

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Corso di laurea *Magistrale* in Geologia e Geologia Tecnica



CARATTERIZZAZIONE MINERO-PETROGRAFICA DELLE MINERALIZZAZIONI A SOLFURI MASSIVI NELLA ZONA PIEMONTESE DEL COLLE DELLA BORRA (VAL SOANA, ALPI OCCIDENTALI)

Relatore: PROF. PAOLO NIMIS

Correlatore: PROF.SSA SILVANA MARTIN
PROF.SSA PAOLA TARTAROTTI

Laureando: FRANCESCO GOSIO
matricola N. 1234249

A.A. 2020/2021

ABSTRACT	pag.1
Capitolo 1 INTRODUZIONE	pag. 2
1.1 SCOPO DEL LAVORO	pag. 3
1.2 METODI E TECNICHE ANALITICHE	pag. 6
Capitolo 2 I GIACIMENTI A SOLFURI MASSIVI VULCANO-GENICI (VMS)	pag. 8
2.1 GENESI E CARATTERI PRINCIPALI	pag. 8
2.2 ASPETTI MICROSTRUTTURALI PRIMARI	pag. 14
2.3 INQUADRAMENTO DEI PRINCIPALI GIACIMENTI NELLE ALPI OCCIDENTALI	pag. 17
Capitolo 3 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	pag. 21
Capitolo 4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag. 22
4.1 LA FALDA DEL GRAN PARADISO	pag. 23
4.2 LE OFIOLITI DELLA ZONA PIEMONTESE	pag. 25
4.3 LA ZONA SESIA-LANZO E IL LEMBO DEL SANTANEL	pag. 34
4.4 ASSETTO STRUTTURALE DELL'ALTA VAL SOANA	pag. 37
Capitolo 5 EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA SEQUENZA OFIOLITICA DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 42
Capitolo 6 LA MINERALIZZAZIONE DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 45
6.1 UBICAZIONE	pag. 45
6.2 DESCRIZIONE DELLA MINERALIZZAZIONE MASSIVA	pag. 47
6.3 DESCRIZIONE DELLA GANGA SILICATICA	pag. 58

Capitolo 7	CARATTERI MICROSTRUTTURALI METAMORFICI DELLE PIRITI DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 62
7.1	PERCORSO PROGRADO	pag. 63
7.2	PICCO METAMORFICO E PERCORSO RETROGRADO	pag. 67
7.3	FASE RETROGRADA DI BASSO GRADO METAMORFICO - ESUMAZIONE	pag. 70
Capitolo 8	CARATTERI MICROSTRUTTURALI E GEOCHIMICI PRIMARI DELLE PIRITI DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 72
8.1	MICROSTRUTTURE COLLOFORMI	pag. 73
8.2	AGGREGATI A GRANA FINE	pag. 77
8.3	ASPETTI GEOCHIMICI: ZONATURE A Co, As E RAPPORTO Co/Ni	pag. 83
Capitolo 9	CONCLUSIONI	pag. 91
Capitolo 10	BIBLIOGRAFIA	pag. 96

ABSTRACT

This work provides the first detailed mineralogical-petrographical characterization of the massive sulphide deposit of Colle della Borra (Val Soana, Western Alps). The massive sulphide deposit is hosted within an ophiolitic sequence composed of calcschists with interlayered metabasites, micaschists, chloriteschists, quartzites and marbles, metamorphosed under eclogitic-facies conditions (MODESTI, 2021). In particular, the ore deposit is interposed between Grt-Cld micaschists in the foot-wall and chloriteschists in the hanging-wall. The ore mineral association mainly comprises pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite, along with sphalerite; the proportion of the three main ore minerals vary considerably in different specimens. The gangue minerals are dominated chlorite, followed by quartz, albite, carbonate, epidote, white mica and garnet.

Thanks to a detailed micro-textural and geochemical study, supported by spot electron microprobe analyses and elemental maps of some trace elements (Co, Ni, As), a primary seafloor, hydrothermal-volcanogenic origin of the mineralization is suggested, which occurred on the Ligurian-Piedmont Ocean floor and was followed by subduction and exhumation during the Alpine orogenic cycle. The primary oceanic features were largely obliterated by subsequent metamorphic recrystallization. However, colloform textures and fine-grained aggregates (2-10 μm) were recognized in some pyrites, and are considered as evidence of a primary origin. Further evidence is provided by chemical zoning in a pyrite crystal. In particular, Co zoning allows to clearly identify two generations of pyrite: a primary one (PyI), at the core of the crystal, with concentrations of Co (0.15-0.29 wt%) typical of pyrites from seafloor massive sulfide deposits; a secondary one (PyII), overgrown on the first, with much higher Co concentrations (2.13-2.49 wt%), attributable to metamorphic processes. The textural characters of the two generations of pyrite also reflect the metamorphic history: the anhedral morphology of PyI testifies the corrosion that occurred at some point during the prograde path, while the overgrowth of PyII on PyI, reflects the recrystallization processes that occurred during the subsequent retrograde/exhumation phase.

1. INTRODUZIONE

Il lavoro di questa tesi, svolto in alta Val Soana (Piemonte), è dedicato alla caratterizzazione minero-petrografica della mineralizzazione a solfuri massivi del Colle della Borra e alla caratterizzazione petrografica delle litologie oceaniche ad essa associate, all'interno di un settore della Zona Piemontese affiorante nella sussidiaria valle di Piamprato (TO). Questo lavoro, focalizzato essenzialmente sulla caratterizzazione delle mineralizzazioni, è stato svolto in collaborazione con la collega Alessia Modesti, la quale ha invece sviluppato nel dettaglio la parte di lavoro relativa alla caratterizzazione petrografica delle litologie associate.

Il versante destro della valle di Piamprato, tributaria di sinistra della Val Soana, rientra nel Parco Nazionale del Gran Paradiso; ciò ha richiesto l'obbligo di un'autorizzazione fornitaci dal Parco stesso per effettuare il lavoro di rilevamento e campionatura degli affioramenti. Al riguardo, ringraziamo per la disponibilità fornitaci nello svolgere il nostro lavoro in un ambiente così incontaminato e immersi all'interno di un patrimonio naturalistico straordinariamente bello.

Nonostante le fitte e repentine nebbie che interessano costantemente la valle, le difficoltà nel raggiungere gli affioramenti fuori sentiero e il notevole dislivello altimetrico con cui abbiamo dovuto fare i conti per numerosi giorni, l'esperienza di rilevamento nel vallone della Borra si è rivelata estremamente interessante e speciale anche grazie all'incontro con numerosissimi animali selvatici e fiori alpini che hanno rallegrato e alleggerito i momenti di lavoro sul terreno.

Ringraziamo il Prof. Paolo Nimis per averci introdotti a questo stimolante lavoro e per averci accompagnati in un primo sopralluogo sul terreno insieme alla Prof.ssa Paola Tartarotti, la quale nonostante la distanza non ha mai fatto mancare la sua disponibilità durante l'intero lavoro. Un ringraziamento speciale alla Prof.ssa Silvana Martin che con le sue conoscenze e il suo entusiasmo ha arricchito dal punto di vista scientifico e umano il nostro percorso.

1.1 SCOPO DEL LAVORO

Questo studio si propone di caratterizzare la mineralizzazione a solfuri massivi cupriferi del Colle della Borra, che rappresenta uno dei vari esempi di mineralizzazioni a solfuri massivi della Zona Piemontese. Il giacimento del Colle della Borra è stato considerato da NIMIS *et al.* (2017) come un giacimento idrotermale di fondale oceanico di tipo VMS (*Volcanogenic Massive Sulphides*), e inserito nell'ambito di uno studio sistematico sugli isotopi del Pb che ha interessato numerosi giacimenti VMS delle Alpi Occidentali e degli Appennini Settentrionali. Una nota interessante riguardo ai solfuri del Colle della Borra riguarda la presenza riportata di serpentiniti a magnetite ad essi associate (BATTISTON *et al.*, 1984). Questa associazione potrebbe far supporre una possibile analogia con il non lontano giacimento a magnetite di Cogne, Val d'Aosta, in cui la mineralizzazione a magnetite, qui molto abbondante, è pure ospitata in serpentiniti ed è spazialmente associata a minori manifestazioni a solfuri (TOFFOLO *et al.*, 2017). Le serpentiniti di Cogne fanno parte, insieme ai metasedimenti indifferenziati sovrastanti, dell'unità ofiolitica dell'Aouilletta (facies da scisti verdi a scisti blu), tettonicamente separata, sia a letto che a tetto, da sequenze metasedimentarie continentali appartenenti a un dominio paleogeografico differente. Sulla base dei dati geocronologici e geochimici e dell'associazione con i solfuri, il giacimento di Cogne potrebbe rappresentare la porzione più profonda di più alta temperatura (300-400°) di un sistema idrotermale oceanico (TOFFOLO *et al.*, 2017). Analogamente, l'associazione di solfuri massivi e serpentiniti a magnetite al Colle della Borra potrebbe quindi rappresentare la zona di transizione a media profondità di un sistema idrotermale oceanico. Tuttavia, ad oggi, la mineralizzazione massiva del Colle della Borra non è mai stata caratterizzata dettagliatamente e la sua origine è ancora incerta. Rimane ancora il dubbio se si tratti effettivamente di una mineralizzazione di fondale oceanico, più o meno rielaborata dal metamorfismo alpino o se la sua genesi sia essenzialmente dovuta a processi di rimobilizzazione durante il metamorfismo.

I giacimenti VMS delle Alpi Occidentali presentano forti analogie con quelli in formazione negli ambienti oceanici attuali in zone di dorsale medio-oceanica. Tali giacimenti si sono formati sul fondale dell'Oceano giurassico Ligure-Piemontese, e sono

stati successivamente coinvolti nel ciclo orogenico alpino cretacico-cenozoico. Durante la subduzione alpina, il metamorfismo ha indotto delle trasformazioni di composizione, struttura e forma nella mineralizzazione andando ad obliterare, in parte o totalmente, le caratteristiche primarie dei giacimenti, come la classica morfologia stratiforme. La presenza di microstrutture relitte tende a scomparire gradualmente all'aumentare del grado metamorfico; viceversa, i processi di ricristallizzazione dei solfuri diventano predominanti (NATALE, 1966; 1969). Una delle poche fasi in grado di conservare testimonianze di un'origine primaria è la pirite che, grazie alla sua scarsa duttilità e alla sua natura refrattaria, è in grado di resistere meglio alla deformazione rispetto ad altri solfuri e ai minerali silicatici comunemente associati ad essa (CRAIG & VOKES, 1993). La pirite, quindi, diventa l'oggetto principale di indagine al fine di individuare le microstrutture relitte associabili a un'origine primaria oceanica e di distinguerle dalle quelle di ricristallizzazione metamorfica.

Lo scopo di questo lavoro in Val Soana è quindi, in primo luogo, quello di caratterizzare le litologie e definire l'evoluzione tettono-metamorfica delle rocce oceaniche incassanti la mineralizzazione. La caratterizzazione petrografica e strutturale della sequenza ofiolitica risulta necessaria per definire la collocazione stratigrafica del giacimento. Infatti, in numerosi depositi di tipo VMS della Zona Piemontese le mineralizzazioni idrotermali a solfuri si impostano all'interno di metabasiti o all'interfaccia tra metabasiti e metasedimenti (Memoria Illustrativa della Carta Mineraria d'Italia 1:1.000.000, ZUCCHETTI, 1975) riflettendo così la posizione stratigrafica originaria nella quale è avvenuta la loro formazione. La correlazione dei caratteri microstrutturali e metamorfici delle rocce incassanti la mineralizzazione e la mineralizzazione stessa può fornire una conferma a sostegno dell'ipotesi di una comune storia metamorfica e quindi di un'origine primaria della mineralizzazione. A seguito quindi dello studio strutturale e petrografico della sequenza incassante, lo scopo ultimo dell'intero lavoro è quello di definire, tramite una dettagliata caratterizzazione minero-petrografica, la natura primaria del giacimento e la sua evoluzione metamorfica. A tal fine ci si propone quindi di rinvenire testimonianze di tipo microstrutturale e composizionale riferibili ad una origine idrotermale di contesto oceanico e quelle relative alla sua evoluzione durante il ciclo orogenico alpino.

Se l'ipotesi di un'origine idrotermale di fondale oceanico (VMS), a seguito di questo lavoro di tesi, fosse confermata, allora il giacimento del Colle della Borra potrebbe essere inserito nell'ambito di un quadro minero-genetico più ampio che interessa numerosi giacimenti delle Alpi Occidentali di ambiente oceanico (NATALE, 1966; ZUCCATO, 1970; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; NATALE & VISETTI, 1980; MARTIN *et al.*, 2008; FANTONE *et al.*, 2014; TOFFOLO *et al.* 2017). Inoltre, contribuirebbe con alcune osservazioni ad arricchire, e in parte completare, l'interpretazione dei dati sugli isotopi del Pb nei giacimenti a solfuri massivi delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale (NIMIS *et al.*, 2017).

1.2 METODI E TECNICHE ANALITICHE

Nel settembre 2020 è stato svolto il rilevamento geologico al Colle della Borra (2.578 mt). L'approccio allo studio minero-petrografico della mineralizzazione parte dall'analisi al microscopio ottico in luce riflessa di 17 sezioni lucide minerografiche per definire le fasi presenti, i caratteri microstrutturali primari e quelli metamorfici. Dei medesimi campioni sono state studiate 6 sezioni sottili a 30 μm in luce trasmessa per lo studio dei minerali costituenti la ganga. Nel tentativo poi di stabilire l'origine primaria del giacimento ci si è avvalsi anche dell'attacco con acido nitrico (HNO_3) concentrato al 65% su alcune pirite particolari che mostravano caratteri potenzialmente attribuibili a un'origine primaria, laddove, una semplice analisi ottica non forniva sufficienti evidenze. Su alcune di queste si sono svolte analisi chimiche qualitative con il SEM CamScan 2500 MX del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova, dotato di un filamento di tungsteno. In particolare, si sono prodotte delle mappe elementari per As, Co, Cu, Fe, Ni e S. Le condizioni sperimentali per le mappe sono: accelerazione del fascio di 25 kV, corrente di 200 nA, risoluzione di 5 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ (dimensioni raster 512x400). L'analisi quantitativa degli stessi elementi con l'aggiunta di Mn, Au e Zn è stata effettuata con una microsonda elettronica SuperProbe JEOL JXA-8200 presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Milano. Le condizioni sperimentali per le analisi sono state: accelerazione del fascio di 15 kV, corrente di 20 nA. Gli standard usati sono stati: niccolite per l'As e il Ni, pirite per lo S e il Fe, rodocrosite per il Mn ed elementi puri per Au, Co, Cu e Zn.

In aggiunta, grazie alla collaborazione del Prof. Richard Spiess, sono state prodotte delle mappe mediante la tecnica EBSD (*Electron Back-Scatter Diffraction*) su un aggregato di pirite a grana fine. La tecnica EBSD è basata sull'interazione del fascio elettronico con il materiale cristallino inclinato di 70° rispetto al fascio incidente di elettroni. In queste condizioni, gli elettroni retro-diffusi (BSE) vengono diffratti dai piani reticolari che soddisfano le condizioni di Bragg (PRIOR *et al.*, 1999) e le bande di diffrazione risultanti (*Kikuchi bands*) vengono raccolte dal rivelatore EBSD. Per queste analisi è stato utilizzato nuovamente il SEM del Dipartimento di Geoscienze di Padova, dotato di un rivelatore NordlysNano EBSD (Oxford Instruments) con un si-

stema di acquisizione e post-elaborazione HKL Channel 5.12. Per la post-elaborazione è stato utilizzato il software “AZtechCrystal” di Oxford Instruments. L’analisi EBSD è stata svolta su una sezione minerografica, preventivamente lucidata mediante sospensione Buehler con Syton™, con le seguenti condizioni analitiche: accelerazione del fascio di 15 kV, distanza di lavoro di 25 mm e corrente del fascio di 150 nA. Le mappe EBSD sono state acquisite in modalità automatica. L’indicizzazione HKL è stata accettata quando sono state identificate almeno 8 *Kikuchi bands*. Sono state eseguite tre mappe in aree limitrofe dello stesso aggregato, con passo di 2 µm e una dimensione raster rispettivamente di 300x280, 300x280 e 141x148 pixel. Successivamente, le tre mappe sono state unite in un raster con dimensioni finali di 377x508 pixel utilizzando il programma HKL-MapStitcher.

La sezione geologica presentata nell’inquadramento geologico al paragrafo 4.4 è stata realizzata mediante il software Inkscape, mentre per la gestione della cartografia informatizzata e per la georeferenziazione è stato utilizzato il software QGis. Il profilo topografico è stato estratto dai dati DEM Tinitaly, con risoluzione spaziale di 10 m.

2. I GIACIMENTI A SOLFURI MASSIVI VULCANOGENICI (VMS)

2.1 GENESI E CARATTERI PRINCIPALI

I giacimenti a solfuri massivi vulcanogenici (*Volcanogenic Massive Sulphides*, o VMS), sono corpi polimetallici, solitamente dominati da pirite, che si sviluppano in aree di attività idrotermale su fondali oceanici in prossimità di un centro magmatico attivo, che ha la funzione principale di fornire calore per la convezione dei fluidi (LYDON 1988; BARRIE & HANNINGTON 1999; TIVEY, 2007). Tali fluidi sono rappresentati principalmente da acqua marina (*Figura 2.1*) che, infiltrandosi nel substrato oceanico, viene riscaldata fino a temperature caratteristiche variabili fra i 350°C e i 400°C, per poi risalire verso il fondale marino (SCOTT, 1997; HANNINGTON *et al.*, 1995; GALLEY *et al.*, 2007; GIBSON *et al.*, 2007).

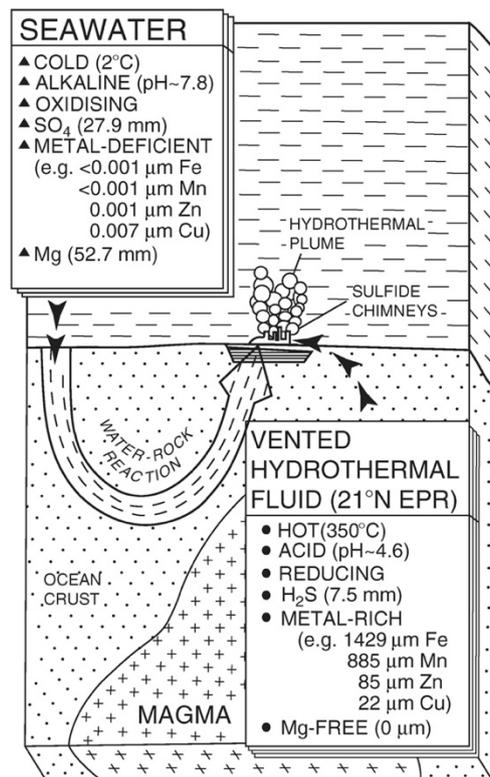


Figura 2.1 – Schema semplificato dell'evoluzione chimica dell'acqua marina in un sistema idrotermale di fondale oceanico che infiltrandosi nel substrato reagisce con le rocce basaltiche a temperature fino a 350°C. Basato sulle analisi di fluidi di un centro di emissione idrotermale alla latitudine 21° N lungo l'East Pacific Rise. Tratto da SCOTT, (1997) e modificato da RIDLEY, (2013).

Durante la loro circolazione, i fluidi si arricchiscono in metalli, come Fe, Mn, Zn e Cu, che vengono lisciviati dalle rocce del substrato e trasportati in soluzione sotto forma di complessi clorurati. Sempre durante la migrazione, i solfati presenti in soluzione nell'acqua marina vengono ridotti a solfuri a seguito dell'alterazione idrotermale delle rocce del substrato e della conseguente ossidazione del Fe(II) dei loro minerali a Fe(III). La lisciviazione e il trasporto dei metalli da parte dei fluidi idrotermali sono controllate da diversi fattori, come la temperatura, il pH, le condizioni ossido-riduttive e la salinità dei fluidi (SEYFRIED & DING, 1993; 1995).

I giacimenti VMS possono formarsi in differenti contesti tettonici di tipo estensionale (HANNINGTON *et al.*, 2005), in corrispondenza di dorsali oceaniche, ambienti di arco intraoceanico e bacini di retro-arco (Figura 2.2).

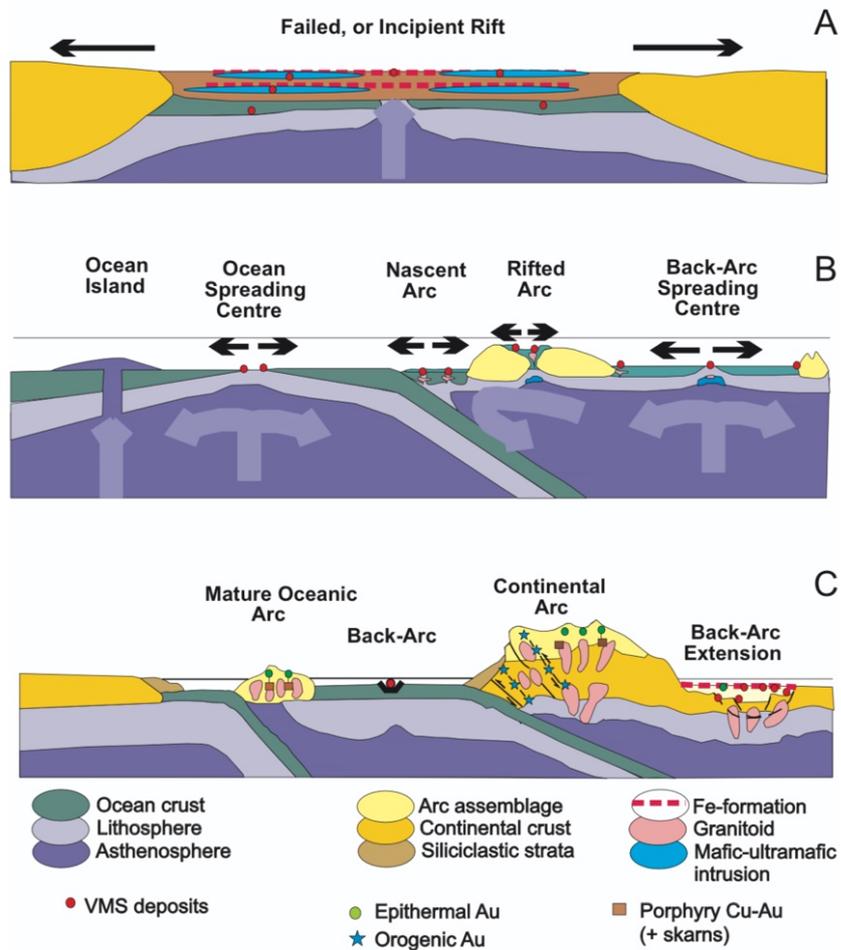


Figura 2.2 – Principali contesti tettonici estensionali che possono portare alla formazione di VMS. Tratto da GALLEY *et al.* (2007), modificato da GROVES *et al.* (1998).

In contesti di dorsale medio-oceanica, la lisciviazione dei metalli dipende anche dallo stile della convezione idrotermale, che a sua volta è controllato dal *tasso di espansione* della dorsale (GALLEY & KOSKI, 1999; COUMOU *et al.*, 2009). In particolare, in *dorsali ad espansione lenta*, la litosfera è composta prevalentemente da peridotiti e gabbri, e gli ampi sistemi di faglie distensive favoriscono l'infiltrazione e una circolazione prolungata e più profonda dei fluidi, garantendo una maggiore interazione fluido-roccia e quindi una lisciviazione più intensa (GALLEY & KOSKI, 1999). Viceversa, in *dorsali ad espansione veloce* la litosfera è stratificata, con basalti molto permeabili nella porzione più superficiale, ed è caratterizzata da flussi di calore maggiori; ciò favorisce lo sviluppo di celle convettive più superficiali ed effimere, in cui l'interazione con le rocce del substrato è più limitata (WILCOCK & DELANEY, 1996).

I VMS rappresentano una significativa risorsa mondiale per Cu, Zn, Pb, Au e Ag, e, come *co-* o *sotto-prodotti*, Co, Sn, Ba, S, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga e Ge (BARRIE & HANNINGTON, 1999). Il Fe e il Mn vengono lisciviati prevalentemente da minerali ferro-magnesiferi, come i pirosseni, il Cu più in generale da rocce mafiche come i basalti e il Pb da rocce acide o sedimenti clastici continentali ricchi di feldspati. Ne deriva che sulla base della composizione delle rocce che costituiscono il substrato oceanico si potranno avere diversi rapporti di metalli (BARRIE & HANNINGTON, 1999). Tendenzialmente, in giacimenti all'interno di rocce mafiche in ambienti di dorsale avremo arricchimenti in Fe, Cu, Zn e in rocce ultramafiche in Cu, Co, Zn e, in minor misura, in Ni e Au (GALLEY & KOSKI, 1999; HANNINGTON *et al.*, 2005; FOUQUET *et al.*, 2010). In contesti di bacino di retro arco avremo invece arricchimenti in Au, Zn, As, Sb e Pb (HERZIG *et al.*, 1993; HANNINGTON *et al.*, 1999). Le associazioni geochemiche che si possono sviluppare tuttavia dipendono anche da una complessa interazione di altri fattori, come la fugacità di ossigeno, il pH e il rapporto fluido-roccia nella zona di reazione; a sua volta quest'ultimo parametro dipende dallo stile della circolazione dei fluidi e dal *tasso di espansione* della dorsale (TOFFOLO *et al.*, 2020). L'utilizzo pertanto di soli parametri semplici, come il rapporto fra metalli e il loro grado di concentrazione, può portare a valutazioni errate nella definizione del contesto idrotermale nel quale un giacimento si è sviluppato (TOFFOLO *et al.*, 2020).

La precipitazione dei solfuri avviene nel momento in cui il fluido idrotermale si mescola con l'acqua marina subendo una diminuzione di temperatura e un aumento del pH e quindi una riduzione di solubilità dei solfuri. Sul fondale oceanico, in corrispondenza del *vent* idrotermale, si generano delle strutture a camino caratteristiche, costituite da solfuri massivi fra cui spesso abbondante calcopirite (EVANS *et al.*, 2019), che possono occupare distese fino a decine di chilometri sul fondale marino sviluppando dei veri e propri campi idrotermali. Questi possono presentare inomogeneità sia dal punto di vista dello stile di attività, che della temperatura, che della mineralogia dei precipitati. Tra i fluidi in fuoriuscita, sono caratteristici sono i cosiddetti *black smokers* (HANNINGTON *et al.*, 1995; FOUQUET *et al.*, 2010), ossia esalazioni ad elevata temperatura e concentrazione di gas, di colore scuro per la presenza di solfuri a grana finissima, che si propagano lungo la colonna d'acqua come pennacchi a causa dell'elevata concentrazione di materiale in sospensione. Tale materiale può depositarsi come sedimento sul fondale anche a chilometri di distanza rispetto alla posizione del *vent* dando luogo ad un arricchimento di metalli come Fe, Mn e Zn.

La collocazione, la morfologia e le dimensioni dei giacimenti possono essere molto varie (RIDLEY, 2013). In genere un VMS è costituito da più corpi o facies mineralizzate, quindi, all'interno dello stesso deposito sono riscontrabili diversi caratteri. Possono generarsi depositi su un singolo livello stratigrafico, marker di uno *hiatus* o di un cambio di stile dell'attività vulcanica, oppure, più raramente, depositi su più livelli stratigrafici. La roccia incassante è generalmente rappresentata da rocce vulcaniche sottomarine come basalti a *pillow*, ma alcuni depositi si possono ritrovare anche frequentemente all'interfaccia fra basalti e sedimenti marini sovrastanti o, più raramente, in sequenze torbiditiche o, laddove affiorino sul fondale marino, direttamente su serpentiniti di mantello. La forma può variare da podiforme, con una modesta estensione (in pianta circa 100 m²), a lenticolare, più sviluppata.

La struttura interna dei depositi massivi (*Figura 2.3*) è normalmente caratterizzata da stratificazioni a scala da centimetrica a decimetrica, nelle quali il metallo dominante può essere variabile (GALLEY & KOSKI, 1999). Spesso vi sono anche zonazioni verticali che riflettono l'evoluzione dei fluidi idrotermali; tipicamente, il Cu si concentra nella porzione inferiore, più calda, del corpo massivo e nelle zone ad esso

sottostanti mentre Zn e, dove presente, Pb sono più abbondanti nella porzione superiore (LYDON, 1984). Al di sotto del corpo massivo, nel substrato roccioso, si trova una zona a *stockwork* con vene costituite da solfuri (pirite dominante) e quarzo, che può estendersi per centinaia di metri.

La pirite è il solfuro generalmente dominante nei VMS, associata a minori quantità di calcopirite come principale minerale di Cu e di sfalerite e galena rispettivamente per Zn e Pb (GALLEY & KOSKI, 1999). Magnetite e pirrotina risultano invece normalmente componenti minori, sebbene la pirrotina possa risultare anche dominante in giacimenti su rocce ultramafiche (FOUQUET *et al.*, 2010). L'oro infine può essere presente sotto forma di piccoli granuli nativi, spesso associati a calcopirite, e raggiungere in alcuni casi concentrazioni di diverse ppm (PETERSEN & HEIN, 2013).

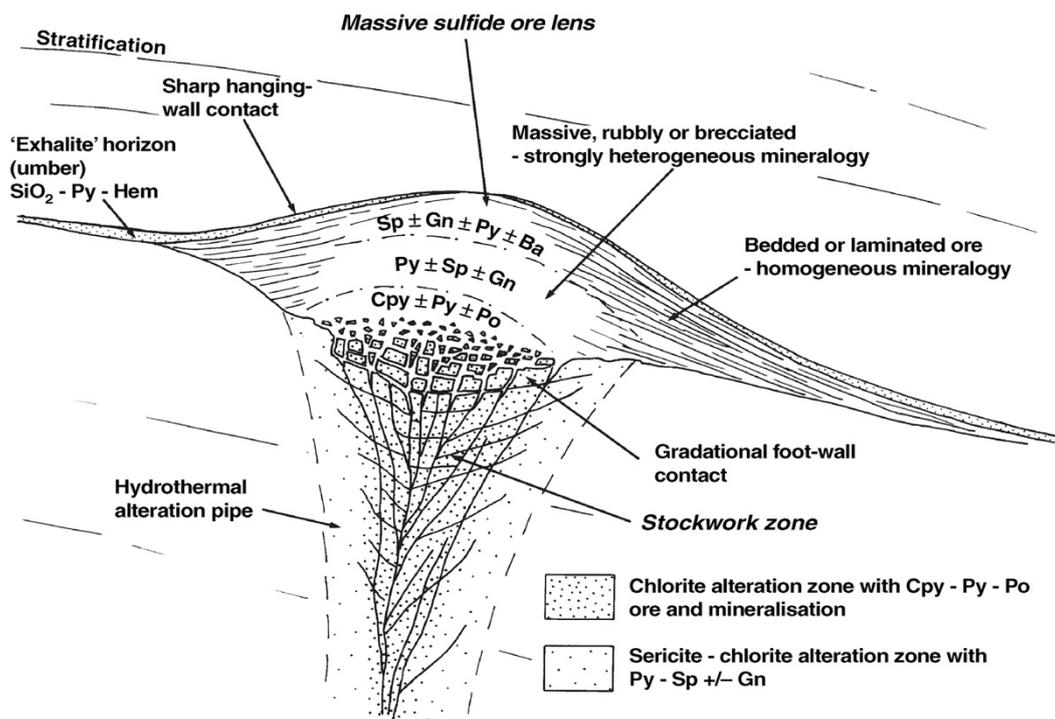


Figura 2.3 – Schema semplificato della struttura interna di un corpo lenticolare di un VMS. Abbreviazioni minerali: Ba – barite; Cpy – calcopirite; Gn – galena; Hem – ematite; Po – pirrotina; Py – pirite; Sp – sfalerite, Tratto da LYDON, (1988) e modificato da RIDLEY, (2013).

Fatta eccezione per la roccia incassante, il minerale principale di ganga è il quarzo, presente sia disseminato nel corpo massivo che come componente delle vene nella

zona a *stockwork*; barite e altri solfati sono meno comuni e generalmente si localizzano nei livelli più superficiali del corpo (LYDON, 1984).

L'alterazione idrotermale legata a questi giacimenti si può estendere in profondità fino a 4 km e, in superficie, su un raggio fino a 20 km rispetto al corpo massivo principale (GALLEY *et al.*, 2007; RIDLEY, 2013). Nella zona a *stockwork* l'associazione di alterazione caratteristica è costituita da clorite magnesifera, quarzo e pirite. Allontanandosi verso porzioni più periferiche della zona a *stockwork* l'epidoto diventa uno dei principali minerali e la sericite prende progressivamente il posto della clorite (GALLEY & KOSKI, 1999).

2.2 ASPETTI MICROSTRUTTURALI PRIMARI

I giacimenti a solfuri massivi risultano in genere abbastanza sensibili ai processi di metamorfismo, ai quali possono rispondere attraverso fenomeni di ricristallizzazione, di aumento di granulometria e di rimobilizzazione. Nei casi in cui il giacimento a solfuri massivi subisca un importante processo di metamorfismo, la pirite è uno dei pochi minerali in grado di conservare una testimonianza delle microstrutture primarie formatesi in contesto di attività idrotermale oceanica. Qui di seguito si descrivono le principali microstrutture primarie che questo minerale è stato in grado di conservare, riconosciute nei giacimenti VMS metamorfosati delle ofioliti delle Alpi Occidentali (NATALE, 1966; NATALE & VISETTI, 1980).

Pirite framboidale: si presenta generalmente in sferule di diametro da 1 a 100 μm , costituite da aggregati di cristalliti di 0.5-5 μm capaci di sviluppare morfologie idiomorfe da cubiche a ottaedriche. Raramente si osservano disposizioni ordinate dei cristalliti; tuttavia, è possibile la formazione di strutture più ordinate granoblastiche a mosaico. I framboidi possono presentarsi isolati o in gruppi e si possono rinvenire spesso anche immersi nella pirite cristallina (*Figura 2.3-a, -e*).

Pirite criptocristallina: si presenta in aggregati finissimi non risolvibili al microscopio e si può rinvenire associata alla matrice della pirite framboidale in corrispondenza degli interstizi tra le sferule.

Pirite microfibrosa: si presenta in sferuliti di diametro tra i 200 e i 300 μm o in bande concrezionali di crescita; la regolare aggregazione di minutissimi cristalli aciculari dà luogo a strutture fibrose, raggiate o parallele.

Pirite micro-colloforme: è una delle microstrutture più comuni e si presenta in singoli individui o aggregati di dimensioni variabili da pochi μm fino a 200-300 μm ; tali aggregati mostrano spesso forme di crescita tondeggianti ma irregolari. Altro carattere proprio della pirite micro-colloforme sono le marcate zonature di crescita a bande concentriche. Durante la crescita, l'individuo micro-colloforme può subire un'evoluzione morfologica che porta le bande di crescita ad una progressiva poligonizzazione (*Figura 2.3-f*). Durante questo processo le bande, che inizialmente defini-

scono morfologie tondeggianti e irregolari, evolvono in strutture regolari marcate da superfici cristallografiche più o meno nette. La poligonizzazione può estendersi progressivamente a tutte le bande dell'individuo producendo come risultato finale una forma cristallina ben definita (*Figura 2.3-c, -d*). In alcuni casi è stata descritta anche una regressione morfologica che produce un'alternanza di bande irregolari e bande poligonizzate (*figura 2.3-b*).

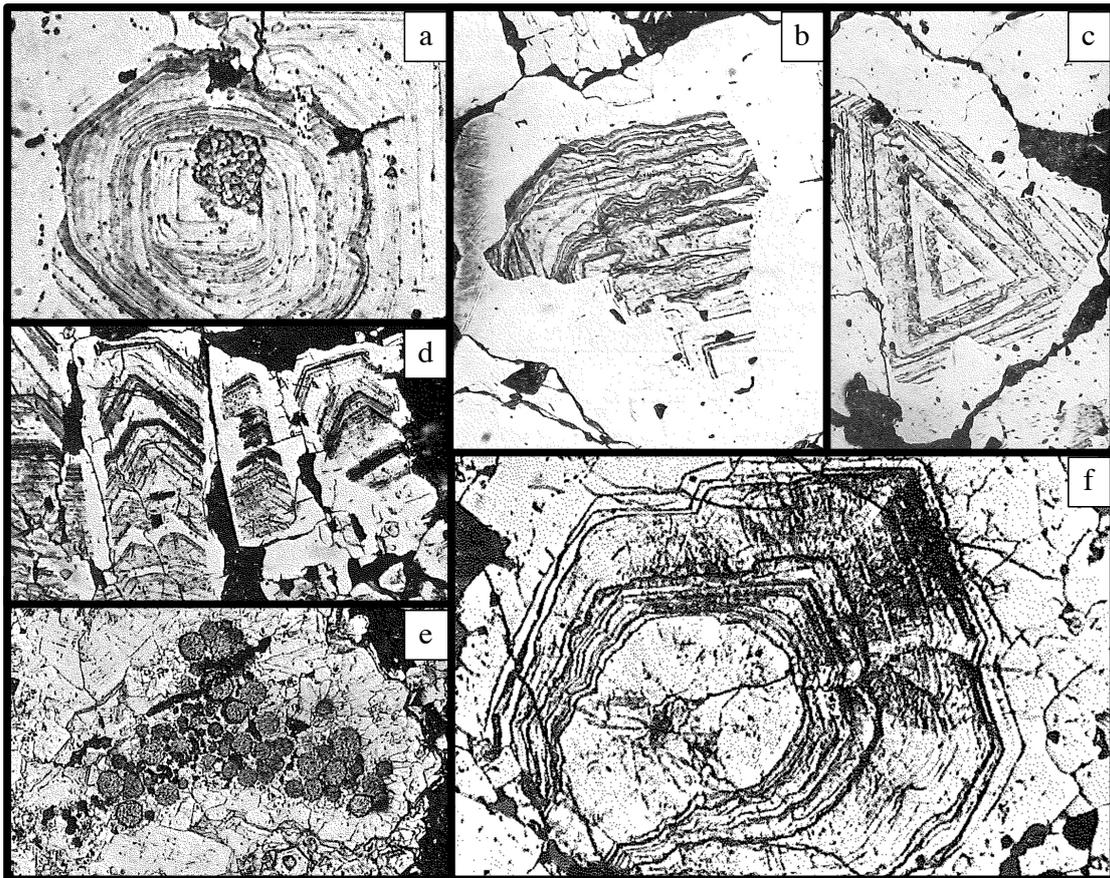


Figura 2.3 – Esempi di caratteri microstrutturali primari in piriti, visibili a seguito di attacco chimico con acido nitrico o elettrolitico. a) Individuo relitto di pirite premetamorfica (cristallo interno con zonature), incluso in pirite metamorfica (in figura porzione chiara più esterna). Internamente al cristallo relitto si noti la tessitura framboideale al centro e la zonatura di crescita, caratterizzata dall'alternanza di bande euedrali e colloformi. Giacimento di Beth (Alpi Occidentali); b) Frammento di pirite corrosa e zonata, incluso nella pirite di seconda generazione. È evidente l'alternanza di bande poligonizzate e bande colloformi. Giacimento di Prali-Pouset (Alpi Occidentali); c) Relitto di pirite zonata cubica, incluso in pirite di seconda generazione. Giacimento di Ollomont (Alpi Occidentali); d) Relitti di pirite premetamorfica ben cristallina e zonata, inclusi in pirite metamorfica. Giacimento di Rio Tinto (Spagna). e) Aggregato di framboidi intorno ai quali è cresciuta pirite cristallina idiomorfa. Giacimento di Libiola (Liguria). f) Individuo relitto di pirite colloforme con progressiva poligonizzazione delle bande di crescita, incluso in pirite metamorfica. Giacimento di Salbertrand (Alpi Occidentali). a, d, e, f sono tratte da NATALE & VISSETTI (1980); b, c da NATALE (1966).

Pirite cristallina: si presenta in cristalli di dimensioni dell'ordine del millimetro, generalmente in ottaedri, cubi o una combinazione di questi. Nonostante la morfologia a cristalli idiomorfi allontani dal presupporre una struttura primaria, la pirite cristallina può evidenziare un'evoluzione morfologica interessante. Infatti, spesso può presentare un'alternanza di bande di crescita ben cristallizzate e bande di crescita micro-colloformi con una frequente evoluzione morfologica da micro-colloforme a ottaedrica a cubica.

Molto spesso gran parte delle microstrutture sopra descritte si rinvengono come relitti all'interno di pirite ricristallizzate durante l'evoluzione metamorfica. Tuttavia, è noto come all'aumentare del grado metamorfico la fase relitta tenda a scomparire in favore della pirite metamorfica. Tali microstrutture possono inoltre presentarsi contemporaneamente nell'ambito dello stesso giacimento, o addirittura campione, e associarsi fra loro in diverse proporzioni e forme, originando così tessiture estremamente variabili.

2.3 INQUADRAMENTO DEI PRINCIPALI GIACIMENTI VMS DELLE ALPI OCCIDENTALI

Le ofioliti rappresentano la zona di sutura dell'oceano Ligure-Piemontese a seguito della collisione tra la placca europea e quella africana. Nelle Alpi Occidentali, zona di nostro interesse, le testimonianze della presenza di un antico oceano sono largamente diffuse e documentate e molteplici sono le testimonianze di attività idrotermale sottomarina che si rinvencono sotto forma di numerosi giacimenti a solfuri massivi ampiamente diffusi tra Piemonte e Valle d'Aosta (*Figura 2.4*). Fra questi, vengono di seguito brevemente descritti alcuni dei principali giacimenti, quali quelli di Colletta Viafiorcia, Beth-Ghinivert e Chialamberto in Piemonte e di Chuc-Servette, Hérin, Alagna e Ollomont in Valle d'Aosta.

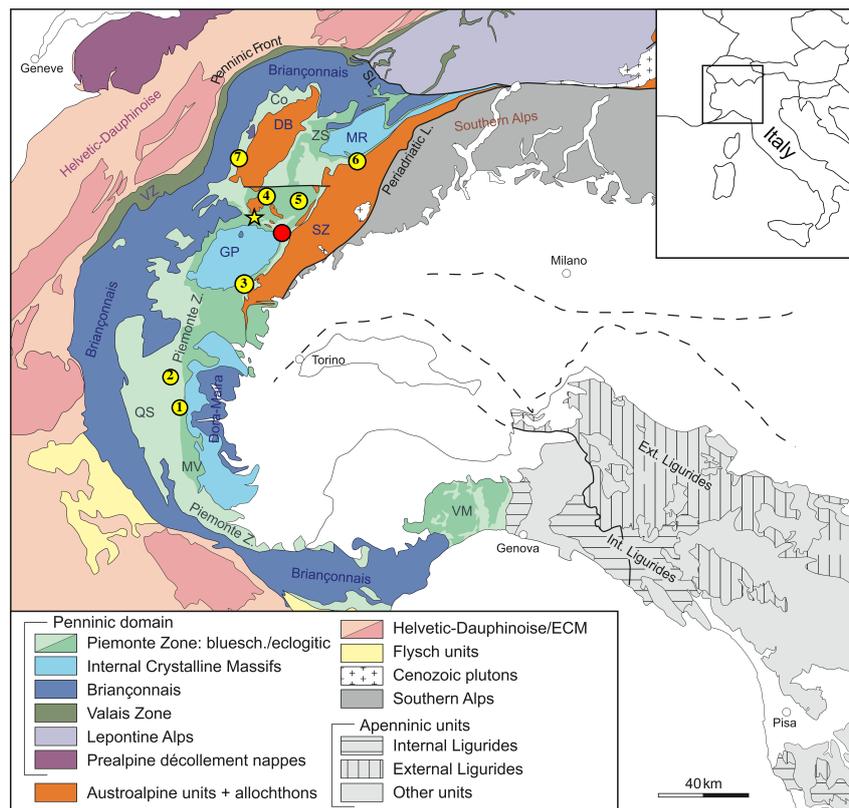


Figura 2.4 – Mappa tettonica delle Alpi Occidentali. Co: Zona Combin; DB: Dent Blanche; ECM: Massicci Cristallini Esterni; GP: Massiccio del Gran Paradiso; MR: Massiccio del M. Rosa; QS: Queyras Schistes Lustrès; SZ: Zona Sesia-Lanzo; VM: Massiccio di Voltri; VZ: Zona Vallesana; ZS: Zona Zermatt-Saas; SL: Lineamento del Sempione. Con i punti gialli numerati vengono riportati i giacimenti di Piemonte e Valle d'Aosta descritti: 1) Viafiorcia; 2) Beth-Ghinivert; 3) Chialamberto; 4) Chuc-Servette; 5) Hérin; 6) Alagna; 7) Ollomont. Con la stella viene indicato il giacimento a magnetite di Cogné e con il punto rosso il giacimento del Colle della Borra. Figura modificata, estratta da NIMIS et al. (2017).

In tali descrizioni si vogliono sottolineare le principali fasi mineralizzate, la posizione stratigrafica di queste all'interno della sequenza ofiolitica incassante e il grado metamorfico che le ha interessate. Parte dei contenuti che seguono sono stati tratti dalla Memoria Illustrativa della Carta Mineraria d'Italia 1:1.000.000 (ZUCCHETTI *et al.*, 1975).

Il giacimento di Colletta Viafiorcia si sviluppa in un orizzonte di quarziti metallifere a Cu-Fe-Zn, contenenti livelli ricchi di glaucofane, stilpnomelano, albite, mica bianca e carbonato. La mineralizzazione mostra un prevalente sviluppo interstiziale in rapporto al quarzo. L'intera successione stratigrafica vede calcescisti a letto, metagabbri, serpentiniti + cloritoscisti, quarziti mineralizzate, calcescisti filladici e infine calcescisti a tetto. Le associazioni mineralizzate sono state suddivise in quattro categorie: tipo a calcopirite e bornite, tipo a prevalente calcopirite, tipo a prevalente pirite con subordinata calcopirite e scarsa sfalerite e infine tipo a calcopirite e magnetite (DAL PIAZ *et al.*, 1978).

Il giacimento Beth-Ghinivert si sviluppa stratiforme all'interno di una sequenza di dominanti calcescisti con intercalate potenti lenti di prasiniti e serpentiniti. In particolare, la mineralizzazione, con spessore massimo di 2 m, si imposta lungo un unico orizzonte fra calcescisti a letto e prasiniti a tetto, con uno sviluppo secondo pendenza di circa 600 m. L'associazione mineralogica principale è costituita da pirite, calcopirite e sfalerite con una ganga principalmente composta da quarzo e vari minerali silicatici.

Il giacimento di Chialamberto (Fragnè), interposto fra anfiboliti a letto e prasiniti a tetto, risulta molto deformato da una grande piega sinclinale a sua volta interessata da pieghe minori e faglie. Lo spessore quindi è variabile, da meno di 1 m fino a 4-5 m in corrispondenza delle zone assiali di piega. Il deposito idrotermale è costituito principalmente da pirite, che sviluppa una struttura granoblastica grossolana, seguita da calcopirite, sfalerite, bornite e pirrotina.

Il giacimento di Chuc-Servette si imposta in diversi strati, con spessore dal metro ai 3-4 m, che si collocano al contatto fra cloritoscisti e glaucofaniti (Servette), all'interno dei cloritoscisti (Servette) e all'interno delle glaucofaniti (Chuc) (MARTIN *et al.*, 2008). Le principali fasi minerali presenti, sia massive che disseminate, sono pi-

rite, calcopirite, sfalerite, pirrotina, bornite e magnetite (NATALE, 1969; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978).

Il giacimento di Hérin, le cui rocce incassanti sono costituite da micascisti, cloritoscisti e lenti di quarziti micacee, presenta come fasi principali pirite e calcopirite in diverse proporzioni, subordinata sfalerite e bornite e in minor misura pirrotina. La distribuzione mineralogica è zonata così come la tessitura, da impregnazioni massive di calcopirite con scarsa pirite dispersa o associata alla ganga, a corpi lenticolari di pirite massiva nei quali la calcopirite è presente disseminata nella ganga o intergranulare fra la pirite (FANTONE *et al.*, 2014).

Il giacimento di Alagna si sviluppa stratiforme all'interno di una sequenza ofiolitica interposta fra il basamento cristallino del M. Rosa e gli gneiss minuti e micascisti della Zona Sesia-Lanzo. La sequenza ofiolitica ha uno spessore ridotto ed è costituita, da letto a tetto, da prasiniti, anfiboliti a epidoto, metagabbri e da un'alternanza di quarziti micacee e granatifere localmente a Mn, prasiniti, marmi e calcescisti. Le lenti mineralizzate, con spessore massimo di 15 m, appaiono sia massicce che disseminate e associate principalmente a prasiniti e cloritoscisti. La fase minerale principale è la pirite, ma talvolta localmente dominante si rinviene calcopirite; subordinate sono la magnetite e la pirrotina. I minerali di ganga sono clorite, miche, albite, epidoto e abbondante quarzo e carbonato.

Il giacimento di Ollomont (Preslong) si colloca in una sequenza ofiolitica compresa tra la falda Dent-Blanche e il ricoprimento del Gran S. Bernardo. La sequenza comprende metabasiti con struttura a *pillow*, sottili livelli di quarziti e calcescisti. La mineralizzazione si imposta all'interfaccia fra metabasiti e calcescisti ed è costituita da cinque vene metallifere distinte, ciascuna spessa qualche metro. Queste si alternano in sottili layers di pirite massiva con altri di roccia impregnata di solfuri e con liste quarzose sterili.

In tutti questi giacimenti, nelle piriti, sono state ampiamente rinvenute microstrutture e caratteri relitti che riflettono la natura primaria delle mineralizzazioni (NATALE, 1966; 1969; NATALE & VISETTI, 1980; FANTONE *et al.*, 2014). La storia metamorfica che questi depositi hanno subito è quindi la medesima (e nota) evoluzione che hanno subito le sequenze incassanti. Così, possiamo classificare i giacimenti de-

scritti sulla base dell'impronta metamorfica subita, suddividendoli in giacimenti metamorfosati in facies scisti blu (Viafiorcia, Beth-Ghinivert, Alagna e Ollmont) e in giacimenti metamorfosati in facies eclogitica (Chialamberto, Chuc-Servette ed Hérin).

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La Val Soana (TO) è situata nelle Alpi Graie piemontesi presso il confine tra Piemonte e Valle d'Aosta. La porzione più alta della Val Soana è rappresentata dalla valle di Piamprato che prende il nome dalla omonima frazione a 1.550 metri. Questa confina a nord con la valle di Champorcher tramite il Colle Larissa (2.584 m), ad est con la Valchiusella e ad ovest con la valle di Campiglia.

L'area di nostro interesse riguarda il versante destro idrografico della vallata di Piamprato, più precisamente il Colle della Borra a quota 2.578 metri. Il Colle affaccia sulla contigua valle di Campiglia e permette di apprezzare verso ovest il vicino margine nordorientale del massiccio del Gran Paradiso, a nord la cima Rosa dei Banchi (3.164 m) e verso est le creste del Monte Marzo (2.756 m).



Figura 3.1 – Collocazione geografica dell'area in studio, marcata dal segna-punto rosso. Immagine satellitare Google Earth.

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le unità metamorfiche della Val Soana affiorano, da ovest verso est e in successione strutturale dal basso verso l'altro, secondo l'ordine:

4.1 - Falda del Gran Paradiso;

4.2 - Zona Piemontese;

4.3 - Zona Sesia-Lanzo.

Queste rappresentano rispettivamente frammenti trasposti a seguito dell'evento alpino orogenico del margine continentale passivo della placca europea, del bacino oceanico Ligure-Piemontese e del margine passivo della placca africana. La Falda del Gran Paradiso e la Zona Piemontese rientrano all'interno del Dominio Pennidico. La Zona Sesia-Lanzo, invece, appartiene al Dominio Austroalpino e in alta Val Soana si rinviene nella sua porzione occidentale (Complesso degli Gneiss Minuti) insieme al Lembo del Santanel, anch'esso di pertinenza paleoafricana.

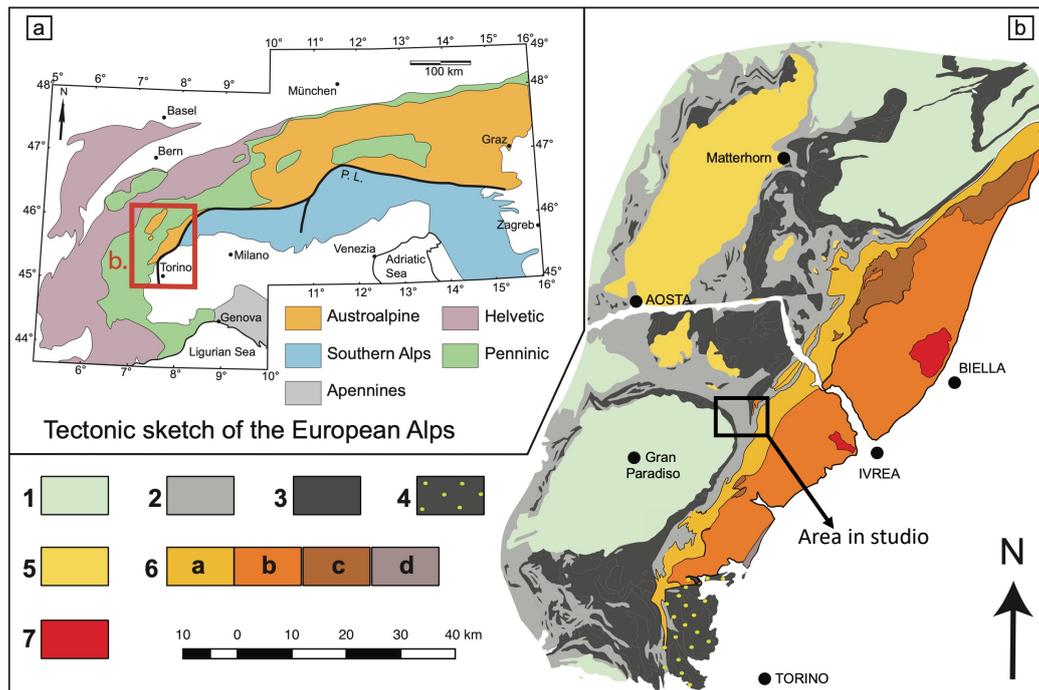


Figura 4.1 – a) Schema tettonico semplificato delle Alpi con i differenti domini strutturali. Il rettangolo rosso indica l'ingrandimento sviluppato in b). P.L.=Lineamento Periadriatico. b) Mappa tettonica semplificata delle Alpi Occidentali. Nel riquadro nero è riportata l'area in studio. Legenda: 1. Dominio Pennidico continentale; 2. Metasedimenti mesozoici della Zona Piemontese; 3. Rocce mafiche e ultramafiche della Zona Piemontese. 4. Massiccio ultrabascico di Lanzo; 5. Dent Blanche e altri klippen austroalpini; 6. Zona Sesia-Lanzo – Complesso degli Gneiss Minuti (a), Complesso dei Micascisti Eclogitici (b), II Zona Diorito-Kinzigitica (c), Rocca Canavese (d); 7. Plutoni terziari di Biella e Traversella. Immagine estratta da ASSANELLI et al. (2020) e modificata.

4.1 LA FALDA DEL GRAN PARADISO

Il Massiccio del Gran Paradiso rientra nel Dominio Pennidico insieme agli altri Massicci Cristallini Interni, quali Dora Maira, Monte Rosa e la finestra tettonica di Arcesina-Brusson. I Massicci Cristallini Interni sono considerati come un dominio di transizione fra il Dominio Brianzonese e l'Oceano Ligure-Piemontese e costituiscono una parte distale del paleomargine europeo (ELTER, 1972; DAL PIAZ, 2001). Sono costituiti prevalentemente da un basamento Varisico metamorfosato in facies anfibolitica con una successiva sovrainpronta alpina in facies da eclogitica a scisti verdi.

Strutturalmente la falda pennidica del Gran Paradiso si presenta come una grande cupola allungata in direzione NE-SW. Questa, lungo tutto il suo perimetro, risulta sovrascorsa dalla Zona Piemontese che ad est, in prossimità dell'area in studio, la separa dal Dominio Austroalpino.

Il basamento è costituito da paragneiss polimetamorfici e micascisti, intrusi da granitoidi porfirici permiani (BERTRAND *et al.*, 2005) e corpi mafici interpretati come anfiboliti pre-alpine. L'impronta pre-alpina nei paragneiss si manifesta attraverso relitti di alta temperatura associabili sia a metamorfismo regionale che a metamorfismo di contatto (cornubianiti) a seguito delle intrusioni granitoidi permiane (COMPAGNONI *et al.*, 1974). L'impronta alpina, invece, è testimoniata dalla formazione di gneiss occhiadini a seguito della deformazione dei granitoidi permiani e a livello paragenetico trova espressione sia nelle metabasiti che nei micascisti, i quali sviluppano associazioni a granato-cloritoide e fengite (LE BAYON & BALLEVRE, 2006).

Lungo i bordi del massiccio del Gran Paradiso, in particolare quelli settentrionali, si rinvengono i sedimenti di copertura mesozoica, costituiti da scaglie sottili e discontinue di marmi dolomitici, calcescisti e carnirole (ELTER, 1972; POLINO & DAL PIAZ, 1978; LE BAYON & BALLEVRE, 2006).

Adiacente all'area in esame, il massiccio cristallino del Gran Paradiso affiora lungo tutto il versante destro della contigua valle di Campiglia e nella porzione più bassa del suo versante sinistro (TARTAROTTI, 1983; BENCIOLINI *et al.*, 1984). I principali litotipi presenti sono parascisti e ortoderivati in proporzioni all'incirca equivalenti con subordinate metabasiti. I caratteri mineralogici e strutturali variano sensi-

bilmente in rapporto alla differente rielaborazione tettonico-metamorfica alpina. Tra i parascisti prevalgono i tipi con pervasiva sovraimpronta in facies scisti verdi, fra questi sono descritti scisti ad albite pecilitica, mica bianca, clorite ed epidoto e scisti ad albite pecilitica, biotite ed epidoto, entrambi a piccoli granati e quantità minori di anfibolo calcico, carbonato e solfuri. Non mancano tuttavia testimonianze dell'evento eo-alpino, rappresentato da micascisti granatiferi a mica bianca, clorite e cloritoide con intercalazioni di quarziti a granato. Nei parascisti si rinvencono intercalazioni di metabasiti derivanti da protoliti basaltici che mostrano differenti stadi evolutivi metamorfici con dominanza di varietà a impronta intermedia fra l'evento eo-alpino e la successiva sovraimpronta in facies scisti verdi. Gli ortoderivati sono: metagranitoidi a tessitura variabile, da massici a foliati, tipici gneiss occhiadini con scistosità ondulata, gneiss "fettuccciati" a grana più fine e migmatiti.

4.2 LE OFIOLITI DELLA ZONA PIEMONTESE

Le ofioliti rappresentano i resti di litosfera oceanica coinvolta in processi orogenici. Il loro studio è di fondamentale importanza per ricostruire la geodinamica delle catene collisionali e l'assetto paleogeografico delle unità coinvolte. Nelle Alpi le ofioliti sono ampiamente diffuse e testimoniano l'antica presenza dell'Oceano Ligure-Piemontese, completamente subdoto a seguito della convergenza e collisione fra la placca continentale adriatica e il margine continentale passivo europeo.

La Zona Piemontese si estende per buona parte delle Alpi Occidentali (Figura 4.1), dal Monviso fino al Vallese ed è delimitata dalla Zona Sesia-Lanzo e dalla Pianura Padana ad est e dalle Unità Brianzonesi ad ovest. Ofioliti si rinvencono anche nella zona ligure (Zona Sestri-Voltaggio e Gruppo di Voltri) e nella porzione alpina della Corsica settentrionale.

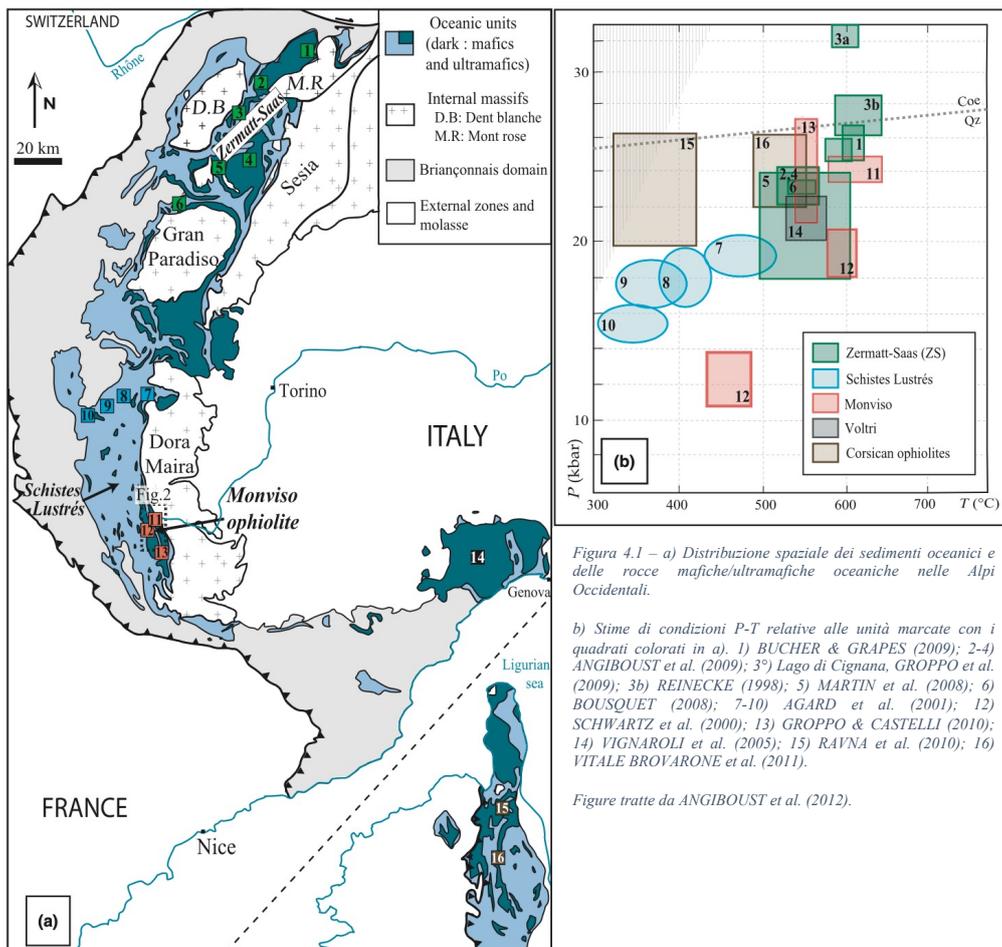


Figura 4.1 – a) Distribuzione spaziale dei sedimenti oceanici e delle rocce mafiche/ultramafiche oceaniche nelle Alpi Occidentali.

b) Stime di condizioni P-T relative alle unità marcate con i quadrati colorati in a). 1) BUCHER & GRAPES (2009); 2-4) ANGIBOUST et al. (2009); 3°) Lago di Cignana, GROPPO et al. (2009); 3b) REINECKE (1998); 5) MARTIN et al. (2008); 6) BOUSQUET (2008); 7-10) AGARD et al. (2001); 12) SCHWARTZ et al. (2000); 13) GROPPO & CASTELLI (2010); 14) VIGNAROLI et al. (2005); 15) RAVNA et al. (2010); 16) VITALE BROVARONE et al. (2011).

Figure tratte da ANGIBOUST et al. (2012).

In Valle d'Aosta la Zona Piemontese separa senza legami stratigrafici il ricoprimento pennidico del Gran Paradiso e del Monte Rosa dai *klippen* nordorientali austroalpini del Dent Blanche, Mont Mary, Mont Emilius e Pillonet. Il suo sviluppo verso oriente si riduce progressivamente, mentre verso sud, nelle Alpi Cozie, le ofioliti piemontesi si rinvenivano con grande estensione sovrapposte all'unità pennidica interna del Dora Maira e alle sequenze Brianzoni.

Nelle Alpi Occidentali le ofioliti registrano quindi la lunga storia evolutiva del bacino oceanico Ligure-Piemontese (OLP); dall'apertura nel Giurassico, alla subduzione nel tardo Cretaceo-Paleocene, fino all'esumazione nell'Eocene-Oligocene (DAL PIAZ *et al.*, 2003; BUTLER *et al.*, 2013).

La formazione dell'OLP può essere riassunta in quattro eventi principali dal Giurassico Medio al Triassico Inferiore (BALESTRO *et al.*, 2019): una prima fase (*evento magmatico principale*) con la messa in posto nel mantello litosferico di rocce ultrabasiche, come peridotiti e gabbri; una seconda di estensione ed esumazione delle rocce mantelliche (*evento tettonico principale*) con pervasiva serpentizzazione delle peridotiti; una terza caratterizzata da vulcanismo generalmente basaltico e infine una quarta rappresentata dalla deposizione di radiolariti e calcari al di sopra delle sequenze vulcaniche. A questa quarta fase segue un periodo di quiescenza tettonica e magmatica fino alla successiva chiusura dell'oceano. Sono state identificate tre principali sequenze tettonostratigrafiche nelle ofioliti delle Alpi Occidentali, che segnano significativi confini temporali nell'evoluzione prealpina dell'OLP. Queste sequenze includono: metaperidotiti serpentizzate del mantello superiore con rocce meta-intrusive da mafiche a felsiche, una successione metavulcanica e metasedimentaria sin-estensionale e una successione metasedimentaria post-estensionale.

L'apertura dell'OLP è principalmente testimoniata dalla presenza di rocce ultramafiche messe in posto in condizioni decompressionali e di alta T, relazionate al progressivo assottigliamento e rottura della litosfera accompagnata dalla risalita del mantello (MARTIN *et al.*, 1994; BALESTRO *et al.*, 2019). In particolare, la porzione inferiore delle ofioliti eclogitiche del Monviso documenta la presenza di un *oceanic core complex* paragonabile a quelli descritti nella moderna Dorsale Medio-Atlantica (FESTA *et al.*, 2015). La lenta apertura del bacino (*dorsali ad espansione lenta e ultra-*

lenta) determina la presenza di una *detachment fault* estensionale (*Baracun shear zone*) che permette l'esumazione del mantello litosferico durante le fasi iniziali dello sviluppo dell'OLP; tale unità è rappresentata da serpentiniti lherzolitiche intruse da gabbri datati a 163 ± 2 Ma (RUBATTO & HERMANN, 2003). L'età di cristallizzazione risulta consistente con datazioni su diverse intrusioni gabbriche nelle Alpi Occidentali, 164-165 Ma (RUBBATTO *et al.*, 1998; LI *et al.*, 2013; REBAY *et al.*, 2018) e sugli Appennini Settentrionali, 161 Ma (TRIBUZIO *et al.*, 2016). L'esumazione è accompagnata da episodi di deformazione sia duttile che fragile (TARTAROTTI *et al.*, 2017a), intensi processi di metasomatismo e alterazione idrotermale e processi metamorfici in facies anfibolitica (BALESTRO *et al.*, 2019). Le *detachment faults*, infatti, costituiscono delle vie ideali per l'infiltrazione di fluidi nella crosta inferiore e nel mantello superiore, innescando alterazioni idrotermali e processi di serpentizzazione (BOSCHI *et al.*, 2006).

La sequenza sedimentaria post-estensionale è rappresentata nelle ofioliti da quarziti, marmi e calcescisti i cui protoliti sono rispettivamente radiolariti, Calcari a Calpionella e Argille a Palombini e il Gruppo di Val Lavagna (PRINCIPI *et al.*, 2004; MARRONI & PANDOLFI, 2007; TARTAROTTI & MARTIN, 2013). La stessa successione, grazie alla quale si è effettuata la correlazione fra metasedimenti sopraofiolitici e i loro protoliti, affiora non metamorfosata in Appennino Settentrionale nelle Liguridi Interne (ELTER *et al.*, 2006). Questo modello stratigrafico sembra essere diffuso in tutta la porzione occidentale dell'OLP (PRINCIPI *et al.*, 2004).

La deposizione dei Calcari a Calpionella, avvenuta fra i 152 Ma e i 140 Ma, segna il termine dell'espansione attiva del fondale oceanico e marca l'inizio di un periodo di quiescenza tettonica; contemporaneamente sui margini continentali di Adria ed Europa, nonché nell'OLP, inizia la deposizione di sedimenti carbonatici e silicoclastici (PRINCIPI *et al.*, 2004). Il movimento della placca Adria verso quella Europea iniziato fra 93-86 Ma (FROITZHEIM *et al.*, 1994; KLEY & VOIGT, 2008) segna l'inizio della chiusura dell'OLP.

Nella Zona Piemontese delle Alpi Occidentali sono state individuate diverse unità sulla base della litostratigrafia e dell'evoluzione metamorfica che queste hanno subi-

to durante il processo di subduzione e successiva esumazione (MARTIN *et al.*, 1994; DAL PIAZ *et al.*, 2003; FESTA *et al.*, 2015; BALESTRO *et al.*, 2019). Tuttavia, se le condizioni P-T registrate dalle unità metaofiolitiche della Zona Piemontese siano uniformi o le rocce che le compongono abbiano subito diverse traiettorie di subduzione ed esumazione rimane una tematica ancora molto dibattuta (BELTRANDO *et al.*, 2010).

Una prima suddivisione delle ofioliti delle Alpi Nord-occidentali è stata data da BEARTH (1967), che distinse una Zona Zermatt-Saas in facies eclogitica e una Zona del Combin in facies scisti blu. Successivamente tale divisione venne estesa a tutto l'arco alpino occidentale. Con il termine ofioliti di tipo-Zermatt (o Zona Piemontese Interna) si intende un'unità eclogitica composta da abbondanti peridotiti di mantello serpentizzate con locali oficalciti e intrusioni di gabbri ricchi in Mg-Al e gabbri ricchi in Fe-Ti, trasformati in eclogiti. Le serpentiniti sono localmente ricoperte da basalti a *pillow* e/o coperture metasedimentarie mesozoiche date da quarziti a Mn, marmi impuri e calcescisti (BALESTRO *et al.* 2017; TARTAROTTI *et al.*, 2017a; 2021; LOCATELLI *et al.*, 2019). Questa unità rappresenta il basamento oceanico dell'OLP. Con ofioliti di tipo-Combin (o Zona Piemontese Esterna) si intende, invece, un'unità in facies scisti verdi con rari relitti in facies scisti blu, dominata da calcescisti spesso intercalati da strati mafici tabulari di origine vulcanica e rare scaglie ultramafiche. Le ofioliti di tipo-Combin sono interpretate come le coperture sedimentarie carbonatiche e terrigene che si sono deposte ai margini dell'OLP, sui margini continentali passivi.

Le unità di tipo-Combin e Zermatt affiorano, in Valle d'Aosta, sia a nord che a sud della faglia Aosta-Ranzola. A nord, si riconoscono chiaramente le caratteristiche stratigrafiche e metamorfiche distinte delle due unità, le quali risultano separate da una scaglia tettonica di copertura continentale permo-triassica, l'unità Pancherot-Cime Bianche. A sud della faglia, invece, la situazione è più complessa e caotica tanto che alcuni autori ipotizzano la presenza di una sequenza ofiolitica unicamente di tipo-Zermatt (BALLEVRE *et al.*, 1986).

Le condizioni P-T stimate per le ofioliti di tipo-Zermatt si attestano intorno ai 520-560°C e 23-25 kbar (varie località; ANGIBOUST *et al.*, 2009), 550-600°C e 25-30 kbar nelle Alpi svizzere (area di Pfulwe; BUCHER *et al.*, 2005), ~550° e 26-27 kbar

nel complesso ofiolitico del Monviso (GROPPO & CASTELLI, 2010; ANGIBOUST *et al.*, 2012; BALESTRO *et al.*, 2014; LOCATELLI *et al.*, 2018), 460-510°C e 25-29 kbar in Val di Susa (GHIGNONE *et al.*, 2020) e 590-605°C e >32kbar nell'unità di UHP di Cignana con il ritrovamento di coesite e piccoli diamanti (GROPPO *et al.* 2009). L'età del picco eclogitico è compresa fra i 70 Ma e i 45 Ma (RUBATTO *et al.*, 1998; AGARD *et al.*, 2002; RUBATTO & HERMANN, 2003; FEDERICO *et al.* 2005; WEBER *et al.*, 2015; REBAY *et al.*, 2018), mentre la riequilibrio in facies scisti verdi ha un'età compresa fra i 42 Ma e i 32 Ma (AMATO *et al.*, 1999; FEDERICO *et al.*, 2005; GOUZU *et al.*, 2016).

Per le unità tipo-Combin le condizioni P-T di picco sono fra 425-475°C e 12-13 kbar (CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002), ~500°C e 15 kbar (NEGRO *et al.*, 2013), 300-450°C e 12-20 kbar e 300-475°C e 8-14 kbar rispettivamente per le porzioni settentrionali e meridionali del complesso del Queyras (AGARD *et al.*, 2001; MICHARD *et al.*, 2003; TRICART & SCHWARTZ, 2006). La riequilibrio in scisti verdi è avvenuta a 250-450°C e 5-9 kbar (REDDY *et al.*, 1999; AGARD *et al.*, 2002). Le età stimate del picco metamorfico sono comprese fra i 57 Ma e i 38 Ma, mentre le età di retrocessione in scisti verdi sono di 39-35 Ma (REDDY *et al.*, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001; ROSENBAUM & LISTER, 2005).

RUBATTO & HERMANN (2001) hanno stimato la velocità di esumazione delle unità di alta pressione combinando le datazioni di picco metamorfico (~35 kbar) a 35 Ma e retrocessione (5-10 kbar) a 32 Ma di titaniti dell'unità del Dora Maira. Il tasso di esumazione ottenuto è di 3.4-1.5 cm/anno; si può quindi considerare che l'esumazione di unità di alta P avvenga molto rapidamente e sia un processo decisamente più rapido dell'erosione; ciò implica l'azione combinata di più variabili, sia in termini di spinta isostatica che tettonica (zone di taglio estensionali).

Le unità ofiolitiche di tipo-Combin e Zermatt, con una netta differenziazione paragenetica, si trovano molto spesso giustapposte. Secondo DAL PIAZ *et al.* (1972), all'inizio dell'evento tettonico di subduzione le unità più carbonatiche (tipo-Combin) che occupavano la zona più esterna del bacino si sarebbero scollate dal basamento cristallino e per gravità scivolate verso una porzione più interna, suddividendosi in piccole falde scollate e impilandosi fra loro. Mentre l'unità di tipo-Zermatt nel corso della

subduzione ha raggiunto condizioni eclogitiche, l'unità di tipo-Combin durante tutta l'evoluzione eoalpina è rimasta a livelli più "superficiali" non sufficienti per sviluppare paragenesi eclogitiche (Figura 4.2).

Secondo un recente studio (ANGIBOUST & GLODNY, 2020), nell'area del Monviso e di Rocciavre l'età di giustapposizione di tali unità si attesterebbe sui 38-35 Ma, in linea con i risultati ottenuti da diversi studi in tutta la catena alpina occidentale (REDDY *et al.*, 1999).

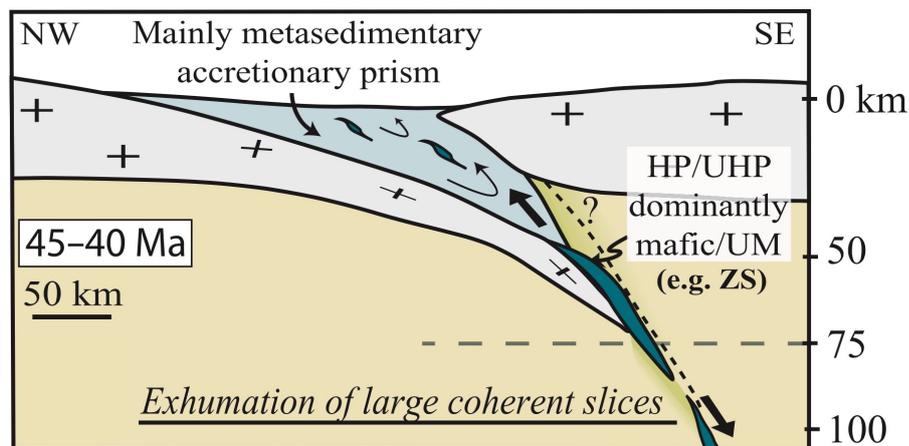


Figura 4.2 – Sezione schematizzata che illustra un possibile meccanismo di esumazione di grandi volumi di litosfera oceanica. Come si può notare l'unità di tipo-Combin, costituita prevalentemente da metasedimenti, occupa porzioni più superficiali nel prisma di accrezione; le unità tipo-Zermatt invece raggiungono profondità più significative, sviluppando paragenesi di HP o UHP. Tratto da ANGIBOUST *et al.* (2012).

Nelle Valli di Piamprato e Campiglia sono state distinte cinque unità tettoniche riferibili alla Zona Piemontese (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984).

Queste, in ordine strutturale dal basso verso l'altro sono:

- I. Unità Ofiolitica Inferiore;
- II. Unità a Scaglie Serpentinistiche;
- III. Unità Colle della Rosa-Dondena;
- IV. Unità del Monte Nero;
- V. Unità dei calcescisti del Monte Facciabella-Colle delle Barre.

Qui di seguito la descrizione dei caratteri principali di ciascuna unità.

- I. L'Unità Ofiolitica Inferiore, direttamente sovrascorsa sulla crosta continentale del Gran Paradiso, è costituita da metagabbri e metabasiti indifferenziate generalmente basaltiche. Tra i metagabbri prevalgono i termini più ricchi in Mg i quali, nella loro varietà più massiccia presentano ancora riconoscibili i siti occupati da pirosseni e plagioclasti magmatici sostituiti da anfiboli e zoisite pseudomorfici. Le varietà più evolute mostrano invece associazioni ad actinolite, albite, Fe-epidoto, clorite \pm fuchsite \pm carbonato con tessiture da fibroso-lamellari a scistose. All'interno di queste ultime varietà si rinvengono bande Fe-gabbriiche con la classica associazione eclogitica ad omfacite-granato-rutilo. Le metabasiti presentano grana fine e associazioni tipiche di facies scisti verdi ad actinolite, clorite, epidoto e albite con relitti di granato e anfibolo sodico. A queste vi si associano sottili e sporadiche sequenze metasedimentarie quali quarziti micaceo-granatifere ad anfibolo, calcescisti a minerali opachi, filladi a cloritoide e scisti quarzoso-cloritici ad albite ed epidoto. Questi paraderivati vengono interpretati come scaglie totalmente scollate di un'originaria copertura sopraofiolitica.
- II. L'unità a Scaglie Serpentiniche, sovrasta l'Unità Ofiolitica Inferiore ed è costituita da serpentiniti antigoritiche in corpi lenticolari con tessitura da massiccia, a scistoso-laminata, a milonitica. Le varietà più massicce contengono noduli di titanclinohumite, olivina e diopside. Nelle varietà più evolute invece si rinvengono livelli a scisti actinolitici, talcoscisti e scisti cloritici soprattutto in prossimità delle principali discontinuità tettoniche. Infine, alle serpentiniti si rinvengono associati dei metagabbri analoghi a quelli dell'Unità Inferiore ed eclogiti in sottili scaglie tettoniche.

- III. Nell'Unità Colle della Rosa-Dondena prevalgono calcescisti seguiti da prasiniti indifferenziate. I calcescisti, a dominanza largamente carbonatica, si presentano prevalentemente di color grigio-nocciola con tessitura massiccia dove la scistosità risulta tenue e discontinua, mentre le varietà meno carbonatiche si presentano color grigio-plumbeo e mostrano caratteri di tipo filladico con una scistosità più marcata e penetrativa. Il passaggio tra le differenti varietà più o meno filladiche è sempre graduale. Sono presenti anche subordinati scisti a granato e rare quarziti. Le intercalazioni stratoidi di metabasiti presentano struttura prasinitica e tipica associazione ad albite, clorite, epidoto e actinolite. Minori intercalazioni di gneiss albitici appaiono come una varietà prasinitica, caratterizzata da un colore sensibilmente più chiaro sulle classiche tonalità grigio-verdi e porfirblasti albitici dominanti. L'unità presenta caratteri metamorfici di facies scisti verdi e non si rinvengono relitti di alta pressione. Da notare il piccolissimo *klippe* rappresentato dagli ultimi 150 m della cima Rosa dei Banchi, costituito da filladi a granato e cloritoide riferibili alle associazioni eclogitiche dell'Unità del Monte Nero.
- IV. L'Unità del Monte Nero si presenta come un'intercalazione di dominanti metabasiti basaltiche, eclogiti e glaucofaniti granatifere seguite da serpentiniti antigoritiche, cloritoscisti, coperture sopraofiolitiche e metagabbri. Per quanto riguarda le coperture sopraofiolitiche sono descritte quarziti a granato manganesefero e piemontite, micascisti granatiferi a cloritoide e classici calcescisti in facies più carbonatiche e in altre più pelitiche. In generale, i relitti eclogitici sono diffusi, preservati all'interno di una paragenesi riequilibrata in facies scisti verdi e i caratteri litologici e metamorfici risultano analoghi a quelli dell'Unità Ofiolitica Inferiore apparendo quindi come una probabile duplicazione di questa.

- V. L'Unità del Monte Facciabella-Colle delle Barre rappresenta l'elemento ofiolitico sommitale interposto tra l'Unità del Monte Nero e la sovrastante Zona Sesia-Lanzo. Esso è costituito prevalentemente da calcescisti, da varietà a dominanza carbonatica a varietà più filladiche. Si associano poi intercalazioni di metabasiti prasinitiche, anfiboliti albitiche e metagabbri in facies scisti verdi, le quali mostrano caratteri litostratigrafici e metamorfici analoghi a quelli dell'unità Colle della Rosa-Dondena facendo supporre la comune evoluzione tettono-metamorfica.

4.3 LA ZONA SESIA-LANZO E IL LEMBO DEL SANTANEL

La Zona Sesia-Lanzo appare come un corpo allungato NE-SW che si estende per un centinaio di chilometri seguendo la linea del Canavese che la separa a est dalla zona di Ivrea-Verbanò. Verso ovest invece è bordata dalla Zona Piemontese e verso sud dal Massiccio di Lanzo.

La Zona Sesia-Lanzo rientra all'interno del Dominio Austroalpino occidentale insieme ai *klippen* esterni superiori non eclogitici (al tetto della Zona Piemontese), Etil-Dent Blanche, Mt. Mary, Pilonet e inferiori eclogitici (intercalati tettonicamente tra le ofioliti piemontesi), Mt. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Acque Rosse, Chatillon-St. Vincent e Grun. Essa rappresenta la porzione austroalpina più estesa ed è costituita da un basamento paleozoico continentale simile a quello di Ivrea e quello della Zona Strona-Ceneri, e caratterizzato da un metamorfismo pre-alpino in facies da anfibolitica a granulitica, a cui segue un evento metamorfico eo-alpino di alta pressione e bassa temperatura. Sulla base del grado metamorfico e delle associazioni litologiche, l'unità composita del Sesia è stata suddivisa in tre distinte porzioni: Complesso dei Micascisti Eclogitici, Seconda Zona Diorito-Kinzigitica (IIDK) e Complesso degli Gneiss Minuti; in ordine strutturale dal basso verso l'alto e da est verso ovest (COMPAGNONI *et al.*, 1977; POGNANTE, 1989). A queste si può aggiungere una quarta porzione rappresentata dall'unità di Rocca Canavese (POGNANTE, 1989), che si interpone fra il Complesso dei Micascisti Eclogitici e la Linea del Canavese. Tale unità è composta prevalentemente da scisti pre-alpini di medio-alto grado metamorfico, simili a quelli rinvenuti nella IIDK, cui si associano scaglie di serpentiniti lherzolitiche. L'impronta metamorfica alpina è avvenuta in facies scisti blu, anche se alcuni metagabbri a giadeite hanno fornito condizioni P-T di facies eclogitica (RODA *et al.*, 2018; 2020).

Il Complesso dei Micascisti Eclogiti è costituito da un basamento polimetamorfico che comprende paragneiss, minori metabasiti e marmi e numerose intrusioni granitoidi e gabbri di età Carbonifero-Permiana (RUBATTO *et al.*, 1998). Nella porzione centrale del complesso è presente una copertura sedimentaria mesozoica costituita da scisti carbonatici e quarziti manganeseifere (VENTURINI *et al.*, 1994).

L'impronta eclogitica è definita dalla tipica associazione omfacite+granato e da cristalli di giadeite ben preservati nei metagranitoidi (COMPAGNONI & MAFFEO, 1973).

La IIDK è rappresentata da lembi isolati di crosta profonda che affiorano in maniera discontinua fra il Complesso degli Gneiss Minuti quello dei Micascisti Eclogitici. È costituita prevalentemente da scaglie pre-alpine di micascisti a granato-sillimanite-biotite in facies anfibolitica con locale leucosoma migmatitico e minori anfiboliti, marmi e un ristretto corpo harzburgitico (DAL PIAZ *et al.*, 1971). L'impronta alpina in scisti blu è limitata alle porzioni più marginali delle scaglie tettoniche e nelle zone di *shear* (WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983).

Il Complesso degli Gneiss Minuti è costituito principalmente da strati leucocratici intercalati con strati più mafici ricchi di albite, mica bianca, clorite, epidoto e actinolite. In alcune zone della Valle d'Aosta le rocce leucocratiche sono rappresentate da ortogneiss di derivazione permiana con relativi dicchi aplitici intrusi in un basamento polimetamorfico scarsamente preservato. In altre zone, come la Valle dell'Orco o la zona più meridionale del Sesia, il Complesso degli Gneiss Minuti non mostra nessun carattere pre-alpino ed è attribuibile quindi al prodotto metamorfico alpino di sedimenti mesozoici, come meta-arcose o rari marmi, calcescisti e quarziti (POGNANTE, 1989; GASCO *et al.*, 2009; GASCO & GATTIGLIO, 2010). Rari relitti in facies scisti blu eoalpina sono stati rinvenuti nella porzione più orientale (SPALLA *et al.*, 1996).

In alta Val Soana le uniche porzioni austroalpine affioranti riguardano la porzione più occidentale del Sesia (Complesso degli Gneiss Minuti) e i micascisti eclogitici del Lembo del Santanel (MARCHI, 1983; BATTISTON *et al.*, 1984). Entrambe affiorano sul versante sinistro della valle di Piamprato; più in particolare, il Sesia affiora sulle alte creste mentre il Santanel si rinviene a quote inferiori. Quest'ultimo si presenta con un assetto strutturale articolato in due *klippen* costituiti da profonde sinformi all'interno di un'unità ofiolitica a impronta eclogitica (Unità del Monte Nero). Per quanto riguarda l'evoluzione metamorfica, pur essendo gli Gneiss Minuti della Zona Sesia-Lanzo e il Lembo del Santanel estremamente vicini tra loro, mostrano caratteri molto differenti che portano a presupporre traiettorie diversificate durante l'evento compressionale alpino (BATTISTON *et al.*, 1984). Infatti, nel primo caso le rocce mostrano una pervasiva impronta in facies scisti verdi (MARCHI, 1983; INGER *et al.*,

1996; GASCO *et al.*, 2009); nel secondo caso invece, le rocce mostrano delle tracce dell'evento eo-alpino eclogitico (BATTISTON *et al.*, 1984; BOCCHIO *et al.*, 2000). Per ciò che riguarda i litotipi affioranti della Zona Sesia-Lanzo nell'area di Piamprato sono descritti dominanti gneiss minuti albitico-fengitici talora a biotite e clorite, gneiss ad albite-clorite-epidoto e scarsa mica bianca e gneiss microcchiadini e occhiadini. I litotipi riferibili al Lembo del Santanel sono molto vari; dominano gneiss minuti albitico-fengitici e micascisti granatiferi ad albite, clorite, epidoto e relitti di glaucofane.

4.4 ASSETTO STRUTTURALE DELL'ALTA VAL SOANA

In alta Val Soana l'assetto strutturale è così disposto: alla base della sequenza affiora la Paradiso in contatto tettonico con la sovrastante Zona Piemontese di tipo-Zermatt; successivamente affiorano le ofioliti di tipo-Combin, sovrascorse dalla Zona Sesia-Lanzo (Complesso degli Gneiss Minuti). All'interno delle ofioliti di tipo-Zermatt si intercalano due scaglie austroalpine appartenenti al Lembo del Santanel. Tale assetto strutturale caratterizza tutto il margine orientale del Gran Paradiso dalla Val di Tesso alla Val Soana (Figura 4.3) (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984; GASCO *et al.*, 2009; GASCO & GATTIGLIO, 2011; ASSANELLI *et al.*, 2020). La Valle dell'Urtier, sul fianco settentrionale del Gran Paradiso, mostra invece una sequenza strutturalmente più complessa. Tra la Falda del Gran Paradiso a sud e l'Austroalpino a nord (Tour Ponton e Acque Rosse) affiorano il "Fasceaux de Cogne", l'Unità oceanica del Broillot e L'Unità di mélange di Bardoney (BELTRANDO *et al.*, 2008; LOPRIENO & ELLERO, 2014).

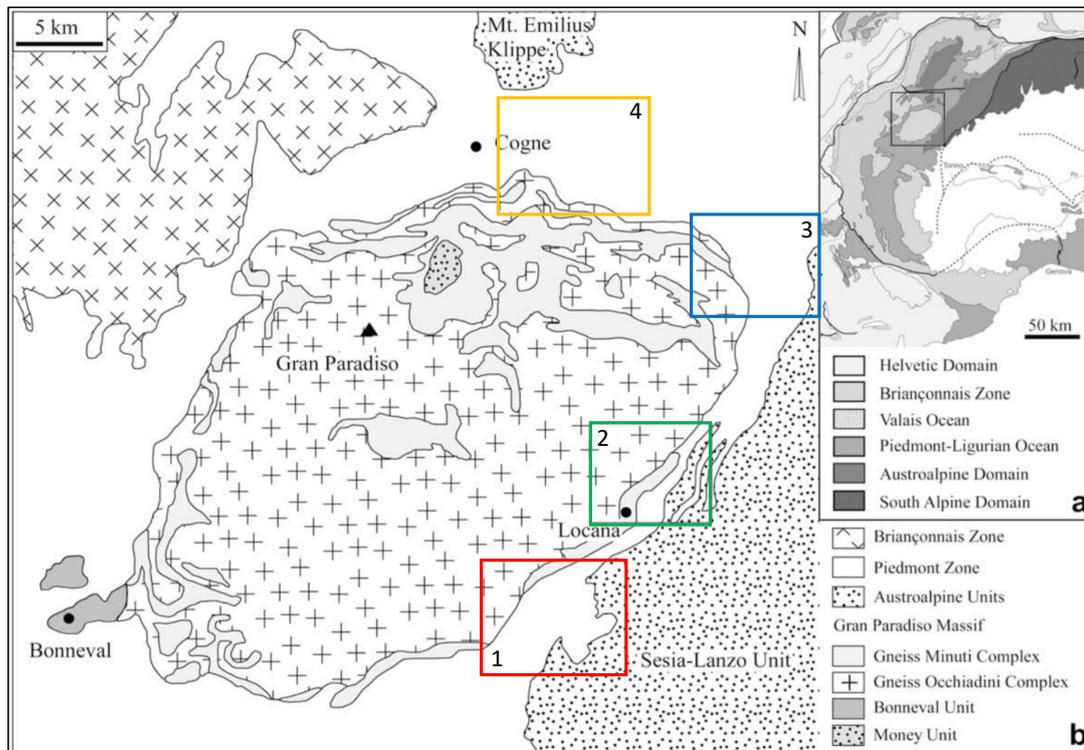


Figura 4.3 – I riquadri in figura si riferiscono alle aree studio di 1) ASSANELLI *et al.* (2020); 2) GASCO *et al.* (2009), GASCO & GATTIGLIO (2011); 3) BATTISTON *et al.* (1984), BENCIOLINI *et al.* (1984); 4) BELTRANDO *et al.* (2008), LOPRIENO & ELLERO (2014). Figura tratta da GASCO *et al.* (2009) e modificata.

In tutti i settori elencati si riconoscono tre fasi deformative principali: una D₁ (pre-D₁ per GASCO *et al.*, 2009) marcata da associazioni in facies eclogitica per il Gran Paradiso e lo Zermatt e in facies scisti blu per il Combin e Sesia-Lanzo; una D₂ di retrocessione (D₁ per GASCO *et al.*, 2009) in condizioni di media pressione da facies anfibolitica a scisti verdi e un'ultima fase post-D₂ tardiva in facies scisti verdi (BATTISTON *et al.*, 1984; LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; BELTRANDO *et al.*, 2008; GASCO *et al.*, 2009; LOPRIENO & ELLERO, 2014; ASSANELLI *et al.*, 2020). Tali deformazioni sono osservabili sia nelle rocce ad affinità oceanica che in quelle ad affinità continentale.

La fase D₁ è scistogena (S₁) e si manifesta alla mesoscala con pieghe isoclinali interne alle singole unità e alla microscala con pieghe isoclinali sradicate dalla successiva D₂, la quale tende inoltre a riorientare gli assi delle pieghe D₁ lungo la nuova scistosità S₂.

La D₂ sviluppa una scistosità (S₂) pervasiva a scala regionale, da sud a nord rispettivamente immergenti: verso NE (ASSANELLI *et al.*, 2020), verso SE (GASCO *et al.*, 2009), verso E (BATTISTON, 1983) e verso N (LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; BELTRANDO *et al.*, 2008; LOPRIENO & ELLERO, 2015) con inclinazioni variabili da 25° a 80°. La D₂ ripiega i contatti tettonici fra le unità, sviluppando pieghe da serrate a isoclinali, talvolta rovesciate, a tutte le scale.

La deformazione post-D₂ è costituita a sua volta da diverse fasi in riferimento ai vari modelli interpretativi di ciascun autore; in generale è condivisa l'idea che si tratti di una fase tardiva e non scistogena. Questa può produrre ampie pieghe aperte, pieghe a scatola, pieghe di tipo *chevron*, crenulazioni o locali ondulazioni, a seconda della collocazione geografica, del litotipo nel quale si sviluppa e della sua posizione strutturale.

Ai fini di questa tesi, è stata costruita una sezione geologica dell'alta Val Soana (*Figura 4.5*) in modo tale da ottenere una visione più immediata della disposizione delle unità e semplificare la comprensione dal punto di vista geologico-strutturale, integrando i lavori di BATTISTON *et al.* (1984), BENCIOLINI *et al.* (1984), LE BAYON & BALLÈVRE (2006), BELTRANDO *et al.* (2008), GASCO *et al.* (2009), GASCO & GATTIGLIO (2011), MANZOTTI *et al.* (2014), LOPRIENO & ELLERO (2014),

ASSANELLI *et al.* (2020). La sezione geologica è basata inoltre sui dati del rilevamento (1981/82) a scala 1:10.000 nelle valli di Piamprato e Campiglia svolto da BATTISTON, MARCHI, TARTAROTTI e BENCIOLINI e sui fogli geologici, a scala 1:100.000, 041 Gran Paradiso e 042 Ivrea. La sezione è un tentativo di interpretare, pur con numerosi limiti, la complicata geologia che interessa l'alta Val Soana; l'assetto proposto per la valle di Piamprato, infatti, non corrisponde probabilmente alla reale complessità strutturale che caratterizza l'area. In *Figura 4.4* è riportata la traccia della sezione geologica che si sviluppa da Monte Cavallo (A) a Monte Marzo (B), passando per la cima Rosa dei Banchi.

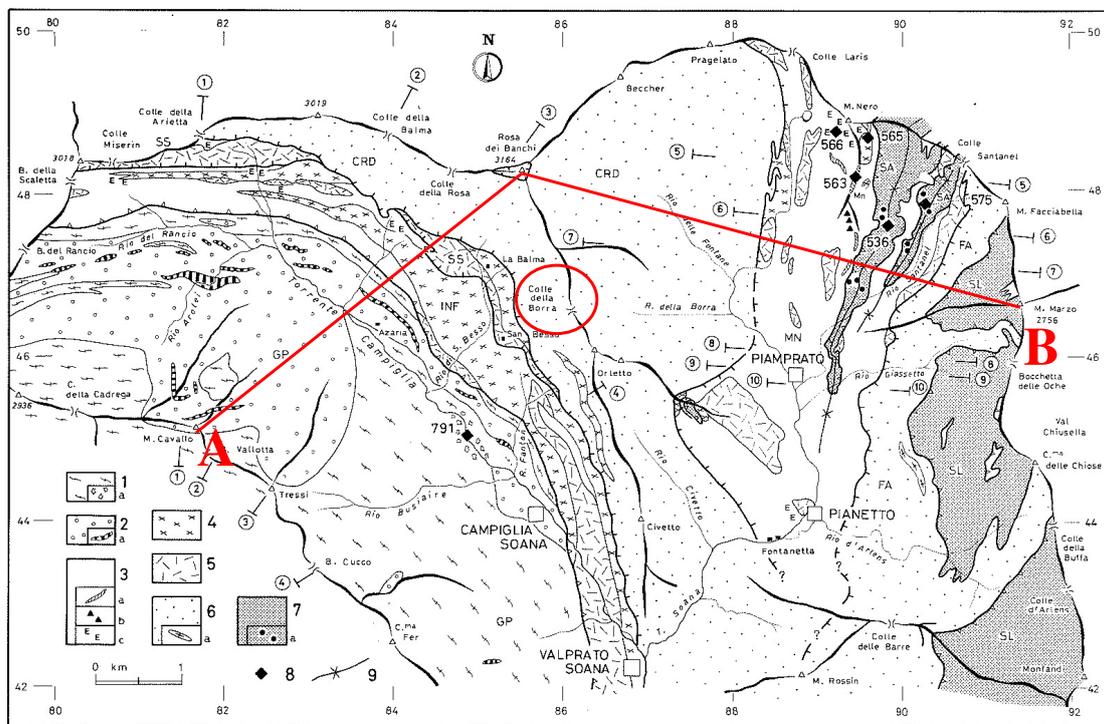


Fig. 2 - Schema geologico e strutturale dei valloni di Campiglia e Piamprato Soana, da un rilevamento inedito alla scala 1 : 10.000. A) *Falda pennidica del Gran Paradiso (GP)*: 1) gneiss occhiatini e locali metagraniti; 1a) breccie magmatiche; 2) parascisti: micascisti e gneiss minuti albitici; 2a) associate metabasiti con associazioni eclogitiche più o meno retrocesse; B) *Zona piemontese*: unità ofiolitica inferiore (INF), eclogitica; zona a scaglie serpentinitiche (SS), eclogitica; unità Colle della Rosa-Dondena (CRD), scisti verdi; unità del Monte Nero (MN), eclogitica; calcescisti del M. Facciabella-Colle delle Barre (FA), scisti verdi; litologie: 3) coperture sopra-ofiolitiche e metabasalti (dominanti); 3a) quarziti, localmente a piemontite e spessartina (Mn); 3b) glaucofaniti \pm a epidoto e carbonato con strutture a cuscini e brecciate; 3c) maggiori e meglio preservati corpi eclogitici, da basalti e Fe-gabbri; 4) metagabbri; 5) serpentiniti e locali cloritoscisti; 6) calcescisti con locali intercalazioni stratiformi di prasiniti, ovariditi e gneiss albitici; 7) metagabbri nei precedenti; C) *Unità austroalpine*: lembo del Santanel (SA) e Zona Sesia-Lanzo (SL); 7) cristallino pretriassico indifferenziato; 7a) relitti metamorfici prealpini nel Santanel; 8) ubicazione dei campioni analizzati; 9) strutture sinformali dei due lobi del Santanel. La traccia dei profili seriati di *fig. 3* è indicata con i numeri cerchiati.

Figura 4.4 - Carta geologica schematizzata delle valli di Campiglia e Piamprato tratta da BATTISTON *et al.* (1984). In rosso la traccia della sezione geologica realizzata. Cerchiata in rosso, la posizione del Colle della Borra, collocato dagli autori all'interno dell'unità ofiolitica Colle della Rosa-Dondena.

Nella valle di Campiglia il contatto tra il Gran Paradiso e l'Unità Ofiolitica Inferiore è stato rappresentato in sezione (*Figura 4.5*) netto e regolare così come i sovrascorrimenti tra le singole unità ofiolitiche (BATTISTON *et al.*, 1984). Nella contigua valle di Piamprato invece, la ricostruzione dell'assetto strutturale nell'appilamento delle unità risulta complicata a causa di numerose pieghe e duplicazioni. Qui i contatti tettonici tra le unità subiscono delle deformazioni dettate dalla presenza di un sistema di sinformi e antiformali chilometriche, serrate, rovesciate e immergenti ad est, riferite alla fase D₂. Queste postdatano le pieghe isoclinali (S₁) situate all'interno delle singole unità tettoniche. Le pieghe sinformi e antiformali della S₂ sono infine interessate da pieghe aperte tardive (post-D₂).

Per quanto riguarda l'evoluzione dell'appilamento delle unità nella valle di Piamprato si possono distinguere due coppie di unità tettoniche ad impronta eoalpina eclogitica ciascuna caratterizzata dalla giustapposizione di una porzione continentale e di una oceanica, accoppiate in una fase precoce dell'evoluzione compressionale (pre-D₂). La prima coppia comprende la Falda Pennidica del Gran Paradiso e l'Unità Ofiolitica Inferiore insieme all'Unità a Scaglie Serpentiniche; la seconda comprende il Lembo del Santanel e l'Unità ofiolitica del Monte Nero. Le due coppie sono separate dall'Unità, scollata, Colle della Rosa-Dondena, descritta in facies scisti verdi (BATTISTON *et al.*, 1984). La pila viene sovrascorsa da una coppia sommitale ad impronta scisti verdi costituita anch'essa da una porzione continentale e una oceanica, quali la Zona Sesia-Lanzo e l'Unità del Monte Facciabella-Colle delle Barre. Data la presenza di unità eclogitiche alternate ad unità non eclogitiche, lo sviluppo della pila di unità è il risultato di un forte raccorciamento crostale durante l'evento collisionale (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984) e la diversa storia metamorfica dimostra che esse hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale avvenuto in facies scisti verdi (D₂).

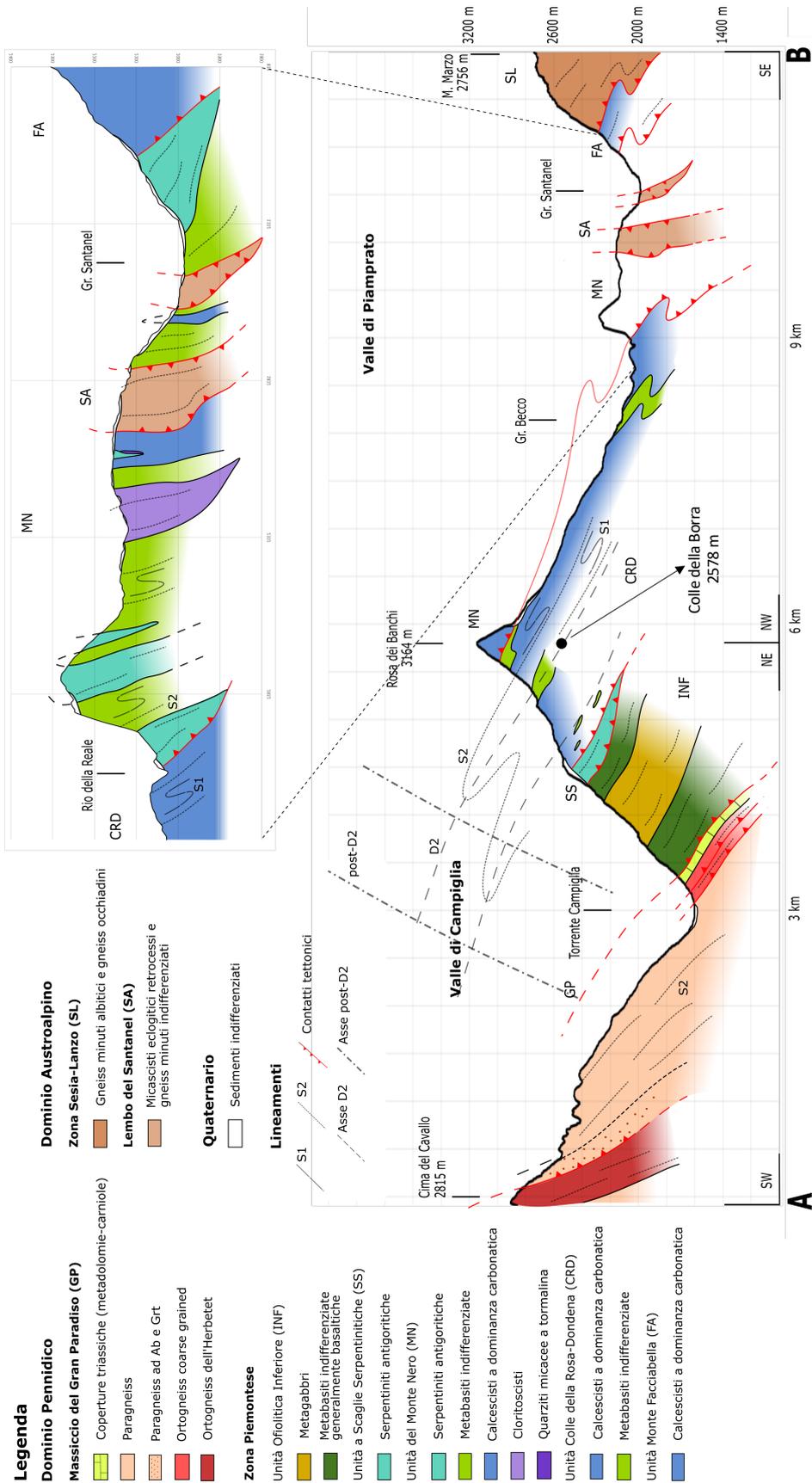


Figura 4.5 – Sezione geologica informatizzata e legenda. Colle della Borra non si posiziona lungo la traccia ma, come si può notare in Figura 4.4, si posiziona lungo la cresta che dalla cima Rosa dei Banchi si sviluppa verso sud.

5. EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA SEQUENZA OFIOLITICA DEL COLLE DELLA BORRA

La sequenza ofiolitica del Colle della Borra (*Figura 5.1*) è costituita da abbondanti calcescisti con intercalazioni di metabasiti, micascisti, cloritoscisti, quarziti, marmi e un singolo livello di metagabbri metasomatici. Qui di seguito si riportano i caratteri essenziali relativi all'evoluzione metamorfica della sequenza ofiolitica, dettagliatamente caratterizzata nella tesi della collega Alessia Modesti.

I litotipi diagnostici per la ricostruzione qualitativa dell'evoluzione metamorfica sono i micascisti e i calcescisti, i quali risultano gli unici litotipi che conservano microstrutture e paragenesi di alta pressione.

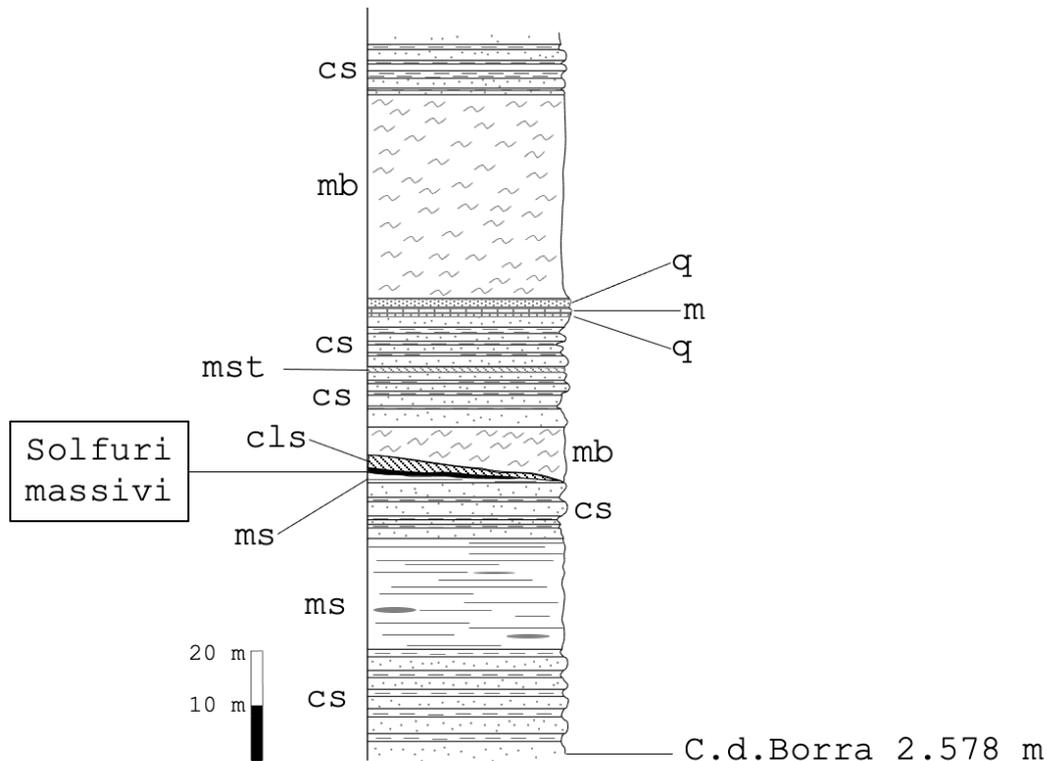


Figura 5.1 - Colonna stratigrafica della sequenza ofiolitica del Colle della Borra. cs: calcescisti; ms: micascisti a Grt-Cld; cls: cloritoscisti; mb: metabasiti; mst: metagabbri metasomatici; q: quarziti; m: marmi. Il sottile livello in nero rappresenta la mineralizzazione a solfuri massivi.

Tra i micascisti si rinvencono varietà a granato + cloritoide e a granato + titanite. La scistosità principale piano-parallela (S_2) marca domini in cui è preservata la scisto-

sità relitta (S_1) relativa all'evoluzione progradata. La S_1 nei micascisti si sviluppa in pieghe isoclinali sradicate; queste sono marcate da fengite e cloritoide nella varietà a Grt-Cld e da sola fengite nella varietà a Grt-Tit. In entrambi i casi la paragenesi progradata include, oltre che le fasi già citate, anche quarzo, clorite, il nucleo dei granati e titanite (solo per la varietà a Grt-Tit). Il granato mostra significative zonature dalla porzione più interna verso i bordi del porfiroblasto, in particolare la componente spessartina (particolarmente ricca, fino a ~38%) tende a decrescere significativamente, in favore delle componenti almandino, piropo e grossularia. Oltre alla zonatura chimica, i granati conservano al nucleo una vecchia scistosità. L'elevata concentrazione di Mn al nucleo di questi granati ricorda l'arricchimento a Mn nelle quarziti rinvenute in varie località delle Alpi Occidentali; arricchimento attribuibile ad attività idrotermale (vedi paragrafo 2.1). Nei calcescisti, la S_2 marca dei domini in cui fengite e titanite definiscono la S_1 . L'evoluzione progradata è anche caratterizzata dalla formazione di lawsonite, documentata dalla presenza siti a losanga molto deformati e completamente sostituiti da epidoto e mica bianca pseudomorfi. La presenza di abbondanti relitti di lawsonite nei calcescisti suggerisce, inoltre, un intenso metasomatismo a Ca sviluppatosi durante l'evoluzione progradata lungo il canale di subduzione.

La S_2 risulta pervasiva in tutta la sequenza ed è stata attribuita ad una fase deformativa duratura che ha iniziato a svilupparsi in corrispondenza del picco metamorfico ed è proseguita poi durante tutta l'evoluzione di retrocessione. La paragenesi di picco metamorfico nei micascisti a Grt-Cld è data da Grt + Cld + Ph + Rt + Chl + Qz. La presenza di rutilo e i bordi dei granati, ricchi in componente almandino, piropo e grossularia indicano il raggiungimento del picco metamorfico. Analoga interpretazione è stata sviluppata per i granati dei micascisti a Grt-Tit in cui la paragenesi di picco metamorfico è data da Grt + Rt + Ph + Ep + Chl + Qz. Nei calcescisti la paragenesi di picco è data da Ph + Zo + Rt + Chl + Qz + Ep. Zoisite e fengite rappresentano gli pseudomorfi su lawsonite sviluppatisi a seguito dell'evento di deidratazione avvenuto durante l'incremento delle condizioni metamorfiche. Il picco metamorfico è stato stimato qualitativamente in facies eclogitica (MODESTI, 2021) sulla base del confronto con analoghe paragenesi in micascisti a Grt-Cld descritti in letteratura lungo le Alpi

Occidentali (LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; BELTRANDO *et al.*, 2008; GASCO *et al.*, 2011; ANGIBOUST *et al.*, 2012; GHIGNONE *et al.*, 2020).

In tutti i litotipi menzionati l'impronta di retrocessione, impostata sulla S_2 , è scarsamente sviluppata e testimoniata da rara albite, paragonite e dalla trasformazione degli pseudomorfi zoisite e fengite (su Lws) in Fe-epidoti e paragonite. Nelle metabasiti invece l'impronta di retrocessione è pervasiva e sviluppa i tipici minerali di facies scisti verdi, come actinolite, epidoto e albite.

Blande ondulazioni e crenulazioni sovrimposte alla S_2 sono associate ad una fase deformativa tardiva non scistogena.

6. LA MINERALIZZAZIONE DEL COLLE DELLA BORRA

6.1 UBICAZIONE

In prossimità del Colle della Borra si possono ancor oggi rinvenire le brevi gallerie estrattive e la discarica mineraria distante pochi metri dai ruderi dei vecchi impianti, attivi all'incirca nella prima metà del '900.

Nonostante il giacimento sia ormai esaurito, dalla posizione delle gallerie si può dedurre come la mineralizzazione si impostasse all'interfaccia tra micascisti a granato-cloritoide e una banda milonitica spessa circa 1 m di cloritoscisti (*Figura 6.1, Figura 6.2*).

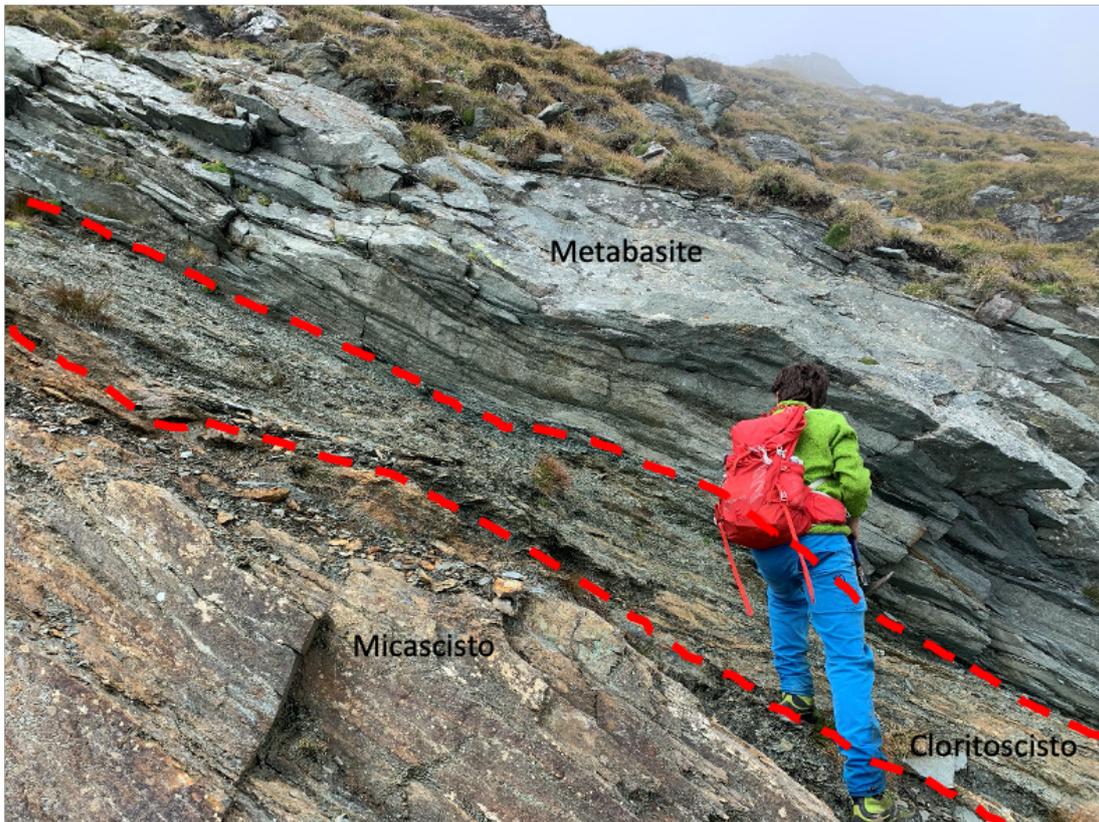


Figura 6.1 – Successione affiorante al Colle della Borra in prossimità della mineralizzazione a solfuri. Dal basso verso l'alto: micascisti a Grt-Cld, cloritoscisti milonitici e metabasiti. Distanti pochi metri si trova una delle gallerie estrattive (Figura 6.2) posizionata all'interfaccia tra micascisti e cloritoscisti.

L'assetto generale della sequenza rappresenta con ogni probabilità una successione rovesciata; a tetto della mineralizzazione troviamo rocce basiche che rappresentavano verosimilmente il substrato del deposito a solfuri massivi, mentre a letto troviamo coperture metasedimentarie (micascisti e calcescisti) che rappresentavano i sedimenti soprafiolitici originariamente a tetto.



Figura 6.2 – Il contatto tra micascisti a Grt-Cld sotto e cloritoscisti sopra, fotografato in corrispondenza dell'entrata di una vecchia galleria estrattiva. All'interfaccia si impostava la mineralizzazione.

Altre evidenze della presenza di mineralizzazione si sono osservate lungo la cresta di rocce che fiancheggia il sentiero che sale al Colle. Infatti, in un primo sito si è notata macroscopicamente la presenza disseminata di solfuri in metabasiti dall'aspetto molto scuro. In un altro sito, sempre lungo la cresta, la presenza di evidenti attività di prospezione e la presenza di tipiche patine a carbonati di rame fanno presupporre una limitata presenza di mineralizzazioni cuprifere al contatto tra micascisti e metabasiti a granato. Tuttavia, non si sono rinvenuti campioni mineralizzati a solfuri.

6.2 DESCRIZIONE DELLA MINERALIZZAZIONE MASSIVA

Vista l'assenza di mineralizzazione ancora in posto, tutte le rocce campionate provengono dalla discarica della miniera nei pressi dei ruderi dei vecchi impianti di estrazione. I campioni studiati al microscopio ottico in luce riflessa hanno evidenziato generalmente caratteristiche simili, sia dal punto di vista delle fasi minerali presenti che per quanto riguarda i caratteri microstrutturali; non manca tuttavia qualche eccezione. Tutte le rocce mineralizzate sono caratterizzate da un'intensa ricristallizzazione metamorfica, come si può dedurre dalle porzioni massive allotriomorfe di calcopirite e pirrotina e dagli abbondanti cristalli idiomorfi di pirite. Per definire al meglio le caratteristiche osservate, si è scelto di raggruppare i campioni in tre classi distinte tenendo in considerazione l'abbondanza dei minerali e gli aspetti microstrutturali della mineralizzazione e delle singole fasi. In tutti i campioni, la pirite, la calcopirite, la pirrotina e la sfalerite sono le fasi più abbondanti, anche se in proporzioni differenti (*Figura 6.3*). Vi è poi una sezione particolare, non collocabile in nessuna delle classi create, che è stata descritta singolarmente.

A. Pirite dominante o particolarmente abbondante (SO01, SO02, SO06, SO09).

Al microscopio la mineralizzazione si presenta priva di foliazioni e la scistosità è segnata unicamente dai silicati; eccezionalmente solo la pirrotina sembra seguire cautamente tale scistosità. La sezione SO01 e SO02 mostrano una componente mineralizzata decisamente inferiore rispetto alle altre due sezioni; in particolare, la mineralizzazione nella prima sezione è costituita per il 90% da pirite immersa nella ganga silicatica.

La pirite si dispone omogeneamente all'interno delle rocce e si rinviene associata sia ad altri solfuri come calcopirite e pirrotina, che alla ganga silicatica. I cristalli variano in dimensioni così come variabili sono le morfologie, da idiomorfe, spesso cubiche, a cristalli meno regolari, fino a tondeggianti. In alcuni casi i bordi appaiono parzialmente riassorbiti e i cristalli presentano diverse fratture risanate da calcopirite e silicati. Le numerose fratture si possono imputare prevalentemente alle molteplici colli-

sioni fra i grani di pirite; spesso, infatti, si notano più granuli a contatto tra loro. Nelle rocce vi sono poi delle zone in cui la pirite si presenta finemente cataclasata (*Figura 6.4*). L'abbondanza delle inclusioni varia da cristalli in cui esse sono pressoché assenti ad altri dove sono abbondanti e spesso polifasiche; le più frequenti sono costituite da silicati, calcopirite e sfalerite, seguite da pirrotina e oro. Le inclusioni talvolta definiscono *patterns* concentrici, concordi con la morfologia euedrale del cristallo, altre volte invece circolari, in contrasto con tale morfologia. In entrambi i casi non vi sono dubbi che le inclusioni definiscano diversi stadi di crescita del cristallo che progressivamente include cristalli della matrice nella quale si sviluppa. Per quanto riguarda i *patterns* circolari, CRAIG & VOKES (1993) propongono un meccanismo di rotazione del cristallo all'interno della matrice durante la sua crescita. In alcuni individui si rinvengono micro-inclusioni difficilmente risolvibili al microscopio.

Sia associati alla matrice silicatica che ad altre fasi a solfuri, si rinvengono aggregati di pirite a grana fine, con cristalli di dimensioni da 100 μm a minori di 20 μm . Nella porzione più interna di tali aggregati non si distinguono i singoli grani, mentre alla periferia si nota la morfologia euedrale di ciascun individuo (*Figura 6.5*). Negli interstizi tra i minuti grani sono presenti generalmente calcopirite e silicati. Questi aggregati risultano particolarmente interessanti nel tentativo di determinare l'origine primaria del giacimento. A tal fine è stata ottenuta una mappa EBSD che verrà discussa nel paragrafo 8.1.

La calcopirite e la pirrotina si presentano allotriomorfe; in alcune porzioni di roccia la calcopirite è dominante sulla pirrotina, in altre zone viceversa e in altre ancora esse coesistono in pari misura.

Subordinatamente è presente sfalerite associata a pirite e calcopirite. Nella ganga silicatica, si rinvengono poi delle lamelle di ilmenite pseudomorfa che permettono di riconoscere molto bene la morfologia a losanga di cristalli sostituiti. Tali siti sono riferibili a ex cristalli di titanite del tutto simili a quelli rinvenuti nei cloritoscisti al tetto della mineralizzazione (MODESTI, 2021). Nei siti di ex titanite di maggiori dimensioni (2-3 mm), oltre a ilmenite, sono presenti altre fasi di sostituzione quali pirite, calcopirite e sfalerite (*Figura 6.6*). In quantità accessoria è presente covellina e piccoli granuli di oro nativo associati a calcopirite.

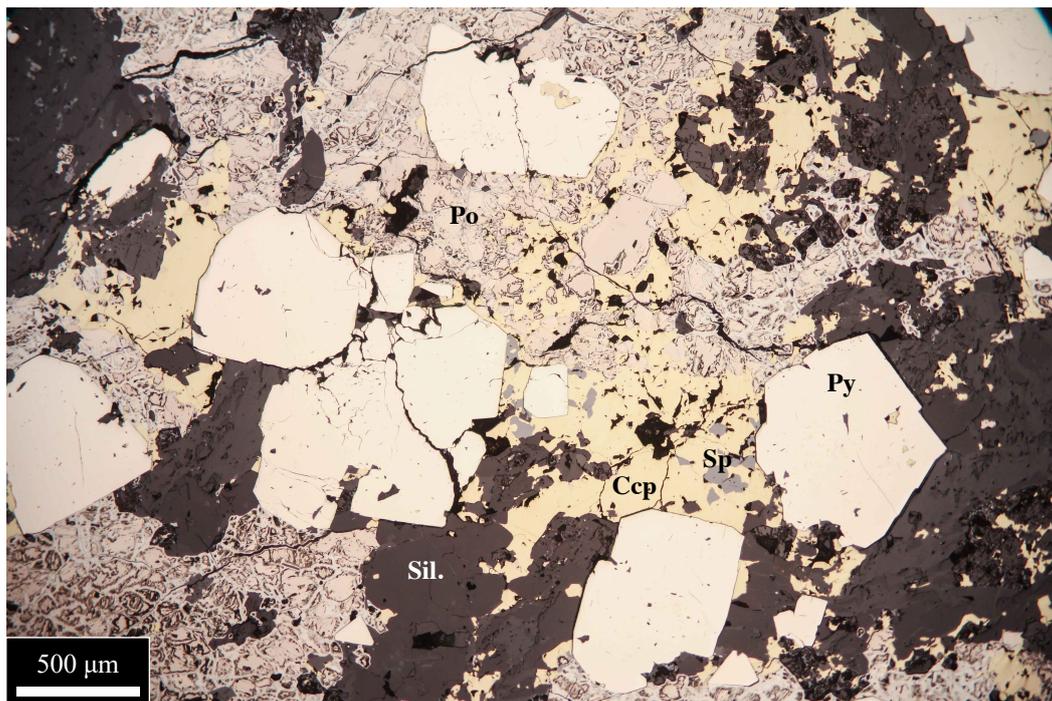


Figura 6.3 – Microfotografia in luce riflessa di un tipico campione mineralizzato. Si possono vedere le principali fasi presenti: la pirite (Py) di colore bianco in individui dalla morfologia variabile; la calcopirite (Ccp) di colore giallo; la pirrotina (Po) di color grigio-rosato e la sfalerite (Sp) grigia. La ganga silicatica (Sil.) è rappresentata dalle porzioni grigio scuro scarsamente riflettenti. Sezione SO02.

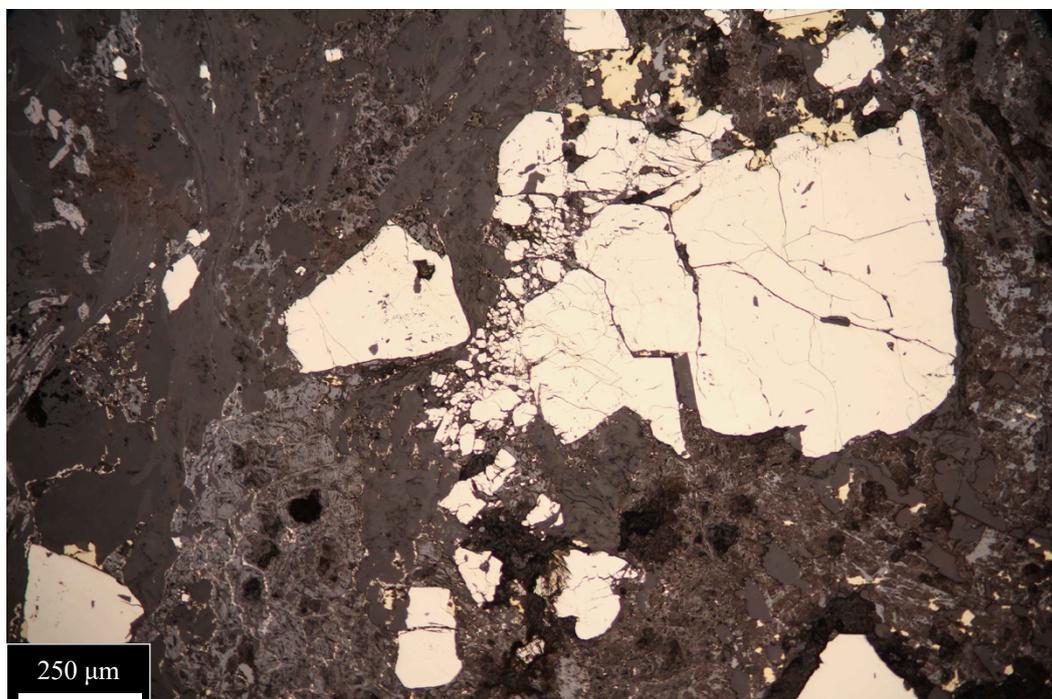


Figura 6.4 – Microfotografia in luce riflessa nella quale si può apprezzare il carattere cataclastico della pirite e l'abbondanza della ganga silicatica della sezione SO01.

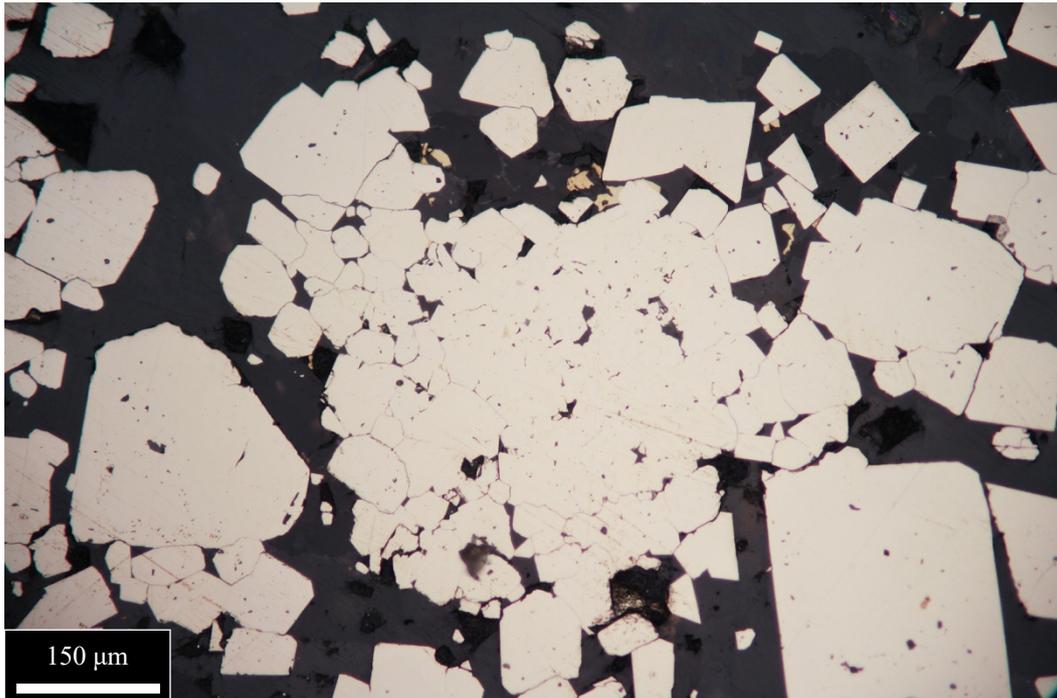


Figura 6.5 – Microfotografia a luce riflessa di un aggregato di pirite a grana fine, associato a pirite idiomorfa più grossolana. Sezione SO09.

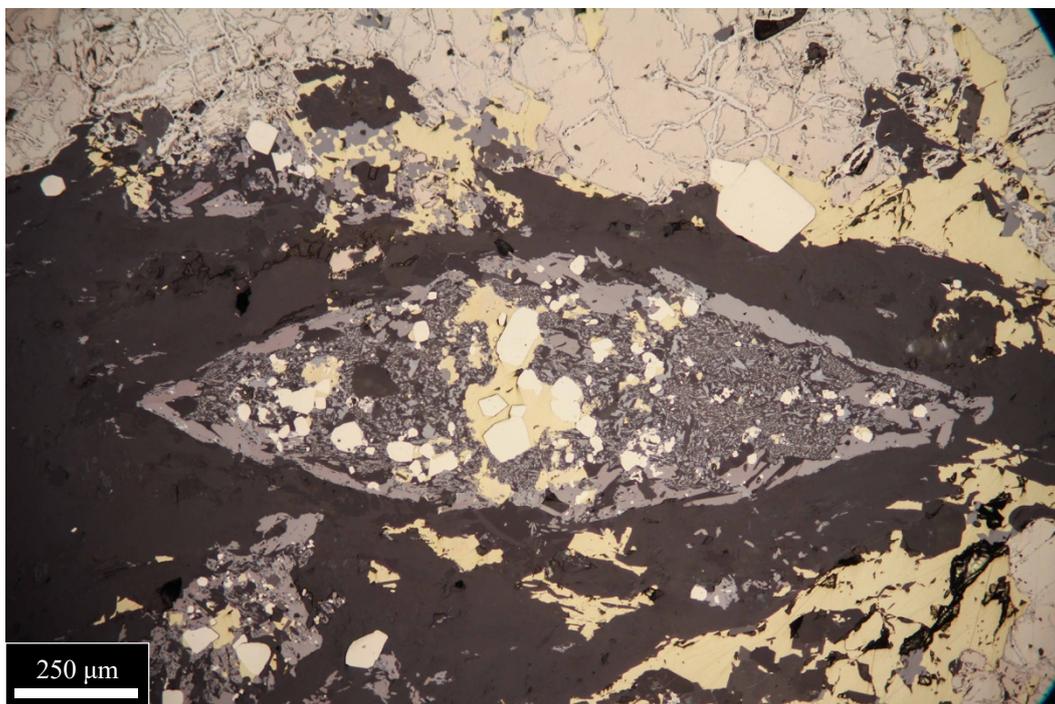


Figura 6.6 – Microfotografia a luce riflessa di un ex cristallo di titanite completamente sostituito da ilmenite, pirite, calcopirite e sfalerite. È ben riconoscibile la morfologia a losanga tipica della titanite. Sezione SO06.

B. Pirrotina dominante (SO03, SO12, SO27)

La mineralizzazione è composta prevalentemente da pirrotina, nella quale la ganga silicatica si sviluppa in lenti e bande di dimensioni variabili (fino a millimetriche) trasposte lungo una evidente scistosità, a volte caotica e ripiegata, specialmente nella sezione SO03 (*Figura 6.7*).

La pirrotina, allotriomorfa, appare relativamente massiccia; alcuni granuli mostrano un leggero stiramento concorde con la scistosità ben evidente dalla ganga. In quantità minore sono presenti calcopirite, sfalerite e pirite.

La pirite si rinviene di norma in rari cristalli euedrali con le comuni inclusioni silicatiche e di calcopirite. La sezione SO12 si distingue per la presenza di pirite allotriomorfa (*Figura 6.8*), carattere molto interessante che verrà discusso in seguito nella parte di lavoro dedicata al riconoscimento delle microstrutture primarie relitte (capitolo 8). Tale pirite si rinviene sia dispersa nella pirrotina che nella ganga silicatica e si caratterizza per le numerosissime inclusioni per lo più silicatiche, spesso di dimensioni minute non risolvibili al microscopio. La sezione SO27 è invece caratterizzata dalla presenza di pirite in minuti e minutissimi cristalli (da 10-20 μm a circa 100 μm) dispersi nella calcopirite, nella pirrotina e in minor misura nella ganga silicatica (*Figura 6.9*). Spesso i piccoli cristalli si aggregano a formare delle bande che appaiono concordi con la scistosità della ganga silicatica; qui alcuni individui hanno morfologia euedrale, altri presentano bordi arrotondati e altri ancora sono completamente irregolari. Sempre nella sezione SO27 si segnala un individuo dall'aspetto allotriomorfo del tutto simile alle pirite rinvenute nella sezione SO12.

La calcopirite, allotriomorfa, è generalmente presente in quantità subordinata, anche se in alcune porzioni risulta particolarmente abbondante.

Come nei campioni descritti precedentemente, nella ganga sono presenti siti a losanga di ex titanite completamente sostituiti da aggregati di lamelle di ilmenite. A differenza però dei primi, qui, è presente abbondante pirrotina mentre la calcopirite e la pirite sono presenti in quantità molto minori. In quantità accessoria si rinvencono minuti granuli di oro nativo e, nella sezione SO03, un cristallo di marcasite associato a pirrotina.

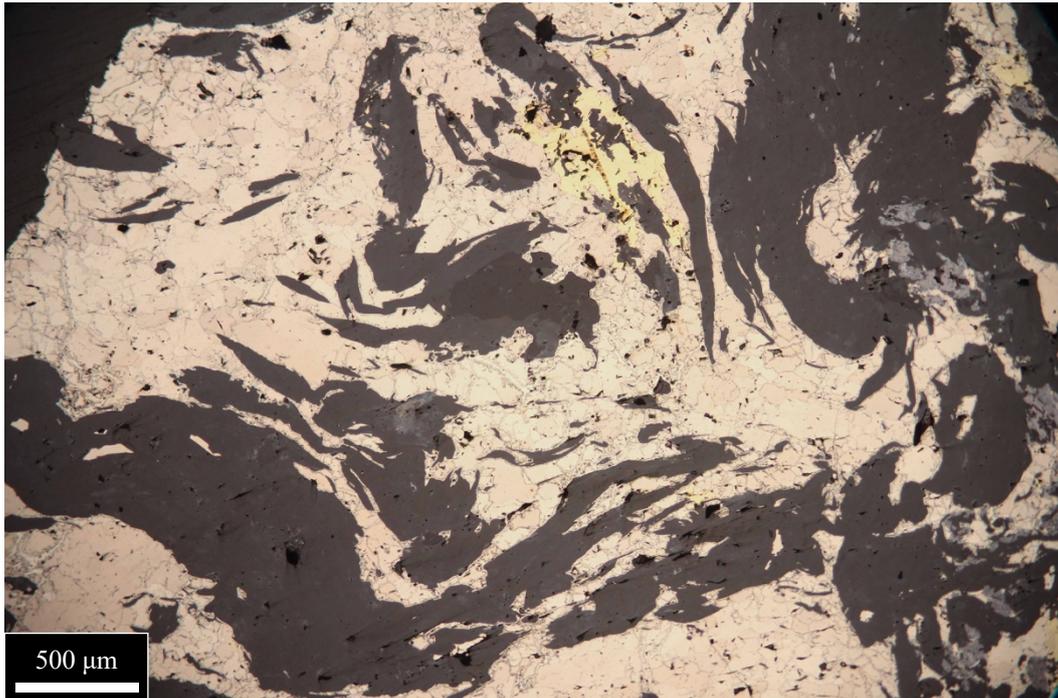


Figura 6.7 – Microfotografia in luce riflessa che mostra la marcata struttura caotica definita da silicati fortemente deformati da una scistosità ripiegata nella matrice di pirrotina. Sezione SO03

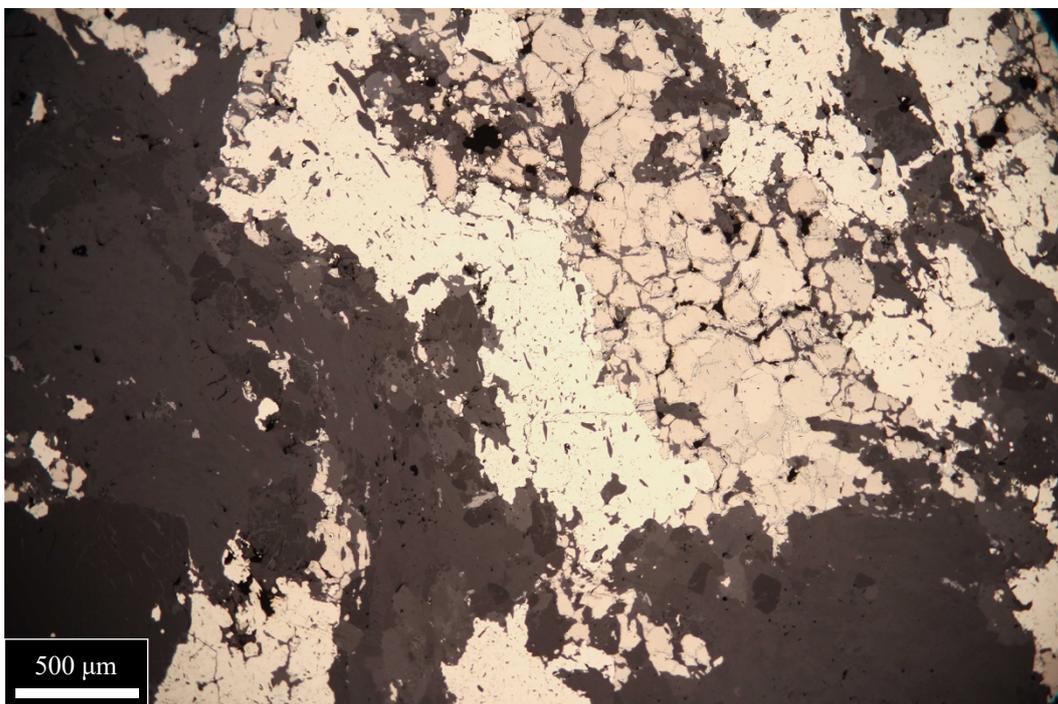


Figura 6.8 – Microfotografia in luce riflessa nella quale viene mostrata la morfologia allotriomorfa della pirite caratteristica della sezione SO12.

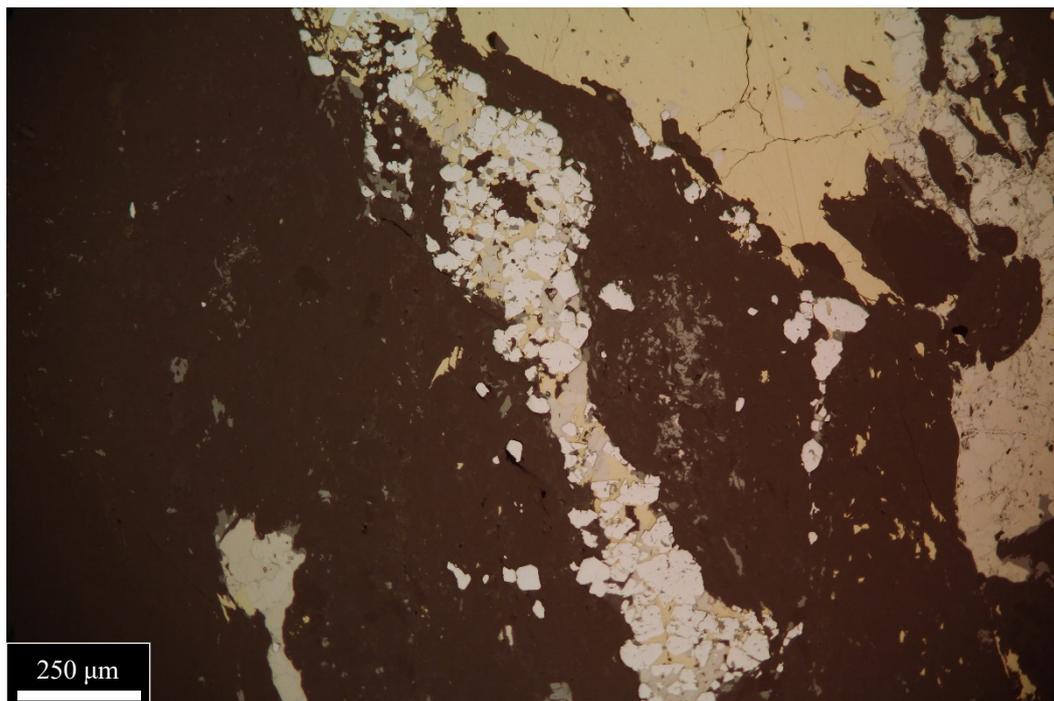


Figura 6.9 – Microfotografia a luce riflessa degli aggregati caratteristici della sezione SO27 composti da minuti cristalli di pirite.

C. Calcopirite dominante e pirrotina abbondante (SO05, SO08, SO10, SO25)

Le rocce si presentano massicce, prive di foliazioni. La fase dominante è la calcopirite, tuttavia anche la pirrotina risulta essere particolare abbondante.

La calcopirite si presenta allotriomorfa e spesso forma estese concentrazioni nella roccia, fino a diversi centimetri. In particolare, nella sezione SO05, associata ad una lente quarzosa, la calcopirite rappresenta la quasi totalità dei solfuri presenti nella roccia.

La pirrotina è abbondante e allotriomorfa, e in alcune porzioni di roccia appare dominante sulla calcopirite.

La pirite si rinviene in cristalli di dimensioni abbastanza variabili, fino a millimetriche; le morfologie sono tendenzialmente arrotondate (*Figura 6.10*) con alcuni cristalli che mostrano bordi sostituiti da sfalerite (*Figura 6.11*). Le inclusioni sono ab-

bondanti, sia con dimensioni apprezzabili (fino a 100 μm) che come micro-inclusioni, le quali definiscono *patterns* interni concentrici paralleli ai bordi dei cristalli. Le inclusioni più grandi sono spesso polifasiche e costituite da silicati, calcopirite, pirrotina e sfalerite. La pirite si rinviene sia immersa negli altri solfuri che nei silicati. In questo ultimo caso i cristalli appaiono di dimensioni più ridotte e privi di inclusi.

La sfalerite, in quantità decisamente inferiore, è dispersa omogeneamente in tutte le rocce.

Anche qui, sono presenti piccoli granuli di oro nativo e relitti di titanite sostituita da ilmenite, sfalerite, calcopirite e pirite. Nella sezione SO05, in seguito ad analisi EDS al SEM, è stata rinvenuta Co-pentlandite in due minuti cristalli associati a pirite.

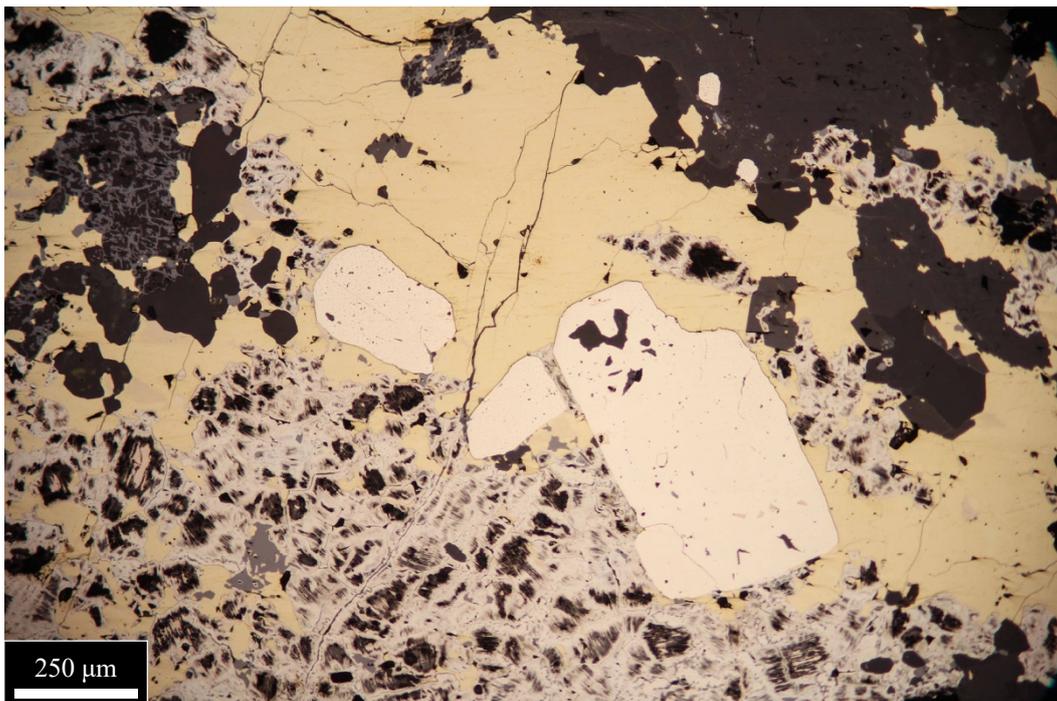


Figura 6.10 – Microfotografia in luce riflessa di cristalli di pirite dai bordi arrotondati associati a calcopirite e pirrotina. La pirrotina qui sviluppa tipiche strutture di alterazione di tipo bird's eye. Sezione SO08.

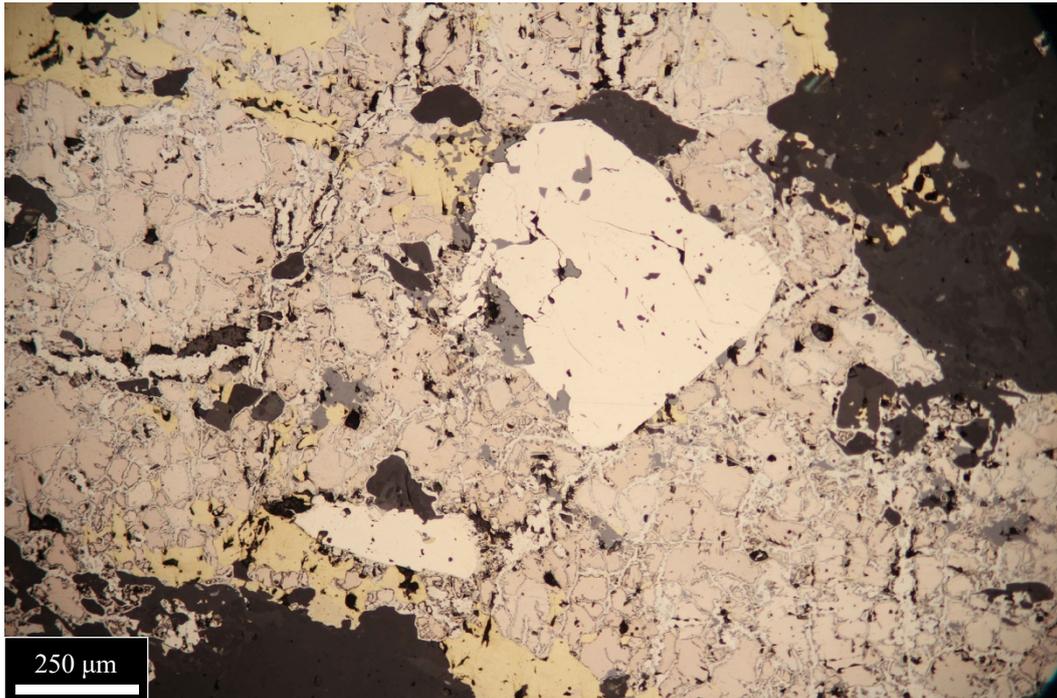


Figura 6.11 – Microfotografia in luce riflessa di cristalli di pirite con bordi parzialmente riassorbiti. Si noti come la sfalerite tenda a riempire i bordi sfrangiati della pirite. Sezione SO08.

D. Sezione particolare con mineralizzazione foliata (SO07)

La sezione SO07, molto interessante, necessita di una descrizione a sé in quanto non è possibile collocarla all'interno delle tre precedenti classi. Nonostante presenti le medesime fasi mineralogiche, mostra caratteristiche tessiturali differenti da tutte le altre rocce esaminate. Infatti, in questo campione la mineralizzazione è caratterizzata da una foliazione piano parallela ben evidente con locali e blande ondulazioni (*Figura 6.12*). Tale foliazione è messa in evidenza dalla minuta granulometria di pirrotina, calcopirite e sfalerite, altro carattere che differenzia questo campione da quelli precedentemente descritti. Il significato della marcata foliazione che caratterizza questa roccia verrà discusso in seguito (paragrafo 7.2) tentando di associare tali foliazioni agli eventi deformativi propri della sequenza ofiolitica affiorante al Colle della Borra.

I solfuri già citati rappresentano la matrice della roccia nella quale sono presenti porfiroblasti di pirite e di silicati.

La pirite si rinviene in porfiroblasti euedrali con bordi parzialmente riassorbiti da sfalerite. Le inclusioni sono costituite da sfalerite, silicati e, in minor misura, da calcopirite. Spesso i cristalli sviluppano ombre di pressione costituite prevalentemente da calcopirite e sfalerite (*Figura 6.12*). Allo stesso modo, anche i siti silicatici, costituiti da più fasi (abbondante quarzo), si comportano come porfiroblasti sviluppando ombre di pressione. I bordi di questi, come quelli della pirite, appaiono riassorbiti dai diversi solfuri (*Figura 6.13*).

Caratteristica invece comune alle altre rocce è la presenza di piccoli granuli d'oro e di losanghe di titanite sostituite da ilmenite, calcopirite e in minor misura pirrotina.

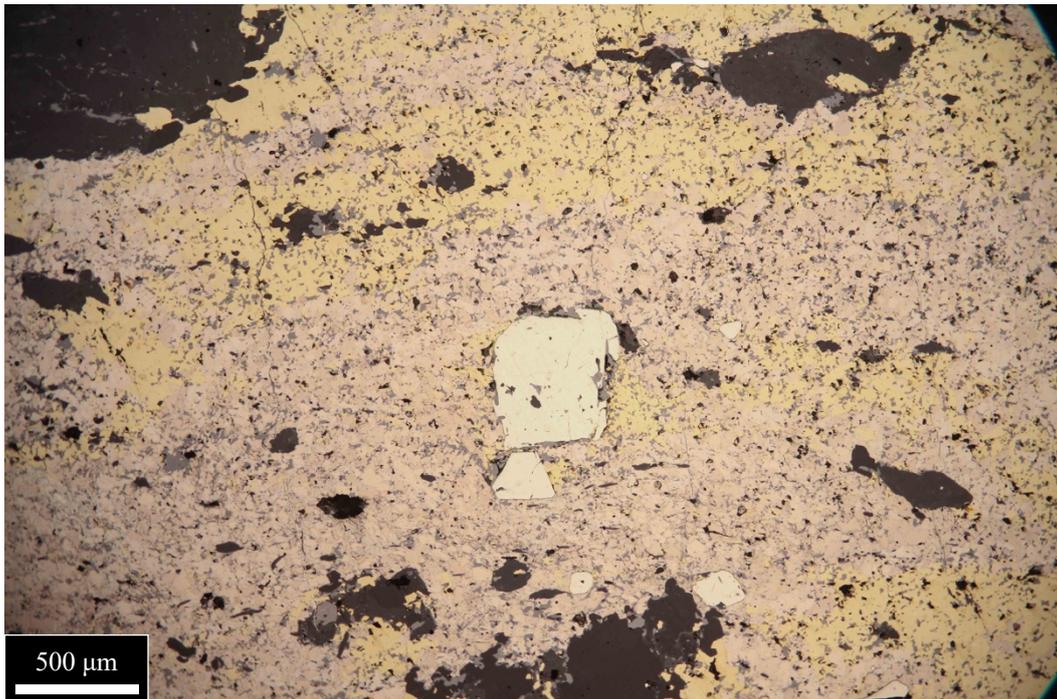


Figura 6.12 – Microfotografia in luce riflessa nella quale viene messo in evidenza un porfiroblasto di pirite con ombre di pressione immerso nella matrice foliata di pirrotina e calcopirite e sfalerite. Sezione SO07.

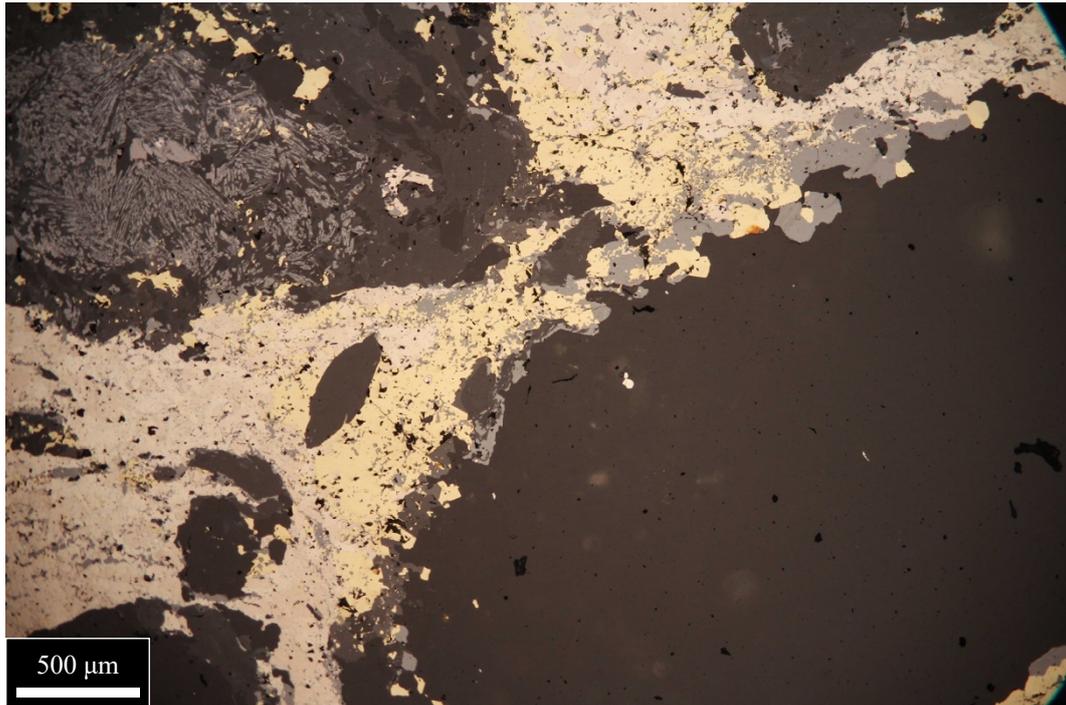


Figura 6.13 – Microfotografia a luce riflessa nella quale si può notare un porfiroblasto di quarzo dai bordi riassorbiti. Inoltre, è evidente come la foliazione, nella porzione in basso a sinistra della figura, vada ad avvolgere il porfiroblasto creando un'ombra di pressione costituita da prevalente calcopirite. In alto a sinistra una losanga costituita da lamelle di ilmenite pseudomorfa su ex titanite. Sezione SO07.

6.3 DESCRIZIONE DELLA GANGA SILICATICA

L'analisi in luce trasmessa in sezione sottile della ganga silicatica della mineralizzazione massiva ha evidenziato le medesime fasi mineralogiche principali in tutte le sezioni, quali clorite, albite, quarzo e carbonato. Le uniche eccezioni sono rappresentate dalle sezioni SO05 e SO07, nelle quali si rinviene, oltre alle fasi già citate, anche mica bianca (*Figura 6.17*) e, unicamente nella sezione SO05, un piccolo granato ben preservato incluso nell'albite. Sempre in sezione SO05 si sono osservati alcuni cristalli con alone pleocroico scuro sulla clorite, probabilmente allaniti. Queste si presentano immerse nella matrice cloritica con abito prismatico, rilievo medio, colori di interferenza vivaci e di dimensioni fino a qualche centinaio di micron. In diverse sezioni, sia all'interno dell'albite ma soprattutto nella matrice cloritica, si rinvennero poi degli aggregati sericitici che, vista la morfologia, indicherebbero la presenza originaria di epidoti o granati completamente trasformati. Si segnala inoltre l'abbondante presenza di minutissimi individui con medio-alto rilievo, morfologia tondeggianti e alone pleocroico sulla clorite; potrebbe trattarsi di piccoli zirconi.

La scistosità della ganga silicatica è conferita dalla clorite che rappresenta il minerale prevalente. Si riconoscono differenti stadi deformativi per i quali non risulta sempre facile la ricostruzione temporale vista la caoticità di alcune porzioni (*Figura 6.14*). Si può tuttavia definire con certezza una scistosità piano parallela principale seguita da una successiva deformazione che ha prodotto delle evidenti crenulazioni. Tali strutture sono confrontabili con quelle che caratterizzano i cloritoscisti milonitici al tetto della mineralizzazione (MODESTI, 2021). Nella sezione SO08 la scistosità è ulteriormente evidenziata dalla trasposizione delle estremità dei siti a losanga di ex titanite (*Figura 6.16*). Queste losanghe sono sostituite dalle medesime fasi descritte in luce riflessa nelle sezioni lucide minerografiche. Vista la microstruttura, la sostituzione di tali siti dev'essere precedente alle due fasi deformative sopra citate.

Qui di seguito una breve descrizione delle principali fasi minerali presenti.

La clorite si presenta soprattutto di colore verde pallido leggermente pleocroico, in minor misura di colore verde-marrone anch'esso pleocroico. A nicol incrociati varia da tonalità verdi-marroni a tonalità blu-violacee in vicinanza delle porzioni mineraliz-

zate, colore tipico di una clorite arricchita in Fe. Si rinviene in bande ma anche in aggregati fibrosi, festoni e in singole lamelle. Se ne distinguono due generazioni: la prima più minuta associata alla scistosità principale, la seconda cresciuta in singole lamelle di dimensioni maggiori (*Figura 6.15*).

Il quarzo si rinviene disperso sotto forma di singoli cristalli o in lenti policristalline, a grana da fine a media, allungate secondo la scistosità. Tuttavia, non mancano vaste porzioni interamente costituite da quarzo massiccio.

L'albite si presenta con morfologie molto variabili, da singoli cristalli dispersi di dimensioni variabili (da decine di μm fino al millimetro), a plaghe e aggregati a grana minuta che costituiscono la matrice. Spesso, quando associata alla clorite, risulta parzialmente alterata e riassorbita (*Figura 6.14*). Tra le inclusioni nell'albite si osservano prevalentemente clorite, quarzo e solfuri. Alcuni individui sono caratterizzati da geminazione di tipo albite.

Il carbonato, la fase meno abbondante, è presente in aggregati o in singoli cristalli otticamente omogenei di colore grigiastro.

La mica bianca, osservata unicamente nelle sezioni SO05 e SO07, si rinviene in aggregati di cristalli allungati di medie dimensioni nella prima sezione e di maggiori dimensioni, fino al millimetro, nella seconda. In entrambi i casi essa si ritrova sia associata alla clorite che inclusa nell'albite.

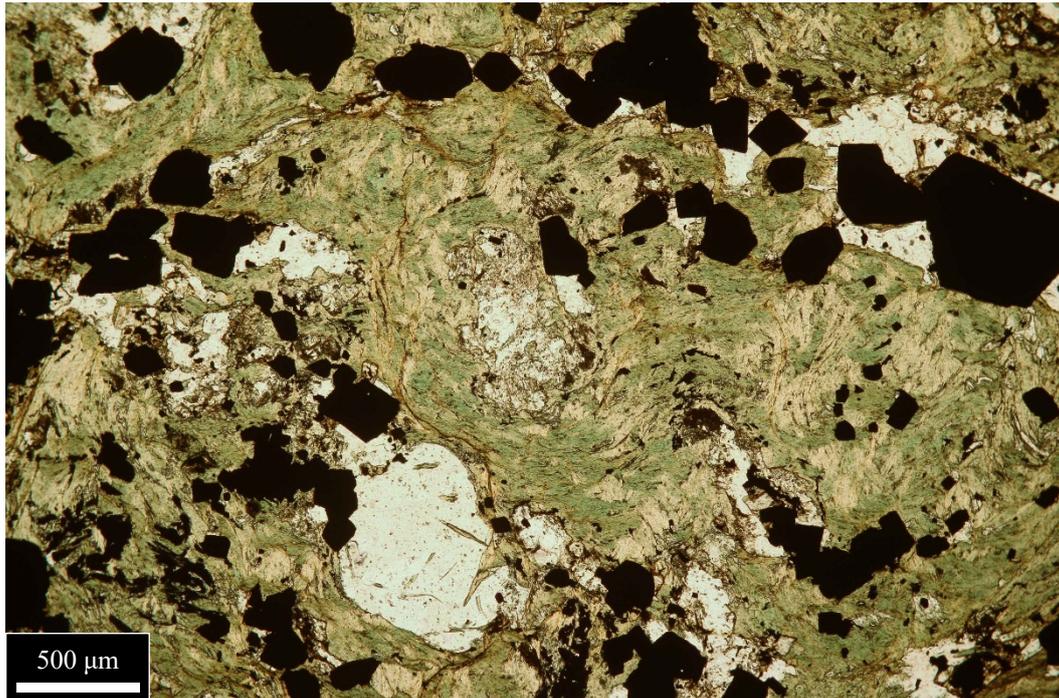


Figura 6.14 – Microfotografia in luce trasmessa (nicol paralleli) di una sezione sottile di un campione appartenente alla mineralizzazione massiva. La struttura caotica della ganga silicatica è marcata dalla scistosità ripiegata della matrice cloritica. Gli altri minerali presenti sono quarzo e albite. Al centro dell'immagine si può notare inoltre un cristallo di albite quasi totalmente sostituito da sericite e clorite. Sezione sottile SO02.

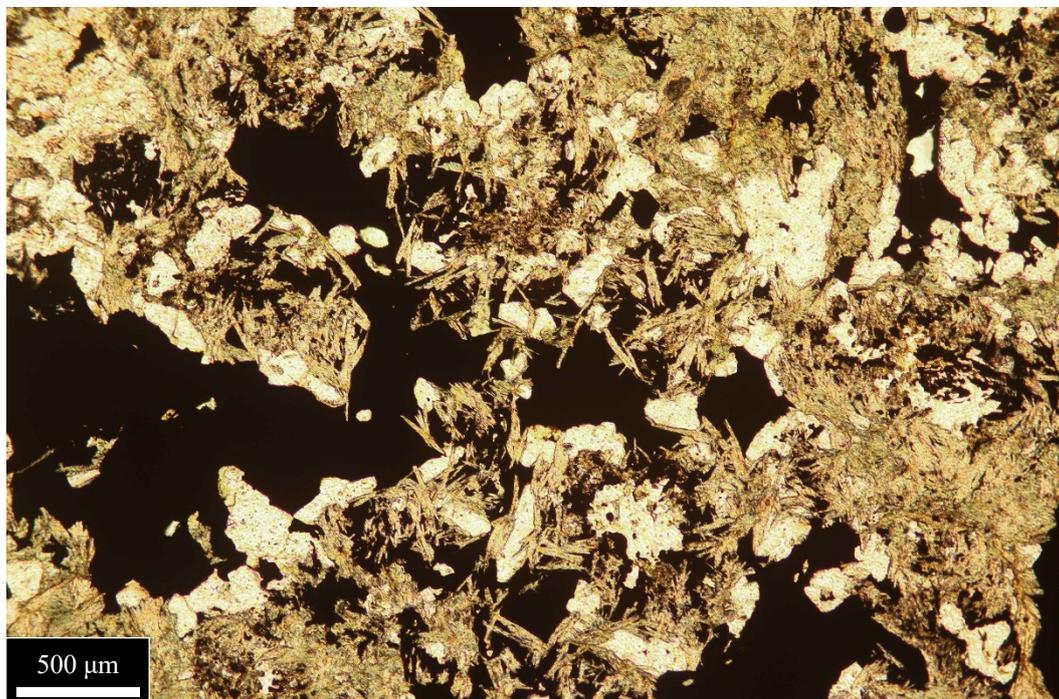


Figura 6.15 – Microfotografia in luce trasmessa (nicol paralleli) di una sezione sottile di un campione appartenente alla mineralizzazione massiva. La ganga silicatica è composta da clorite, quarzo e albite. Al centro dell'immagine sono ben visibili le lamelle di clorite associate a solfuri, orientate caoticamente e appartenenti ad una seconda generazione. Sezione sottile SO05.

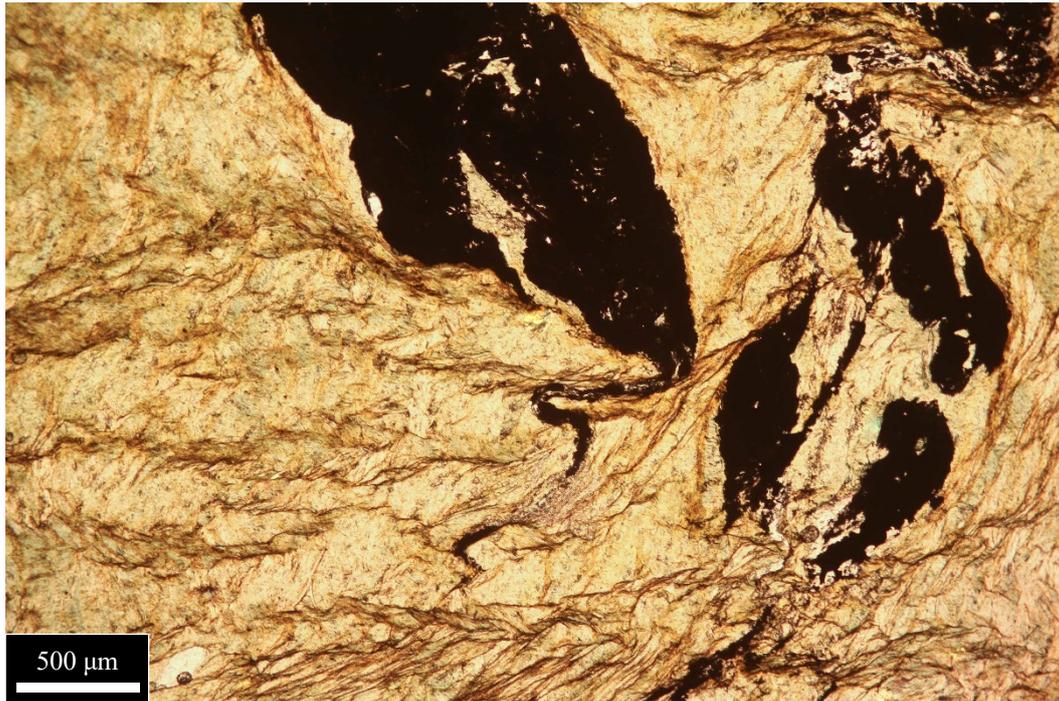


Figura 6.16 – Microfotografia in luce trasmessa (nicol paralleli) di una sezione sottile di un campione appartenente alla mineralizzazione massiva. Si notino i siti di ex titanite ormai sostituiti da solfuri e ilmenite. Spesso si può notare come le code di queste losanghe siano trasposte all'interno della scistosità. Sezione sottile SO08.

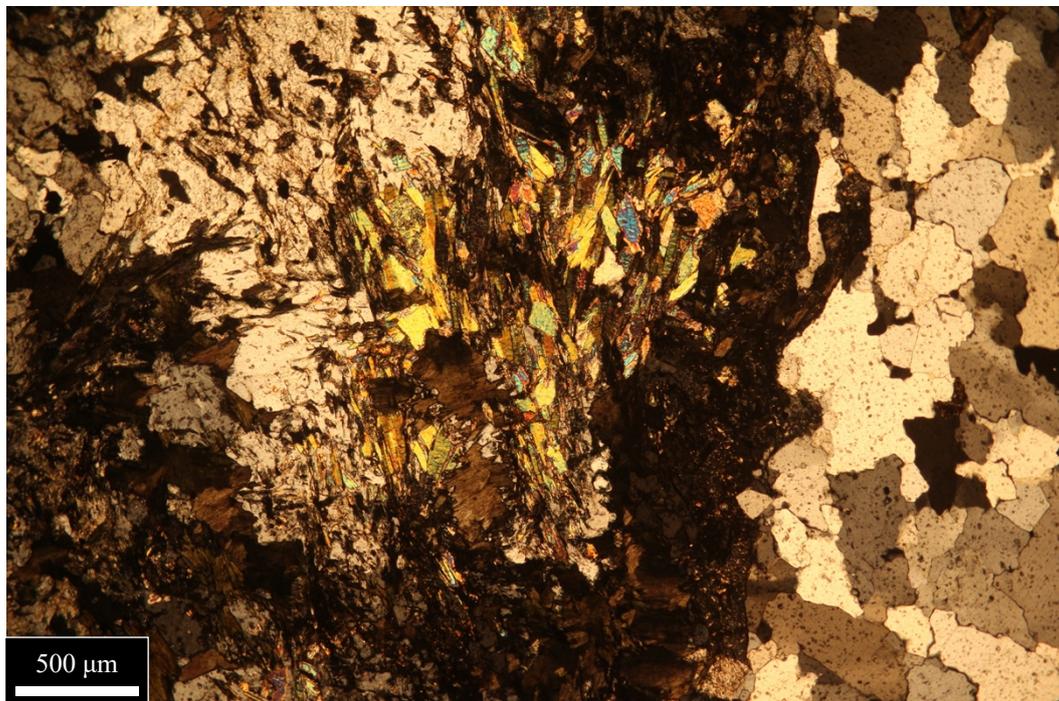


Figura 6.17 – Microfotografia in luce trasmessa (nicol incrociati) di una sezione sottile di un campione appartenente alla mineralizzazione massiva. Al centro un aggregato di mica bianca e clorite di seconda generazione. Gli altri minerali presenti nella ganga sono quarzo nella porzione destra e albite in quella sinistra. Sezione sottile SO05.

7. CARATTERI MICROSTRUTTURALI METAMORFICI DELLE PIRITI DEL COLLE DELLA BORRA

In tutti i campioni studiati in luce riflessa si è osservata una pervasiva impronta metamorfica in termini di rimobilizzazione e ricristallizzazione di tutte le principali fasi a solfuri presenti. Il metamorfismo in genere definisce nella mineralizzazione una forte uniformità sia in termini mineralogici che microstrutturali, cancellando in parte o totalmente possibili sequenze paragenetiche (cfr. NATALE, 1966). I solfuri più ‘mobili’ come calcopirite, sfalerite e pirrotina si presentano, come descritto in precedenza, unicamente allotriomorfi. Infatti, nella gran parte dei casi durante l’intero ciclo metamorfico la calcopirite e la pirrotina rimangono sempre all’interno del loro campo di deformazione duttile e rispondono allo stress con un comportamento plastico e attraverso ricristallizzazione (COOK & BOYLE, 1993). La pirite invece è ben cristallina e sviluppa un pronunciato automorfismo; solitamente le morfologie più comuni sono cubiche con dimensioni che spaziano da meno di 100 μm fino a 1-2 mm. Le microstrutture della pirite sono pertanto le candidate migliori per cercare di ricostruire la storia evolutiva metamorfica del giacimento del Colle della Borra.

7.1 PERCORSO PROGRADO

Durante l'evento progrado, così come nell'intero ciclo metamorfico, la pirite tende ad aumentare la sua granulometria (NATALE, 1966;1669; NATALE & VISSETTI, 1980; CRAIG & VOKES, 1992; COOK, 1996). Tuttavia, in caso di disequilibrio della pirite con le fasi ad essa associate possono avvenire processi di sostituzione da parte di altri solfuri (BARRIE *et al.*, 2010) o di corrosione/dissoluzione (COOK & BOYLE, 1993; CRAIG & VOKES, 1993; COOK, 1996; FANTONE *et al.*, 2014).

La pirite, durante questo stadio metamorfico, può assumere particolari morfologie subedrali o anedrali con contorni lobati (“*embayed textures*”; CRAIG & VOKES, 1993; BARRIE *et al.*, 2010), sviluppare morfologie più arrotondate (CRAIG & VOKES 1993; COOK, 1996) o, ancora, sviluppare morfologie anedrali date dalla corrosione/dissoluzione (COOK & BOYLE, 1993; COOK, 1996; FANTONE *et al.*, 2014).

Granuli di pirite caratterizzati da queste morfologie sono stati descritti in letteratura sovracresciuti da cristalli di pirite di maggiori dimensioni, generalmente euedrali (NATALE, 1966; 1669; NATALE & VISSETTI, 1980; CRAIG & VOKES, 1993; RAYMOND, 1995; COOK, 1996; MCCLENAGHAN *et al.*, 2009; FANTONE *et al.*, 2014). In questi lavori vengono considerate pirite soggette a metamorfismo orogenico, come nel caso delle pirite del Colle della Borra. La forma dei granuli “inclusi” è considerata come il prodotto di trasformazioni morfologiche relazionate al cammino progrado di pirite pre-metamorfiche; la pirite sovracresciuta, invece, costituisce una seconda generazione associabile ad uno stadio metamorfico successivo. I granuli relitti inclusi mostrano spesso microstrutture e zonature chimiche in grado di differenziare le due generazioni. La presenza di una prima generazione di pirite interna ai granuli potrebbe testimoniare come, in determinate condizioni, la pirite di seconda generazione non sia in grado di nucleare e formare nuovi cristalli e di conseguenza sfrutti i grani relitti già presenti, sovracrescendoli (BARTON & SKINNER, 1979).

Le morfologie arrotondate dei granuli interni potrebbero essere prodotte da una loro rotazione all'interno della matrice, durante una crescita in condizioni di deformazione duttile (COOK, 1996). La presenza di morfologie di questo tipo è stata riscontra-

ta in alcuni campioni del Colle della Borra. In particolare, nel campione SO02 è stato rinvenuto un granulo tondeggianti di circa 150 μm di diametro incluso in un cristallo subedrale (Figura 7.1). In queste rocce a pirite dominate, lo sviluppo di numerose fratture ha permesso la chiara identificazione del relitto interno.

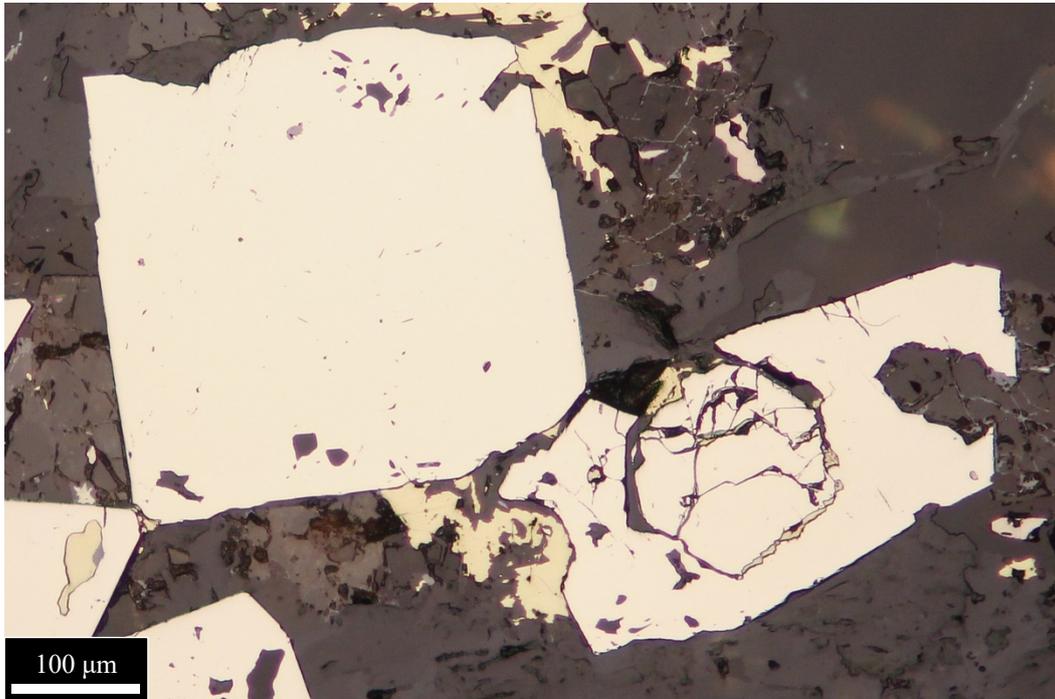


Figura 7.1 – Microfotografia in luce riflessa dove sulla destra si osserva il cristallo tondeggiante relitto incluso in una pirite di seconda generazione. Sezione SO02.

Le piriti caratterizzate da “*embayed textures*” si presentano dai bordi irregolari con lobi e incavi occupati da altri solfuri, spesso sfalerite. Contengono inoltre alcuni inclusi sempre di sfalerite anche di notevoli dimensioni (fino a 100 μm). Queste tessiture potrebbero essere imputabili a processi di parziale sostituzione della pirite da parte di altri solfuri, dovuti all’instaurarsi di condizioni di disequilibrio durante il cammino progrado. In alternativa viene proposto un processo di rapida crescita del cristallo, che si sovrapporrebbe ai solfuri circostanti, inglobandoli e originando una morfologia eterogenea (CRAIG & VOKES, 1993; BARRIE *et al.*, 2010). In quest’ultima ipotesi, la rapida crescita della pirite sarebbe promossa dalla natura delle fasi associate. Infatti, la presenza di fasi più duttili, come calcopirite, pirrotina, sfalerite o clorite, permetterebbe

una crescita più rapida e illimitata, a differenza di rocce dominate da pirite e contatti pirite-pirite che ne limiterebbero la crescita (CRAIG & VOKES, 1992).

In diverse sezioni sono stati rinvenuti cristalli di pirite con tessiture simili a quelle descritte nei lavori precedentemente citati (*Figura 7.2*). Secondo la mia interpretazione, tali tessiture sarebbero riferibili ad un processo di sostituzione della pirite da parte della sfalerite. A sostegno di tale ipotesi si consideri che in molti dei cristalli di pirite osservati alcuni bordi appaiono abbastanza rettilinei e regolari, a differenza delle morfologie anedrali descritte in BARRIE *et al.* (2010). Inoltre, la sfalerite appare anche insediarsi in alcune fratture nella pirite (*Figura 7.2*). Per tali caratteri morfologici si è ritenuto di poter scartare l'ipotesi di una rapida crescita dei cristalli. Considerando, inoltre, la lunga storia metamorfica testimoniata dalla sequenza ofiolitica incassante, non si può escludere che, ad un certo stadio evolutivo, la pirite si sia trovata in disequilibrio con altre fasi a solfuri presenti.



Figura 7.2 – Microfotografia in luce riflessa di un cristallo di pirite con morfologia lobata, parzialmente sostituito da sfalerite (grigia) e immerso in una matrice di pirrotina e calcopirite. Sezione SO07.

Ulteriori testimonianze del percorso progrado sono state osservate a seguito delle mappature elementari prodotte al SEM, discusse in dettaglio nel capitolo 8 riguardante

i caratteri primari relitti della mineralizzazione. Le mappe evidenziano zonature chimiche che permettono la distinzione di un individuo di pirite anedrale incluso in un cristallo dalla morfologia più regolare (*Figura 8.11, Figura 8.12*). I bordi irregolari dell'incluso sono imputabili a processi di dissoluzione/corrosione avvenuti ad un certo stadio dell'evoluzione metamorfica progradata.

7.2 PICCO METAMORFICO E PERCORSO RETROGRADO

Durante la fase di picco metamorfico e la successiva retrocessione, la pirite tende a ricristallizzare con maggior facilità in risposta alle condizioni metamorfiche dalla facies scisti verdi fino ai più alti gradi (CRAIG & VOKES, 1993; BARRIE *et al.*, 2010). Generalmente la ricristallizzazione si manifesta attraverso un significativo aumento di grana dei cristalli, che tendono a sviluppare morfologie idiomorfe ed eventuali strutture di *annealing* caratterizzate dalla presenza di giunti tripli a 120° (MCCLAY & ELLIS, 1983; CRAIG & VOKES, 1993; COOK, 1996). Tuttavia, bisogna tenere presente che l'aumento di granulometria non è esclusivamente imputabile all'aumento del grado metamorfico, ma dipende dalla complessa interazione fra i processi di crescita con numerosi altri fattori, come la granulometria primaria della mineralizzazione, la mineralogia della ganga, i processi deformativi, quelli di rimobilizzazione e la riduzione granulometrica attribuibile alla successiva deformazione fragile (BARRIE *et al.*, 2010). Per esempio, i cristalli tenderanno ad accrescersi maggiormente se immersi in una matrice cloritica piuttosto che in una quarzosa molto più competente.

Le strutture di annealing della pirite sono caratteristiche di alte temperature in assenza di deformazioni orientate e testimoniano processi di riequilibrio dei limiti granulari (CRAIG & VOKES, 1992; CRAIG *et al.*, 1998; BARRIE *et al.*, 2010). Anch'esse, essendo strutture di ricristallizzazione, dipendono da diversi fattori, come la natura delle fasi associate alla pirite. Infatti, in porzioni di mineralizzazione costituite essenzialmente da pirite questo fenomeno è ben sviluppato; al contrario, se la pirite costituisce un elemento subordinato rispetto ad altri solfuri, come calcopirite e pirrotina, tali strutture saranno molto più rare (CRAIG & VOKES, 1993). In quest'ultimo caso, non essendo confinata da altri granuli, la pirite tenderà a produrre morfologie idiomorfe fino a dimensioni anche centimetriche (COOK, 1996), talvolta sovracrescendo granuli di una precedente generazione. In caso poi di una successiva e significativa deformazione, i solfuri più duttili come calcopirite, sfalerite e pirrotina tenderanno a precipitare nelle ombre di pressione circostanti i grani di pirite euedrali (SELKMANN, 1983).

Nella mineralizzazione massiva del Colle della Borra numerose sono le testimonianze di cristalli di pirite idiomorfi (*Figura 7.3*) di dimensioni significative, fino a millimetriche.

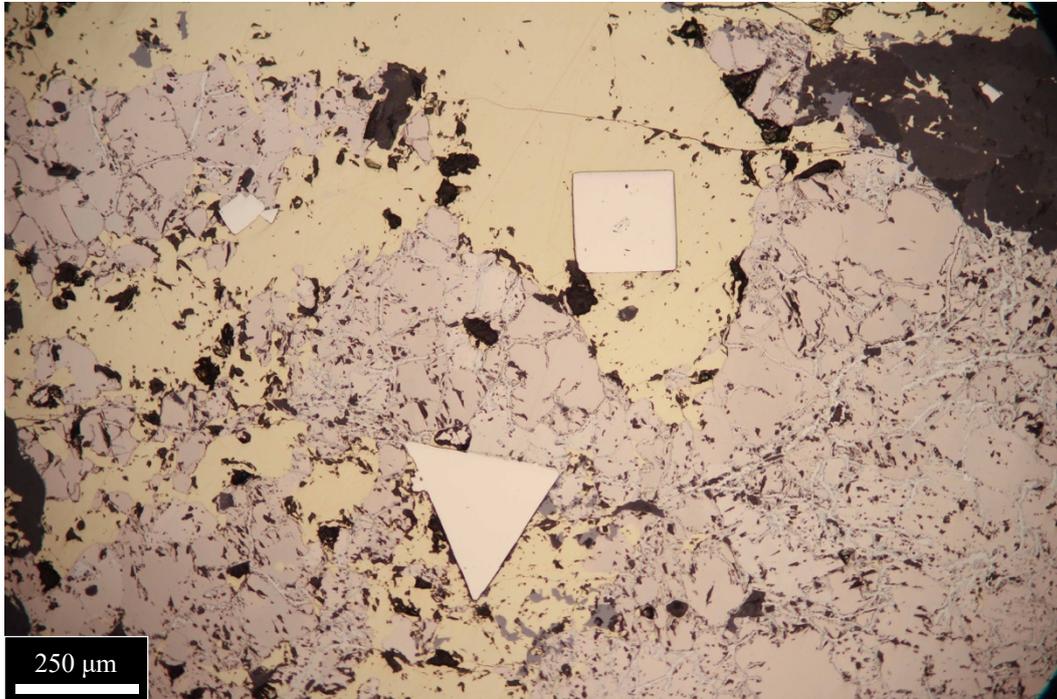


Figura 7.3 – Microfotografia in luce riflessa di cristalli perfettamente idiomorfi di pirite immersi in una matrice di pirrotina e calcopirite. Sezione SO06.

Nella sezione SO07, inserita nella descrizione delle mineralizzazioni come campione particolare, vi sono degli esempi di ombre di pressione costituite prevalentemente da calcopirite e associate a porfiroblasti di pirite. In questo campione è riconoscibile una netta scistosità dettata da cristalli a grana minuta di pirrotina, calcopirite e sfalerite (*Figura 6.12*). Risulta interessante fare una correlazione fra tale scistosità e quelle rinvenute nei litotipi della sequenza incassante. La scistosità piano-parallela dei solfuri nella sezione SO07 potrebbe essere associabile alla pervasiva scistosità S_2 (prodotta dalla deformazione D_2) che caratterizza l'intera sequenza del Colle della Borra, mentre le blande ondulazioni potrebbero rappresentare l'evento post- D_2 tardivo, associato all'esumazione finale. La scistosità S_2 viene marcata nei micascisti al letto (attuale) della mineralizzazione da una paragenesi di alta pressione a granato + cloritoide + fenigite + rutile; la stessa scistosità è visibile nelle metabasiti al tetto, completamente re-

trocesse con paragenesi tipiche della facies scisti verdi. Vista l'assenza nei solfuri di particolari fasi che possano definire un evento di alta pressione, risulta complesso associare tale scistosità ad una deformazione avvenuta in alta pressione oppure più tardivamente durante l'evoluzione metamorfica. La presenza di porfiroblasti di pirite caratterizzati in parte da “*embayed textures*”, e quindi associabili a un percorso progrado, potrebbe far propendere per una scistosità associabile al metamorfismo di alta pressione. In questo caso i solfuri a grana fine che marcano la scistosità dovrebbero appartenere a un dominio di minor deformazione e quindi essere stati esclusi da eventi successivi di ricristallizzazione che avrebbero cancellato tale struttura. Questa ipotesi è forse poco realistica vista la pervasiva ricristallizzazione osservata al Colle della Borra e la marcata tendenza di tali fasi a ricristallizzare anche a bassi gradi metamorfici (KELLY & CLARK, 1975; COOK & BOYLE, 1993). Tuttavia, il ritrovamento di microstrutture relitte preservate come aggregati a grana fine e piriti colloformi (capitolo 8), porta a non escludere totalmente tale ipotesi.

A seguito di analisi svolte al SEM con tecnica EBSD, con l'obiettivo di rinvenire testimonianze circa l'origine primaria di un aggregato piritoso (discussa nel capitolo successivo), si sono osservate strutture di ricristallizzazione metamorfica, quali giunti tripli a 120° , tipici di processi di *annealing* (Figura 6.5, Figura 8.6). Queste strutture verranno discusse in dettaglio nel paragrafo 8.2.

7.3 FASE RETROGRADA DI BASSO GRADO METAMORFICO – ESUMAZIONE

La deformazione fragile nelle pirite si manifesta attraverso la formazione di strutture di tipo cataclastico. Diversi autori (BROWN & MCCLAY 1983; MCCLAY & ELLIS 1983; CRAIG & VOKES 1993; COOK 1996; BARRIE *et al.*, 2010) osservano come tali strutture rappresentino il meccanismo dominante di deformazione alle temperature associate a condizioni di basso grado metamorfico. In queste condizioni la pirite, minerale più rigido e refrattario, tenderà a sviluppare strutture cataclastiche, mentre minerali più duttili, come la calcopirite, saranno soggetti a rimobilizzazione e andranno a risanare le fratture (COOK, 1996). Chiaramente, per via della collisione fra i granuli, le mineralizzazioni dove la pirite risulta più abbondante svilupperanno più facilmente questi caratteri cataclastici rispetto a mineralizzazioni dove il rapporto fra solfuri più duttili e pirite è alto.

Calcopirite e pirrotina molto raramente mostrano deformazioni fragili. Le fratture per questi minerali rappresentano il risultato di deformazioni molto tardive, rispetto a quelle della pirite, al di sotto dei limiti di transizione duttile-fragile per questi minerali. Per la calcopirite ciò richiede temperature inferiori a 200° e pressioni inferiori a 500 bar con velocità di deformazione dell'ordine di $7,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (KELLY e CLARK, 1975).

Nelle sezioni SO01 e SO02, ricche di pirite, la deformazione fragile è testimoniata ampiamente (*Figura 7.8*). Si osservano collisioni multiple fra granuli, fenomeni di indentazione, *axial cracking* e caratteri cataclastici che causano una diminuzione significativa di granulometria. Le fratture sono spesso risanate da calcopirite e/o silicati.

La continua mobilità della calcopirite e della pirrotina fino ad una fase avanzata dell'evoluzione strutturale e metamorfica è mostrata dalla loro intercrescita con i silicati idrati di associazione retrograda (COOK & BOYLE, 1993). Nella mineralizzazione del Colle della Borra questo carattere è particolarmente evidente ed evidenziato dalla diffusa intercrescita di clorite e calcopirite (*Figura 7.9*).

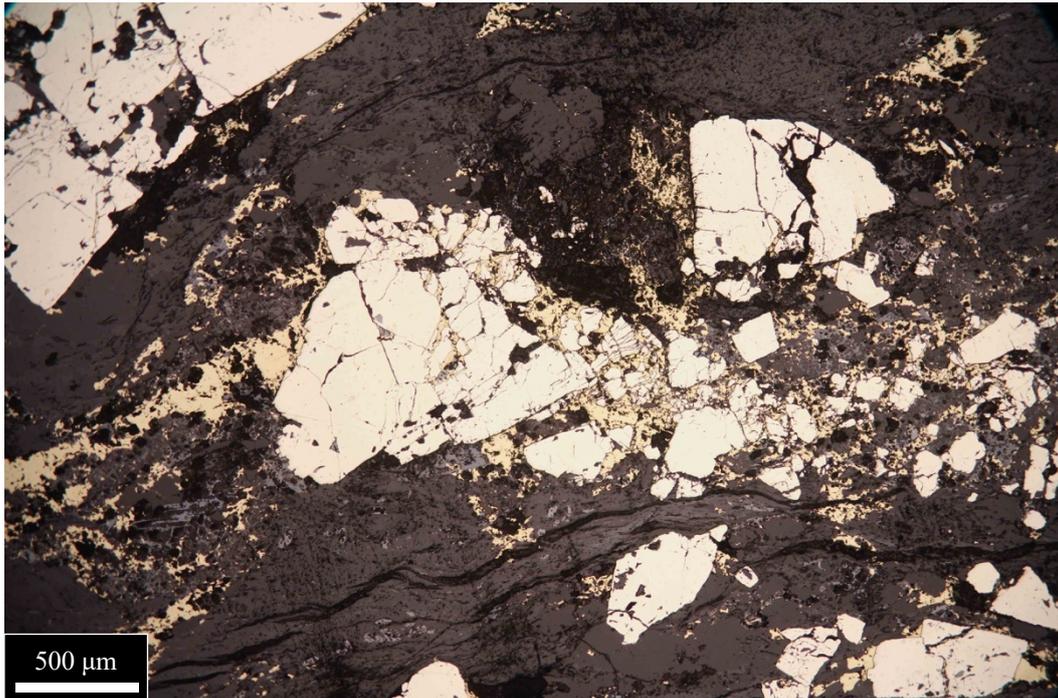


Figura 7.8 – Microfotografia in luce riflessa nella quale si possono apprezzare i risultati di processi di deformazione fragile su pirite. Sezione SO01.

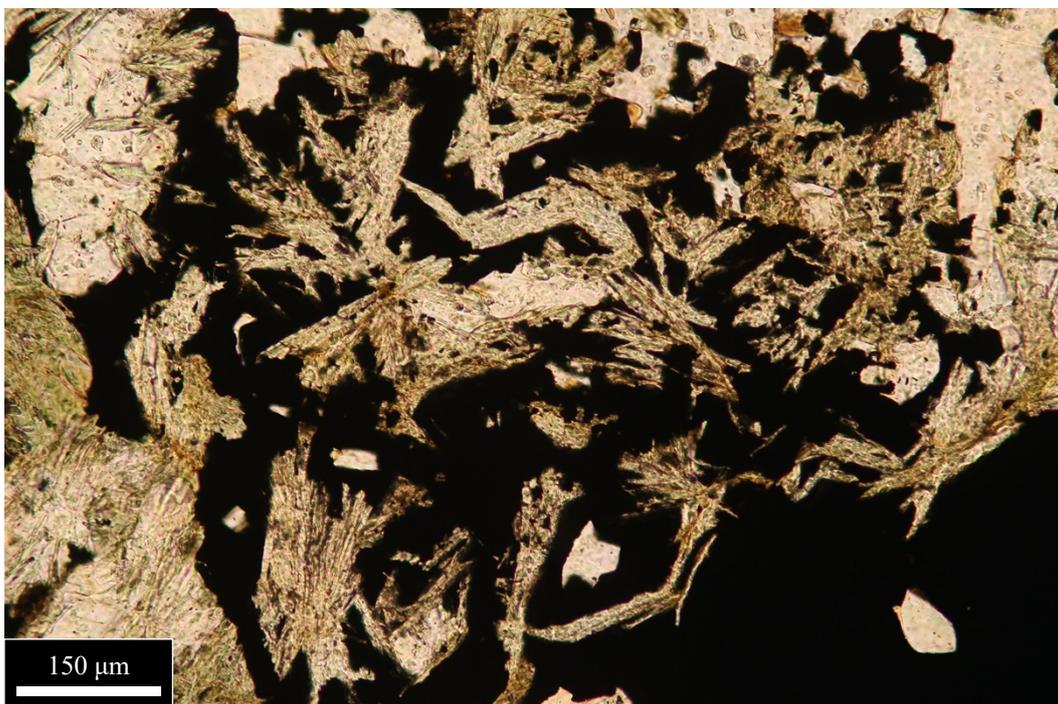


Figura 7.9 – Microfotografia in luce trasmessa (nicol paralleli) che mostra l'intercrescita fra clorite e calcopirite (minerale opaco in sezione) durante la fase di retrocessione di basso grado metamorfico. Sezione sottile SO05.

8. CARATTERI MICROSTRUTTURALI E GEOCHIMICI PRIMARI NELLE PIRITI DEL COLLE DELLA BORRA

Nonostante la presenza dominante di una generazione metamorfica di solfuri, si rinvennero sporadici relitti riconducibili ad una generazione premetamorfica. Considerando l'intensa ricristallizzazione che la mineralizzazione del Colle della Borra ha subito durante l'intero ciclo metamorfico alpino, l'unico minerale in grado di preservare caratteri primari sia in termini microstrutturali che geochimici è la pirite. Infatti, la pirite è caratterizzata da un ampio campo di stabilità termico, che insieme alla sua natura refrattaria e alla sua rigidità, le permettono di preservarsi meglio rispetto ad altri solfuri e ai minerali silicatici ad essa associati (CRAIG & VOKES, 1993; DEHNAVI *et al.*, 2018).

Di seguito verranno presentati alcuni caratteri microstrutturali e geochimici delle piriti del Colle della Borra che hanno permesso di stabilire l'origine primaria del giacimento.

8.1 MICROSTRUTTURE COLLOFORMI

È stato possibile mettere in evidenza la presenza di microstrutture relitte nelle piriti a seguito dell'attacco con acido nitrico concentrato al 65%. L'acido è stato fatto agire per un tempo variabile tra i 20-30 secondi unicamente nelle porzioni di interesse della sezione. La scelta delle porzioni da sottoporre all'attacco è avvenuta previa osservazione al microscopio. Si è scelto di analizzare piriti con differenti caratteristiche morfologiche; sia piriti euedrali particolarmente ricche di inclusioni, nel tentativo di svelare relitti interni premetamorfici, che piriti dalla morfologia più irregolare potenzialmente appartenenti ad una generazione premetamorfica. Tale procedimento è stato effettuato su diversi campioni, ma unicamente la pirite allotriomorfa in sezione SO12 ha evidenziato la presenza di microstrutture colloformi.

In *Figura 8.1* si può notare come la pirite idiomorfa di neoformazione metamorfica, ben cristallina, non subisca l'attacco chimico e non riveli nessuna struttura premetamorfica; al contrario la pirite allotriomorfa risulta molto sensibile all'attacco e mostra strutture altrimenti non visibili al microscopio ottico.

Nelle figure a seguire si può osservare come la struttura interna della pirite si componga di livelli concentrici di accrescimento con un grado di cristallinità variabile. Alcune bande di crescita definiscono morfologie più euedrali e poligonizzate, mentre altre mostrano un aspetto irregolare e lobato (*Figura 8.5*) a cristallinità più bassa, proprio di microstrutture colloformi. In alcuni casi si può osservare, non sempre con facilità, un'alternanza fra bande più o meno euedrali e colloformi o, in altri casi, un progressivo incremento della cristallinità dall'interno verso l'esterno degli individui (*Figura 8.3*). È probabile che la struttura cristallina di questa pirite sia ricca di imperfezioni reticolari, che la renderebbero più sensibile all'attacco con acido e le conferirebbero una morfologia più irregolare (NATALE & VISETTI, 1980). Queste microstrutture evidenziano quindi caratteri riferibili a processi di crescita molto rapidi associati a condizioni di elevata sovrassaturazione. Tali caratteri testimoniano processi di rapida precipitazione tipici dell'ambiente idrotermale oceanico e difficilmente riconducibili ai più lenti processi che caratterizzano i regimi metamorfici.

I caratteri descritti sono stati riscontrati in numerosi giacimenti a solfuri massivi delle Alpi Occidentali (NATALE, 1966; NATALE & VISSETTI, 1980; GIACOMETTI *et al.*, 2014). Tuttavia, nei campioni del Colle della Borra questi caratteri appaiono decisamente poco abbondanti.

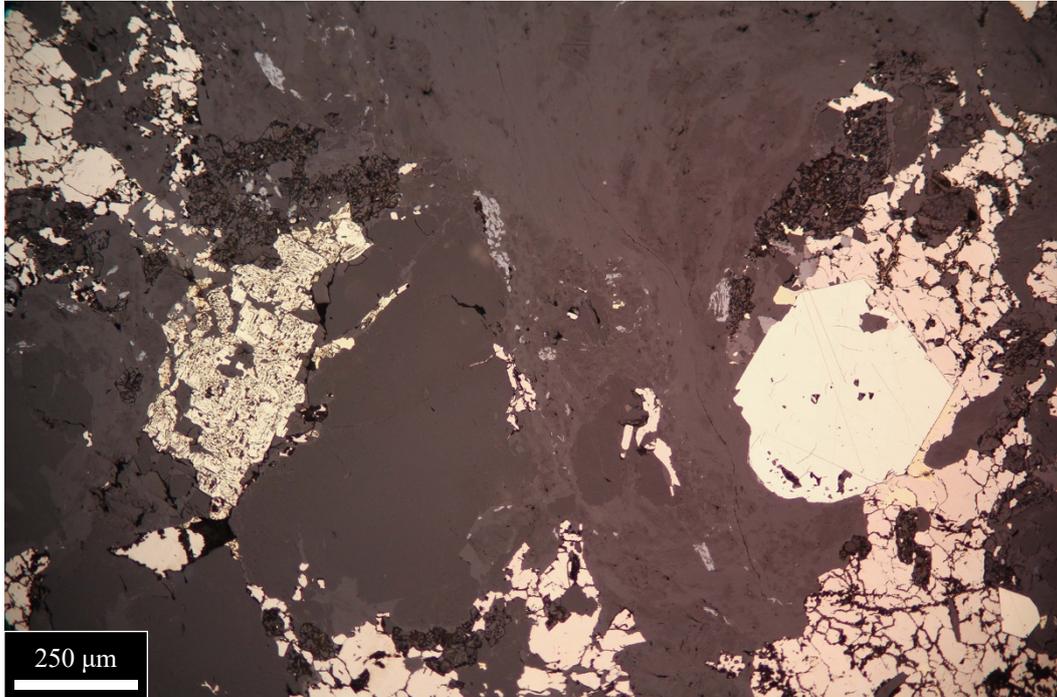


Figura 8.1 – In figura si può notare la pirite idiomorfa di neoformazione a destra e la pirite pseudo-allotriomorfa a sinistra. È evidente come a seguito dell'attacco chimico si comportino in maniera differente. Sezione SO12 dopo attacco HNO_3 .

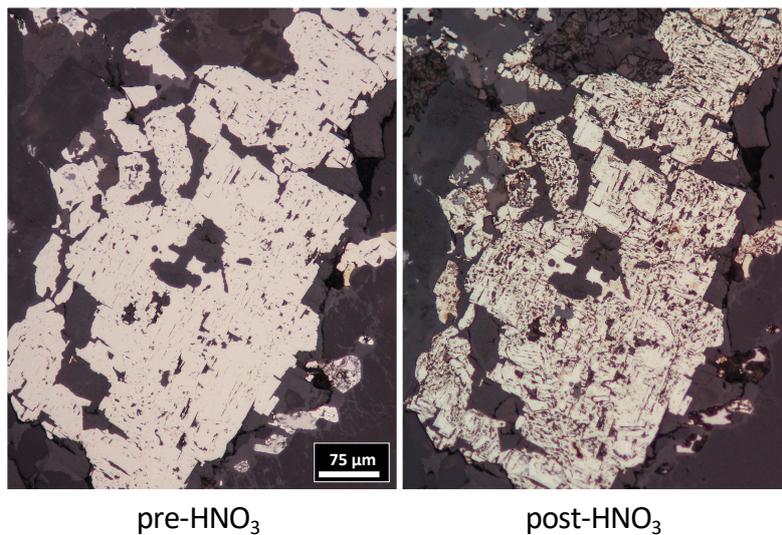


Figura 8.2 – Ingrandimento della pirite pseudo-allotriomorfa in Figura 8.1, pre e post attacco chimico. Si può osservare come l'attacco con acido sia d'aiuto per svelare le microstrutture interne della pirite.

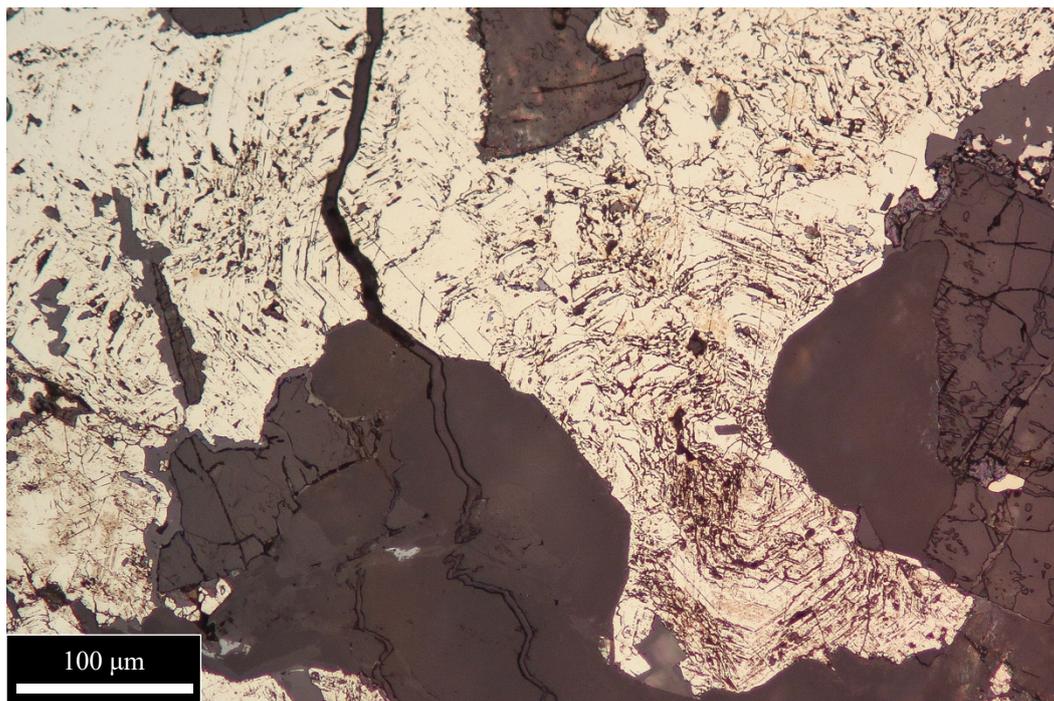


Figura 8.3 – Bande concentriche di crescita in pirite allotriomorfe, messe in evidenza dell'attacco chimico con acido nitrico; in particolare, la porzione più interna del sito allotriomorfo sviluppa dei livelli più fitti e irregolari rispetto alle porzioni più periferiche. Sezione SO12 dopo attacco HNO_3 .

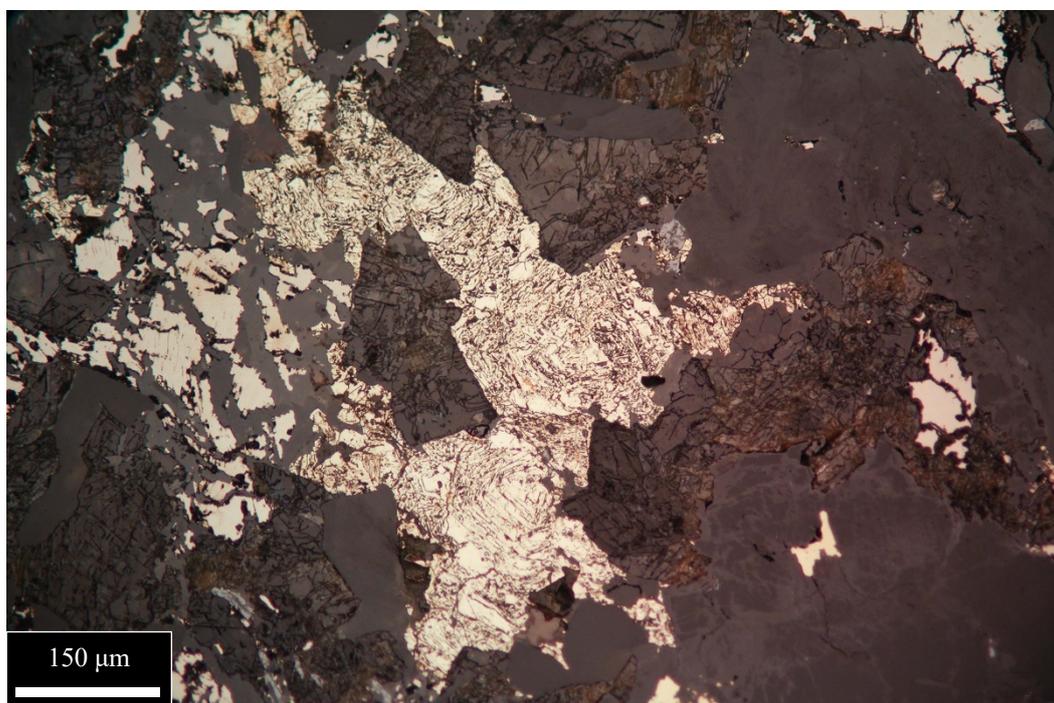


Figura 8.4 – Altro esempio di pirite con microstrutture interne pre-metamorfiche. Sezione SO12 dopo attacco HNO_3 .

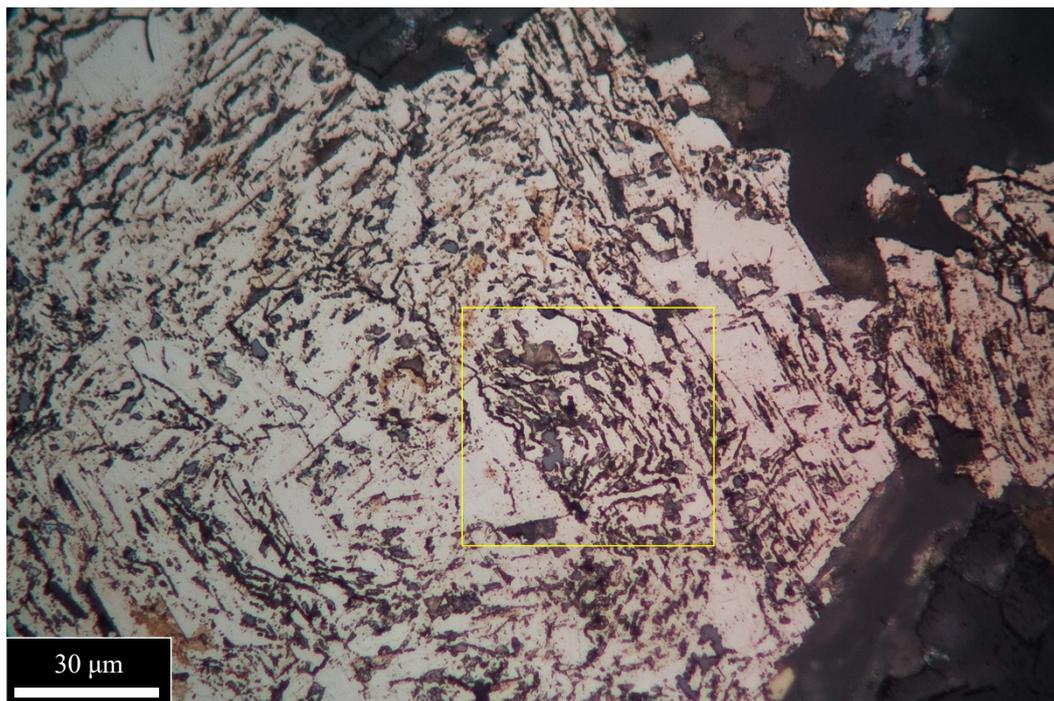


Figura 8.5 – Un dettaglio del sito di pirite della figura precedente. Nel riquadro si possono notare delle bande colloformi dall'aspetto lobato. Sezione SO12 dopo attacco HNO_3 .

8.2 AGGREGATI A GRANA FINE

In molti campioni si sono osservati aggregati a grana fine con morfologie ellissoidali, difficilmente analizzabili al solo microscopio ottico. Di conseguenza, per discriminare i singoli e minuti cristalli costituenti gli aggregati è stato scelto di effettuare un'analisi al SEM mediante la tecnica EBSD (*Electron Back-Scatter Diffraction*). L'aggregato selezionato per effettuare l'analisi appartiene al campione SO06 (*Figura 8.6*). Internamente si presenta con una tessitura omogenea e non si distinguono i singoli grani; lungo l'intero bordo dell'aggregato si possono invece distinguere singoli individui con morfologia euedrale. Questi, già da una prima osservazione, viste le dimensioni apprezzabili e la morfologia definita, sono riferibili ad una generazione metamorfica.

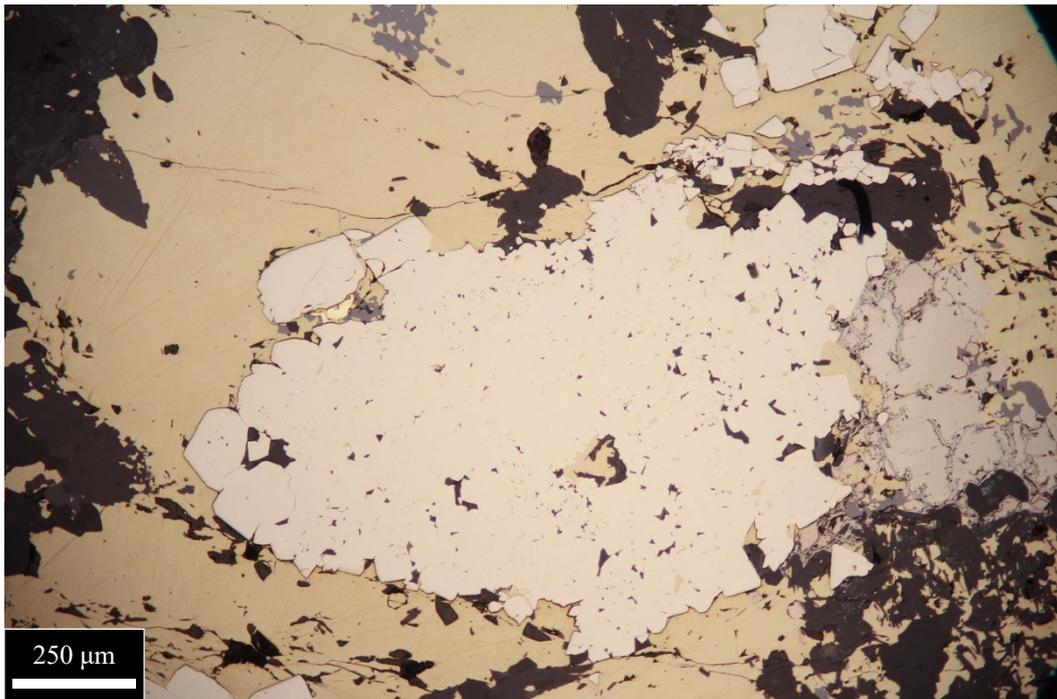


Figura 8.6 – Aggregato piritoso sul quale sono state svolte le analisi EBSD. Nell'area circostante è presente calcopirite (gialla), pirrotina (grigio-rosata), subordinata sfalerite (grigia) e un minuto granulo di oro nativo (giallo intenso) nella porzione in alto a sinistra dell'aggregato. Tutte le porzioni grigio-scure sono costituite da silicati di ganga. Sezione SO06.

Di seguito, verranno presentate: una mappa di tipo *Band Contrast* (BC) che permette di identificare i singoli individui che compongono l'aggregato piritoso, una

mappa IPF (o mappa di Eulero) e GB (*Grain Boundaries*), che permette di discriminare il grado di disorientamento cristallografico tra i granuli, e infine un istogramma della distribuzione del grado di disorientamento angolare tra coppie di granuli.

Dalla mappa BC (*Figura 8.7*) si nota come l'aggregato sia costituito da moltissimi individui con granulometria molto variabile.

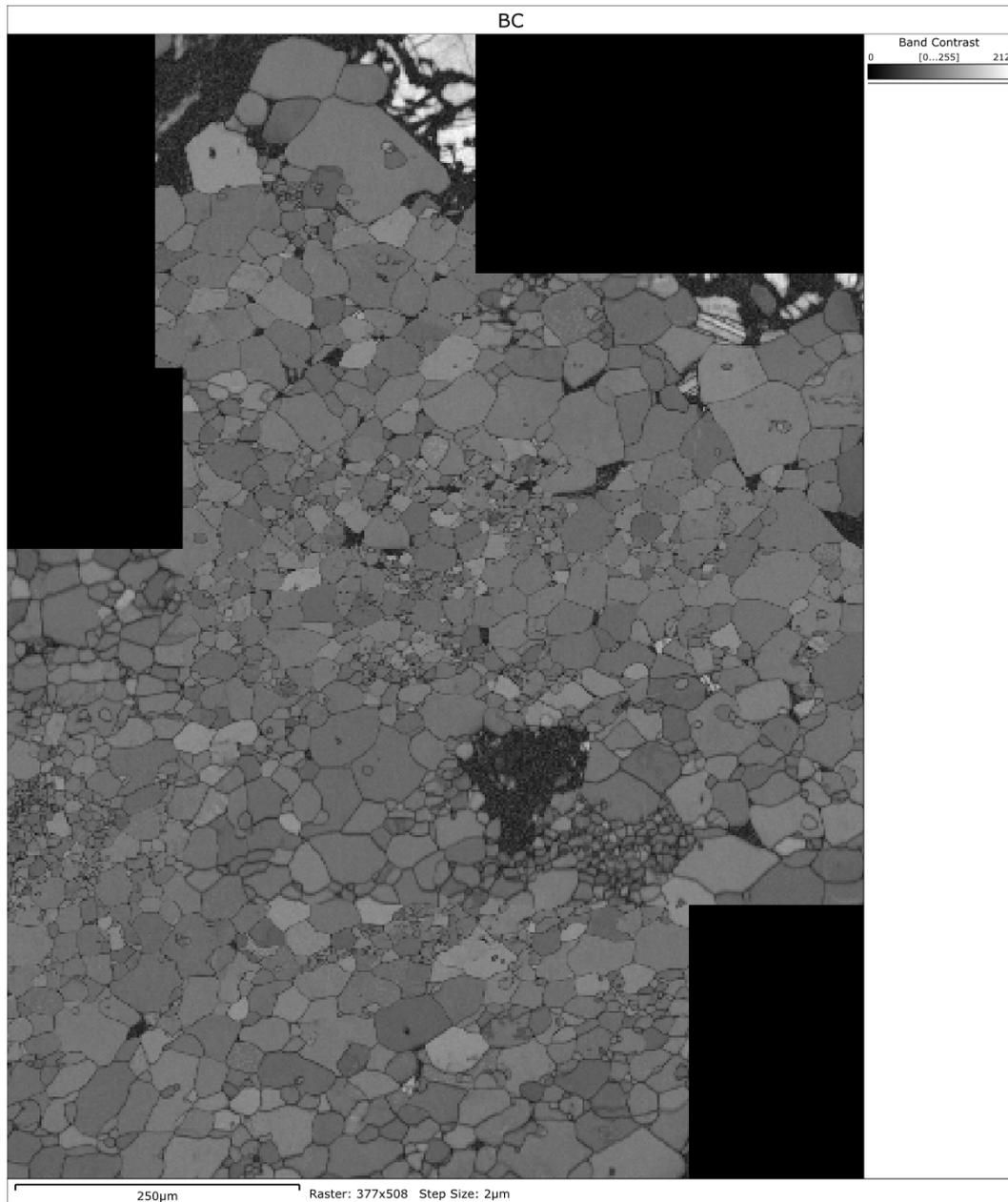


Figura 8.7 – Mappa Band Contrast dell'aggregato piritoso in sezione SO06. La porzione scura al centro è un'inclusione di calcopirite.

Si può osservare come la porzione centrale del sito presenti dimensioni granulometriche generalmente inferiori rispetto a quelle delle porzioni più esterne. Tuttavia, la distribuzione granulometrica nelle due distinte regioni non appare del tutto omogenea; in particolare, nella porzione centrale si distinguono nettamente dei domini circoscritti nei quali i cristalli sono caratterizzati da una granulometria estremamente fine, dai 2 ai 10 μm . La distribuzione e la differente granulometria dei cristalli suggerisce la presenza di due generazioni di pirite. Una generazione è rappresentata dai cristalli di dimensioni maggiori che tendono ad assumere una struttura granoblastica caratterizzata dalla presenza di giunti tripli, caratteri riferibili, come esposto nel capitolo precedente, ad un evento di ricristallizzazione metamorfica. Le porzioni caratterizzate da una granulometria molto più fine e da orientazioni dei granuli casuali, invece, sono riconducibili ad una generazione premetamorfica (primaria) che ha subito solo in minima parte l'effetto della ricristallizzazione. Il motivo per cui i granuli che compongono gli aggregati piritosi osservati in diverse sezioni hanno una granulometria generalmente più minuta rispetto ai singoli cristalli dispersi nelle altre fasi a solfuri o nella ganga silicatica, è attribuibile alla loro minuta granulometria iniziale (pre-ricristallizzazione). Come già per le microstrutture colloformi, la grana fine è ascrivibile alle condizioni di precipitazione rapida dei solfuri in un contesto idrotermale oceanico.

La mappa in *Figura 8.8* mette in evidenza un'elevata misorientazione angolare tra i grani che costituiscono l'aggregato. La maggior parte dei grani presenta bordi con un disorientamento cristallografico maggiore di 40° (bordi di colore chiaro in *Figura 8.8*). Per verificare la presenza di eventuali misorientazioni riferibili a processi deformativi dinamici si presenta la distribuzione di frequenza del grado di disorientamento angolare fra coppie di granuli vicini e coppie casuali (*Figura 8.9*). L'andamento teorico di disorientamento fra coppie casuali è rappresentato nel grafico dalla curva grigia. Per la classe cristallografica $2/m\bar{3}$ della pirite esso mostra una crescita da valori di frequenza nulla a 0° fino a un picco massimo di frequenza a 60° e una decrescita rapida fino a 90° nuovamente fino a valori di frequenza nulli (GRIMMER, 1980).

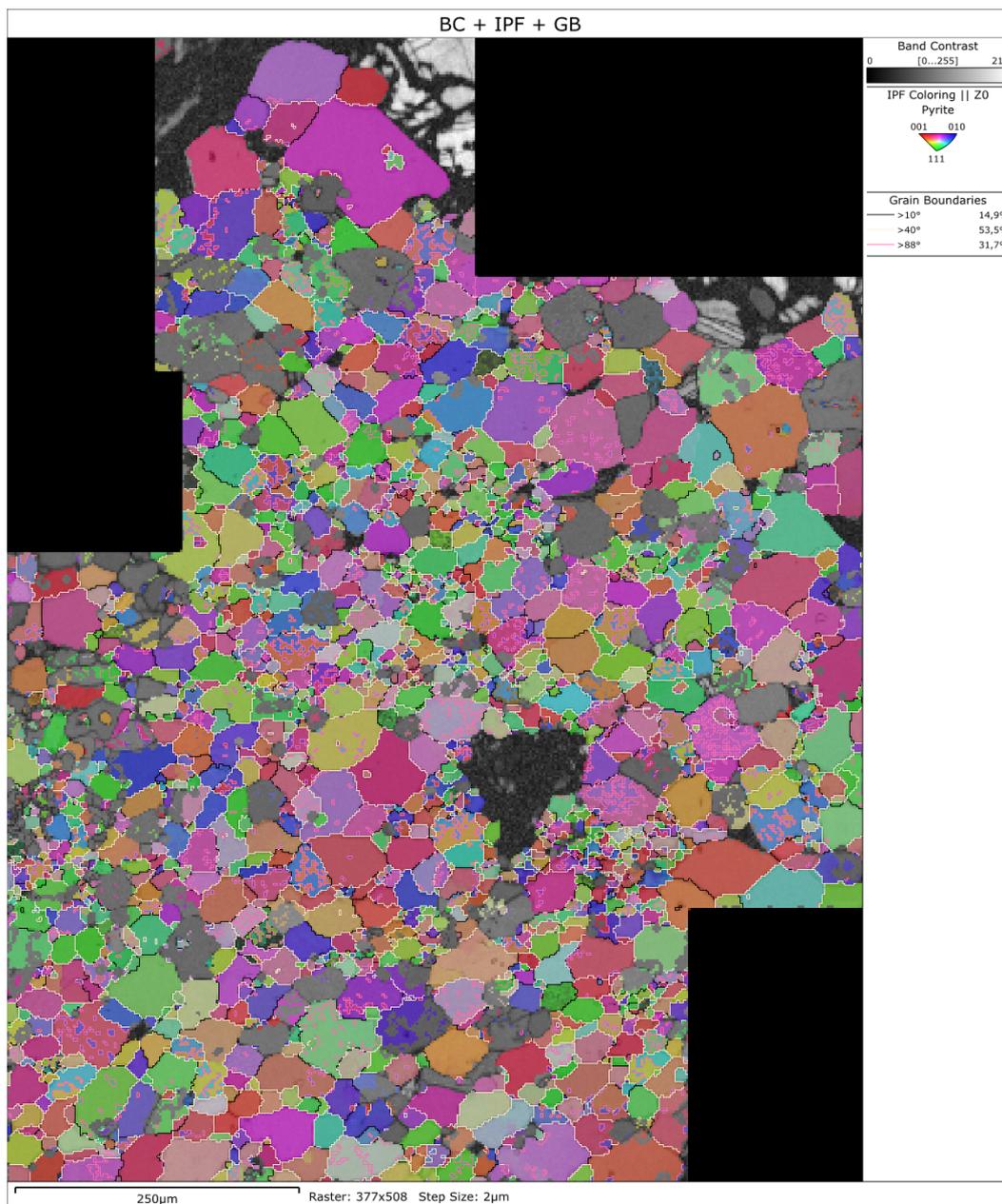


Figura 8.8 – Mappa BC + IPF + GB. Asse Z perpendicolare al piano del foglio.

La distribuzione del grado di disorientamento fra coppie casuali (in giallo nell'istogramma in *Figura 8.9*) mostra una totale concordanza con il valore teorico. La distribuzione del grado di disorientamento di coppie vicine (in colore azzurro e in verde quando vi è sovrapposto l'andamento casuale) invece, mostra una leggera discrepanza rispetto all'andamento teorico in corrispondenza di 5-15° e un picco pronunciato tra gli 85 e 90°. Dal grafico si può inoltre osservare che i valori più elevati di disorien-

tamento tra i grani vicini si collocano tra i 40 e 70°, in linea con la posizione angolare dei valori teorici più elevati di frequenza.

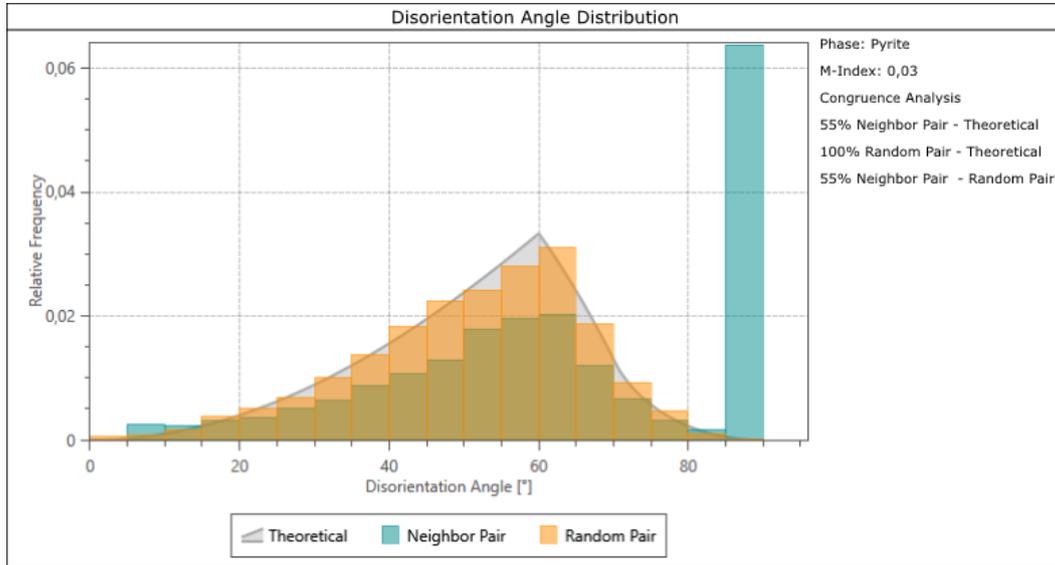


Figura 8.9 – Distribuzione del grado di disorientamento tra grani vicini in confronto alla distribuzione casuale teorica.

Il picco anomalo sopra gli 85° potrebbe indicare un meccanismo di geminazione *a croce di ferro* (REČNIK *et al.*, 2016), caratterizzato da una rotazione di 180° attorno ad un asse di geminazione [110]. Nel tentativo di verificare tale ipotesi sono state analizzate in dettaglio alcune coppie vicine con disorientamento maggiore di 88° (Figura 8.10). I valori misurati (Tabella 1) mostrano come tutti gli assi coinvolti nella rotazione non siano mai assi [110]. Di conseguenza, il picco a circa 90° non può essere attribuito a meccanismi di geminazione. Una possibile spiegazione alternativa si può trovare nei problemi di pseudo-simmetria che interessano l'indicizzazione dei modelli EBSD di pirite in modalità automatizzata. OHFUJI *et al.* (2005) hanno associato questo problema alla somiglianza dei *patterns* di pirite EBSD ruotati di 90° attorno a un asse [100]. Se due sottili *Kikuchi bands*, che distinguono due diverse posizioni, non vengono rivelate durante l'indicizzazione automatica, il risultato è un'errata indicizzazione sistematica. Pertanto, il picco di disorientamento a circa 90° non è probabilmente significativo.

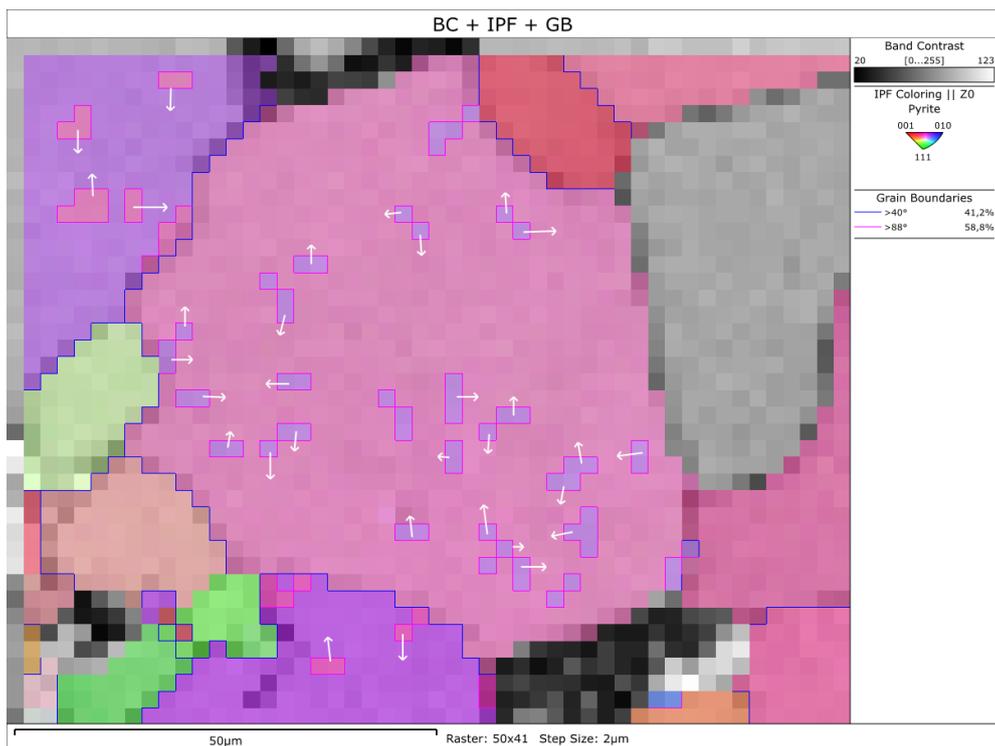


Figura 8.10 – Dettaglio di una porzione della mappa BC+IPF+GB.

Id	Phase	Phase	Width	Length	Start-to-End
	Start	End	Pixels	µm	Disorientation
1	Pyrite	Pyrite	1	2,28	89,19° <00-1>, Δ = 0,12°
2	Pyrite	Pyrite	1	1,96	89,65° <100>, Δ = 0,12°
3	Pyrite	Pyrite	1	2,45	89,19° <-100>, Δ = 0,44°
4	Pyrite	Pyrite	1	2,45	89,64° <-100>, Δ = 0,27°
5	Pyrite	Pyrite	1	3,84	89,06° <001>, Δ = 0,55°
6	Pyrite	Pyrite	1	2,5	89,30° <-100>, Δ = 0,15°
7	Pyrite	Pyrite	1	2,23	89,21° <100>, Δ = 0,15°
8	Pyrite	Pyrite	1	2,29	89,59° <00-1>, Δ = 0,18°
9	Pyrite	Pyrite	1	1,34	89,54° <0-10>, Δ = 0,11°
10	Pyrite	Pyrite	1	2,52	89,65° <0-10>, Δ = 0,26°
11	Pyrite	Pyrite	1	2,35	89,73° <100>, Δ = 0,18°
12	Pyrite	Pyrite	1	3,17	89,78° <100>, Δ = 0,11°
13	Pyrite	Pyrite	1	1,92	88,96° <00-1>, Δ = 0,70°
14	Pyrite	Pyrite	1	2,67	89,63° <0-10>, Δ = 0,15°
15	Pyrite	Pyrite	1	2,73	89,71° <100>, Δ = 0,17°
16	Pyrite	Pyrite	1	2,47	89,29° <100>, Δ = 0,38°
17	Pyrite	Pyrite	1	2,5	89,62° <100>, Δ = 0,22°
18	Pyrite	Pyrite	1	2,34	89,53° <00-1>, Δ = 0,19°
19	Pyrite	Pyrite	1	3,53	89,61° <00-1>, Δ = 0,13°
20	Pyrite	Pyrite	1	1,28	88,90° <00-1>, Δ = 0,25°
21	Pyrite	Pyrite	1	2,95	89,08° <00-1>, Δ = 0,12°
22	Pyrite	Pyrite	1	2,55	89,36° <100>, Δ = 0,22°
23	Pyrite	Pyrite	1	2,54	89,70° <100>, Δ = 0,14°
24	Pyrite	Pyrite	1	2,15	89,83° <0-10>, Δ = 0,10°
25	Pyrite	Pyrite	1	3,03	89,65° <-100>, Δ = 0,11°
26	Pyrite	Pyrite	1	2,73	89,50° <-100>, Δ = 0,30°
27	Pyrite	Pyrite	1	2,62	89,60° <-100>, Δ = 0,07°
28	Pyrite	Pyrite	1	2,67	89,84° <100>, Δ = 0,06°
29	Pyrite	Pyrite	1	4,01	89,94° <010>, Δ = 0,05°
30	Pyrite	Pyrite	1	2,91	89,75° <0-10>, Δ = 0,17°
31	Pyrite	Pyrite	1	3,12	89,73° <00-1>, Δ = 0,08°

Tabella 1 – Valori di disorientamento e assi di rotazione misurati in Figura 8.10.

8.3 ASPETTI GEOCHIMICI: ZONATURE A Co, As E RAPPORTO Co/Ni

È noto come in letteratura le analisi geochemiche sulla pirite, in particolare sulle concentrazioni di Co e Ni, i principali elementi di sostituzione stechiometrica del Fe^{2+} , e il rapporto Co/Ni, siano considerati di notevole rilievo per stabilire l'origine dei giacimenti a solfuri massivi. Questi elementi vengono considerati ottimi indicatori per caratterizzare l'origine primaria dei giacimenti e la loro successiva evoluzione durante il ciclo metamorfico (BRALIA *et al.*, 1979; CAMPBELL & ETHIER, 1984; BAJWAH *et al.*, 1987; ZACCARINI & GARUTI, 2008).

Nelle piriti, valori del rapporto Co/Ni inferiori a 1 sono tipici di piriti di origine di tipo sedimentaria (LOFTUS HILLS & SOLOMON, 1967; PRICE, 1972); invece, valori maggiori di 1 (LOFTUS HILLS & SOLOMON, 1967), valori maggiori di 5, ma più tipicamente di 10 (BRALIA *et al.*, 1979) o valori compresi fra 5 e 50 (PRICE, 1972), sono riscontrati in piriti idrotermali in giacimenti VMS di ambiente oceanico. In piriti di vene idrotermali il rapporto Co/Ni è sempre inferiore a 5, con una media di 1.67 (PRICE, 1972).

Qui di seguito vengono presentati i risultati delle analisi chimiche effettuate su un cristallo subedrale di pirite di circa 500-600 μm immerso in una matrice micacea nella sezione SO10. Dall'immagine BSE in *Figura 8.11* è possibile notare una lieve zonatura che definisce una porzione più interna, abbondante di micro-inclusioni e dalla morfologia irregolare. Tra le mappe elementari effettuate in modalità EDS, unicamente il Co, il Ni e l'As hanno evidenziato una zonatura (*Figura 8.12*). I valori di Ni tuttavia, nelle successive analisi quantitative EMPA riportate in *Tabella 2* non hanno mostrato particolari variazioni legate a possibili zonature. Se ne deduce che la zonatura mostrata dalla mappa elementare EDS sia un artefatto causato dalla sovrapposizione della $k\alpha$ del Ni con la $k\beta$ del Co.

Sulla base delle mappe elementari di Co e As (*Figura 8.12*) si possono definire due generazioni chiaramente distinte di pirite. La prima (PyI), interna al cristallo, è caratterizzata da un contenuto di Co inferiore rispetto alla seconda generazione (PyII) più esterna maggiormente arricchita. L'As contribuisce a marcare tale zonatura, con un arricchimento in corrispondenza del margine esterno della PyI.

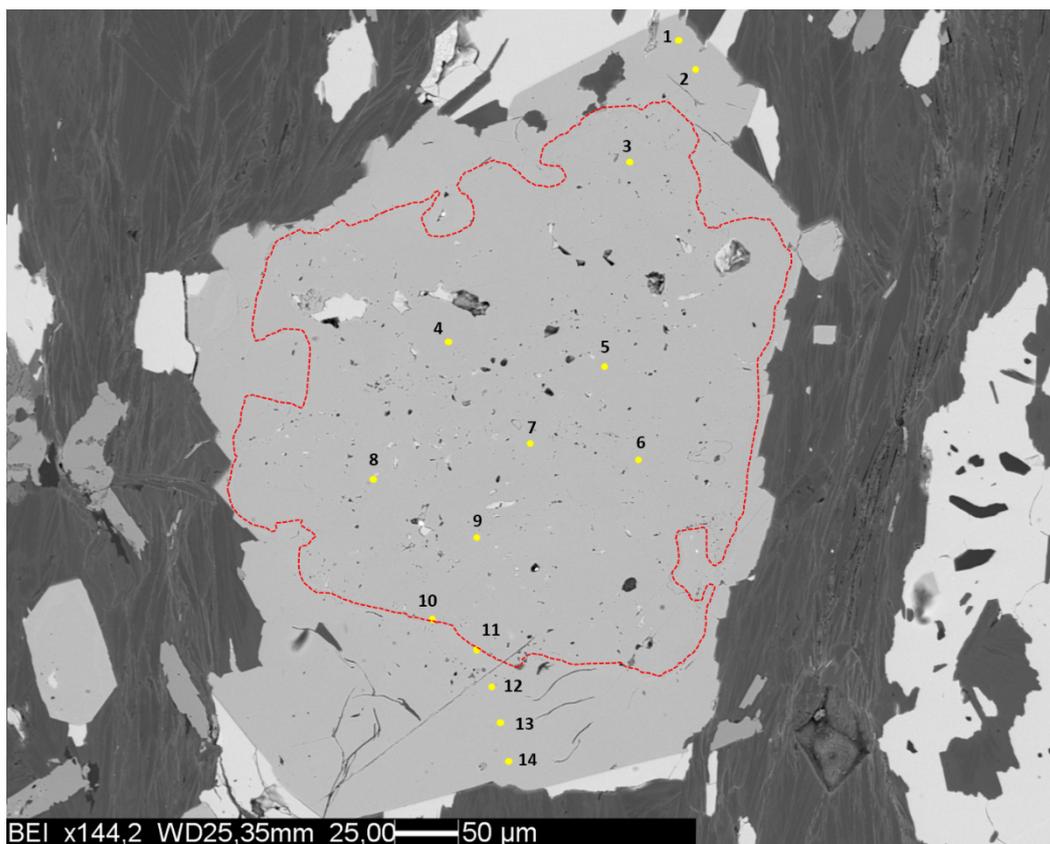


Figura 8.11 – Immagine BSE della pirite analizzata. In giallo si segnalano gli spot dell'analisi quantitativa e con il tratteggio rosso viene marcata la zonatura lievemente visibile. Sezione SO10.

La morfologia della PyI, tratteggiata in rosso nella *Figura 8.11*, appare anedrale e caratterizzata da incavi lobati, testimonianza di una avvenuta dissoluzione/corrosione della PyI ad un certo stadio dell'evento metamorfico progrado. A questo segue un processo di ricristallizzazione che porta alla sovracrescita di PyII su PyI, producendo un cristallo dalla morfologia euedrale.

In *Tabella 2* sono riportati i dati relativi alle analisi quantitative dei principali elementi in traccia nella pirite. Il Co nella PyI presenta una concentrazione media di 0.23 wt% e concentrazioni minime e massime di 0.15 wt% e 0.29 wt%, riscontrati rispettivamente nella sua porzione più esterna e nel suo nucleo più interno. Nella PyII invece, la concentrazione media del Co è di 2.33 wt%, con valori minimi e massimi di 2.13 wt% e 2.49 wt%. Nella PyII si può notare inoltre un progressivo incremento di Co dal limite con la PyI fino ai bordi del cristallo. Il Fe mostra una correlazione inversa rispetto al Co: nella PyI la sua concentrazione media è pari a 46.5 wt%, mentre nella

PyII è pari a 44.2 wt%. Il Ni non mostra zonature evidenti e presenta spesso concentrazioni al di sotto del limite di rivelabilità di 0.02 wt%.

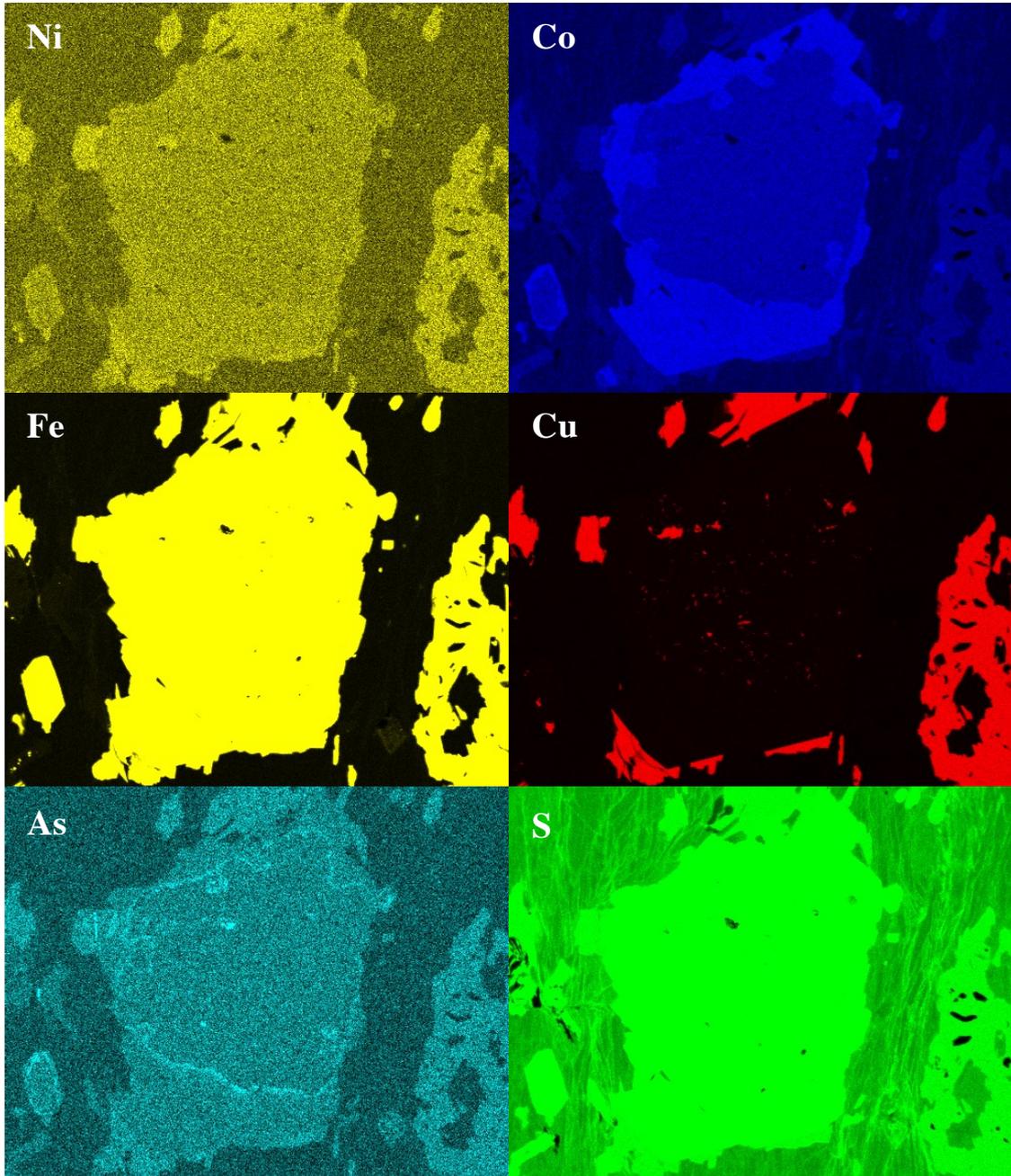


Figura 8.12 – Mappe elementari di Ni, Co, Fe, Cu, As, S, svolte sul cristallo in Figura 8.11. I colori rappresentano le concentrazioni relative degli elementi, da tonalità più scure che rappresentano concentrazioni più basse, a tonalità più chiare che rappresentano concentrazioni più alte.

spot	P _{Y11}		P _{Y1}								P _{Y11}			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
wt%	S	53.21	53.1	53.07	52.83	53.11	53.12	53.47	53.37	53.16	53.13	53.16	53.32	53.36
	Fe	44.23	44.48	46.49	46.76	46.48	46.63	46.17	46.33	46.55	46.58	44.19	44.06	44.07
wt%	As	0.03	0.05	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.26	0.05	0.05
	Mn	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Au	-	0.05	0.04	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Co	2.47	2.23	0.26	0.27	0.24	0.23	0.29	0.2	0.22	0.15	2.27	2.49	2.41
	Ni	0.03	-	-	-	-	-	0.02	0.02	-	0.02	-	-	-
	Cu	0.03	0.05	0.05	-	0.13	-	0.05	0.03	-	-	0.03	0.04	0.02
	Zn	-	0.03	0.08	0.08	0.04	-	-	-	0.04	0.11	0.07	-	0.08
tot,		100.00	99.99	99.99	100.00	100.00	99.98	100.00	99.97	99.97	99.99	99.98	99.96	99.99

Tabella 2 – Analisi EMPA dei punti segnati in Figura 8.1.1. Le caselle in cui compare il tratto (-) si riferiscono a valori sotto al limite di rilevabilità che per gli elementi minori vale (in wt%): As=0.02; Mn=0.02; Au=0.03; Co=0.02; Ni=0.02; Cu=0.02; Zn=0.03.

L'As presenta concentrazioni maggiori nella PyII e concentrazioni inferiori al limite di rivelabilità nella PyI. La posizione dei punti analisi 10 e 11 (*Figura 8.11*) aveva lo scopo di quantificare l'arricchimento di As osservato al bordo esterno della PyI nelle mappe elementari. Il punto analisi 11 ha evidenziato una concentrazione pari a 0.71 wt%, mentre il punto analisi 10 non ha mostrato particolari variazioni né di As né di Co rispetto alle concentrazioni riscontrate nelle porzioni più interne della PyI. Spostandosi verso la periferia della PyII la concentrazione di As tende progressivamente a diminuire.

Le concentrazioni di Co della PyI ottenuti dalle analisi sono comparabili con quelle riscontrate da diversi autori in pirite di giacimenti VMS o comunque di genesi esalativa-idrotermale in ambiente oceanico. FANTONE *et al.* (2014) per il giacimento alpino di Hérin presentano un caso del tutto simile a quello presentato in questo lavoro, con un nucleo interno a un cristallo di pirite caratterizzato da valori di Co decisamente inferiori rispetto alla seconda generazione sovracresciuta. Per questi autori, valori di Co inferiori a 3160 ppm (0.316 wt%), con una media di 1200 ppm (0.12 wt%), sono ascrivibili ad una generazione primaria di pirite originatasi nell'Oceano Ligure-Piemontese. ZACCARINI & GARUTI (2008) trovano nelle pirite di giacimenti VMS dell'Appennino Settentrionale concentrazioni medie che variano fra ~3500 ppm per giacimenti *stratabound* in basalti *pillow* fino a ~4300 ppm in giacimenti stratiformi in breccie serpentinitiche. CAMPBELL & ETHIER (1984) osservano in pirite del giacimento di tipo SEDEX di Sullivan (British Columbia, Canada) concentrazioni medie di 900 ppm con un massimo di 1700 ppm. I SEDEX sono considerati giacimenti sedimentari esalativi da singenetici a sin-diagenetici e sono tipicamente costituiti da solfuri massivi precipitati in fondali oceanici da fluidi idrotermali convettivi. Presentano quindi uno stile abbastanza simile a quello dei VMS, ma sono caratterizzati da assenza di attività magmatica associata, da temperature inferiori (~100-200°) e da una roccia incassante costituita essenzialmente da sequenze sedimentarie.

Il rapporto Co/Ni, laddove i valori di Ni siano superiori al limite di rivelabilità, mostra valori per la PyI di ~15 al nucleo e di ~8 verso il bordo. La PyII invece mostra un rapporto decisamente più elevato, pari a ~82. In *Figura 8.13* i dati sono diagrammati in un grafico Ni vs Co assieme ai dati relativi a numerosi giacimenti VMS nel mon-

do. Come si può notare, i valori di PyI cadono all'interno del campo più tipico delle pirite di affinità vulcanogenica idrotermale, mentre i valori di PyII se ne differenziano in maniera sostanziale.

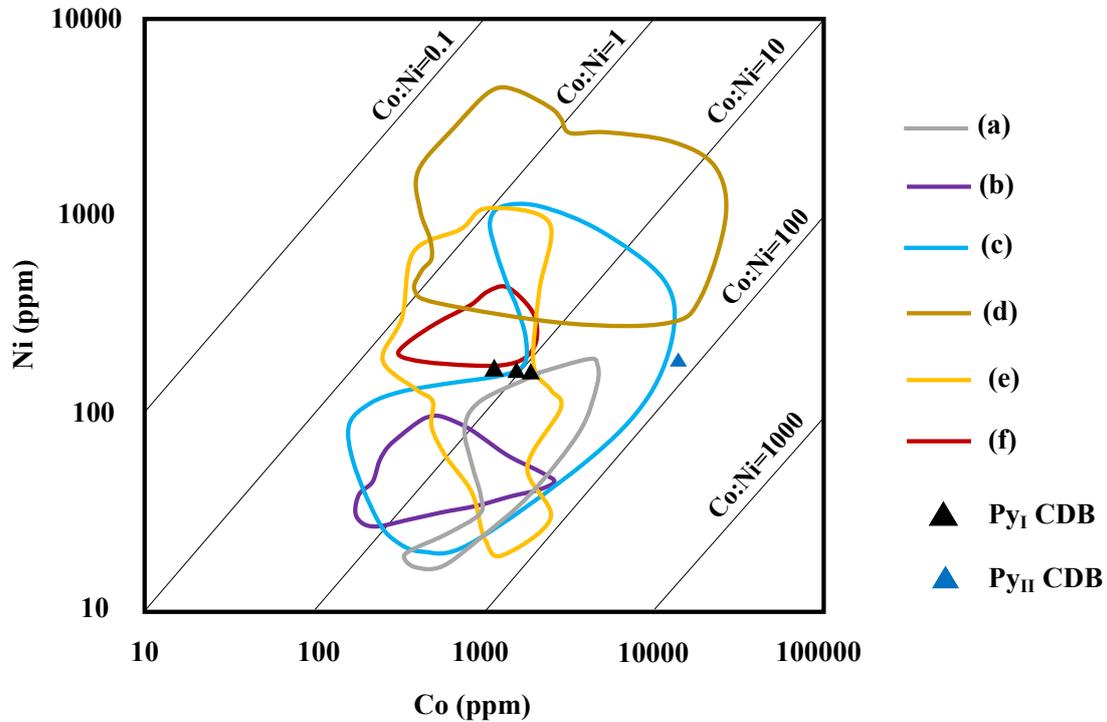


Figura 8.13 – Grafico Ni vs Co in cui con poligoni (a-e) di differenti colori vengono riportati i campi propri delle pirite di affinità vulcanogenica idrotermale proposti da vari autori. a) HAWLEY & NICHOL, (1961); b) BRALIA *et al.*, (1979); c) BAJWAH *et al.*, (1987); d) GARUTI & ZACCARINI, (2005) e ZACCARINI & GARUTI, (2008); e) FANTONE *et al.*, (2014). Il campo f) CAMPBELL & ETHIER (1984) fa riferimento a un giacimento di tipo SEDEX. Con i triangoli neri e blu sono plottate le pirite del Colle della Borra (CDB). Grafico tratto da FANTONE *et al.*, (2014) e modificato.

L'arricchimento di Co nella PyII, registrato anche nelle pirite di seconda generazione di Hérin (FANTONE *et al.*, 2014), potrebbe essere imputato a differenti processi. Fra questi il ripartizionamento di Co e Ni fra pirite e pirrotina (particolarmente abbondante a Colle della Borra) durante l'evoluzione metamorfica. È stato osservato che nelle pirite che hanno subito metamorfismo regionale di medio/alto grado il rapporto Co/Ni tende ad aumentare significativamente segno che, durante i processi ricristallizzazione e conversione fra pirite e pirrotina, il Co si concentra nella pirite mentre il Ni nella pirrotina (BRALIA *et al.*, 1979; CAMPBELL & ETHIER, 1984; COOK, 1996). Più precisamente, con l'aumento di temperatura associato alla fase prograd, la pirite

tende progressivamente a destabilizzarsi e a trasformarsi in pirrotina. Viceversa durante il percorso retrogrado la pirrotina si destabilizza in favore della pirite. L'avvenuta corrosione della PyI testimonierebbe quindi la destabilizzazione della pirite e la stabilizzazione di pirrotina ad un certo stadio dell'evoluzione progradata, mentre la sovracrescita della PyII sarebbe ascrivibile alla trasformazione retrogradata di pirrotina in pirite. Durante quest'ultimo processo il Co inizialmente ospitato nella pirrotina tenderà a concentrarsi nella pirite, in linea con l'arricchimento di Co osservato nella PyII. COOK (1996) sottolinea inoltre come nelle piriti di campioni che presentano rapporti pirite/pirrotina bassi il contenuto di Co sia decisamente più elevato. Ciò implica che il ripartizionamento di Co e Ni in pirite e pirrotina sia funzione anche dell'abbondanza relativa delle due fasi nella roccia. Per confermare tale ipotesi riguardo all'arricchimento di Co nella PyII del Colle della Borra e per un futuro sviluppo del lavoro, sarebbe opportuno effettuare un'analisi sistematica del Co e del Ni nella pirrotina e nelle altre fasi a solfuri presenti in associazione alla pirite.

In alternativa all'ipotesi sopra menzionata, l'arricchimento in Co della PyII potrebbe essere dovuto all'ingresso di sorgenti esterne ricche in Co, come fluidi idrotermali, per esempio di origine metamorfica. Questi stessi fluidi potrebbero avere portato alla sovracrescita della PyII sulla PyI precedentemente parzialmente corrosa. Infatti, il solo apporto di Co derivante dalla dissoluzione della PyI non sarebbe in grado di spiegare l'arricchimento osservato nella PyII (FANTONE *et al.*, 2014). Una testimonianza di circolazione di fluidi idrotermali/metamorfici nelle rocce del Colle della Borra potrebbe essere la presenza di granati completamente sostituiti da sericite nei micascisti a Grt-Cld durante la fase di retrogradata. Un'ulteriore possibile fonte di Co potrebbe essere il *breakdown*, sempre durante il percorso retrogrado, di fasi silicatiche femiche appartenenti alla ganga, come ad esempio clorite. Non vi sono tuttavia, particolari evidenze di destabilizzazione di clorite nelle rocce del Colle della Borra.

L'arricchimento di As al bordo corrosivo della PyI è presumibilmente causato dalla circolazione di fluidi metamorfici ricchi in As. Il solo As liberato dalla dissoluzione di PyI, principale minerale in grado contenere quantità apprezzabili di As fra i solfuri presenti, non può infatti spiegare un tale arricchimento fino a 0.71 wt%, essendo la concentrazione di As nella PyI molto bassa e sempre al di sotto del limite di rivelabili-

tà di 0.02 wt%. È anche da notare che in corrispondenza del bordo ricco in As viene anche registrata la maggior concentrazione di Au (0.07 wt%). L'Au ha una bassa probabilità di sostituire il Fe^{2+} nel reticolo cristallino di una pirite chimicamente pura; al contrario, in presenza di As l'entrata di Au risulta molto più favorita (COOK & CHRYSOULIS, 1990; CHEN *et al.*, 2013). I fluidi derivanti da reazioni di devolatilizzazione metamorfica sono noti per contenere quantità significative di As e Au, come testimoniano i giacimenti di oro orogenico, in cui spesso l'Au si rinviene in associazione con arsenopirite (COOK *et al.*, 2013; TOMSKIN, 2013; SUN *et al.*, 2019; BARK *et al.*, 2020); inoltre durante i processi metamorfici, argilliti e metasedimenti carbonatici ricchi di materia organica possono rappresentare un'ottima fonte di Au e As (LARGE *et al.*, 2011).

9. CONCLUSIONI

Questo lavoro costituisce la prima caratterizzazione minero-petrografica dettagliata della mineralizzazione a solfuri massivi del Colle della Borra. Il giacimento si colloca all'interno della Zona Piemontese interposta fra due margini continentali passivi; più precisamente in una sequenza ofiolitica rappresentata da abbondanti calcescisti, intercalati a metabasiti, micascisti, quarziti e marmi.

Grazie a uno studio micro-tessiturale e geochimico di dettaglio è stato possibile constatare l'origine primaria del giacimento, con ogni probabilità riconducibile a fenomeni esalativi idrotermali su un fondale marino, seguita poi dall'evoluzione metamorfica a seguito dei processi di subduzione ed esumazione legati al ciclo orogenico alpino. Il giacimento ha quindi subito le medesime condizioni metamorfiche di picco della sequenza incassante, caratterizzate presumibilmente dal raggiungimento della facies eclogitica (MODESTI, 2021). Questo ha indotto nella mineralizzazione delle trasformazioni a livello strutturale, tessiturale e geochimico, in grado di obliterare quasi totalmente i caratteri primari del giacimento. Tuttavia, in alcune pirite si sono rinvenute microstrutture colloformi relitte, aggregati a grana fine (2-10 μm) e zonature a Co, in grado di definire l'origine in un contesto idrotermale di fondale oceanico.

La mappa chimica del Co nella pirite illustrata in *Figura 8.12* è in grado di rappresentare in maniera significativa l'intero percorso metamorfico che il cristallo ha subito durante l'evoluzione alpina. La morfologia anedrale della pirite interna di prima generazione testimonia l'avvenuta corrosione durante il percorso progrado di un cristallo primario, mentre la seconda generazione sovracresciuta sulla prima rispecchia i processi di ricristallizzazione avvenuti durante la retrocessione.

In accordo con le osservazioni sulla sequenza incassante fatte dalla collega Alesia Modesti nello sviluppo della sua tesi, la formazione del giacimento del Colle della Borra è avvenuta sul fondale dell'Oceano Ligure-Piemontese molto presumibilmente in vicinanza della dorsale, la cui attività magmatica ha avuto la funzione principale di fornire il calore per la convezione dei fluidi idrotermali. L'abbondanza poi di sedimenti terrigeni, rappresentati da calcescisti e micascisti, implica la vicinanza anche di un margine continentale. Il paleo-ambiente nel quale è avvenuta la formazione del giaci-

mento doveva essere quindi un contesto misto a dominanza vulcanica e terrigena. La stessa interpretazione è stata proposta per il giacimento a Cu-Fe di Hérin (FANTONE *et al.*, 2014), per quello a Fe-Cu di Chuc-Servette e per quello a Mn di Praborna nella valle di Saint-Marcel (TARTAROTTI *et al.*, 2017b).

I risultati ottenuti permettono anche di affinare e in parte completare l'interpretazione dei dati isotopici del Pb fornita da NIMIS *et al.* (2017) per i giacimenti VMS delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale. In NIMIS *et al.* (2017), questi giacimenti sono suddivisi sulla base dell'impronta metamorfica subita durante il ciclo orogenico alpino; vengono considerati quindi separatamente giacimenti nella Zona Piemontese metamorfosati in facies scisti blu e, rispettivamente, in facies eclogitica, e giacimenti nell'Appennino Settentrionale che invece sono da considerarsi non metamorfosati. Sulla base della scarsa letteratura precedente, il giacimento del Colle della Borra era stato collocato fra i giacimenti metamorfosati in facies scisti blu, in accordo con gli studi petrografici sulla sequenza ofiolitica sviluppati negli anni '80 da BATTISTON *et al.* (1984) e BENCIOLINI *et al.* (1984).

Secondo NIMIS *et al.* (2017), le grandi variazioni isotopiche del Pb rilevate fra i vari giacimenti sono ascrivibili al differente grado di sovraimpronta metamorfica alpina che hanno subito. I giacimenti dell'Appennino Settentrionale mostrano una firma isotopica del Pb non radiogenica e sovrapponibile a quella dei MORB, riflettendone la genesi in un ambiente mafico e ultramafico di fondale oceanico dove il contributo isotopico dei sedimenti oceanici e di fonti continentali è molto scarso. Quelli nella Zona Piemontese metamorfosati in facies scisti blu invece si sovrappongono solo in parte ai valori mostrati dai precedenti, e mostrano un contributo progressivamente sempre più elevato di componente radiogenica di tipo crostale "giovane" simile alla composizione media dei metagraniti e metasedimenti del massiccio del M. Rosa (*Figura 9.1*); quelli metamorfosati in facies eclogitica invece non si sovrappongono mai ai valori registrati per i giacimenti dell'Appennino e mostrano un andamento sempre sopra la curva di crescita della "young upper crust" di KRAMERS & TOLTSIKHIN (1997) e caratterizzato da un sostanziale arricchimento in ^{207}Pb .

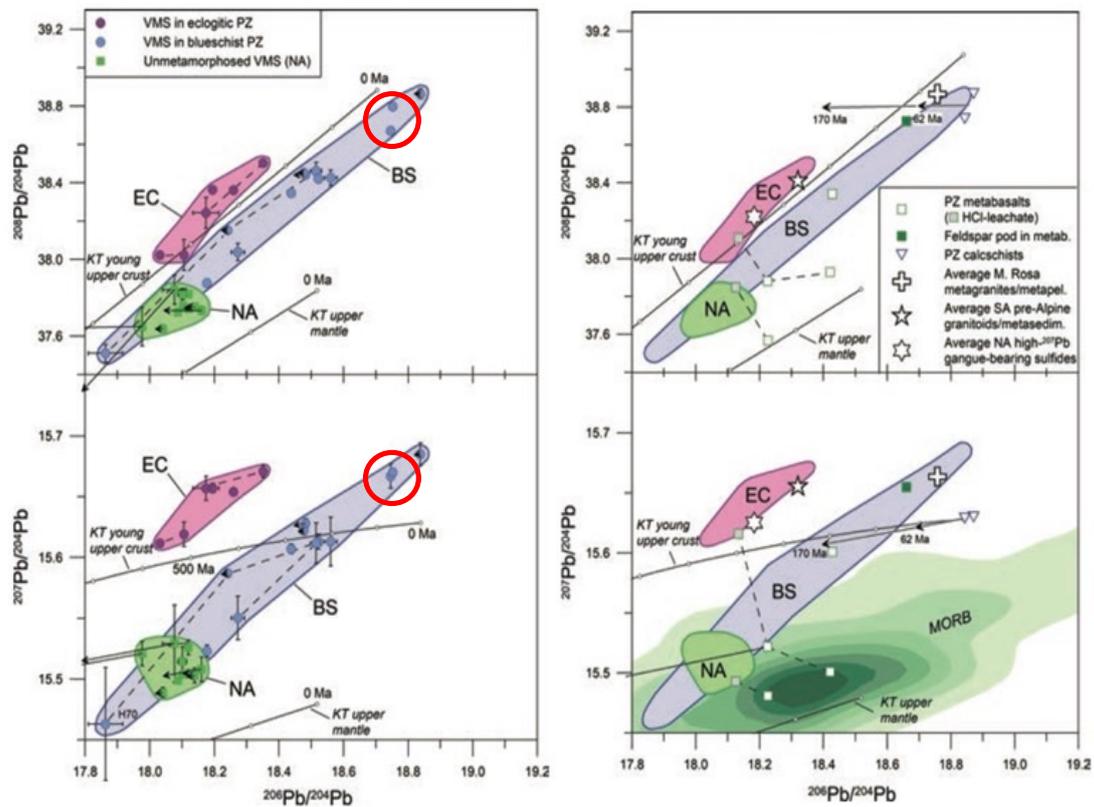


Figura 9.1 – Rapporti degli isotopi del Pb per i giacimenti VMS non metamorfosati dell'Appennino Settentrionale (NA); della Zona Piemontese metamorfosati in facies scisti blu (BS) e in facies eclogitica (EC). La curva KT rappresenta la crescita del Pb nella crosta superiore "giovane" (KRAMERS & TOLSTIKHIN, 1997). Nei grafici a destra si possono notare le possibili fonti di Pb fra cui: basalti MORB (MEYZEN et al., 2007); metagraniti e metapeliti del Monte Rosa (CURTI, 1987); metagranitoidi e metasedimenti dalle Alpi Sud-occidentali (CUMMING et al., 1987); ganga dei solfuri provenienti dagli NA con i cinque valori più alti di $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Tratto da NIMIS et al. (2017). Il giacimento del Colle della Borra è cerchiato in rosso.

Il giacimento del Colle della Borra mostra un arricchimento in Pb radiogenico fra i più elevati, come si può notare in *Figura 9.1* (punti cerchiati in rosso). La firma isotopica dei giacimenti della Zona Piemontese può essere spiegata considerando un mescolamento di diverse componenti di Pb, quella dei MORB, una continentale "vecchia", pre-alpina, e una continentale "giovane", metamorfosata durante l'evento alpino (NIMIS et al., 2017).

La composizione isotopica arricchita in ^{207}Pb dei giacimenti in facies eclogitica mostra delle similitudini con quelle dei feldspati dei granitoidi pre-Alpini, dei metasedimenti del margine continentale Adria e della ganga dei giacimenti non metamorfosati appenninici; tale arricchimento non viene apparentemente registrato nei giacimenti in facies scisti blu, dove l'arricchimento in ^{207}Pb è sempre accompagnato da un sostan-

ziale arricchimento delle altre componenti radiogeniche ^{206}Pb e ^{208}Pb . È evidente allora come il grado metamorfico giochi un ruolo fondamentale nel definire questi andamenti. La spiegazione data da NIMIS *et al.* (2017) è che durante la subduzione il ^{207}Pb contenuto nella ganga o nei sedimenti sovrastanti la mineralizzazione si distribuisce inizialmente nei minerali progradati come lawsonite, epidoto o titanite e successivamente viene rilasciato solo durante le reazioni di deidratazione che avvengono alla transizione scisti blu-eclogitico. Questa componente viene quindi incorporata dai solfuri durante i processi di ricristallizzazione. Ne deriva che nei giacimenti in facies scisti blu il rilascio di ^{207}Pb non può avvenire e quindi non mostreranno un arricchimento in questa componente. L'andamento ben definito nei giacimenti in facies scisti blu (*Figura 9.1*) può invece essere spiegato come il risultato di un mescolamento fra la componente MORB originale e una componente derivante dai calcescisti (abbondanti in queste nelle unità tipo-Combin) e in parte da granitoidi e metapeliti appartenenti al Dominio Pennidico Interno (es. Monte Rosa) metamorfosati durante il ciclo alpino, attraverso la circolazione di fluidi metamorfici rilasciati durante la fase di retrocessione/esumazione. La presenza di questa componente di Pb derivante da una crosta continentale “giovane” anche nei giacimenti in facies eclogitica è considerata da NIMIS *et al.* (2017) essere incerta e comunque modesta. La ragione è ricondotta essenzialmente alla scarsità di metasedimenti nelle sequenze in cui essi sono tipicamente incassati.

La stima qualitativa del picco metamorfico in facies eclogitica e l'abbondante presenza nella sequenza ofiolitica di calcescisti con numerosi relitti pseudomorfi di lawsonite (MODESTI, 2021) permette di elaborare un'interpretazione differente per il giacimento del Colle della Borra. In particolare, il Colle della Borra potrebbe costituire una sorta di *end-member* nel gruppo dei giacimenti in facies eclogitica, nel quale la componente di crosta continentale “giovane” risulta essere abbondante e paragonabile a quella dei giacimenti in facies scisti blu più trasformati (*Figura 9.2*). La formazione di abbondanti lawsoniti durante il percorso progrado e la loro successiva deidratazione durante la transizione scisti blu-eclogitico, avrebbe garantito un significativo apporto iniziale di ^{207}Pb durante la ricristallizzazione prograda dei solfuri; a differenza degli altri giacimenti in facies eclogitica, l'abbondante presenza di calcescisti e micascisti, avrebbe successivamente permesso anche un sostanziale arricchimento nella compo-

nente crostale continentale “giovane” durante la fase di retrocessione. Questa seconda fase di arricchimento isotopico potrebbe essere correlata con la formazione della seconda generazione di pirite (PyII) e con la circolazione di fluidi di origine metamorfica arricchiti in Co e As da me precedentemente ipotizzata sulla base delle zonature chimiche nella pirite stessa.

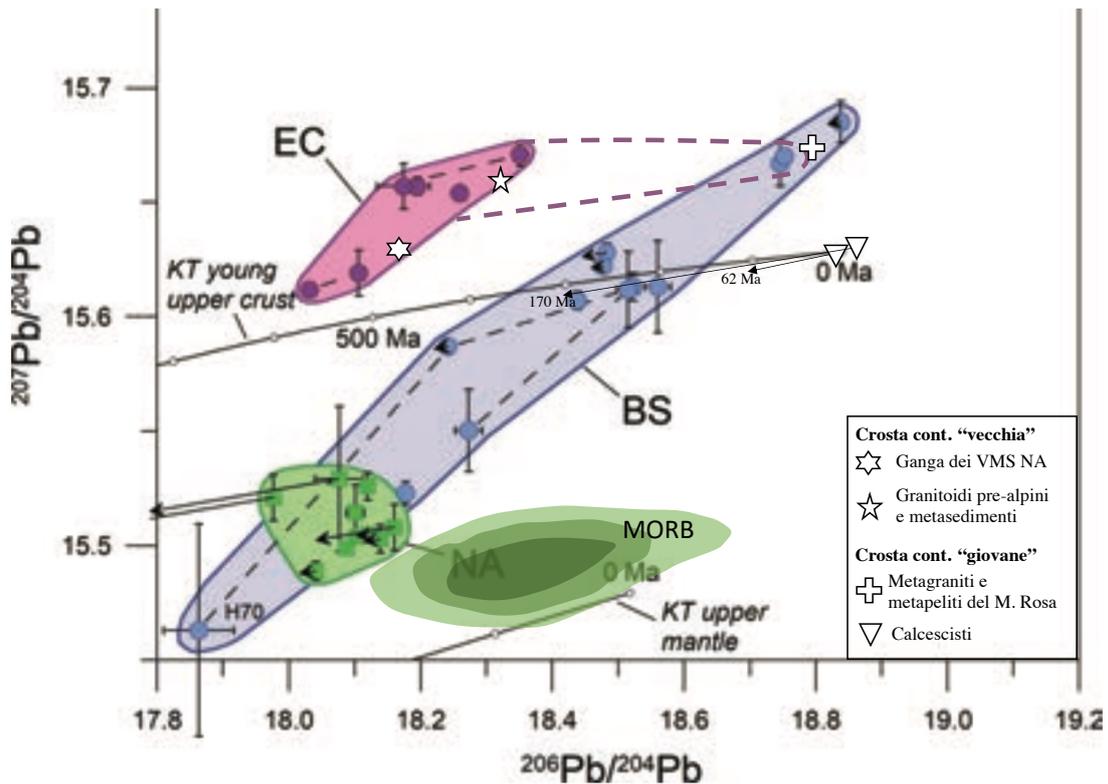


Figura 9.2 – Estratto della Figura 9.1, in cui con il tratteggio in viola viene mostrato il proposto ampliamento del campo isotopico dei giacimenti VMS in facies eclogitica. Nel grafico vengono riportati anche i contributi dei tre componenti di Pb principali: MORB, crosta continentale “vecchia” e crosta continentale “giovane”. Le frecce per i calcescisti indicano l’effetto della correzione delle età.

10. BIBLIOGRAFIA

Agard, P., Jolivet, L. & Goffe, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: Implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 617-636.

Agard, P., Monie, P., Jolivet, L. & Goffe, B. (2002). Exhumation of the Schistes Lustrés complex: In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 599-618.

Amato, J.M., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P. & Beard, B.L. (1999). Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm–Nd and Rb–Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 425-438.

Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L. & Beyssac, O. (2009). The Zermatt- Saas ophiolite: The largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone? *Terra Nova*, 21, 171-180.

Angiboust, S., Langdon, R., Agard, P., Waters, D. & Chopin, C. (2012). Eclogitization of the Monviso ophiolite (W. Alps) and implications on subduction dynamics. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 37-61.

Angiboust, S. & Glodny, J. (2020). Exhumation of eclogitic ophiolitic nappes in the W. Alps: New age data and implications for crustal wedge dynamics. *Lithos*, 356-357, 105374.

Bajwah Z., Seccombe P. & Offler R. (1987). Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22, 292-300.

Balestro, G., Lombardo, B., Vaggelli, G., Borghi, A., Festa, A. & Gattiglio, M. (2014). Tectonostratigraphy of the northern Monviso meta-ophiolite complex (Western Alps). *Italian Journal of Geosciences*, 133, 409-426.

Balestro, G., Festa, A., Borghi, A., Castelli, D., Gattiglio, M. & Tartarotti, P. (2017). Role of Late Jurassic intra-oceanic structural inheritance in the Alpine tectonic evolution of the Monviso meta-ophiolite Complex (Western Alps). *Geological Magazine*, 155, 233-249.

Balestro, G., Festa, A. & Dilek, Y. (2019). Structural architecture of the western alpine ophiolites, and the Jurassic seafloor spreading tectonics of the alpine Tethys. *Journal of the Geological Society*, 176, 913-930.

Ballèvre, M., Kiénast, J. R., & Vuichard, J.P. (1986). La “nappe de la Dent-Blanche” (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79, 57-74.

Bark, G., Boyce, A.J., Fallick, A.E. & Weihed, P. (2020). Fluid and metal sources in the Fäboliden hypozonal orogenic gold deposit, Sweden. *Mineralium Deposita*, 56, 425-440.

Barrie, C.D., Cook, N.J. & Boyle, A.P. (2010). Textural variation in the pyrite-rich ore deposits of the Røros district, Trondheim Region, Norway: implications for pyrite deformation mechanisms. *Mineralium Deposita*, 45, 51-68.

Barrie, C.T. & Hannington, M.D. (1999). Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition. In: Barrie, C.T., and Hannington, M.D., (ed.), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, 8, 2-10.

Barton, P.B. Jr., Skinner, B.J. (1979). Sulphide mineral stabilities. In: Barnes, H.L., (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, 278-403.

Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G.V., De Vecchi, GP., Marchi, G., Martin, S., Polino, R. & Tartarotti, P. (1984). Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 29, 209-232.

Bearth, P. (1967). Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge*, 132, 130.

Beltrando, M., Compagnoni, R. & Lombardo, B. (2010). (Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective. *Gondwana Research*, 18, 147-166.

Beltrando, M., Lister, G., Hermann, J., Forster, M. & Compagnoni, R. (2008). Deformation mode switches in the Penninic units of the Urtier Valley (Western Alps): Evidence for a dynamic orogen. *Journal of Structural Geology*, 30, 194-219.

Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P. (1984). Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità piemontesi della valle di Campiglia. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 29, 127-151.

Bertrand, J.M., Paquette, J.L. & Guillot, F. (2005). Permian zircon U–Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting post-Variscan events in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 85, 15-29.

Bocchio, R., Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P. (2000). Geochemistry of eclogitised Fe-Ti-gabbros from various lithological settings (Aosta Valley ophiolites, Italian western Alps). Protolith composition and eclogitic paragenesis. *Periodico di Mineralogia*, 69, 217-237.

Boschi, C., Früh-Green, G.L. & Delacour, A. (2006). Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q01004.

Bralia A., Sabatini G. & Troja F. (1979). A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Evidences from Southern Tuscany pyritic deposits. *Mineralium Deposita*, 14, 353-374.

Brown, D. & McClay, K.R. (1983). Deformation textures in pyrite from the Vangorda Pb-Zn-Ag deposit, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, 57, 55-66.

Bucher, K., Fazis, Y., De Capitani, C. & Grapes, R. (2005). Blueschists, eclogites, and decompression assemblages of the Zermatt–Saas ophiolite: high-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere. *American Mineralogist*, 90, 821-835.

Bucher, K. & Grapes, R. (2009). The Eclogite-facies Allalin Gabbro of the Zermatt-Saas Ophiolite, Western Alps: a Record of Subduction Zone Hydration. *Journal of Petrology*, 50, 1405-1442.

Bousquet, R. (2008). Metamorphic heterogeneities within a single HP unit: Overprint effect or metamorphic mix? *Lithos*, 103, 46-69.

Butler, J.P., Beaumont, C. & Jamieson, R.A. (2013). The Alps 1: A working geodynamic model for burial and exhumation of (ultra) high-pressure rocks in Alpine-type orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 377, 114-131.

Campbell, F. & Ethier, V. (1984). Nickel and cobalt in pyrrhotite and pyrite from the Faro and Sullivan orebodies. *The Canadian Mineralogist*, 22, 503-506.

Cartwright, I. & Barnicoat, A.C. (2002). Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt–Saas and Combin zones of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 263-281.

Chen, J.H., Li, Y.Q., Zhong, S.P. & Guo, J. (2013). DFT simulation of the occurrences and correlation of gold and arsenic in pyrite. *American Mineralogist*, 98, 1765-1771.

Compagnoni, R. & Lombardo, B. (1974). The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rendiconti della Società Geologica Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 30, 220-237.

Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Lombardo, B. & Williams, P.F. (1977). The Sesia–Lanzo Zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconti della Società Geologica Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 281-334.

Compagnoni, R. & Maffeo, B. (1973). Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 53, 355-378.

Cook, N.J. (1996). Mineralogy of the sulphide deposit at Sulitjelma, northern Norway. *Ore Geology Reviews*, 11, 303-338.

Cook, N.J. & Chryssoulis, S.L. (1990). Concentrations of invisible gold in the common sulfides. *The Canadian Mineralogist*, 28, 1-16.

Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Silcok, D. & Meria, D. (2013). Arsenopyrite-Pyrite Association in an Orogenic Gold Ore: Tracing Mineralization History from Textures and Trace Elements. *Economic Geology*, 108, 1273-1283.

Cook, N.J., Halls, C. & Boyle, A.P. (1993). Deformation and metamorphism of massive sulphides at Sulitjelma, Norway. *Mineralogical Magazine*, 57, 67-81.

Coumou, D., Driesner, T., Weis, P. & Heinrich, C.A. (2009). Phase separation, brine formation, and salinity variation at Black Smoker hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 114, B03212.

Craig, J.R. & Vokes, F.M. (1992). Ore mineralogy of the Appalachian– Caledonian stratabound sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 7, 77-123.

Craig, J.R. & Vokes, F.M. (1993). The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineralogical Magazine*, 57, 3-18.

Craig, J.R., Vokes, F.M. & Solberg, T.N. (1998). Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*, 34, 82-101.

Cumming, G.L., Köppel, V. & Ferrario, A. (1987). A lead isotope study of the northeastern Ivrea Zone and the adjoining Ceneri zone (N-Italy): evidence for a contaminated subcontinental mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 19-30.

Curti, E. (1987). Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy): a comparison with Archean lode deposits. *Economic Geology*, 82, 2115-2140.

Dal Piaz, G.V., Natale, P., Nervo, R., Omenetto, P. & Polino, R. (1978). La mineralizzazione piritoso-cuprifera di Viafiocia (Alpi Cozie). *Memorie di Scienze Geologiche*, 32, 1-16.

Dal Piaz, G.V. (2001). History of tectonic interpretations of the Alps. *The Journal of Geodynamics*, 32, 99-114.

Dal Piaz, G.V., Bistacchi, A. & Massironi, M. (2003). Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26, 175-180.

Dal Piaz, G., Cortiana, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G. & Tartarotti, P. (2001). Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 668-684.

Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. & Marinotti, G. (1972). La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 433-460.

Dal Piaz, G.V. & Omenetto, P. (1978). Brevi note su alcune mineralizzazioni della Falda Piemontese in Valle d'Aosta. *Ofioliti*, 3, 161-176.

Dehnavi, A.S., McFarlane, C.R.M., Lentz, D.R. & Walker, J.A. (2018). Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: from textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits. *Ore Geology Reviews*, 92, 656-671.

Elter, G. (1972). Contribution a la connaissance du Briançonnais interne et de la bordur piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes Lustrés. *Memorie dell'Istituto di Geologica e Mineralogia della Università di Padova*, 28-19.

Elter, P., Lasagna, S., Marroni, M., Pandolfi, L., Vescovi, P. & Zanzucchi, G. (2006). Foglio 215 Bedonia della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 e note illustrative. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Evans, G.N., Tivey, M.K., Monteleone, B., Shimizu, N., Seewald, J.S., Rouxel, O.J. (2019). Trace elements proxies of seafloor hydrothermal fluids based on secondary ion mass spectrometry (SIMS) of black smoker chimney linings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 269, 346-375.

Fantone, I., Grieco, G., Strini, A. & Cavallo, A. (2014). The effect of Alpine metamorphism on an oceanic Cu-Fe sulfide ore: the Hérin deposit, Western Alps, Italy. *Periodico di Mineralogia*, 83, 345-365.

Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., Scambelluri, M. & Villa, I.M. (2005). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: Evidence for a continuous subduction–exhumation cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 668-680.

Festa, A., Balestro, G., Dilek, Y. & Tartarotti, P. (2015). A jurassic oceanic core complex in the high-pressure Monviso ophiolite (western Alps, NW Italy). *Lithosphere*, 7, 646-652.

Fouquet., Y., Cambon, P., Etoubleau J., Charlou, J.L., Ondréas, H., Barriga, F.J.A.S., Cherkashov, G., Semkova, T., Poroshina, I., Bohn, M., Donval, J.-P., Henry, K., Murphy, P. & Rouxel, O. (2010). Geodiversity of Hydrothermal Processes Along the Mid-Atlantic Ridge and Ultramafic-Hosted Mineralization: A New Type of Oceanic Cu-Zn-Co-Au Volcanogenic Massive Sulfide Deposit. *Geophysical Monograph Series*, 188, 321-367.

Froitzheim, N., Schmid, S.M. & Conti, P. (1994). Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87, 559-612.

Galley, A.G., Hannington, M.D. & Jonasson, I.R. (2007), Volcanogenic massive sulphide deposits. In: Goodfellow, W.D., (ed.), *Mineral deposits of Canada: Geologi-*

cal Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication, 5, 141-161.

Galley, A.G. & Koski, R.A. (1999). Setting and characteristics of ophiolite-hosted volcanogenic massive sulfide deposits. In: Barrie, C.T., Hannington, M., (ed.), *Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings*. Special Publications of the Society of Economic Geologists, 221-246.

Garuti, G. & Zaccarini, F. (2005). Minerals of Au, Ag and U in volcanic-rock-associated massive sulfide deposits of the Northern Appennine ophiolite, Italy. *The Canadian Mineralogist*, 43, 935-950.

Gasco, I. & Gattiglio, M. (2010). Geological map of the middle Orco Valley, Western Italian Alps. *Journal of Maps*, 2010, 463-477.

Gasco, I., Gattiglio, M. & Borghi, A. (2009). Structural evolution of different tectonic units across the Austroalpine-Penninic boundary in the middle Orco Valley (Western Italian Alps). *Journal of Structural Geology*, 31, 301-314.

Gasco, I., Gattiglio, M. & Borghi, A. (2011). Lithostratigraphic setting and P-T metamorphic evolution for the Dora Maira Massif along the Piedmont Zone boundary (middle Susa Valley, NW Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1065-1085.

Ghignone, S., Borghi, A., Balestro, G., Castelli, D., Gattiglio, M., & Groppo C. (2020). HP tectono-metamorphic evolution of the Internal Piedmont Zone in Susa Valley (Western Alps): New petrologic insight from garnet+chloritoid-bearing micaschists and Fe–Ti metagabbro. *Journal of Metamorphic Geology*, 39, 391-416.

Giacometti, F., Evans, K.A., Rebay, G., Cliff, J., Tomkins, A., Rossetti, P., Vaggelli, G. & Adams, D. (2014). Sulfur isotope evolution in sulfide ores from West-

ern Alps: assessing the influence of subduction-related metamorphism. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15, 3808-3829.

Gibson, H.L., Allen, R.L., Riverin, G. & Lane, T.E. (2007). The VMS model: advances and application to exploration targeting. In: Milkereit, B., (ed.), *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial Intern Conf Mineral Exploration*, 713-730.

Gouzu, C., Yagi, K., Thanh, N.X., Itaya, T. & Compagnoni, R. (2016). White mica K–Ar geochronology of HP–UHP units in the Lago di Cignana area, western Alps, Italy: Tectonic implications for exhumation. *Lithos*, 248-251, 109-118.

Grimmer, H. (1980). A unique description of the relative orientation of neighbouring grains. *Acta Crystallographica*, 36, 382-389.

Groppo, C., Beltrando, M. & Compagnoni, R. (2009). The P-T path of the ultra-high pressure Lago Di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: Insights into the evolution of the subducting Tethyan slab. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 207-231.

Groppo, C. & Castelli, D. (2010). Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monviso meta-ophiolite (Western Alps): Dehydration and redox reactions during subduction of oceanic FeTi-oxide gabbro. *Journal of Petrology*, 51, 2489-2514.

Hannington, M.D., Jonasson, I.R., Herzig, P.M., and Petersen, S. (1995). Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. In: Humphris, S., (ed.), *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 91, 115-157.

Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. & Sillitoe, R.H. (1999). Volcanogenic gold in the massive sulphide environment. In: Barrie, C.T., Hannington,

M., (ed.), *Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings*. Special Publications of the Society of Economic Geologists, 325-356.

Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J. & Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. & Richards, J.P., (ed.), *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, 111-141.

Hawley, J. & Nichol, I. (1961). Trace elements in pyrite, pyrrhotite and calcopyrite of different ores. *Economic Geology*, 56, 467-487.

Herzig, P.M., Hannington, M.D., Fouquet, Y., Von Stackelberg, U. & Petersen, S. (1993). Gold-rich polymetallic sulfides from the Iau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific. *Economic Geology*, 88, 2182-2209.

Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A. & Rex, D.C. (1996). Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 152-168.

Kley, J. & Voigt, T. (2008). Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36, 839-842.

Kelly, W.C. & Clark, B.R. (1975). Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite to 2000 bars and 500°C. *Economic Geology*, 70, 431-53.

Kramers, J.D. & Tolstikhin, I.N. (1997). Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, 139, 75-110.

Large, R.R., Bull, S.W. & Maslennikov, V.V. (2011). A carbonaceous sedimentary source-rock model for carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, 106, 331-358.

Le Bayon, B. & Ballèvre, M. (2006). Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology*, 28, 793-815.

Li, X., Faure, M., Lin, W. & Manatschal, G. (2013). New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust: The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps. *Lithos*, 160-161, 283-29.

Locatelli, M., Verlaquet, A., Agard, P., Federico, L. & Angiboust, S. (2018). Intermediate-depth brecciation along the subduction plate interface (Monviso eclogite, W. Alps). *Lithos*, 320-321, 378-402.

Locatelli, M., Federico, L., Agard, P. & Verlaquet, A. (2019). Geology of the southern Monviso metaophiolite complex (W-Alps, Italy). *Journal of Maps*, 15, 283–297.

Loftus-Hill, G. & Solomon, M. (1967). Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicator of ore genesis. *Mineralium Deposita*, 2, 228-242.

Lydon, J.W. (1984). Some observations on the morphology and ore textures of volcanogenic sulfide deposits of Cyprus. *Geological Survey of Canada*, 84, 601-610.

Lydon, J. W. (1988), Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 2, Genetic models. *Geoscience Canada*, 15, 43-65.

Marchi, G. (1982/83). Studio geologico e petrografico della zona Sesia-Lanzo nell'alta Val Soana (Piemonte). Tesi di Laurea, Padova, A.A 1982/83.

Marroni, M. & Pandolfi, L. (2007). The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria–Piemonte basin along the Northern Apennines–Alpine Corsica transect. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1059-1078.

Martin S., Tartarotti P. & Dal Piaz G. (1994). The Mesozoic Ophiolites of the Alps: a Review. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXXVI.

Martin, S., Rebay, G., Kienast, J. & Mével, C. (2008). An eclogitised oceanic paleo-hydrothermal field from the st. Marcel Valley (Italian Western Alps). *Ophioliti*, 33, 49-63.

McClay, K.R. & Ellis, P.G. (1983). Deformation and recrystallization of pyrite. *Mineralogical Magazine*, 47, 527-538.

McClenaghan, S.H., Lentz, D.R., Martin, J. & Diegor, W.G. (2009). Gold in the Brunswick No. 12 volcanogenic massive sulfide deposit, Bathurst Mining Camp, Canada: Evidence from bulk ore analysis and laser ablation ICP-MS data on sulfide phases. *Mineralium Deposita*, 44, 523-557.

Messiga, B., Kienast, J.R., Rebay, G., Riccardi, M.P. & Tribuzio, R. (1999). Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy). *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 287-299.

Meyzen, M.C., Blichert-Toft, J., Ludden, J. N., Humler, E., Mével, C. & Albarède, F. (2007). Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature*, 447, 1069-1074.

Michard, A., Avigad, D., Goffé, B. & Chopin, C. (2003). The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrologische*, 84, 215-235.

Modesti, A. (2021). Caratterizzazione petrografica delle litologie oceaniche associate alle mineralizzazioni a solfuri massivi nella Zona Piemontese del Colle della Borra (Val Soana, Alpi Occidentali). Tesi di Laurea, Padova, A.A. 2020/21.

Natale P. (1966). Sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi occidentali. *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno III, 3-4, 356-363.

Natale, P. (1969). Recrystallization and remobilization in some stratiform pyrite deposits of the Western Alps. In: Valera R., (ed.), *Convegno sulla rimobilizzazione dei minerali metallici e non metallici, Cagliari, August 1969*. Associazione Mineraria Sarda - Istituto Giacimenti Minerari Università di Cagliari, 129-148.

Natale, P. & Visetti, A. (1980). Contributo alla conoscenza minerogenetica delle pirite di origine esalativo-sedimentaria. *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno XVII, 1, 189-210.

Natale, P. & Zuchetti, S. (1964). Studi sui giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi occidentali. Compendio delle conoscenze attuali sulle pirite stratiformi. *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno I, 1, 1-22.

Negro, F., Bousquet, R., Vils, F., Pellet, C.M. & Hänggi-Schaub, J. (2013). Thermal structure and metamorphic evolution of the Piedmont-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, 106, 63-78.

Nimis, P., Omenetto, P., Stasi, G., Canovaro, C., Dal Sasso, G., Artioli, G. & Angelini, I. (2017). Lead isotope systematics in ophiolite-associated sulphides deposits from the Western Alps and Northern Appenine (Italy). *European Journal of Mineralogy*, 30, 17-31.

Ohfuji, H., Boyle, A.P., Prior, D.J. & Rickard, D. (2005). Structure of framboidal pyrite: An electron backscatter diffraction study. *American Mineralogist*, 90, 1693-1704.

Petersen, S., Hein, J.R. (2013). The geology of sea-floor massive sulphides. In: Baker, E., Beaudoin, Y., (ed.), *Deep Sea Minerals: Sea-Floor Massive Sulphides, a Physical, Biological, Environmental, and Technical Review*, vol. 1A Secretariat of the Pacific Community.

Pognante, U. (1989). Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia Zone (western Alps, Italy). *European Journal of Mineralogy*, 1, 89-104.

Polino, R., Dal Piaz, G.V. (1978). Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrù (Alpi Graie). *Memorie dell'Istituto di Geologica e Mineralogia della Università di Padova*, 32, 1-19.

Price, B.G. (1972): Minor elements in pyrites from the Smithers Map area, B.C. and exploration applications of minor elements studies. Thesis Univ. of British Columbia, 270 pp.

Principi, G., Bortolotti, V., Chiari, M., Cortesogno, L., Gaggero, L., Marcucci, M., Saccani, E. & Treves, B. (2004). The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review. *Ophioliti*, 29, 177-212.

Prior, D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G.J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P., Wheeler, J. & Zetterstrom, L. (1999). The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.

Ravna, E.J.K., Andersen, T.B., Jolivet, L. & De Capitani, C. (2010). Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 381-395.

Raymond, O.L. (1995). Pyrite composition and ore genesis in the Prince Lyell copper deposit, Mt Lyell mineral field, western Tasmania, Australia. *Ore Geology Reviews*, 10, 231-250.

Rebay, G., Zanoni, D., Langone, A., Luoni, P., Tiepolo, M. & Spalla, M.I. (2018). Dating of ultramafic rocks from the Western Alps ophiolites discloses Late Cretaceous subduction ages in the Zermatt-Saas Zone. *Geological Magazine*, 155, 298-315.

Rečnik, A., Zavašnik, J., Jin, L., Čobić, A. & Daneu, N. (2016). On the origin of ‘iron-cross’ twins of pyrite from Mt. Katarina, Slovenia. *Mineralogical Magazine*, 80, 937-948.

Reddy, S. M., Wheeler, J. & Cliff, R. A. (1999). The geometry and timing of orogenic extension: An example from the Western Italian Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 573-589.

Reinecke, T. (1998). Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. *Lithos*, 42, 147-189.

Ridley, J. (2013). Volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) deposits. In: Ridley, J., (ed.), *Ore Deposit Geology*, Cambridge University Press, New York.

Roda, M., De Salvo, F., Zucali, M. & Spalla, M.I. (2018). Structural and metamorphic evolution during tectonic mixing: is the Rocca Canavese Thrust Sheet (Italian

Western Alps) a subduction-related mélange? *Italian Journal of Geosciences*, 137, 311-329.

Roda, M., Zucali, M., Regorda, A. & Spalla, M.I. (2020). Formation and evolution of a subduction-related mélange: The example of the Rocca Canavese Thrust Sheets (Western Alps). *Geological Society of America Bulletin*, 132, 884-896.

Rosenbaum, G. & Lister, G.S. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Sciences Review*, 69, 281- 306.

Rubatto, D., Gebauer, D. & Fanning, M. (1998). Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: Implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 269-287.

Rubatto, D. & Hermann, J. (2001). Exhumation as a fast subduction? *Geology*, 29, 3-6.

Rubatto, D. & Hermann, J. (2003). Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2173-2187.

Scott, S.D. (1997). Submarine hydrothermal systems and deposits. In: Barnes, H. L., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley and Sons Ltd., New York, 797-875.

Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S. & Tricart, P. (2000). The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. *Geodinamica Acta*, 13, 169-188.

Selkman, S.O. (1983). Stress and displacement distribution around pyrite grains. *Economic Geology*, 5, 47-52.

Seyfried, W.E. & Ding, K. (1993). The effect of redox on the relative solubilities of copper and iron in Cl-bearing aqueous fluids at elevated temperatures and pressures: an experimental study with application to seafloor hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1905-1917.

Seyfried, W.E. & Ding, K. (1995). Phase equilibria in seafloor hydrothermal systems: A review of the role of redox, temperature, pH and dissolved Cl on the chemistry of hot spring fluids at mid-ocean ridges. In: Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S. & Thomson, R.E., (ed.), *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*, AGU Geophysical Monograph, 91, 248-272.

Spalla, I.M., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics*, 21, 257-285

Sun, S.C., Zhang, L., Li, R.H., Wen, T., Xu, H., Wang, J.Y., Li, Z.Q., Zhang, F., Zhang, X.J. & Guo, H. (2019). Process and Mechanism of Gold Mineralization at the Zhengchong Gold Deposit, Jiangnan Orogenic Belt: Evidence from the Arsenopyrite and Chlorite Mineral Thermometers. *Minerals*, 9, 133.

Tartarotti, P. (1982/1983). Studio geologico e petrografico della Falda Pennidica del Gran Paradiso nell'Alta Val Soana (Piemonte). Tesi di Laurea, Padova, A.A 1982/83.

Tartarotti, P., Festa, A., Benciolini, L. & Balestro, G. (2017a). Record of Jurassic mass transport processes through the orogenic cycle: Understanding chaotic rock units in the high-pressure Zermatt-Saas ophiolite (Western Alps). *Lithosphere*, 9, 399-407.

Tartarotti, P. & Martin, S. (2013). The St.Marcel Valley, Western Alps: meta-ophiolites, metasedimentary sequence and tectonic setting. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 29, 173-175.

Tartarotti, P., Martin, S., Festa, A. & Balestro G. (2021). Metasediments Covering Ophiolites in the HP Internal Belt of the Western Alps: Review of Tectono-Stratigraphic Successions and Constraints for the Alpine Evolution. *Minerals*, 11, 441.

Tartarotti, P., Martin, S., Monopoli, B., Benciolini, L., Schiavo, A., Campana, R. & Vigni, I. (2017b). Geology of the Saint-Marcel valley metaophiolites (Northwestern Alps, Italy). *Journal of maps*, 13, 707-717.

Tivey, M.K. (2007). Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits. *Oceanography* 20, 50-65.

Tomkins, A.G. (2013). On the source of orogenic gold. *Geology*, 41, 1255-1256.

Tribuzio, R., Garzetti, F., Corfu, F., Tiepolo, M. & Renna, M.R. (2016). U–Pb zircon geochronology of the Ligurian ophiolites (Northern Apennine, Italy): Implications for continental breakup to slow seafloor spreading. *Tectonophysics*, 666, 220-243.

Tricart, P. & Schwartz, S. (2006). A north-south section across the Queyras Schistes lustrés (Piedmont zone, western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99, 429-442.

Toffolo, L., Nimis, P., Tret'yakov, G.A., Melekestseva, G.A., Beltenev, V.E. (2020). Seafloor massive sulfides from mid-ocean ridges: Exploring the causes of their geochemical variability with multivariate analysis. *Earth-Science Reviews*, 201, 102958.

Toffolo, L., Nimis, P., Martin, S., Tumiati, S. & Bach, W. (2017). The Cogne magnetite deposit (Western Alps, Italy): A Late Jurassic seafloor ultramafic-hosted hydrothermal system? *Ore Geology Reviews*, 83, 103-126.

Venturini, G., Martinotti, G., Armando, G., Barbero, M. & Hunziker, J.C. (1994). The central Sesia Lanzo Zone (western Italian Alps), new field observations and lithostratigraphic subdivisions. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 74, 115-125.

Vignaroli, G., Rossetti, F., Bouybaouene, M., Massone, H.-J., Theye, T., Facenna, R. & Funicello, R. (2005). A counter-clockwise P–T path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy). *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 533-555.

Vitale Brovarone, A., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R. & Malavieille, J. (2011). Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 583-600.

Weber, S., Sandmann, S., Miladinova, I., Fonseca, R.O.C., Froitzheim, N., Münker, C. & Bucher, K. (2015). Dating the initiation of Piemonte-Liguria Ocean subduction: Lu–Hf garnet chronometry of eclogites from the Theodul Glacier Unit (Zermatt-Saas zone, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 108, 183-199.

Wilcock, W.S.D. & Delaney, J.R. (1996). Mid-ocean ridge sulfide deposits: evidence for heat extraction from magma chambers or cracking fronts? *Earth and Planetary Science Letters* 145, 49-64.

Williams, P.F. & Compagnoni, R. (1983). Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 1, 117-140.

Zaccarini F. & Garuti G. (2008). Mineralogy and chemical composition of VMS deposits of northern Apennine ophiolites, Italy: evidence for the influence of country rock type on ore composition. *Mineralogy and Petrology*, 94, 61-83.

Zuccato P. (1970). Il giacimento piritoso-cuprifero di Chialamberto in Val Grande di Lanzo (Piemonte). *Bollettino Associazione Mineraria Subalpina*, 7, 130-166.

Zucchetti, S. (1975). Inquadramento geologico e giacimentologico, minerali di ferro, nichel e cobalto, pirite, feldspato, talco. In: Bottino, G., Mastrangelo, F., Natale, P. & Zucchetti, S., *Memoria illustrativa della carta mineraria d'Italia, 1:1.000.000, volume XIV*, 13-17.