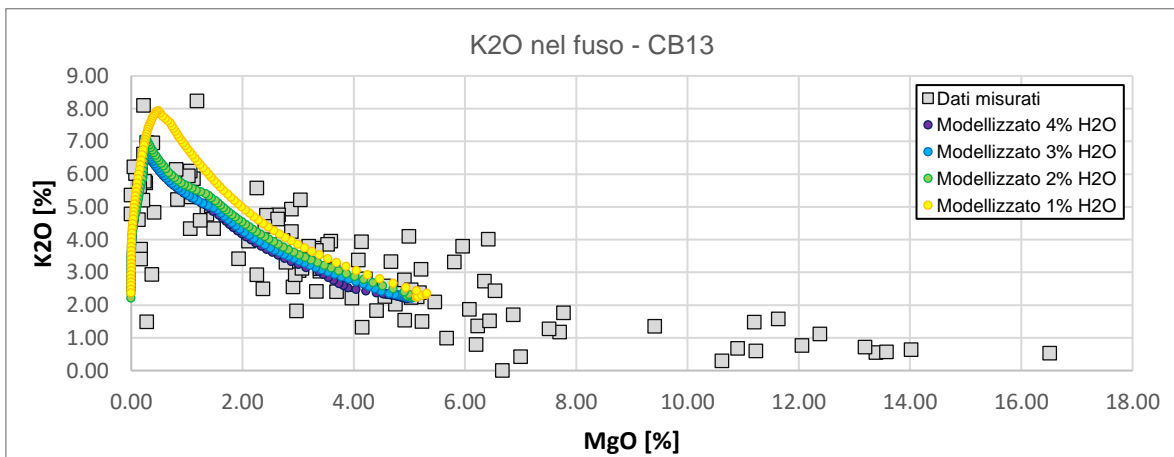


Figura 48. Diagramma che compara la composizione osservata del K_2O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dal campione CB13 del K_2O nel fuso ottenuta a differenti contenuti di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

Fuso parentale di Cima Pape

Data la somiglianza di CB13 con le lave di Cima Pape di Gasparotto et al. (1991) è stata effettuata la modellizzazione per cristallizzazione frazionata di un fuso con una composizione pari alla media delle lave proposta da Gasparotto et al. (1991) (Fig. 49, 50, 51, 52, 53). Il ferro viene presentato come Fe_2O_3 totale per cui nel programma sono stati calcolati mediante potenziale redox il Fe^{2+} e Fe^{3+} . Il valore di H_2O , nel modello qui presentato, è pari a 2%. In generale, le curve modellizzate dei solidi e dei fusi somigliano a quelle ottenute con CB13. La curva dei fusi di Al_2O_3 si avvicina maggiormente al trend dei dati osservati. Le curve modellizzate degli alcali (Fig. 52, 53) possiedono le stesse problematiche precedentemente elencate per CB13.

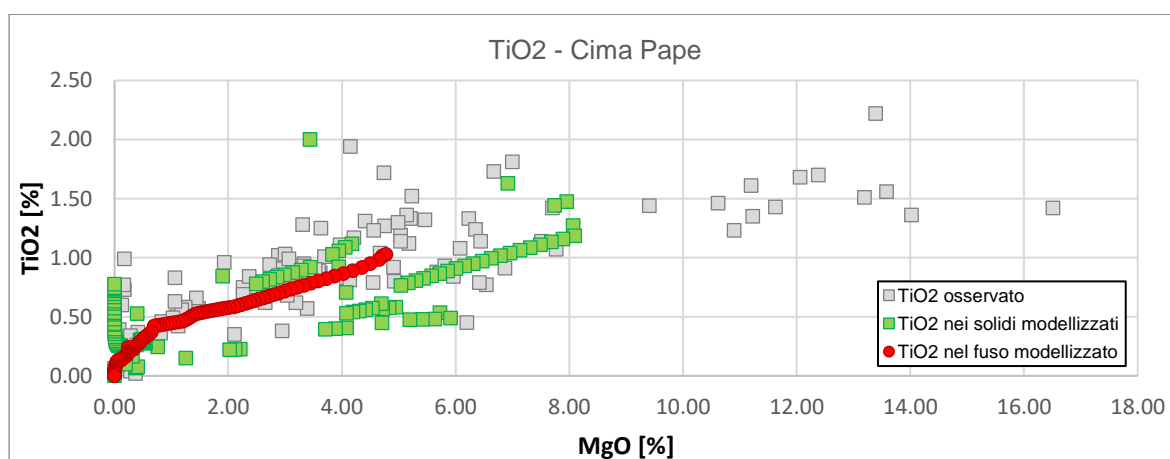


Figura 49. Diagramma che compara la composizione osservata del TiO_2 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dalla media delle lave di Cima Pape del TiO_2 nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

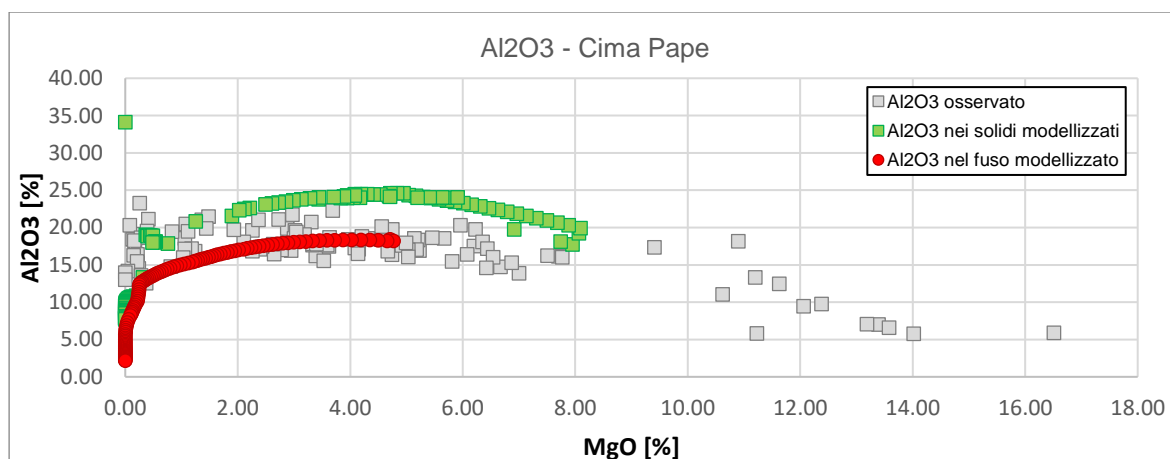


Figura 50. Diagramma che compara la composizione osservata del Al_2O_3 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dalla media delle lave di Cima Pape del Al_2O_3 nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

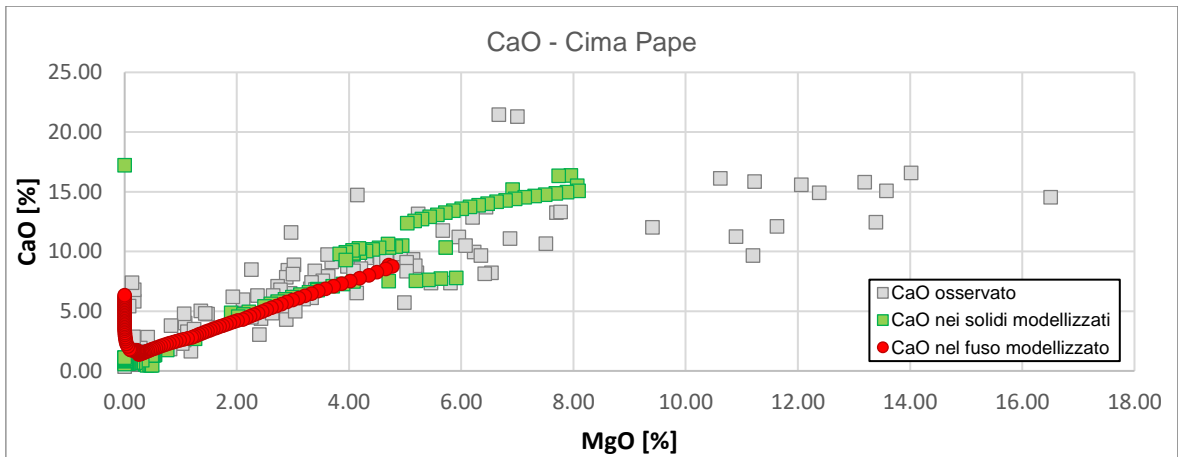


Figura 51. Diagramma che compara la composizione osservata del CaO dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dalla media delle lave di Cima Pape del CaO nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

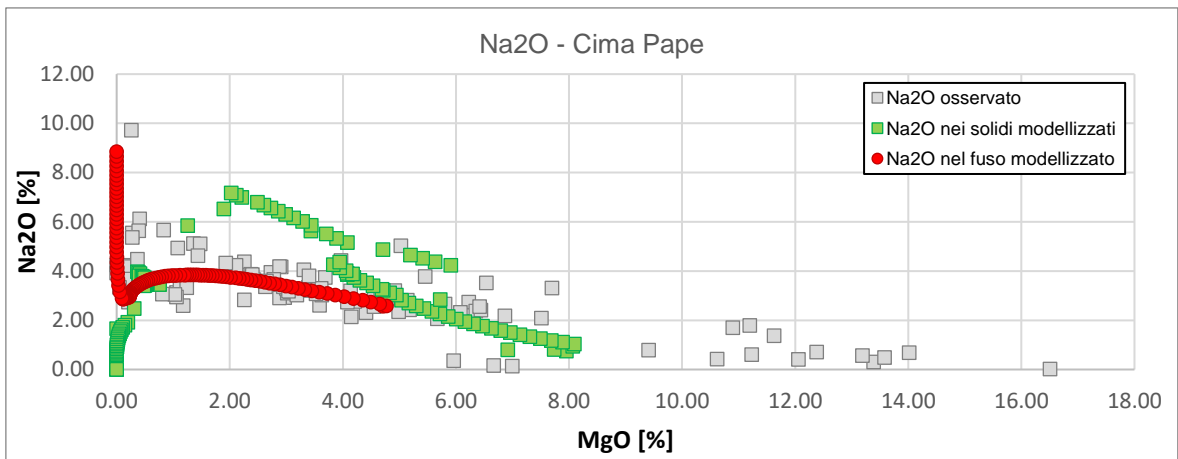


Figura 52. Diagramma che compara la composizione osservata del Na₂O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dalla media delle lave di Cima Pape del Na₂O nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

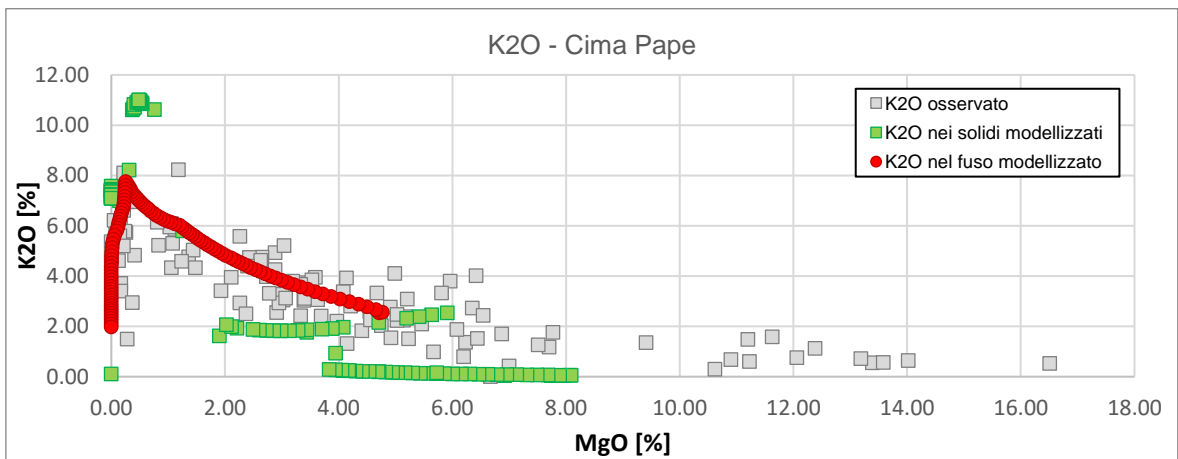


Figura 53. Diagramma che compara la composizione osservata del K₂O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire dalla media delle lave di Cima Pape del K₂O nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

Fuso Parentale FC43B

Come per gli altri due fusi parentali, FC43B è stato fatto cristallizzare a 1.5 kbar di pressione ed un contenuto di acqua del 2% (Fig. 54, 55, 56, 57, 58). Sebbene le curve di liquido si trovino vicine al trend dei dati osservati, per alcuni elementi (TiO_2 e Al_2O_3) risultano più lontane rispetto agli altri due modelli. Tuttavia, se si osservano le curve modellizzate dei solidi, si osserva una maggiore lontananza dai dati di riferimento.

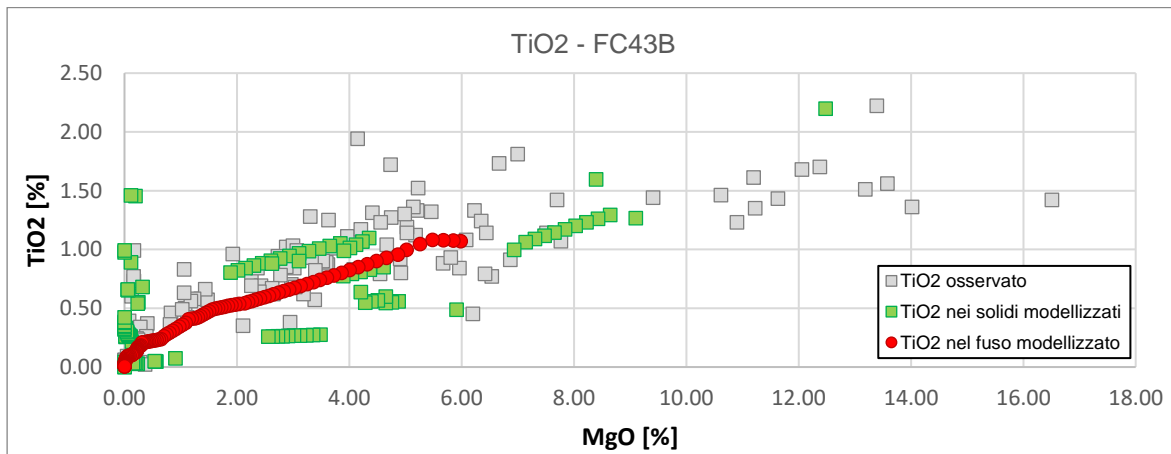


Figura 54. Diagramma che compara la composizione osservata del TiO_2 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire da FC43B del TiO_2 nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

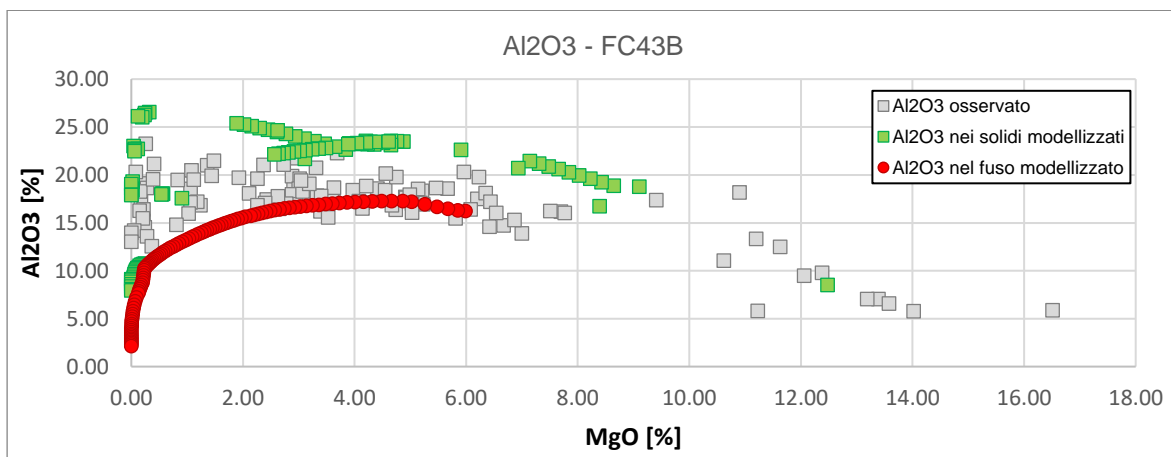


Figura 55. Diagramma che compara la composizione osservata del Al_2O_3 dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire da FC43B del Al_2O_3 nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

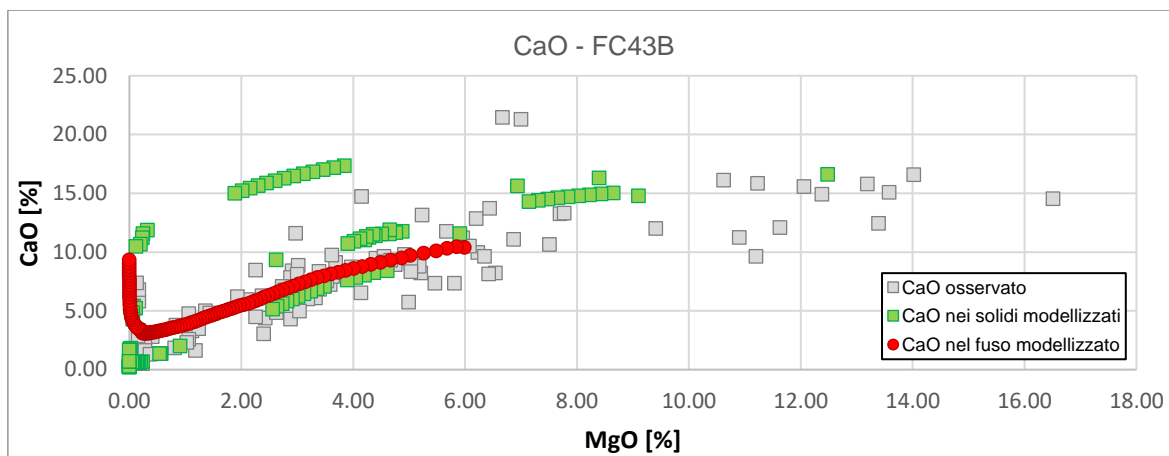


Figura 56. Diagramma che compara la composizione osservata del CaO dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire da FC43B del CaO nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

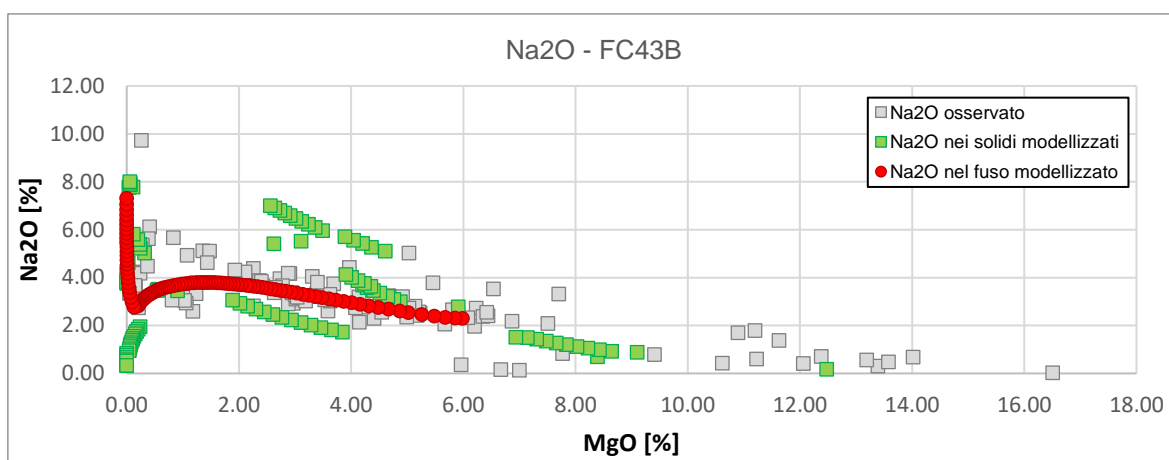


Figura 57. Diagramma che compara la composizione osservata del Na₂O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire da FC43B del Na₂O nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

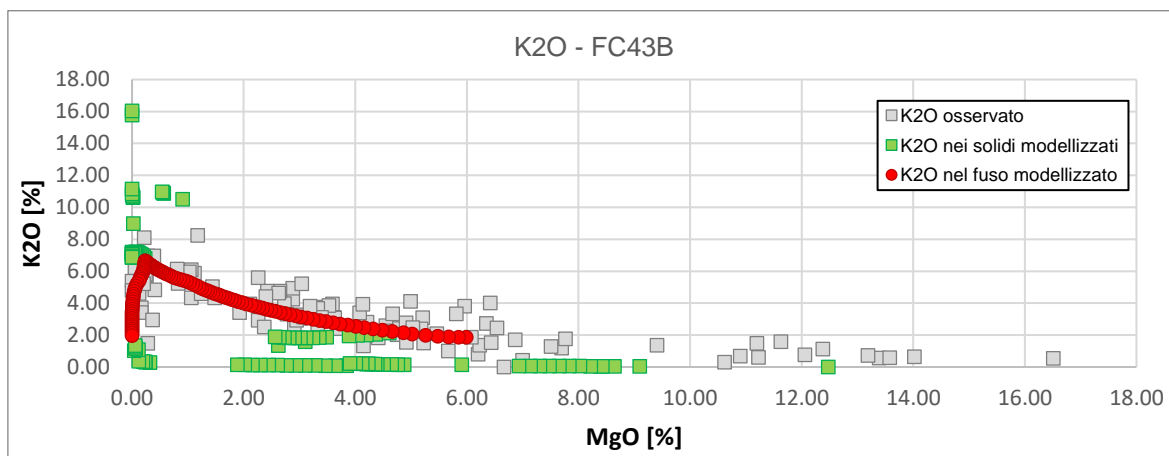


Figura 58. Diagramma che compara la composizione osservata del K₂O dei campioni di Predazzo e Monzoni e la composizione modellizzata tramite Rhyolite-MELTS a partire da FC43B del K₂O nei solidi e nel fuso ottenuta a 2% di acqua e a 1.5 kbar di pressione.

4. INTERPRETAZIONI E DISCUSSIONE

Ogni autore che ha studiato questi Complessi Intrusivi ha proposto una teoria evolutiva: fusione parziale di un mantello coinvolto nell'orogenesi Ercinica (Bonadiman et al., 1994), subduzione (Casetta et al., 2017) e miscelamento tra magmi mantellici e magmi crostali (Sinigoi et al., 2011; 2016). In questo lavoro si parte dall'ipotesi di un bacino in apertura (come testimoniato da una successione sedimentaria carbonatica e dolomitica). La condizione è quindi quella di una litosfera in assottigliamento e una risalita mantellica passiva o attiva che produce un fuso per decompressione adiabatica. È stato impiegato Reebox Pro per capire se era possibile ottenere un fuso con la composizione di un magma parentale simile a quelli proposti da Bonadiman et al. (1994) o Casetta et al. (2017) senza dover coinvolgere un contesto orogenico.

4.1 Cogeneticità dei Complessi di Predazzo e dei Monti Monzoni

Già a priori, poteva essere facile considerare i Complessi Intrusivi di Predazzo e dei M. Monzoni come il risultato della cristallizzazione di un unico fuso parentale. Le età, 236-238 Ma per Predazzo e 221-237 per i Monzoni sono sovrapposte, entrambi possiedono un'affinità geochemica shoshonitica e la distanza tra i due corpi intrusivi è attualmente inferiore a 15 km. Mentre nel Complesso dei Monti Monzoni dominano le litologie mafiche, nel Complesso Intrusivo di Predazzo le litologie dominanti sono a composizione intermedia e acida. Dal confronto tra i due Complessi sui diagrammi di Harker è subito evidente che c'è continuità tra le analisi delle rocce di Predazzo e quelle dei Monti Monzoni. Anche osservando i diagrammi multielemento normalizzati delle singole litologie, si osservano andamenti piuttosto regolari senza una vera distinzione tra i due Complessi.

I due Complessi possono quindi essere considerati imparentati; quello dei M. Monzoni dominato da termini meno evoluti e quello di Predazzo dominato da termini maggiormente differenziati.

4.2 Elementi selezionati per condurre le modellizzazioni

La modellizzazione della fusione parziale di un mantello in risalita è stata effettuata considerando esclusivamente alcuni elementi in traccia. Reebox Pro non è ancora stato integrato con algoritmi che simulano il comportamento degli elementi maggiori e minori durante questo processo. È anche vero che, a prescindere dal grado di fusione del mantello, il fuso che ne deriva possiede sempre una composizione basaltica. Per cui, l'osservazione degli elementi maggiori non è indispensabile. Il programma pMELTS si può utilizzare per modellizzare una fusione parziale osservando gli elementi maggiori e minori però non può modellizzare un mantello eterogeneo (come nel nostro caso) che comprende contemporaneamente più litologie.

La modellizzazione della cristallizzazione frazionata è stata invece eseguita osservando solo il comportamento degli elementi maggiori e minori. Il software Rhyolite-MELTS, basandosi sugli equilibri fuso-minerale, non include l'evoluzione degli elementi in traccia. Esistono altri software, come COMAGMAT 3 (Ariskin et al., 1993; Ariskin, 1999; Ariskin & Barmina, 1999; Ariskin & Barmina, 2004; Almeev et al., 2007; Almeev et al., 2012), che includono nel modello anche l'evoluzione di alcuni elementi in traccia. Il problema principale è rappresentato dall'utilizzo di modelli semi-empirici che necessitano di conoscere a priori alcuni parametri. Inoltre, alcune composizioni (come quella di CB13) non riuscivano ad essere modellizzate,

anche variando i parametri fisici e termodinamici. A seguito di ciò si è preferito utilizzare Rhyolite-MELTS. Sebbene Rhyolite-MELTS non consideri gli elementi in traccia, Casetta et al. (2017) ha già eseguito per Predazzo dei calcoli su questi elementi utilizzando le formule di frazionamento di Rayleigh.

4.3 Discussione dei dati ottenuti dalla modellizzazione per fusione parziale

Per ottenere un fuso arricchito in elementi incompatibili, è necessario che il mantello fonda in una piccola percentuale. Ciò si ottiene se la temperatura potenziale è bassa e se il percorso di decompressione è breve. Ad esempio, impostando una temperatura bassa ed uno spessore litosferico preesistente pari a zero, si ottiene un fuso non arricchito in elementi incompatibili; la frazione di mantello che fonde è alta (20-30%). Invece, con una temperatura potenziale bassa ed un'escursione verticale breve (impostando uno spessore litosferico di circa 40 km) si ottengono fusioni nell'ordine di 1 – 3% in cui la concentrazione degli elementi incompatibili è molto elevata. Sebbene lo spessore della litosfera Triassica sia stata stimato da Carraro e Visonà (2003) a 45 km, Rebox Pro non accetta spessori litosferici maggiori di 40 km se la temperatura potenziale è pari a 1250 °C. Per cui, lo spessore litosferico massimo modellizzabile con una temperatura potenziale di 1250 °C è di 39 km, comunque non molto differente da quella calcolata da Carraro e Visonà (2003). Se invece, si aggiunge un mantello idrato la situazione peggiora, lo spessore litosferico impostabile è inferiore anche a 39 km. Perciò, sono state osservate le differenze composizionali esistenti tra un *pooled melt* ottenuto per una risalita adiabatica passiva ed un *pooled melt* ottenuto per una risalita adiabatica attiva. Sostanzialmente, dal punto di vista della concentrazione degli elementi, non c'è nessuna differenza. Non è comunque obiettivo di questo lavoro spiegare la tipologia di diapirismo mantellico esistente nel Triassico, bensì, se è ottenibile un fuso con una composizione simile a quella parentale proposta da Bonadiman et al. (1994). Quindi, il modello attivo è stato sostituito a quello passivo solamente nei casi in cui non si riusciva ad ottenere una concentrazione di Rb di circa 50 ppm.

La situazione è analoga se, invece di variare lo spessore litosferico preesistente, si varia la temperatura potenziale del mantello in risalita. A parità di spessore, una temperatura potenziale più elevata permette la fusione di maggiori quantità di mantello. In Figura 59 viene mostrata la concentrazione di Rb che si ottiene a differenti temperature potenziali e spessori litosferici. Si osserva che, mantenendo fissa la temperatura, all'aumento dello spessore litosferico si ottiene una concentrazione di Rb maggiore. Se invece, si tiene fisso lo spessore, alla diminuzione della temperatura si ottengono concentrazioni di Rb sempre più elevate.

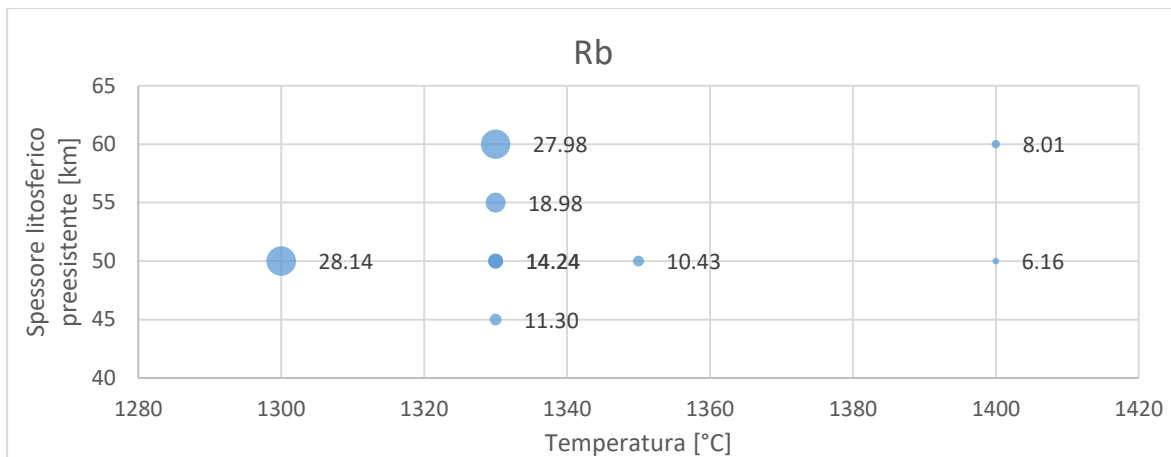


Figura 59. Grafico a bolle che mostra la concentrazione di Rb [ppm] in funzione della temperatura potenziale del mantello e dello spessore litosferico preesistente.

In modo concettuale, un mantello risale e per decompressione adiabatica si forma un accumulo di fuso alla base della litosfera a circa 45 km. Successivamente, questo fuso si imposta alla profondità di 5 km che, cristallizzando, forma i Complessi Intrusivi di Predazzo e Monzoni (Fig. 60). Il primo *step* viene modellizzato da Reebox Pro, fondendo mantelli a diverse composizioni. Il secondo *step*, in cui si cristallizza il magma, viene modellizzato da Rhyolite-MELTS.

In questo lavoro vengono presentati i risultati più significativi che coinvolgono il Mantello Primitivo ed il Mantello di tipo Ulten (rappresentato dal campione LV3). In realtà, però, il mantello Ulten è molto eterogeneo; diverse sue composizioni sono state coinvolte nell'elaborazione di modelli, molti dei quali, totalmente differenti in composizione rispetto a CB13.

L'obiettivo di questa modellizzazione era quello di ottenere una composizione del *pooled melt* simile a quella di CB13. Un Mantello Primitivo è in grado di generare, fondendo una piccola percentuale del suo volume, un fuso con una composizione molto simile a quella di CB13. La concentrazione di Nb però è uno dei grandi obiettivi da raggiungere in quanto è una delle peculiarità dei complessi. In contesti orogenici, si osservano anomalie negative di Nb in quando esso rimane nelle fasi stabili (che non fondono) rappresentate generalmente dallo spinello e dall'anfibolo. LV3, essendo un mantello metasomatizzato, contiene al suo interno una bassa concentrazione di Nb, generalmente spiegata con la presenza, nelle rocce sorgenti, di fasi nelle quali il Nb è compatibile. Sebbene il Mantello Primitivo permettesse la creazione di un fuso per fusione parziale con caratteristiche compatibili con quelle di CB13, è stata coinvolta anche la fusione di una percentuale di Mantello di tipo Ulten per cercare di abbassare la concentrazione di Nb del fuso accumulato. Il Mantello di tipo Ulten LV3, possedendo una bassa concentrazione di Nb, è un ottimo candidato alla formazione del fuso parentale dei Complessi di Predazzo e Monzoni. Utilizzando un Mantello di tipo Ulten è soddisfatta anche la condizione petrogenetica proposta da Bonadiman et al. (1994), che, proponeva la fusione parziale di un mantello coinvolto nell'orogenesi Ercinica. Nel caso di una fusione parziale che coinvolge un mantello con una componente del 30% di LV3 si ottiene un fuso con una concentrazione di Nb perfettamente compatibile con quella del gabbro CB13. Nel caso però di molti altri elementi, si ottiene una composizione decisamente inferiore; di conseguenza un 30% di LV3 è una componente troppo elevata. Degli ottimi risultati sono stati ottenuti imponendo un 3-4% di LV3 nel sistema dove tutte le concentrazioni modellizzate sono molto simili a quelle di CB13, il Nb risulta ancora

troppo elevato (11 ppm in CB13 contro 29 ppm a 4% di LV3 con concentrazioni minime del Mantello Primitivo) anche se sensibilmente migliorato rispetto ad una sorgente costituita solamente da Mantello Primitivo.

Ovviamente, il modello non è perfetto, moltissime sono state le assunzioni fatte e tutt'ora non sono ben conosciuti i coefficienti di ripartizione solido/liquido dei vari elementi, soprattutto per composizioni intermedio-acide. In generale, però, è stato possibile osservare che un fuso parentale con una composizione degli elementi in traccia simile a quella proposta da Gasparotto & Simboli (1991) e Bonadiman et al. (1994) è ottenibile per una fusione parziale a bassi gradi di un mantello eterogeneo costituito da una pirolite anidra modificata da una piccola frazione di peridotite metasomatizzata.

Generalmente, un fuso primario generatosi da un Mantello Primitivo pirolitico dovrebbe possedere un mg# compreso tra 66 e 86, CB13 è invece pari a 52. Ne consegue che prima o durante la risalita del fuso è avvenuto un frazionamento.

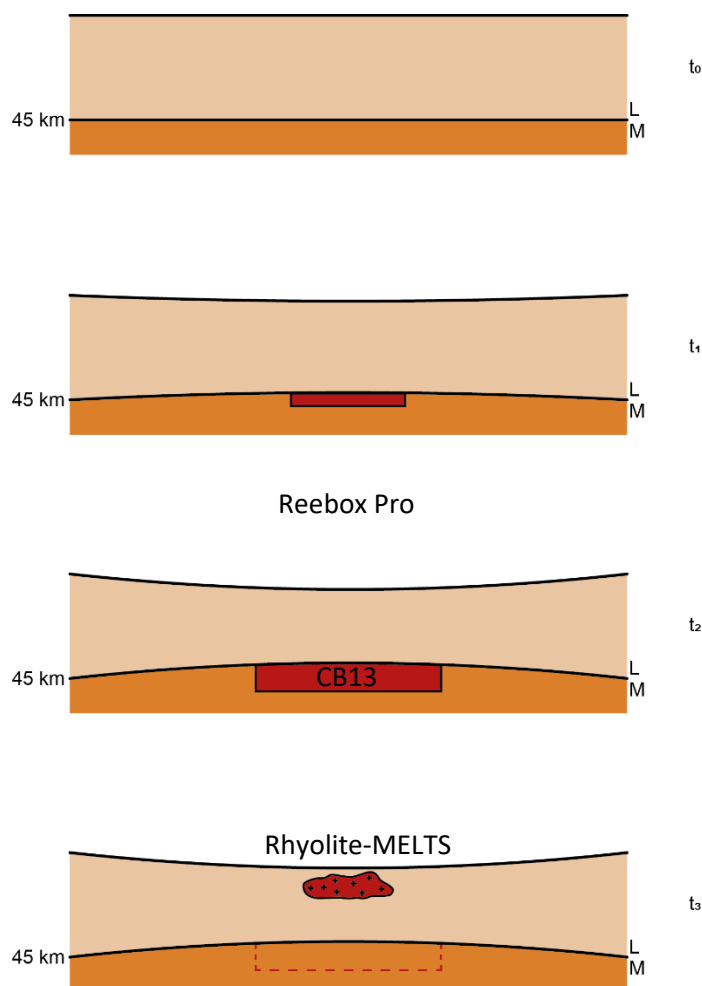


Figura 60. Schema concettuale che mostra l'evoluzione e le interpretazioni di un fuso accumulato alla base della litosfera a seguito di una decompressione adiabatica. Al tempo 1 ha inizio l'assottigliamento della litosfera con un conseguente accumulo di una piccola quantità di fuso alla sua base. Al tempo 2 ho raggiunto la frazione di fusione massima con la conseguente formazione di un liquido caratterizzato da una concentrazione degli elementi in traccia simile a quella di CB13. Al tempo 3 si verifica la migrazione del fuso attraverso la litosfera senza il verificarsi di processi di assimilazione. Infine, il magma cristallizza a formare i Complessi Intrusivi Triassici.

4.4 Discussione dei dati ottenuti dalla modellizzazione per cristallizzazione frazionata

Osservando le curve modellizzate della composizione totale dei solidi a partire da un fuso parentale CB13 (o lave di Cima Pape), si notano diverse problematiche:

- Ogni volta che entra o esce una fase minerale si verifica un salto composizionale (dei solidi) significativo (Fig. 61). Con un abbassamento di 10 °C si ha un aumento di MgO da 3.8% a 5.9% ed un incremento di K₂O da 0.3% a 2.5%. Ciò non si verifica solo in questo esempio (nel quale però è il più evidente) ma è presente in tutti gli elementi dei modelli sviluppati.

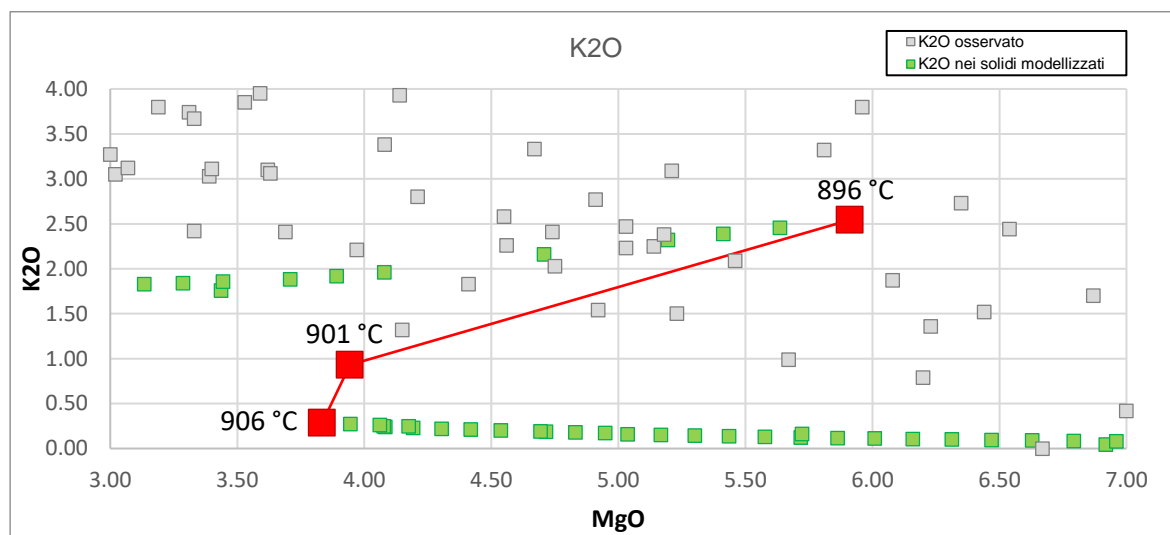


Figura 61. Grafico che mostra un salto composizionale a seguito di una diminuzione di 10°C. I dati presentati in questo esempio sono quelli delle lave di Cima Pape.

Tabella 12. Volumi percentuali dei minerali che si formano a 906, 901 e 896 °C del modello sviluppato a partire dalle lave basaltiche di Cima Pape (Gasparotto & Simboli, 1991). Cpx – clinopirosseno, fld – feldspato, opx – ortopirosseno, sp – spinello, bt – biotite.

T [°C]	Minerali	Volume [%]
906	cpx	4.94
	fld	79.65
	opx	12.40
	sp	3.01
901	bt	5.61
	cpx	3.65
	fld	80.13
	opx	7.07
896	sp	3.53
	bt	19.94
	fld	76.11
	sp	3.95

A distanza di pochi gradi centigradi, una nuova fase minerale può diventare stabile e precipitare. Il problema è legato alla quantità del nuovo solido che si forma, che in genere è molto elevata. Nella Tabella 12 vengono riportati i volumi percentuali dei minerali che costituiscono le rocce in funzione delle temperature. Si osserva che il primo gradino (tra 906 e 901 °C) si presenta

quando subentra la biotite (5% del volume totale). Il secondo gradino (tra 901 e 896 °C) si presenta invece quando il pirosseno esce dal sistema e la biotite acquisisce un volume percentuale di circa 20%. In natura, gli equilibri fuso-minerale non sono così netti da generare un 20% di biotite con un abbassamento di 10 °C. Questa problematica non si verifica nel calcolo delle curve di evoluzione del fuso.

- Rhyolite-MELTS fraziona i solidi in modo perfetto, non permette loro di reagire (anche in minima parte) con il fuso magmatico. Nella realtà, anche se si sta parlando di cristallizzazione frazionata, questa non potrà mai avvenire in modo perfetto e un esempio è dato dalle clinopirosseniti che contengono plagioclasio e biotite come minerali di intercumulo. Poiché il *software* non permette di simulare le reazioni tra i minerali di cumulo e il fuso residuale, le clinopirosseniti modellizzate non contengono biotite.

I modelli generati a partire da CB13, a seconda del contenuto di acqua, possono generare composizioni molto differenti. Quello a 1% di H₂O possiede un intervallo di stabilità della biotite di 100 °C e non riesce a formare cumulati con una composizione simile a quella dei dati osservati. Il modello sviluppato a 2% di H₂O possiede i trend di composizione chimica (dei solidi e del fuso) più vicini a quelli dei dati reali ed inoltre, l'intervallo di stabilità della biotite è di circa 160 °C. I modelli a 3 e 4% di H₂O possiedono alcuni punti nel settore dei cumulati ma non possiedono dei trend vicini alle curve reali come quelli del modello a 2% di H₂O. Il modello sviluppato a partire dalle lave basaltiche di Cima Pape (a 2% di H₂O) possiede un trend di composizione chimica molto simile a quello sviluppato per CB13.

Se invece si osservano le curve modellizzate che mostrano l'evoluzione del fuso durante la cristallizzazione, si nota che vi è una notevole sovrapposizione con il trend dei dati osservati. Anche gli alcali, che con la curva modellizzata dei solidi non venivano riprodotti accuratamente, vengono predetti. In generale, le curve dei fusi generate a partire dai tre fusi parentali CB13, Cima Pape e FC43B sono molto simili; tuttavia Al₂O₃ è meglio rappresentato a partire dalle lave di Gasparotto & Simboli (1991).

Sempre osservando le curve di evoluzione del liquido modellizzate, si nota che i graniti ed i sienograniti classificati da Casetta et al. (2017) nella serie GU si possono sviluppare a partire da un magma parentale con la composizione di CB13/Lave di Cima Pape. Tuttavia, l'unità SU che comprende rocce normative a nefelina, non è stata ottenuta (dal punto di vista mineralogico) dalla sola evoluzione per cristallizzazione frazionata del fuso parentale con composizione CB13. A prescindere dai parametri fisici impostati non sono stati ottenuti minerali sottosaturi durante la modellizzazione. Impostando EM10 (fuso parentale della serie SU proposta da Casetta et al., (2017)) come magma capostipite, si ottengono minerali sottosaturi e a 1.5 kbar e 3% di H₂O si riesce ad ottenere anfibolo. Sfortunatamente, a queste condizioni, il programma interrompe la modellizzazione a causa di un errore di calcolo a circa il 50% di cristallizzazione. Di conseguenza è presumibile che la serie SU si sia impostata a partire da un fuso parentale differente rispetto a quello che ha generato le altre serie magmatiche.

In Figura 62, i dati provenienti dalla modellizzazione di CB13 a 1.5 kbar e 2% H₂O vengono classificati sul diagramma di Middlemost (1994). Le litologie sono le stesse osservate sui due Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni.

TAS Plutoniti – Middlemost (1994)

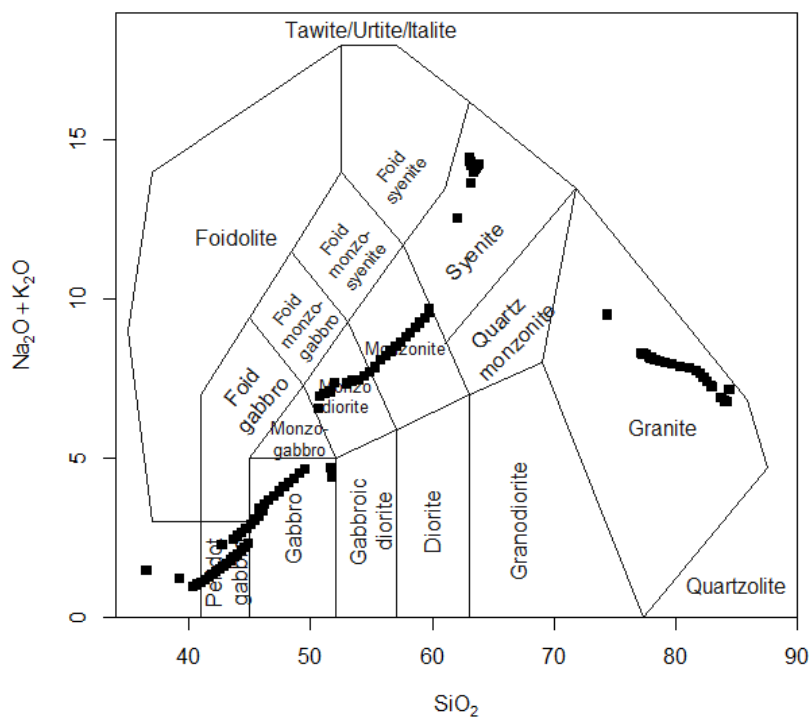


Figura 62. Diagramma classificativo TAS di Middlemost (1994) per le rocce plutoniche. Le rocce plottate sono quelle modellizzate a partire da CB13 a 1.5 kbar e 2% H_2O .

CONCLUSIONI

Questo studio si è focalizzato sulla modellizzazione petrogenetica dei Complessi Intrusivi di Predazzo e dei Monti Monzoni. Questi corpi magmatici, che costituiscono una parte importante del magmatismo Triassico (Ladinico) del Sudalpino, rappresentano un esempio di cristallizzazione frazionata in condizioni superficiali di fusi di origine mantellica. Sulla base di dati geochimici disponibili in letteratura e di un modelling petrogenetico a due fasi (fusione parziale per decompressione mantellica + cristallizzazione frazionata) è possibile affermare che:

- I diagrammi di Harker ed i diagrammi multielemento normalizzati evidenziano un trend geochimico coerente per i Complessi di Predazzo e dei Monti Monzoni. Anche se in letteratura sono spesso trattati separatamente è molto probabile che i due complessi siano comagmatici.
- Il fuso parentale dei Complessi Intrusivi è prodotto da piccoli gradi di fusione (1-3%) di una sorgente mantellica eterogenea, costituita da un mantello litologicamente composito e formato da Mantello Primitivo (96-97 vol%) arricchito da un mantello metasomatico ad anfibolo (3-4%), simile a quello affiorante nella Zona d'Ultimo.
- Le concentrazioni di Nb e Sr modellizzate si discostano da quelle osservate nel gabbro CB13, preso come rappresentativo del fuso parentale. Le concentrazioni calcolate di tutti gli altri elementi in traccia sono invece perfettamente compatibili con quanto osservato nel campione CB13.
- La cristallizzazione frazionata di un fuso con composizione CB13 a 1.5 kbar di pressione e con un contenuto di 2% d'acqua genera gran parte delle rocce presenti nei due complessi (Fig. 39-48), dalle pirosseniti ai graniti. La composizione modale dell'unità SU (Unità shoshonitica sottosatura in silice) del Complesso Intrusivo di Predazzo richiede un fuso parentale diverso dal gabbro CB13.
- Nonostante gli strumenti usati per la modellizzazione (Reebox Pro e Rhyolite-MELTS) abbiano tuttora delle limitazioni legate, principalmente, alla qualità dei dati termodinamici e dei modelli di soluzione solida di alcuni minerali idrati (biotite e anfibolo), il loro uso giudizioso e il costante confronto con quanto osservabile in natura permette di ottenere dati che possono promuovere nuove interpretazioni o migliorare quelle esistenti.
- La modellizzazione petrogenetica assume la presenza di un contesto geodinamico distensivo e non esplora la possibilità, discussa in letteratura, di un contesto locale trans-tensivo o addirittura compressionale. Considerazioni sul regime tettonico durante il Ladinico non sono alla portata di questo lavoro di tesi. Tuttavia, è importante notare che i risultati della modellizzazione permettono di ottenere rocce con impronta seriale shoshonitica. In ultima analisi, l'affinità seriale sembra essere controllata più dalla composizione della sorgente mantellica, dallo spessore litosferico e dalla temperatura potenziale che dal contesto tettonico.

BIBLIOGRAFIA

Almeev R.R., Holtz F., Koepke J., Parat F., Botcharnikov R.E., 2007. The effect of H₂O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa. *American Mineralogist* 92: 670-674.

Almeev R.R., Holtz F., Koepke J., Parat F., 2012. Experimental calibration of the effect of H₂O on plagioclase crystallization in basaltic melt at 200 MPa. *American Mineralogist* 97: 1234-1240.

Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Barmina G.S., Nielsen R.L., 1993. Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Computers and Geosciences* 19: 1155-1170.

Ariskin A.A., 1999. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90: 115-162.

Ariskin A.A., Barmina G.S., 1999. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure: 2. Fe-Ti oxides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 251-263.

Ariskin A.A., Barmina G.S., 2004. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochemistry International* 42: 1-157.

Bonadiman C., Coltorti M., Siena F., 1994. Petrogenesis and T-fO₂ estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): A Triassic shoshonitic intrusion in a transcurent geodynamic setting. *European Journal of Mineralogy* 6: 943-966.

Borsi S., Ferrara G., Paganelli L., Simboli G., 1968. Isotopic age measurements of the Monzoni intrusive complex. *Mineralogica et Petrographica Acta* 14: 171-183.

Bosellini A., 1996. *Geologia delle Dolomiti*. Casa editrice Athesia, Bolzano, 191 p.

Brack P., 1981. Structures in the northwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 61: 37-50.

Brack P., Mundil R., Oberli F., Meier M., Rieber H., 1996. Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). *Geology* 24: 371-375.

Brack P., Mundil R., Oberli F., Meier M., Rieber H., 1997. Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). *Geology* 25: 471-472.

Brack P., Rieber H., Nicora A., Mundil R., 2005. The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes* 28: 233-244.

Brown E.L., Leshner C.E., 2014. North Atlantic magmatism controlled by temperature, mantle composition and buoyancy. *Nature Geoscience* 7: 820-824.

Brown E.L., Leshner C.E., 2016. REEBOX PRO: A forward model simulating melting of thermally and lithologically variable upwelling mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17: 3929-3968.

Carraro A., Visonà D., 2003. Mantle xenoliths in Triassic camptonite dykes of the Predazzo Area (Dolomites, Northern Italy): petrography, mineral chemistry and geothermobarometry. *European Journal of Mineralogy* 15: 103-115.

Casetta F., Coltorti M., Marocchino E., 2017. Petrological evolution of the Middle Triassic Predazzo Intrusive Complex, Italian Alps. *International Geology Review*, 21 p.

Castellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Sartori L., Simboli G., Somnavilla E., 1982. Note geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei M. Monzoni. Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geologiche regionali S.G.I.: 211-219.

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J., Picotti V., Pini G.A., Prosser G., Selli L., 1992. Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appennines. *Annales tectonicae* 6: 62-94.

Dal Cin R., Sacerdoti M., 1962. I principali minerali dei Monzoni, di Predazzo e della Val di Fassa. *Natura Alpina* 4: 96-108.

De Lapparent R., 1864. Sur la constitution géologique du Tyrol Méridional. *Annales des Mines* 6: 245-314.

Del Monte M., Paganelli L., Simboli G., 1967. The Monzoni intrusive rocks. A modal and chemical study. *Mineralogica et Petrographica Acta* 13: 75-118.

Doglionis C., 1984. Triassic diapiric structure in the central Dolomites (Northern Italy). *Eclogae Geologicae Helveticae* 77: 261-285.

Doglionis C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). *Journal of Structural Geology* 9: 181-193.

Doglionis C., Bosellini A., 1987. Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 76: 735-754.

Gallien F., Abart R., Wyhlidal S., 2007. Contact metamorphism and selective metasomatism of the layered Bellerophon Formation in the eastern Monzoni contact aureole, Northern Italy. *Mineralogy and Petrology* 91: 25-53.

Gasparotto G., Simboli G., 1991. Mineralogia, petrografia e schemi evolutivi delle magmatiti triassiche del complesso di Cima Pape (Dolomiti Orientali). *Mineralogica et Petrographica Acta* 34: 205-234.

Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Reiners P.W., Kress V.C.III, 2002. The pMELTS: A revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3: 35 p.

Ghiorso M.S., Gualda G.A.R., 2015. An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169: 53, 30 p.

Gianolla P., Avanzini M., Breda A., Kustatscher E., Preto N., Roghi G., Furin S., Massari F., Picotti V., Stefani M., 2010. DOLOMITES - in 7th International Triassic Field Workshop, Field trip to the World Heritage Site of the Tethyan Triassic - Field trip to the UNESCO World Heritage Site of the Tethyan Triassic, September 5–10, 2010, Dolomites, Southern Alps, Italy. In: Kovačić M., Wacha L., Horvat M. (Eds), Field trip guide book, 122 p.

Gottstein R., 1987. Petrographische und isotopengeochemische Bearbeitung der Monzoni-Intrusivgesteine (Norditalien) und geologische Kartierung des Intrusivkomplexes. Master thesis, University of Munich, 89 p.

Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology* 53: 875-890.

Ionov D.A., Bigot F., Braga R., 2017. The Provenance of the Lithospheric Mantle in Continental Collision Zones: Petrology and Geochemistry of Peridotites in the Ulten–Nonsberg Zone (Eastern Alps). *Journal of Petrology* 58: 1451-1472.

Janousek V., Farrow C.M., Erban V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47: 1255-1259.

Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan J.P., Blackman D.K., Sinton J.M. (Eds), *Mantle flow and Melt generation at mid ocean ridges*. AGU, Washington D.C., pp. 183-280.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*. In: Le Maitre R.W. (Ed), *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 252 p.

Leonardi P., 1968. Centro eruttivo di Predazzo. In: Consiglio Nazionale delle Ricerche e della Giunta Provinciale di Trento (a cura di), *Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave*, Venezia, pp. 467-475.

Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., 1982. Il magmatismo Triassico dell'area di Predazzo (Alpi Meridionali, Itali). In: Castellarin A., Vai G.B. (a cura di), *Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale*, Bologna pp. 221-229.

McDonough W.F., Sun S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

Middlemost E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews* 3: 215-244.

Mietto P., Manfrin S., Preto N., Rigo M., Roghi G., Furin S., Gianolla P., Posenato, R., Muttoni G., Nicora A., Buratti N., Cirilli S., Spötl C., Ramezani J., Bowring S.A., 2012. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuares/Stuares Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy). *Episodes* 35: 414-430.

Mundil R., Brack P., Laurenzi M.A., 1996. High resolution U/Pb single zircon age determinations: New constraints on the timing of Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. Libro dei Riassunti, 78° Riunione estiva S.G.I., an Cassiano, Società Geologica Italiana, Abstract.

Paganelli L., 1967. Studio petrografico della massa sienitica di Doss Capello presso Predazzo (Italia settentrionale). *Mineralogica et Petrographica Acta* 13: 175-193.

Palme H., O'Neill H.St.C., 2004. Cosmochemical estimates of Mantle Composition. In: Holland H.D., Turekian, K.K. (Eds), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands 2: 1-38.

Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.

Plank T., Langmuir C.H., 1992. Effects of the melting regime on the composition of the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* 97: 19749-19770.

Schmalschläger U., 1982. Rb/Sr-Mineralalter am Kontakt Monzonit/Quarzporphyr, Toal Masson, Pellerginopaß, Norditalien. MSc thesis, University of Munich, 49 p.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geologicae Helveticae* 97: 93-117.

Schönborn G., 1992. Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps. *Memorie di Science Geologiche* 44: 229-393.

Schönborn G., 1999. Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy). *Tectonics* 18: 527-545.

Sinigoi S., Quick J.E., Demarchi G., and Klotzli U., 2011. The role of crustal fertility in the generation of large silicic magmatic systems triggered by intrusion of mantle magma in the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162: 691-707.

Sinigoi S., Quick J.E., Demarchi G., Klotzli U., 2016. Production of hybrid granitic magma at the advancing front of basaltic underplating: Inferences from the Sesia Magmatic System (south - western Alps, Italy). *Lithos*, 252-253: 109-122.

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

Zanetti A., Mazzucchelli M., Sinigoi S., Giovanardi T., Peressini G., Fanning M., 2013. SHRIMP U–Pb Zircon Triassic intrusion age of the Finero mafic complex (Ivrea–Verbano zone, Western Alps) and its geodynamic implications. *Journal of Petrology* 54: 2235-2265.

Sitografia

Protezione civile trentina

<http://www.protezionecivile.tn.it/territorio/Cartografia/Cartografiageologica/>

ISTAT

<https://www.istat.it/it/archivio/124086>

Cartografia

Bosellini A., Castellarin A., Dal piaz G.V., Nardin M., 1999. Carta Litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino. Servizio geologico della provincia autonoma di Trento.

Vardabasso S., 1930. Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni. Uff. idr. Mag. Acque di Venezia.

APPENDICE

Campione	M 13	CB 1	B 2	C 12	BC 22	CB 17	M 2	B 1A
Riferimento bibliografico	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)
Litologia	Gb	C-Px	C-Px	Px	Px	Px	OI-Gb	C-Gb
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	40.75	41.26	41.27	42.14	42.33	42.76	42.97	43.21
TiO2	0.45	1.81	1.73	1.42	1.68	1.70	1.23	1.94
Al2O3	17.50	13.87	14.73	5.87	9.47	9.76	18.15	17.08
Fe2O3	8.01	1.60	1.52	2.36	2.29	2.32	1.60	1.71
FeO	9.29	9.63	9.14	14.16	13.76	13.90	9.58	10.26
MnO	0.14	0.14	0.14	0.22	0.20	0.20	0.18	0.16
MgO	6.20	7.00	6.67	16.51	12.06	12.38	10.90	4.15
CaO	12.84	21.29	21.46	14.55	15.58	14.91	11.23	14.72
Na2O	1.96	0.13	0.16	0.02	0.41	0.70	1.69	2.14
K2O	0.79	0.42	0.50	0.53	0.76	1.12	0.68	1.32
P2O5	0.21	0.69	0.53	0.17	0.15	0.24	0.48	1.41
LOI		2.15	2.15	2.05	1.29		1.31	1.89
H2O	1.83							
CO2								
TOT	99.97	99.99	99.50	100.00	99.98	99.99	100.00	99.99
mg#	54.33	56.44	56.54	67.51	60.97	61.35	66.98	41.89
Fe2O3t	18.33	12.30	11.68	18.09	17.58	17.76	12.24	13.11
FeOt	16.50	11.07	10.51	16.28	15.82	15.99	11.02	11.80
V		314	288	553	656	625	279	294
Cr		26	18	244	153	140	283	35
Co		31	28	83	66	65	45	30
Ni		36	30	117	76	84	102	20
Hf								
Rb		16	25	20	32	47	16	39
Ba		96	120	96	198	218	307	488
Th		3	2	4	4	3	5	8
U								
Nb		3	2	4	4	5	3	5
La			17.5	7.2		11.3	15.8	
Ce			52.8	26.2		39.0	42.3	
Pb								
Pr								
Sr		587	646	143	229	207	978	1705
Nd			25.5	13.2		15.7	20.7	
Sm			5.8	3.9		4.4	5.6	
Zr		312	278	57	54	74	30	58
Eu			1.5	1.0		1.2	1.5	
Gd			5.0	3.9		4.3	5.3	
Tb								
Dy			3.6	2.9		3.2	4.2	
Y		22	21	17	19	18	17	30
Ho								
Er			1.7	1.4		1.6	2.1	
Tm								
Yb			1.5	1.1		1.3	1.9	
Lu			0.3	0.2		0.2	0.3	

Campione	T 2	C5	C1B1	CB8	M 50	M 52	B2X	TR
Riferimento bibliografico	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Del Monte et at. (1967)	Del Monte et at. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)
Litologia	Px	OI-Gb	Gb	Gb	Di	Di	Gb	Gb
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	43.62	45.15	45.44	47.38	47.52	48.08	48.73	48.80
TiO2	1.44	1.43	1.52	1.33	0.70	0.94	1.24	1.14
Al2O3	17.36	12.47	16.91	19.76	21.72	18.60	18.09	17.19
Fe2O3	1.72	1.79	1.58	1.34	3.23	4.03	1.30	0.96
FeO	10.35	10.76	9.45	8.01	5.65	6.47	7.82	5.76
MnO	0.17	0.21	0.18	0.18	0.13	0.16	0.13	0.14
MgO	9.41	11.63	5.23	6.23	2.97	2.91	6.35	6.44
CaO	12.01	12.10	13.14	9.95	11.60	8.42	9.65	13.71
Na2O	0.79	1.37	2.52	2.73	2.92	4.17	2.37	2.41
K2O	1.35	1.58	1.50	1.36	1.82	2.55	2.73	1.52
P2O5	0.16	0.28	0.56	0.75	0.45	0.35	0.44	0.23
LOI	1.61	1.23	1.98	0.99			1.15	1.71
H2O					1.68	3.84		
CO2								
TOT	99.99	100.00	100.01	100.01	100.39	100.52	100.00	100.01
mg#	61.84	65.83	49.66	58.09	48.37	44.50	59.14	66.59
Fe2O3t	13.22	13.75	12.08	10.24	9.51	11.22	9.99	7.36
FeOt	11.90	12.37	10.87	9.22	8.56	10.10	8.99	6.62
V	427	436	286	230			289	246
Cr	199	205	79	50			74	45
Co	53	54	26	29			33	23
Ni	61	72	38	29			31	54
Hf								
Rb	41	43	47	32			87	43
Ba	231	330	476	593			366	354
Th	6	3	4	4			7	5
U								
Nb	6	7	5	7			6	2
La							23.0	16.0
Ce							51.1	43.0
Pb								
Pr								
Sr	714	542	1003	1302			853	812
Nd							21.6	20.6
Sm							5.0	5.5
Zr	126	92	92	41			97	127
Eu							1.5	1.6
Gd							4.5	5.1
Tb								
Dy							3.7	4.1
Y	13	24	28	20			23	29
Ho								
Er							1.9	2.1
Tm								
Yb							1.8	1.8
Lu							0.3	0.3

Campione	CB 13	CB 15	CB 9	M 56	NCG	NC M	M 329	P 37
Riferimento bibliografico	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)
Litologia	Gb	Gb	Gb	Gb	Mz	Mz-Gb	Mz-Gb	Mz-Gb
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	49.00	49.86	49.88	50.03	50.89	51.19	51.25	51.36
TiO2	1.36	1.27	1.23	0.80	1.28	1.01	0.87	1.17
Al2O3	18.52	19.76	20.14	17.59	20.72	22.27	17.46	18.81
Fe2O3	1.39	1.32	1.26	3.77	0.89	0.82	2.73	1.27
FeO	8.36	7.92	7.54	7.23	5.33	4.94	6.27	7.62
MnO	0.17	0.16	0.16	0.15	0.14	0.16	0.14	0.15
MgO	5.14	4.75	4.56	4.92	3.31	3.69	3.62	4.21
CaO	9.34	8.93	9.18	9.79	6.87	9.11	9.75	8.56
Na2O	2.81	3.13	3.17	3.20	4.05	3.74	3.30	2.76
K2O	2.25	2.03	2.26	1.54	3.74	2.41	3.10	2.80
P2O5	0.65	0.57	0.62	0.51	0.90	0.67	0.39	0.49
LOI	1.01	0.30			1.88			0.82
H2O				0.69			1.36	
CO2								
TOT	100.00	100.00	100.00	100.22	100.00	100.01	100.24	100.02
mg#	52.29	51.67	51.88	54.81	52.54	57.11	50.72	49.62
Fe2O3t	10.68	10.12	9.64	11.80	6.81	6.31	9.70	9.74
FeOt	9.61	9.11	8.67	10.62	6.13	5.68	8.73	8.76
V	245	253	209		137	133		225
Cr	52	56	50		10	24		50
Co	32	29	27		16	13		27
Ni	28	25	28		10	15		24
Hf								
Rb	52	56	50		144	73		82
Ba	593	450	666		818	590		530
Th	6	4	4		10	5		7
U								
Nb	11	9	6		20	12		15
La	27.4	29.0						
Ce	62.1	65.9						
Pb								
Pr								
Sr	766	866	1156		1190	1253		780
Nd	28.9	28.2						
Sm	6.6	6.3						
Zr	129	129	71		78	72		170
Eu	1.9	1.8						
Gd	5.8	5.2						
Tb								
Dy	4.4	3.9						
Y	25	24	22		23	18		29
Ho								
Er	2.3	2.0						
Tm								
Yb	2.0	1.8						
Lu	0.4	0.3						

Campione	M 242	P 38	CB 11	C 2	CB 2	M 88	CB 5	M 279
Riferimento bibliografico	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Del Monte et al. (1967)	Bonadiman et al. (1994)	Del Monte et al. (1967)
Litologia	Mz-Gb	Mz-Gb	Mz	Mz-Gb	Mz	Mz-Di	Mz-Gb	Mz-Di
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	51.48	51.81	51.90	51.91	52.12	52.22	52.25	53.90
TiO2	0.57	0.84	0.94	1.04	1.03	0.75	1.25	0.84
Al2O3	16.18	19.60	21.07	16.82	18.55	19.60	18.65	21.02
Fe2O3	5.25	1.17	0.84	1.16	1.16	3.99	1.25	2.48
FeO	6.16	7.03	5.03	6.99	6.93	3.24	7.48	4.02
MnO	0.17	0.16	0.12	0.14	0.16	0.08	0.16	0.19
MgO	3.39	3.02	2.73	4.67	3.00	2.26	3.63	2.37
CaO	8.37	8.87	7.09	9.30	8.10	8.47	7.91	6.30
Na2O	3.34	3.10	3.95	3.24	3.29	4.38	3.02	3.87
K2O	3.03	3.05	3.97	3.33	3.27	2.93	3.06	2.50
P2O5	0.45	0.36	0.79	0.32	0.68	0.44	0.51	0.17
LOI		0.98	1.56	1.08	1.71		0.85	
H2O	1.4					1.89		2.16
CO2								
TOT	99.79	99.99	99.99	100.00	100.00	100.25	100.02	99.82
mg#	49.52	43.37	49.17	54.36	43.55	55.42	46.38	51.24
Fe2O3t	12.09	8.98	6.43	8.93	8.86	7.59	9.56	6.95
FeOt	10.88	8.08	5.79	8.03	7.97	6.83	8.60	6.25
V		164	123	246	136		204	
Cr		20	12	51	18		22	
Co		23	16	28	18		23	
Ni		16	11	28	12		16	
Hf								
Rb		83	129	105	125		91	
Ba		674	732	649	699		602	
Th		8	7	5	6		10	
U								
Nb		6	10	13	15		15	
La		21.2	36.6		37.3		36.4	
Ce		50.5	77.8		85.0		80.3	
Pb								
Pr								
Sr		1140	1350	832	948		756	
Nd		21.9	31.2		37.6		34.8	
Sm		4.9	6.5		8.0		7.6	
Zr		68	77	129	210		235	
Eu		1.8	1.9		2.0		1.9	
Gd		4.3	5.3		6.6		6.2	
Tb								
Dy		3.2	3.7		5.1		4.9	
Y		19	23	23	29		30	
Ho								
Er		1.7	2.0		2.7		2.6	
Tm								
Yb		1.5	1.8		2.4		2.4	
Lu		0.3	0.3		0.4		0.4	

Campione	M 174	M 277	M 101	M 165	CB 25	M 229	M 312	EM 77
Riferimento bibliografico	Del Monte et at. (1967)	Del Monte et at. (1967)	Del Monte et at. (1967)	Del Monte et at. (1967)	Bonadiman et al., 1994	Del Monte et at. (1967)	Del Monte et at. (1967)	Paganelli (1967)
Litologia	Mz-Di	Mz-Di	Mz-Di	Mz-Di	Mz	Mz-Di	Mz-Di	Mz
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	54.14	54.43	54.51	54.57	54.90	55.24	55.46	56.60
TiO2	0.95	0.38	0.78	0.99	0.82	0.35	0.96	0.62
Al2O3	17.63	16.91	17.00	18.25	17.79	18.05	19.71	16.44
Fe2O3	3.04	6.01	3.75	3.56	1.09	4.58	3.64	4.49
FeO	5.51	4.63	5.49	5.18	6.53	3.52	2.94	3.09
MnO	0.17	0.13	0.15	0.15	0.13	0.16	0.18	0.13
MgO	3.33	2.95	2.78	3.07	3.40	2.11	1.93	2.65
CaO	7.42	6.50	6.79	6.18	6.83	5.97	6.20	6.31
Na2O	3.21	3.36	3.66	3.17	3.80	4.23	4.32	3.59
K2O	2.42	2.93	3.31	3.12	3.11	3.95	3.41	4.75
P2O5	0.43	0.24	0.43	0.22	0.43	0.21	0.37	
LOI					1.17			
H2O	2.1	1.62	1.65	1.85		1.96	1.31	1.41
CO2								0.48
TOT	100.35	100.09	100.30	100.31	100.00	100.33	100.43	100.56
mg#	51.86	53.18	47.44	51.37	48.13	51.65	53.92	60.45
Fe2O3t	9.16	11.15	9.85	9.32	8.35	8.49	6.91	7.92
FeOt	8.25	10.04	8.86	8.38	7.51	7.64	6.22	7.13
V					162			
Cr					12			
Co					19			
Ni					11			
Hf								
Rb					112			
Ba					476			
Th					8			
U								
Nb					16			
La					31.8			
Ce					69.8			
Pb								
Pr								
Sr					889			
Nd					32.2			
Sm					6.7			
Zr					149			
Eu					1.7			
Gd					5.7			
Tb								
Dy					4.6			
Y					25			
Ho								
Er					2.5			
Tm								
Yb					2.3			
Lu					0.4			

Campione	EM 35	EM 19	EM 97
Riferimento bibliografico	Paganelli (1967)	Paganelli (1967)	Paganelli (1967)
Litologia	Mz	Mz	Sy
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni
SiO2	58.36	61.96	65.99
TiO2	0.83	0.58	0.49
Al2O3	18.53	16.81	15.96
Fe2O3	3.92	3.34	1.65
FeO	3.61	3.77	1.69
MnO	0.16	0.12	0.07
MgO	1.06	1.24	1.03
CaO	4.77	3.49	2.30
Na2O	3.13	3.32	3.05
K2O	4.33	4.59	5.95
P2O5			
LOI			
H2O	1.47	1.19	1.88
CO2			
TOT	100.17	100.41	100.06
mg#	34.36	36.96	52.07
Fe2O3t	7.93	7.53	3.53
FeOt	7.14	6.78	3.17
V			
Cr			
Co			
Ni			
Hf			
Rb			
Ba			
Th			
U			
Nb			
La			
Ce			
Pb			
Pr			
Sr			
Nd			
Sm			
Zr			
Eu			
Gd			
Tb			
Dy			
Y			
Ho			
Er			
Tm			
Yb			
Lu			

Campione	FC31B	FC50	6b	EM13	373	EM23	255	FC30A
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Px	Gb	Px	Px	Px	Px	Gb	Gb
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	39.45	41.92	42.20	42.22	42.58	43.84	44.30	45.30
TiO2	2.22	1.46	1.35	1.51	1.56	1.36	0.84	1.07
Al2O3	7.02	11.05	5.81	7.04	6.56	5.78	20.29	16.03
Fe2O3	3.18	1.99	10.89	2.40	8.07	2.12	4.39	1.45
FeO	21.21	13.24	9.92	16.01	10.66	14.14	5.51	9.66
MnO	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.20	0.15	0.16
MgO	13.39	10.62	11.23	13.19	13.58	14.02	5.96	7.77
CaO	12.44	16.12	15.84	15.80	15.07	16.57	11.22	13.31
Na2O	0.30	0.42	0.60	0.56	0.48	0.68	0.36	0.83
K2O	0.55	0.30	0.60	0.72	0.57	0.64	3.80	1.76
P2O5	0.03	0.04	0.06	0.30	0.10	0.34	0.07	0.06
LOI	0.00	2.62	1.52	0.03	0.57	0.31	3.11	2.60
H2O								
CO2								
TOT	100.00	99.99	100.24	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00
mg#	52.95	58.84	66.86	59.49	69.43	63.86	65.85	58.91
Fe2O3t	26.75	16.70	21.91	20.19	19.91	17.83	10.51	12.18
FeOt	24.07	15.03	19.72	18.17	17.92	16.05	9.46	10.96
V	1419	821		770	730	656	374	565
Cr	130	75		69	84	214	113	79
Co	108	51		83	84	77	42	53
Ni	60	31		53	56	66	31	30
Hf		6						7
Rb	20	14	31	38	28	33	216	67
Ba	131	67		153	105	134	236	189
Th	3	2		6		4		2
U								
Nb	6	6	5	2	17	3	13	5
La	9	19				4		14
Ce	16	22		18	13	29	10	11
Pb	8	23		9		8	4	10
Pr								
Sr	122	390	160	172	176	108	425	513
Nd								
Sm								
Zr	38	41	67	87	55	99	37	46
Eu								
Gd								
Tb								
Dy								
Y	8	10	15	14	11	13	8	11
Ho								
Er								
Tm								
Yb								
Lu								

Campione	5b	4b	3b	EM10	EM15	FC43B	MA9	FC2
Riferimento bibliografico	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Gb	Di	Mz-Gb	Mz-Gb	Gb	Mz-Gb	Mz-Gb	Mz-Di
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	46.12	47.68	48.35	48.66	49.23	49.82	51.70	52.40
TiO2	0.88	1.31	0.79	1.11	0.92	1.08	0.77	1.14
Al2O3	18.55	18.55	18.40	18.40	17.69	16.38	16.01	16.04
Fe2O3	5.25	4.93	4.25	1.21	1.32	1.29	0.99	0.95
FeO	7.03	6.92	7.03	8.06	8.80	8.59	6.60	6.31
MnO	0.17	0.31	0.1.8	0.47	0.18	0.22	0.17	0.40
MgO	5.67	4.41	4.55	3.97	4.91	6.08	6.54	5.03
CaO	11.76	9.47	9.64	8.74	9.44	10.50	8.22	8.34
Na2O	2.06	2.30	2.55	4.42	2.78	2.32	3.52	5.02
K2O	0.99	1.83	2.58	2.21	2.77	1.87	2.44	2.47
P2O5	0.33	0.42	0.53	0.65	0.75	0.76	0.38	0.32
LOI	1.50	2.35	1.82	2.11	1.21	1.09	2.67	1.58
H2O								
CO2								
TOT	100.31	100.48	100.49	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00
mg#	58.98	53.18	53.57	46.75	49.86	55.78	63.85	58.69
Fe2O3t	13.06	12.62	12.06	10.17	11.10	10.83	8.32	7.96
FeOt	11.75	11.36	10.85	9.15	9.99	9.75	7.49	7.16
V				217	239	238	284	208
Cr				11	23	21	87	80
Co				21	40	40	41	29
Ni				14	15	4	14	28
Hf						6	6	
Rb	45	90	65	95	66	51	75	106
Ba				459	782	275	464	498
Th				24	5	3	0	13
U				5				
Nb	7	11	9	15	3	9	9	37
La				77.6	22	16	54	99
Ce				145	64	39		173
Pb				69	13	16	11	42
Pr				17.6				
Sr	620	890	970	1054	1247	1140	780	845
Nd				62.1				
Sm				10.5				
Zr	60	100	105	160	106	75	98	253
Eu				2.63				
Gd				9.81				
Tb				1.24				
Dy				6.49				
Y	18	28	26	37.9	24	14	14	44
Ho				1.44				
Er				3.73				
Tm				0.52				
Yb				3.3				
Lu				0.51				

Campione	EM53	MA10	(7) +	FC36	2b	A40	EM 120	A95
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Romberg et al. (1928)	Casetta et al. (2017)	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Paganelli (1967)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Mz-Gb	Mz-Gb	Sy-Mz	Mz-Di	Mz-Di	Mz-Di	Mz	Mz-Di
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	53.13	53.27	53.75	53.93	54.16	55.00	55.31	55.40
TiO2	0.83	0.79	0.99	0.93	0.93	0.62	0.60	0.68
Al2O3	17.27	14.59	17.48	15.45	17.81	19.07	18.43	19.38
Fe2O3	1.12	1.00	4.56	1.15	2.92	0.89	2.98	0.80
FeO	7.49	6.68	3.71	7.67	5.71	5.95	2.72	5.36
MnO	0.16	0.17	3.20	0.18	0.16	0.14	2.71	0.16
MgO	4.08	6.42	0.17	5.81	3.33	3.19	0.13	3.04
CaO	8.36	8.14	5.82	7.36	6.11	6.01	7.38	4.99
Na2O	2.74	2.55	3.15	2.66	3.21	3.02	3.02	3.18
K2O	3.38	4.01	3.71	3.32	3.67	3.80	4.61	5.21
P2O5	0.48	0.42	0.24	0.49	0.37	0.41		0.40
LOI	0.95	1.96		1.05	2.04	1.90		1.40
H2O			2.14				1.76	
CO2			0.79				0.50	
TOT	99.99	100.00	99.71	100.00	100.42	100.00	100.15	100.00
mg#	49.26	63.14	7.55	57.45	50.97	48.87	7.85	50.27
Fe2O3t	9.44	8.42	8.68	9.67	9.26	7.50	6.00	6.76
FeOt	8.50	7.58	7.81	8.70	8.34	6.75	5.40	6.08
V	188	256		210		109		111
Cr	34	158		38		15		15
Co	34	41		37		20		21
Ni	17	22		12		9		9
Hf		7		9		4		4
Rb	114	97		99	115	135		212
Ba	504	607		531		775		690
Th	12	0		6		11		9
U						2		2
Nb	8	10		13	17	11		14
La	14	57		24		31		26
Ce	60			52		66		69
Pb	24	15		18		12		20
Pr								
Sr	801	704		749	790	760		468
Nd								
Sm								
Zr	160	109		131	170	175		188
Eu								
Gd								
Tb								
Dy								
Y	28	16		18	31	29		24
Ho								
Er								
Tm								
Yb								
Lu								

Campione	EM7	FC37	EM6	1b	359	(31) +	138	11*
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Romberg et al. (1928)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Mz	Mz-Di	Mz	Mz	Mz	Sy	Mz	Sy
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	55.71	55.89	56.22	56.82	56.97	57.57	58.04	58.11
TiO2	0.58	0.81	0.57	0.67	0.66	0.39	0.50	0.37
Al2O3	21.01	16.50	21.46	17.77	19.88	20.29	20.46	21.12
Fe2O3	0.53	0.94	0.58	3.17	2.25	2.26	1.68	0.97
FeO	3.55	6.28	3.90	4.04	2.48	1.71	1.84	2.02
MnO	0.23	0.18	0.19	0.17	0.17	1.67	0.18	0.29
MgO	1.36	4.14	1.48	2.63	1.44	0.08	1.08	0.41
CaO	5.01	6.52	4.76	4.84	4.81	5.42	4.01	2.81
Na2O	5.12	3.19	5.10	3.36	4.62	3.40	4.93	6.12
K2O	4.77	3.93	4.33	4.63	5.03	6.02	5.30	4.83
P2O5	0.25	0.52	0.28	0.30	0.37	0.20	0.25	0.06
LOI	1.87	1.10	1.13	1.89	1.32		1.71	2.89
H2O						0.84		
CO2						0.20		
TOT	99.99	100.00	100.00	100.29	100.00	100.05	99.98	100.00
mg#	40.58	54.02	40.35	53.71	50.86	7.70	51.13	26.57
Fe2O3t	4.47	7.92	4.91	7.66	5.01	4.16	3.72	3.21
FeOt	4.03	7.13	4.42	6.89	4.50	3.74	3.35	2.89
V	66	163	80		86		64	29
Cr	10	10	3		4		5	25
Co	9	27	9		8		7	3
Ni	7	5	5		4		4	9
Hf		9						
Rb	188	122	184	150	194		212	234
Ba	853	536	1129		982		1123	329
Th	44	8	40					
U								
Nb	26	13	18	20	15		19	29
La	113	26	106		71		72	102
Ce	171	54	128		113		110	182
Pb	88	25	37		33		74	52
Pr								
Sr	1194	837	1351	800	1390		1468	325
Nd								
Sm								
Zr	269	98	262	220	175		147	477
Eu								
Gd								
Tb								
Dy								
Y	31	19	26	33	25		23	46
Ho								
Er								
Tm								
Yb								
Lu								

Campione	EM5	EM85	EM79	EM4	EM 117	EM3	EM110	7b
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Paganelli (1967)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Lucchini et al. (1982)
Litologia	Sy	Mz	Mz	Sy	Sy	Sy	Sy	Sy
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	59.85	60.39	60.79	61.58	62.66	63.04	64.06	64.33
TiO2	0.46	0.69	0.42	0.34	0.77	0.26	0.56	0.63
Al2O3	19.46	16.81	19.48	18.64	18.25	19.52	17.18	17.11
Fe2O3	0.49	0.68	0.46	0.40	1.81	0.27	0.38	1.73
FeO	3.29	4.53	3.06	2.70	1.28	1.79	2.53	1.49
MnO	0.16	0.11	0.07	0.14	1.10	0.10	0.05	0.12
MgO	0.83	2.26	1.12	0.28	0.16	0.39	1.18	1.06
CaO	3.78	4.49	3.28	1.92	2.86	1.37	1.64	2.58
Na2O	5.66	2.82	3.56	5.54	3.58	5.63	2.59	2.94
K2O	5.22	5.58	5.86	6.96	6.22	6.95	8.23	6.09
P2O5	0.18	0.26	0.20	0.00	0.08	0.00	0.07	0.04
LOI	0.60	1.37	1.72	1.49		0.69	1.54	1.75
H2O					1.61			
CO2								
TOT	99.98	99.99	100.02	99.99	100.38	100.01	100.01	99.87
mg#	31.02	47.07	39.48	15.60	18.22	27.97	45.39	55.91
Fe2O3t	4.15	5.71	3.86	3.40	3.23	2.26	3.19	3.39
FeOt	3.73	5.14	3.47	3.06	2.91	2.03	2.87	3.05
V	67	89	32	42		29	34	
Cr	5	33	9	5		6	9	
Co	7	14	9	3		4	8	
Ni	8	16	6	8		6	6	
Hf		2	2				2	
Rb	204	301	221	314		292	260	278
Ba	498	530	772	351		546	481	
Th	54	21	13	89		27	9	
U		4	2			5	3	
Nb	28	31	18	39		26	24	46
La	120	32	26.6	102		25	8	
Ce	178	70	59.5	141		54	19	
Pb	28	26	21	36		40	34	
Pr			7.1					
Sr	800	554	755	406		624	350	630
Nd			27.2					
Sm			5.6					
Zr	502	270	208	625		292	507	440
Eu			1.7					
Gd			5.2					
Tb			0.78					
Dy			4.16					
Y	42	24	21.9	36		12	8	44
Ho			0.89					
Er			2.25					
Tm			0.38					
Yb			2.51					
Lu			0.35					

Campione	EM64	EM94	EM131	EM59	8b	2*	EM84	EM90B
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Lucchini et al. (1982)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Sy	Sy-Gr	Sy-Gr	Sy-Gr	Gr	Sy-Gr	Sy-Gr	Gr
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	67.24	70.65	70.86	71.06	71.44	72.42	74.06	75.24
TiO2	0.17	0.24	0.23	0.14	0.06	0.09	0.06	0.04
Al2O3	16.38	15.19	14.50	16.27	15.45	14.18	13.94	13.58
Fe2O3	0.22	0.31	0.27	0.27	0.82	0.44	0.17	0.11
FeO	1.50	2.07	1.78	1.81	1.10	1.14	1.12	0.73
MnO	0.07	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06	0.01	0.02
MgO	0.22	0.22	0.24	0.15	0.21	0.05	0.00	0.28
CaO	0.89	0.55	0.52	0.56	1.37	1.05	0.36	1.62
Na2O	4.23	3.08	4.18	3.67	2.74	3.34	4.25	5.36
K2O	8.10	6.61	5.78	5.61	5.20	6.22	5.36	1.49
P2O5	0.00	0.00	0.01	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00
LOI	0.99	1.04	1.57	0.41	1.71	0.99	0.67	1.53
H2O								
CO2								
TOT	100.01	100.00	99.98	99.99	100.25	99.99	100.00	100.00
mg#	20.72	15.93	19.38	12.87	25.39	7.25	0.00	40.61
Fe2O3t	1.89	2.61	2.25	2.28	2.04	1.71	1.41	0.92
FeOt	1.70	2.35	2.02	2.05	1.84	1.54	1.27	0.83
V	15	6	8	6				13
Cr	5	7	3	5		13	8	5
Co	6	5	3	1		3	3	
Ni	5	7	2	8		8	7	4
Hf	5							
Rb	187	437	342	367	380	446	436	130
Ba	553	107	62	89		61	38	121
Th	27	49	41	63			60	64
U	4							
Nb	24	48	44	41		43	57	26
La	24.3	88	51	106		51	1.63	6
Ce	56.8	131	97	150		93	7.31	20
Pb	23	26	17	15		19	9	
Pr	6.95						0.49	
Sr	284	109	97	64	63	22	14	109
Nd	27.1						18	
Sm	5.34						0.46	
Zr	323	325	329	242		194	165	188
Eu	1.07						0.01	
Gd	4.74						0.5	
Tb	0.76						0.11	
Dy	4.35						0.72	
Y	24.5	37	39	55		86	4.09	51
Ho	0.92						0.17	
Er	2.57						0.54	
Tm	0.44						0.1	
Yb	3.08						0.67	
Lu	0.47						0.1	

Campione	EM1	EM22
Riferimento bibliografico	Casetta et al. (2017)	Casetta et al. (2017)
Litologia	Sy-Gr	Gr
Posizione	Predazzo	Predazzo
SiO2	75.38	75.98
TiO2	0.06	0.02
Al2O3	13.01	12.53
Fe2O3	0.16	0.10
FeO	1.08	0.64
MnO	0.02	0.03
MgO	0.00	0.37
CaO	0.82	1.30
Na2O	3.92	4.48
K2O	4.78	2.94
P2O5	0.00	0.00
LOI	0.76	1.61
H2O		
CO2		
TOT	99.99	100.00
mg#	0.00	50.75
Fe2O3t	1.36	0.81
FeOt	1.22	0.73
V		
Cr	8	6
Co	1	
Ni	8	8
Hf		
Rb	435	239
Ba	51	71
Th	57	47
U		
Nb	31	93
La	38	1.56
Ce	65	4.94
Pb	16	6
Pr		0.8
Sr	16	33
Nd		4.37
Sm		2.22
Zr	100	152
Eu		0.03
Gd		2.42
Tb		0.63
Dy		4.4
Y	20	33
Ho		1.08
Er		3.68
Tm		0.76
Yb		5.5
Lu		0.83

Campione	F1 C	F2 C	F 1	CB 10	5c	6c	4c	1a
Riferimento bibliografico	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Bonadiman et al. (1994)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)
Litologia	Bs D	Bs D	Bs D	Qz-Sy D	Fi	Fi	Fi	Vul
Posizione	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Monzoni	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	47.12	47.41	50.37	68.57	42.63	44.21	44.51	47.12
TiO2	1.32	1.33	1.02	0.36	1.42	1.72	1.61	1.14
Al2O3	18.61	18.31	19.85	14.78	16.14	16.35	13.31	16.22
Fe2O3	1.45	1.43	1.05	0.33	2.82	5.11	3.95	4.85
FeO	8.71	8.57	6.31	2.01	5.44	5.75	5.88	5.26
MnO	0.13	0.12	0.09	0.05	0.14	0.16	0.15	0.16
MgO	5.46	5.21	2.88	0.81	7.70	4.74	11.20	7.51
CaO	7.36	8.22	7.84	1.84	13.25	9.12	9.65	10.65
Na2O	3.78	2.56	2.90	3.06	3.31	3.01	1.79	2.08
K2O	2.09	3.09	4.25	6.14	1.18	2.41	1.48	1.27
P2O5	0.56	0.52	0.53	0.26	0.35	0.53	0.32	0.29
LOI	3.40	3.23	2.92	1.78				3.51
H2O					4.28	4.50	6.04	
CO2					1.45	2.63	0.45	
TOT	99.99	100.00	100.01	99.99	100.11	100.24	100.34	100.06
mg#	52.77	52.01	44.86	41.80	71.61	59.50	77.25	71.79
Fe2O3t	11.13	10.95	8.06	2.56	8.86	11.50	10.48	10.69
FeOt	10.01	9.86	7.25	2.31	7.98	10.35	9.43	9.62
V	246	237	208	27				
Cr	52	59	34	14				
Co	15	14	11	5				
Ni	24	31	17	9				
Hf								
Rb	118	124	138	241	21		35	64
Ba	419	632	623	472				
Th	5	5	4	17				
U								
Nb	9	13	12	24	28		26	9
La	27.3	29.5		37.3				
Ce	57.8	65.8		74.9				
Pb								
Pr								
Sr	1351	1312	1207	192	660	1495	468	493
Nd	27.8	29.9		27.8				
Sm	6.1	6.5		5.7				
Zr	139	148	146	161	178		139	124
Eu	1.8	1.9		0.8				
Gd	5.2	5.4		4.2				
Tb								
Dy	3.9	4.2		2.9				
Y	24	23	24	11	28		29	31
Ho								
Er	2.1	2.2		1.4				
Tm								
Yb	1.9	2.0		1.4				
Lu	0.3	0.3		0.2				

Campione	1c	2a	2c	3a	3c	8c	4a	7c
Riferimento bibliografico	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)
Litologia	Fi	Vul	Fi	Vul	Fi	Fi	Vul	Vul
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	48.82	49.09	50.11	51.49	52.46	53.27	53.53	53.98
TiO2	0.91	1.12	1.19	0.89	1.30	0.85	0.90	0.20
Al2O3	15.30	17.05	16.98	17.62	17.92	17.96	15.56	23.24
Fe2O3	4.28	5.62	4.18	4.62	0.69	3.24	5.19	2.16
FeO	5.28	4.50	5.32	4.09	4.63	4.26	4.21	0.60
MnO	0.17	0.17	0.15	0.15	0.11	0.16	0.23	
MgO	6.87	5.18	5.03	3.59	4.99	2.88	3.53	0.26
CaO	11.07	8.79	9.10	7.23	5.73	4.29	7.55	1.34
Na2O	2.17	2.42	2.72	2.61	2.35	4.18	3.07	9.72
K2O	1.70	2.38	2.23	3.95	4.10	4.93	3.85	5.73
P2O5	0.30	0.34	0.55	0.42	0.44		0.42	
LOI		3.34		3.33			2.07	
H2O	3.31		2.35		3.56	4.40		2.81
CO2	0.36		0.24		1.72			
TOT	100.54	100.00	100.15	99.99	100.00	100.42	100.11	100.04
mg#	69.87	67.23	62.76	61.01	65.77	54.65	59.91	43.58
Fe2O3t	10.15	10.62	10.09	9.16	5.83	7.97	9.87	2.83
FeOt	9.13	9.56	9.08	8.25	5.25	7.18	8.88	2.54
V								
Cr								
Co								
Ni								
Hf								
Rb	39	60	55	133	110		120	
Ba								
Th								
U								
Nb	7	12	13	15	14		16	
La								
Ce								
Pb								
Pr								
Sr	559	1010	600	1108	557		781	
Nd								
Sm								
Zr	109	135	157	150	154		156	
Eu								
Gd								
Tb								
Dy								
Y	24	33	32	32	29		32	
Ho								
Er								
Tm								
Yb								
Lu								

Campione	EM 141	5a	9c
Riferimento bibliografico	Paganelli (1967)	Lucchini et al. (1982)	Lucchini et al. (1982)
Litologia	Vul	Vul	Fi
Posizione	Predazzo	Predazzo	Predazzo
SiO2	54.04	56.66	57.90
TiO2	0.73	0.69	0.64
Al2O3	19.08	17.42	17.07
Fe2O3	3.97	3.08	3.11
FeO	3.52	3.27	3.69
MnO	2.30	0.16	0.16
MgO	0.17	2.43	2.40
CaO	6.80	4.38	3.04
Na2O	3.07	3.65	3.85
K2O	3.40	4.74	4.40
P2O5		0.39	0.36
LOI		2.94	
H2O	2.44		2.80
CO2			0.58
TOT	99.52	99.81	100.00
mg#	7.93	56.98	53.69
Fe2O3t	7.88	6.71	7.21
FeOt	7.09	6.04	6.49
V			
Cr			
Co			
Ni			
Hf			
Rb		145	
Ba			
Th			
U			
Nb		15	
La			
Ce			
Pb			
Pr			
Sr		914	
Nd			
Sm			
Zr		174	
Eu			
Gd			
Tb			
Dy			
Y		33	
Ho			
Er			
Tm			
Yb			
Lu			