



UNIVERSITA' DELLA CALABRIA

*Dottorato in Scienze e Ingegneria dell'Ambiente,
delle Costruzioni e dell'Energia
XXIX Ciclo*

TESI DI DOTTORATO

***NATURA ED EVOLUZIONE DELLE ROCCE
ULTRAMAFICHE IN CALABRIA SETTENTRIONALE***

SETTORE SCIENTIFICO DISCIPLINARE

GEO/07 Petrologia e Petrografia

Tutor:

Prof. Eugenio PILUSO

Co-tutor:

Dott. Andrea BLOISE

Coordinatore:

Prof. Pietro PANTANO

Dottoranda:

Sabina CAPARELLI

Ciclo di studi 2014-2016

Indice

ABSTRACT	4
RIASSUNTO	5
INTRODUZIONE	7
CAPITOLO 1	9
LE ROCCE ULTRAMAFICHE NELLE CATENE PERIMEDITERRANEE	9
1.1 Introduzione	9
1.2 Le rocce ultramafiche sub-continentali nelle catene circum-mediterranee.....	12
1.3 Le rocce ultramafiche oceaniche nelle catene circum-mediterranee	20
CAPITOLO 2	24
INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE NELLA CALABRIA SETTENTRIONALE ..	24
2.1 Introduzione	24
2.2 Le rocce ultramafiche del Complesso Liguride.....	24
2.3 Le rocce ultramafiche del Complesso Calabride	25
CAPITOLO 3	28
GEOLOGIA DI TERRENO DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL'UNITA' DELLA SILA IN CALABRIA SETTENTRIONALE	28
3.1 Introduzione	28
3.3 PERIDOTITI SERPENTINIZZATE	34
3.4 PIROSSENITI.....	35
3.4.1 PIROSSENITI CONCORDANTI	35
3.4.1a Ortopiroseniti oliviniche	35
3.4.1b Ortopiroseniti	35
3.4.1c Websteriti	36
3.4.2 ORTOPIROSSENITI DISCORDANTI	38
3.5 PERIDOTITI A SPINELLO ERCINITICO.....	39
3.6 GABBRI	40
3.7 VENE DI SERPENTINO	42
CAPITOLO 4	46
PETROGRAFIA E PETROLOGIA DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL'UNITA' DELLA SILA	46
4.1 Introduzione	46
4.2 Petrografia e petrologia di fase delle PERIDOTITI SERPENTINIZZATE	46
4.3 Petrografia e petrologia di fase delle PIROSSENITI CONCORDANTI.....	48

4.3.1 Ortopirosseniti oliviniche	48
4.3.2 Ortopirosseniti.....	52
4.3.3 Websteriti.....	53
4.4 Petrografia e petrologia di fase delle ORTOPIROSSENITI DISCORDANTI.....	55
4.5 Petrografia e petrologia di fase delle “PERIDOTITI A SPINELLO ERCINITICO”	56
4.6 Evidenze microstrutturali dell’interazione tra fusi a composizione ultramafica e rocce peridotitiche e pirossenitiche.....	59
4.6.1 Primo evento di interazione fuso-roccia	59
4.6.2 Secondo evento di interazione fuso-roccia	60
CAPITOLO 5.....	64
INTERAZIONE FUSO-ROCCE ULTRAMAFICHE NELL’UNITA’ DELLA SILA DOCUMENTATO DALLA PETROLOGIA DI FASE	64
5.1 Introduzione	64
5.2 Gli anfiboli.....	64
5.3 Gli spinelli	67
5.4 Gli effetti dell’interazione fuso-roccia negli anfiboli e negli spinelli delle rocce ultramafiche. ..	70
CAPITOLO 6.....	71
CARATTERIZZAZIONE DEI MINERALI DEL GRUPPO DEL SERPENTINO NELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL’UNITA’ DELLA SILA	71
6.1 Introduzione	71
6.2 Serpentinizzazione della peridotite	71
6.2.1 Diffrattometria RX	72
6.2.2 Spettroscopia Raman.....	73
6.3 Vene di serpentino	78
6.3.1 Diffrattometria RX	78
6.3.2 Spettroscopia Raman.....	79
CAPITOLO 7.....	82
LA NATURA DEL MANTELLO OCEANICO NELLE OFIOLITI DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE	82
7.1 Introduzione	82
7.2 La geologia di terreno delle rocce ultramafiche di natura oceanica	82
7.3 La petrografia delle rocce ultramafiche dell’Unità di Gimigliano-Monte Reventino	88
7.4 I sistemi di vene di serpentino nelle rocce ultramafiche dell’Unità di Gimigliano-Monte Reventino.....	91
7.5 Analisi diffrattometrica delle rocce ultramafiche dell’Unità di Gimigliano-Monte Reventino ...	93
CAPITOLO 8.....	95
LA GEOCHIMICA DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE	95

8.1 Introduzione	95
8.2 Geochimica delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila	96
8.2.1 Serpentiniti da Spl-Harzburgiti, ortopirosseniti oliviniche e orto pirosseniti.....	96
8.2.2 Peridotiti a Spinello ercinitico e Websteriti	98
8.2.3 Geochimica delle Ortopirosseniti discordanti.....	101
8.3 Relazioni tra le composizioni delle rocce ultramafiche e i fusi ornablenditici.....	102
8.4 Geochimica delle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano - Monte Reventino.....	106
CAPITOLO 9	108
DISCUSSIONI E MODELLO PALEOTETTONICO	108
CONCLUSIONI	116
BIBLIOGRAFIA.....	118

APPENDICI

ABSTRACT

Continental Sila and oceanic Gimigliano-Monte Reventino tectonometamorphic Units that outcrop in northern Calabria contain small ultramafic rocks bodies.

The ultramafic rocks of the Sila Unit are embedded within the northern Calabria alpine chain and preserve evidence of the pre-alpine extensional tectonics related to lithospheric thinning in Permo-Triassic time. The Sila Unit consist of a continuous continental lithospheric section in which the ultramafic rocks represent the subcontinental upper mantle components.

The ultramafic rocks of the Gimigliano-Monte Reventino Unit represent the suboceanic upper mantle and was interpreted as remnants of the Jurassic Alpine Tethys ocean realms subsequently involved in the Alpine accretionary wedge.

The mantle rocks of the Sila Unit are made of layered alternations of serpentized peridotites and concordant pyroxenites. The serpentinites are after Spl-harzburgites-dunites. The concordant pyroxenites range from olivine-bearing orthopyroxenite to orthopyroxenite in composition. The olivine-bearing orthopyroxenites and the orthopyroxenites have been produced by melt-rocks interaction processes under Spl-lherzolitic facies conditions. Locally the concordant pyroxenites shows extensional tectonic effects whit formation of drawn boudins. The subsolidus evolution of the Sila Unit upper mantle rocks can be described by four main stages from Spl-lherzolite facies to Chl-lherzolite facies followed by a severe serpentization. Moreover, evidence of metasomatism produced by melt-rock interaction has been observed at meso- and microscale. On the base of field work and microstructural evidence two main metasomatizing agents have been observed: (i) discordant dykes orthopyroxenitic in composition; (ii) concordant orneblendites with tholeiitic affinity. Melt-rock interaction processes was responsible for the local transformation of: (i) Spl-peridotites into hercynitic spinel-bearing peridotites and (ii) concordant pyroxenites into websterites. Gabbroic magmatism occurred at $P \approx 0.55$ GPa (Liberi et al., 2011). Thermobarometric estimates based on Opx-Cpx pairs from olivine-bearing othopyroxenites and websterites given values of 808-855°C and 0,7 GPa respectively for T and P. These physical conditions are consistent with the transition from Spl- to Amph-lherzolite facies. Finally, greenschist facies retrogression is documented by static serpentization and by the development of late vein systems filled by serpentine mineral groups. At this stage chrysotile and lizardite crystallize. This fact suggests equilibrium at $T < 300^\circ\text{C}$.

The serpentinites and ophicarbonates occur in the Gimigliano-Monte Reventino Unit at the core of the antiform structures. The serpentinites are after depleted lherzolites and in some preserve the protogranular textures. The ophicarbonate shows typical brecciated textures given by clasts of peridotites severely serpentized surrounded by a matrix made of carbonates and serpentine minerals. The ultramafic rocks are in tectonic contact with the metabasites along a narrow cataclastic-mylonitic shear zone where can be observed a grain size reduction of serpentinite clasts in a matrix made of calcite and tremolite.

Therefore, the petrogenetic evolution of the northern Calabria ultramafic rocks document a Ocean Continent Transition (OCT) which was part of the Tethyan hyperextended margin. Again, northern Calabrian ultramafics preserve the signals of the transition from late-hercinian orogenic extention to Tethyan rift, followed by the Alpine and subsequent compression stages in the Apennine tectonic phases.

RIASSUNTO

In Calabria settentrionale affiorano piccoli volumi di rocce ultramafiche appartenenti a due differenti domini paleotettonici: dominio continentale (Unità della Sila) e dominio oceanico (Unità di Gimigliano-Monte Reventino).

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila sono inserite all'interno della catena alpina che costituisce parte della Calabria settentrionale. Queste rocce preservano i segnali della tettonica estensionale pre-alpina relativa all'assottigliamento litosferico Permo-Triassico. Nel complesso, l'Unità della Sila è interpretata come una sezione continua di litosfera continentale in cui le rocce ultramafiche rappresentano volumi di mantello subcontinentale.

Le rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino rappresentano porzioni di mantello suboceanico della Tetide alpina giurassica, successivamente coinvolti nel cuneo di accrezione alpino.

Le rocce di mantello dell'Unità della Sila sono costituiti da un'alternanza stratificata di peridotiti serpentinizzate e pirosseniti concordanti. Le serpentiniti derivano dalla retrocessione di originarie Spl-harzburgiti-duniti. Le pirosseniti concordanti hanno composizioni che variano da ortopirosseniti oliviniche ad ortopirosseniti. Le ortopirosseniti oliviniche e le ortopirosseniti sono state prodotte da processi di interazione fuso-roccia in condizioni di facies di Iherzoliti a spinello. Localmente le pirosseniti concordanti mostrano effetti di tettonica estensionale con la formazione di drawn boudins. L'evoluzione subsolidus delle rocce di mantello dell'Unità della Sila possono essere descritte da quattro fasi principali dalla facies delle Iherzoliti a spinello alla facies delle Iherzoliti a clorite seguite da un'intensa serpentinizzazione. Inoltre, evidenze di metasomatismo prodotto dall'interazione fuso-roccia sono state documentate alla meso- e alla microscala. Sulla base delle osservazioni di terreno e dalle evidenze microstrutturali è stato possibile definire due principali agenti metasomatizzanti: (i) dicchi discordanti a composizione ortopirossenitica; (ii) orneblenditi concordanti ad affinità tholeitica. I processi di interazione fuso-roccia sono stati responsabili della parziale trasformazione di: (i) Spl-peridotiti in peridotiti a spinello ercinitico e (ii) pirosseniti concordanti in websteriti. Fusi gabbroidi di underpleting hanno cristallizzato a $P \approx 0,55$ GPa (Liberi et al., 2011). Stime termobarometriche basate sulle coppie Opx-Cpx in ortopirosseniti oliviniche e websteriti hanno dato valori compresi tra 808-855°C e 0,7 GPa rispettivamente per T e P. Queste condizioni fisiche sono consistenti con la transizione dalla facies di Iherzoliti a spinello alla facies di Iherzoliti ad anfibolo. Infine, la retrocessione alla facies scisti verdi è documentata dalla serpentizzazione statica e dallo sviluppo di sistemi di vene tardive riempite da minerali del gruppo del serpentino. In questo stadio hanno cristallizzato crisotilo e lizardite a $T < 300^\circ\text{C}$.

I volumi di rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino sono formati da serpentiniti e oficalciti e generalmente si osservano ai nuclei di strutture antiformali. Le serpentiniti derivano da Iherzoliti a spinello impoverite; localmente è preservata la tessitura protogranulare. Le oficalciti mostrano tessiture tipicamente brecciate costituite da clasti di peridotiti intensamente serpentinizzate circondate da una matrice costituita da carbonati e minerali del gruppo del serpentino. Le rocce ultramafiche appaiono in contatto tettonico con le metabasiti lungo zone di taglio cataclastico-milonitiche di spessori decimetrici. In prossimità di questi contatti è possibile osservare una diminuzione della grana dei clasti di serpentino all'interno di una matrice costituita da calcite e tremolite.

Pertanto, l'evoluzione petrogenetica delle rocce ultramafiche della Calabria settentrionale può essere inquadrata in un contesto di margine continentale iperesteso (transizione oceano-continente - core complex oceanico) successivamente coinvolto nella compressione alpina e nelle fasi tettoniche appenniniche.

INTRODUZIONE

In Calabria settentrionale affiorano volumi di rocce ultramafiche appartenenti a domini continentali e oceanici. Queste ultime sono state studiate dagli Autori con il fine di ricostruire l'evoluzione tettonometamorfica delle sequenze ofiolitiche giurassiche coinvolte in processi di subduzione di tipo alpino (Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009; Rossetti et al., 2001; Shimabukuro et al., 2012). Negli ultimi anni particolare attenzione è stata dedicata alla caratterizzazione dei minerali del gruppo del serpentino al fine di valutare potenziali criticità in termini di rischio ambientale per inquinamento di minerali asbestiformi in Calabria (Bloise et al., 2014).

Le rocce ultramafiche di natura subcontinentale affioranti in Calabria sono poco note nella letteratura geologica poiché i dati pubblicati riguardano principalmente studi relativi alla descrizione petrografica (Lanzafame & Zuffa, 1976; Piluso et al., 2000) senza arrivare a proporre modelli capaci di spiegarne la petrogenesi. Fanno eccezione i lavori sui modesti volumi di peridotiti intercalati nelle sequenze cumulitiche della crosta continentale inferiore che affiorano nell'area di Curinga nelle Serre settentrionali (Rizzo et al., 2001; Rizzo et al., 2004). Affioramenti di rocce ultramafiche sono stati descritti da Piluso et al. (2000) e Piluso & Morten (2004) nel settore settentrionale della Catena Costiera, mentre per gli affioramenti del settore settentrionale della Sila Greca non sono disponibili dati in letteratura.

Lo studio delle rocce ultramafiche fornisce un contributo fondamentale per la definizione della struttura e della composizione del mantello litosferico e permette di ricostruire i processi di fusione parziale e metasomatici subiti dalle rocce peridotitiche.

Le osservazioni di terreno, lo studio mineralogico, petrografico, petrologico di fase e geochimico permettono di ricostruire l'evoluzione petrogenetica delle rocce ultramafiche, i processi di interazione fuso-roccia e le successive fasi di serpentinizzazione attraverso la determinazione dei polimorfi dei minerali del gruppo del serpentino.

Gli obiettivi principali di questo studio hanno riguardato: la distribuzione dei volumi di mantello nelle catene collisionali perimediteranee e la loro evoluzione, la definizione della natura e dell'evoluzione delle rocce ultramafiche in Calabria settentrionale appartenenti all'Unità della Sila e all'Unità di Gimigliano-Monte-Reventino, la caratterizzazione di aspetti petrogenetici primari legati alla genesi delle rocce ultramafiche, la caratterizzazione dei processi di serpentinizzazione, lo studio comparato tra le rocce ultramafiche di pertinenza subcontinentale e quelle di pertinenza oceanica, l'elaborazione di un modello concettuale paleotettonico capace di inquadrare i processi petrogenetici in cui sono state coinvolte le rocce ultramafiche sia del dominio sub-continentale, sia del dominio oceanico, fino ad ora studiati separatamente.

Per raggiungere questi obiettivi sono stati raccolti nuovi dati geologici di terreno, dati petrologici, mineralogici e geochimici al fine di elaborare un modello petrogenetico per le rocce ultramafiche subcontinentali e oceaniche appartenenti rispettivamente all'Unità della Sila e all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

L'attività di terreno ha permesso di definire la geometria e la natura dei contatti tra le ultramafiche di natura subcontinentale e le rocce gabbroidi, chiarire i rapporti tra queste e le rocce crostali circostanti (migmatiti, gneiss granato-biotite e granuliti pirosseniche) affioranti nel nord Catena Costiera e Sila Greca. Per quanto riguarda il dominio oceanico sono stati definiti i rapporti tra serpentiniti/ophicalciti e metabasalti nell'area meridionale della Catena Costiera e della Sila Piccola.

Durante il lavoro sul campo particolare attenzione è stata rivolta alla raccolta di campioni poco interessati dalla retrocessione in serpentiniti al fine di ottenere informazioni sui processi petrogenetici "primari".

Le analisi petrografiche sono state utili per classificare i tipi di roccia ultramafiche, definire microstrutture e paragenesi mineralogiche, definire le composizioni dei protoliti, verificare le reazioni tra minerali che meglio documentano le diverse fasi di metamorfismo e metasomatismo delle rocce di mantello e infine caratterizzare i sistemi di vene tardive all'interno dei corpi ultramafici.

Lo studio petrologico di fase ha permesso di caratterizzare le composizioni chimiche delle fasi mineralogiche presenti nelle diverse litologie ultramafiche. Inoltre, l'elaborazione dei dati petrologici ha consentito di definire la natura dei fusi mafici ed ultramafici che hanno cristallizzato e in parte trasformato le rocce ultramafiche preesistenti.

Lo studio in diffrazione a RX e lo studio in spettroscopia Raman sono stati utili al fine di caratterizzare la natura dei polimorfi di serpentino cristallizzati all'interno delle vene che attraversano gli ammassi rocciosi ultramafici.

Infine sono stati selezionati alcuni campioni di roccia ed analizzati per gli elementi maggiori, in traccia e REE attraverso l'utilizzo della fluorescenza a raggi X (XRF). Le composizioni chimiche su roccia totale per gli elementi maggiori e alcuni in traccia sono state eseguite in XRF, mentre le concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE sono state eseguite in ICP-MS.

Alcune analisi chimiche su roccia totale utilizzate in questo studio sono state prodotte nell'ambito di Tesi di Laurea discusse presso l'Università della Calabria sotto la supervisione del Prof. Lauro Morten e del Prof. Eugenio Piluso.

Lo studio geochimico è stato utile per caratterizzare la natura mantellica delle litologie ultramafiche. Inoltre, dal confronto tra i dati ottenuti da questo lavoro di tesi con i dati noti da Liberi et al. (2011) è stato possibile chiarire gli effetti dell'interazione fuso-roccia prodotta a seguito della messa in posto di magmi basici di underplating al passaggio crosta continentale-mantello subcontinentale.

CAPITOLO 1

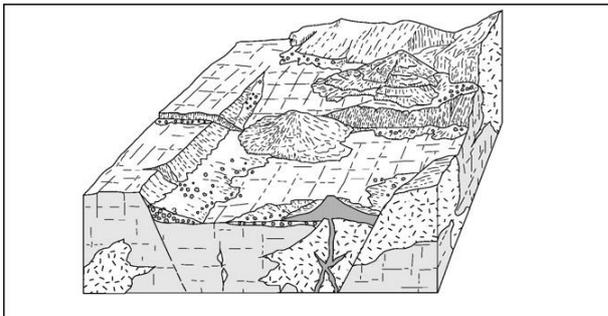
LE ROCCE ULTRAMAFICHE NELLE CATENE PERIMEDITERRANEE

1.1 Introduzione

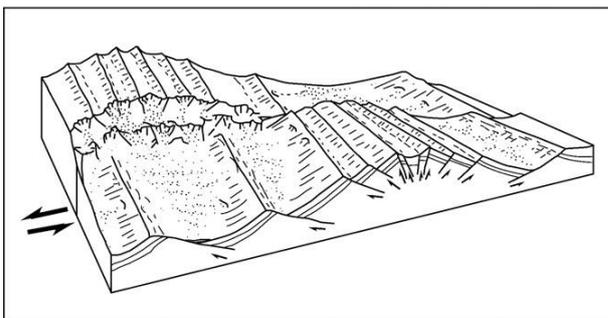
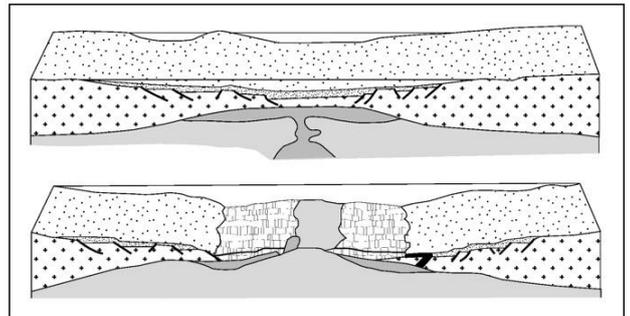
Lo studio delle rocce ultramafiche coinvolte nelle catene collisionali fornisce importanti contributi per definire la struttura del mantello litosferico e per comprendere i processi che esso subisce durante le fasi di esumazione.

I maggiori volumi di rocce peridotitiche vengono esumati in diversi contesti geodinamici e tettonici come: i fondali dei bacini oceanici in contesti di tipo MOR (Mid Ocean Ridge; Lagabrielle e Cannat, 1990), in contesti di margini estensionali avanzatamente assottigliati associati a fagliazioni puramente dirette (Elter 1972), in ambienti di tipo trasformati (Gianelli e Principi, 1977) e lungo detachments (Lemoine et al., 1987; Fig. 1). In questo ultimo caso l'assottigliamento litosferico risulta essere di tipo asimmetrico.

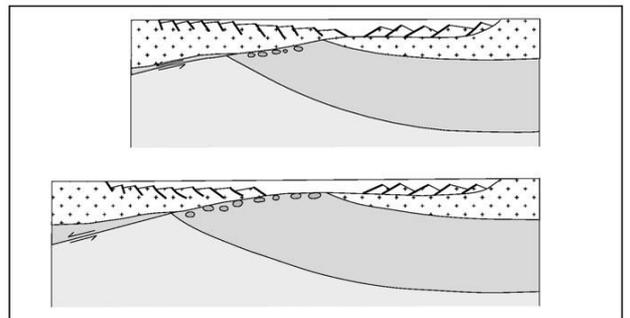
Fault controlled mantle exhumation in a MOR
(Lagabrielle and Cannat 1990)



Mantle exhumation in a marginal setting
(Elter 1972)



Mantle exhumation in a transform setting
(Gianelli and Principi 1977)



Mantle exhumation along detachments
(Lemoine et al. 1987)

Figura 1: contesti geodinamici e tettonici che permettono l'esumazione di rocce peridotitiche (Manatschal e Munter, 2009).

L'esumazione della peridotite di mantello in superficie dipende anche dalle *spreading rates* tettonico. Lo *slow spreading ridge* produce tassi di esumazione superiori ad un contesto di *fast spreading ridge*. Inoltre, la velocità di espansione influenza la profondità e il grado di fusione parziale della sorgente mantellica; maggiore sarà la velocità, maggiore sarà il grado di fusione parziale del mantello e produzione di crosta.

Il più significativo esempio attuale di esumazione di rocce di mantello è quello che si rileva lungo i margini di placca dell'Oceano Atlantico in zone di transizione oceano-continente (Kornprost & Tabit, 1988; Whitmarsh et al., 2001).

Tuttavia, resti di mantello denudato si ritrovano attualmente accreti in catene orogeniche. In letteratura le peridotiti osservate in orogeni vengono associate a due tipologie di domini: dominio di tipo sub-continentale, dominio di tipo oceanico.

Le rocce ultramafiche di tipo sub-continentale (continental lithospheric mantle, SCLM, Downes 2001) costituiscono i volumi più profondi di sezioni di litosfera continentale e si osservano a diretto contatto con rocce di natura crostale. In questo caso l'esumazione delle rocce di mantello e delle rocce crostali è caratterizzata da decompressioni quasi adiabatiche in regimi tettonici estensionali.

Le rocce ultramafiche dei domini oceanici consistono in residui refrattari di un volume di litosfera oceanica esumata durante le fasi di oceanizzazione di un bacino e successivamente coinvolti in processi di subduzione, esumazione e impilamento in catena.

Nelle catene perimediterranee quali la Cordigliera Betica (Spagna), la catena Rif (Marocco), le Kabilie (Algeria), i Pirenei (Francia-Spagna), gli Appennini e l'Arco Calabro Peloritano (Italia) affiorano lembi di mantello sia di natura sub-continentale sia di natura oceanica (Fig. 2-3). Alcuni di questi frammenti di catena oggi dispersi nell'area circum-mediterranea, costituivano originariamente un elemento orogenico continuo frammentatosi a partire dall'Oligocene/Miocene a seguito dell'apertura del bacino balearico ad ovest e del bacino Tirrenico ad est (Bonardi et al., 1993). Le rocce di *upper mantle* delle catene circum-mediterranee registrano i diversi stadi di assottigliamento litosferico associati alla formazione dei rami della Tetide e il successivo coinvolgimento dei volumi di roccia nella costruzione delle diverse catene montuose durante le fasi orogenetiche alpine (Fig.3).

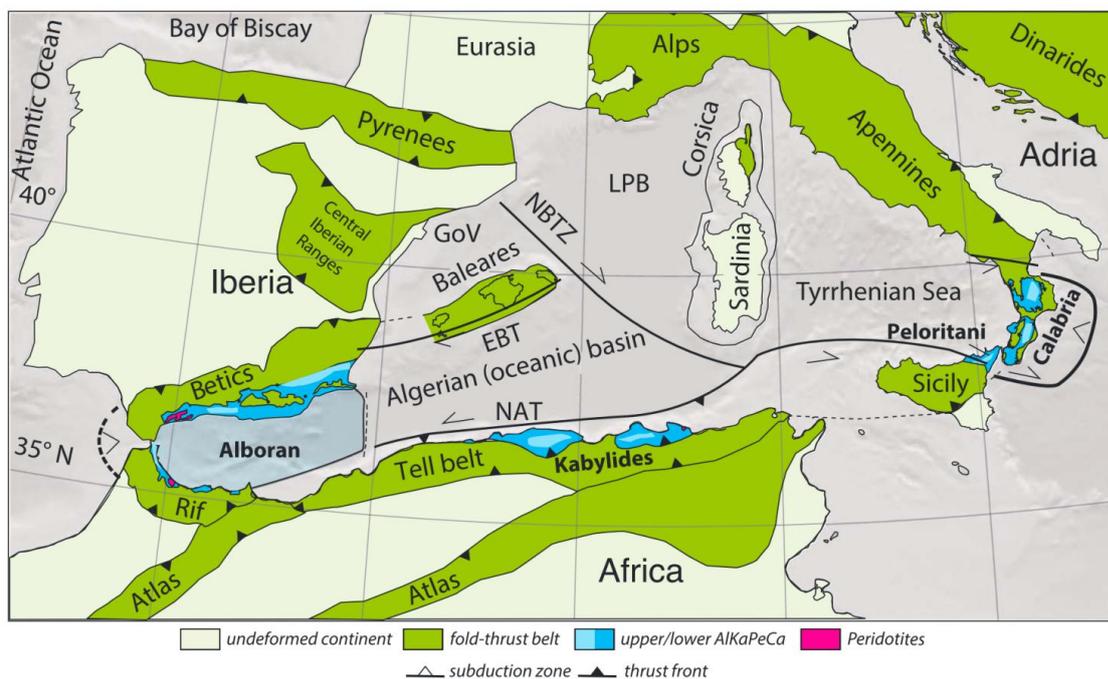


Figura 2: Schema tettonico semplificato del Mediterraneo centro-occidentale. EBD = Emile Baudot Transform; LPB = Bacino Liguro-Provenzale; GoV = Golfo di Valencia; NAT = North African Transform; NBTZ = North Balearic Transform Zone (da Van Hinsbergen et al., 2014).

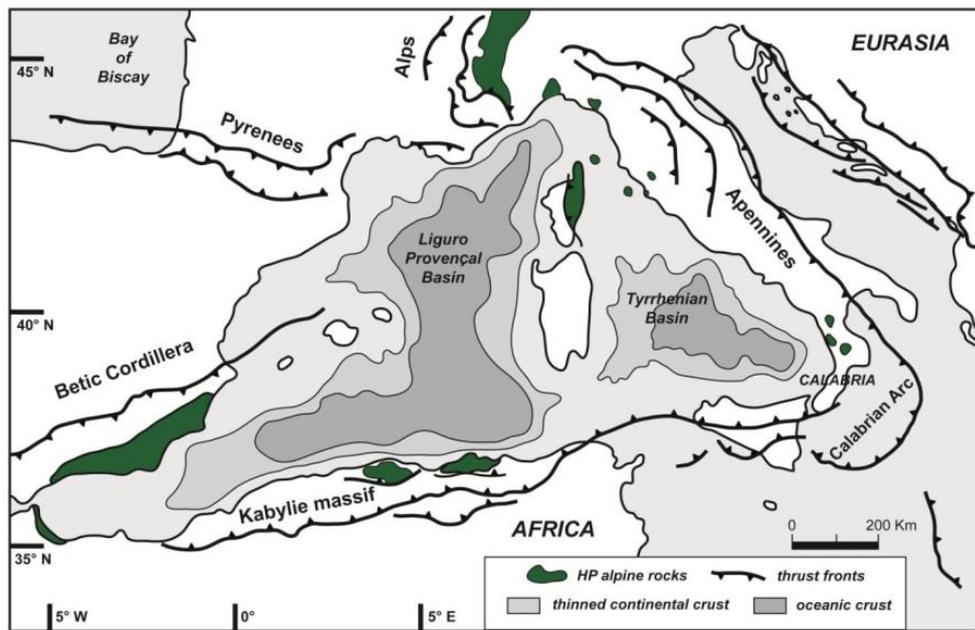


Figura 3: Schema tettonico semplificato del Mediterraneo centro-occidentale (modificato da Faccenna et al., 2001).

1.2 Le rocce ultramafiche sub-continentali nelle catene circum-mediterranee

Le rocce di *upper mantle* nelle catene perimediteranee documentano una evoluzione tettonica caratterizzata da una prima fase di esumazione da livelli litosferici profondi (Davies et al., 1993) sia in contesti di tipo sub-continentali sia in contesti di tipo oceanici, seguita da una fase di deformazione duttile con la formazione di microstrutture porfiroclastiche e milonitiche (come nel caso delle rocce ultramafiche affioranti in Cordigliera Betica, Rampone et al., 2010).

In particolare, le rocce ultramafiche sub-continentali sono caratterizzate dalla presenza di livelli di pirosseniti (Downes 2007).

La genesi dei volumi pirossenitici delle rocce di mantello è un tema dibattuto a partire dagli anni 70':

- a) Dick e Sinton (1979) suggerirono che i livelli di pirosseniti erano il prodotto di segregazioni metamorfiche della peridotite ospite, formata dalla dissoluzione e precipitazione di pirosseni durante la fusione;
- b) Wilshire e Shervais (1975), Obata (1980), Frey (1980), Irving (1980) e Loubet e Allegre (1982) contrariamente ritennero che le pirosseniti si siano formate dalla precipitazione di magmi astenosferici durante il passaggio alla litosfera;
- c) Allegre e Turcotte (1986) definirono le pirosseniti come resti di litosfera oceanica subdotta, deformati all'interno di strati sottili a causa dei moti convettivi del mantello e intrappolati all'interno della litosfera;
- d) Davies et al. (1993) e nello stesso anno Pearson et al. suggeriscono che alcune pirosseniti sono costituite da cristalli formati in condizioni di alta pressione, segregati dai magmi derivati dalla fusione della crosta oceanica subdotta;
- e) Blichert-Tofte et al. (1999) le definiscono come il prodotto di fusione della crosta oceanica subdotta;
- f) Garrido e Bodinier (1999) sottolineano l'importanza delle reazioni di sostituzione fuso-roccia tra le originarie pirosseniti, peridotiti e fusi percolanti;
- g) Santos et al. (2002), Brooker et al. (2004), Berly et al. (2006), hanno suggerito un ambiente di arco per la formazione di alcune pirosseniti;
- h) Borghini et al. (2016) definiscono i livelli di pirosseniti presenti all'interno delle peridotiti come delle eterogeneità litologiche del mantello; inoltre gli Autori propongono per le pirosseniti delle Liguridi Esterne una genesi a partire da fusi pirossenitici "secondari" prodotti da una sorgente ibrida peridotite-pirossenite.

1.2.1 RONDA

Le peridotiti della Ronda (*sensu lato*) affiorano sia nelle aree più a nord-ovest del bacino Alboran, sia nelle zone Interne della Cordigliera Betica (Fig. 2) e sono attribuite al Complesso Alpujarride (Egeler e Simon, 1969). In particolare, le rocce del complesso Alpujarride registrano condizioni metamorfiche variabili da HP/LT durante il tardo Eocene-Oligocene a LP/HT durante l'Oligocene-Miocene inferiore (Balanyá et al., 1997; Azañón e Crespo-Blanc, 2000; Azañón e Goffé, 2005; Rossetti et al., 2005; Platt et al., 2005, 2006).

Le rocce peridotitiche all'interno della Cordigliera Betica affiorano in tre massicci montuosi: la Ronda (*sensu stricto*), Ojen e Carratraca. Questi volumi ultramafici affiorano a contatto con rocce di crosta continentale di alto grado metamorfico (Tubia et al., 1992).

Un tema dibattuto riguarda le zone di taglio che si osservano all'interno delle peridotiti della Ronda. Van der Wal e Vissers (1993) e Tubía et al. (1997) attribuiscono la formazione di zone di milonisi all'interno delle peridotiti della Ronda ad eventi di subduzione e successiva esumazione a causa di distacchi della litosfera durante la rottura dello slab. Più recentemente Precigout et al. (2013) in accordo con Garrido et al. (2011) propongono che la deformazione ed esumazione della litosfera sub-continentale della Ronda sia dovuto all'assottigliamento della litosfera continentale durante l'Oligocene-Miocene.

Le peridotiti della Betica occidentale registrano la stabilità petrologica/strutturale in tre differenti domini (Van der Wal & Vissers, 1996): a) dominio tettonitico a spinello; questo è il dominio più antico e rappresenta secondo questi autori la traccia di un vecchio mantello; b) dominio granulare caratterizzato da peridotiti a spinello granulare; più giovane del precedente; c) dominio a plagioclasio; il più giovane.

Nel 1999 Garrido et al. riprendono la classificazione effettuata da Van der Wal e Vissers (1996) e distinguono nell'ambito del dominio delle peridotiti a spinello volumi di websteriti a spinello lungo il fronte di ricristallizzazione, pirosseniti a spinello ricche in Ti, costituite da domini di tettonite granulare e tettonite a plagioclasio, pirosseniti ricche in Cr caratterizzate da livelli compositi lungo il fronte di ricristallizzazione, tettoniti a spinello in dicchi e livelli singoli in altri domini.

Precigout et al. (2007) prima e Hidas et al. (2013) poi studiarono i livelli di pirosseniti con aspetto milonitico compresi tra le peridotiti a spinello e le peridotiti a plagioclasio. Rampone et al. (2010) suggerirono che i volumi di pirosseniti deformati sono state interessate da un'intensa ricristallizzazione dovuta alla percolazione di fusi durante il Miocene inferiore (22 Ma, Priem et al., 1979).

1.2.2 BENI BUSERA

La catena del Rif caratterizza il braccio più meridionale dell'orocline di Gibilterra e definisce le aree più a sud-ovest del bacino Alboran (Fig.2). Similmente alla Cordigliera Betica, la Catena del Rif è costituita da rocce metamorfiche di alto grado e da peridotiti.

Le rocce ultramafiche del Rif sono coinvolte all'interno di una mega-struttura antiforme e definiscono la base della sequenza "Sebtide inferiore" (Unità di Beni Busera).

Come nel caso della Ronda, l'età e i processi tettonici che portarono all'esumazione e al coinvolgimento dei corpi ultramafici nell'impilamento orogenico hanno rappresentato oggetto di forte dibattito nella letteratura scientifica (Afiri et al., 2011). I margini più a sud-ovest del massiccio di Beni-Busera sono caratterizzati da zone fortemente tettonizzate (simili alle miloniti della Ronda). Reuber et al. (1982) hanno definito la formazione di tali zone milonitiche a granato/spinello come la risposta reologica della peridotite ad eventi di assottigliamento litosferico e che la messa in posto delle rocce sub-continentali sia legata ad eventi estensionali pre-alpini, seguiti da eventi tettonici compressivi.

Più recentemente Afiri et al. (2011), sulla base di precedenti studi e di dati di natura petrologica e strutturale hanno ipotizzato che la messa in posto delle peridotiti del Rif sia associata all'apertura dell'oceano tetideo. Nel Mesozoico quindi la peridotite passa dal campo di stabilità del diamante (>150km) al campo di stabilità del mantello litosferico (80-90 Km). Successivamente, la subduzione Alpina sviluppa un metamorfismo di HP/LT registrato solo all'interno dei sedimenti mesozoici del Sebtide superiore (Unità di Federico e Beni Mzela). Le datazioni $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ effettuate da Michard et al. (2006) sulle rocce di HP/LT permettono di attribuire l'esumazione di tali rocce a circa 20-27 Ma. Infine, nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore nuovi eventi estensionali hanno portato alla riesumazione della peridotite di Beni Busera dalle profondità del mantello al livello della crosta terrestre. Tale evento potrebbe essere correlato sia al roll-back dello slab (Jolivet et al., 2000; Gutscher et al., 2002; Duggen et al., 2004; Faccenna et al., 2004; Lacombe et al., 2005) sia alla rimozione convettiva del mantello sub-continentale (Platt and Vissers, 1989; Vissers et al., 1995; Platt et al., 2003 a-b; Platt et al., 2005).

In particolare, le peridotiti orogeniche che affiorano a Beni Busera consistono in lherzoliti a spinello serpentizzate e minori harzburgiti/duniti e livelli di pirosseniti. I livelli di pirosseniti sono concordanti alla foliazione ed hanno composizioni che variano da pirossenite a granato a metagabbri a granato (El Atrassi et al., 2014). Inoltre, nelle pirosseniti si osservano cristalli di ortopirosseno stirati lungo la foliazione, a testimoniare una deformazione del mantello in profondità (Michard et al., 1992).

Le età stimate per la formazione del massiccio sono Oligocene-Miocene, 25 ± 1 Ma (Lu-Hf, Blichert-Toft et al., 1999), $24,1 \pm 8,6$ Ma (Lu-Hf) e $20,9 \pm 4,0$ Ma, calcolata su datazioni radiometriche su coppie di granato-clinopirosseno.

El Atrassi et al. (2014) hanno documentato eventi polifasici di formazione delle pirosseniti e due eventi metasomatici che hanno modificato la composizione dei livelli pirossenitici. Secondo questi autori i fusi percolanti si sono originati dalla fusione parziale di alcuni volumi di pirosseniti, con successiva migrazione del fuso.

1.2.3 KABILIE

Le Kabylie rappresentano le aree più interne della Catena maghrebide (Fig.2). I rilievi di tale sistema montuoso sono formati da rocce di basamento cristallino e relative coperture Oligo-mioceniche. Peucat et al. (1996) dimostrano come le rocce affioranti nelle Kabilie registrano poco la sovraimpronta alpina.

Le Kabylie classicamente sono suddivise in 3 domini che da ovest verso est vengono definite: Massiccio SABN (Sidi Ali Bou Nab), Gran Kabylie Centrale, Gran Kabilie Orientale.

Le rocce ultramafiche delle Kabilie sono poco note in letteratura. Tuttavia, possono essere inquadrare nello stesso contesto tettonico che ha determinato la formazione delle rocce ultramafiche di Beni Busera.

1.2.4 PIRENEI

La catena dei Pirenei rappresenta il frammento orogenico più a nord-ovest della fase tettonica Alpino-Himalayana. In particolare, la sua formazione è attribuita alla collisione tra la placca Europea e la placca Iberica ed alla parziale subduzione di quest'ultima placca nelle sue porzioni più settentrionali (Verges et al., 2002, Choukroune P., 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000).

Noti sono i volumi di lherzolite nei Pirenei, la cui denominazione "lherzolite" deriva dal complesso peridotitico del Massiccio Lherz.

Le peridotiti affiorano come lenti per circa 200 km lungo la catena orogenica (Fabries et al., 1998) distribuite principalmente lungo una importante struttura tettonica litosferica trascorrente che separava la placca iberica da quella europea. Lungo questo contatto le peridotiti si presentano sia brecciate che serpentizzate. Lontano da questo contatto tettonico le peridotiti si presentano serpentizzate per meno del 30%, ad eccezione delle aree occidentali della catena pirenaica dove le peridotiti si presentano serpentizzate per circa il 50 - 70% . Le peridotiti dei Pirenei hanno composizione di lherzoliti a spinello. Nel noto massiccio di Lherz, livelli boudinati di harzburgiti si rilevano intercalate nelle lherzoliti.

Sono state descritte due generazioni di pirosseniti. Una prima generazione di pirosseniti a granato e ad anfibolo-spinello che definiscono un layering concordante con la foliazione principale. Queste sono considerate da Lorand et al. (1999) come un accumulo di cristalli da parte di un magma ad affinità tholeitica intruso in dicchi lungo il passaggio lito-astenosferico. Una seconda generazione di dicchi di pirosseniti ricche in anfibolo discordanti con la foliazione principale (Lorand et al., 1999).

1.2.5 ALPI

Volumi di peridotiti affiorano nel dominio Austroalpino delle Alpi occidentali (Zona Ivrea-Verbanese e massiccio di Lanzo) e in prossimità del contatto tra i domini Austroalpino e Penninico nell'area della Val Malenco.

La zona Ivrea-Verbanese (IVZ) è descritta come una sezione di crosta continentale profonda intrusa da un magmatismo di underplating a prevalente composizione basica (Quick et al., 1992; Rutter et al., 1993). Le rocce che costituiscono la IVZ registrano le fasi estensionali mesozoiche che hanno portato all'apertura della Tetide e successivamente le fasi finali della collisione alpina (Schmid et al., 1987; Beltrando et al., 2015). Recentemente la IVZ è stata suddivisa in IVZ tipo-Sesia e IVZ tipo-Finero tenendo conto delle differenti evoluzioni magmatiche e tettoniche (Zanetti et al., 2013).

Nella zona IVZ tipo-Sesia affiora l'intera sezione di un super vulcano permiano caratterizzato da una imponente camera magmatica che raggiungeva spessore totale di circa 25 km. La porzione più profonda della camera magmatica è costituita da un complesso basico che raggiunge spessori fino a 8 km, intruso in rocce granulitiche nelle quali si osservano intercalazioni di peridotiti mantelliche (Balmuccia; Rivalenti & Mazzucchelli, 2000). Il contatto tra queste ultime due litologie si osserva lungo zone di taglio di alta temperatura (Shervais, 1979). Le peridotiti della zona tipo-Sesia mostrano moderati effetti metasomatici (Mazzucchelli et al., 2009). Il magmatismo basico rappresenta il vettore che ha determinato una forte anomalia termica con conseguente riscaldamento e anatessi del materiale crostale. Il prodotto dell'anatessi è rappresentato da fusi ibridi nei quali sono documentati contributi di una sorgente mantellica. I prodotti della cristallizzazione di questi fusi affiorano come plutoniti nella Serie dei Laghi. Le datazioni U-Pb su zirconi dei prodotti basici e di quelli acidi hanno messo in evidenza una contemporaneità tra i due eventi che si sarebbero realizzati in un intervallo compreso tra 278 e 288 Ma (Peressini et al., 2007; Quick et al., 2009).

Nella zona IVZ tipo-Finero affiora un complesso femico-ultrafemico stratificato e volumi di peridotiti e pirosseniti interessati da importanti effetti metasomatici di tipo modale (Mazzucchelli et al., 2014). Il complesso stratificato è costituito da orneblenditi a granato, gabbri, dioriti e peridotiti ad anfibolo di natura cumulitica (Siena & Coltorti, 1989; Rivalenti & Mazzucchelli, 2000). L'affinità geochemica di queste rocce è di tipo tholeitico transizionale. L'intrusione delle rocce gabbroidi del complesso stratificato è stata datata al Triassico medio (Zanetti et al., 2013, 2014, 2016). I volumi di mantello sono costituiti da Spl-harzburgiti, duniti e pirosseniti. Queste rocce sono interessate da spettacolari effetti metasomatici prodotti da fusi idrati con componenti cristallini e arricchiti in Mg ed elementi incompatibili (Zanetti et al., 2013).

L'accoppiamento tra i volumi di mantello (Finero) e il complesso stratificato si sarebbe realizzato a seguito di eventi tettonici e comunque non prima del Giurassico inferiore (Mazzucchelli et al., 2013).

Il massiccio ultramafico di Lanzo è situato nelle Alpi occidentali, in prossimità della zona di HP di Sesia-Lanzo. Il massiccio di Lanzo è suddiviso dalla comunità scientifica in tre zone: una settentrionale, una centrale ed una meridionale; le diverse aree sono separate da zone milonitiche serpentizzate (Piccardo et al., 2004). La zona settentrionale è considerata come un vecchio mantello astenosferico accreto al mantello sub-continentale tra il Proterozoico e il Fanerozoico; la zona centrale è considerata come zona di transizione di un mantello litosferico dalle aree più vicine al continente a quelle oceanizzate; la zona meridionale è

stata considerata da Boudinier et al. (1991) come un diapiro astenosferico ad HT che esumò a partire da condizioni di facies a granato con ripetuti eventi di fusione durante l'apertura del Bacino Ligure-Piemontese nel Mesozoico, alternativamente Piccardo et al. (2007) propongono uno "scenario transizionale" dove il mantello litosferico deformato per in un contesto estensionale è fortemente modificato da fusi MORB astenosferici.

Le rocce di mantello di Lanzo Sud consistono in: lherzoliti a spinello litosferiche, peridotiti a spinello reattive, peridotiti a plagioclasio, peridotiti a spinello di sostituzione. Il protolito peridotitico è rappresentato dalle lherzoliti a spinello litosferiche costituite da livelli pirossenitici; le lherzoliti si presentano deformate lungo zone di shear in condizioni di facies a spinello. Ripetuti eventi di percolazione e impregnazione da parte di fusi astenosferici hanno progressivamente modificato e sostituito l'originario mantello litosferico (Piccardo et al., 2004). Le peridotiti a spinello reattive sono il prodotto di interazione tra il protolito peridotitico e fusi poveri in silice le cui composizioni variano da sottosaturi a saturi in pirosseni.

Le peridotiti a plagioclasio sono interpretate da Piccardo et al. (2004) come il prodotto di percolazione e rifertilizzazione da parte di fusi saturi in silice e progressivamente saturi in pirosseni nella vecchia peridotite. Le peridotiti a plagioclasio si osservano deformate lungo zone di shear in condizioni di facies a plagioclasio, localmente volumi di pseudotachiliti sono state osservate nelle rocce ultramafiche di Mt. Moncuni (Piccardo et al., 2007b). Le peridotiti a spinello di sostituzione (harzburgiti e duniti) sono il prodotto di migrazione reattiva di fusi MORB che sostituiscono le peridotiti a plagioclasio lungo zone di shear (Piccardo et al., 2004).

Le rocce di mantello di Lanzo Nord sono costituite da lherzoliti a spinello, harzburgiti a spinello, harzburgiti a spinello impoverite in pirosseniti, lherzoliti a spinello arricchite in plagioclasio e pirosseniti. Le lherzoliti a spinello documentano la ricristallizzazione in facies a spinello di un mantello che è stato stabile in condizioni di facies a granato (Piccardo e Vissers, 2007). Le lherzoliti a spinello presentano livelli di spinello e bande pirossenitiche. Le altre litologie descritte da Guarnieri et al. (2012) documentano l'interazione tra la peridotite e fusi sottosaturi in silice (harzburgiti a spinello), fusi impoveriti in pirosseno (harzburgiti a spinello impoverite in pirosseniti), fusi arricchiti in plagioclasio (lherzoliti a spinello arricchite in plagioclasio).

Tutte le peridotiti sono attraversate da canali dunitici (Guarnieri et al., 2012).

Nel Giurassico fusi MORB hanno dunque percolato e modificato la composizione dell'originaria peridotite del Massiccio di Lanzo in un contesto di slow-ultraslow spreading ocean in cui si avevano stadi non-vucanici e stadi vucanici.

Nel settore centrale delle Alpi, nell'area della Val Malenco, affiorano volumi di rocce ultramafiche costituite da serpentiniti, lherzoliti a spinello, harzburgiti, duniti, clinopirosseniti a granato e corindone, websteriti a spinello, clinopirosseniti e orneblenditi a flogopite (Muntener & Hermann, 1996). L'associazione rocce di mantello-gabbro-granuliti è stata interpretata come una Moho fossile di circa 270 Ma (Hermann et al., 1997). I volumi di gabbro (Hermann et al., 2001) che intrudono e saldano le rocce granulitiche al mantello subcontinentale, hanno permesso di datare l'originario contatto. Le successive fasi estensionali hanno consentito l'esumazione (guidata dalla Margna normal fault) delle rocce di mantello che vennero denudate nel Giurassico (Hermann & Muntener, 1996). Il denudamento è testimoniato dalla formazione di oficalciti e da una sedimentazione clastica derivante dai margini continentali e da serpentiniti (Hermann et al., 1997).

Le peridotiti che affiorano nell'area del Nonsberg-Ultental delle Alpi orientali rappresentano volumi di mantello litosferico subcontinentale coinvolti nelle fasi collisionali erciniche e appaiono poco interessati dalla sovraimpronta alpina (Langone et al., 2011). I corpi di metaultrafemiti appartengono al dominio Austroalpino (Falda del Tonale) e formano lenti di qualche centinaia di m³ intercalati all'interno di rocce granulitiche crostali (Del Moro et al., 1999). In affioramento si osservano peridotiti di composizione modale variabile da harzburgiti a Spl-lherzoliti e Grt-lherzoliti, websteriti a granato e ad anfibolo e clinopiroseniti ad anfibolo (Obata & Morten, 1987). La transizione dalla facies delle peridotiti a spinello alla facies delle peridotiti a granato implica il coinvolgimento dei volumi di mantello nei processi di subduzione del ciclo orogenetico ercinico (Nimis & Morten, 2000; Scambelluri et al., 2010). Durante questi processi sono documentate ripetute fasi di metasomatismo da parte di fusi di differenti composizioni caratterizzati da componenti mantelliche e crostali (Rampone & Morten, 2001; Morten et al., 2004; Marocchi et al., 2006; Scambelluri et al., 2006).

1.2.6 ALPE ARAMI

Le lherzoliti di Alpe Arami che affiorano nelle Alpi centrali svizzere appartengono alla Falda Penninica settentrionale Adula-Cima Lunga e rappresentano le parti profonde del mantello subcontinentale del margine europeo nel Dominio vallese (Schmid et al., 1990). Le metaperidotiti di Alpe Arami sono state coinvolte nei processi di subduzione alpini durante le fasi collisionali eoceniche (Gebaur et al., 1996) e trasportate a profondità di circa 90 km. Queste metaperidotiti si sono equilibrate nel campo di stabilità del granato e si osservano nei volumi di eclogiti.

1.2.7 LIGURIDI ESTERNE

Nel tratto settentrionale della catena appenninica sono presenti sequenze ofiolitiche in cui affiorano rocce ultramafiche riconducibili sia a domini di tipo sub-continentale, sia a domini di tipo oceanico. I terreni ofiolitici delle aree liguri e toscane geologicamente sono suddivise in Liguridi Interne e Liguridi Esterne. I primi sono interpretati come i resti della Tetide giurassica coinvolti in processi di subduzione e successiva esumazione (Elter e Marroni, 1991); le Liguridi Esterne sono interpretate come il passaggio oceano-continente di uno dei margini dell'oceano tetideo. Marroni et al. (2001) suddivisero le Liguridi Esterne in due settori: il settore orientale è costituito da un basamento carbonatico di età Triassico-Giurassico al di sopra del quale si osservano coperture sedimentarie; il settore occidentale è costituito da un basamento ofiolitico al di sopra del quale si osserva un *mélange* ofiolitifero. Le rocce ultramafiche affiorano sia in blocchi, associate a rocce di natura mafica, basica e rocce di crosta continentale isolati all'interno del *mélange* sedimentario del Santoniano-Campaniano inferiore (Abbate et al., 1980), sia come rocce del basamento ofiolitico.

I volumi di ultramafiti delle Liguridi Esterne sono costituite predominantemente da lherzoliti a spinello e lherzoliti a plagioclasio (Beccaluva et al., 1979) e subordinatamente da harzburgiti e duniti. Le rocce ultramafiche si osservano avanzatamente retrocesse in serpentiniti. In contatto tettonico si osservano bande di pirosseniti concordanti con la foliazione del mantello. Le pirosseniti hanno composizioni che variano da websteriti a spinello a clinopiroseniti a granato ed ortopiroseniti.

L'età delle intrusioni dei volumi pirossenitici all'interno della vecchia peridotite è stata stimata utilizzando la sistematica Sm-Nd a 424-453 Ma (Borghini et al., 2013). L'evento di intrusione ha comportato la locale interazione fuso-roccia con la formazione di pirosseniti "secondarie".

Durante la decompressione le pirosseniti hanno subito ricristallizzazione in condizioni di facies a spinello e un parziale riequilibrio in condizioni di facies a plagioclasio (178 Ma; Borghini et al., 2016). Questo fatto indicherebbe l'esumazione delle rocce di mantello durante gli eventi di assottigliamento litosferico nel Mesozoico.

In particolare, Montanini et al. (2012) hanno descritto due tipologie di pirosseniti: (i) Tipo A, rocce residuali prodotte a seguito della fusione di sorgenti eclogitiche; (ii) Tipo B, cumuli derivanti da fusi eclogitici (Tipo B).

Tuttavia, la genesi delle clinopirosseniti a granato è stata attribuita da Borghini et al. (2016) ad una sorgente ibrida eclogite-peridotite. In particolare, studi isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ su cristalli di clinopirosseno e di granato) hanno portato a ritenere che le eclogiti possono essere interpretate come il prodotto di riciclo di protoliti gabbroidi durante processi di subduzione della bassa crosta oceanica oppure come il prodotto della delaminazione e successivo sprofondamento dei gabbri di underplating (Montanini et., 2012).

Secondo Piccardo et al. (2001) le rocce ultramafiche delle Liguridi esterne si sarebbero accrete alla crosta (costituita da granitoidi e granuliti) nel Proterozoico e nel Permiano ed intruse da corpi gabbroidi in età triassica-giurassica e da filoni di basalto associati a diaspri, calcari a Calpionelle e argille a Palombini (Marroni et al., 2001).

1.3 Le rocce ultramafiche oceaniche nelle catene circum-mediterranee

Resti di crosta oceanica coinvolti in eventi orogenici affiorano lungo i settori più orientali del bacino del Mediterraneo.

I lembi di mantello di natura oceanica sono associati sia a successioni ofiolitiche Triassiche (dominio orientale della Tetide), sia a *mélange* di età Cretacica contenenti blocchi ofiolitici di età Triassico-Giurassico.

Seguendo questa distinzione Bortolotti e Principi in un lavoro di revisione sul break-up della Pangea (2005), descrivono la distribuzione delle ofioliti della Tetide dal Permiano al Giurassico.

In particolare, questi Autori distinguono le ofioliti della Tetide orientale, cioè attuale Carpazi occidentali (Pieniny-Meliata-Dinariche ed Hellenic-Pontic Cinture), dalle ofioliti della Tetide occidentale, cioè quelli affioranti in Cordigliera Betica, Alpi, Appennini. Le prime si sono formate durante il Triassico medio-Giurassico medio, le seconde nel Giurassico medio.

1.3.1 MEDITERRANEO ORIENTALE

Il Mediterraneo orientale è caratterizzato da resti di rocce ultramafiche affioranti dai Carpazi alla Turchia. Per l'intero settore i resti della Tetide sono associate sia a unità ofiolitiche che a *mélange*.

In particolare, le regioni della Mirdita, Pindos, Kerassies-Milia, Peloponneso meridionale e Gueygueli-Chalkidiki sono caratterizzati da sequenze ofiolitiche in cui le rocce ultramafiche hanno composizioni che variano da lherzoliti serpentinite, harzburgiti più o meno serpentinite e duniti associate a corpi gabbroidi e a basalti ad affinità MORB.

Dati radiometrici effettuati su Sm-Nd su gabbri affioranti nell'area di Kerassies-Milia suggeriscono età di circa 210 Ma (Pe-Piper 1998).

Le radiolariti ritrovate a contatto con i gabbri del Peloponneso sono di età Carnico-Norico (Danelian et al. 2000).

Più recenti risultano essere i gabbri ad orneblenda affioranti nell'area del Gueygueli, caratterizzati da un'età radiometrica di 172 ± 5 Ma (Aaleniano-Baiociano; Kreuzer in Musallam & Jung, 1986; datazioni K-Ar su campioni di gabbri di 149 ± 3 Ma Kimmeridgiano-Titoniano).

Blocchi di rocce di mantello oceanico coinvolti in *mélange* si rilevano invece nei Carpazi, nelle Dinaridi, in Othris, nella penisola Argolis, nelle isole Creta e Lesbo e nelle aree centro-settentrionali della Turchia. In questo contesto le rocce ultramafiche si presentano come blocchi associati a gabbri e basalti e raramente a selci e dicchi basici.

1.3.2 ALPI

Chanaillet

Il massiccio dello Chanaillet è una sequenza ofiolitica nelle Alpi occidentali in cui deboli risultano essere gli effetti del metamorfismo alpino. Il massiccio è costituito da rocce peridotitiche intruse da volumi mafici (gabbri, dioriti, doleriti e albititi). Al top della sequenza si osservano rocce vulcaniche e coperture sedimentarie (Manatschal et al., 2011). La sequenza vulcanica ha una impronta geochimica tipo MORB (Bertrand et al., 1987) ed è formata da lava, pillow, pillow breccia e ialoclastiti.

Le rocce ultramafiche costituiscono i volumi più bassi della sequenza ofiolitica e consistono in lherzoliti serpentinite e subordinatamente harzburgiti e minori pirosseniti, duniti e wherliti (Bertrand et al., 1982, 1987; Caby, 1995). Le peridotiti sono interessate da effetti di

impregnazione da parte di fusi (Muntener e Piccardo, 2003) e si presentano avanzatamente serpentizzate. Vene tardive formate da serpentino, clorite, talco, tremolite e calcite si sviluppano nei corpi ultramafici (Manatschal et al., 2011). Localmente le peridotiti si osservano milonizzate ad indicare condizioni di deformazione in HT delle rocce nella litosfera. Peculiari sono le coperture sedimentarie. Queste infatti si ritrovano sia tra le rocce peridotitiche e le intrusioni gabbroidi e la sequenza vulcanica, sia all'interno della sequenza vulcanica stessa. Differente risulta essere la composizione delle coperture sedimentarie nella successione tettono-stratigrafica.

Manatschal e Muntener (2009) datano l'esumazione del mantello a 165-160 Ma. Tuttavia, la pertinenza e l'età delle rocce di mantello della sequenza di Chenaillet risulta essere incerta. Manatschal et al. (2011) pongono come interrogativo il fatto se questa sequenza ofiolitica di Chenaillet possa essere una struttura tipo *Oceanic Core Complex* descritte per le *slow* e le *ultraslow spreading ridge*.

1.3.3 LIGURIDI INTERNE

La successione ofiolitica delle Liguridi Interne affiora nell' Appennino ligure (Bracco-Levanto, Scogna-Rocchetta Vara, Val Graveglia-Bargonasco). Le rocce che costituiscono le Liguridi Interne sono interpretate come i resti della litosfera oceanica della Tetide occidentale coinvolta nel Cretaceo superiore-Paleogene in processi di subduzione est immergenti e successivo coinvolgimento nel cuneo di accrezione (Elter e Marroni, 1991). La sequenza ofiolitica ha età giurassica ed è costituita da peridotiti che mostrano effetti di impoverimento in età Permiana (275 Ma; Rampone et al., 1998).

Le rocce ultramafiche consistono in peridotiti avanzatamente serpentizzate, le cui composizioni variano da lherzoliti ad harzburgiti riequilibrata dalla facies a spinello alla facies a plagioclasio (Sanfilippo e Tribuzio, 2011).

Piccardo (2008) distingue diversi eventi di percolazione di fusi tipo MORB all'interno dei volumi mantellici che hanno modificato localmente la composizione dell'originaria peridotite. Infatti è possibile distinguere all'interno delle rocce ultramafiche delle Liguridi Interne livelli di websteriti e di duniti. Le websteriti sono interpretate come la cristallizzazione di fusi MORB all'interfaccia litosfera-astenosfera; le duniti sono prodotti di sostituzione in risposta alla presenza di fusi MORB saturi in olivina (Tribuzio et al., 2016).

Le peridotiti sono generalmente ricoperte da oficalciti ed intruse da gabbri (Piccardo 2008). I volumi mafici consistono in gabbri arricchiti in clinopirosseno, troctoliti e troctoliti arricchiti in olivina ed evidenziano una *signature* tipo MORB. L'evento di intrusione dei corpi mafici nelle rocce di mantello è stata datata a 164 ± 14 Ma (Sm/Nd; Rampone et al., 1998).

Le ofioliti delle Liguridi Interne sono caratterizzate da una copertura discontinua costituita da una sequenza vulcanosedimentaria interposta tra livelli di lava tipo MORB, brecce sedimentarie e radiolari di età giurassica (Sanfilippo e Tribuzio, 2011; Principi et al., 2004; Cortesogno et al., 1987).

Gli Autori pertanto interpretano le ofioliti delle Liguridi Interne come un *fossil ultra-slow spreading ocean* nell'ambito del quale i residui refrattari furono esposti sul fondo oceanico nel Giurassico (Piccardo, 2008). Evidenze di deformazione polifasica documentano il successivo coinvolgimento delle rocce ofiolitiche liguri in processi di orogenesi nell'Oligocene-Miocene (Marroni et al., 2004).

1.3.4 ERRO-TOBBIO

Le peridotiti dell'Unità di Erro-Tobbio affiorano nel Massiccio di Voltri (Mt. Pennello, Punta Martin, Piani di Paglia, Mt. Tobbio, Mt. Tugello, Guado) e costituiscono volumi di un mantello litosferico sub-continentale esumato tettonicamente dai livelli di facies a spinello durante il Tardo Carbonifero-Permiano (Rampone et al., 2005a).

Negli affioramenti del Massiccio di Voltri sono documentati gli effetti di tettonica estensionale attivi nel mantello litosferico (Rampone et al., 2005a) e sono caratterizzati da molteplici eventi di interazione fuso-roccia.

Gli affioramenti presentano una variabilità litologica costituita da: lherzoliti a spinello non serpentizzate, bande di pirosseniti, harzburgiti granulari a spinello, peridotiti a plagioclasio, duniti a spinello di sostituzione, filoni gabbriici, corpi di cumuliti costituiti da rocce femiche ed ultramafemiche e basalti.

Le lherzoliti a spinello rappresentano il protolito peridotitico del mantello sub-continentale equilibrate in condizioni di facies a spinello. Le lherzoliti sono intruse da volumi pirossenitici che definiscono bande all'interno della peridotite. Effetti di interazione tra le lherzoliti e fusi sottosaturi in pirosseno e silice sono stati osservati nelle harzburgiti granulari a spinello in cui cristalli di olivina crescono nelle strutture di dissoluzione dei pirosseni (Piccardo e Vissers, 2007). Inoltre, sia le peridotiti a plagioclasio sia le duniti a spinello di sostituzione sono il prodotto di percolazione di fusi nel mantello sub-continentale. Le peridotiti a plagioclasio rappresentano rocce ibride prodotte di percolazione di plagioclasio e cristallizzazione di fusi basici nelle peridotiti. Età ottenute utilizzando il metodo Sm/Nd su cristalli di plagioclasio e clinopirosseno indicano che la formazione delle peridotiti a plagioclasio è avvenuta a 273 ± 16 Ma e 313 ± 16 Ma (Rampone et al., 2005a). Le duniti sono il prodotto di sostituzione di un fuso sottosaturo in pirosseni a partire da un'originaria peridotite. Rari filoni gabbroidi sono associati alle duniti (Piccardo e Vissers, 2007). Queste osservazioni testimoniano l'esumazione delle rocce ultramafiche in condizioni di facies a plagioclasio (Rampone et al., 2005a).

Intrusioni multiple di fusi a composizione gabbroide ad affinità MORB e cumuliti a composizione femica ed ultrafemica intrudono le peridotiti dell'Unità di Erro-Tobbio in condizioni di facies a plagioclasio. Stime geotermobarometriche indicano che le intrusioni dei fusi MORB è avvenuta a 0,3-0,5 GPa (Borghini et al., 2007) nel Giurassico Inferiore (180 ± 14 Ma; Rampone et al., 2014). Fasce di peridotiti serpentizzate indicano l'esposizione sul fondo oceanico e localmente si osservano intruse da dicchi di basalti ad affinità MORB (Piccardo, 1984). La presenza di fasce milonitiche e di volumi di roccia ricristallizzati nelle peridotiti dell'Unità di Erro-Tobbio sono chiare indicazioni di zone di *shear* estensionali in condizioni di facies a spinello ed in condizioni di facies ad anfibolo-clorite nel mantello sub-continentale della Alpi Liguri (Piccardo e Vissers, 2007).

1.3.5 CORSICA

Le peridotiti ofiolitiche della Corsica vennero considerate da Dal Piaz (1974) come resti di litosfera oceanica della Tetide Ligure Giurassica. In generale, la Corsica Alpina è formata da 2 unità ofiolitiche in cui varia il grado metamorfico: “*Schistes Lustrés*” formati da blocchi ofiolitici giurassici immersi in un fango carbonatico e limo (scisti lucenti) e dalla “falda superiore” (unità Balagne, Nebbio, Macinaggio, Pineto e Rio Magno) formata da rocce di HP/LT (Rampone, 2004; Principi et al., 2004; Li et al., 2015).

Negli “*Schistes Lustrés*” le rocce di mantello rappresentano il basamento della successione ofiolitica e sono caratterizzati da blocchi di lherzoliti serpentizzate associati a corpi gabbroidi, basalti a pillow e a coperture con radiolari e successioni sedimentarie (Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee, 1977; Marroni e Pandolfi 2007).

Nelle aree più a nord delle successioni ofiolitiche “*Schistes Lustrés*” (Cape Corse) il basamento dell’unità metamorfica è caratterizzata da serpentiniti e metagabbri, metabasalti MORB (Saccani, 2003), quarziti e localmente marmi e metapeliti (Principi et al., 2004).

Datazioni in situ U-Pb effettuate da Li et al. (2015) su zirconi di rocce gabbroidi dell’Unità “*Schistes Lustrés*” suggeriscono età di cristallizzazione di tali rocce a circa 158-160 Ma.

Le terminazioni più meridionali di tale unità è formata da metaofioliti (es. Inzecca). La successione ofiolitica è formata da serpentiniti e subordinatamente metagabbri, al di sopra delle quali affiorano oficalciti, breccie ofiolitiche e coperture sedimentarie (Principi et al., 2004).

La “falda superiore” (Balagne-Nebbio) è formata da lherzoliti serpentizzate intruse da corpi gabbroidi, al di sopra dei quali affiorano basalti a pillow e breccie di pillow (Principi et al., 2004).

In particolare, le rocce ultramafiche affioranti nel settore settentrionale (M.te Maggiore) hanno una composizione data da lherzoliti a spinello poveri in clinopirosseno e livelli di lherzoliti a plagioclasio (Rampone et al., 2008) . Tali corpi si presentano intrusi da corpi gabbroidi ed interessati dalla percolazione di fusi reattivi (Piccardo et al., 2002; Rampone et al., 2005b).

CAPITOLO 2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE NELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

2.1 Introduzione

In accordo con Ogniben (1973) la complessa architettura tettonica della Calabria settentrionale può essere sintetizzata come la sovrapposizione tettonica di tre principali elementi strutturali (Fig.4). La posizione geometrica più elevata è occupata dal Complesso Calabride, in posizione intermedia si trova il Complesso Liguride, mentre nella posizione geometrica più bassa si trova il Complesso delle Unità Appenniniche (Piluso et al., 2000, Iannace et al., 2007). Le rocce che costituiscono quest'ultimo elemento strutturale si sono deposte sul margine passivo africano che inizia ad individuarsi nel Trias e continua a svilupparsi nel Giurassico (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976; Iannace et al., 2007). Le rocce ultramafiche in Calabria settentrionale costituiscono volumi di pochi km³ che affiorano in modo discontinuo lungo la Catena Costiera, in Sila Greca e in Sila Piccola. La Catena Costiera e la Sila sono i principali sistemi montuosi della Calabria settentrionale. Le rocce ultramafiche che affiorano nell' Arco Calabro appartengono al Complesso Liguride e a quello Calabride.

Il Complesso Liguride, in Sila ed in Catena Costiera, è formato da sequenze ofiolitiche incomplete definite come i resti della litosfera oceanica di uno dei rami della Tetide alpina giurassica che separava la placca Africa dalla placca Europa successivamente coinvolti nei processi di subduzione di età alpina (Liberi et al., 2006; Schimabukuro & Alvarez, 2009)..

Il Complesso Calabride rappresenta uno dei margini continentali della Tetide alpina ed è stato interpretato come una sezione continua di litosfera continentale strutturata nel tardo ercinico, intrusa da granitoidi tardo ercinici (Ayuso et al., 1994; Graessner & Schenk, 2001; Piluso & Morten, 2004) e da gabbri nel Permo-Triassico (Liberi et al., 2011). Lungo i versanti orientali della Sila, la sezione di litosfera continentale è ricoperta da successioni carbonatiche e silicoclastiche (Unità di Longobucco) che documentano l'evoluzione del rifting giurassico (Santantonio & Carminati, 2011).

2.2 Le rocce ultramafiche del Complesso Liguride

Amodio Morelli et al. (1976) hanno suddiviso il Complesso Liguride in: Unità del Frido, Unità di Diamante-Terranova, Unità di Gimigliano-Monte Reventino e Unità di Malvito. Sempre negli stessi anni Dietrich e Scandone (1972) e successivamente Spadea (1976, 1994) raggruppano in funzione del diverso grado metamorfico le unità ofiolitiche/ofiolitifere in Unità ofiolitica Inferiore e Unità ofiolitica Superiore. Liberì & Piluso (2009) dimostrano che le evoluzioni tettonometamorfiche delle unità ofiolitiche della Calabria seguono percorsi P-T-D comparabili, caratterizzati da gradienti geotermici di circa 10-12°C/km. Questi ultimi Autori propongono che le ofioliti calabresi rappresentano delle scaglie formate all'interno di un cuneo d'accrezione alpino. Più recentemente, Filice et al. (2015) hanno messo in evidenza che durante le fasi di esumazione le rocce ofiolitiche della Calabria vengono equilibrate a differenti temperature. Questo dato associato alla natura delle coperture sedimentarie hanno permesso agli Autori di raggruppare le scaglie ofiolitiche in due unità tettoniche una caratterizzata da una esumazione "fredda" e l'altra caratterizzata da un'esumazione "calda". Tutti i modelli evolutivi fin qui discussi prevedono che la sovraimpronta di HP-LT nelle ofioliti

della Calabria rappresentano le evidenze della subduzione della Tetide alpina al disotto del continente africano in età Cretaceo-Paleogenica. Rossetti et al. (2001, 2002) hanno proposto una revisione generale dell'architettura geologica della Calabria settentrionale che porta ad interpretare le ofioliti calabresi come frammenti della litosfera oceanica ligure subdotta al disotto del continente europeo. In questo quadro evolutivo, l'esumazione delle ofioliti calabresi si sarebbe realizzata all'interno del cuneo di accrezione appenninico a partire dall'Oligocene superiore nel contesto dell'estensione che ha controllato l'apertura del Mar Tirreno.

In Calabria settentrionale le sequenze ofiolitiche del Complesso Liguride appaiono incomplete e sono caratterizzate da coperture sedimentarie nelle quali i contenuti in componente carbonatica rispetto alla componente silicoclastica risultano estremamente variabili (Liberi & Piluso, 2009). In tutte le sequenze descritte in letteratura, sono assenti i gabbri, mentre i volumi di rocce mantelliche sono presenti solo negli affioramenti più meridionali di Lago-Amantea, Monte Reventino e Gimigliano. I volumi di mantello suboceanico appaiono avanzatamente serpentinnizzati e tettonizzati. Tenendo conto delle distinzioni in unità tettonometamorfiche proposte in letteratura, le serpentiniti delle sequenze ofiolitiche appartengono al Complesso Liguride di Ogniben (1973) oppure all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino (Amodio Morelli et al., 1976) oppure all'unità ofiolitica inferiore di Spadea (1976, 1994) o ancora, all'Unità di Cozzo Cervello di Filice et al., (2015). Nello schema di Rossetti et al. (2001, 2002) le serpentiniti di derivazione oceanica sono state descritte come parte della Lower Ophiolitic Unit (LOU). Per comodità nell'esposizione si sceglie di attribuire le rocce ultramafiche di natura suboceanica all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino nel seguito di questo scritto.

L'evoluzione tettonometamorfica proposta per le rocce dell'Unità ofiolitica di Monte Reventino-Gimigliano conferma il coinvolgimento in processi di subduzione. Le condizioni fisiche di picco barico indicano valori di circa 1.0 GPa e di circa 350°C, rispettivamente per P e T (Rossetti et al., 2001; Liberi & Piluso, 2009). Le fasi di esumazione sono documentate, nel P-T path, da una decompressione caratterizzata da un debole riscaldamento con blastesi di actinolite (Piluso et al., 2000; Filice et al., 2015). I dati petrologici utilizzati nella costruzione dei P-T path sono stati ottenuti sulle metabasiti e sulla frazione pelitica delle coperture sedimentarie, mentre gli studi sulle serpentiniti hanno riguardato la caratterizzazione mineralogica dei minerali del gruppo del serpentino ai fini di valutare eventuali rischi ambientali (Bloise et al., 2014; Punturo et al., 2015).

2.3 Le rocce ultramafiche del Complesso Calabride

Nell'accezione classica di Ogniben (1973) tutte le rocce di basamento cristallino ercinico di natura continentale che affiorano in Calabria settentrionale sono raggruppate nel Complesso Calabride. Precedentemente, Novarese (1931) e Dietrich & Scandone (1972) attribuirono le rocce di basamento all'unità dioritico-kinzigitica per evidenziare una certa affinità con la II zona dioritico-kinzigitica delle Alpi occidentali. Nella memoria di Amodio Morelli et al. (1976) le rocce di basamento cristallino della Calabria settentrionale sono state attribuite alle seguenti unità: Unità di Polia-Copanella, Unità di Monte Gariglione, Unità di Stilo. Gli studi successivi hanno evidenziato l'assenza di contatti tettonici tra queste unità portando a ritenere che nell'insieme le rocce di basamento possano essere interpretate come un volume unico di crosta continentale definito come Unità della Sila (Messina et al., 1994). Nella letteratura recente il Complesso Calabride è ritenuto del tutto equivalente all'Unità della Sila (Piluso et al., 2000; Cirrincione et al., 2015).

Tenendo conto della natura e della distribuzione delle litologie, dei dati geotermobarometrici e dei dati geocronologici, l'Unità della Sila corrisponde ad una sezione continua di litosfera continentale strutturata nel tardo varisco. L'età della strutturazione è fissata dall'intrusione del batolite silano datata a circa 293 Ma (Ayuso et al., 1994; Graessner et al., 2000; Liotta et al., 2004), che risulta essere successiva a quella determinata per il climax del metamorfismo granulitico a 300-304 Ma nella crosta continentale intermedio-profonda (Graessner et al., 2000; Graessner & Schenk, 2001). Le rocce del batolite granitico mettono a contatto le granuliti della crosta intermedio-profonda con le metamorfiti di basso grado che costituiscono il basamento Paleozoico su cui si sono deposte le successioni carbonatiche e silicoclastiche mesozoiche dell'Unità di Longobucco (Fig.4). Le rocce che definiscono la natura della crosta intermedio-profonda sono: gneiss granulitici, granuliti pirosseniche e migmatiti (Piluso & Morten, 2004; Scicchitano et al., 2012).

L'evoluzione tettonometamorfica post-ercinica delle granuliti dell'Unità della Sila è compatibile con uno scenario di assottigliamento litosferico che inizia nel Carbonifero superiore ed evolve nel Permo-Trias culminando nel giurassico con l'apertura della Tetide alpina (Piluso & Morten, 2004; Caggianelli et al., 2007). Il bacino della Tetide alpina si sviluppa in congiunzione con l'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale che nel Giurassico medio-superiore separava la placca Europa-Iberia a nord-ovest dalla placca Africa-adria a sud-est (Schettino e Turco, 2011).

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila (Complesso Calabride) si sarebbero accrete alla crosta continentale in età permo-triassica. Queste età corrispondono alla cristallizzazione di fusi gabbroidi di underplating che hanno saldato la bassa crosta al mantello (Liberi et al., 2011). Considerando l'ampio intervallo di età ottenute attraverso datazioni in situ U-Pb su zirconi separati, Liberi et al. (2011) non escludono la possibilità che le età ladinico-carniche possano rappresentare il prodotto di un riequilibrio in facies granulitica, peraltro compatibile con la decompressione isoterma documentata dal P-T path descritto per le rocce granulitiche crostali (Piluso & Morten, 2004; Scicchitano et al., 2012).

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila che affiorano nella Calabria settentrionale si trovano alla base di una sezione di crosta continentale e quindi rappresentano volumi di mantello subcontinentale esumato in un quadro paleotettonico estensionale. In questo ambito l'Unità della Sila rappresenta uno dei margini continentali della Tetide alpina nell'articolato scenario paleogeografico mesozoico (Schettino & Turco, 2011; Turco et al., 2012). L'esatta collocazione paleogeografica del margine calabride è oggetto di dibattito da parte della comunità scientifica. In sintesi sono state proposte le seguenti interpretazioni per le rocce dell'Unità della Sila:

(i) formavano parte del margine europeo o iberico della Tetide (Ogniben, 1969, 1973; Bouillin et al., 1986; Dietrich, 1988; Dewey et al., 1989; Rossetti et al., 2001, 2004; Turco et al., 2012); (ii) formavano parte del margine africano nel dominio austroalpino (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982; Scandone et al., 1982); (iii) costituivano un microcontinente interposto tra la placca Adria e la placca Europea (*Mesomediterranean Terrane*: Doglioni, 1991; Doglioni et al. 1998; *AlKaPeCa Block*: Guerrera et al., 1993, 2005; Molli, 2008; Carminati et al., 2012; *microcontinent*: Cello et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Piluso & Morten, 1997, 1999; *Alcapacia*: Handy et al., 2010) .

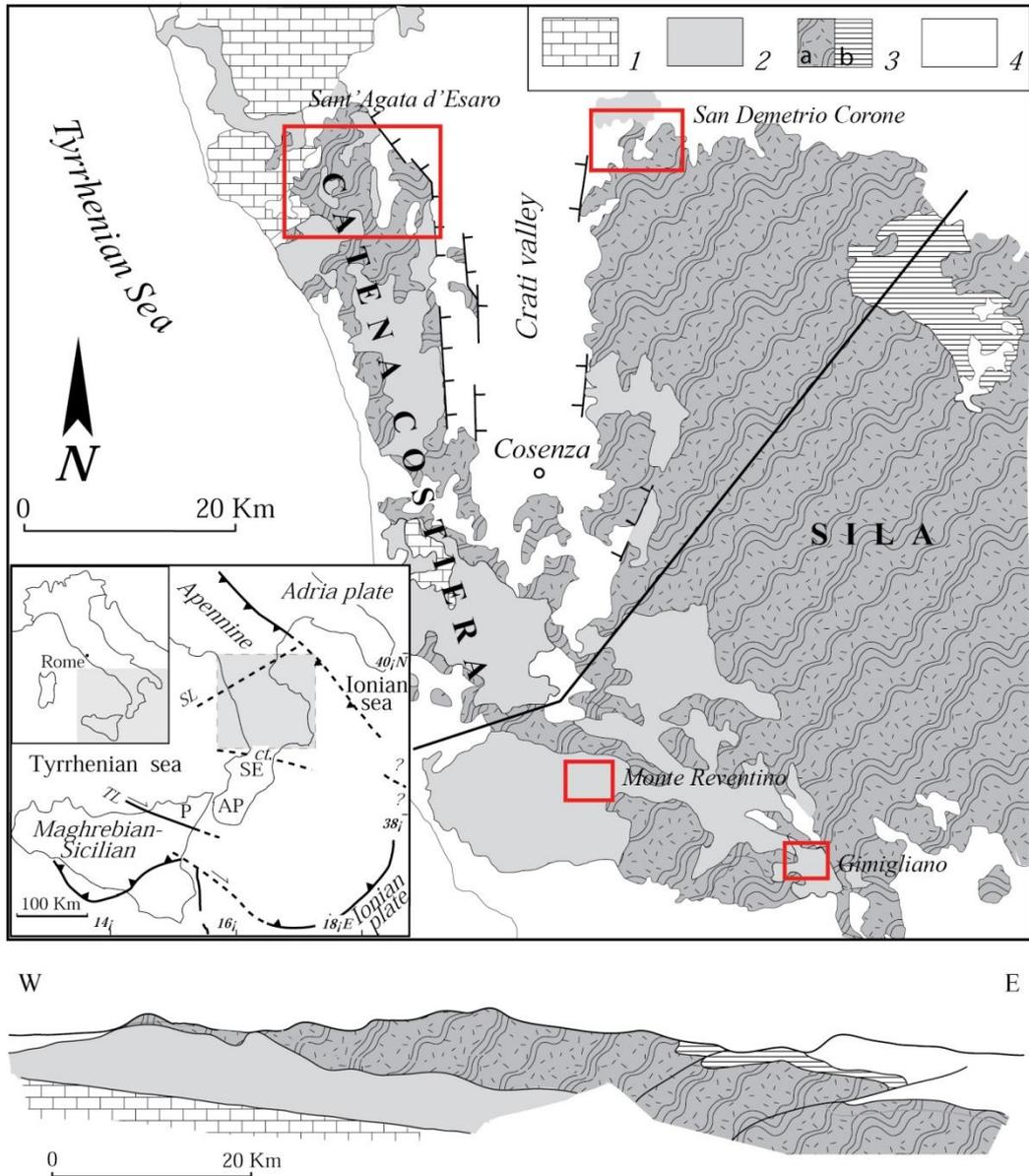


Figura 4: schema tettono-stratigrafico semplificato della Calabria settentrionale (modificato da Piluso e Morten, 2004). SL, Linea di Sanginetto; TL, Linea di Taormina; ct, Stretta di Catanzaro; SE, Serre; AP, Aspromonte; P, Peloritani. 1, Unità Appenniniche; 2, Unità Ofiolitiche; 3a, Complesso Calabride (basamento cristallino-metamorfico Ercinico); 3b, copertura sedimentaria Mesozoica del Complesso Calabride; 4, Depositi post-orogenici. I riquadri in rosso indicano le principali aree dove affiorano rocce ultramafiche.

CAPITOLO 3

GEOLOGIA DI TERRENO DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL'UNITÀ DELLA SILA IN CALABRIA SETTENTRIONALE

3.1 Introduzione

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila affiorano nei settori settentrionali della Catena Costiera (Fig. 5) e nelle aree a nord-ovest della Sila Greca (Fig.6). La Catena Costiera e la Sila rappresentano due alti strutturali individuati a partire dal Pleistocene in un regime tettonico estensionale controllato da una detachment est-immersa con associate strutture sintetiche e antitetiche ad alto angolo (Brozzetti et al., 2017). Queste strutture ad andamento N-S hanno determinato la formazione della Valle del Crati.

In particolare, la Catena Costiera rappresenta un sistema montuoso allungato in direzione N-S per circa 70 Km che separa il bacino del Mar Tirreno dalla depressione tettonica di Valle Crati; a nord è delimitato dal Massiccio del Pollino, mentre a sud è interrotto dalla valle del Fiume Savuto. La Sila grande occupa la gran parte del territorio del Massiccio silano e separa la Sila greca (a nord) dalla Sila piccola (a sud). I rilievi più occidentali della Sila grande risultano essere bordati da faglie normali ad andamento N-S, mentre nelle aree centrali il Massiccio è costituito da morfologie pianeggianti tipiche di paesaggi di altopiani.

Le fonti cartografiche di riferimento per le attività di terreno sono state le carte geologiche in scala 1:25.000 realizzate a cura della Cassa per il Mezzogiorno tra il 1958 e il 1962, in particolare :

- Foglio 229 – IV NW (San Sosti) Sant'Agata d'Esaro;
- Foglio 229 – IV SW Fagnano Castello;
- Foglio 229 – IV SE San Marco Argentano;
- Foglio 229 – I SE San Demetrio Corone.

Gli affioramenti studiati sono contrassegnati con il simbolo "μβ".

I migliori affioramenti di rocce ultramafiche sono stati osservati nell'intorno delle seguenti località: località Serra dei Cameli (E Sant'Agata d'Esaro), Serra la Penna (S-W Sant'Agata d'Esaro), Cozzo del Pastillaro (S-W Fagnano Castello), Fosso della Madonna (WNW Fagnano Castello), località Aria di Vento (W San Marco Argentano), località Monte Santo (SW) San Demetrio Corone), località Begliezzo (N San Demetrio Corone), località Serra Cavallo (N San Demetrio Corone) e contrada Dradista (WNW San Demetrio Corone).

In Appendice N è riportata la localizzazione dei campioni studiati.

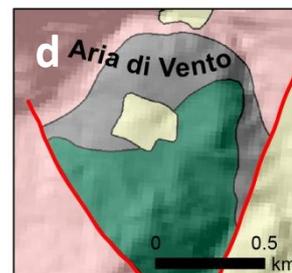
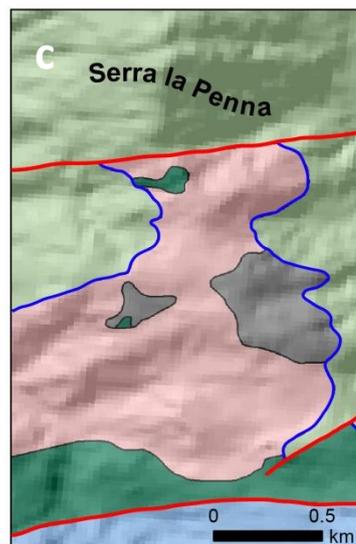
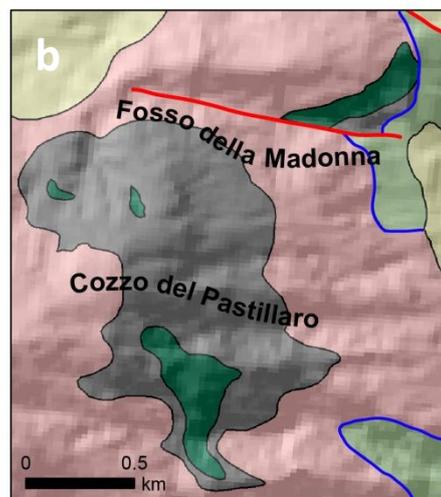
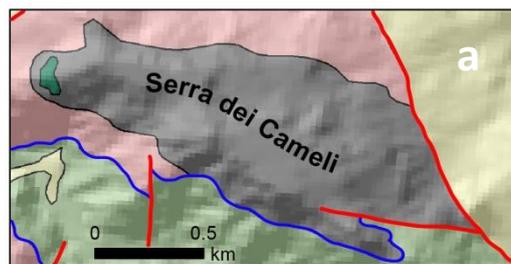
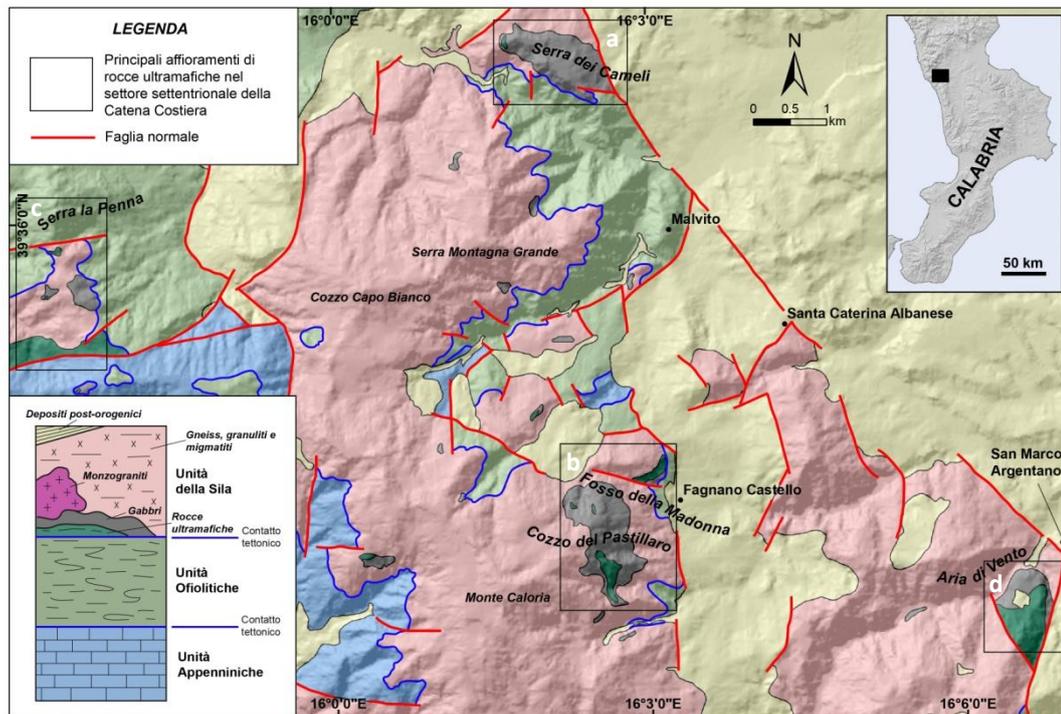


Figura 5: schema geologico semplificato del settore settentrionale della Catena Costiera e dettagli degli affioramenti studiati. Da notare, le rocce cristalline sono saldate alle rocce ultramafiche da volumi gabbroidi; a) località Serra dei Cameli (E di Sant'Agata d'Esaro); b) località Fosso della Madonna e Cozzo del Pastillaro (W di Fagnano castello); c) Località Serra la Penna (SW di Sant'Agata d'Esaro); d) località Aria di Vento (W di San Marco Argentano).

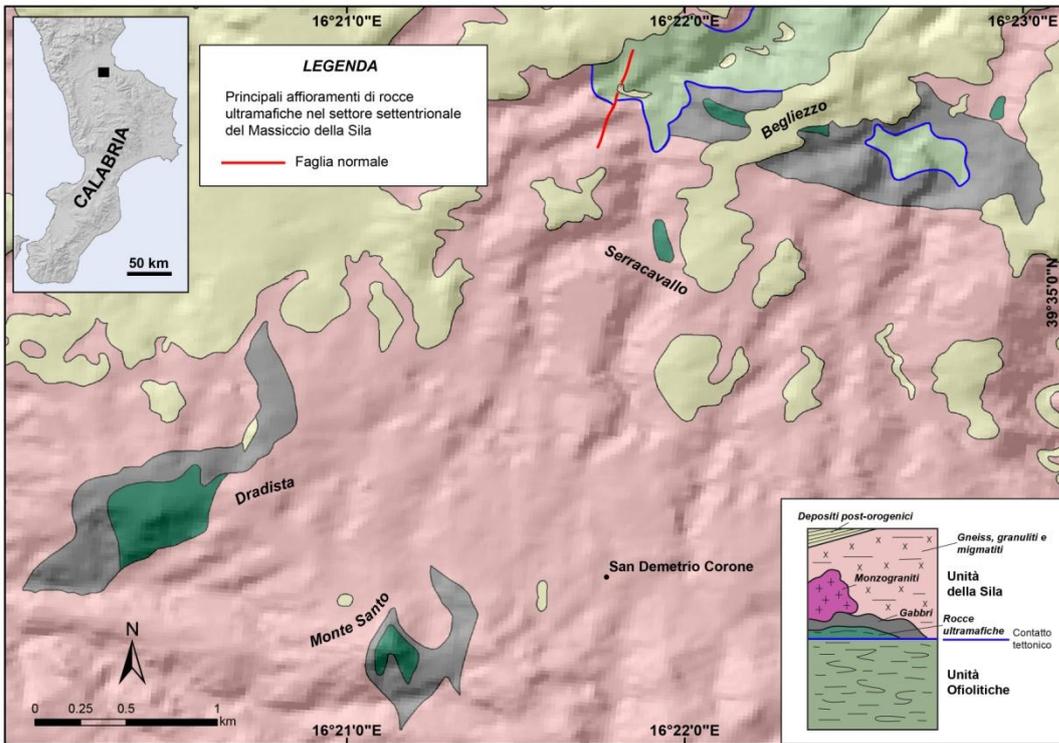


Figura 6: mappa geologica semplificata dell'area nei dintorni del centro abitato di San Demetrio Corone (settore settentrionale della Sila Greca).

3.2 Natura delle rocce ultramafiche e relazioni di terreno con le altre litologie dell'Unità della Sila

Le rocce ultramafiche all'interno dell'Unità della Sila rappresentano il litotipo volumetricamente meno abbondante. Gli affioramenti sono stati osservati principalmente lungo i crinali e negli sbancamenti creati per la costruzione delle strade forestali o di piccole cave dismesse, più raramente queste rocce affiorano come blocchi di qualche m³ lungo i sentieri (località Cozzo del Pastillaro). Nel complesso le rocce ultramafiche sono costituite da un'alternanza di originarie peridotiti completamente serpentinizzate e pirosseniti (pirosseniti concordanti); queste litologie sono attraversate da canali a composizione pirossenitica (ortopirosseniti discordanti, località Serra la Penna). Le bande di peridotiti serpentinizzate e pirosseniti hanno spessori che variano da pochi centimetri a qualche decimetro. L'alternanza peridotiti serpentinizzate e pirosseniti concordanti definisce una anisotropia (S1) continua nei volumi ultramafici. Le peridotiti serpentinizzate e le pirosseniti sono attraversate da differenti sistemi di vene che presentano spessori variabili da millimetrici a centimetrici e che crescono in maniera sia concordante che discordante rispetto la foliazione (S1). Nelle vene si osserva la crescita di minerali del gruppo del serpentino.

Le geometrie dei contatti tra le rocce ultramafiche e le rocce granulitiche cristalline (gneiss a granato-biotite, granuliti pirosseniche, migmatiti) sono state ricostruite cartograficamente a causa delle cattive condizioni di esposizione e della frammentarietà in affioramento. Questi contatti sono marcati da fasce cataclastiche corrispondenti a piani di faglia ad alto e a basso angolo (Fig. 5 e 6) inquadrabili nel contesto della complessa tettonica transtensiva ed estensionale post-miocenica che ha controllato l'apertura del Mar Tirreno e la formazione di bacini intracatena come quello di Valle Crati (Thomson, 1994; Tansi et al., 2007; Brozzetti et al., 2017). Oltre che con le rocce granulitiche cristalline le ultramafiche si osservano in contatto con rocce gabbroidi interpretate come il prodotto di un magmatismo basico di underplating di età Permo-triassica da Liberi et al. (2011). I rapporti strutturali tra le rocce ultramafiche e quelle gabbroidi dell'Unità della Sila sono meglio esposti ad ovest di Fagnano Castello (Fig.5) e ad ovest di San Demetrio Corone (Fig.6). I volumi di rocce gabbroidi al loro interno presentano una variazione della grana e una marcata anisotropia planare di natura magmatica data dall'alternanza di bande con spessori da centimetrici a metrici formate da gabbri a orneblenda-clinopirosseni ed orneblenditi. Il contatto tra le rocce gabbroidi e le ultramafiche è netto e concordante. La natura intrusiva di questo contatto è confermata dalla presenza di dicchi concordanti di spessori variabili da centimetrico a decimetrico sia di gabbri a orneblenda-clinopirosseni e sia di orneblenditi all'interno delle rocce ultramafiche (Fig. 7, 8a, 8b). Nell'intorno dei contatti tra i dicchi gabbroidi e le rocce ultramafiche si osserva lo sviluppo di livelli formati da una litologia peculiare caratterizzata da elevate abbondanze modali di spinello ercinitico (> 35%) e classificata come peridotite a spinello ercinitico (Fig.7). Le osservazioni sul terreno mostrano chiaramente la natura intrusiva dei contatti tra le rocce gabbroidi e le granuliti (Fig. 8b). Questo è provato sia dalla presenza di dicchi discordanti di rocce gabbroidi nelle granuliti e sia dalla presenza di piccoli volumi di rocce granulitiche all'interno dei volumi di rocce gabbroidi.

Dalle carte geologiche di dettaglio (Fig. 5 e 6) e dalle evidenze di terreno appare sufficientemente chiaro che il magmatismo gabbroide ha saldato le rocce ultramafiche alle rocce cristalline. In accordo con Liberi et al. (2011) l'accoppiamento tra le rocce cristalline e le rocce ultramafiche è datato al Permo-Trias.

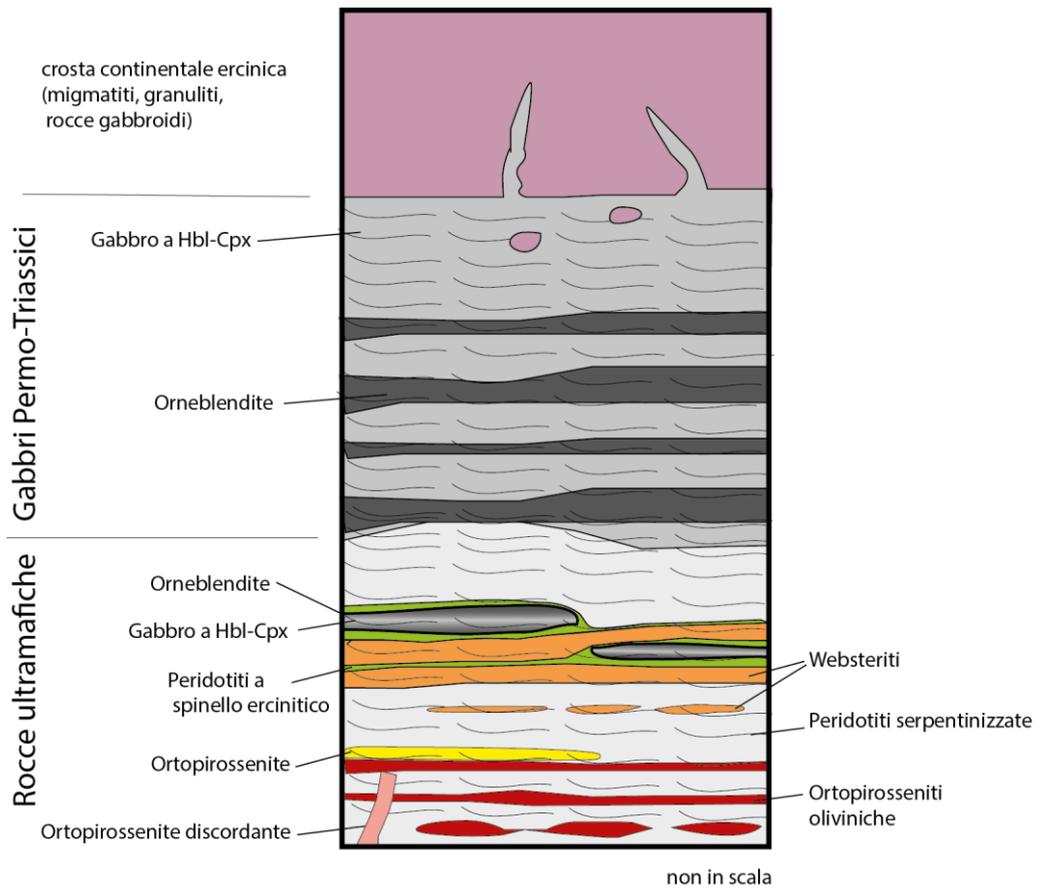


Figura 7: schema sinottico delle relazioni di terreno tra le rocce ultramafiche, i gabbri Permo-Triassici e le rocce di crosta continentale che costituiscono l'Unità della Sila in Calabria settentrionale.

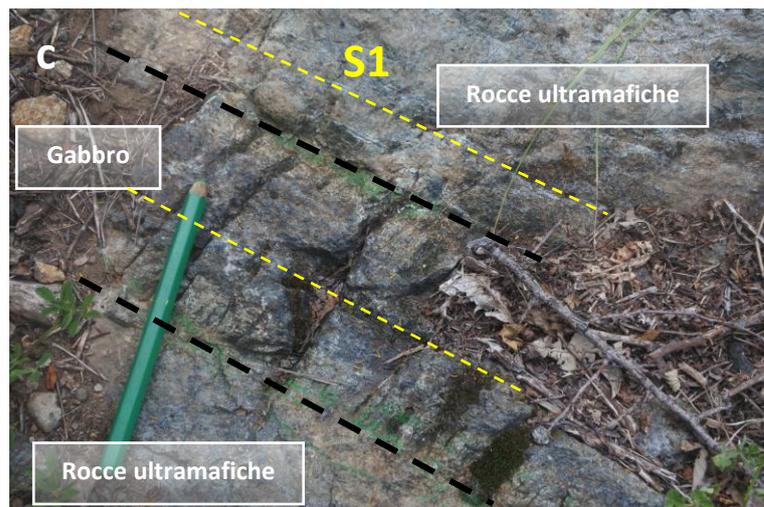


Figura 8: a) dicco metrico di gabbro nei volumi di rocce ultramafiche (località Dradista, San Demetrio Corone); b) contatto tra rocce a composizione mafica e rocce cristalline (località Aria di Vento, San Marco Argentano); c) contatto tra gabbro e rocce ultramafiche. Il contatto è concordante con la foliazione S1 (località Cozzo del Pastillaro, Fagnano Castello).

3.3 PERIDOTITI SERPENTINIZZATE

I volumi di peridotiti dell'Unità della Sila appaiono completamente serpentizzati e costituiscono il prodotto di retrocessione di originari protoliti peridotitici le cui composizioni verosimilmente variavano da Spl-harzburgiti a duniti.

Generalmente negli affioramenti studiati le serpentiniti si presentano in livelli e/o bande di spessori variabili da millimetrici a metrici; l'alternanza peridotiti serpentizzate - pirosseniti concordanti definisce una foliazione S1 (Fig.9a).

Alla mesoscala le serpentiniti appaiono:

a) in volumi abbastanza continui ed isotropi al loro interno (Fig. 9c) in cui si osserva una "matrice" di colore grigio-biancastra costituita dai minerali del gruppo del serpentino, e piccoli cristalli di colore nero di magnetite arrangiati in glomeri;

b) in volumi discontinui dove le fibre di serpentino e i granuli di magnetite appaiono rispettivamente allungati e adunati lungo l'originaria S1. Frequentemente i volumi di serpentiniti circondano i *boudins* di pirosseniti (Fig. 9 a,b,d).

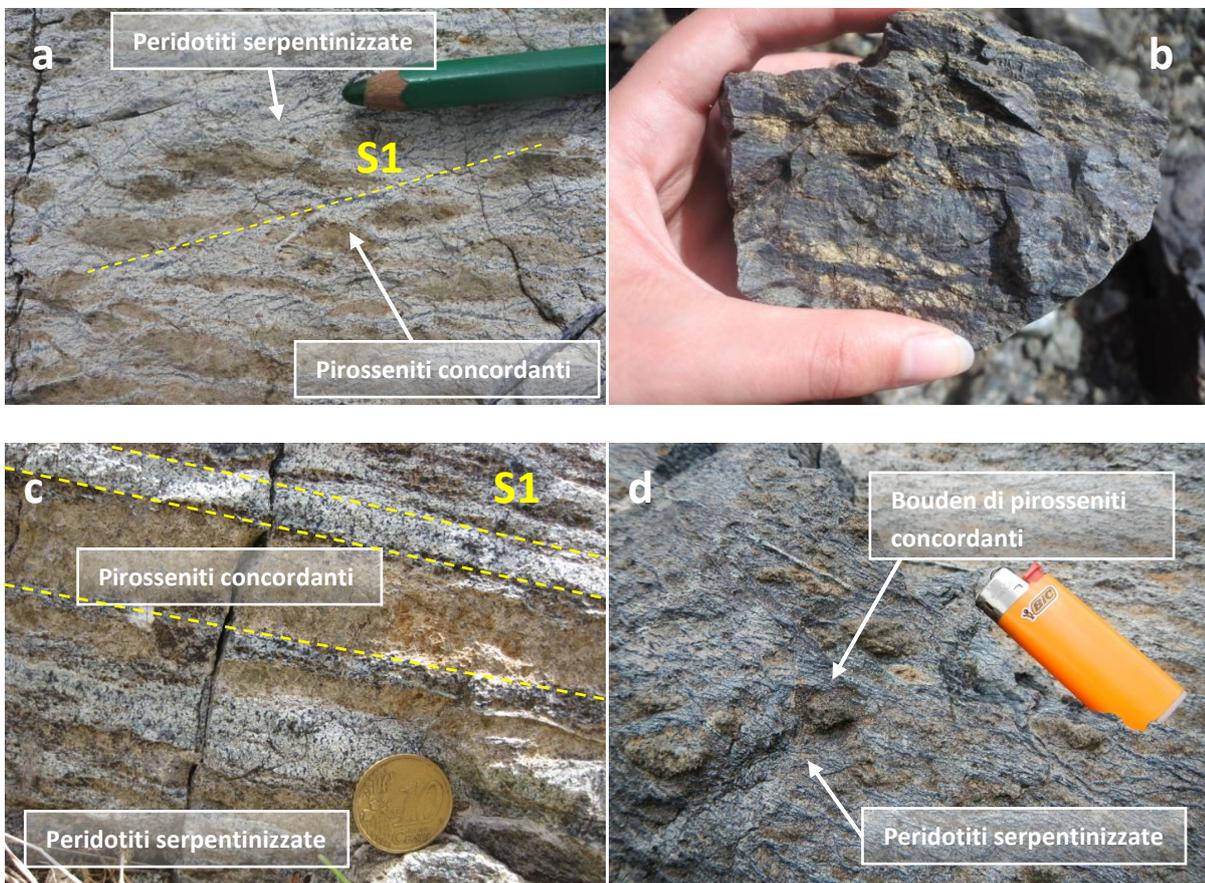


Figura 9: livelli di serpentinite, prodotto di retrocessione di originarie Spl-harzburgiti/duniti alternate a livelli di pirosseniti concordanti (ortopirosseniti oliviniche) lungo la foliazione S1. (a) superficie esterna dei volumi ultramafici; (b) dettaglio campione a mano; (c) livelli di serpentinite con aspetto isotropo alternate a livelli di pirosseniti concordanti (ortopirosseniti oliviniche; località Serra la Penna); (d) livelli di serpentinite in cui si osservano cristalli di magnetite e serpentino e livelli di pirossenite boudinate lungo la foliazione S1 (località Serra la Penna).

3.4 PIROSSENITI

Tenendo conto delle relazioni giaciture è stato possibile distinguere due principali tipi di pirosseniti: pirosseniti concordanti e pirosseniti discordanti rispetto l'anisotropia S1. Nell'ambito delle pirosseniti concordanti sono state distinte su base modale tre tipologie di pirosseniti: ortopirosseniti oliviniche, ortopirosseniti, websteriti. Le pirosseniti discordanti sono formate esclusivamente da ortopirosseniti.

3.4.1 PIROSSENITI CONCORDANTI

Le migliori esposizioni delle diverse tipologie di pirosseniti concordanti si osservano nell'area di Cozzo del Pastillaro posta a SW del centro abitato di Fagnano Castello.

In affioramento le pirosseniti concordanti si presentano sia in bande con spessori che variano da centimetrici a metrici (Fig.10 a,c), sia in livelli con spessori inferiori al centimetro (Fig. 10 b). Le bande e i livelli pirossenitici si alternano ai volumi di serpentiniti prodotte dalla retrocessione di Spl-harzburgiti e duniti e definiscono una anisotropia continua e pervasiva (S1). In tutti gli affioramenti studiati sono stati osservati effetti di retrocessione degli ortopirosseniti con gradi variabili di trasformazione in bastiti. Localmente le pirosseniti sono attraversate da sistemi di vene riempite da minerali del gruppo del serpentino.

Le pirosseniti concordanti sono state distinte in tre tipologie tenendo conto delle associazioni mineralogiche in: ortopirosseniti oliviniche, ortopirosseniti e websteriti.

3.4.1a Ortopirosseniti oliviniche

Le ortopirosseniti oliviniche mostrano una tessitura faneritica disequigranulare, la grana varia da fine a media; generalmente appaiono di colore bruno sulle superfici alterate e di colore grigio-nerastro sulle superfici fresche.

Questi litotipi affiorano sia come livelli continui di spessori centimetrici alternati con i livelli di peridotiti serpentinite (Fig. 10a), sia come *boudins* centimetrici deformati lungo la S1 (Fig. 10b).

La differenza dello stile della deformazione dei livelli pirossenitici rispetto alle Spl-harzburgiti-duniti è dovuta al diverso comportamento reologico dei minerali che costituiscono queste litologie quando sottoposte a campi di stress associati ad eventi estensionali. In particolare, gli effetti di boudinage sono interpretabili come strutture tipo *drawn boudins* definiti da Goscombe et al., (2004). L'autore per *drawn boudins* intende una tipologia di *boudins* simmetrico in cui non si osserva la rotazione del blocco e non si ha una superficie di inter-boundinaggio; il layer estensionale è accomodato da *stretching* differenziale.

3.4.1b Ortopirosseniti

Le ortopirosseniti si presentano in bancate di spessori che variano da centimetrici a metrici (Fig. 10c) e sono distribuite in maniera discontinua negli affioramenti studiati. In località Serra la Penna e Cozzo del Pastillaro le ortopirosseniti si osservano a contatto con volumi di peridotite a spinello ercinitico. Le ortopirosseniti sono rocce a grana grossa con cristalli che raggiungono dimensioni di 3-4 cm, mostrano una struttura porfiroclastica e presentano un colore bruno (Fig. 10d).

3.4.1c Websteriti

Le websteriti in affioramento si presentano come livelli da centimetrici a decimetrici concordanti con la foliazione S1 (Fig. 10e) e a contatto con i livelli gabbroidi e con volumi di peridotiti a spinello ercinitico (Fig. 10 f,g). Spesso il passaggio websteriti-gabbro è marcato dalla presenza di livelli millimetrici di “peridotite a spinello ercinitico” (Fig. 10g). Le websteriti si osservano anche boudinate lungo la foliazione S1 (Fig. 10h). Questa litologia alla mesoscala mostra una struttura granulare a grana medio-fine e una colorazione bruno-rossastra.

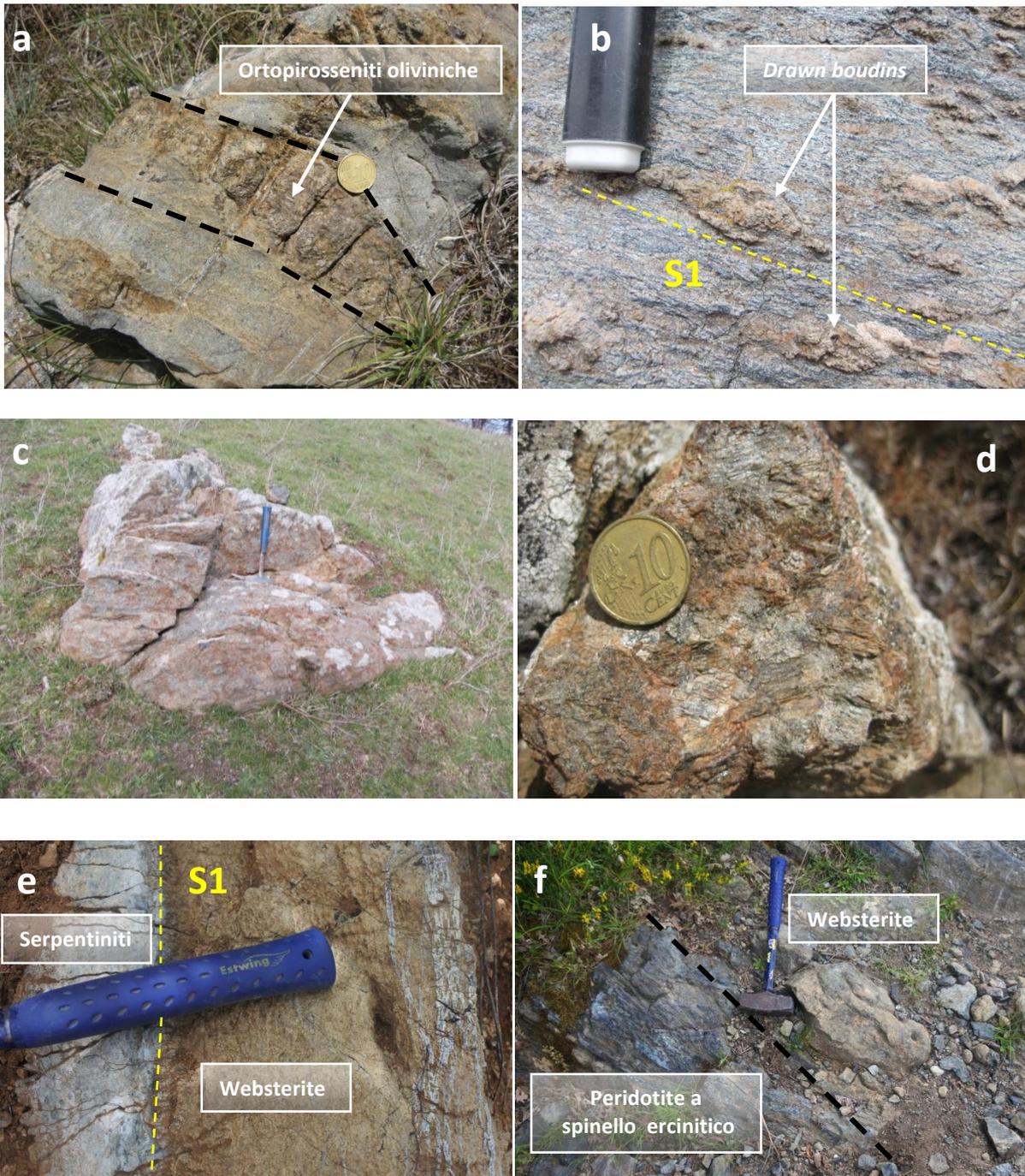




Figura 10: livelli di pirosseniti concordanti; (a) bande di spessori centimetrici di ortopirosseniti oliviniche (località Serra la Penna); (b) livelli centimetrici di ortopirossenite olivinica boudinata lungo la foliazione S1 (località Serra la Penna); (c) blocco di ortopirossenite (località Serra la Penna); (d) dettaglio della struttura a grana grossa nella ortopirossenite; (e) livello decimetrico di websterite a contatto con livelli di serpentinite (località Cozzo del Pastillaro); (f) websteriti a contatto con la peridotite a spinello ercinitico (località Cozzo del Pastillaro); (g) websterite concordante con un livello gabbroide bordato da livelli ad ercinite (località Cozzo del Pastillaro); (h) livello di websterite boudinato lungo la foliazione (località Cozzo del Pastillaro).

3.4.2 ORTOPIROSSENITI DISCORDANTI

Le ortopiroseniti discordanti definiscono all'interno della successione ultramafica dell'Unità della Sila canali di composizione ortopirosenitica. Queste rocce presentano una struttura granulare a grana medio-fine e una colorazione bruno-rossastra. I cristalli di ortopiroseno appaiono avanzatamente trasformati in bastiti.

I canali di ortopiroseniti hanno spessori variabili da centimetrici a decimetrici, appaiono discordanti rispetto alla foliazione principale (S1) (Fig. 11a) e mostrano contatti netti con le rocce ultramafiche circostanti (Fig. 11b,c).

Le migliori esposizioni dei rapporti geometrici tra le ortopiroseniti discordanti e la successione peridotiti serpentizzate-piroseniti concordanti sono state osservate in località Serra la Penna.

Sporadicamente le ortopiroseniti discordanti sono attraversate da vene tardive all'interno delle quali crescono fibre di serpentino secondo geometrie sintassiali (Fig. 11c).



Figura 11: affioramento in località Serra la Penna (Sant'Agata d'Esaro); (a) dicco di ortopirosenite discordante rispetto la foliazione S1 (b) contatto tra ortopirosenite discordante (sinistra) e layering ultramafico (destra); (c) dicco centimetrico di ortopirosenite discordante intrusa nei corpi ultramafici.

3.5 PERIDOTITI A SPINELLO ERCINITICO

Le “peridotiti a spinello ercinitico” in affioramento si presentano come livelli di spessori variabili da millimetrici a qualche centimetro e insieme alle websteriti sono state osservate in prossimità dei contatti con le rocce gabbroidi (Fig. 12a).

Il riconoscimento di tale litologie nell’ambito delle rocce ultramafiche non è immediato.

Infatti, queste rocce si presentano fortemente alterate e si osservano con aspetto cariato; la colorazione è bruna-nerastra e localmente biancastra (molto simile ai gabbri). La grana risulta essere fine.

In affioramento i livelli di “peridotite a spinello ercinitico” appaiono interposti tra i livelli di orneblenditi e gabbri ad orneblenda-clinopirosseno e le websteriti (Fig. 12a). Ancora, localmente, le “peridotite a spinello ercinitico” si presentano come bande all’interno della sequenza peridotiti serpentizzate-websteriti (Fig. 12 b,c,d). La migliore esposizione di tale successione affiora lungo i versanti orientali di località Cozzo del Pastillaro (ovest di Fagnano Castello).

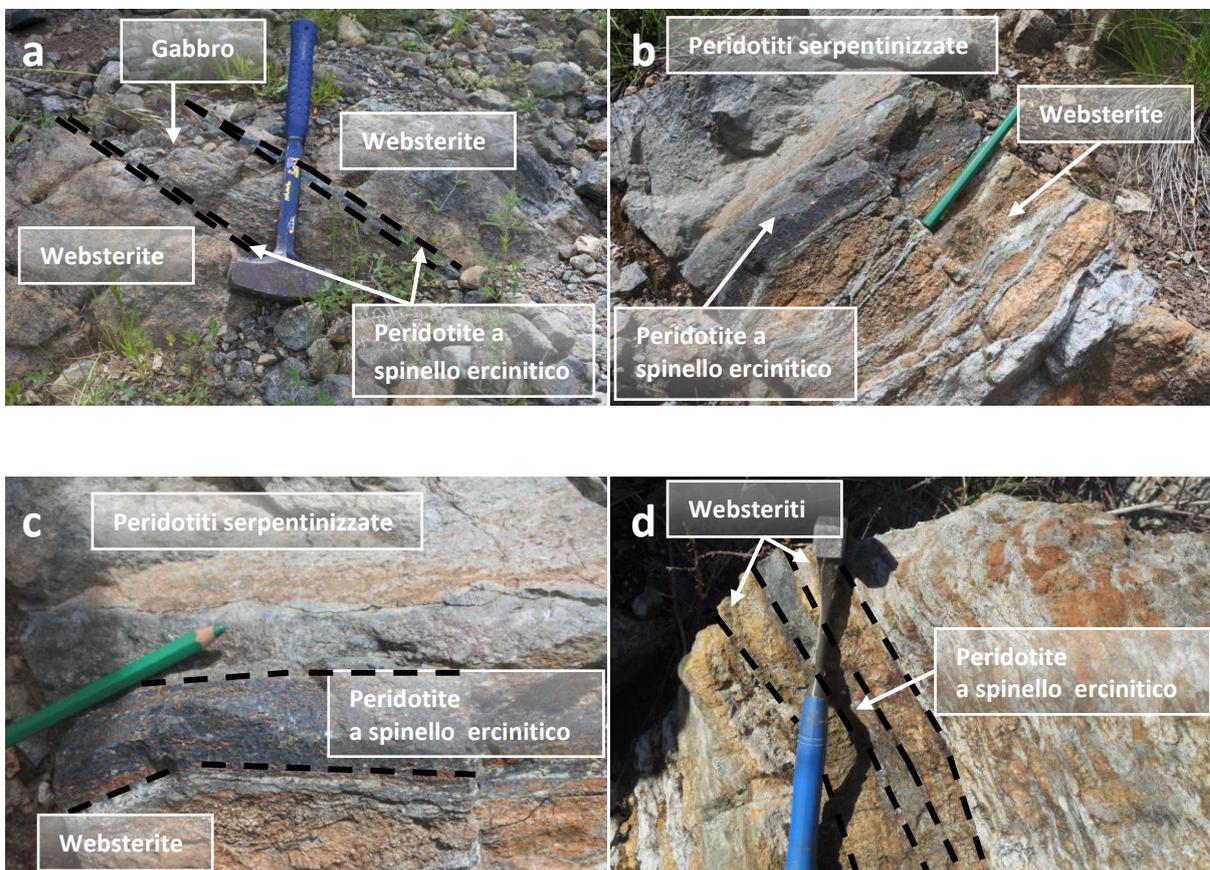


Figura 12: peridotiti a spinello ercinitico alla mesoscala. (a) livello di peridotite a spinello ercinitico di spessore di circa 1 cm a contatto tra gabbri e websteriti (località Cozzo del Pastillaro); (b) e (c) livello di peridotite a spinello ercinitico concordante con il layering ultramafico (località Cozzo del Pastillaro); (d) livello di peridotite a spinello ercinitico all’interno di websteriti (località Cozzo del Pastillaro, Fagnano Castello).

3.6 GABBRI

Nelle aree studiate le rocce gabbroidi Permo-triassiche (Liberi et al., 2011) formano volumi di qualche km³ che affiorano al passaggio tra le rocce ultramafiche e le rocce granulitiche cristalline (Fig. 5,6). Il litotipo gabbroide prevalente è costituito da gabbri ad orneblenda - clinopirosseni a grana media. Queste litologie mostrano alla mesoscala un layering magmatico definito dall'alternanza di bande da centimetriche a metriche con differenti valori in abbondanze modali di Ca-anfibolo e plagioclasti (Fig. 13c). Abbastanza diffuse sono le bande costituite esclusivamente da Ca-anfibolo classificate come orneblenditi (Fig. 13c). In queste ultime si osservano strutture pegmatoidi date da cristalli di Ca-anfibolo di dimensioni centimetriche. Volumetricamente subordinate sono le bande di composizione anortositica che affiorano esclusivamente nell'area di Serra dei Cameli (Est di Sant'Agata di Esaro). Liberì et al. (2011) hanno documentato la presenza di strutture magmatiche nelle rocce gabbroidi. Su basi geochimiche gli stessi Autori hanno descritto un frazionamento per processi di cumulo di un magma basico idrato ad affinità tholeitica e propongono una distinzione tra Mg-gabbri, Fe-Mg gabbri e Fe-Ti gabbri. Le composizioni Mg-gabbri corrispondono ai termini orneblenditici, mentre i Fe-Mg gabbri e i Fe-Ti gabbri corrispondono ai gabbri ad orneblenda-clinopirosseni. Per comodità espositiva nel proseguo di questa tesi il fuso frazionato di composizione Mg-gabbro verrà indicato come fuso orneblenditico o ultramafico. Nelle aree rilevate in questo studio non sono stati osservati affioramenti di Fe-Ti gabbri presenti lungo i versanti occidentali della Catena Costiera nell'intorno di Guardia Piemontese.

Come già detto nel paragrafo 3.2 le rocce gabbroidi mostrano contatti intrusivi con le rocce cristalline e con le rocce ultramafiche. Dicchi decimetrici di gabbri sono intrusi in modo concordante nelle ultramafite (Fig. 13a). In questi casi è stata osservata una variazione composizionale all'interno dei dicchi definita dalla presenza di gabbri ad orneblenda-clinopirosseni nelle zone assiali, mentre in prossimità dei bordi cristallizzano bande centimetriche a composizione orneblenditica (Fig. 13 b,c). Generalmente al contatto bande orneblenditiche-rocce ultramafiche sono presenti delle zone di interazione fuso-roccia formate da rocce ibride classificate come "peridotiti a spinello ercinitico" (Fig. 13c). Inoltre, nei volumi di roccia prossimi ai dicchi gabbroidi affiorano pirosseniti di composizione websteritica in livelli concordanti con la foliazione presente nelle rocce ultramafiche e con il layering magmatico dei volumi gabbroidi (Fig. 13c).

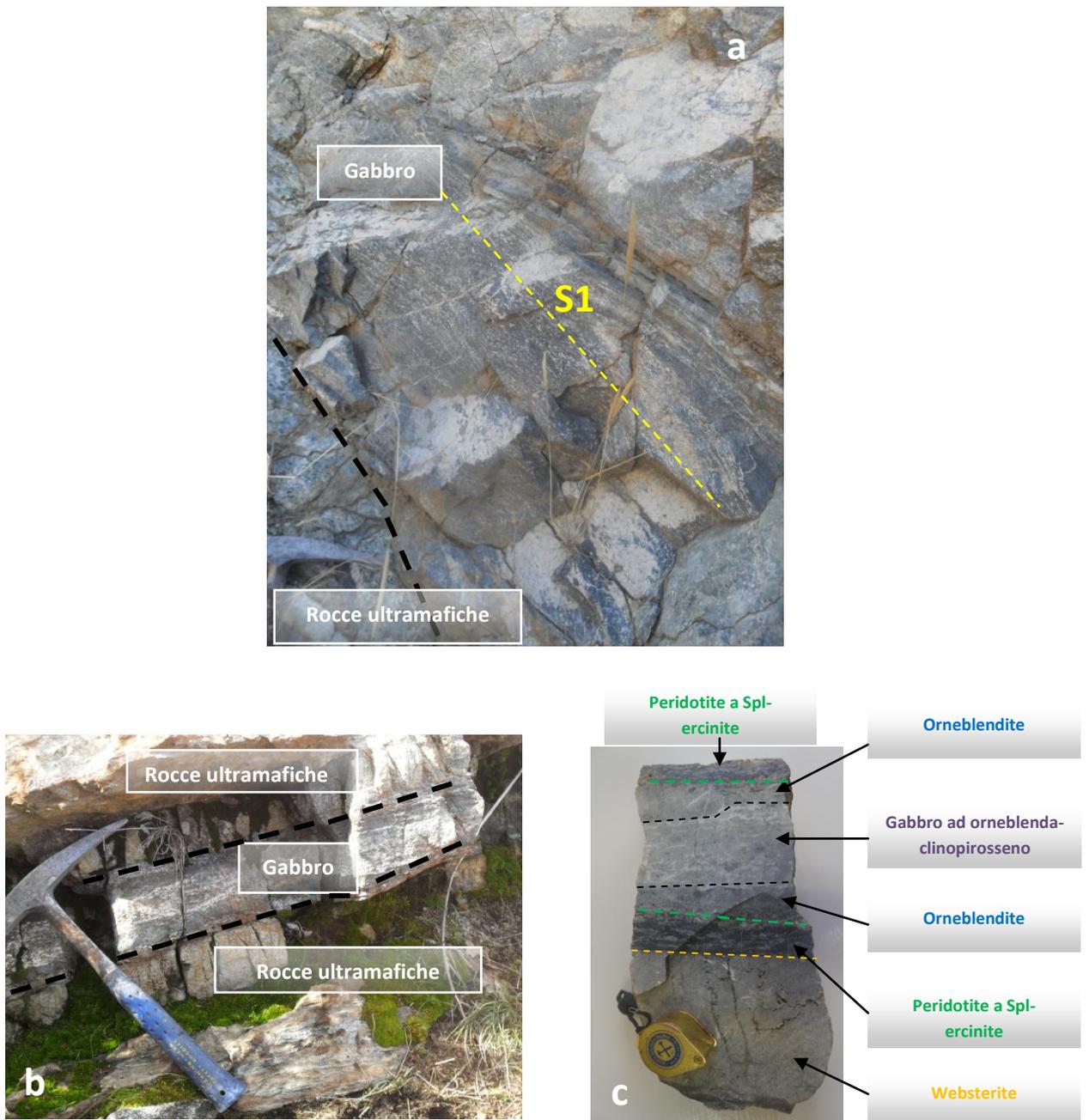


Figura 13: (a) dicco di gabbro di spessore decimetrico concordante con la foliazione S1 (località Dradista, San Demtrio Corone); (b) dicco centimetrico di gabbro a contatto con rocce ultramafiche (località Cozzo del Pastillaro); (c) campione di gabbro ad orneblenda-clinopirosseno (vedi b) a contatto con la websterite, lungo il contatto si osservano bande a composizione orneblenditica e volumi di peridotite a spinello ercinitico.

3.7 VENE DI SERPENTINO

Sistemi di vene riempite da minerali del gruppo del serpentino sono state osservate in tutti gli affioramenti studiati.

La sistematica delle vene è stata definita considerando la morfologia delle vene e i rapporti giacitureali all'interno dei corpi ultramafici.

Sono state distinte due differenti sistemi:

- (i) Vene concordanti rispetto alla foliazione S1;
- (ii) Vene discordanti rispetto alla foliazione S1.

(i) Sistemi di frattura estensionali concordanti rispetto alla foliazione S1 (Fig. 14 a,b).

Le vene concordanti in affioramento si presentano discontinue e poco pervasive. Le fratture si aprono per spessori inferiori al centimetro e localmente seguono la foliazione (S1) data dall'alternanza dei litotipi peridotitici e pirossenitici. In località Serra La Penna le vene concordanti di serpentino tagliano i contatti tra le peridotiti serpentizzate e le ortopirosseniti discordanti. Alla mesoscala questa generazione di vene appare di colore bianco latte e mostrano un aspetto massivo (Fig. 14 c,d).



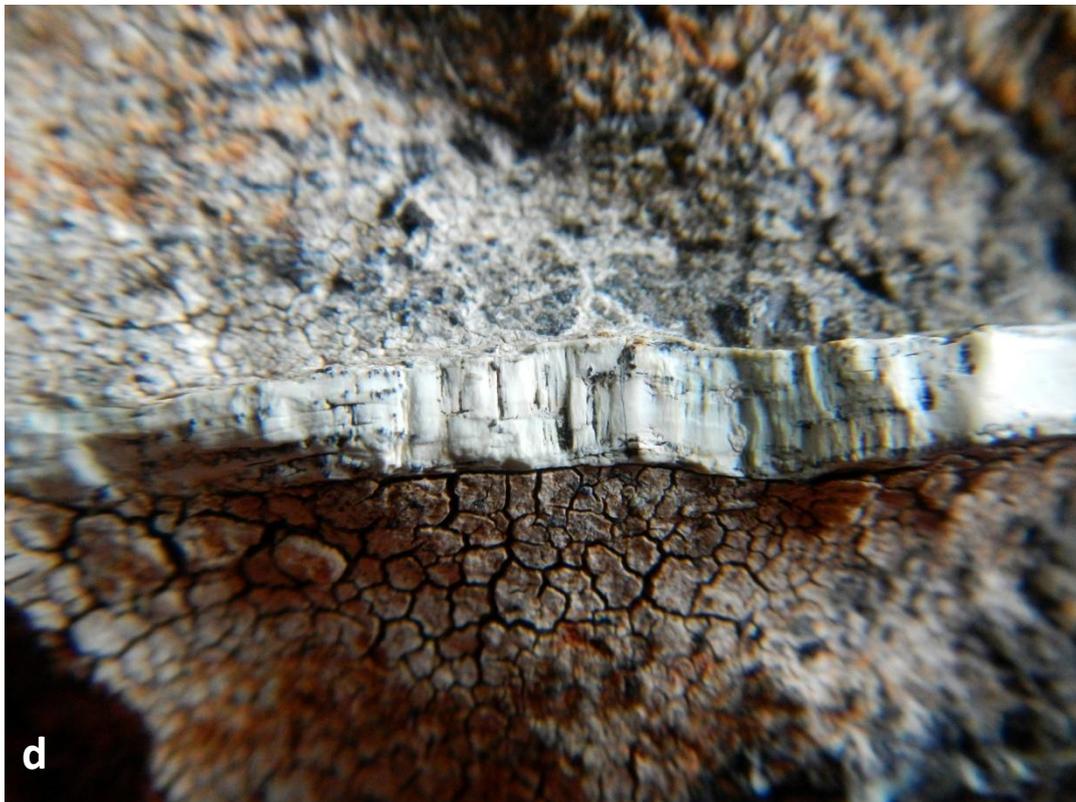
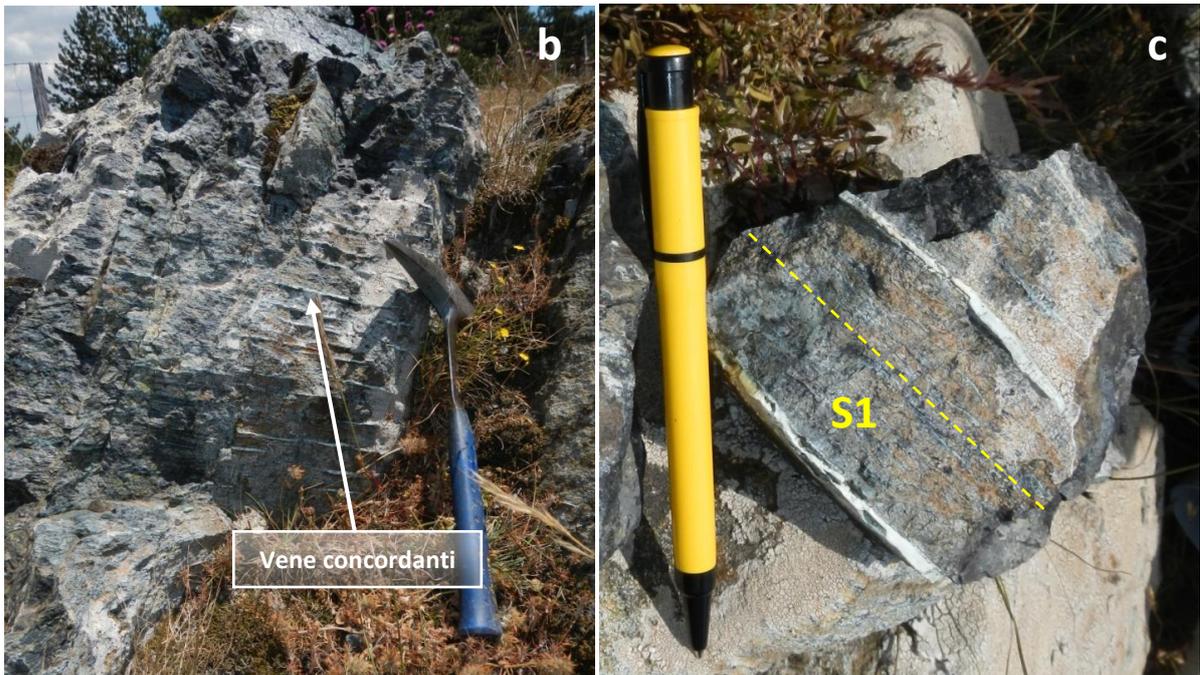


Figura 14: (a) crescita di vene concordanti alla foliazione S1 che tagliano il contatto tra le peridotiti serpentinite e le ortopirosseniti discordanti (località Serra la Penna); (b) vene concordanti in peridotiti serpentinite (località Serra la Penna); (c) e (d) aspetto massivo alla mesoscala delle vene concordanti (località Serra la Penna).

(ii) Sistemi di frattura estensionali discordanti rispetto alla foliazione S1.

Le vene discordanti in affioramento si osservano discontinue e poco pervasive (Fig. 15 a).

Il sistema di fratturazione discordante con la foliazione S1 definisce due trend: uno disposto a circa 120° rispetto alla foliazione S1; un secondo disposto ortogonalmente alla foliazione S1.

Sia la prima che la seconda tipologia hanno spessori inferiori a 0,5 cm, ad eccezione di una vena presente all'interno della ortopirossenite discordante di circa un centimetro di spessore (Fig. 15 c).

La prima tipologia di vene strutturalmente definisce una seconda anisotropia discontinua. Questa generazione di vene mostra alla mesoscala un aspetto massivo.

La seconda tipologia risulta essere quella volumetricamente più abbondante. Questo sistema di vene si dispone a segmentare la successione ultramafica in una rete di vene di serpentino definendo strutture di tipo *join network* (Fig. 15 b).

La crescita dei minerali del gruppo del serpentino nella seconda tipologia definisce strutture da compatte (massive) a fibrose a composite (fibroso-massive) (Fig. 15 d,e,f).

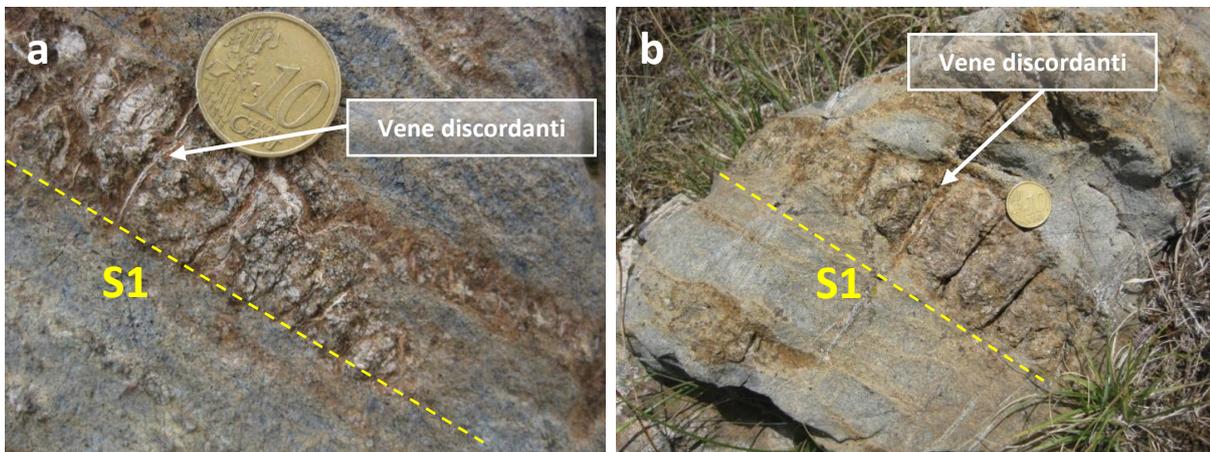




Figura 15: sistemi di vene discordanti e relative morfologie; (a) sistema di vene ortogonali la foliazione S1, queste si dispongono a dare strutture tipo "joint network" (località Serra la Penna); (b) vene discordanti di spessori millimetrici in un livello centimetrico di ortopirosenite olivinica (località Serra la Penna); (c) vena ad aspetto composito all'interno della ortopirosenite discordante (località Serra la Penna). (d) aspetto fibroso (campione EC5a); (e) e (f) aspetto massivo-composito (campioni EC4 - E).

CAPITOLO 4

PETROGRAFIA E PETROLOGIA DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL'UNITA' DELLA SILA

4.1 Introduzione

Le osservazioni effettuate attraverso l'utilizzo del microscopio ottico a luce polarizzata e del microscopio elettronico a scansione (SEM) hanno permesso di definire le microstrutture e le associazioni mineralogiche delle singole litologie distinte nell'ambito delle rocce ultramafiche. Le composizioni chimiche delle fasi minerali sono state determinate attraverso l'utilizzo della microsonda elettronica (EMP). Le caratteristiche degli strumenti utilizzati e le condizioni strumentali di analisi sono riportati in Appendice A. Inoltre lo studio petrografico e quello microstrutturale sono stati di fondamentale importanza per definire e documentare i processi di interazione tra le rocce ultramafiche e fusi a composizione mafica-ultramafica. Le tabelle delle associazioni mineralogiche per ogni campione sono riportate in Appendice B, mentre la classificazione e la localizzazione geografica dei campioni è riportata in Appendice N. Le abbreviazioni dei minerali sono in accordo con quanto proposto da Whitney & Evans (2010).

4.2 Petrografia e petrologia di fase delle PERIDOTITI SERPENTINIZZATE

Generalmente le peridotiti serpentizzate mostrano un fabric anisotropo ereditato dalle originarie Spl-harzburgiti. La successiva retrocessione ha determinato la crescita pseudomorfa di cristalli di serpentino e cristalli di magnetite adunati lungo i piani di foliazione. L'associazione mineralogica delle peridotiti serpentizzate è data da: serpentino + magnetite \pm calcite. La trasformazione pseudomorfa del protolito peridotitico in minerali del gruppo del serpentino, bastiti e magnetiti permette di riconoscere la struttura porfiroclastica delle originarie Spl-harzburgiti e duniti. Diffuso è lo sviluppo di microstrutture di tipo *net like* (Fig. 18a); all'interno delle singole maglie si individuano delle zone centrali (*mesh core*) e delle zone periferiche (*mesh rim*). Nei *mesh core* il serpentino cristallizza con strutture a clessidra (*hourglass texture*, Fig. 16 b,c). Il *mesh rim* è formato da un minuto aggregato costituito da minerali del gruppo del serpentino e magnetite (Fig. 16a). Queste strutture documentano processi di serpentizzazione in condizioni statiche (Wicks e Whittaker, 1977; Prichard, 1979). Le analisi rappresentative del serpentino e della magnetite sono riportate in Tabella C.1 e C.2 in Appendice C. In base ai risultati analitici presentati nel Capitolo 5 i polimorfi del serpentino risultano essere il crisotilo e la lizardite. Oltre a strutture tipo *net-like* si osservano cristalli di ortopirosseno a grana fine retrocessi secondo motivi pseudomorfi in bastiti (Fig. 16d).

Nonostante la completa retrocessione in magnetite è possibile individuare forme di cristalli che verosimilmente rappresentavano originari spinelli della serie cromo-alluminifera (Fig. 16d). Le pseudomorfosi di magnetite sugli spinelli cromo-alluminiferi appaiono come piccoli cristalli idiomorfi di dimensioni millimetriche sia come inclusi negli originari cristalli di olivina e ortopirosseni e sia come dispersi nei volumi peridotitici. In quest'ultimo caso lo spinello cromofero mostrava strutture tipo *holly leaf* occupando posizioni interstiziali tra le fasi silicatiche.

Le strutture tipo *mesh* e a clessidra tendono a scomparire per effetto della deformazione che produce una generale riduzione della grana per effetti di *subgrain rotation* e ricristallizzazione dinamica. A luoghi si osserva uno *stretching* delle fibre che tendono a

definire una nuova foliazione parallela alla S1 descritta nel Capitolo 3. La magnetite tende a concentrarsi in *ribbon* millimetrici allungati oppure si osserva adunata in sottili livelli (Fig. 16f).

Le peridotiti serpentinizzate sono attraversate da differenti sistemi di vene di spessori millimetrici nelle quali cristallizzano minerali del gruppo del serpentino e meno frequentemente calcite. Per la descrizione di queste strutture si rimanda al Capitolo 5.

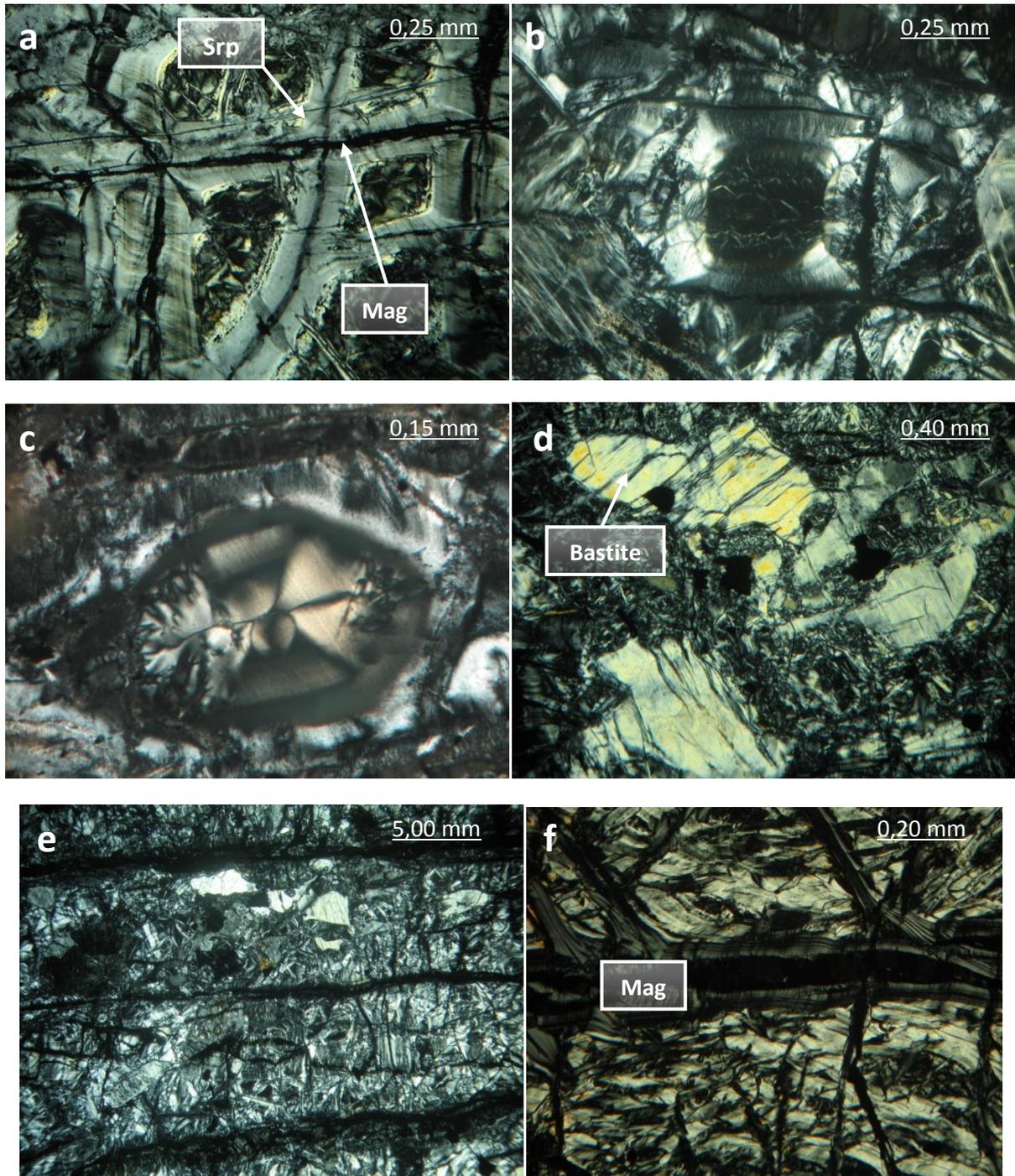


Figura 16: microfoto di Spl-harzburgiti serpentinizzate (a) strutture di tipo “net-like” (polarizzatori incrociati); (b) e (c) strutture di tipo “hourglass texture” (polarizzatori incrociati); (d) cristalli di bastite e spinello in peridotiti serpentinizzate (polarizzatori incrociati); (e) e (f) microcristalli di magnetite adunati lungo la foliazione S1 (polarizzatori incrociati).

4.3 Petrografia e petrologia di fase delle PIROSENITI CONCORDANTI

Alla microscala, tenendo conto delle composizioni modali, le pirosseniti concordanti sono state distinte in 3 tipologie: (i) ortopirosseniti oliviniche; (ii) ortopirosseniti; (iii) websteriti.

4.3.1 Ortopirosseniti oliviniche

Durante la fase di preparazione delle sezioni sottili è stato impossibile separare in maniera netta i volumi serpentinitici da quelli pirossenitici, pertanto alcuni campioni riportati in Tabella B.2 (Appendice B) comprendono ortopirosseniti oliviniche e volumi serpentinitici. Le ortopirosseniti oliviniche in sezione sottile appaiono come volumi centimetrici isolati e boudinati lungo la foliazione all'interno delle peridotiti serpentinite.

Le ortopirosseniti oliviniche appaiono a grana media e sono caratterizzate da una struttura porfiroclastica (Fig. 17a). I volumi di ortopirosseniti oliviniche boudinate lungo la foliazione presentano microstrutture tipo "*eye-shaped flow pattern*" (Fig. 17a) a formare geometrie ellissoidali.

Il grado di retrocessione delle ortopirosseniti oliviniche varia da debole a intenso. In quest'ultimo caso si osserva la completa trasformazione in bastite degli ortopirosseni e in serpentino e magnetite dell'olivina.

Le ortopirosseniti oliviniche sono attraversate da differenti sistemi di vene di spessori millimetrici all'interno delle quali cristallizzano minerali del gruppo del serpentino. Per la descrizione di queste microstrutture si rimanda al Capitolo 5.

L'associazione mineralogica è data da (Tab.B.2 in Appendice B) :

ortopirosseno + anfibolo₁ + olivina + spinello ± anfibolo₂ ± clinopirosseno ± serpentino ± magnetite ± clorite ± calcite.

L'ortopirosseno in questa litologia risulta essere la fase mineralogica più abbondante (circa 55% vol.) (Fig. 17b).

Gli ortopirosseni si presentano come cristalli subidiomorfi, di dimensioni che variano da grosse (6-7 mm) a medie (3-4 mm). I cristalli sono interessati da deformazione intracristallina tipo "*kink bands*" ed elevato grado di fratturazione.

Gli ortopirosseni hanno composizioni ricche in molecola enstatitica (En% 89-92) (Tab. C.6 in Appendice C). Nell'insieme è possibile osservare una correlazione negativa tra la % enstatitica e la concentrazione in Al₂O₃. Il campione M56, pur mostrando questo trend, presenta valori più bassi del contenuto di Al₂O₃ (0,81-1,68) rispetto agli altri campioni (Al₂O₃ 1,91-3,68).

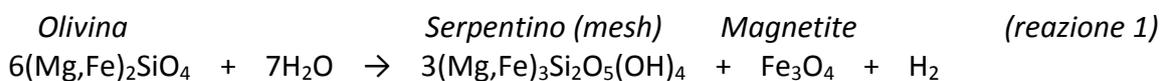
In alcuni casi sottili lamelle di clinopirosseno si osservano essoluti lungo la (100) dei cristalli a grana grossa di ortopirosseno; questo fatto indicherebbe fenomeni di smiscolamento subsolidus a causa del raffreddamento del sistema (Fig. 17e). I clinopirosseni essoluti dall'ortopirosseno, nel campione CS1, hanno composizione diopsidica con contenuti in Al₂O₃ compresi tra 3,49% e 3,54%.

I porfiroclasti di ortopirosseno inoltre mostrano contorni ad anse all'interno delle quali si osserva la crescita di aggregati a grana fine formati da olivina, anfibolo₁ e spinello (Fig.17 c, d).

L'olivina è presente in concentrazioni modali di circa 15% vol. e si osserva come cristalli subidiomorfi di dimensioni da millimetriche a submillimetriche e mostra composizioni

forsteritiche (Fo% 90-93, Tab.C.5 in Appendice C). Questa fase mineralogica cresce in equilibrio strutturale con l'anfibolo₁ e lo spinello e in disequilibrio strutturale con i porfiroclasti di ortopirosseno (Fig.17 c,d).

L'olivina risulta essere la fase mineralogica maggiormente retrocessa in minerali del gruppo del serpentino secondo la reazione 1:



Quanto più avanzato è il processo di idratazione dell'olivina, tanto più complessa risulta essere la definizione dei contorni del/i cristallo/i all'interno dei glomeri di silicati.

Nei casi in cui l'olivina è solo parzialmente retrocessa occupa il *mech core* delle strutture tipo *net like*.

L'anfibolo₁ (circa 13% vol.) si osserva in cristalli millimetrici in equilibrio strutturale con l'olivina (Fig.17 c,d) e mostra composizioni Mg-orneblenda con valori di Si^{iv} > 7 (a.p.f.u.), (Tab. C.8 in Appendice C). Molto spesso gli anfiboli₁ includono cristalli submillimetrici di spinello. Alcuni cristalli di anfibolo₁ mostrano bordi arricchiti in molecola tremolitica.

L'anfibolo₂ (circa 10% vol.) si osserva concentrato in plaghe centimetriche come cristalli da idiomorfi a subidiomorfi (Fig. 17f). Gli anfiboli₂ hanno composizioni che variano da Mg-orneblenda con arricchimento in molecola Tschermakitica (Si^{iv} < 7 a.p.f.u.) riportati in Tabella C.8 (Appendice C).

Il clinopirosseno (circa 2% vol.) appare in cristalli subidiomorfi in equilibrio strutturale con l'anfibolo₂. I granuli analizzati hanno composizione diopside con contenuti di Al₂O₃ compresi tra 2,92% e 3,06% e TiO₂ compreso tra 0,28% e 0,30% (Tab. C.7 in Appendice C).

Nel campione CS1 i clinopirosseni, prodotti di smescolamento dagli ortopirosseni, hanno contenuti in TiO₂ inferiori al limite di detezione dello strumento e contenuti in Al₂O₃ pari a 3,52%.

Gli spinelli (circa 5% vol.) si osservano in due differenti posizioni strutturali: i) come cristalli millimetrici con abito subidiomorfo inclusi in cristalli di ortopirosseno e nelle originarie olivine (Fig.17 c,d); ii) come cristalli anedrali (tipo *holly leaf*) in posizione interstiziale tra le altre fasi.

Otticamente questa fase appare generalmente opaca, tuttavia alcuni cristalli lungo i bordi mostrano colorazioni sul bruno.

Nell'insieme la composizione degli spinelli definisce una serie cromo-alluminifera con variazioni in Cr/(Cr+Al) tra 0,05-0,75 e Mg/(Mg+Fe²⁺) tra 0,14 e 0,8 da termini Pleonaste a Picotiti. Nell'insieme i cristalli analizzati presentano zonature composizionali, tuttavia non è possibile definire un trend comune per le zonature stesse. Dalle analisi in Tabella C.9 (Appendice C) si osservano variazioni composizionali degli spinelli tra i campioni analizzati; queste variazioni non risultano essere legate alle posizioni strutturali. Le immagini in BSE (Fig. 18) e le mappe composizionali (Fig. 19 e Appendice D) evidenziano la presenza di

trasformazioni degli spinelli in magnetiti cromifere. Generalmente quest'ultima fase forma delle corone discontinue attorno ai cristalli di spinello. Le corone hanno composizioni magnetiti cromifere e sono il prodotto di reazioni di scambio tra un fuso e gli spinelli della serie allumino-cromiferi (vedi paragrafo 5.4).

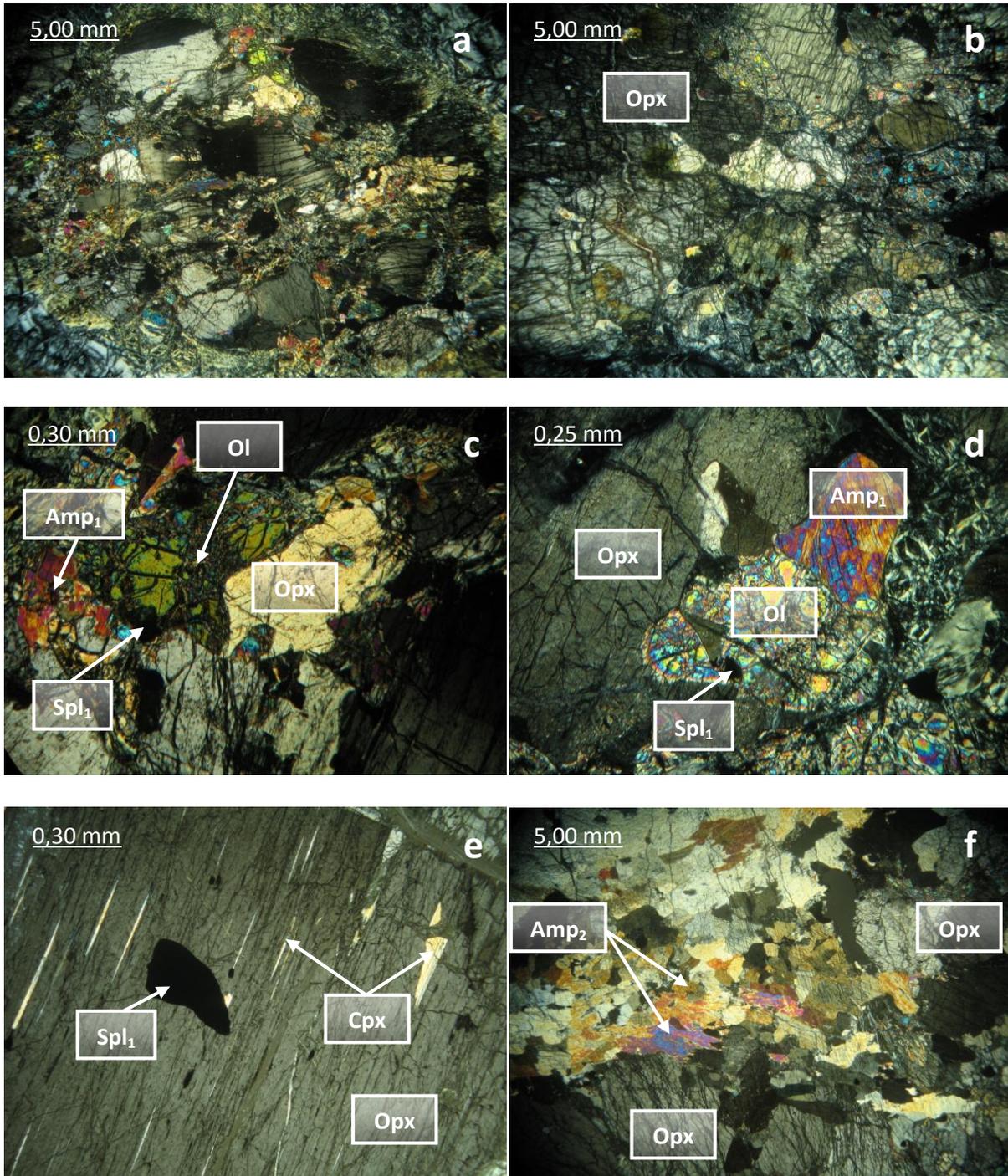


Figura 17: microfoto di ortopirosseniti oliviniche. (a) struttura porfiroclastica della ortopirossenite olivinica, geometria tipo “eye-shaped flow pattern” (polarizzatori incrociati); (b) cristalli di ortopirosseno nelle ortopirosseniti oliviniche” (polarizzatori incrociati); (c) e (d) cristalli di olivina, anfibolo₁ e spinello all’interno di anse di cristalli di ortopirosseno (polarizzatori incrociati); (e) cristalli di clinopirosseno essoluti lungo la (100) dei cristalli a grana grossa di ortopirosseno (polarizzatori incrociati); (f) anfibolo₂ concentrati in plaghe tra i cristalli di ortopirosseno (polarizzatori incrociati).

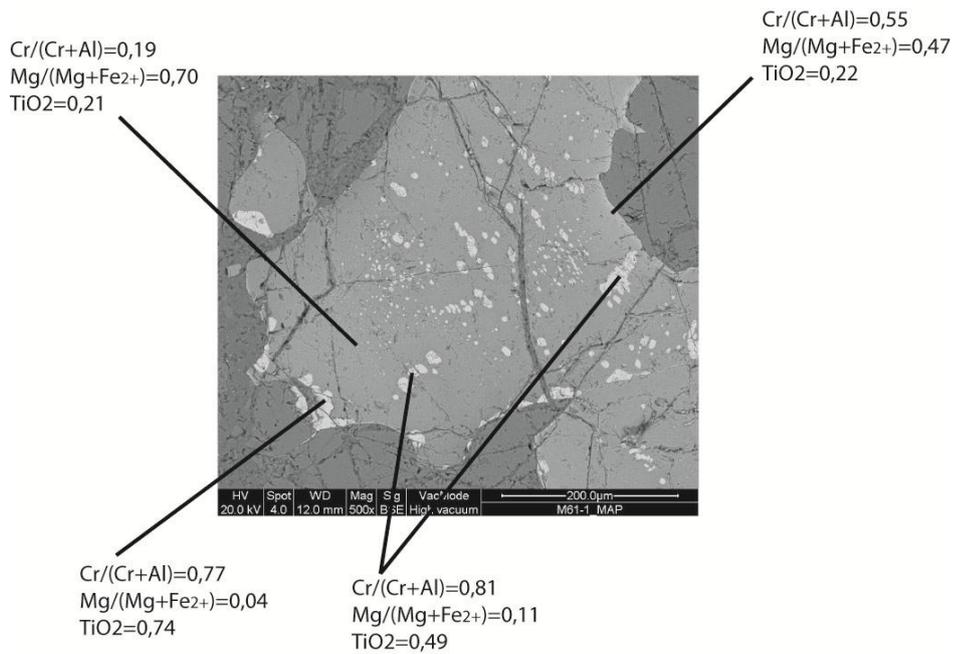


Figura 18: immagine in BSE di un cristallo xenomorfo di pleonaste nelle ortopirosseniti oliviniche. Lungo i bordi e in piccoli volumi discontinui nel cristallo si osservano un aumento in contenuto in Cr/(Cr+Al) e più moderato TiO₂ ed una diminuzione in contenuti in Mg/(Mg+Fe²⁺).

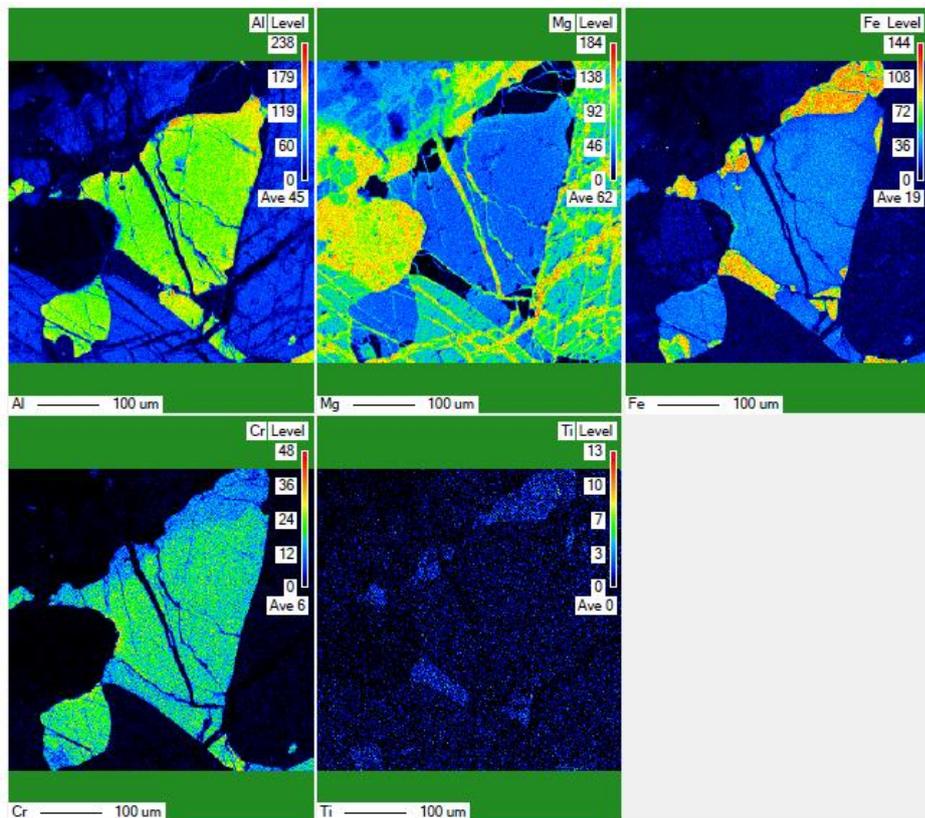


Figura 19: mappe della distribuzione di Al-Mg-Fe-Cr-Ti di un cristallo anedrale di spinello a composizione da pleonaste a magnetite cromifera. Le immagini mostrano la presenza di corone di magnetite cromifere discontinue lungo i bordi del cristallo di pleonaste. Le corone mostrano un arricchimento nelle concentrazioni in Fe a fronte di una diminuzione in Al ed un arricchimento in Ti a fronte di una diminuzione in Cr. Il cristallo è interessato da fratture dove cristallizzano minerali del gruppo del serpentino, come evidenziato dagli alti valori in Mg.

4.3.2 Ortopirosseniti

Le ortopirosseniti sono caratterizzate da una struttura di tipo porfiroclastica data da cristalli centimetrici di ortopirosseno₁ circondati da cristalli a grana medio-fine formata da anfibolo, ortopirosseno₂ e più raro spinello arrangiati a formare una struttura granoblastica (Fig. 20). L'associazione mineralogica è data da (Tab. B.3, Appendice B): ortopirosseno₁ ± anfibolo ± ortopirosseno₂ ± spinello.

L'ortopirosseno risulta essere la fase modalmente più abbondante (> 85% vol.). Questa fase si presenta sia in cristalli subidiomorfi le cui dimensioni superano il centimetro (Opx₁), sia in cristalli millimetrici (Opx₂) che circondano gli Opx₁ e sono in equilibrio strutturale con gli anfiboli (Fig. 20 a,b).

Gli Opx₁ hanno composizioni Enstatite 90-92 e contenuti in Al₂O₃ compresi tra 2,19% e 3,41% (Tab. C.10 in Appendice C).

Alcuni individui di Opx₁ presentano una deformazione tipo "kink-bands". Lungo le tracce di fratturazione dei cristalli di ortopirosseno₁ talvolta cristallizza l'anfibolo, e più raramente si osserva una debole trasformazione in bastite. Gli Opx₂ non sono interessati da deformazioni e hanno composizioni enstatitica compresa tra 88-89 e contenuti in Al₂O₃ 2,05% - 2,25 % (Tab. C.10 in Appendice C).

L'anfibolo (13% vol.) cresce lungo i bordi e nelle fratture dell'ortopirosseno₁ ed in equilibrio strutturale con ortopirosseno₂. L'anfibolo e l'ortopirosseno₂ definiscono una struttura granoblastica (Fig. 20b).

Gli anfiboli hanno composizioni variabili da Mg-orneblenda per il campione CS2 (Serra la Penna) e composizioni Fe-Tschermakite per i campioni FM4 (Cozzo del Pastillaro), (Tab. C.11 in Appendice C).

Lo spinello (2% vol.) si presenta in piccoli cristalli submillimetrici in due differenti posizioni strutturali: i) granuli idiomorfi inclusi negli ortopirosseni centimetrici, ii) in granuli subidiomorfi negli interstizi tra le altre fasi. Gli spinelli hanno contenuti in Cr/(Cr+Al) compresi tra 0,37 e 0,44 e tenori in Mg/(Mg+Fe²⁺) compresi tra 0,48 e 0,54 (Tab. C.12 in Appendice C).

Sporadicamente sono stati osservati cristalli submillimetrici idiomorfi di pirite parzialmente trasformati in millerite (NiS).

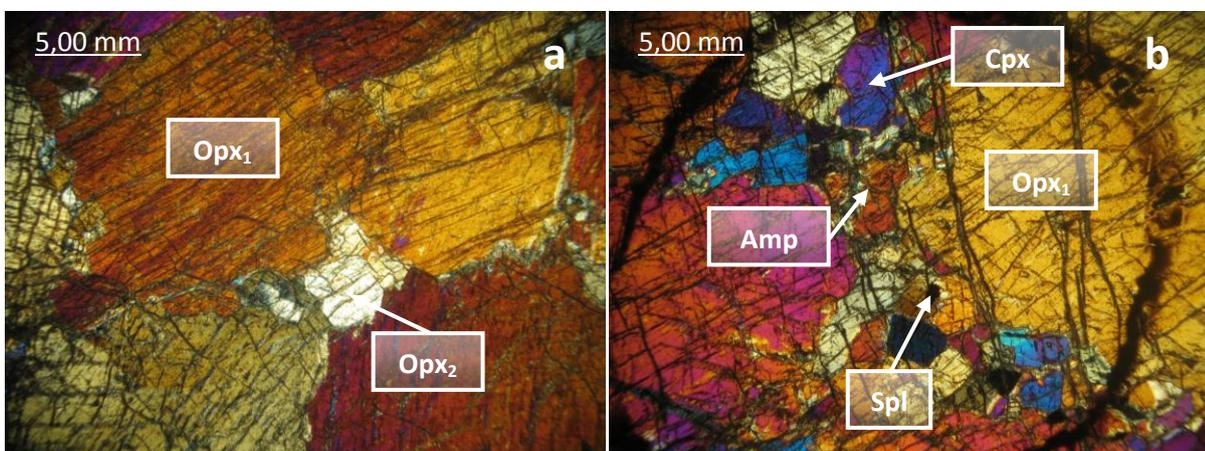


Figura 20: microfoto a polarizzatori incrociati di ortopirosseniti; (a) struttura porfiroclastica delle ortopirosseniti; (b) struttura granoblastica di ortopirosseni a grana fine tra i cristalli a grana grossa.

4.3.3 Websteriti

Le websteriti sono rocce a grana media e mostrano una microstruttura tendenzialmente porfiroclastica data da cristalli di clinopirosseno, ortopirosseno e anfibolo di maggiori dimensioni circondati da un aggregato a grana medio-fine costituito da clinopirosseno, anfibolo e minore ortopirosseno (Fig. 21a). Il rapporto tra le abbondanze modali di ortopirosseno e clinopirosseno variano nei campioni esaminati. I contenuti in clinopirosseno variano tra il 30% e 60% modale.

Nelle sezioni sottili esaminati è possibile osservare piccoli volumi formati da cristalli di clinopirosseno e anfibolo.

La clorite rappresenta la fase di retrocessione dei pirosseni rombici e monoclini. Gli effetti della retrocessione sono poco diffusi.

L'associazione mineralogica è data da (Tab. B.4 in Appendice B): clinopirosseno + ortopirosseno + anfibolo ± spinello ± clorite.

Il clinopirosseno (circa 60% vol.) si presenta in individui subidiomorfi ed appare in equilibrio strutturale con i cristalli di ortopirosseno. I clinopirosseni hanno composizioni diopsidiche (Wo 41-49, En 47-55, Fs 3-5). Il contenuto in Al_2O_3 varia da 0,48% a 2,75% (Tab. C.14 in Appendice C). Inoltre, i cristalli di clinopirosseno si osservano in aggregati a struttura granoblastica costituiti da ortopirosseno, clinopirosseno ed anfibolo (Fig. 21 b,c). Lungo le (100) il clinopirosseno smescola piccoli cristalli di spinello (Fig. 21d). Alcuni individui mostrano inclusioni di anfibolo (Fig. 21d).

L'ortopirosseno (circa 30% vol.) si osserva in cristalli di dimensioni variabili da sub-millimetriche a millimetriche. Composizionalmente hanno valori in molecola enstatitica compresi tra 85 e 89 e contenuti in Al_2O_3 compresi tra 0,50% e 3,45% (Tab. C.13 in Appendice C). I cristalli di maggiori dimensioni presentano un abito subidiomorfo; generalmente appaiono deformati secondo geometrie tipo "kink-bands". Alcuni individui mostrano inclusioni minerali opachi. Gli ortopirosseni di piccole dimensioni si osservano in posizione interstiziale a contatto con clinopirosseni e anfiboli.

L'anfibolo (circa 9% vol.) è presente in individui di dimensioni variabili. Generalmente, questa fase mostra un abito subidiomorfo e appare in equilibrio strutturale con il clinopirosseno e gli individui di ortopirosseno di minori dimensioni. Gli anfiboli presentano composizioni da Mg-orneblenda a Ferro-edenite e valori in Si^{iv} compresi tra 6,52 e 6,74 (Tab. C.15 in Appendice C).

Lo spinello (1% vol.) si osserva sia in piccoli cristalli idiomorfi inclusi e smescolati nel clinopirosseno e sia interstiziale tra le fasi silicatiche.

Nei campioni di websteriti la composizione degli spinelli mostra variazioni significative. Nel campione CS22 gli spinelli interstiziali e quelli assoluti nel clinopirosseno hanno composizioni simili con rapporto $Cr/(Cr+Al)$ prossimi a 0,3 e rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ prossimi a 0,5. Nel campione CT7 si osserva una diminuzione del valore nel rapporto $Cr/(Cr+Al)$ (0,087-0,128) ed un incremento del rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (0,49-0,62). Nei campioni M21 e CS22 sono stati analizzati cristalli che presentano composizioni di magnetite cromifera con rapporti $Cr/(Cr+Al)$ di circa 0,8 e valori $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 0,10-0,16 (Tab. C.16 in Appendice C).

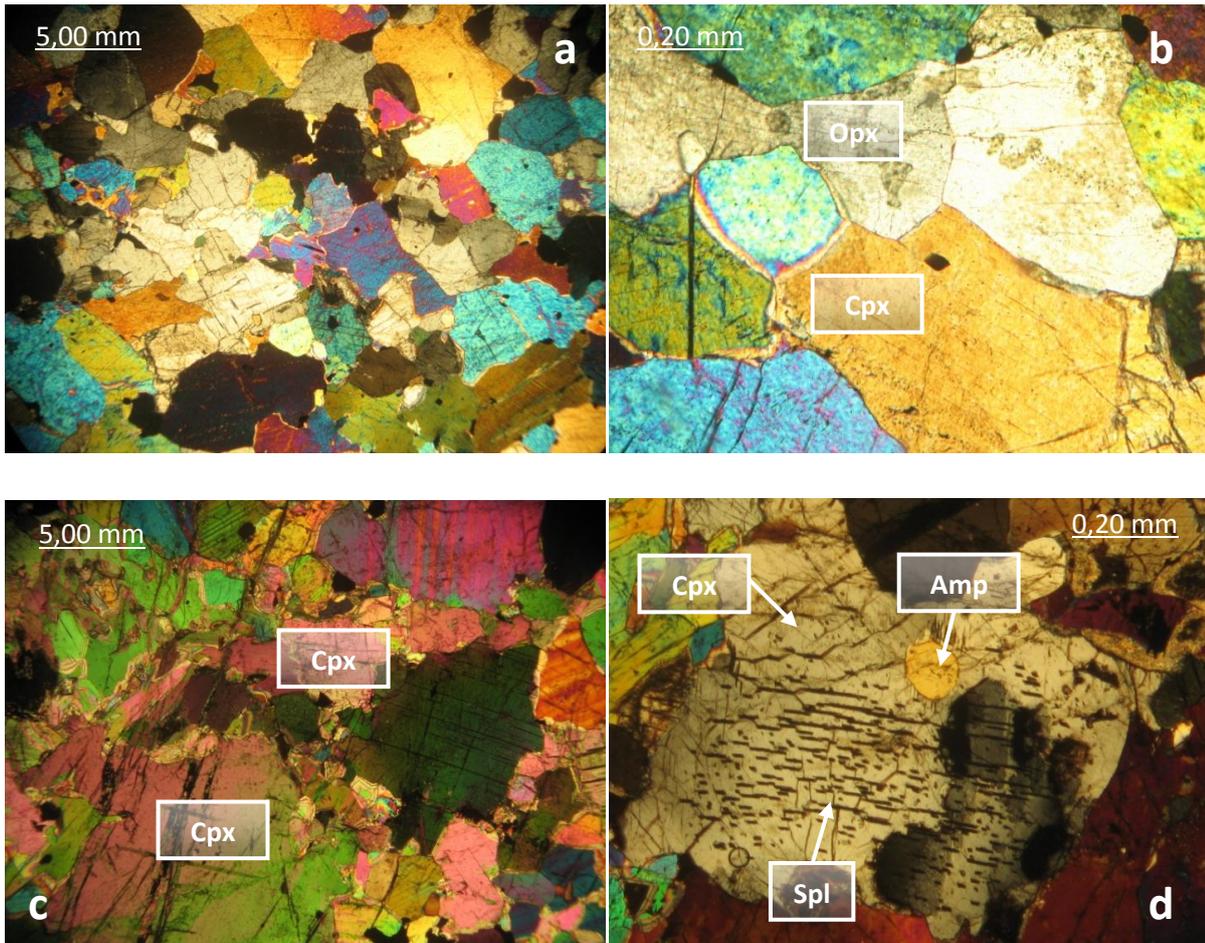


Figura 21: microfotografie delle websteriti a polarizzatori incrociati. (a) struttura tendenzialmente porfiroclastica della websterite (campione CS22, Cozzo del Pastillaro); (b) cristalli subidiomorfi di clinopirosseno in equilibrio strutturale con cristalli di ortopirosseno (campione M21, Fosso della Madonna); (c) aggregato granoblastico di cristalli di clinopirosseno (campione CS17, Fosso della Madonna); (d) cristallo di clinopirosseno con essoluzioni di spinello e inclusioni di anfibolo (campione CS22, Cozzo del Pastillaro).

4.4 Petrografia e petrologia di fase delle ORTOPIROSSENITI DISCORDANTI

Nei dicchi ortopirossenitici discordanti le fasi mineralogiche appaiono a grana media e mostrano una struttura granoblastica (Fig. 22a). L'ortopirosseno è la fase mineralogica modalmente più abbondante (circa il 90% vol.); anfibolo e opachi sono presenti in quantità subordinate (Fig. 22b).

I volumi di ortopirosseniti discordanti sono attraversati da sistemi di vene tardive con spessori compresi tra pochi micron e il millimetro riempite da minerali del gruppo del serpentino con crescita sintassiale.

L'associazione mineralogica delle ortopirosseniti discordanti è data da (Tab.B.5 in Appendice B): ortopirosseno ± anfibolo ± ilmenite ± magnetite ± corindone.

L'ortopirosseno (80% vol.) si osserva in cristalli subidiomorfi e appare debolmente deformato; la composizione è En 88 (Tab. C.17 in Appendice C). I valori di Al_2O_3 degli ortopirosseni variano da 3,49% - 3,58%. Questa fase mostra effetti di un'avanzata retrocessione in bastite lungo i bordi e in corrispondenza delle fratture. Le bastite sono formate da un minuto aggregato di serpentino (?) e clorite (Tab. C.21 in Appendice C). L'ortopirosseno raramente include cristalli submillimetrici di spinello subidiomorfo.

L'anfibolo (15% vol.) occupa posizioni interstiziali (Fig. 22b) e mostra una composizione Mg-orneblenda con tenori in TiO_2 compresi tra 0,44% - 0,51% (Tab. C.18 in Appendice C). I cristalli analizzati hanno valori in Si^{IV} compresi tra 7,13 e 7,17. Sporadicamente include cristalli sub millimetrici di ilmenite e più raramente corindone (Tab. C.20 in Appendice C).

L'ilmenite (1% vol.) si osserva in cristalli subidiomorfi inclusi nelle Mg-orneblenda (Tab. C.20 in Appendice C).

La magnetite cromifera (4% vol.) è presente sia come individui submillimetrici idiomorfi inclusi nei cristalli di ortopirosseno ed anfibolo, sia in cristalli di dimensioni variabili in posizione interstiziale tra le fasi (Fig. 22b) (Tab. C.19, Appendice C).

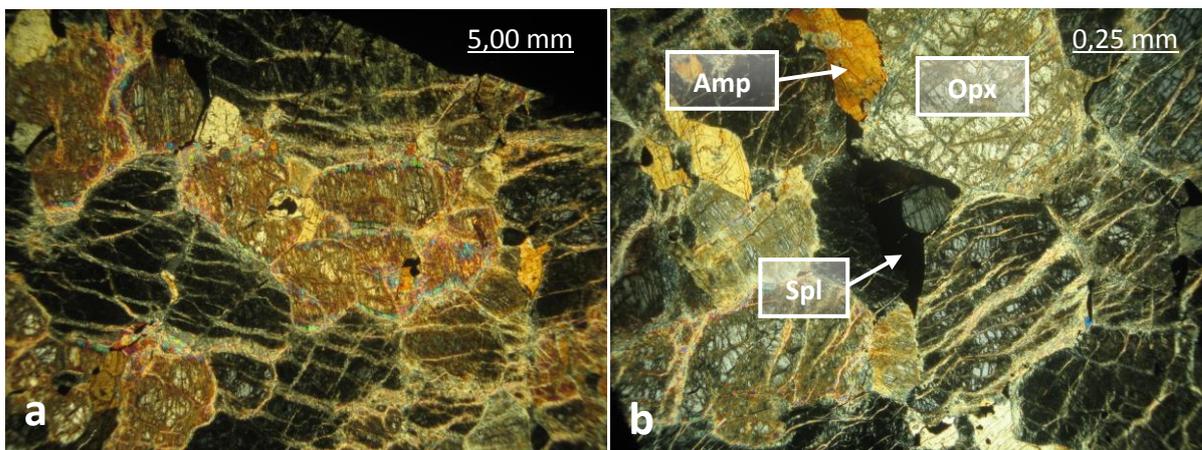


Figura 22: (a) struttura granoblastica delle ortopirosseniti discordanti (polarizzatori incrociati); (b) posizione strutturale delle fasi nelle ortopirosseniti discordanti (polarizzatori incrociati).

4.5 Petrografia e petrologia di fase delle “PERIDOTITI A SPINELLO ERCINITICO”

Le “peridotiti a spinello ercinitico” alla microscala mostrano una struttura pecilitica caratterizzata dalla presenza di cristalli di spinello ercinitico ed ilmenite che includono cristalli di ortopirosseno ed olivina (Fig. 23b). In queste rocce cristalli millimetrici subidiomorfi di ortopirosseno e minore olivina sono circondati da cristalli anedrali di spinello ercinitico ed ilmenite. Lungo i contatti tra le fasi silicatiche e lo spinello ercinitico si sviluppano corone keliphitiche costituite da clorite. Minerali del gruppo del serpentino e bastiti crescono in modo pseudomorfo rispettivamente su olivina e ortopirosseno.

L’abbondanza modale di spinello ercinitico ed ilmenite varia da circa il 10% fino al 70%. In quest’ultimo caso sono stati osservati dei domini dove lo spinello ercinitico e l’ilmenite mostrano uno spiccato carattere pecilitico.

L’associazione mineralogica è data da (Tab. B.6, Appendice B): spinello ercinitico + ortopirosseno + anfibolo + ilmenite + olivina + clorite ± serpentino ± magnetite ± diasporo.

Lo spinello ercinitico (circa 40% vol.) presenta una colorazione verde intenso e ha composizioni caratterizzate da valori del rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ compresi tra 0,76-0,83 e valori del rapporto $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ compresi tra 0,007 e 0,053 (Tab. C.25 in Appendice C). Questa fase insieme all’ilmenite forma delle plaghe interstiziali di dimensioni centimetriche tra le fasi silicatiche. Spesso i contatti tra ortopirosseno/olivina e spinello ercinitico hanno forme ad anse (Fig. 23b). Il bordo tra le fasi silicatiche e lo spinello ercinitico è marcato da corone di clorite. Nei volumi maggiormente interessati dalla retrocessione lo spinello ercinitico circonda le fasi silicatiche completamente trasformate in serpentino e clorite. Talvolta lungo i bordi ed in corrispondenza delle fratture si osserva la crescita di piccoli cristalli subidiomorfi di magnetite come prodotto di retrocessione dello spinello ercinitico.

L’ortopirosseno (circa 10% vol.) è stato osservato in cristalli di differenti dimensioni da sub-millimetrici a millimetrici, talvolta incluso nello spinello ercinitico e nell’ilmenite. I cristalli di questa fase mostrano composizioni enstatitiche (En% 88-91) e tenori in Al_2O_3 compresi tra 3,06% e 4,48% (Tab. C.23 in Appendice C).

Gli ortopirosseni mostrano deformazione intracristallina tipo *kink-bands* ed essoluzioni di ilmenite lungo la (100). Attorno ad alcuni cristalli si sviluppano bordi keliphitici di clorite quando a contatto con lo spinello ercinitico.

L’anfibolo (circa 10% vol.) appare in individui subidiomorfi sempre a contatto con lo spinello ercinitico e l’ilmenite (Fig. 23a).

Gli anfiboli hanno composizioni da Mg-orneblenda a Fe-tshermakite con tenori in Si^{IV} che variano da 6,28 a 6,55 (Tab. C.24 in Appendice C).

L’ilmenite (circa 30% vol.) cristallizza nelle plaghe di grandi dimensioni in equilibrio strutturale con lo spinello ercinitico (Fig. 23 e,f). Localmente si osserva lungo i bordi dell’olivina relitta e come fase assoluta lungo la (100) dei cristalli di ortopirosseno. I cristalli di ilmenite hanno valori in $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ compreso tra 0,16 e 0,25 (Tab. C.26 in Appendice C).

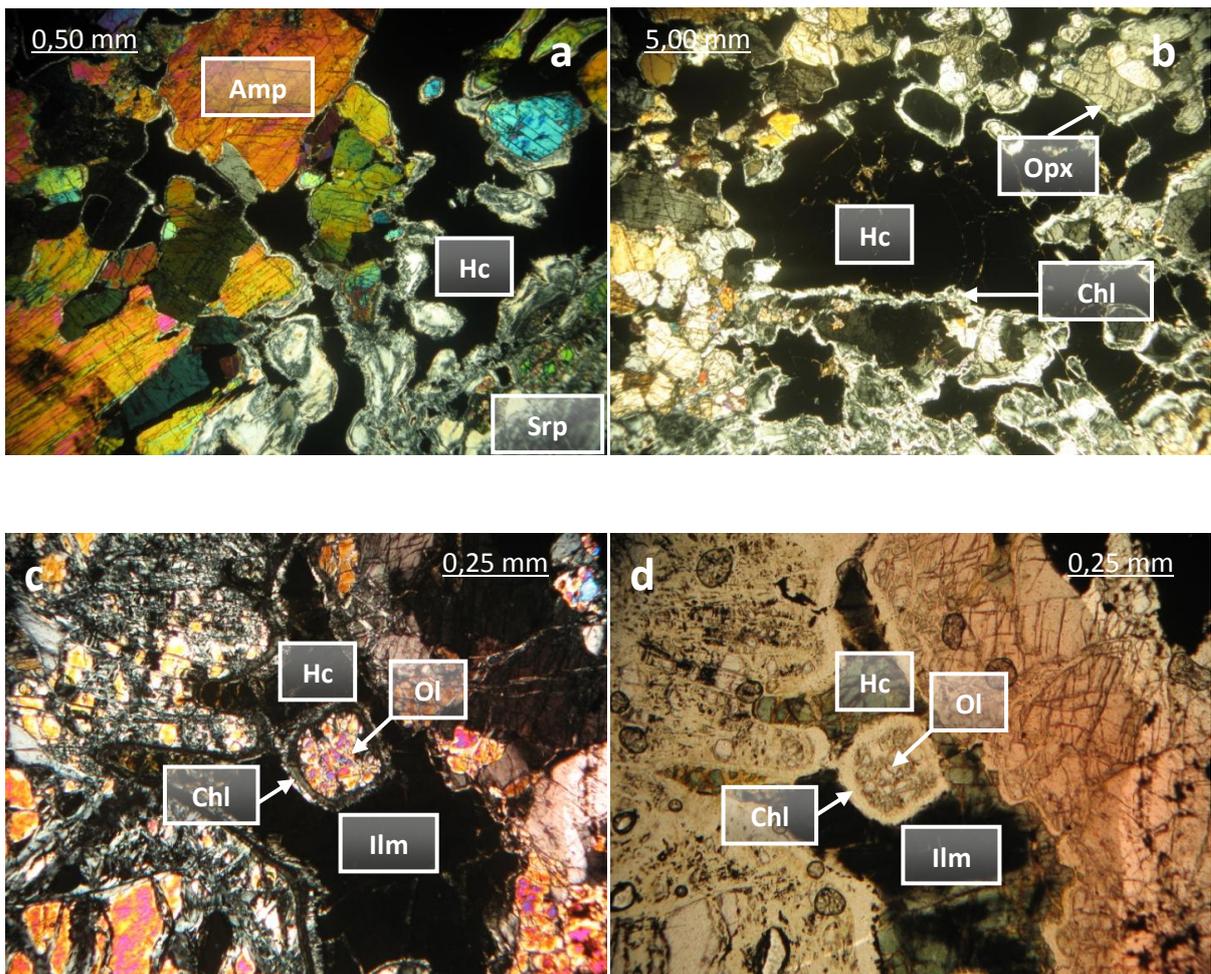
L’olivina (circa 2% vol.) si osserva in cristalli subidiomorfi di piccole dimensioni (Fig. 23 c,d). Si tratta di cristalli di forsterite (Fo% 90-91) come riportato in Tabella C.22 (Appendice C).

Generalmente l'olivina appare avanzatamente o completamente retrocessa in minerali del gruppo del serpentino e magnetite. Queste ultime due fasi creano strutture tipo "net-like".

La clorite (circa 5% vol.) cresce nelle corone di reazione tra le fasi silicatiche e lo spinello ercinitico (Fig. 23 c,d). Inoltre cresce come sostituzione pseudomorfa su originarie fasi silicatiche ferro-magnesiache. Le composizioni della clorite sono riportate in Tabella C.27 (Appendice C).

La magnetite (circa 3% vol.) si presenta come prodotto di retrocessione lungo i bordi e nelle fratture degli spinelli ercinitici e più raramente all'interno dei cristalli di ilmenite; inoltre cristallizza in corone di reazione associata alla clorite lungo i bordi delle ilmeniti. Le composizioni delle cloriti sono riportate in Tabella C.26 (Appendice C).

Il diaspro (< 0,5% vol.) si osserva generalmente in rari cristalli submillimetrici lungo i bordi dello spinello ercinitico verosimilmente come prodotto di retrocessione di originario corindone (Fig. 23 g).



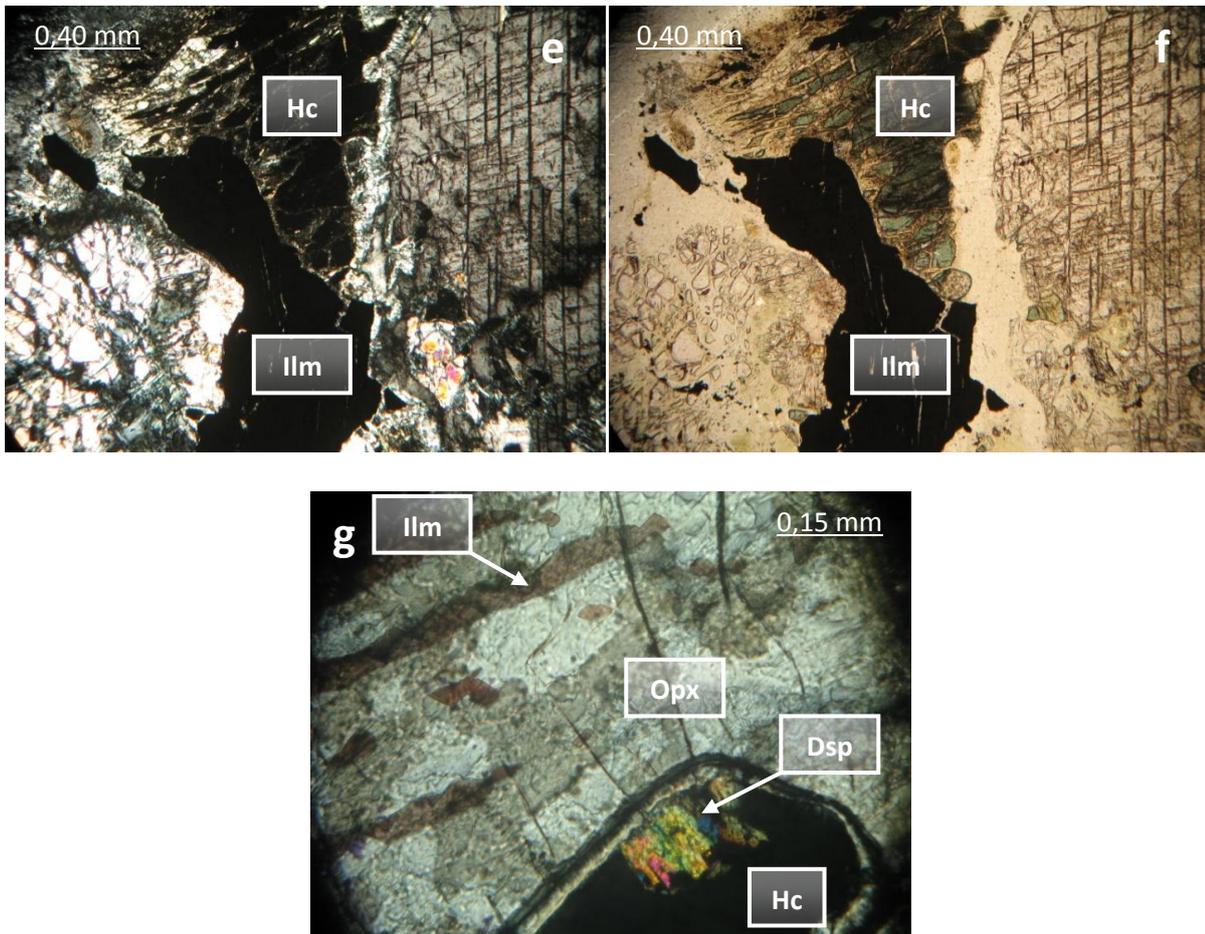


Figura 23: microfoto delle peridotiti a spinello ercinitico. (a) cristalli di anfibolo nelle peridotiti a spinello ercinitico (polarizzatori incrociati, campione CS22, Cozzo del Pastillaro); (b) struttura pecilitica delle peridotiti a spinello ercinitico (polarizzatori incrociati, campione CS31B, Cozzo del Pastillaro); (c) e (d) cristallo di olivina con corone di clorite a contatto con lo spinello ercinitico (c, polarizzatori incrociati; d, polarizzatori paralleli; campione CS31B, Cozzo del Pastillaro); (e) e (f) cristallo di ilmenite a contatto con un cristallo di spinello ercinitico (e, polarizzatori incrociati; f, polarizzatori paralleli; campione M4B, Fosso della Madonna); (g) cristallo di diasporo in corrispondenza del bordo di un cristallo di spinello ercinitico incluso in un ortopirosseno (polarizzatori incrociati, campione M4B, Fosso della Madonna).

4.6 Evidenze microstrutturali dell'interazione tra fusi a composizione ultramafica e rocce peridotitiche e pirossenitiche.

Le relazioni tra le diverse litologie sul terreno e le osservazioni petrografiche permettono di descrivere processi di interazione tra le rocce ultramafiche e fusi di composizione mafica-ultramafica. Queste interazioni sono documentate dallo sviluppo di microstrutture e/o dalla formazione di litologie a composizione ibrida. In questo paragrafo sono descritte principalmente le microstrutture prodotte dall'interazione tra fusi ultramafici e le ortopirosseniti oliviniche. Tenendo conto delle relazioni strutturali e della composizione delle fasi dei fusi impregnanti sono stati distinti due eventi. L'evento più antico ha prodotto la dissoluzione dei porfiroclasti di ortopirosseno con cristallizzazione di olivina e anfiboli; l'età di questo evento non è stata determinata.

Un secondo evento è definito dall'interazione tra fusi di composizione gabbroide-orneblenditica e le rocce ultramafiche. Questi fusi corrispondono al magmatismo mafico-ultramafico di underpleting datato al Permo Trias da Liberi et al. (2011).

4.6.1 Primo evento di interazione fuso-roccia

Nelle ortopirosseniti oliviniche sono state osservate strutture di parziale dissoluzione dei porfiroclasti di ortopirosseno. Queste strutture sono caratterizzate dalla formazione di anse lungo i bordi dei cristalli di ortopirosseno all'interno delle quali cristallizzano olivina e anfibolo (Figg. 17c,d, 24a). I cristalli di olivina hanno composizione Fo 90-93, mentre l'anfibolo ha composizioni Mg-orneblenda e contenuti in $Si^{IV} > 7$ (a.p.f.u.). In alcuni casi si osserva la quasi completa dissoluzione dei cristalli di ortopirosseno da parte del fuso (Fig. 24 b). In letteratura queste microstrutture sono definite come strutture reattive (Guarnieri et al., 2012). Le rocce che hanno subito l'impregnazione erano originariamente delle ortopirosseniti. Il termine ortopirosseniti oliviniche è stato utilizzato considerando l'associazione mineralogica prodotta dal processo di interazione fuso-roccia.

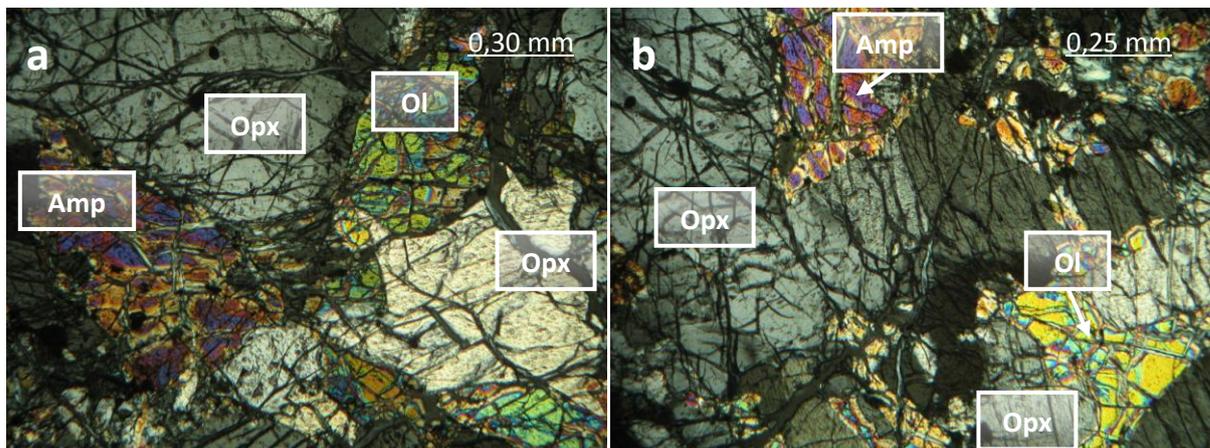


Figura 24: effetti a scala microscopica del primo evento d'interazione fuso-roccia. (a) cristalli millimetrici di olivina ed anfibolo nelle anse di corrosione di ortopirosseni in una ortopirossenite olivinica; (b) struttura reattiva in cui si osserva la parziale dissoluzione di ortopirosseno e cristallizzazione di olivina ed anfibolo in una ortopirossenite olivinica. (campione CS1, Serra la Penna).

4.6.2 Secondo evento di interazione fuso-roccia

Nelle rocce ultramafiche sono stati osservati sia *pods* (Fig. 25 a,b) e sia dicchi di dimensioni da millimetrici a centimetrici in cui cristallizza l'anfibolo definendo strutture da impregnazione e sostituzione della roccia incassante (Fig. 25c, 25). Questi anfiboli hanno composizioni Mg-orneblenda con valori di $Si^{iv} < 7$ a.p.f.u. e tenori in TiO_2 compresi tra 0,12 e 0,67% in peso (Tabella C.8 in Appendice C) che corrispondono alle composizioni degli anfiboli₂. I volumi di roccia in cui cristallizza l'anfibolo₂ conservano la struttura magmatica originaria e sono classificati come orneblenditi. Lungo i contatti orneblenditi-piroseniti concordanti si sviluppano orli di clorite (Fig. 25 a,b).

Altre evidenze dell'interazione tra un fuso di composizione orneblenditica e le rocce ultramafiche è documentata dalla formazione di microstrutture peculiari. In Fig. 2 è riportata l'immagine di una sezione sottile di roccia con le microfoto relative ai differenti domini litologici. Un fuso di composizione ultramafica (orneblenditica) impregna e trasforma una originaria Spl-harzburgite.

Dal raffreddamento del fuso orneblenditico cristallizzano anfibolo e ilmenite. Queste due fasi sono disposte a dare una struttura cumulitica costituita dai cristalli di ilmenite che includono cristalli subidiomorfi di Mg-orneblenda. Gli effetti dell'impregnazione da parte del fuso orneblenditico nella Spl-harzburgite sono documentati dalla presenza di aggregati di cristalli subidiomorfi di Mg-orneblenda e ilmenite e dalla formazione di cristalli interstiziali di spinello ercinitico e ilmenite che verosimilmente hanno modificato ed in parte sostituito la composizione degli originari spinelli cromo-alluminiferi. In alcuni casi il processo di impregnazione è documentato in volumi di ortopiroseniti oliviniche in cui sono conservate le fasi silicatiche (olivina e ortopiroseno) in disequilibrio strutturale con lo spinello ercinitico (Fig. 27.3). Dall'impregnazione si ottiene una roccia ibrida che è stata definita come "peridotite a spinello ercinitico" (vedi paragrafo 2.5). In Fig. 26 si osserva che lungo il passaggio dall'orneblendite ai volumi di ortopirosenite ha cristallizzato una fascia di websterite.

La websterite risulta pertanto essere il prodotto di interazione fuso ultramafico-ortopirosenite. Infatti verosimilmente il fuso orneblenditico ha ceduto calcio e alluminio all'ortopirosenite, favorendo la cristallizzazione di clinopiroseni e la crescita di cristalli di Mg-orneblenda.

Nel campione CS31 (Fig. 27) si osserva l'intrusione di un dicco concordante che presenta una differenza composizionale delle porzioni centrali rispetto ai bordi. Nelle porzioni centrali ha cristallizzato un gabbro la cui paragenesi è formata da plagioclasio, clinopiroseno, anfibolo e minore ilmenite, mentre lungo i bordi ha cristallizzato una roccia orneblenditica la cui paragenesi è data da: Mg-orneblenda, ilmenite, spinello ercinitico e minori clinopiroseni. Anche in questo caso la struttura dell'orneblendite è caratterizzata dalla presenza di cristalli picilitici di ilmenite e spinello ercinitico che includono cristalli idiomorfi di Mg-orneblenda e clinopiroseni. Questa struttura viene interpretata come ortocumulitica in cui il liquido di intercumulo è rappresentato dai cristalli di ilmenite e di spinello ercinitico. Gli effetti dell'impregnazione da parte del fuso ultramafico sono ben evidenti ed hanno determinato la sostituzione degli originari Cr-spinelli in spinelli ercinitici ed ilmenite nei volumi a composizione ultramafica. Questi ultimi volumi rappresentano una roccia di composizione ibrida classificata come peridotite a spinello ercinitico. Un'altra evidenza è la formazione di corone irregolari di Mg-orneblenda attorno agli ortopiroseni (Fig. 26d). Su alcuni cristalli di spinelli ercinitici si osservano piccoli individui di corindone/diasporo. Da notare come gli effetti dell'impregnazione nell'originaria Spl-harzburgite diminuiscono spostandosi dal contatto con l'orneblendite. Nella parte bassa del campione CS31, a contatto con la peridotite a spinello ercinitico, è presente un livello concordante di websterite.

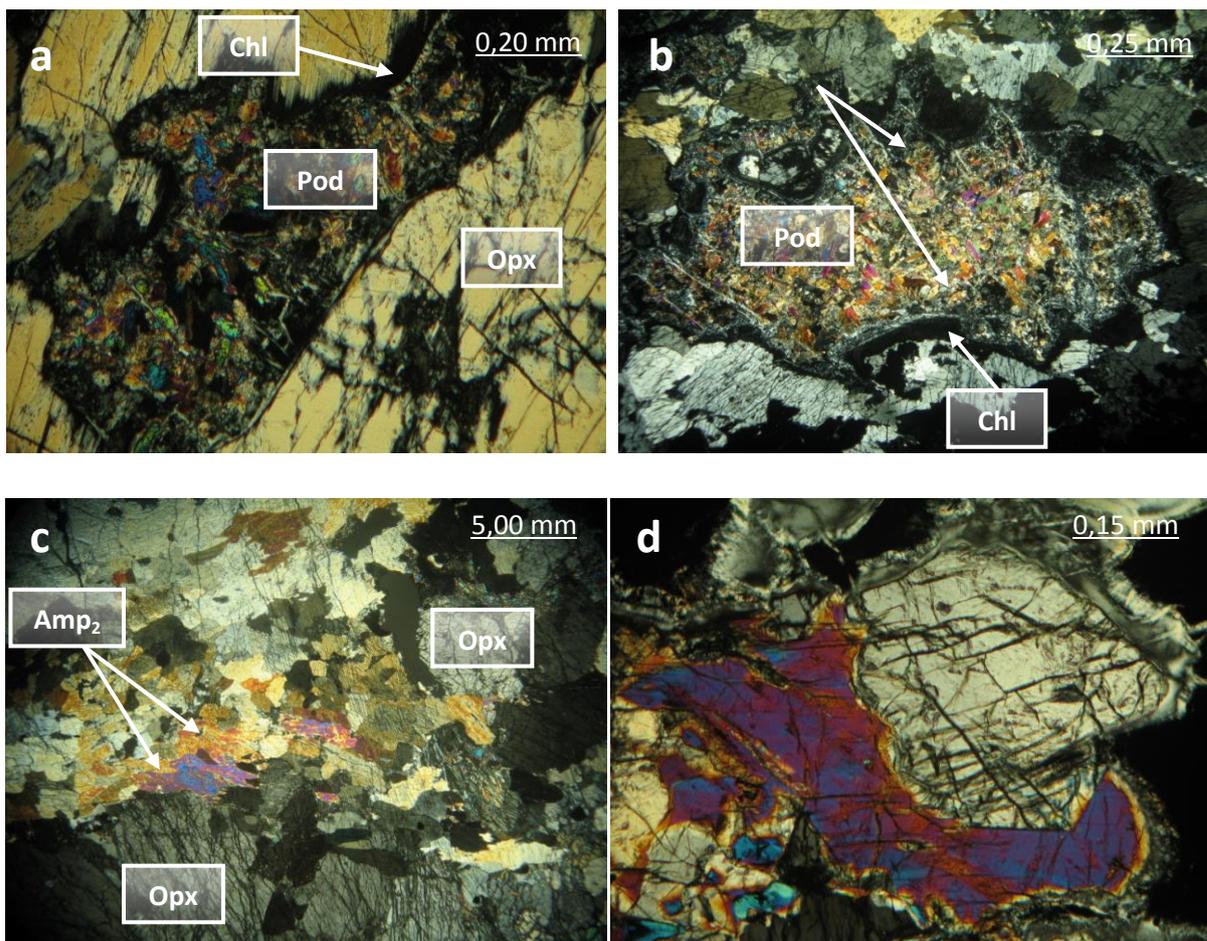


Figura 25: (a) volume prodotto della cristallizzazione di un fuso a composizione ultramafica tra cristalli di ortopirosseno (polarizzatori incrociati, campione FM1B, Cozzo del Pastillaro); (b) “pod” in cui ha cristallizzato una roccia a grana fine di composizione orneblenditica (polarizzatori incrociati, campione CS20B, Cozzo del Pastillaro); (c) volumi millimetrici di orneblenditi in una ortopirossenite olivinica (polarizzatori incrociati, campione M56, Cozzo del Pastillaro); (d) corona irregolare di anfibolo che sostituisce un porfiroclasto in un campione di ortopirossenite olivinica (polarizzatori incrociati, campione M61, Fosso della Madonna).

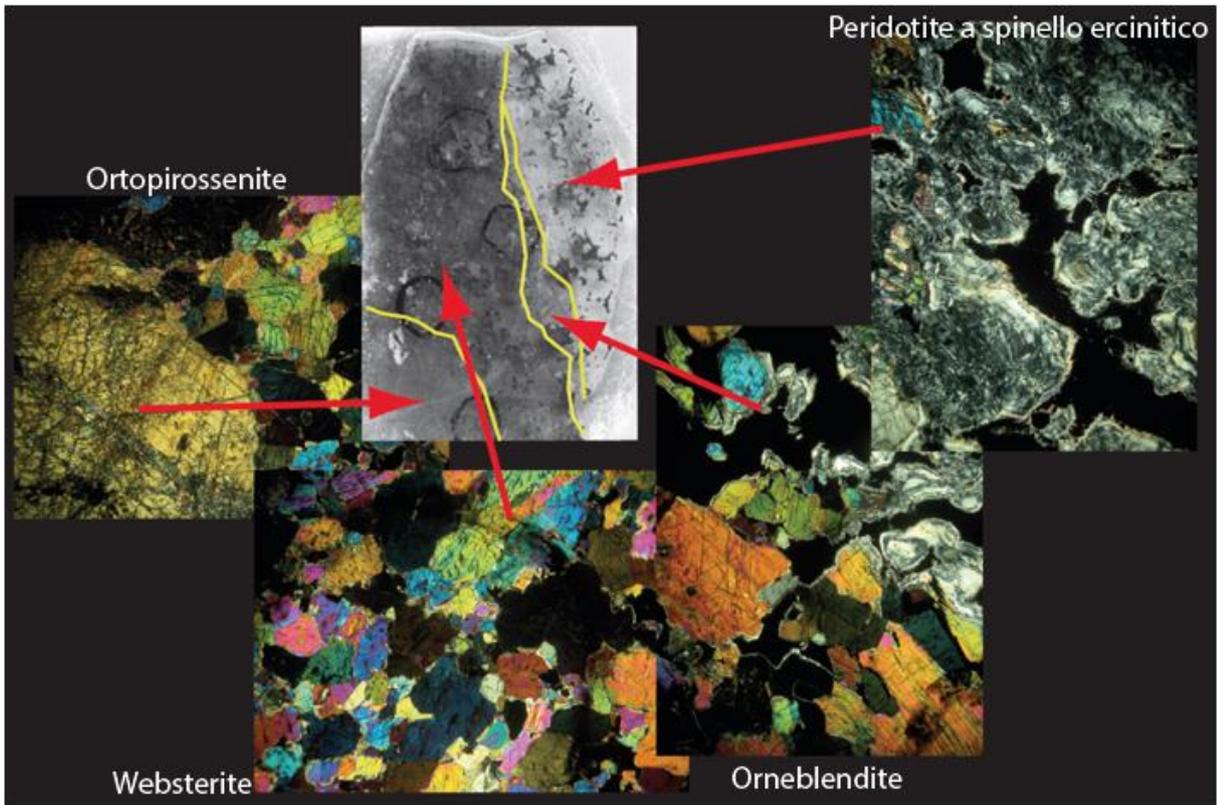


Figura 26: effetti di impregnazione da parte di un fuso orneblenditico con formazione di una roccia ultramafica ibrida (peridotite a spinello ercinitico). Nella parte a sinistra dell'immagine si osserva il passaggio orneblendite-websterite e websterite-ortopirossenite. Campione CS20A (Cozzo del Pastillaro).

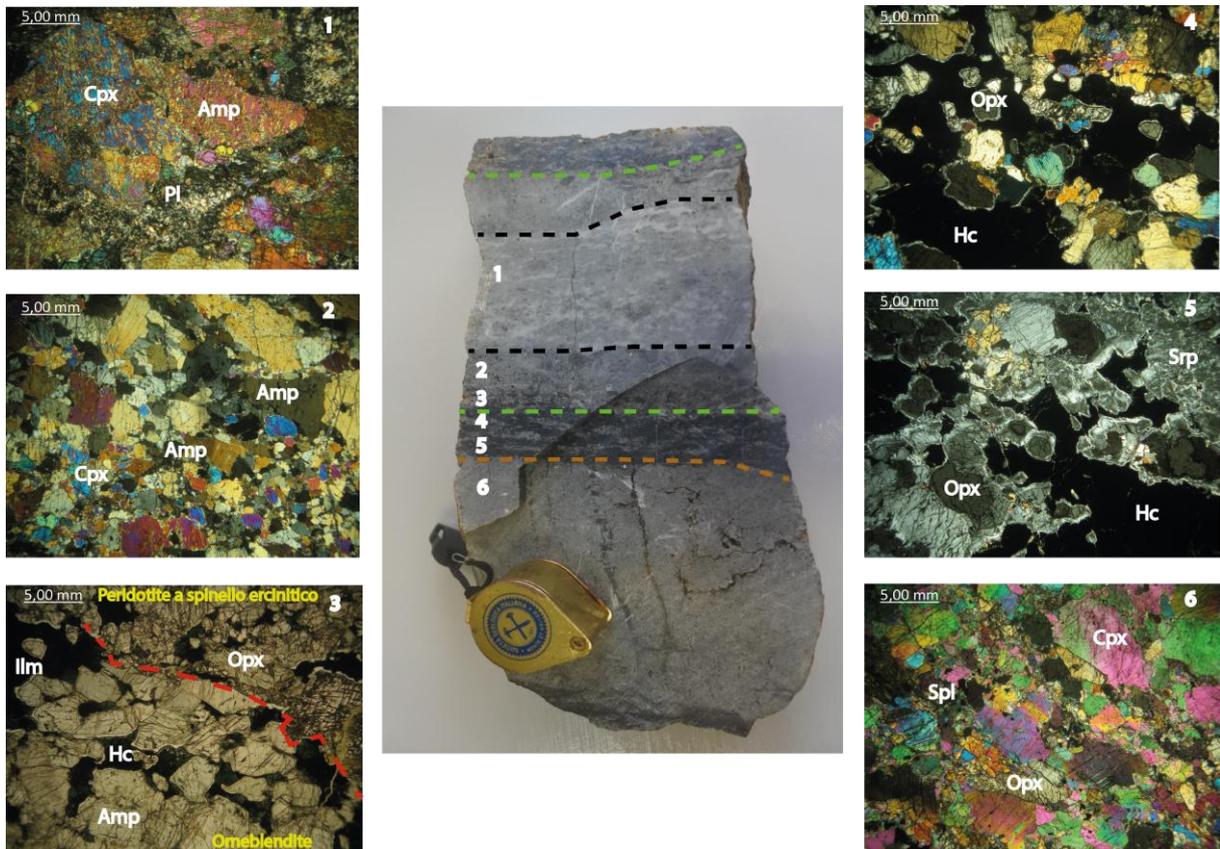


Figura 27: relazioni tra volumi di roccia a diversa composizione nell'intorno dell'intrusione concordante di un fuso ultramafico che ha prodotto la cristallizzazione di gabbro a Mg-orneblenda e clinopirosseno e di orneblendite. Ai lati della sezione (campione CS31, Cozzo del Pastillaro) sono riportate le microfotografie che mostrano le diverse microstrutture. Le spiegazioni sono riportate nel testo. (1) gabbro a Mg-orneblenda e clinopirosseno; (2) orneblendite; (3) e (4) effetti dell'impregnazione al passaggio tra orneblendite-peridotite a spinello ercinitico; (5) peridotite a spinello ercinitico; (6) websterite.

4.7 Microstrutture delle vene di serpentino all'interno delle rocce ultramafiche

Le generazioni di vene tardive all'interno della rocce ultramafiche dell' Unità della Sila, al loro interno, sviluppano strutture differenti in funzione delle caratteristiche giaciture. Le osservazioni petrografiche hanno consentito di definire le microstrutture e la modalità di crescita dei minerali del gruppo del serpentino e quindi la modalità di apertura delle fratture durante gli stadi di esumazione in un contesto fragile-duttile in presenza di fluido acquoso. Come per la mesoscala, anche alla microscala i rapporti giaciture hanno permesso di distinguere vene concordanti e vene discordanti la foliazione S1 (Fig. 28 a,b).

(i) Nelle vene concordanti i minerali del gruppo del serpentino presentano abito fibroso e modalità di crescita di tipo uniassiale (*slip fiber*), raramente la crescita è di tipo atassiale. Queste vene si sviluppano come prima generazione in quanto sono tagliate dalle generazioni di vene discordanti la foliazione.

(ii) Le vene discordanti ubiquitariamente sono caratterizzate da minerali del gruppo del serpentino con abito fibroso e modalità di crescita di tipo uniassiale (*cross fiber-slip fiber*).

Le microstrutture delle vene suggeriscono in alcuni casi ripetuti cicli di apertura e riempimento tramite meccanismi tipo *crack-sealing* (rottura-sigillatura).

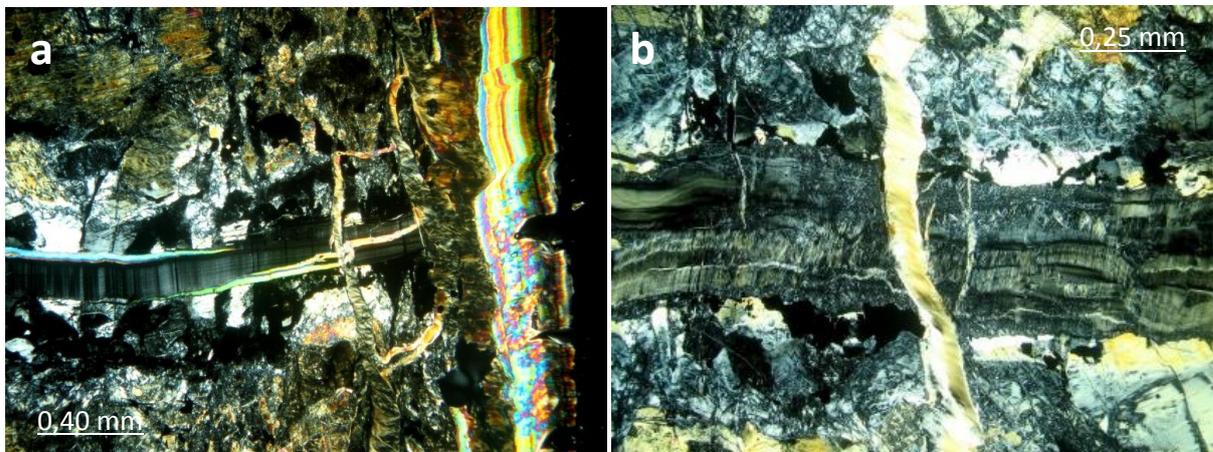


Figura 28: vene tardive di serpentino all'interno delle rocce ultramafiche (polarizzatori incrociati); (a) vena concordante la intersecata da vena discordante la foliazione; la vena discordante la foliazione mostra ripetuti eventi di *crack-sealing*; (b) vena di serpentino concordante con crescita atassiale intersecata da vena discordante con crescita tipo *cross fiber*.

CAPITOLO 5

INTERAZIONE FUSO-ROCCE ULTRAMAFICHE NELL'UNITA' DELLA SILA DOCUMENTATO DALLA PETROLOGIA DI FASE

5.1 Introduzione

Le evidenze di terreno e le osservazioni microstrutturali documentano che le Spl-harzburgiti/duniti e le pirosseniti concordanti hanno subito due eventi di interazione fuso-roccia. Nelle peridotiti serpentizzate, prodotto di retrocessione da Spl-Harzburgiti/duniti, gli effetti dell'interazione sono in parte oblierate dalla retrocessione, mentre nelle ortopirosseniti oliviniche appaiono ben documentati. Le variazioni composizionali degli anfiboli e degli spinelli consentono di caratterizzare i processi di interazione fuso-roccia. Per questo scopo è risultato utile considerare nell'insieme le composizioni degli anfiboli e degli spinelli presenti nelle litologie ultramafiche.

5.2 Gli anfiboli

In base alla posizione microstrutturale è stato possibile distinguere due tipi di anfiboli. L'anfibolo₁ cristallizza in equilibrio strutturale con l'olivina nelle anse lungo i bordi dei cristalli di ortopirosseno nelle ortopirosseniti oliviniche a seguito di processi di dissoluzione; questa evidenza documenta il primo evento di interazione fuso-roccia (paragrafo 4.6.1).

L'anfibolo₂ invece rappresenta il prodotto del secondo evento di interazione fuso-roccia caratterizzato dall'impregnazione da parte di fusi di composizione ultramafica (orneblenditi prodotte dal frazionamento di magmi basici di underplating). Questa fase è presente come aggregati di cristalli subidiomorfi all'interno di dicchi millimetrici e di *pods* nelle ortopirosseniti oliviniche, mentre si osservano in cristalli di differenti dimensioni in equilibrio strutturale con il clinopirosseno nelle websteriti (paragrafo 4.6.2).

Il calcolo della formula strutturale degli anfiboli è stato fatto utilizzando il software PROBE-AMPH 3.0 (Mogessie et al., 2001). Nel diagramma classificativo IMA (1978) e Leake et al. (1997) tutti gli anfiboli analizzati hanno valori in $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ prossimi a 1 e mostrano composizioni variabili da orneblenda-tschermakiti a tremoliti (Fig. 29).

Le composizioni degli anfiboli₁ sono relativamente arricchite in Si^{iv} e ricadono nei campi compresi tra Mg-orneblenda e tremolite, mentre gli anfiboli₂ sono relativamente impoveriti in Si^{iv} e ricadono nei campi da Mg-orneblenda a tschermakite.

La distinzione tra le due tipologie di anfibolo è confermata anche nei diagrammi Si^{iv} vs. Na+K e Al^{iv} vs. la somma dei cationi trivalenti (Fig. 30 A,B). Nel diagramma Si^{iv} vs. Na+K gli anfiboli₂ mostrano un relativo arricchimento nel contenuto in alcali rispetto agli anfiboli₁, più marcato per gli anfiboli delle websteriti e delle peridotiti a spinello ercinitico (campioni CS22, CS20A, FM2B, M4B).

Analogamente nel diagramma Al^{iv} vs. $Al^{vi}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ gli anfiboli₂ mostrano un relativo arricchimento in cationi trivalenti rispetto agli anfiboli₁.

I diagrammi Cr vs. Ti e Si^{iv} vs. Fe^{3+} mostrano che il Fe^{3+} rappresenta il catione trivalente più abbondante ed è correlato negativamente alla silice che occupa il sito tetraedrico (Fig. 30C, D). Gli anfiboli delle ortopirosseniti e delle ortopirosseniti discordanti hanno trend comparabili con i contenuti in Si^{iv} che si mantengono costanti a fronte di un arricchimento in Fe^{3+} (Fig. 30D). Le concentrazioni in Ti sono relativamente basse (< 0,2 a.p.f.u.), tuttavia si osserva un relativo arricchimento in Ti negli anfiboli₂ maggiormente nella peridotite a

spinello ercinitico e meno evidente negli altri litotipi (Fig. 30C); mentre i tenori in Cr risultano relativamente più elevati negli anfiboli₁.

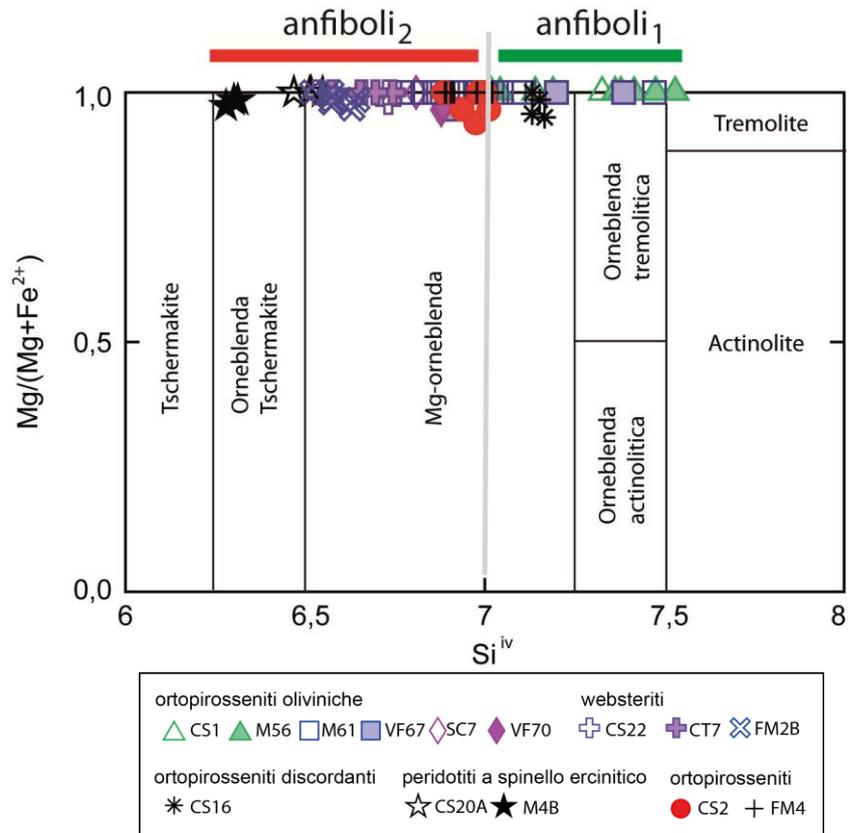


Figura 29: diagramma classificativo per gli anfiboli basato sui contenuti in Si^{iv} e su $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ come proposto da IMA(1978) e Leake et al. (1997). Nella parte alta del diagramma sono riportati gli intervalli composizionali degli anfiboli₁ (segmento verde) che crescono in equilibrio strutturale con l'olivina come prodotti di dissoluzione dei porfiroclasti di ortopiroseno e gli intervalli composizionali degli anfiboli₂ (segmento rosso) prodotti dall'impregnazione di fusi orneblenditici.

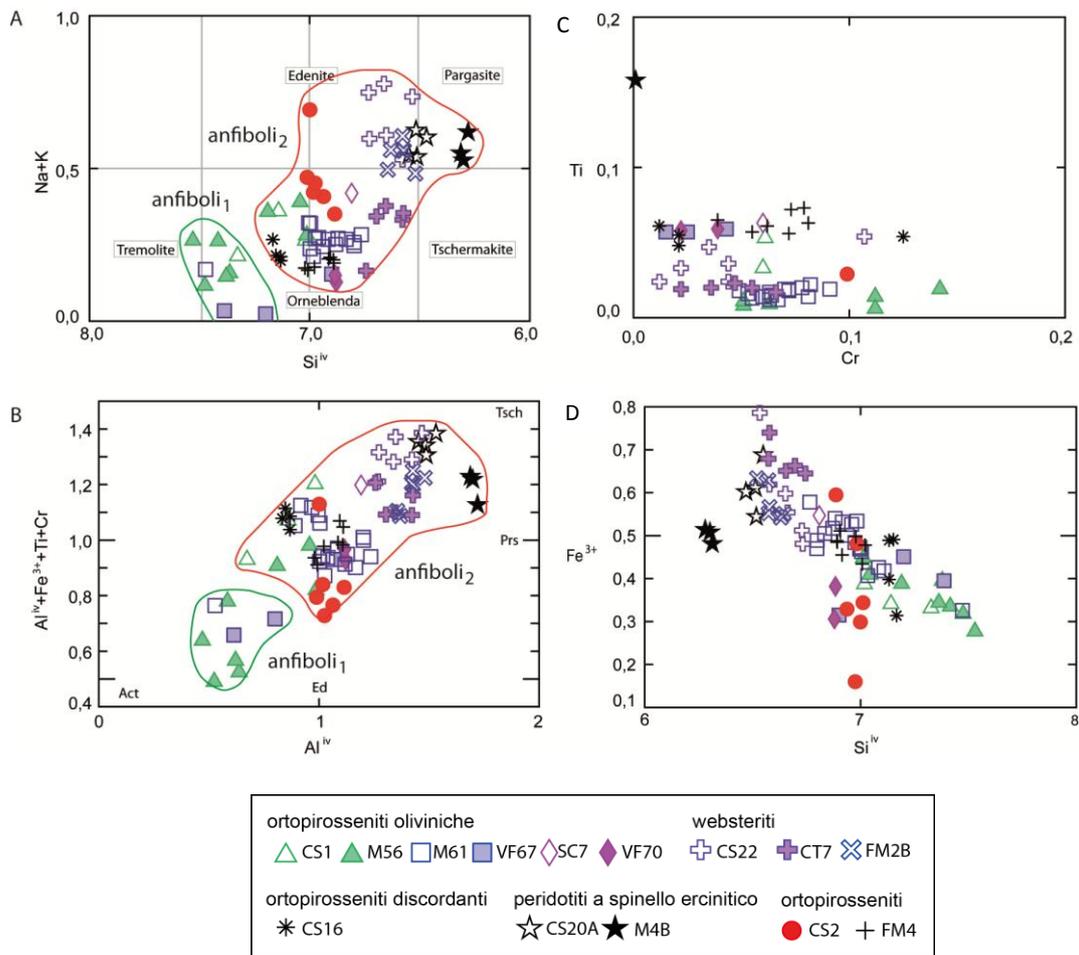


Figura 30: diagrammi che mostrano le variazioni composizionali degli anfiboli₁ e ₂. (A) variazioni dei contenuti in Si^{iv} (a.p.f.u.) vs. Na+K (a.p.f.u.), sul diagramma sono riportati le composizioni per gli anfiboli calcici; (B) variazioni dei contenuti in Al^{iv} (a.p.f.u.) vs. la somma dei cationi trivalenti (a.p.f.u.), Tsch,tschermakite; Prs, pargasite; Ed, edenite; Act, actinolite. (C) Ti (a.p.f.u.) vs. Cr (a.p.f.u.). (D) Si^{iv} (a.p.f.u.) vs. Fe³⁺ (a.p.f.u.).

5.3 Gli spinelli

Gli spinelli nelle rocce ultramafiche studiate mostrano caratteristiche ottiche, strutturali e composizionali differenti. Il primo evento di interazione fuso-roccia non ha determinato variazioni composizionali significative degli spinelli nelle rocce ultramafiche. Invece, il secondo evento di interazione ha modificato la composizione degli spinelli e più in generale delle fasi opache. Tenendo conto di questo fatto la seguente presentazione dei dati riguarda le modificazioni prodotte dal secondo evento di interazione fuso-roccia sugli spinelli.

Gli spinelli sono stati osservati in due diverse posizioni strutturali: a) piccoli cristalli subidiomorfi inclusi e/o a contatto con le fasi silicatiche; b) in cristalli xenomorfi che occupano gli interstizi tra le fasi silicatiche.

Nel diagramma Al-Fe²⁺-Ti vengono definiti quattro gruppi composizionali (Fig. 31): i) spinelli che mostrano un progressivo arricchimento in Al (pleonaste); ii) spinelli relativamente arricchiti in Fe²⁺ (magnetiti cromifere); iii) spinelli con rapporto Al/Fe²⁺ prossimi ad 1 (picotiti); iv) ilmeniti con piccole variazioni del rapporto Fe²⁺-Ti. Nel diagramma di Fig. 31 è riportata la concentrazione del Fe²⁺ in accordo con la valenza del Fe nell'ilmenite.

I cristalli di pleonaste si osservano come xenomorfi tra le fasi silicatiche. Lungo i bordi dei cristalli di pleonaste si osservano corone discontinue di magnetiti cromifere (Fig. 18 e 19; Appendice D). Le picotiti cristallizzano principalmente come cristalli inclusi nelle fasi silicatiche e meno frequenti a contatto con le stesse.

Come già descritto nel Capitolo 4, le ilmeniti sono presenti esclusivamente nelle peridotiti a spinello ercinitico in cristalli millimetrici in equilibrio strutturale con lo spinello ercinitico.

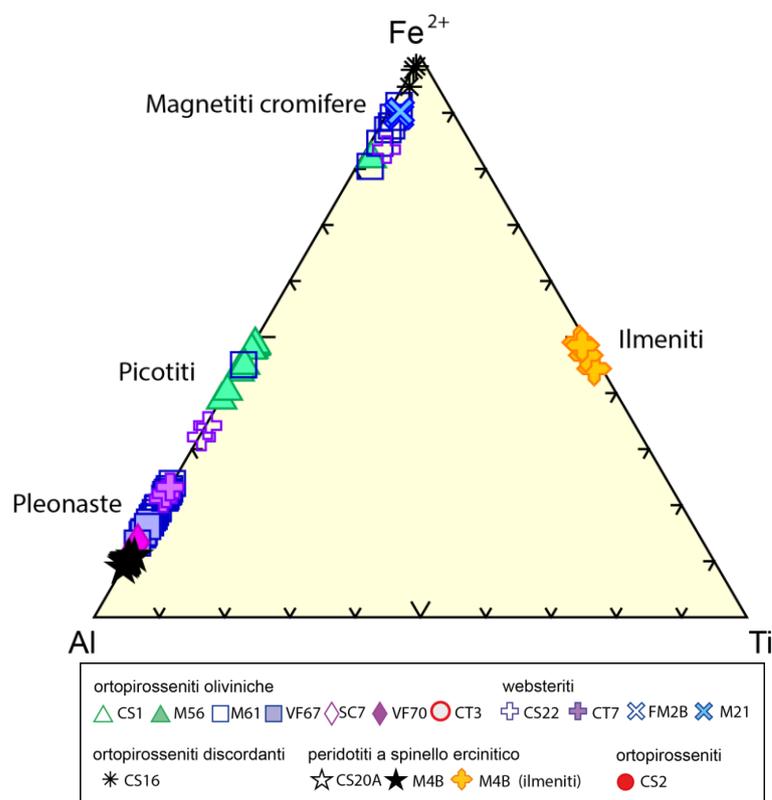


Figura 31: diagramma triangolare (Al-Fe³⁺-Ti) che mostra la composizione degli spinelli e delle ilmeniti nelle pirosseniti concordanti (ortopirosseniti oliviniche e ortopirosseniti), nelle ortopirosseniti discordanti, nelle rocce prodotte dall'interazione fuso-roccia (peridotiti a spinello ercinitico e websteriti). I valori di Al-Fe³⁺-Ti corrispondono agli atomi per unità di formula.

Nell'insieme le composizioni degli spinelli sono comprese tra pleonaste e magnetiti cromifere (Fig. 32). Gli spinelli delle ortopirosseniti oliviniche e delle ortopirosseniti appartengono alla serie cromo-alluminifera (picotiti) e presentano una correlazione negativa tra $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ vs. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Fig. 33B). Questo trend è tipico dell'evoluzione di rocce mantelliche, quindi queste composizioni rappresentano gli spinelli che non risultano trasformati dai processi di impregnazione.

Le composizioni dei cristalli di spinello che presentano variazioni composizionali a seguito dei processi di impregnazione hanno composizioni tipo pleonaste e mostrano valori di $Mg\# > 0,55$ e valori di $Cr\# < 0,3$ (Fig. 33B). In questo intervallo composizionale ricadono le composizioni degli spinelli delle websteriti, delle peridotiti a spinello ercinitico e delle ortopirosseniti oliviniche impregnate. Nelle peridotiti a spinello ercinitico sono presenti i termini estremi dei processi di trasformazione.

Le magnetiti cromifere cristallizzano in corone discontinue attorno agli spinelli pre-esistenti e mostrano un relativo arricchimento in Ti, come documentato dall'immagine BSE (Fig. 32) e dalle mappe composizionali (Appendice D).

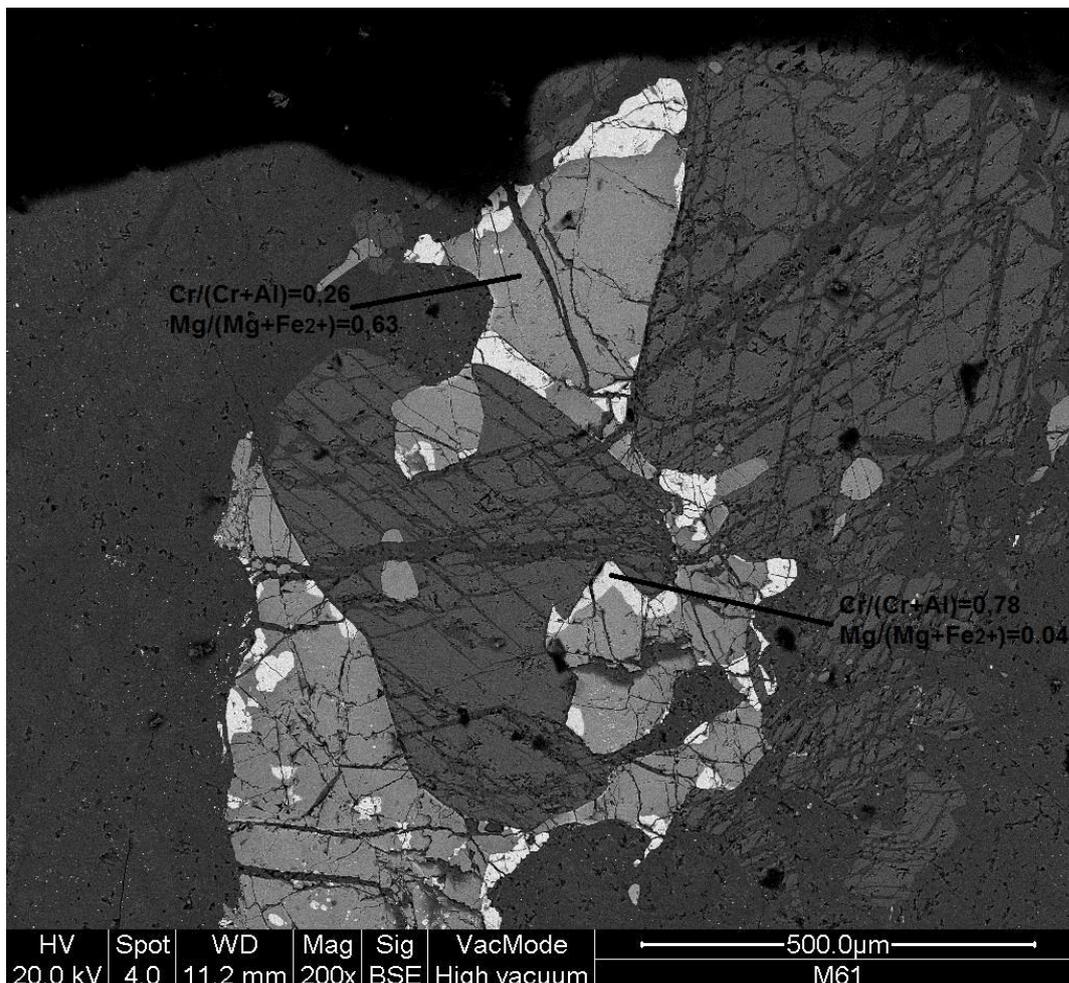


Figura 32: immagine in BSE di un cristallo xenomorfo di spinello a contatto con un cristallo di $amfibolo_2$. Il cristallo di pleonaste mostra corone discontinue in cui si osserva un aumento relativo in $Cr/(Cr+Al)$ e un relativo impoverimento in $Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Per quanto riguarda i cationi trivalenti i cristalli di spinello analizzati definiscono tre gruppi principali (Fig. 33A). Un primo gruppo caratterizzato da un arricchimento in Fe^{3+} e diminuzione progressiva dell'Al e del Cr che corrisponde a composizioni magnetiti-cromifere; un secondo gruppo caratterizzato da un rapporto Al/Cr circa 1:1 che corrisponde alle composizioni di spinelli cromo-alluminiferi; un terzo gruppo caratterizzato da un progressivo aumento in Al con rapporto Fe^{3+}/Cr decrescente che corrisponde a composizioni pleonaste-spinello ercinitico.

Nel primo gruppo sono compresi gli spinelli delle ortopirosseniti discordanti, della websterite M21 e degli spinelli che formano corone con alti valori di Cr# e bassi valori di Mg# nelle ortopirosseniti oliviniche (Fig. 33 B).

Gli spinelli delle ortopirosseniti ricadono nel secondo gruppo e si discostano dalle composizioni degli spinelli delle ortopirosseniti oliviniche per le più basse concentrazioni in Fe^{2+} e Fe^{3+} e un relativo arricchimento in Al (Figg. 33A e 33D).

Il terzo gruppo è costituito dalle composizioni degli spinelli verdi modalmente abbondanti nelle peridotiti a spinello ercinitico. Le composizioni dello spinello verde hanno concentrazioni elevate in Al e basse in Fe^{3+} .

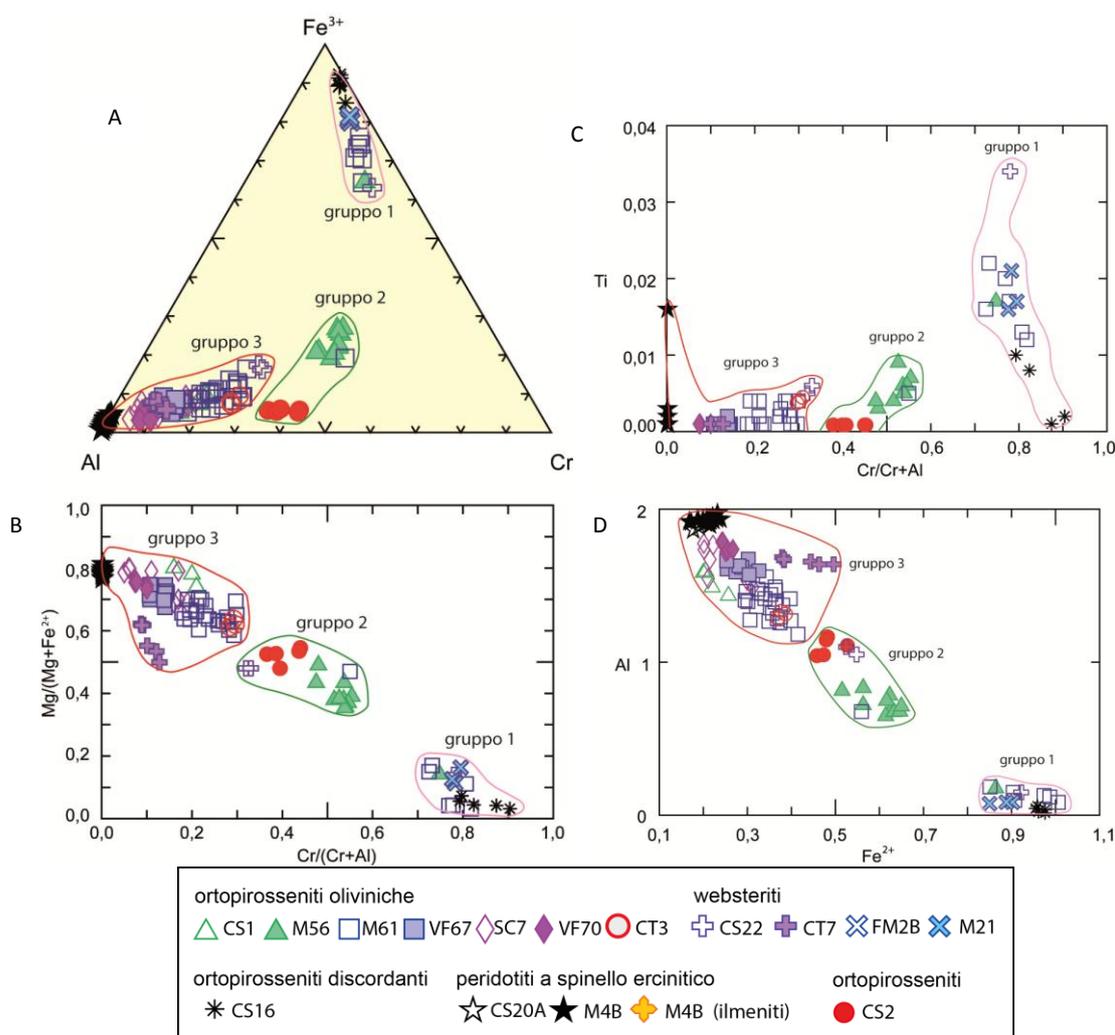


Figura 33: diagramma classificativo per gli spinelli nelle rocce ultramafiche. (A) sono riportati i contenuti in atomi per unità di formula di Al- Fe^{3+} -Cr. (B) valori dei rapporti $Cr/(Cr+Al)$ vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ negli spinelli. (C) variazione dei contenuti in $Cr/(Cr+Al)$ (a.p.f.u.) vs. Ti (a.p.f.u.) degli spinelli analizzati. (D) variazione dei contenuti in Fe^{2+} vs. Al degli spinelli analizzati.

5.4 Gli effetti dell'interazione fuso-roccia negli anfiboli e negli spinelli delle rocce ultramafiche.

Nei paragrafi precedenti sono state descritte le variazioni composizionali degli anfiboli e degli spinelli prodotte dal secondo evento di interazione fuso orneblenditico-roccie ultramafiche. Considerate le composizioni e le evidenze microstrutturali è verosimile ipotizzare che le picotiti possono essere considerate come gli spinelli della serie cromo-alluminifera ereditati dalle rocce ultramafiche, come dimostrato dalle correlazioni negative tra Cr# e Mg#.

I cristalli di composizione Mg-orneblenda-tschermakite e i cristalli di pleonaste alla microscala si osservano come fasi reattive all'interno delle rocce ultramafiche. Le Mg-orneblende-tschermakiti arricchiscono le rocce ultramafiche in Al^{IV}, Ti, Na, K. Questo fatto è ben documentato nelle peridotiti a spinello ercinitico.

I cristalli di pleonaste presentano una diminuzione relativa in Fe²⁺ e Fe³⁺ e in Cr ed un aumento relativo di Al, Mg e Ti. Il Fe²⁺ e Fe³⁺ e il Cr entrano a far parte dei reticoli cristallini delle magnetiti cromifere che crescono come corone lungo i bordi dei cristalli di pleonaste.

CAPITOLO 6

CARATTERIZZAZIONE DEI MINERALI DEL GRUPPO DEL SERPENTINO NELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELL'UNITÀ DELLA SILA

6.1 Introduzione

Gli stadi finali del processo di esumazione delle rocce ultramafiche appartenenti all'Unità della Sila hanno comportato la quasi completa trasformazione delle rocce peridotitiche e minori trasformazioni nelle pirosseniti. In particolare, l'idratazione e la decompressione hanno favorito la crescita di minerali del gruppo del serpentino e magnetite i quali hanno sostituito le fasi ferro-magnesiache.

Le osservazioni meso e microstrutturali mostrano che il serpentino e la magnetite cristallizzano in maniera pseudomorfa sulle originarie strutture anisotrope del protolito peridotitico. Frequentemente le fibre di serpentino appaiono stirate o crescono all'interno di fratture.

La serpentizzazione è un processo esotermico che comporta un aumento di volume della roccia; questo fatto è dimostrato dalla formazione di strutture di tipo *net-like* su originali cristalli di olivina. La sostituzione dell'olivina con i minerali del gruppo del serpentino avviene lungo le superfici di fratturazione dei cristalli e dai bordi verso il nucleo delle olivine. Questo fatto favorisce la diminuzione dello *strenght* della roccia rendendola più facilmente deformabile.

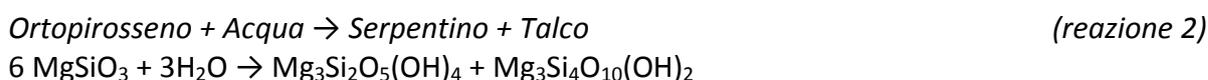
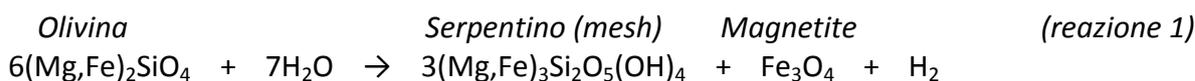
Considerate le posizioni strutturali in cui si osserva la crescita dei minerali del gruppo del serpentino è possibile ipotizzare che la serpentizzazione sia avvenuta in due fasi principali:

- a) una prima fase di idratazione del mantello in condizioni duttili, con la quasi completa retrocessione delle fasi mineralogiche del protolito peridotitico in minerali del gruppo del serpentino e magnetite;
- b) una seconda fase in condizioni di transizione fragile-duttile in cui si ha la formazione di vene all'interno delle quali crescono minerali del gruppo del serpentino.

Inoltre, in questa fase è stato possibile distinguere almeno 2 generazioni di vene: una sin-foliazione e una post-foliazione. Questa distinzione viene proposta tenendo conto dei rapporti strutturali sul terreno.

6.2 Serpentinizzazione della peridotite

Il processo di retrocessione del protolito peridotitico in presenza di fasi fluide durante i processi di esumazione in condizioni facies scisti verdi ha favorito reazioni di idratazione in cui si è avuta la completa o parziale sostituzione di fasi mantelliche in minerali del gruppo del serpentino e magnetite come descritto nelle reazioni 1 e 2.



Tuttavia le evidenze meso e microstrutturali hanno permesso di definire la modalità di crescita dei minerali del gruppo del serpentino nelle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila.

6.2.1 Diffrazione RX

Questa tecnica ha permesso di caratterizzare le fasi presenti nelle serpentiniti. Tuttavia questo metodo ha come limite quello della perdita delle informazioni strutturali a causa della polverizzazione del campione. Inoltre i volumi serpentinitici non sono omogenei nelle tre dimensioni, ma possono contenere al suo interno piccoli volumi di pirosseni tettonitici. Pertanto, questa tecnica è servita per definire la composizione delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila.

L'interpretazione degli spettri è stata eseguita sia manualmente utilizzando le tavole "Table of Key Lines in X-Ray Diffraction" sia attraverso procedura automatica utilizzando il software "pdx12" della Rigaku (Appendice A).

Dalle interpretazioni degli spettri eseguita l'associazione mineralogica delle serpentiniti su roccia totale (Fig. 34) è data da:

lizardite + crisotilo ± spinello ± magnetite + ortopirosseno. (campione EC1')

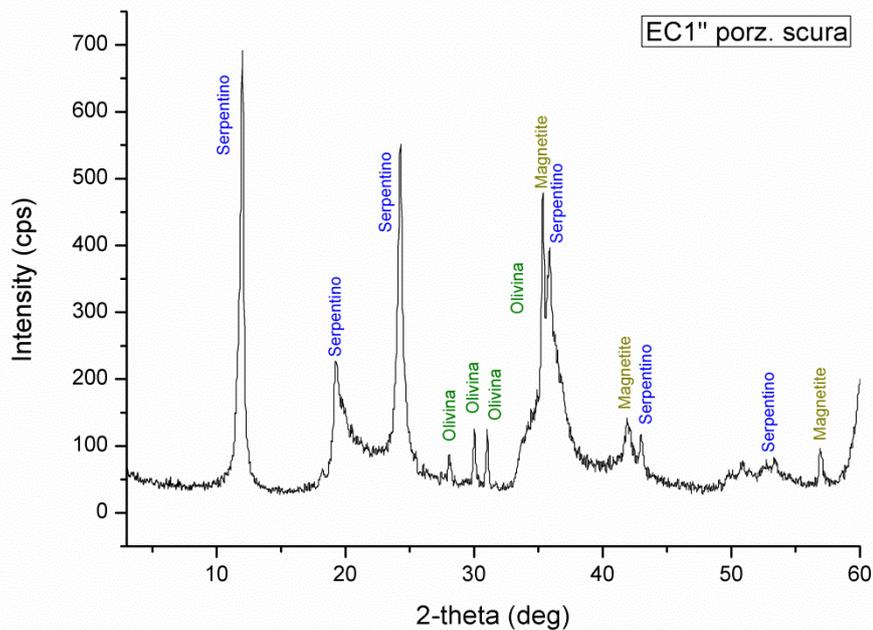


Figura 34: spettro XRD ottenuto su un campione tal quale di serpentinite dell'Unità della Sila.

6.2.2 Spettroscopia Raman

In ausilio alle analisi in diffrazione RX sono state eseguite analisi in spettrometria Raman. Questa metodologia ha permesso di riconoscere la tipologia di polimorfo di serpentino nei differenti siti microstrutturali.

I dati sono stati elaborati attraverso il programma Origin Pro 8 e gli spettri ottenuti sono stati successivamente interpretati considerando i dati di letteratura per la caratterizzazione dei polimorfi di lizardite, crisotilo e antigorite (Bloise et al, 2014; Schwartz et al., 2013; Groppo e Compagnoni, 2007; Rinaudo et al., 2003) .

I siti microstrutturali sono stati scelti in modo da definire il polimorfo del serpentino che ha cristallizzato nelle strutture isotrope e nelle strutture anisotrope.

Di seguito sono riportati gli spettri, i polimorfi dei minerali del gruppo del serpentino analizzati e le relative posizioni microstrutturali:

- **MICROSTRUTTURA TIPOLOGIA A**
Serpentino in strutture net-like (Figg. 35, 36):
NUCLEO: *crisotilo*

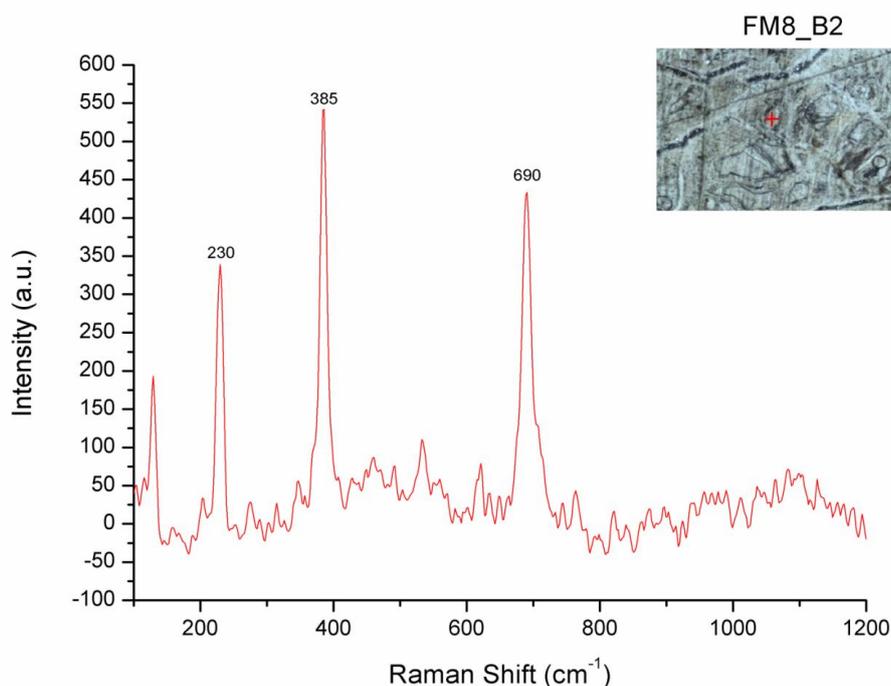
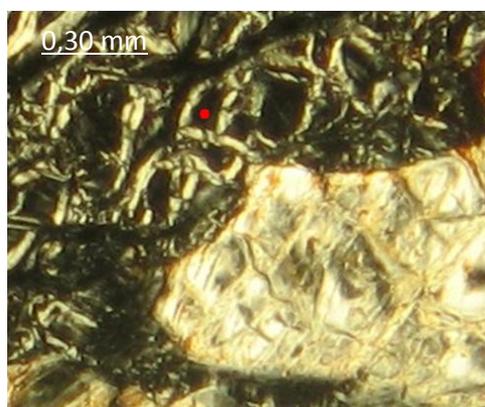


Figura 35: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo al nucleo di strutture net-like (serpentinite dell'Unità della Sila).

BORDO: crisotilo

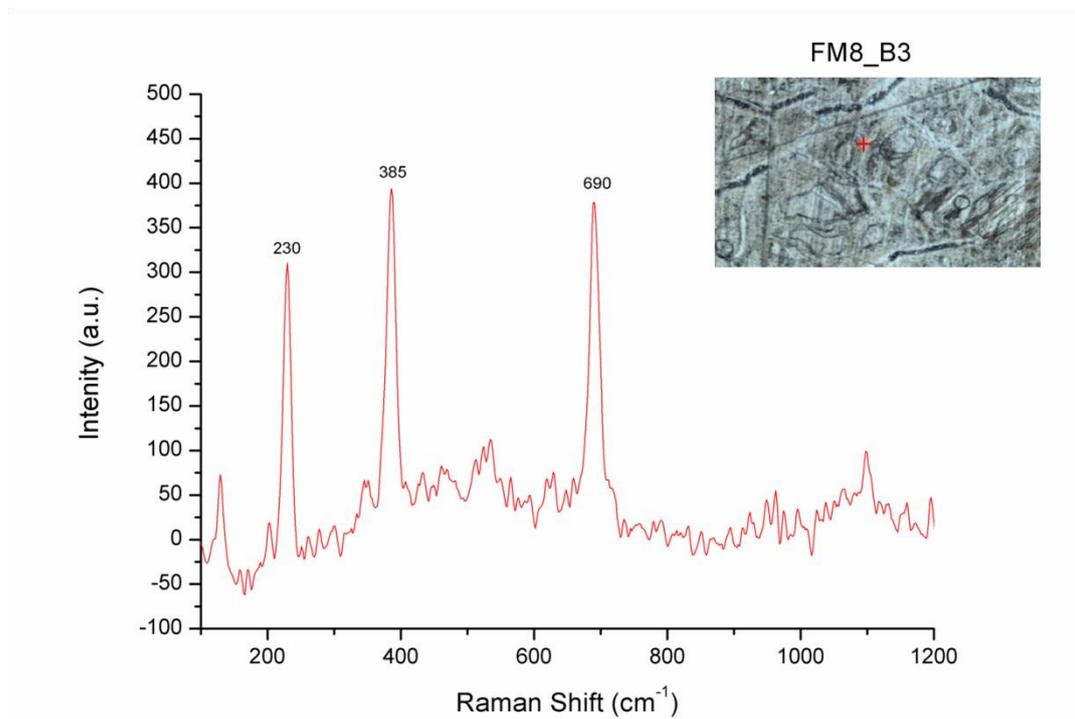
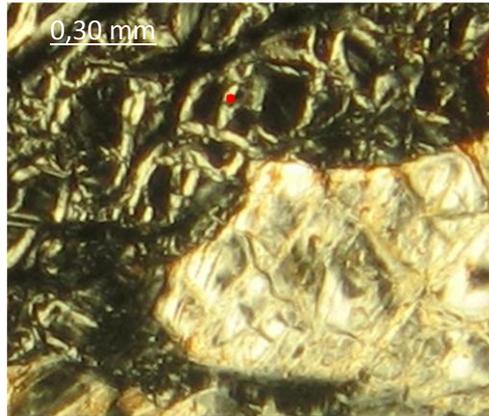


Figura 36: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo al bordo di strutture net-like (serpentine dell'Unità della Sila).

Serpentino in strutture MESH (Fig. 37): *crisotilo*

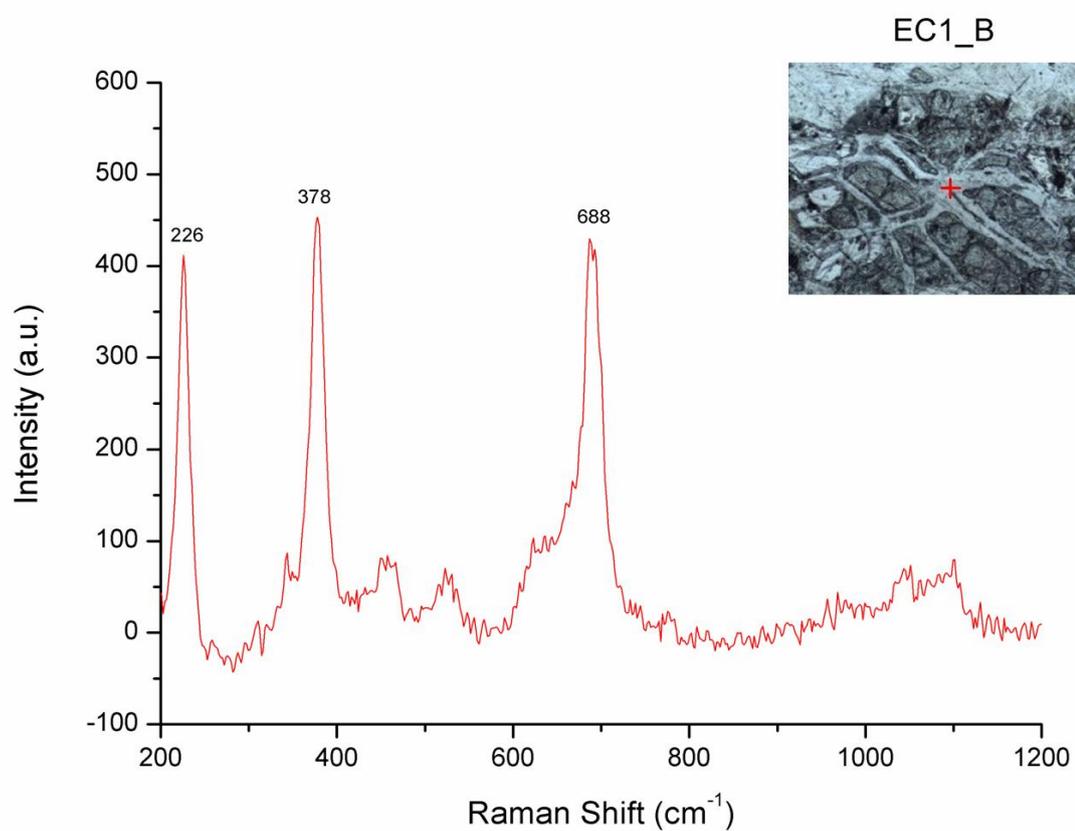
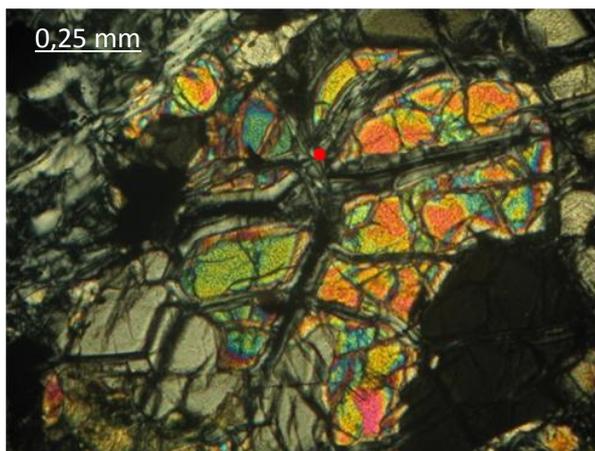


Figura 37: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo in strutture mesh (serpentine dell'Unità della Sila).

- **MICROSTRUTTURA TIPOLOGIA A**
Serpentino in bastite (Fig.38): *crisotilo+ tremolite?*

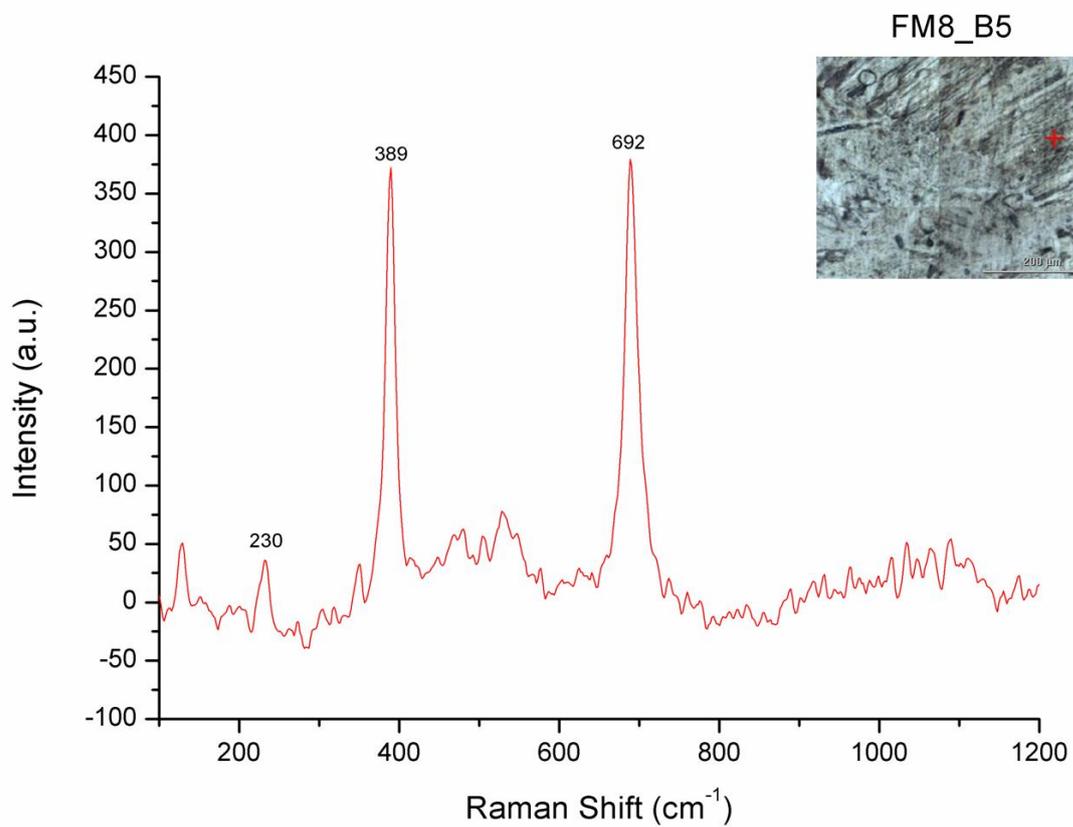
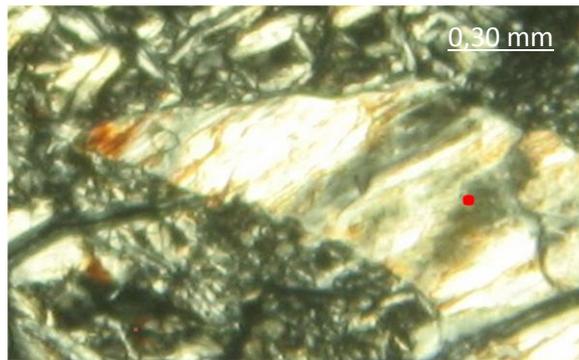


Figura 38: spettro Raman ottenuto su un cristallo di bastite (serpentinite dell'Unità della Sila).

- **MICROSTRUTTURA TIPOLOGIA B**
Serpentino stirato lungo la foliazione S1 (Fig. 39): *lizardite*

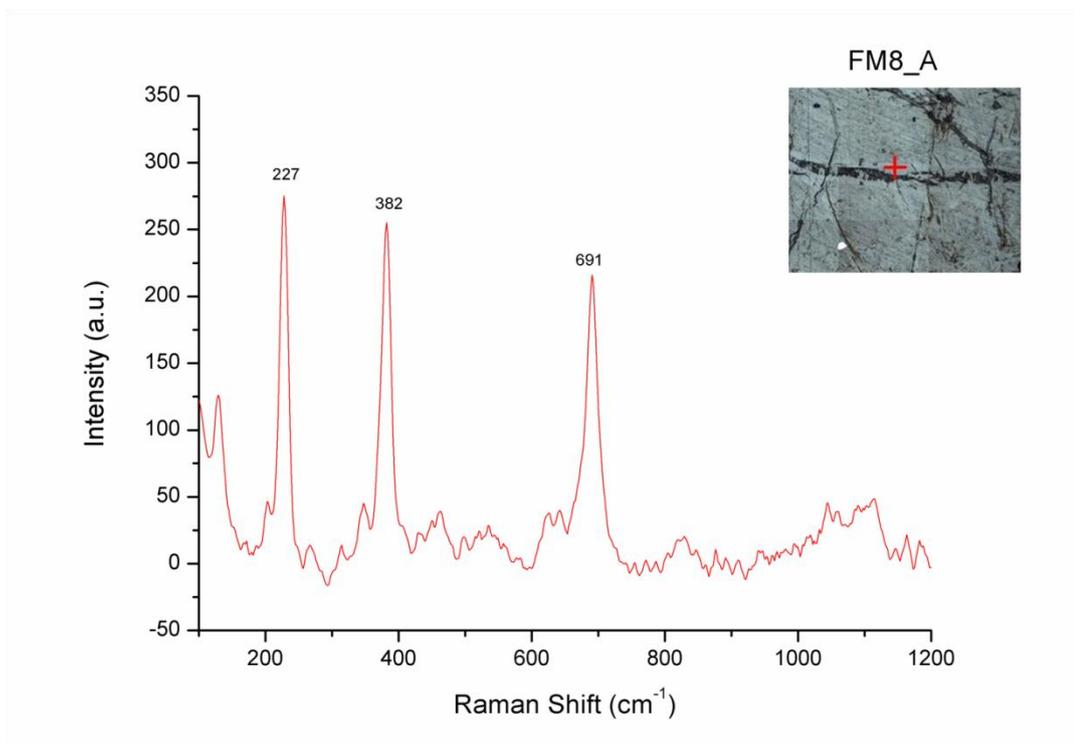
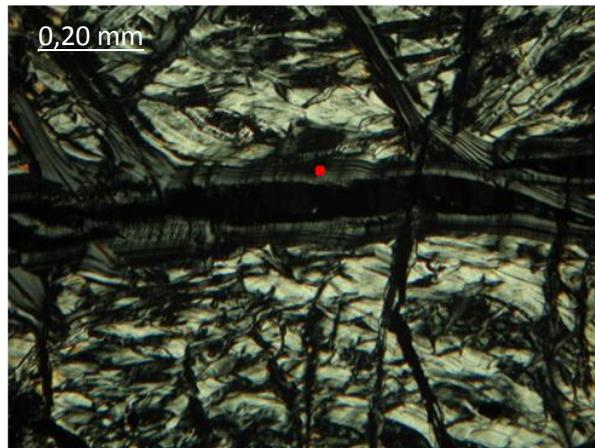


Figura 39: spettro Raman ottenuto su un cristallo di lizardite stirato lungo la foliazione S1 (serpentine dell'Unità della Sila).

6.3 Vene di serpentino

I minerali del gruppo del serpentino nelle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila crescono oltre che come fase di retrocessione della peridotite, anche all'interno delle vene tardive. Queste ultime attraversano sia le peridotiti-serpentiniti sia le pirosseniti formate in condizioni fragili. Le fasi finali di esumazione del sistema ultramafico si sarebbero realizzate dunque in condizioni fragili in zone di taglio litosferiche estensionali. Ciò è confermato dalla tipologia di crescita dei cristalli nelle vene che risulta essere compatibile con una tipologia *dilatation vein*.

Lo studio meso e microstrutturale ha permesso di caratterizzare le differenti generazioni di vene tardive. La natura dei polimorfi di serpentino presenti all'interno delle vene sono state definite dapprima attraverso l'analisi diffrattometrica su polveri in raggi X e successivamente attraverso la spettroscopia Raman.

6.3.1 Diffrazione RX

La diffrazione a Raggi X ha permesso di avere indicazioni riguardo la composizione mineralogica delle vene nelle rocce ultramafiche. La polverizzazione del campione rende questo metodo poco efficace per definire la natura dei polimorfi del serpentino nei diversi stadi di apertura delle vene. Tuttavia, dalle analisi degli spettri è stato possibile riconoscere le associazioni mineralogiche delle vene concordanti e discordanti che risultano essere: lizardite + antigorite \pm magnetite e lizardite + crisotilo rispettivamente nelle vene concordanti (Fig. 40) e nelle vene discordanti (Fig. 41). Gli spettri 2theta-intensità ottenuti dalle analisi diffrattometriche sono riportati in Appendice E.

VENA CONCORDANTE (campione EC6)

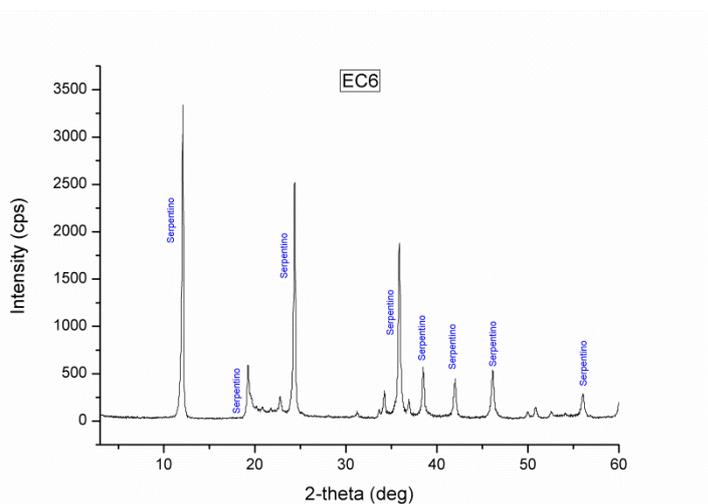


Figura 40: spettro XRD ottenuto su una vena parallela alla foliazione S1.

VENA DISCORDANTE (campione EC2)

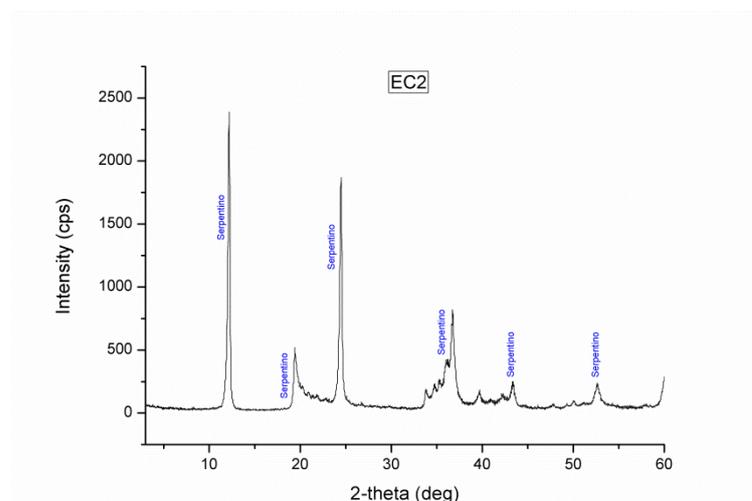


Figura 41: spettro XRD ottenuto su una vena ortogonale alla foliazione S1.

6.3.2 Spettroscopia Raman

Le analisi in spettroscopia Raman sono state effettuate sul serpentino nelle due tipologie di vene definite alla meso- e microscala: vene sin- e post foliazione. I punti analisi sono stati scelti con l'obiettivo di caratterizzare i polimorfi del serpentino cristallizzato nei differenti siti strutturali all'interno delle vene sviluppate con meccanismi tipo *crack-sealing*.

- (i) Vene concordanti (Fig. 42): **crisotilo**
EC1 (in serpentinite): vena con modalità di crescita di tipo uniassiale (slip fiber).

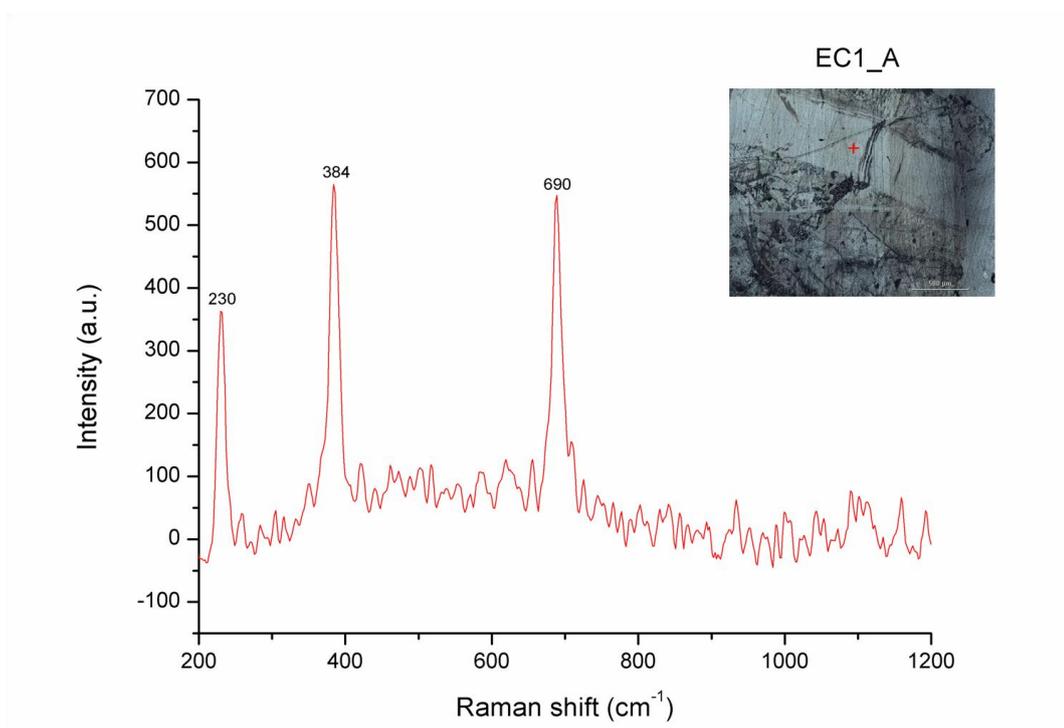


Figura 42: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo in una vena concordante

Inoltre nel campione EC6 (websterite) si osserva una vena con modalità di crescita sintassiale lungo i bordi e crescita atassiale in posizione assiale. Gli spettri Raman per le diverse morfologie di crescita dei minerali presentano picchi paragonabili a quelli del polimorfo *crisotilo* (Fig. 43).

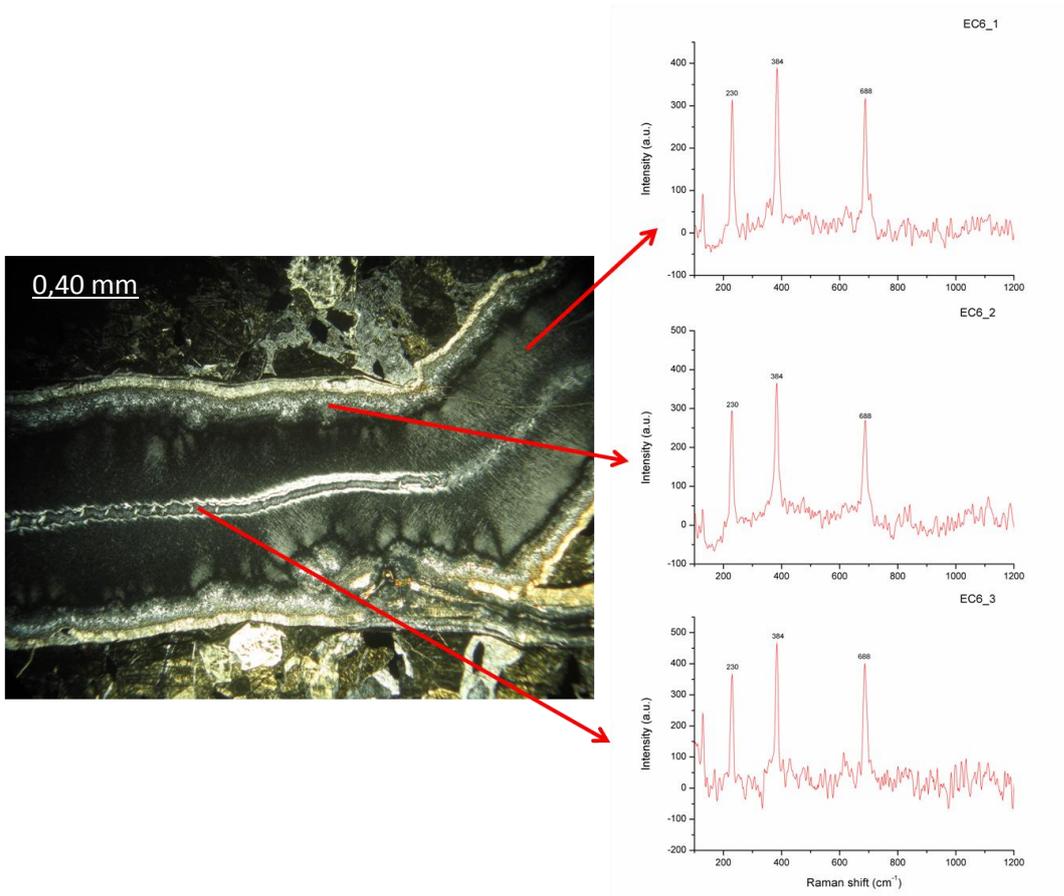


Figura 43: spettri Raman ottenuti su cristalli di criotilo in posizione assiale e laterale di una vena in un campione di websterite.

(ii) Vene discordanti (Fig. 44): **crisotilo**
CS1 (in pirossenite tettonitica): vena con modalità di crescita da sintassiale a composita.

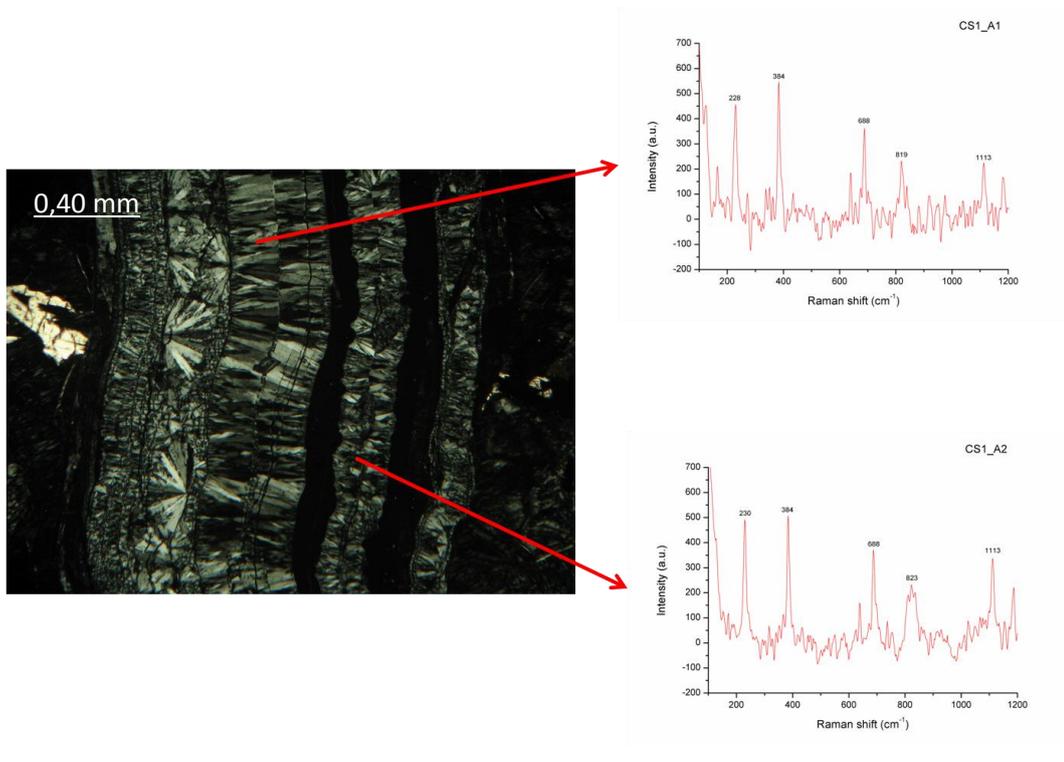


Figura 44: spettri Raman ottenuti su cristalli di criotilo nei diversi siti di apertura e chiusura della vena discordante.

CAPITOLO 7

LA NATURA DEL MANTELLO OCEANICO NELLE OFIOLITI DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

7.1 Introduzione

Le ofioliti della Calabria settentrionale sono costituite da sequenze incomplete di litosfera oceanica di età giurassica e mostrano una sovraimpronta di HP-LT (Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009; Spadea, 1994; Rossetti et al., 2002). In letteratura non esiste accordo sulla polarità della subduzione e sull'età del metamorfismo alpino. Rossetti et al. (2002) hanno proposto un modello che prevede una polarità orientale per la messa in posto delle ofioliti e hanno datato il picco di HP-LT a circa 35 M.a. Altri Autori (Amodio Morelli et al., 1976; Filice et al., 2015; Scandone, 1982; Cello et al., 1996; Beccaluva et al., 1982) indicano una polarità occidentale ipotizzando la costruzione di un tratto dell'orogene alpino nel Cretaceo-Paleogene. Indipendentemente dal modello evolutivo proposto le ofioliti della Calabria settentrionale possono essere distinte in due tipologie principali: un primo tipo caratterizzato dall'assenza di rocce ultramafiche, da un'esumazione relativamente fredda e da una copertura sedimentaria di natura prevalentemente carbonatica (Unità di Diamante-Terranova, Unità di Malvito); un secondo tipo caratterizzato dalla presenza di rocce ultramafiche, da un certo riscaldamento durante l'esumazione e da una copertura sedimentaria in cui la componente silicoclastica diventa a luoghi prevalente (Unità di Gimigliano-Monte Reventino). Filice et al. (2015) hanno documentato che le due tipologie vengono a contatto lungo una zona di taglio nell'area di San Martino di Finita (CS). Nell'insieme le metabasiti delle ofioliti della Calabria settentrionale hanno composizioni sub-alcaline ad affinità T-MORB (Liberi et al., 2006).

Le rocce ultramafiche di natura oceanica appartengono all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino presente nei settori meridionali della Catena Costiera e della Sila Piccola in Calabria settentrionale.

7.2 La geologia di terreno delle rocce ultramafiche di natura oceanica

Le rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino costituiscono gli unici volumi di mantello suboceanico affioranti in Calabria.

Le porzioni più profonde dell'Unità ofiolitica di Gimigliano-Monte Reventino costituite da serpentiniti si osservano nei settori meridionali della Catena Costiera (zona di Lago) e lungo i versanti meridionali della Sila Piccola, in prossimità del centro abitato di Gimigliano (CZ) e lungo le pendici di Monte Reventino (1417 s.l.m., comune di Platania, CZ).

I sistemi montuosi della Catena Costiera e della Sila Piccola a sud sono interrotte dalla Valle del Savuto e delimitate da sistemi di faglie dirette e trascorrenti ad alto angolo a prevalente andamento E-W; questi definiscono gli elementi strutturali più meridionali della Calabria settentrionale.

La distribuzione delle rocce ultramafiche di natura oceanica è stata definita utilizzando come fonti cartografiche di riferimento le carte geologiche in scala 1:25.000 realizzate a cura della Cassa per il Mezzogiorno tra il 1958 e il 1962. In particolare le ultramafiti, indicate con il simbolo "μβ", sono riportate nei seguenti fogli:

- Foglio 236 – III NE (Amantea) Lago;
- Foglio 236 – II SO (Martirano Lombardo) Monte Reventino;

- Foglio 242 – IV NO (Tiriolo) Gimigliano;

Le migliori esposizioni di rocce ultramafiche sono state osservate presso la cava dismessa a sud-ovest di Monte Reventino (Fig. 45) e lungo il fondo valle del Fiume Corace nell'intorno di Gimigliano (Fig. 46). Nel complesso le rocce dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino sono coinvolte in strutture plicative antiformali a scala ettometrica (Fig. 47). La sequenza ofiolitica esposta nelle finestre tettoniche di Gimigliano e Monte Reventino risulta essere la più completa e continua.

Questa sequenza è formata da rocce ultramafiche, metabasiti e da una complessa copertura metasedimentaria costituita da marmi, calcescisti, metapeliti e metareniti.

Le rocce ultramafiche si osservano al nucleo dei piegamenti ed occupano la posizione geometrica più bassa della sezione di litosfera oceanica dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino. Localmente le serpentiniti sono attraversate da dicchi di metabasiti di spessori da decimetrici a metrici (Fig. 48).

Le metabasiti consistono di metabasalti e metadoleriti di composizione sub-alcalina ad affinità T-MORB. Le rocce basiche mostrano effetti di una sovraimpronta metamorfica di HP-LT.

Le rocce ultramafiche sono costituite da blocchi di peridotiti serpentizzate massive e serpentiniti brecciate al di sopra delle quali si osservano fasce milonitiche che marcano il passaggio alle metabasiti.

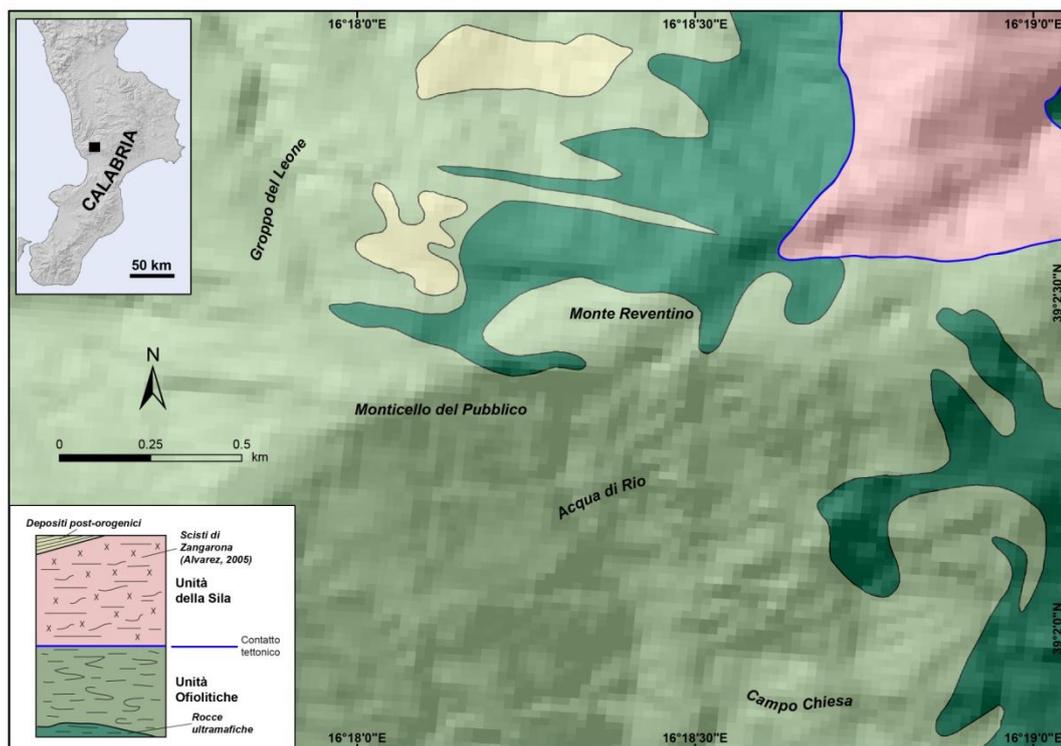


Figura 45: mappa geologica semplificata di Monte Reventino (settore meridionale della Sila Piccola).

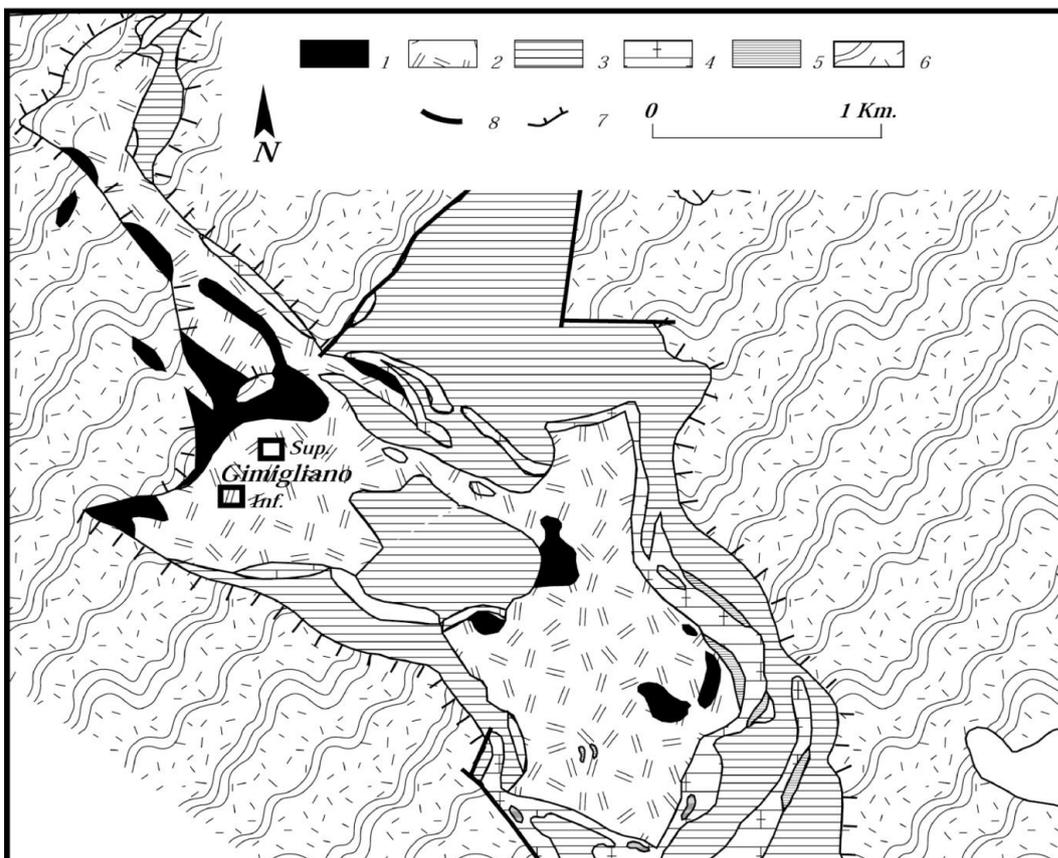


Figura 46: mappa geologica semplificata di Gimigliano (modificata da Piluso et al. 2000). 1) Peridotiti serpentinizzate ed oficalciti; 2) metabasalti; 3) alternanze di metapeliti, metareniti e metacarbonati; 4) marmi; 5) metaconglomerati/scisti policromi; 6) Complesso Calabride; 7) contatto tettonico; 8) faglia normale.



Figura 47: affioramento di peridotiti serpentinizzate e brecce di serpentiniti di Monte Reventino (sud Sila Piccola).



Figura 48: dicco decimetrico di metabasite intruso nelle peridotiti serpentizzate (Monte Reventino).

7.2.1 PERIDOTITI SERPENTINIZZATE

Le peridotiti serpentizzate in affioramento si osservano come blocchi di decine di m³ separati da una matrice volumetricamente subordinata di colore grigio chiaro costituita da minerali del gruppo del serpentino e carbonati (Fig. 49c).

I corpi ultramafici appaiono omogenei ed avanzatamente retrocessi in serpentino (Fig. 49a). Tuttavia, piccoli volumi di peridotiti serpentizzate mantengono l'originaria tessitura protogranulare delle originarie Spl-lherzoliti-harzburgiti e localmente si osservano cristalli di bastite di dimensioni sub-centimetriche. I volumi di peridotiti serpentizzate sono attraversati da sistemi di vene (Fig. 49 b, d).

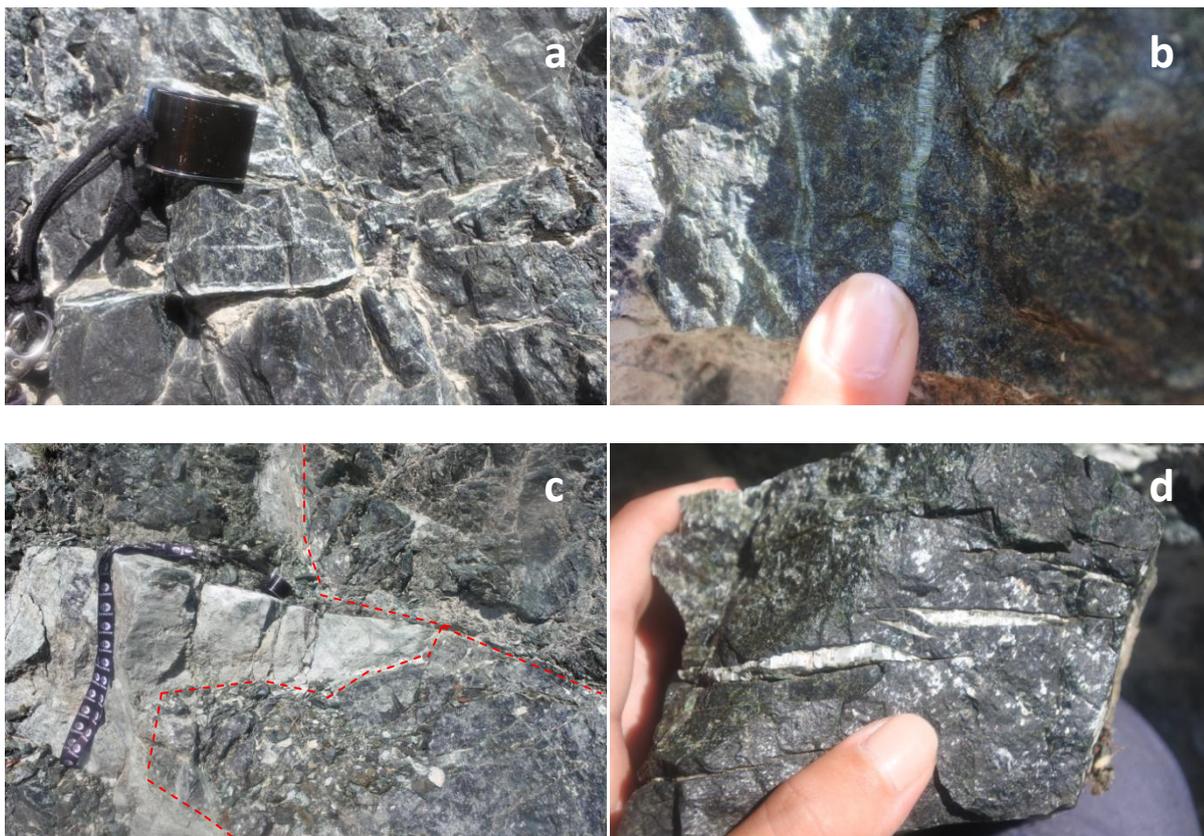


Figura 49: peridotiti serpentizzate dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino; a) peridotiti serpentizzate massive attraversate da sistemi di vene; b) vene di serpentino (V_1) con crescita uni assiale (slip fiber) in massa serpentinitica; c) blocchi metrici di peridotiti serpentizzate; d) vena di serpentino con disposizione *en-echelon* in peridotite serpentizzata.

7.2.2 BRECCE DI SERPENTINITI

Le breccie di serpentiniti sono formate da clasti di peridotiti serpentinite di dimensioni variabili da decimetriche a centimetriche immersi in una matrice costituita da serpentino e subordinatamente calcite (Fig. 50a). La matrice si presenta deformata e localmente si osserva la crescita di fasci di serpentino stirati e piegati (Fig. 50b).

La granulometria dei clasti di peridotite serpentinite e il contenuto in frazione carbonatica della matrice diminuiscono dal basso verso l'alto della sequenza ofiolitica.

In prossimità delle sovrastanti metabasiti le breccie di serpentiniti si presentano con una struttura milonitica in cui si osserva una riduzione della granulometria dei clasti di serpentino fino a dimensioni millimetriche e la matrice si presenta fortemente cementata (Fig. 50 c, d).

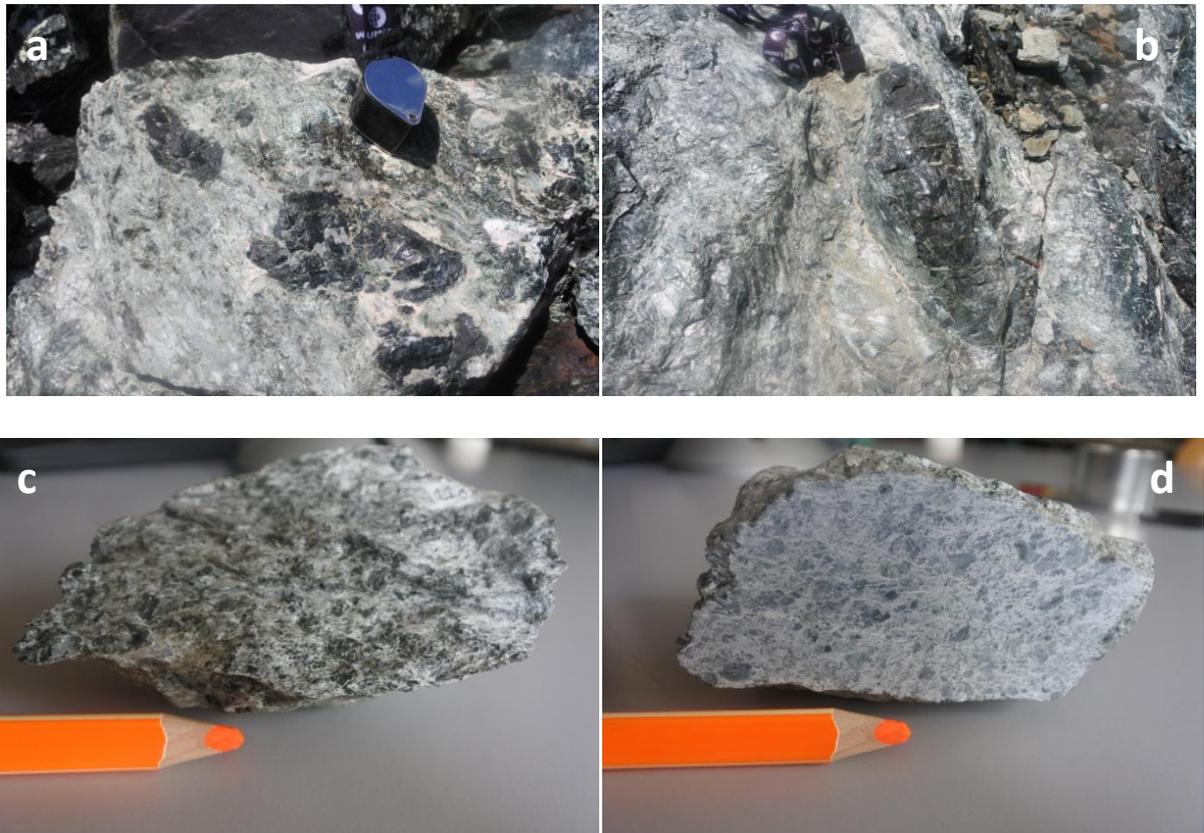


Figura 50: breccie di serpentiniti dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino; a) blocchi centimetrici di peridotiti serpentinite inglobati nella matrice a composizione carbonatica e serpentinitica; b) blocco decimetrico di peridotite serpentinite circondato da fibre di serpentino e dalla matrice; c) e d) breccie di serpentinite milonitizzate.

7.3 La petrografia delle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino

7.3.1 PERIDOTITI SERPENTINIZZATE

L'osservazione in microscopia ottica ha permesso di definire le fasi mineralogiche relitte del protolito peridotitico delle rocce ultramafiche e definire i processi di serpentinizzazione a cui queste rocce sono state soggette.

Le peridotiti serpentinizzate derivano da processi di retrocessione in facies scisti verdi di originarie composizioni Spl-Iherzoliti-harzburgiti.

L'associazione mineralogica delle serpentiniti è data da (Tab. G.1 in Appendice G):
clinopirosseno + ortopirosseno + serpentino + magnetite ± spinello ± tremolite ± calcite.

I volumi ultramafici si presentano avanzatamente retrocessi in minerali del gruppo del serpentino e magnetite. La trasformazione pseudomorfa del protolito peridotitico in serpentino e magnetite consente di riconoscere l'originaria struttura porfiroclastica.

La magnetite localmente si osserva allungata a marcare un'anisotropia planare discontinua.

Il serpentino cresce come fibre a dare strutture tipo *net-like* (Fig. 51a). Inoltre si osservano cristalli di ortopirosseno a grana fine retrocessi con motivi pseudomorfi in bastiti (Fig. 51d).

Il clinopirosseno ha abito subedrale e si osserva sia come cristalli isolati a grana media nei volumi di serpentino e magnetite, sia come cristalli a grana fine disposti a formare un aggregato a grana fine con cristalli di ortopirosseno retrocessi in bastiti (Fig. 51b,d).

I cristalli sono interessati da intensa fratturazione (Fig. 51c).

I clinopirosseni hanno composizioni diopsidiche (Wo 45-50, En 46-49, Fs 3-5). Il contenuto in Al_2O_3 varia da 5,6% a 6,77% (Tab. H.1 in Appendice H).

L'ortopirosseno si presenta con abito sub-eudrale di dimensioni variabili. Alcuni cristalli appaiono deformati secondo strutture tipo *kink band* ed interessati da sistemi di fratture (Fig. 51b). La maggior parte dei cristalli sono stati completamente retrocessi in bastite.

Lo spinello si osserva come cristalli sub-millimetrici con abito xenomorfo e più raramente sub-idiomorfo (Fig. 51d). Alcuni individui di spinello sono retrocessi in magnetiti. Raramente cristalli millimetrici di spinello sono inclusi in cristalli a grana media di clinopirosseno.

Gli spinelli hanno contenuti in Cr/(Cr+Al) pari 1 e tenori in $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ compresi tra 0,01 e 0,14 (Tab. H.2 in Appendice H). I nuclei dei cristalli di spinello hanno composizioni miste serpentino-spinello.

Le serpentiniti inoltre sono attraversate da sistemi di vene ad andamento irregolare e modalità di crescita dei minerali del gruppo del serpentino di tipo atassiale.

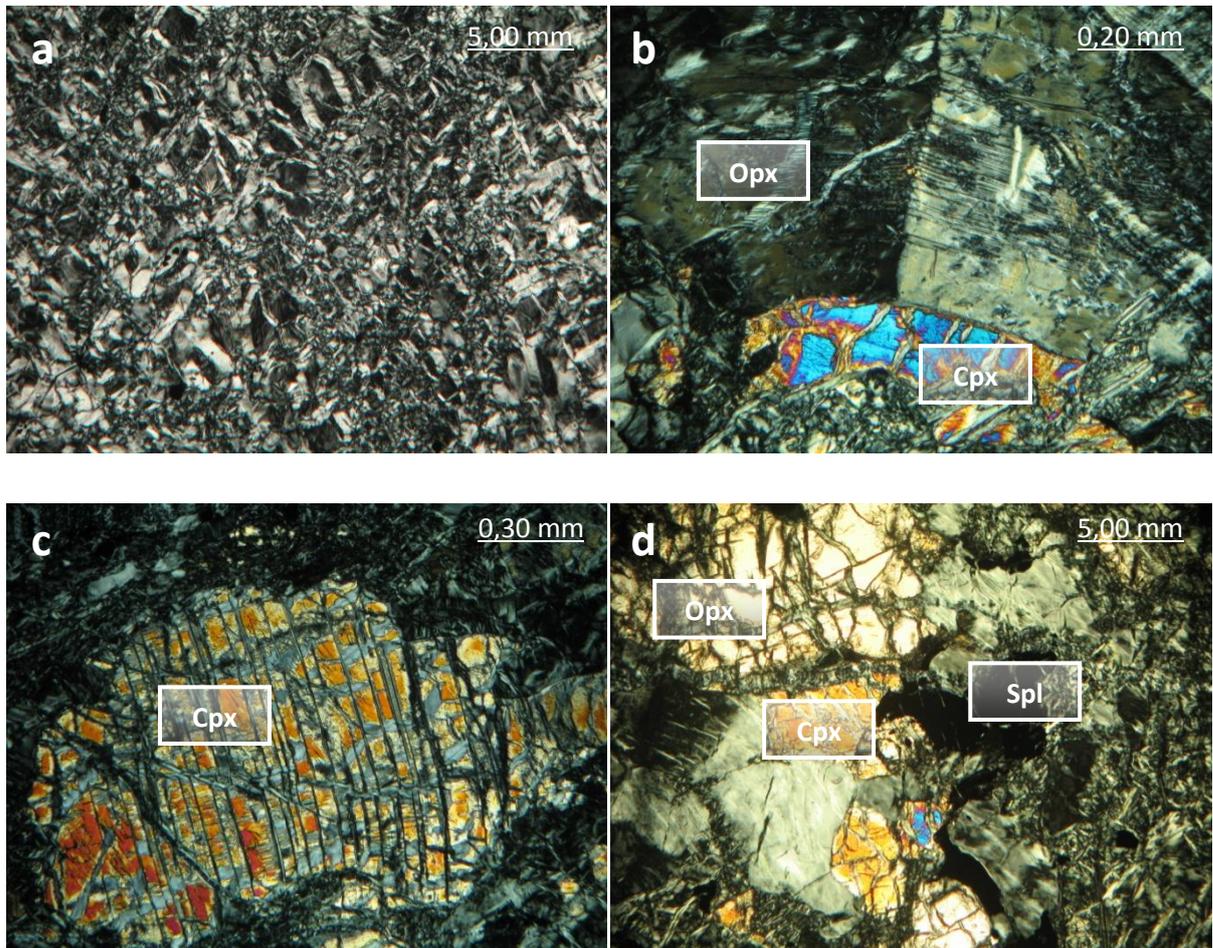


Figura 51: peridotiti serpentizzate di Gimigliano-Monte Reventino; a) strutture net-like di serpentino e magnetite su originali cristalli di olivina b) cristallo di ortopirosseno deformato secondo strutture tipo *kink band* a contatto con cristallo di clinopirosseno; c) cristallo di clinopirosseno avanzatamente fratturato e trasformato; d) cristalli millimetrici di spinello in posizione interstiziale tra i cristalli di ortopirosseno e clinopirosseno.

7.3.2 BRECCIE DI SERPENTINITI

Le breccie di serpentiniti alla microscala presentano una struttura brecciata data da clasti di peridotiti serpentinite di dimensioni variabili dal centimetro al millimetro. La matrice che cristallizza intorno ai clasti mostra una struttura granoblastica costituita da cristalli sub-eudrali di calcite, serpentino e tremolite (Fig. 52a). La calcite si osserva in cristalli xenomorfi con sfaldatura romboedrica e geminazioni secondarie da deformazione.

I termini milonitici delle breccie di serpentiniti differiscono da quelli appena descritti per la riduzione della grana dei clasti di serpentiniti, per la differente composizione della matrice e per la tessitura milonitica. La matrice delle breccie di serpentino milonitizzata è costituita da cristalli millimetrici isorientati di tremolite e serpentino, più raramente si osservano cristalli deformati di calcite (Fig. 52b).

La tremolite e la calcite cristallizzano come fasi fondamentali della matrice che ingloba i clasti di peridotiti serpentinite.

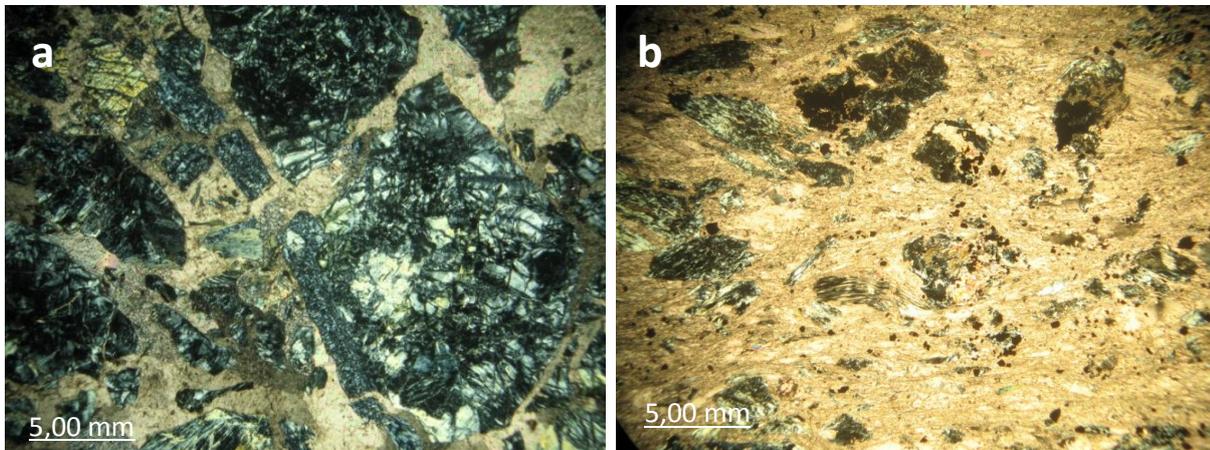


Figura 52: breccie di serpentiniti; a) clasti subcentimetrici di peridotite serpentinite in matrice a composizione carbonatica-serpentinitica; b) breccia serpentinitica milonitizzata in cui si osservano clasti da sub centimetrici a sub millimetrici di peridotite serpentinite in una matrice a composizione tremolitica-serpentinitica- carbonatica.

7.4 I sistemi di vene di serpentino nelle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino

I corpi ultramafici della sequenza ofiolitica esposta a Monte Reventino sono costituiti da un fitto e complesso sistema di vene osservabili sia alla mesoscala che alla microscala.

In base ai rapporti giacitureali sono stati riconosciuti 5 sistemi di vene:

i) vene di dimensioni inferiori al centimetro all'interno delle peridotiti serpentizzate (V_1) (Fig. 53c). Queste vene si presentano discontinue in affioramento. Alla microscala le vene V_1 si osservano piegate e con modalità di crescita da atassiale (cross-fiber) a slip fiber (Fig. 53 a, b);

ii) vene centimetriche di serpentino all'interno della matrice che ingloba le peridotiti serpentizzate (V_2).

Queste vene si presentano discontinue e localmente la crescita delle fibre di serpentino si osservano deformate secondo strutture *pinch and swell* e con un *fabric* di tipo S-C.

Alla microscala i minerali del gruppo del serpentino nelle V_2 crescono con modalità composita a causa di ripetuti eventi di *creak-sealing*. Inoltre alla microscala le vene V_2 presentano microcrenolazioni (Fig. 53d). Le analisi in diffrazione indicano composizioni differenti per i diversi eventi di crescita; tuttavia il polimorfo del serpentino stabile risulta essere la lizardite (campioni V_2 primo, V_2 secondo, VsF in Appendice I).

iii) vene di spessori inferiori al centimetro osservabili sia alla mesoscala che alla microscala (V_3). Le vene V_3 si dispongono a dare strutture tipo *joint network* e si osservano discontinue negli affioramenti. Alla mesoscala questo sistema di vene si presenta indeformato ed interseca i sistemi di vene V_1 e V_2 . La modalità di crescita dei minerali del gruppo del serpentino è di tipo da sintassiale ad atassiale;

iv) le vene V_4 hanno spessori millimetrici pertanto sono riconoscibili solo alla microscala. Queste vene si presentano con andamento irregolare non continue nella compagine rocciosa. I minerali che cristallizzano in questo sito sono talco, calcite-dolomite e actinolite (Fig. 53c).

v) vene che seguono piani di faglia con cinematica diretta. Queste presentano aspetto massivo alla mesoscala e spessori variabili. Le analisi in diffrazione suggeriscono la presenza di antigorite e lizardite stabili per questo sistema di vene (campione VOB, Appendice I).

Gli esigui spessori delle vene V_1 , V_3 e V_4 non hanno permesso di separare meccanicamente il materiale di riempimento ai fini delle determinazioni in XRPD, quindi le fasi presenti sono state riconosciute attraverso osservazioni in microscopia ottica.

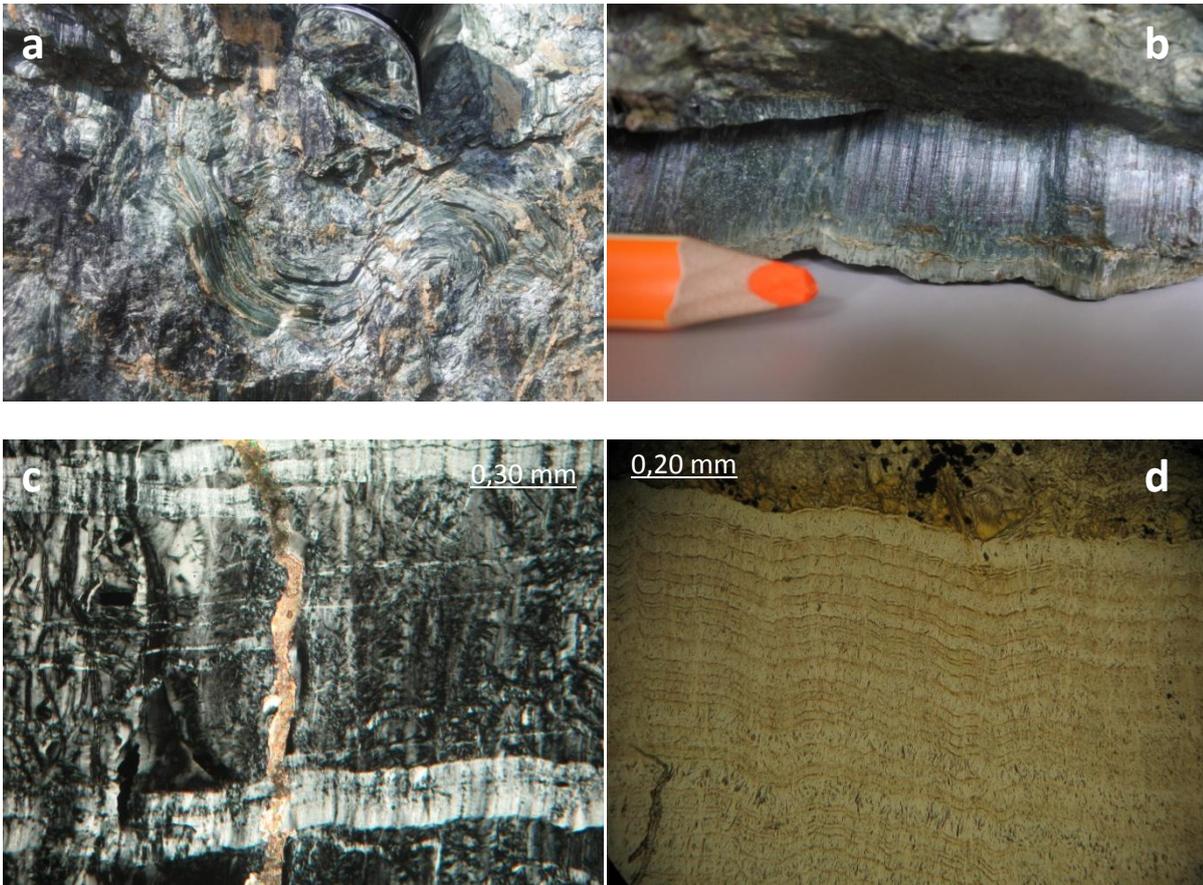


Figura 53: vene di serpentino nella compagine rocciosa delle ultramafiti di Gimigliano-Monte Reventino; a) fibre di serpentino stirate e piegate (V_2); b) vena di serpentino con aspetto da massivo a fibroso e modalità di crescita dei cristalli da sintassiale (slip fiber) a composita (V_2); c) vene di serpentino (V_1) con crescita dei minerali del gruppo del serpentino con modalità di tipo atassiale, ortogonalmente si osserva la crescita di una vena di actinolite (V_4); d) microcrenulazioni in vena di serpentino.

7.5 Analisi diffrattometrica delle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino

Le analisi roentgenografiche sono state eseguite al fine di avere informazioni sulla natura dei corpi ultramafici che costituiscono la sequenza ofiolitica di Gimigliano-Monte Reventino.

L'interpretazione degli spettri ottenuti è stata eseguita sia manualmente utilizzando le tavole "Table of Key Lines in X-Ray Diffraction" e sia attraverso procedura automatica utilizzando il software "pdxl2" della Rigaku (Appendice A). L'interpretazione degli spettri 2-theta è stata effettuata tenendo conto dei picchi caratteristici dei polimorfi di serpentino presenti nei diversi volumi di roccia.

Le analisi XRD sono state effettuate su campioni di roccia totale delle peridotiti serpentinite (campione 2.S) (Fig. 54), della matrice che ingloba le breccie di serpentinita (campione 2.ST) (Fig. 55) e della breccia serpentinitica milonitizzata (campione 0.11) (Fig. 56).

Inoltre la diffrattometria è stata eseguita su i singoli sistemi di vene riconosciuti nei corpi ultramafici (Appendice I).

I blocchi di peridotiti serpentinite di dimensioni metriche hanno come fasi stabili antigorite, lizardite e subordinatamente olivina. Coerentemente con quanto osservato in microscopia ottica la matrice che ingloba i blocchi di peridotiti serpentinite delle breccie di serpentinita è costituita da calcite e lizardite. La matrice cambia di composizione in prossimità del contatto con i metabasalti. In questo caso la breccia serpentinitica milonitizzata si arricchisce in anfibolo, infatti le analisi diffrattometriche indicano composizioni date da tremolite, calcite, lizardite e clorite.

L'associazione mineralogica delle peridotiti serpentinite su roccia totale è data da: antigorite + lizardite ± olivina (campione 2.S)

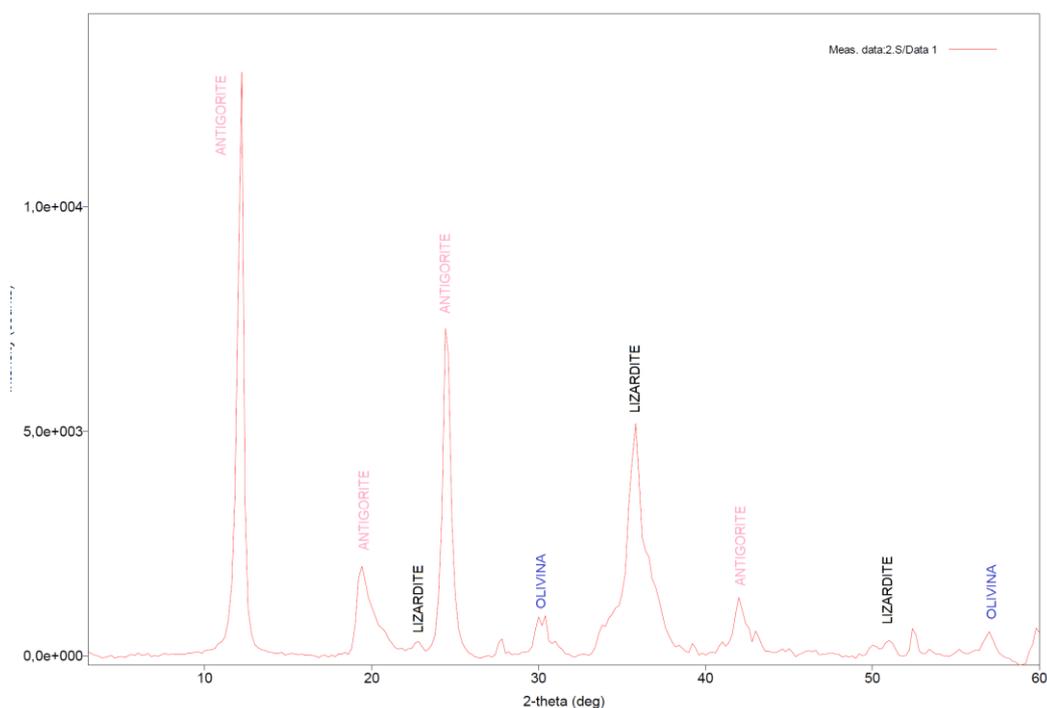


Figura 54: spettro XRD ottenuto su una peridotite serpentinitizzata tal quale dell' Unità di Gimigliano- Monte Reventino.

L'associazione mineralogica della matrice delle breccie di serpentiniti è data da: calcite + lizardite (campione 2.ST)

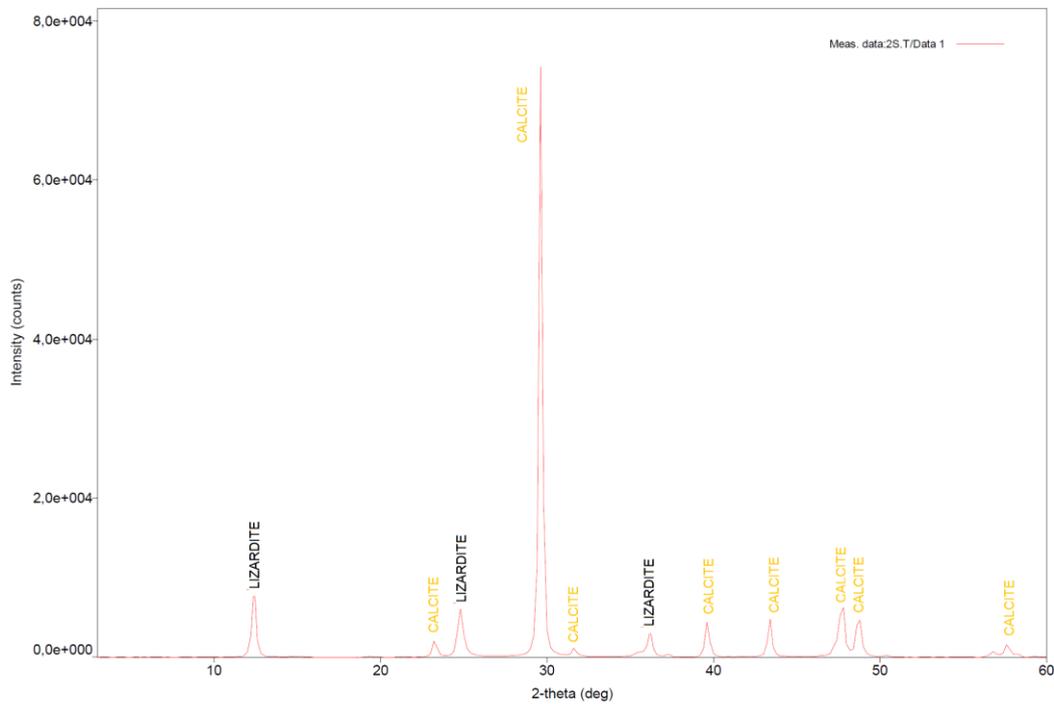


Figura 55: spettro XRD ottenuto su un campione di matrice che ingloba i blocchi di serpentiniti dell' Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

L'associazione mineralogica delle breccie di serpentiniti milonitizzate è data da: tremolite + calcite + lizardite ± clorite (campione 0.11)

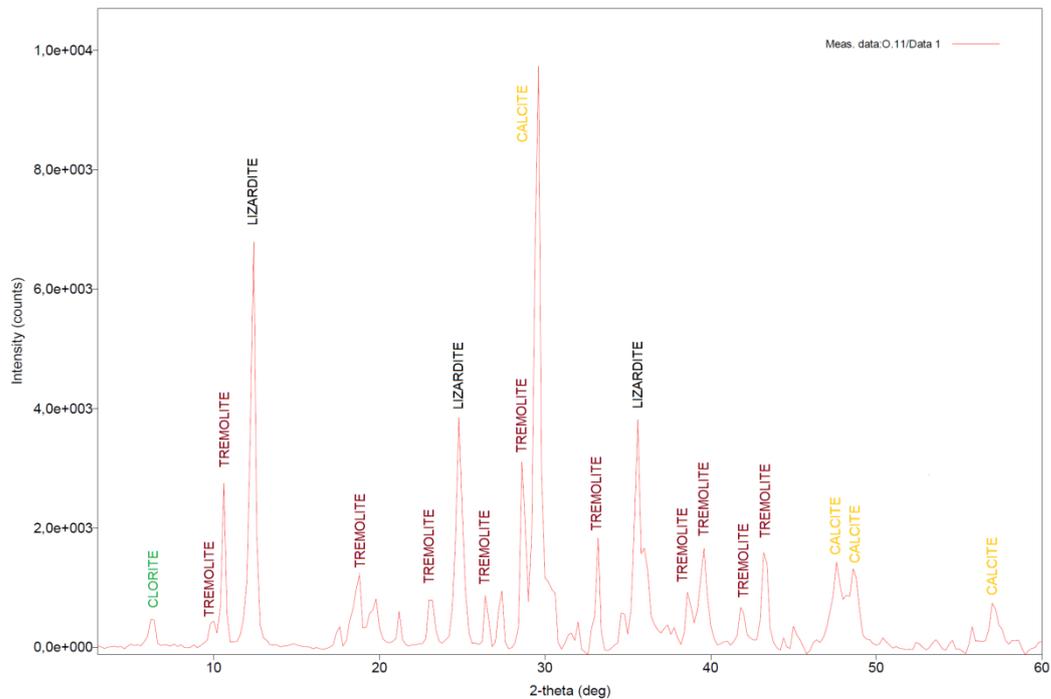


Figura 56: spettro XRD ottenuto su un campione di breccia di serpentiniti milonitizzate dell' Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

CAPITOLO 8

LA GEOCHIMICA DELLE ROCCE ULTRAMAFICHE DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

8.1 Introduzione

Le analisi geochimiche sono state eseguite su campioni rappresentativi delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila e dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino. I campioni di roccia analizzati appartenenti all'Unità della Sila sono: 26 campioni di peridotiti serpentizzate da Spl-harzburgiti-duniti, 22 campioni di ortopirosseniti oliviniche, 2 campioni di ortopirosseniti, 10 campioni di websteriti, 9 campioni di peridotiti a spinello ercinitico e 4 campioni di ortopirosseniti discordanti. I dati analitici sono riportati in Appendice L. Le evidenze di terreno e la petrologia di fase documentano gli effetti dell'interazione tra fusi ultramafici e rocce ultramafiche. Nei capitoli precedenti sono stati distinti due eventi di interazione fuso-roccia nelle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila. La caratterizzazione della composizione del fuso del primo evento risulta criptica, mentre per il secondo evento ci sono evidenze sufficienti per ritenere che il fuso che ha intruso e impregnato il sistema ultramafico aveva composizioni orneblenditiche. Per la geochimica delle orneblenditi sono stati utilizzati i dati prodotti da Liberi et al. (2011). Secondo questi Autori le orneblenditi corrispondono a Mg-gabbri (vedi paragrafo 2.6).

Di seguito, nella presentazione dei dati geochimici relativi ai campioni di rocce ultramafiche dell'Unità della Sila si è tenuto conto degli effetti dell'interazione fuso-roccia. Seguendo questo criterio i dati delle Spl-harzburgiti serpentizzate sono stati discussi insieme a quelli delle ortopirosseniti oliviniche e delle ortopirosseniti; i dati delle websteriti sono stati discussi insieme a quelli delle peridotiti a spinello ercinitico e delle ortopirosseniti discordanti. Infine sono state presentate le relazioni tra le composizioni del fuso orneblenditico e le composizioni delle rocce ultramafiche.

Per la caratterizzazione geochimica delle serpentiniti prodotto di retrocessione da peridotiti di natura oceanica dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino sono stati riportati dati pubblicati da Liberi et al. (2006).

Le concentrazioni degli elementi maggiori e di alcuni elementi in traccia (Sc, Ni, Cr, V, Co) sono state determinate in XRF presso il laboratorio di analisi chimiche e microanalisi del Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra dell'Università della Calabria. Le concentrazioni delle terre rare (REE) e di 18 elementi in traccia sono state determinate in ICP-MS presso il laboratori di analisi delle rocce del CNRS di Vandoeuvre le Nancy, Francia (Appendice A).

8.2 Geochimica delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila

8.2.1 Serpentiniti da Spl-Harzburgiti, ortopirosseniti oliviniche e orto pirosseniti

Nelle fasi di preparazione dei campioni per le analisi geochimiche, la separazione meccanica delle peridotiti serpentinizzate dai volumi di ortopirosseniti oliviniche è risultata complessa. Infatti, in molti casi, le ortopirosseniti oliviniche formano piccoli volumi discontinui nell'ammasso roccioso per effetto della deformazione. Tuttavia, i risultati delle analisi permettono la distinzione tra queste due litologie.

In base alle osservazioni petrografiche le peridotiti serpentinizzate sono state interpretate come il prodotto di retrocessione da Spl-harzburgiti e duniti, questo viene confermato dagli alti valori di Mg# che risulta compreso tra 90 e 93 (Tab. L.1 in Appendice L). Le ortopirosseniti oliviniche presentano valori di Mg# comparabili con i precedenti, anche se tendenzialmente più bassi (Mg#= 89-92), mentre nelle ortopirosseniti il valore di Mg# è compreso tra 87-89. La variazione di Mg# è correlata negativamente ai contenuti in SiO₂ (Fig. 57a) evidenziando un frazionamento dei termini ortopirossenitici rispetto alle peridotiti serpentinizzate. Nei diagrammi Mg# vs. Al₂O₃ e Mg# vs. CaO (Fig. 57 b, c) è sempre possibile riconoscere i tre gruppi composizionali; le peridotiti serpentinizzate mostrano tenori più bassi in Al₂O₃ e CaO, mentre le ortopirosseniti oliviniche sono relativamente arricchite in questi due ossidi. Questo potrebbe essere dovuto alla presenza di Ca-anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche, tuttavia bisogna considerare il fatto che Ca e Al potrebbero aver abbandonato il sistema durante il processo di serpentinizzazione nelle peridotiti serpentinizzate. L'elevata abbondanza modale di ortopirosseno (> 85%) nelle ortopirosseniti spiega i contenuti relativamente più bassi in Al₂O₃ e CaO rispetto a quelle oliviniche. Per lo stesso motivo si osservano maggiori contenuti in FeO_{tot} (Fig. 57d) nelle ortopirosseniti.

Il comportamento dello Sr segue quello del Ca, mentre i contenuti in Ni sia nelle Spl-Harzburgiti serpentinizzate sia nelle pirosseniti mostrano lo stesso intervallo di variazione (Fig. 57 e, f, g). Nelle peridotiti serpentinizzate i valori delle concentrazioni in Ni sono compresi tra 1471 e 2912 ppm, nelle ortopirosseniti oliviniche sono compresi tra 848 e 3444 ppm e nelle ortopirosseniti sono compresi tra 1496 e 1933 ppm (Fig. 57, Tab. L1-L2-L3 in Appendice L). Il V mostra comportamenti simili a quanto osservato per Al₂O₃, CaO e Sr (Fig. 57h). Le concentrazioni in Cr risultano controllate dall'abbondanza modale dello spinello.

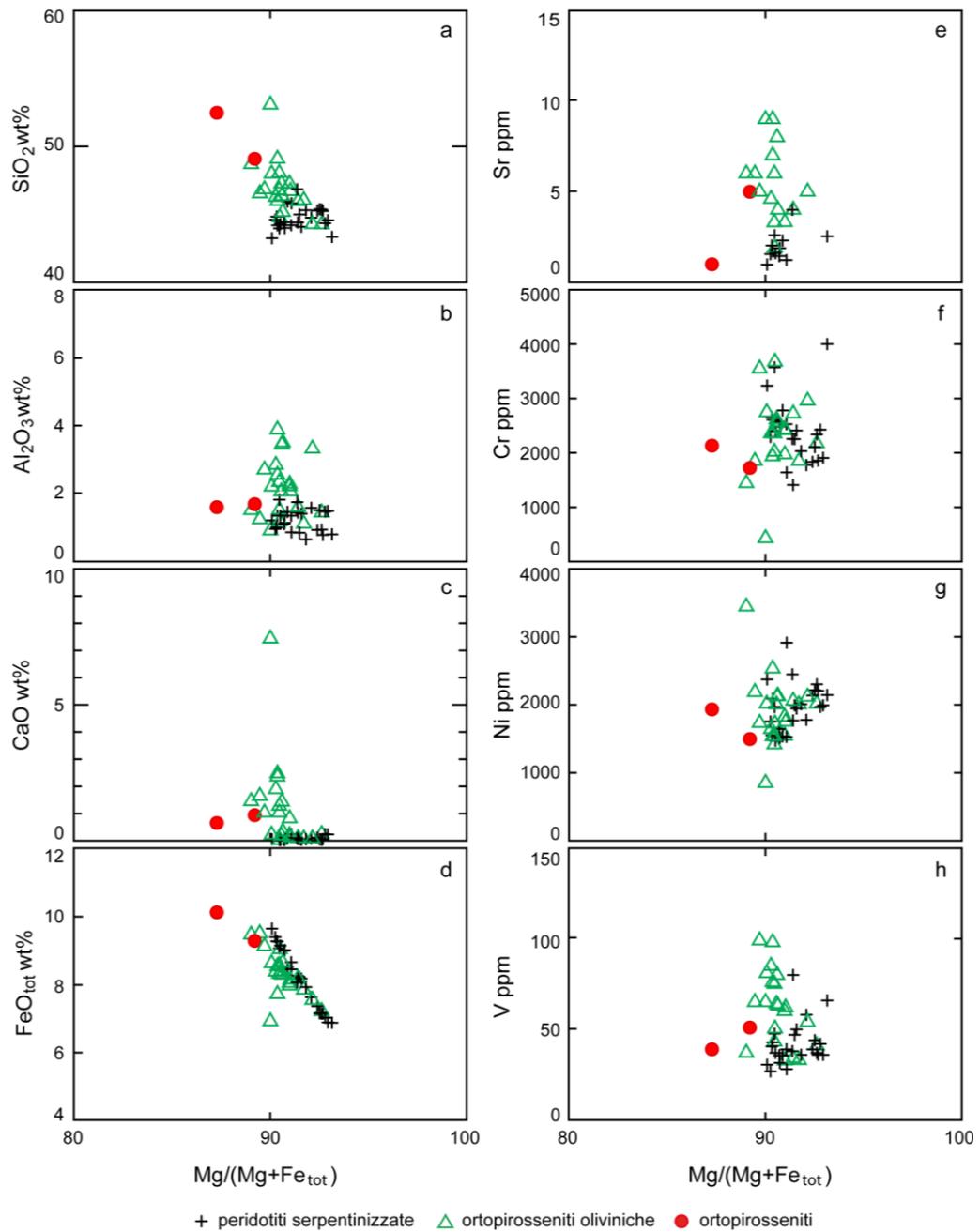


Figura 57: diagrammi di variazione degli elementi maggiori e in traccia rispetto a $Mg\# = MgO/(MgO+FeO_{tot})$ per le serpentiniti da Spl-harzburgiti, per le ortopirosseniti oliviniche e per le ortopirosseniti.

Nei diagrammi spider (Fig. 58) le Spl-Harzburgiti serpentizzate e le ortopirosseniti oliviniche mostrano livelli di abbondanza confrontabili (Tab. L.8-L.9 in Appendice L). Nel complesso le concentrazioni in incompatibili sono inferiori a quelle del primitive mantle (Sun & Mc Donagh, 1989) con l'eccezione dell'anomalia positiva del Pb. Alcuni campioni mostrano un'anomalia negativa dell'Y; questa anomalia si osserva nei campioni dove è più basso il contenuto modale in anfibolo.

Nelle rocce peridotitico-pirossenitiche i patterns delle REE mostrano trends caratterizzati da un certo impoverimento in LREE che determinano valori di $La_N/Yb_N < 1$ (Fig. 58 c,d). Tuttavia in alcuni campioni questo impoverimento relativo è meno marcato. Anche per le REE il

campione VF80B si differenzia rispetto agli altri mostrando un'anomalia negativa dell'Eu e livelli di abbondanza più alti (Fig. 58 c).

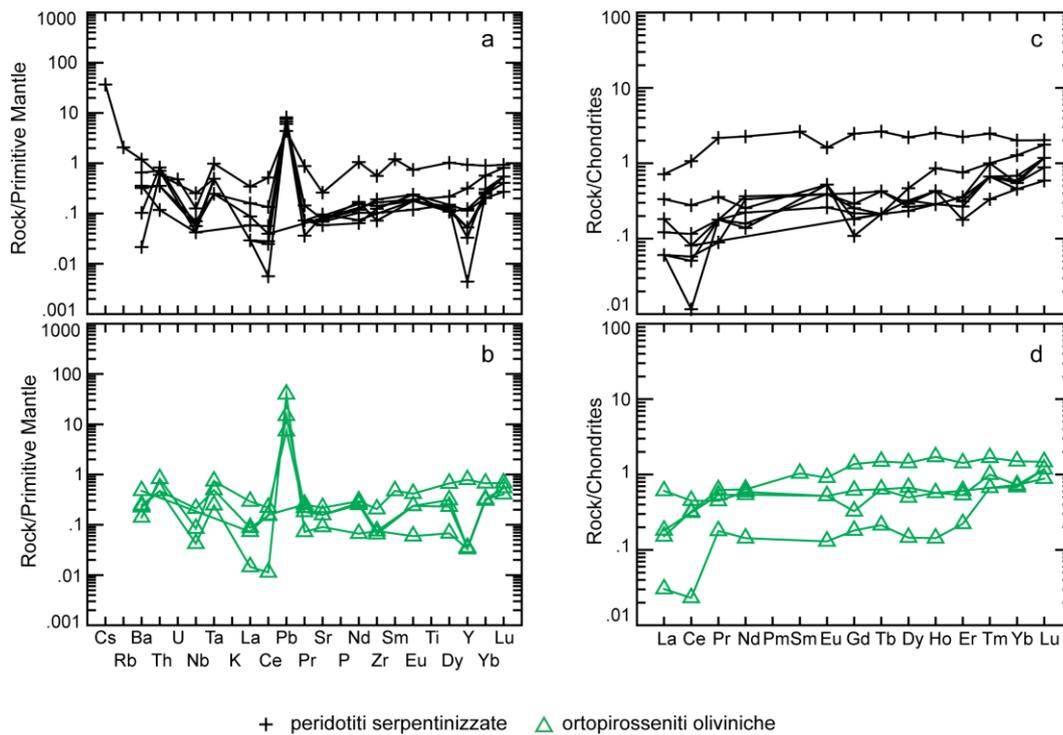


Figura 58: diagrammi dei livelli di abbondanza degli elementi incompatibili (spider) normalizzati al primitive mantle (Sun & McDonough, 1989) e delle Terre Rare (REE) normalizzate alla condrite (Nakamura, 1972) per le peridotiti serpentinite e per le ortopirosseniti oliviniche. (a) Spider relativo alle serpentiniti da Splharzburgiti; (b) spider relativo alle ortopirosseniti oliviniche; (c) REE relativo alle peridotiti serpentinite; (d) REE relativo alle ortopirosseniti oliviniche.

8.2.2 Peridotiti a Spinello ercinitico e Websteriti

Nell'ambito delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila sono state distinte due litologie nelle quali si osservano gli effetti dell'interazione tra le peridotiti-pirosseniti e fusi a composizione orneblenditica: websteriti e peridotiti a spinello ercinitico (Cap. 4). Queste due litologie mostrano valori di Mg# paragonabili; le websteriti hanno Mg# compreso tra 86 e 91, mentre le peridotiti a spinello ercinitico hanno Mg# compreso tra 76 e 91 (Tab. L.4-L.6 in Appendice L), ad eccezione del campione FM7. Tuttavia, nei diagrammi Mg# vs. SiO₂, Mg# vs. Al₂O₃ e Mg# vs. CaO i litotipi definiscono due gruppi distinti. Le websteriti mostrano un arricchimento in SiO₂ di circa il 10% rispetto alle peridotiti a spinello ercinitico (Fig. 59a). Inversamente a quanto si osserva per la SiO₂, i contenuti in Al₂O₃ e FeO_{tot} sono maggiori nei campioni di peridotite a spinello ercinitico e minori nelle websteriti (Fig. 59b,d). Le websteriti hanno contenuti in CaO estremamente variabili (1,79-10,75 %), mentre generalmente bassi risultano essere i tenori di questo ossido nelle peridotiti a spinello ercinitico (0,06-1,49 %) ad eccezione del campione VF73 nel quale è presente la calcite (Fig. 59c). Questo fatto è imputabile alla maggiore abbondanza modale in clinopirosseno ed anfibolo nelle websteriti. Il campione VF73 mostra contenuti in CaO confrontabili con quelli delle websteriti. Durante il processo di impregnazione il calcio si concentra maggiormente nelle websteriti, mentre alluminio e titanio si concentrano maggiormente nelle peridotiti a spinello ercinitico. Questo fatto è dovuto all'elevata abbondanza di spinello ercinitico e ilmenite che raggiungono concentrazioni modali fino al 70% nelle peridotiti a spinello ercinitico.

I tenori in FeO_{tot} si correlano negativamente ai tenori in Mg\# nelle websteriti e nelle peridotiti a spinello ercinitico.

Come per gli elementi maggiori, anche nel diagramma Mg\# vs. Cr è possibile discriminare i litotipi prodotti dall'interazione fuso-roccia in due gruppi distinti (Fig. 59f). Inoltre è possibile osservare una certa correlazione positiva tra Cr e Mg\# . Le websteriti mostrano maggiori contenuti in Cr (1305-3477 ppm) rispetto alle peridotiti a spinello ercinitico (117-1345 ppm). Questi due litotipi presentano concentrazione comparabili dei valori di Sr e Co (Fig. 59e,h). Tuttavia le websteriti hanno maggiore contenuto in Sr rispetto alle peridotiti a spinello ercinitico. Il Co mostra tendenzialmente concentrazioni maggiori nelle peridotiti a spinello ercinitico.

Il campione FM7 ha tenori in FeO_{tot} e Co più alti rispetto agli altri campioni; questo potrebbe essere attribuito alla maggiore abbondanza modale di ilmenite e spinello ercinitico, come confermato dall'analisi petrografica. Questa ultima evidenza spiega anche la sensibile diminuzione di Mg\# nel campione FM7.

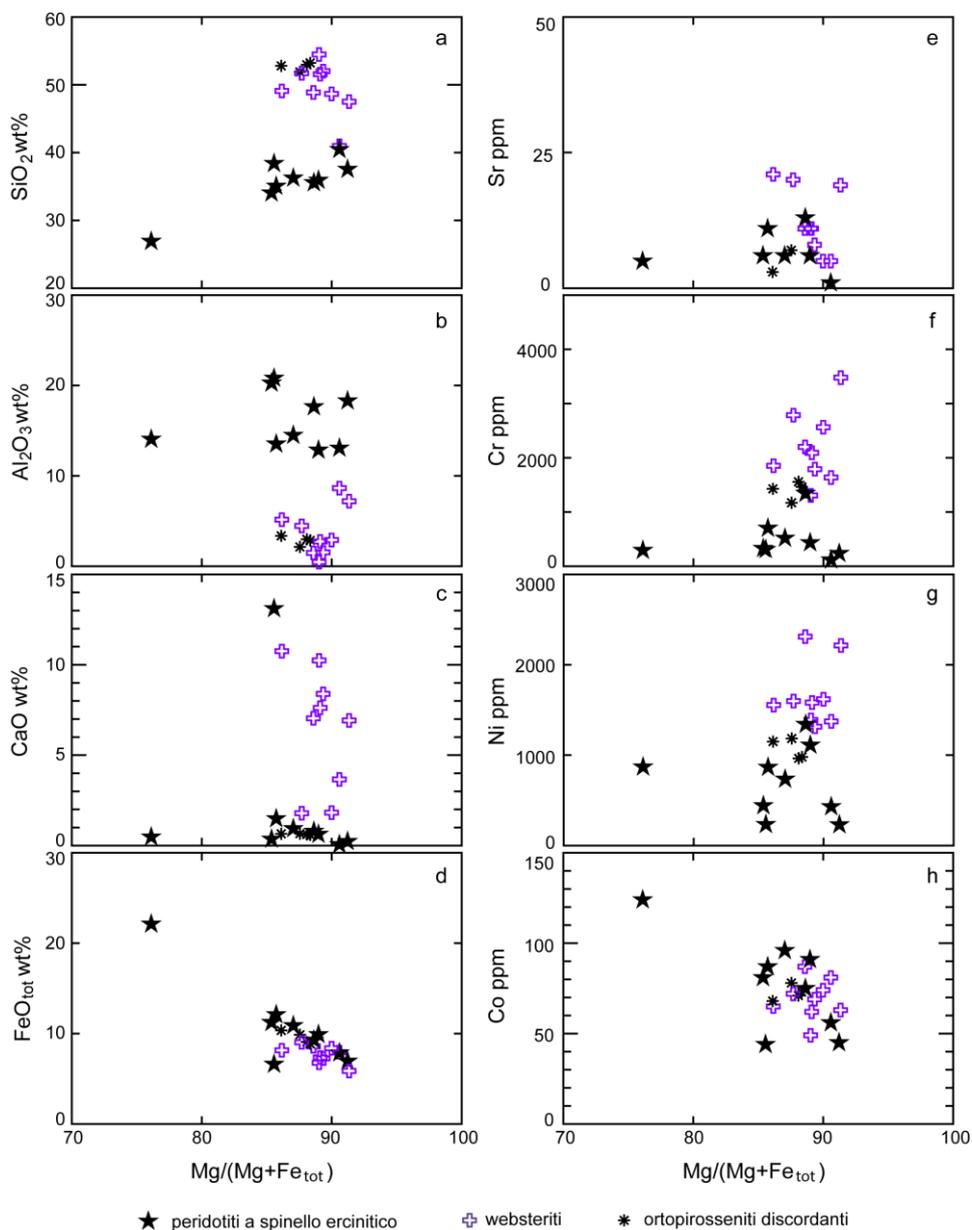


Figura 59: diagrammi di variazione degli elementi maggiori e in traccia rispetto a $\text{Mg\#}=\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}})$ per le peridotiti a spinello ercinitico, per le websteriti e per le ortopirosseniti discordanti.

Le peridotiti a spinello ercinitico mostrano una notevole variabilità nell'andamento dei livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati al primitive mantle (Tab. L.12 in Appendice L). Questo è legato al grado di ibridizzazione dei volumi di roccia analizzati. Infatti, il campione VF62 interessato da un minore grado di trasformazione si differenzia rispetto ai campioni M4B e VF73 come documentato dai più bassi livelli di abbondanza (roccia/primitive mantle <1) nel tratto Ta-Lu e dalle anomalie positive di Pb e Zr. Nei campioni M4B e VF63 i livelli di abbondanza in media sono pari a 10 volte la concentrazione nel primitive mantle (Fig. 60a,b).

Nei diagrammi delle REE le peridotiti a spinello ercinitico si differenziano analogamente a quanto osservato negli spider. I campioni maggiormente interessati dalla ibridizzazione (M4B e VF63) mostrano patterns delle REE relativamente piatti (La_N/Yb_N circa pari a 1), con arricchimenti compresi tra 0,5 e 50 volte rispetto alla condrite. Nel campione M4B si nota un moderato impoverimento in M-HREE, mentre nel campione VF63 si osserva un'anomalia positiva dell'Eu. Il campione meno interessato dalla trasformazione (VF62) risulta impoverito in LREE e mostra una debole anomalia negativa dell'Eu (Fig. 60c).

Relativamente agli elementi incompatibili le websteriti mostrano arricchimento in Th, mentre il livello di abbondanza in K è circa pari a 1 (Tab. L.10 in Appendice L). Per gli altri elementi riportati nel diagramma spider i livelli di abbondanza sono pari a circa due volte le primitive mantle; fanno eccezione le anomalie negative di Zr e Eu (Fig. 60b).

Per quanto riguarda le REE del campione di websterite M21 i livelli di abbondanza >1 rispetto alle condriti e nell'insieme descrivono un pattern tipo "bell shape". L'Eu mostra un'anomalia negativa e il rapporto $La_N/Yb_N < 1$. (Fig. 60d).

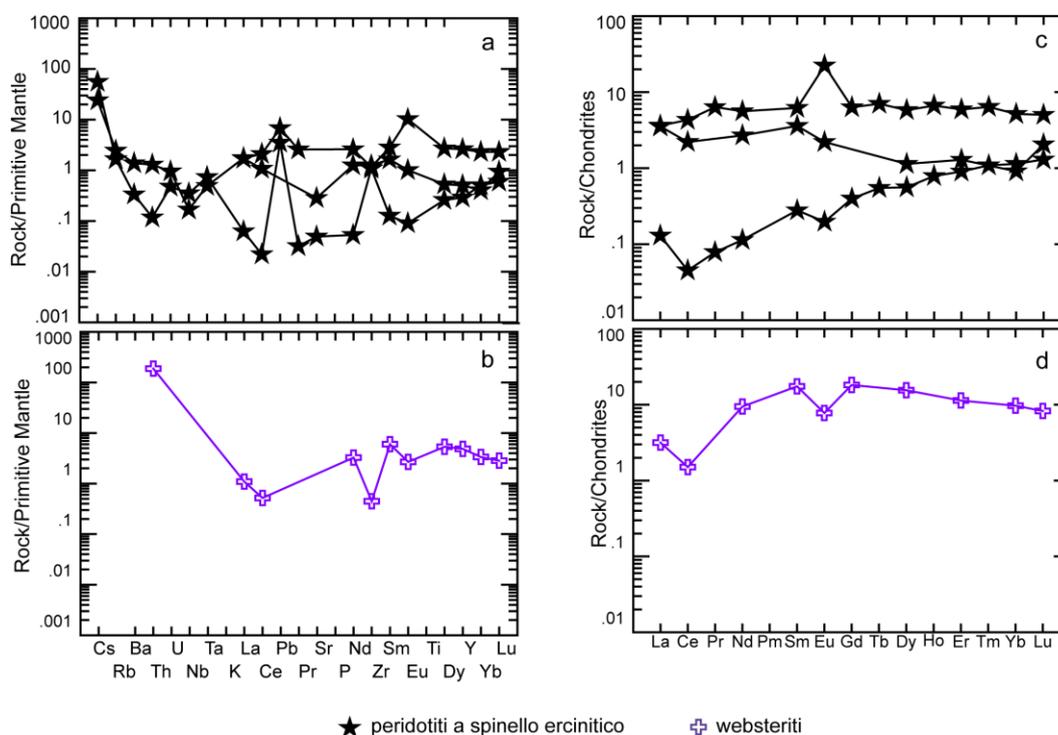


Figura 60: diagrammi dei livelli di abbondanza degli elementi incompatibili (spider) normalizzati al primitive mantle (Sun & McDonough, 1989) e delle Terre Rare (REE) normalizzate alla condrite (Nakamura, 1972) per le peridotiti a spinello ercinitico e per le websteriti. (a) Spider relativo alle peridotiti a spinello ercinitico; (b) spider relativo alle websteriti; (c) REE relativo alle peridotiti a spinello ercinitico; (d) REE relativo alle websteriti.

8.2.3 Geochimica delle Ortopiroseniti discordanti

Le ortopiroseniti discordanti mostrano alti valori di Mg# (86-88) e tenori relativamente bassi in Al_2O_3 e CaO. Molto elevate sono le concentrazioni in Ni (965-1184) e Cr (1170-1557) (Tab.L.5 in Appendice L).

Lo spider diagram (Fig. 61b) mostra livelli di abbondanza generalmente minori di 1 rispetto al primordial mantle (Tab. L.11 in Appendice L), fanno eccezione Cs e Ba che presentano anomalie positive (70 e 8 volte). Da notare nello spettro spider anomalie positive in Ta, Pb e Zr (Fig. 61a).

Le concentrazioni in REE descrivono un trend di progressivo impoverimento dalle MREE alle LREE ($La_N/Yb_N < 1$), mentre le LRRE hanno concentrazioni comparabili con quelli della condrite (Fig. 61b).

Nell'insieme il patter delle REE risulta controllato dall'elevata abbondanza modale in ortopiroseno.

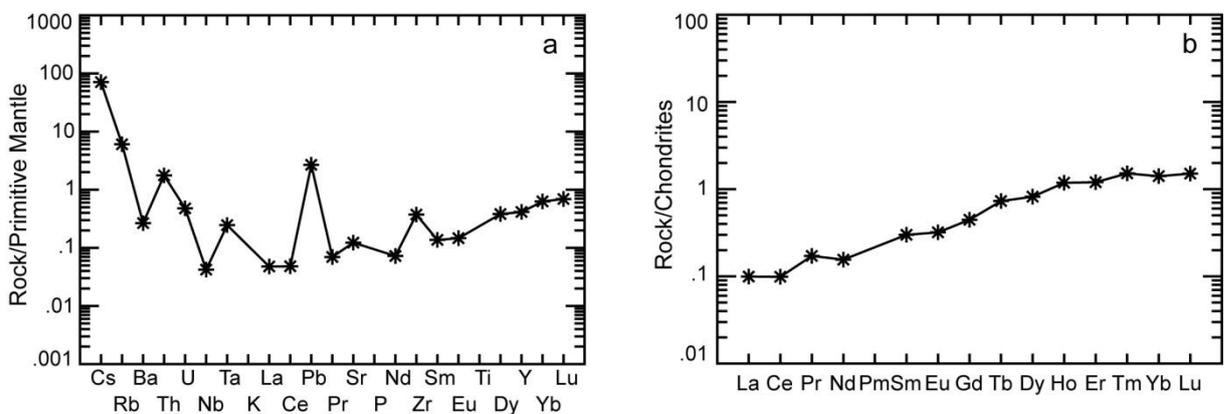


Figura 61: diagrammi dei livelli di abbondanza degli elementi incompatibili (spider) normalizzati al primitive mantle (a) (Sun & McDonough, 1989) e delle Terre Rare (REE) normalizzate alla condrite (b) (Nakamura, 1972) relativo alle ortopiroseniti discordanti.

8.3 Relazioni tra le composizioni delle rocce ultramafiche e i fusi orneblenditici

Le websteriti e le peridotiti a spinello ercinitico rappresentano i prodotti dell'interazione fuso-roccia. Le osservazioni sul terreno mostrano chiaramente che queste due litologie affiorano nell'intorno del contatto gabbro-peridotite e/o gabbro-ortopirosseniti. Generalmente, i fusi mafici a contatto con le rocce peridotitico-pirossenitico hanno composizioni da Mg-gabbro (orneblenditi) a Fe-Mg gabbro.

Le evidenze di terreno e quelle microstrutturali mostrano chiaramente che le peridotiti a spinello ercinitico si formano dall'interazione tra un fuso orneblenditico e originarie ortopirosseniti oliviniche-Spl-Harzburgiti, mentre le websteriti generalmente si osservano a contatto con le ortopirosseniti e i volumi orneblenditici (Fig26).

Tenendo conto di queste evidenze, le composizioni chimiche su roccia totale delle websteriti e delle peridotiti a spinello ercinitico possono essere interpretate come composizioni ibride prodotte dall'interazione tra due componenti: orneblendite e rocce peridotitico-pirossenitiche.

La *signature* mantellica ereditata nelle websteriti e nelle peridotiti a spinello ercinitico è documentata dagli alti valori di Mg# e limitatamente alle websteriti dalle alte concentrazioni in Ni e Cr, paragonabili a quelle dei litotipi peridotitico-pirossenitici (Fig. 62e,f). Nelle peridotiti a spinello ercinitico il processo di ibridizzazione ha determinato una relativa diminuzione delle concentrazioni in Ni e Cr che risultano essere comprese tra quelle del Mg-gabbro e delle rocce ultramafiche (Fig. 62 e,f). La variazioni di concentrazioni in Cr e Al nelle peridotiti a spinello ercinitico è stata interpretata attraverso reazioni di scambio tra il liquido di intercumulo e gli originari spinelli allumino-cromiferi (paragrafo 5.4).

Le websteriti presentano un maggiore arricchimento in CaO rispetto alle peridotiti a spinello ercinitico (Fig. 62b). L'incremento del contenuto in CaO nelle websteriti è controllato dall'aumento delle quantità modali relative di clinopirosseno e anfibolo cristallizzati a seguito dell'interazione fuso-roccia. Le abbondanze modali di clinopirosseno e anfibolo nelle websteriti hanno valori >50% (vol.), mentre nelle peridotiti a spinello ercinitico cristallizza esclusivamente Mg-orneblenda con valori di abbondanze modali prossimi a 10% vol. Le concentrazioni in Al₂O₃ nelle peridotiti a spinello ercinitico sono perfettamente confrontabili con quelle del Mg-gabbro (Tab.L.7 in Appendice L), mentre risultano inferiori nelle websteriti (Fig. 62a). Anche le concentrazioni in FeO_{tot}, Ti e V risultano maggiori nelle peridotiti a spinello ercinitico (Fig. 62c,d,g). Queste evidenze sono in accordo con la cristallizzazione di ercinite e ilmenite come prodotti dell'ibridizzazione. Il trend di variazione V-TiO₂ (Fig. 62d,g) relativo ai prodotti dell'interazione e alle orneblenditi è compatibile con la cristallizzazione dell'ilmenite da magmi basici ad affinità tholeitica (Wilson, 1989).

La distribuzione degli elementi nelle websteriti e nelle peridotiti a spinello ercinitico è funzione dei litotipi coinvolti nel processo di interazione fuso-roccia. Infatti, quando l'interazione coinvolge volumi di peridotiti serpentizzate si notano aumenti relativi nei contenuti in Al₂O₃, FeO_{tot}, TiO₂ e V, mentre quando ad essere coinvolti sono i volumi di ortopirosseniti prevale un aumento relativo dei contenuti in CaO, Cr e Ni (Fig. 62b,e,f).

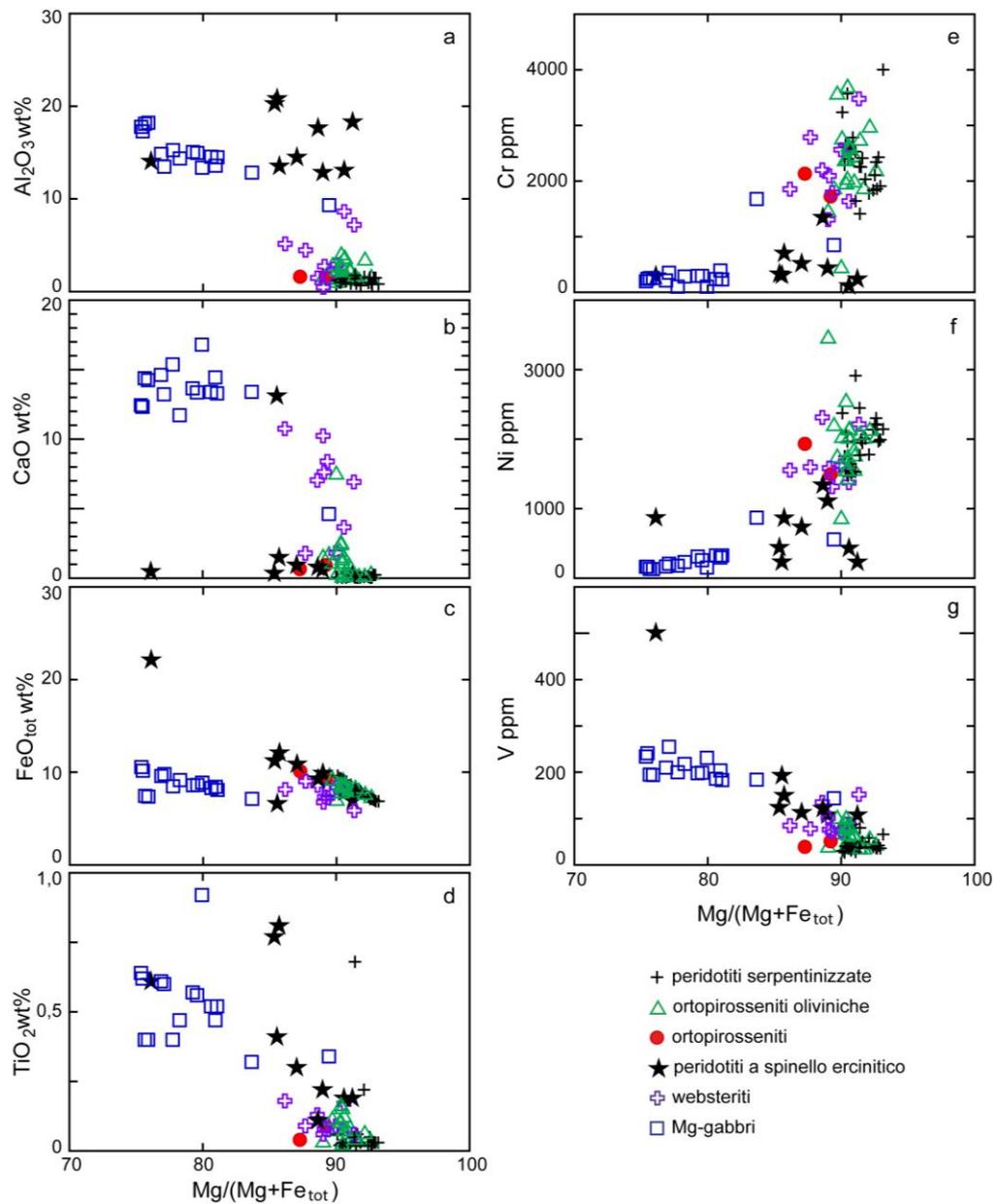


Figura 62: diagrammi di variazione degli elementi maggiori e in traccia rispetto a $Mg\# = MgO/(MgO+FeO_{tot})$ per confrontare le composizioni dei Mg-gabbri con quelle delle peridotiti serpentinizzate, delle ortopirosseniti oliviniche, delle ortopirosseniti, delle peridotiti a spinello ercinitico e delle websteriti.

I patterns dei livelli di abbondanza degli elementi incompatibili relativi alle litologie delle rocce ultramafiche e quelli dei Mg-gabbri (Tab. L.13 in Appendice L) risultano nel complesso confrontabili, eccetto che per l'anomalia negativa dell' Y (Fig. 63 b,c). Le websteriti e i Mg-gabbri mostrano patterns simili (Fig. 63 a1, e). Per quanto riguarda i patterns dei diagrammi spider le peridotiti a spinello ercinitico mostrano andamenti simili a quelli dei Mg-gabbri relativamente ai campioni M4B e VF73, mentre il campione VF62 mostra un pattern confrontabile con quello delle ortopirosseniti discordanti (Fig. 63d).

I patterns delle REE delle peridotiti-pirosseniti mostrano differenze nei livelli di abbondanza rispetto quelli dei Mg-gabbri eccetto che per il campione VF80B (Fig. 64a). Quest'ultimo presenta concentrazioni di REE normalizzate alla condrite confrontabili con quelle dei Mg-gabbri. I campioni delle peridotiti serpentinizzate e delle ortopirosseniti oliviniche hanno

patterns in cui si osserva un relativo impoverimento in LREE e un andamento tendenzialmente piatto per le M-HREE analogamente a quanto si osserva per i Mg-gabbri (Fig. 64a,b). I patterns delle REE delle websteriti si sovrappongono a quelli dei Mg-gabbri ad eccezione dell'anomalia negativa dell'Eu. Le relazioni peridotite a spinello ercinitico-Mg-gabbri relativamente alle REE sono comparabili con quanto descritto per gli spider. Il pattern delle REE del campione VF73 si sovrappone ai Mg-gabbri, mentre il campione M4B presenta livelli di abbondanze delle HREE leggermente più bassi rispetto ai Mg-gabbri (Fig. 64c). L'andamento del pattern delle REE del campione VF62 risulta simile a quello delle ortopirosseniti discordanti tranne che per la presenza di una leggera anomalia negativa dell'Eu (Fig. 64c,e).

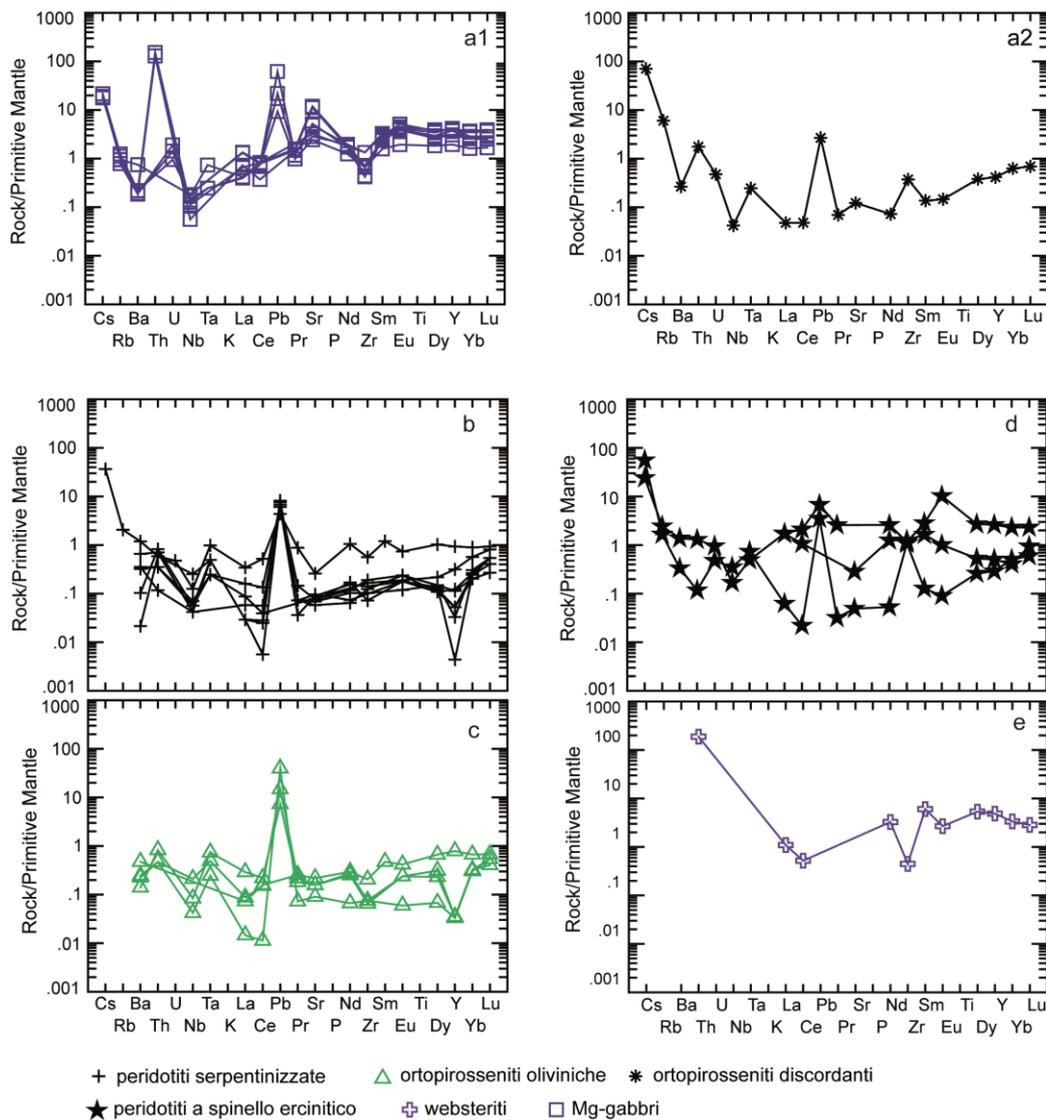


Figura 63: livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati al primitive mantle (Sun & McDonough, 1989) relativo ai Mg-gabbri (a1) (Liberi et al., 2011) e alle ortopirosseniti discordanti (a2). Per confronto sono riportati i patterns relativi alle peridotiti serpentinizzate (b), alle ortopirosseniti oliviniche (c), alle peridotiti a spinello ercinitico (d) e alle websteriti (e).

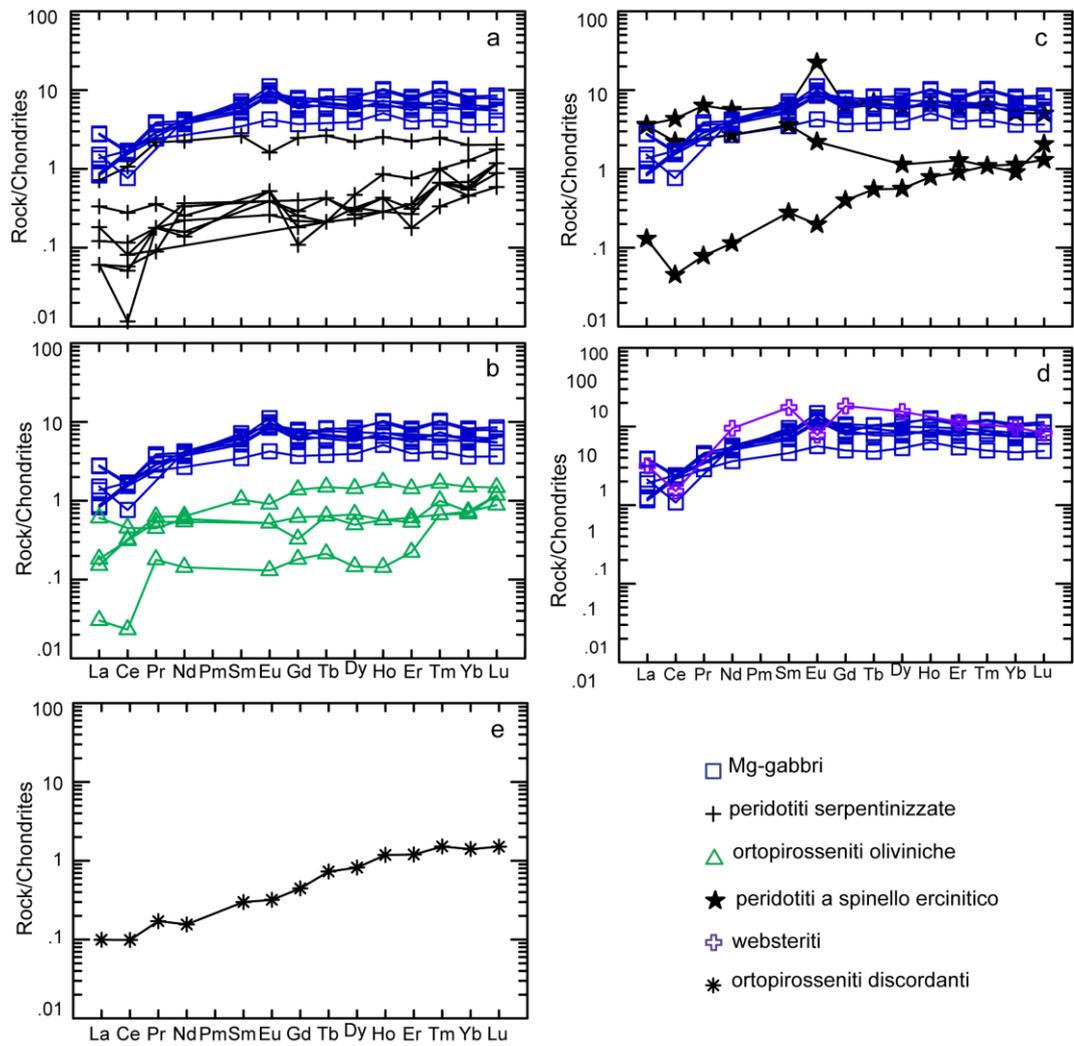


Figura 64: confronto tra i livelli di abbondanza delle Terre Rare (REE) normalizzate alla condrite (Nakamura, 1972) dei Mg-gabbri (Liberi et al., 2011) rispetto a quelli delle peridotiti serpentizzate (a), delle ortopirosseniti oliviniche (b), delle peridotiti a spinello ercinitico (c) e delle websteriti (d). In (e) è riportato il pattern delle REE relativo alle ortopirosseniti discordanti.

8.4 Geochimica delle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano - Monte Reventino

La caratterizzazione geochimica delle rocce ultramafiche dell'Unità di Gimigliano - Monte Reventino è stata effettuata utilizzando dati di letteratura (Liberi et al., 2006). I campioni di roccia analizzati sono rappresentativi di peridotiti serpentinizzate e breccie di serpentiniti e sono caratterizzati da elevati valori della I.o.i (da 12,13 a 16,39 % w.t.; Tab. L.14 in Appendice L). In accordo con quanto proposto in letteratura le peridotiti serpentinizzate dell'Unità ofiolitica di Gimigliano-Monte Reventino sono interpretate come il prodotto metamorfico di originarie composizioni lherzolitico-harzburgitiche. Il grado di impoverimento del protolito peridotitico è documentato dai valori elevati di Mg# e dagli alti contenuti in Cr (da 1804 a 4157 ppm) e Ni (da 1486 a 2230 ppm). La variabilità nei contenuti in Cr e Ni potrebbe riflettere differenze composizionali dei protoliti e/o la presenza di calcite nei campioni analizzati, che forma parte della matrice nelle breccie di serpentiniti. Le concentrazioni relativamente basse in TiO₂ (circa 0,1% w.t.), degli elementi incompatibili, del Co (da 83 a 105 ppm) e del V (da 42 a 90 ppm)(Tab. L.14 in appendice L e Fig. 65) supportano il carattere residuale di questi volumi di mantello suboceanico. I tenori elevati in CaO (fino a 6,80) e Sr (fino a 41) sono legati alla crescita di carbonati durante la formazione della breccia di serpentinite.

Le composizioni delle peridotiti serpentinizzate dell' Unità di Gimigliano - Monte Reventino sono state confrontate con quelle delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila (Fig. 65). Tendenzialmente le peridotiti serpentinizzate di natura oceanica hanno valori di Mg# leggermente inferiori rispetto a quelle di natura subcontinentale (Fig. 65). Le maggiori concentrazioni in CaO, Al₂O₃ (Fig. 65b,c) e Sr (Fig. 66a) nelle peridotiti serpentinizzate oceaniche rispetto a quelle subcontinentali. Queste variazioni composizionali verosimilmente sono legate sia a variazioni delle composizioni modali dei protoliti ultramafici, come testimoniato dai relitti di clinopirosseno nelle peridotiti serpentinizzate dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

Nei diagrammi di variazione per gli elementi maggiori e in traccia riportati nelle Fig. 65 e Fig.66 si osserva che le composizioni delle peridotiti serpentinizzate oceaniche tendono a sovrapporsi a quelle delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila. Questa sovrapposizione è documentata per CaO, Al₂O₃, FeO_{tot}, Sr e V. Tenendo conto di questa ultima evidenza e dei valori di Mg# risulta che il protolito delle Spl-harzburgiti dell'Unità della Sila mostra un carattere più residuale rispetto a quello delle peridotiti serpentinizzate di natura oceanica.

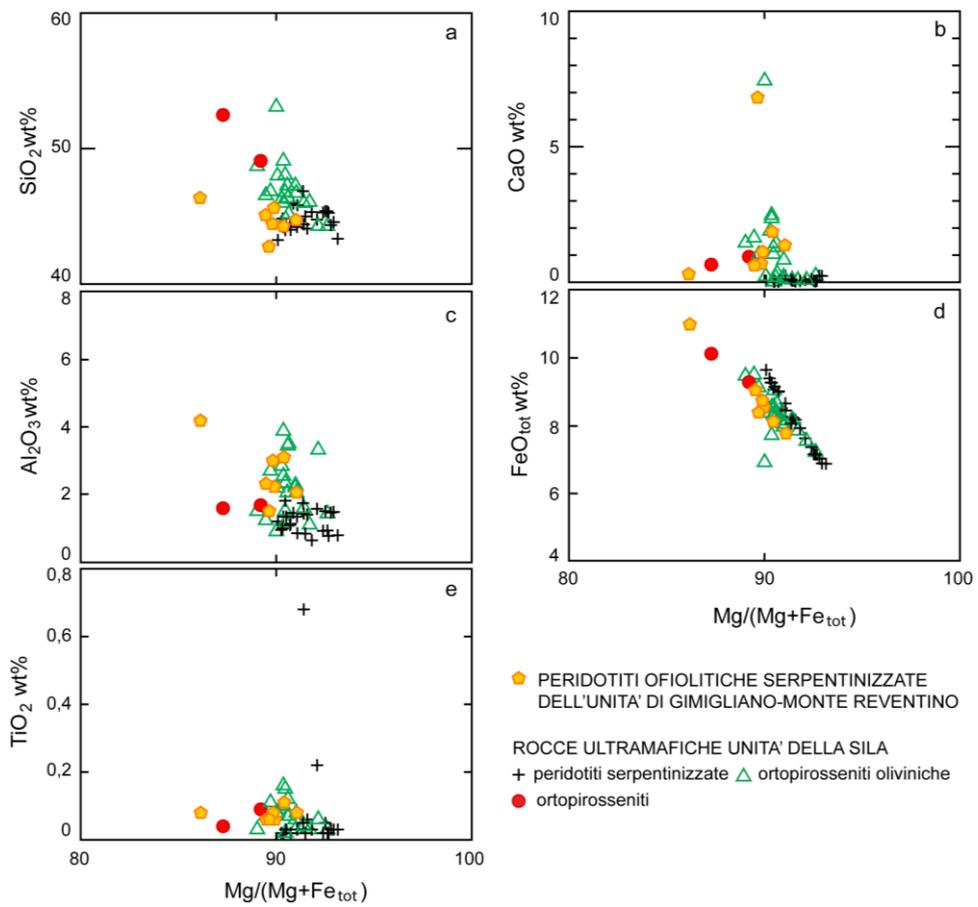


Figura 65: confronto, per gli elementi maggiori, tra le composizioni delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila e quelle delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità ofiolitica di Gimigliano Monte-Reventino.

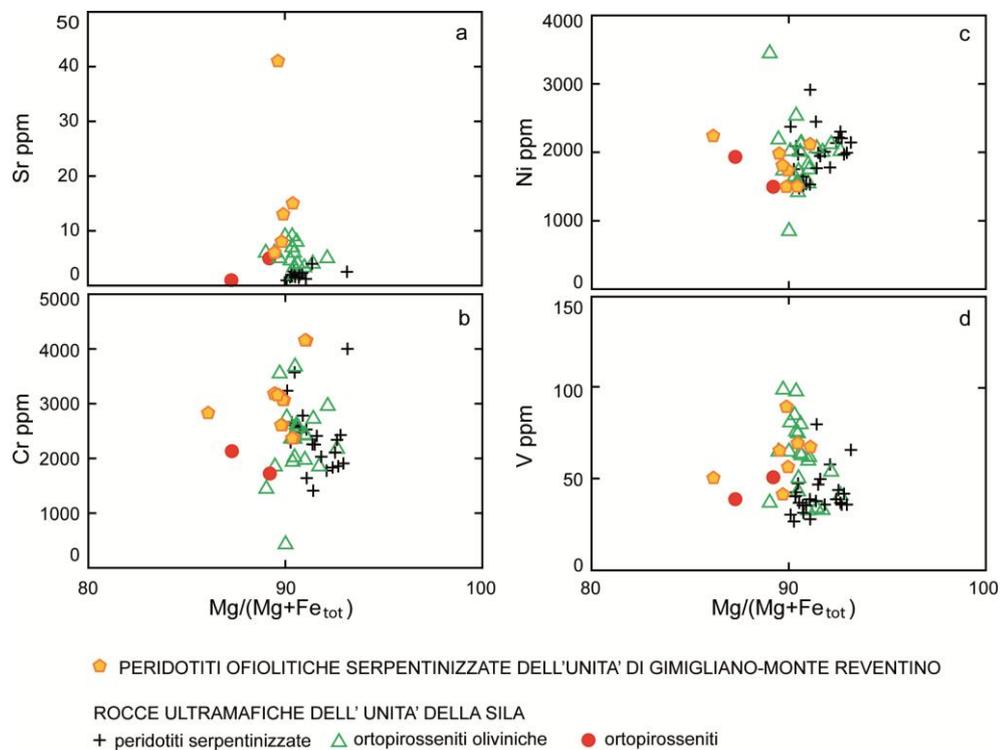


Figura 66: confronto, per gli elementi in traccia, tra le composizioni delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila e quelle delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità ofiolitica di Gimigliano Monte-Reventino.

CAPITOLO 9

DISCUSSIONI E MODELLO PALEOTETTONICO

I volumi di rocce ultramafiche che affiorano in Calabria settentrionale appartengono a due differenti domini litosferici: continentale ed oceanico. Il dominio continentale è descritto in letteratura come una sezione continua di crosta continentale ricoperta da depositi mesozoici. La sezione crostale è attribuita dagli Autori all'Unità della Sila che è stata coinvolta nei processi orogenici ercinici e nella *late orogenic extension* tardo ercinica. Liberi et al. (2011) hanno documentato l'intrusione di magmi gabbroidi al passaggio tra le granuliti e migmatiti e i volumi di rocce ultramafiche in età Permo-triassica. La natura e l'evoluzione delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila sono state poco studiate. Infatti, a tutt'oggi in letteratura non esistono lavori specifici pubblicati su questi argomenti.

Una maggiore quantità di dati è disponibile sui modesti volumi (qualche decina di m³) di rocce ultramafiche intercalate nella sequenza cumulitica di crosta continentale profonda che affiora nelle Serre settentrionali. La sequenza di cumulo è costituita da metagabbri e granuliti pirosseniche con chiara sovraimpronta granulitica di età varisica (356-279 Ma); per i metagabbri è stata determinata un'età di 584 ± 24 Ma (Micheletti et al., 2008). Le metaperidotiti intercalate nei metagabbri sono costituite da lherzoliti e ortopirosseniti e mostrano chiare evidenze di metasomatismo crostale documentato dalla cristallizzazione di notevoli quantità modali di flogopite (Rizzo et al., 2001). La composizione chimica delle metaperidotiti delle Serre rappresenta il risultato di un processo di ibridizzazione tra le peridotiti e fusi di composizione trondhjemitica-tonalitica (Rizzo et al., 2004). Tenendo conto delle evidenze di terreno e della composizione delle rocce ultramafiche affioranti in Calabria settentrionale e nelle Serre risulta chiaro che questi litotipi non sono tra di loro confrontabili.

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila che affiorano in Catena Costiera mostrano una chiara similitudine litologica e composizionale con le rocce ultramafiche del settore settentrionale della Sila Greca (Calabria settentrionale); perfettamente comparabile è anche la posizione strutturale delle ultramafiti rispetto alle rocce gabbroidi e alle rocce crostali. Le rocce gabbroidi sono caratterizzate da un layering magmatico descritto da Liberi et al. (2011) come il prodotto di un frazionamento per processi di cumulo di un magma basico idrato ad affinità toleitica. Il layering magmatico è definito dall'alternanza di bande costituite da gabbri ad orneblenda-clinopirosseni, orneblenditi e minori anortositi.

Le evidenze di terreno mostrano che i contatti tra le rocce ultramafiche e i gabbri sono concordanti e marcati dallo sviluppo di fasce da centimetriche a decimetriche dove si osservano prodotti dell'interazione fuso-roccia. I contatti tra le rocce ultramafiche e le granuliti-migmatiti sono esposti raramente. Lungo questi contatti si sviluppano fasce cataclastiche. Il rilevamento geologico di dettaglio dell'area di Cozzo del Pastillaro (ovest di Fagnano Castello) ha permesso di evidenziare che tra i corpi ultramafici e le rocce crostali affiorano con continuità i gabbri. Dicchi metrici di gabbro appaiono intrusi nelle rocce crostali, in questo caso il contatto è netto; in località Aria di Vento (ovest di San Marco Argentano) affiorano blocchi di granuliti crostali all'interno dei volumi di gabbri. Nei gabbri la contaminazione crostale è documentata dalla geochimica e dalla presenza di *inherited core* di zirconi separati che hanno fornito età di 296 ± 6 Ma e che presentano un pattern piatto per le HREE (Liberi et al., 2011). Queste età U-Pb sono in accordo con le età proposte per il metamorfismo granulitico documentato nelle rocce crostali dell'Unità della Sila (Graessner et al., 2000). Poiché il gabbro intrude la crosta successivamente al picco metamorfico ercinico è verosimile ipotizzare che l'accoppiamento tra le rocce crostali e le ultramafiti sia avvenuto a partire dal Permiano, coerentemente con le età del magmatismo gabbroide.

Nell'ambito delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila sono stati distinti litotipi peridotitico-pirosenitici e litotipi prodotti dall'interazione fuso-roccia (websteriti e peridotiti a spinello ercinitico). L'alternanza dei litotipi peridotitico-pirosenitici e i litotipi prodotti dall'interazione fuso-roccia definiscono un'anisotropia planare (S1). Le peridotiti si osservano intensamente serpentizzate e verosimilmente rappresentano i prodotti di retrocessione di originarie Spl-harzburgiti e duniti. Le piroseniti sono state suddivise in concordanti e discordanti in relazione ai rapporti di terreno. Le piroseniti concordanti sono costituite da ortopiroseniti oliviniche, ortopiroseniti e websteriti. Le websteriti e le peridotiti a spinello ercinitico pur essendo concordanti con l'anisotropia S1 rappresentano il prodotto dell'interazione fuso-roccia e sono a contatto con volumi orneblenditici. Nell'insieme le serpentiniti da Spl-harzburgiti, le ortopiroseniti oliviniche e le ortopiroseniti mostrano alti valori di Mg#, Ni e Cr; mentre si differenziano per i contenuti in Al₂O₃, CaO, Sr e V che risultano relativamente più alti nelle ortopiroseniti oliviniche. I pattern degli elementi incompatibili sono confrontabili e caratterizzati da anomalia positiva del Pb e negativa dell'Y. Nelle Spl-harzburgiti serpentizzate i patterns delle REE mostrano un arricchimento relativo in HREE rispetto alle ortopiroseniti oliviniche. Alcuni campioni delle ortopiroseniti oliviniche sono relativamente arricchite in LREE.

I protoliti delle serpentiniti rappresentano i prodotti più residuali modalmente arricchiti in olivina, mentre le ortopiroseniti oliviniche e le ortopiroseniti potrebbero rappresentare i prodotti di cristallizzazione da fusi a composizione pirosenitica. L'alternanza tra le Spl-harzburgiti/duniti e le piroseniti concordanti è avvenuta precedentemente alle fasi deformative che hanno prodotto geometrie tipo *drawn boudins* principalmente nelle ortopiroseniti oliviniche. Queste fasi deformative sono documentate dallo sviluppo di strutture *kink bands* nei porfiroclasti di ortopiroseno nelle ortopiroseniti oliviniche e nelle ortopiroseniti.

I trend di variazione di Mg# vs. Cr# nelle picotiti presenti nelle ortopiroseniti oliviniche e nelle ortopiroseniti sono compatibili con un'evoluzione mantellica. La completa serpentizzazione delle Spl-harzburgiti non consente di ottenere dati composizionali sulle fasi del protolito. Tuttavia si può ammettere che l'insieme dei volumi costituiti da Spl-harzburgiti/duniti e piroseniti concordanti rappresentano rocce di mantello equilibrate nella facies a spinello.

Successivamente alla formazione della struttura a bande nelle piroseniti è documentato un primo evento di interazione tra un fuso ultramafico idrato e le rocce pirosenitiche che ha prodotto la cristallizzazione di olivina e anfibolo di composizione Mg-orneblenda (anfibolo₁) per parziale dissoluzione dei porfiroclasti di ortopiroseno deformati secondo strutture *kink bands*. Quindi i volumi di ortopiroseniti interessati da questa interazione sono stati definiti come ortopiroseniti oliviniche.

Le evidenze petrografiche, i dati petrologici di fase e i dati geochimici dimostrano che le peridotiti a spinello ercinitico e le websteriti sono prodotti di un secondo evento di interazione fuso-roccia. Questi litotipi sono considerati come il prodotto di ibridizzazione delle rocce di mantello da parte di un fuso orneblenditico. Le websteriti affiorano in livelli da decimetrici a centimetrici concordanti con la foliazione del gabbro e la foliazione S1 nelle rocce di mantello. Le osservazioni di dettaglio (Fig. 26) mostrano che le websteriti cristallizzano al contatto tra il Mg-gabbro e le ortopiroseniti e presentano valori di Mg#, Cr e Ni confrontabili con quelli delle rocce di mantello. I livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati al primitive mantle e i patterns delle REE delle websteriti sono confrontabili con quelli dei Mg-gabbri. Gli spinelli presenti nelle websteriti mostrano

composizioni variabili da picotiti, a pleonaste, a magnetiti-cromifere, mentre gli anfiboli hanno composizioni Mg-orneblenda (anfiboli₂ valori di Si^{iv} compresi tra 6,5 e 7 a.p.f.u.). La presenza di spinelli di composizione picotitica dimostrerebbe la natura mantellica della roccia ibridizzata. Un'ipotesi alternativa per la petrogenesi delle websteriti potrebbe spiegare la cristallizzazione di questo litotipo come prodotto di frazionamento del Mg-gabbro. Tuttavia questa ipotesi non è supportata dagli elevati valori di Mg# e dalle elevate concentrazioni in Ni e Cr.

Le peridotiti a spinello ercinitico si osservano sul terreno come livelli da centimetrici a decimetrici concordanti con la S1 al contatto tra le orneblenditi e le websteriti (Fig. 12a e Fig. 13c). Come per le websteriti, le peridotiti a spinello ercinitico hanno valori in Mg# confrontabili con i litotipi del mantello. Tuttavia, le peridotiti a spinello ercinitico si distinguono per le concentrazioni più elevate in Al₂O₃, TiO₂ e V e minori concentrazioni in Cr, Ni rispetto alle rocce di mantello, ma comparabili con quelle delle orneblenditi corrispondenti ai Mg-gabbri di Liberi et al. (2007). Le elevate abbondanze modali di spinello ercinitico e ilmenite rendono le peridotiti a spinello ercinitico un litotipo peculiare delle rocce ultramafiche affioranti in Calabria settentrionale e spiegano i tenori elevati di Al₂O₃, TiO₂ e V. I patterns dei diagrammi spider e quelli delle REE mostrano che le peridotiti a spinello ercinitico rappresentano il prodotto di ibridizzazione delle ortopirosseniti oliviniche e delle Spl-harzburgiti da parte di fusi di composizione orneblenditica.

Il secondo evento di interazione fuso-roccia è documentato anche dalla presenza di *Pods* e dicchi millimetrici nelle rocce di mantello in cui si osserva la cristallizzazione di Amph₂ disposti secondo strutture magmatiche.

Pertanto i fusi di composizione orneblenditica hanno prodotto due effetti: (i) trasformazione delle fasi preesistenti con formazione di rocce ibride e (ii) cristallizzazione diretta del fuso metasomatizzante all'interno di *Pods* centimetrici.

Meno chiare risultano essere le relazioni petrografiche-petrologiche tra le rocce ultramafiche concordanti che definiscono la foliazione S1 e le ortopirosseniti discordanti. Il pattern delle REE delle ortopirosseniti discordanti porta a ritenere che queste rocce rappresentano i prodotti di cristallizzazione di fusi ultramafici derivanti dalla fusione parziale di Spl-peridotiti. La composizione magnetitico-cromifera degli spinelli e la presenza di ilmeniti e rari cristalli di Mg-orneblenda suggerirebbero una qualche relazione genetica con i fusi gabbroidi. Tuttavia, la collocazione di queste litologie nel quadro evolutivo dei processi di interazione fusi ultramafici-roccie di mantello risulta poco chiara.

Le rocce di mantello seguono un'evoluzione dalla facies di lherzolite a spinello fino alla facies scisti verdi. In condizioni di facies a spinello le rocce di mantello subiscono un primo evento deformativo successivo alla formazione delle pirosseniti concordanti come documento dallo sviluppo di microstrutture porfiroclastiche con formazione dell'anisotropia S1 lungo la quale le bande pirossenitiche vengono progressivamente deformate e in parte smembrate. La cristallizzazione di olivina e anfibolo₁ per dissoluzione dei porfiroclasti di ortopitosseno è compatibile con condizioni di stabilità nella facies ad anfibolo. Successivamente si osserva la transizione alla facies a clorite documentata dalla crescita di cloriti lungo i bordi degli spinelli. Infine il raggiungimento di condizioni in facies scisti verdi è accompagnata da una generale idratazione del sistema che comporta la blastesi dei minerali del gruppo del serpentino e della magnetite, maggiormente documentata nei livelli delle originarie Spl-harzburgiti/duniti. I minerali del gruppo del serpentino cristallizzano in due siti strutturali: (i) con motivi pseudomorfi su originali cristalli di olivina dei volumi di Spl-harzburgiti/duniti; (ii) all'interno di sistemi di vene tardive.

La retrocessione delle olivine avviene secondo strutture tipo *net-like*; inoltre localmente si osserva la presenza di bastiti. In entrambi i casi il polimorfo di serpentino stabile risulta essere il crisotilo, come determinato attraverso spettroscopia Raman. Localmente i cristalli di serpentino e magnetite si osservano deformati parallelamente alla foliazione S1. In quest'ultimo caso il polimorfo stabile è la lizardite. Pertanto, la prima fase di serpentizzazione è avvenuta a $T < 300^{\circ}\text{C}$ ed in condizioni duttili-fragili.

Le rocce peridotitico-pirosenitiche sono inoltre attraversate da sistemi di vene tardive concordanti e discordanti la foliazione S1 riempite dal polimorfo crisotilo. Le geometrie delle vene e i ripetuti eventi di *creak-sealing* testimoniano il passaggio da condizioni idrate duttili a condizioni idrate fragili.

La caratterizzazione delle condizioni nelle quali si realizza l'accoppiamento tra il mantello e le rocce crostali dell'Unità della Sila può essere effettuata confrontando l'evoluzione di questi due domini. In questo ambito è necessario tenere conto del magmatismo gabbroide che ha saldato il cumulo di mantello alla crosta continentale parzialmente esumata.

L'evoluzione tettono-metamorfica delle rocce crostali dell'Unità della Sila può essere tracciata nello spazio P-T a partire dal climax granulitico ercinico (circa 300 Ma; Graessner et al., 2000). Piluso & Morten (2004) hanno stimato valori di 800°C e 0,1 GPa per il picco metamorfico ercinico, successivamente le rocce crostali seguono un path di retrocessione caratterizzato da una decompressione isoterma in condizioni di facies granulitica fino a circa 0,6 GPa. L'esumazione delle rocce crostali dalla facies granulitica di pressione relativamente bassa si realizza lungo un percorso da condizioni di facies anfibolitica a condizioni di facies scisti verdi. Tenendo conto del fatto che i gabbri si sarebbero messi in posto a P comprese tra 0,46 e 0,65 GPa e T di circa 800°C è possibile ipotizzare che il magmatismo gabbroide ha intruso le rocce crostali dell'Unità della Sila nel tratto finale della decompressione isoterma (Liberi et al., 2011). Quindi l'accoppiamento tra le rocce crostali e le rocce di mantello è avvenuto in questo stadio dell'evoluzione.

Le stime di temperatura ottenute utilizzando la calibrazione di Brey & Kohler (1990) sulla coppia Opx-Cpx hanno fornito valori di T compresi tra 808°C e 855°C a P di 0,7 GPa nei campioni di websteriti (Tab. M.1 in Appendice M) correlabili alle temperature stimate per la cristallizzazione dei gabbri. Considerando che le websteriti costituiscono il prodotto dell'interazione tra i fusi gabbroidi e le ortopiroseniti si può ipotizzare che le websteriti si sono formate nelle fasi precoci di cristallizzazione dei Mg-gabbri. Le ortopiroseniti oliviniche registrano l'evento termico prodotto dall'intrusione gabbroide. Infatti, utilizzando il geotermometro di Brey & Kohler (1990) su lamelle essolute di Cpx in cristalli di Opx nelle ortopiroseniti oliviniche sono state ottenute temperature di circa 820°C (Tab. M.1 in Appendice M). La messa in posto del gabbro ha quindi comportato un generale riscaldamento dei volumi litosferici in età Permo-triassica. Rimane aperto il problema relativo al verificarsi di un evento granulitico-migmatitico nella crosta legato al riscaldamento prodotto dal magmatismo gabbroide. Scicchitano et al. (2012) hanno documentato un evento granulitico successivo a quello ercinico. Le evidenze geocronologiche e geotermobarometriche indicano che l'interazione fuso-roccia nelle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila è avvenuta nel Permo-Triassico in condizioni di gradiente geotermico fortemente perturbato. La stima della profondità d'intrusione è affetta da un elevato grado di indeterminazione considerato il fatto che nelle rocce studiate non sono state osservate reazioni caratterizzate da grandi variazioni di volume. I valori di P stimati da Liberi et al. (2011) corrispondono a profondità di circa 20 km che indicando condizioni di facies ad anfibolo per il sistema ultramafico (Fig. 67).

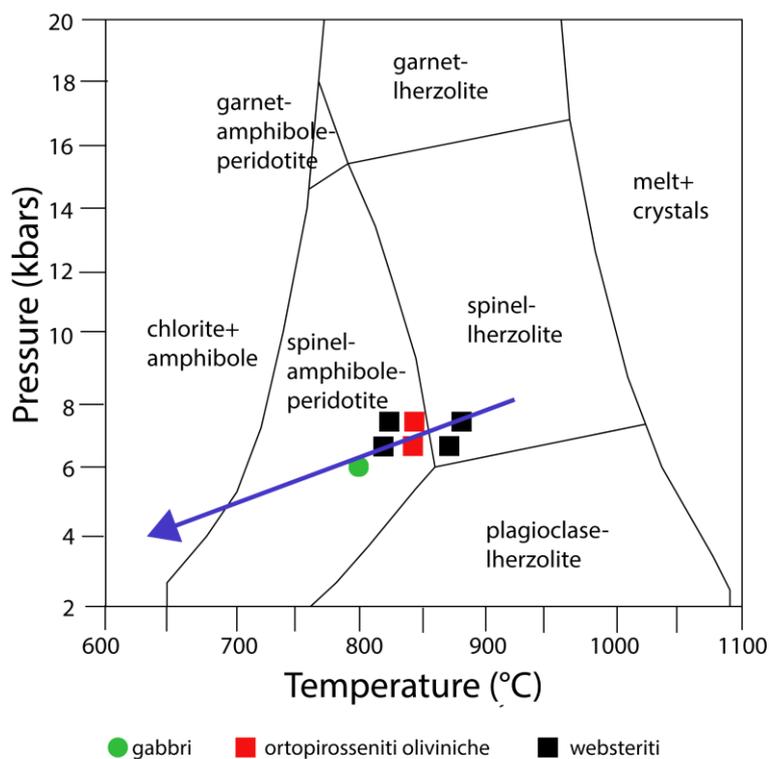


Figura 67: griglia petrogenetica semplificata per il sistema ultramafico (Bucher and Frey, 2002). I rettangoli colorati indicano le stime di temperatura ottenute utilizzando la calibrazione di Brey & Kohler (1990) su coppie di OPx-Cpx. Il segmento con la freccia indica l'evoluzione delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila.

Le rocce ultramafiche del dominio oceanico affiorano esclusivamente in Calabria settentrionale nei settori meridionali della Catena Costiera e della Sila Piccola. Le rocce ultramafiche che affiorano in queste aree appartengono a sequenze ofiolitiche incomplete di età Giurassica attribuite in letteratura all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino (Liberi & Piluso, 2009 e referenze citate). Nel complesso le rocce ofiolitiche dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino sono state coinvolte nei processi di subduzione che hanno portato alla chiusura di uno dei rami della Neo-Tetide. Il climax metamorfico di alta pressione è stato stimato a circa 350°C e 1.0-1.2 GPa, rispettivamente per la temperatura e la pressione (Rossetti et al., 2001; Liberi et al., 2006). Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su fengiti in equilibrio strutturale con i minerali di alta pressione hanno fornito età incerte relativamente all'evento di HP-LT. Rossetti et al. (2001) hanno determinato età di circa 35 Ma (Eocene-Oligocene) per questo evento, tuttavia questa potrebbe rappresentare l'età di esumazione. Durante le fasi di esumazione i volumi ofiolitici sono stati interessati da un relativo riscaldamento documentato dalla blastesi di actinolite (Liberi & Piluso, 2009; Filice et al., 2015).

Le rocce ultramafiche occupano la posizione geometrica più bassa della successione ofiolitica e vengono a contatto con le sovrastanti metabasiti lungo fasce cataclastico-milonitiche. I volumi ultramafici sono formati da peridotiti serpentinizzate e brecce di serpentiniti. Solo sporadicamente all'interno delle serpentiniti si osservano relitti di clinopirosseno e spinello. Tuttavia l'avanzata retrocessione in minerali del gruppo del serpentino e magnetite non ha consentito di definire i rapporti microstrutturali originari tra queste fasi. La natura del protolito peridotitico può essere ipotizzato in base alle composizioni chimiche su roccia totale. I valori di Mg# e le concentrazioni in Ni e Cr sono compatibili con quelli di peridotiti mantelliche impoverite in componente basaltica confrontabili con le composizioni di peridotiti serpentinizzate affioranti lungo la dorsale Medio-Atlantica (Shibata & Thomson,

1986). Le breccie di serpentiniti sono costituite da blocchi di peridotiti serpentinite imballati in una matrice di composizione carbonatica e serpentinitica.

La natura tettonica del contatto tra le serpentiniti e le metabasiti pone dei problemi interpretativi sul tipo di processo che ha portato al loro accoppiamento. Una prima interpretazione porterebbe ad ipotizzare che l'accoppiamento sarebbe avvenuto durante le fasi di esumazione all'interno del cuneo di accrezione. Questa ipotesi è supportata dal coinvolgimento delle rocce ultramafiche all'interno di strutture plicative a piano assiale suborizzontale con vergenza occidentale descritte da Alvarez (2005). Una seconda ipotesi porterebbe a ritenere che le rocce di mantello sarebbero state denudate lungo *detachment* oceaniche estensionali a basso angolo. In questo scenario i prodotti basici erano posizionati all' *hangingwall* delle *detachment* e quindi sarebbero venute a contatto con le peridotiti serpentinite attraverso zone di taglio estensionali. Un simile modello evolutivo è compatibile con un *oceanic core complex* in accordo con quanto documentato nelle Alpi occidentali per le ofioliti di Chenaillet (Mantschal et al., 2011). Questa ipotesi sarebbe supportata dalle fasce cataclastico-milonitiche al contatto tra i metabasalti e le rocce ultramafiche e dai livelli di materiale detritico (tipo brecciole di Framura) intercalati nella breccia di serpentiniti.

Le serpentiniti e le breccie di serpentiniti che affiorano nell'area di Gimigliano e Monte Reventino documentano almeno due stadi di idratazione e serpentinitizzazione. La natura dei polimorfi del gruppo del serpentino è stata determinata in XRD. La prima fase di serpentinitizzazione consiste nella trasformazione pseudomorfa delle originarie fasi della peridotite in minerali del gruppo del serpentino; questo processo di idratazione è avvenuto in condizioni statiche con la formazione di strutture tipo *net-like*. Successive fasi di idratazione in condizioni duttili-fragili hanno portato alla formazione di sistemi di vene discontinue nelle serpentiniti. Fibre di serpentino stirate e piegate avvolgono i blocchi di serpentiniti delle breccie di serpentiniti. In questo caso il polimorfo stabile è la lizardite. Fratture cicatrizzate da minerali del gruppo del serpentino si osservano all'interno dell'ammasso di breccie. Queste fratture a luoghi si dispongono lungo piani di faglia ad alto angolo con cinematica diretta. In quest'ultimo caso i polimorfi stabili sono l'antigorite e la lizardite. L'ultima generazione di vene è stata osservata a scala microscopica; all'interno di queste vene cristallizzano talco, calcite-dolomite e actinolite. L'abbondanza modale di serpentino nella matrice diminuisce all'interno delle breccie milonitiche in cui si osserva un aumento della tremolite.

L'evoluzione delle rocce ultramafiche che affiorano in Calabria settentrionale può essere sintetizzata nel modello paleotettonico concettuale riportato in Fig. 68. Questo modello si inquadra nell'ambito della frammentazione del Pangea a partire dal Permo-Carbonifero contemporaneamente alla *late orogenic extension* ercinica (Schettino & Turco, 2011 e referenze citate). L'evoluzione tettonometamorfica delle rocce granulitiche cristalline è caratterizzata da una decompressione isoterma (ITD) successiva al climax ercinico (Piluso e Morten, 2004). Questa evoluzione petrogenetica è compatibile con un evento estensionale che ha determinato l'esumazione e fusione parziale delle rocce cristalline facendole risalire adiabaticamente per circa 12 km ad una temperatura di circa 800°C. Anche le rocce di mantello mostrano i segnali di tettonica estensionale documentate dall'alternanza di peridotiti-piroseniti che costituiscono volumi di mantello subcontinentale (Fig. 70 A) deformato in un regime di *pure shear* con la formazione dei *drawn boudins* (Fig. 70 B).

I volumi di mantello sono costituiti da hazburgiti-duniti impregnate e trasformate da fusi a composizione pirossenitica i quali hanno cristallizzato in condizioni di stabilità di peridotiti a

spinello. Il perdurare del regime estensionale e conseguente decompressione dei volumi litosferici comporta fusione parziale del mantello. Questo spiega la petrogenesi dei gabbri. La sorgente dei gabbri non corrisponde ai volumi di mantello in quanto questo presentava già un carattere residuale. Le evidenze di terreno e microstrutturali documentano che i fusi gabbroidi percolano e localmente trasformano il mantello subcontinentale determinando la formazione delle websteriti e delle peridotiti a spinello ercinitico (Fig. 68 B). I fusi gabbroidi si mettono in posto in condizioni di *underplating* e intrudono la crosta continentale. Le età dei gabbri vincolano cronologicamente questo stadio evolutivo al Permo-Triassico. I dati geotermobarometrici indicano che la messa in posto dei gabbri è avvenuta a profondità comprese tra circa 20 km, che coincidono con le profondità a cui si trovava la crosta al termine della decompressione adiabatica. Quindi la crosta si è accoppiata al mantello a profondità di circa 15 km corrispondenti alla completa cristallizzazione del gabbro per cui è stata determinata un'età di circa 230 Ma (Ladinico-Carnico) (Liberi et al., 2011).

Le fasi successive dell'esumazione delle rocce di mantello trasformato e ibridizzato ormai accoppiato alla crosta sono documentate dalla transizione alla facies delle lherzoliti a clorite e successivamente dall'imponente idratazione con formazione delle serpentiniti a $T < 300^{\circ}\text{C}$. Quest'ultimo valore è documentato dalla stabilità di crisotilo e lizardite come polimorfi dei minerali del gruppo del serpentino.

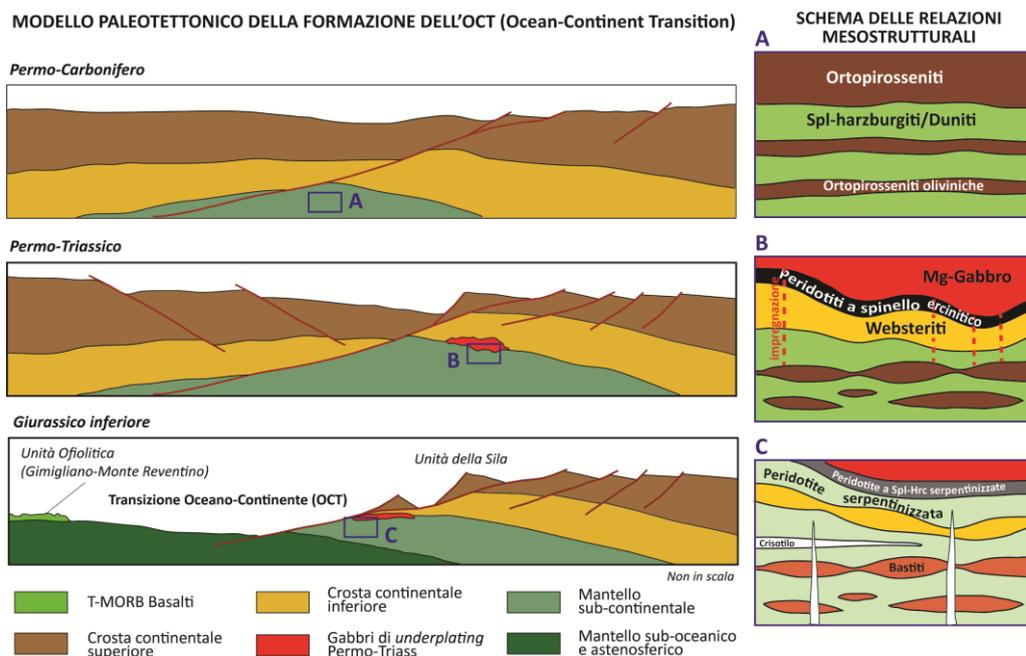


Figura 68: modello paleotettonico per l'evoluzione delle rocce ultramafiche della Calabria settentrionale.

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila non mostrano evidenze di denudamento in ambiente oceanico contrariamente a quanto proposto per il sistema Err-Platta in Val Malenco (Hermann et al., 1997, Schaltegger et al., 2002). Lo scenario proposto in Fig. 68C è stato elaborato tenendo conto del fatto che i resti della transizione oceano-continente (OCT) del margine calabro affiorano nel versante occidentale del Massiccio del Pollino sottoforma di blocchi imballati all'interno dei mèlange ofiolitiferi dell'Unità del Frido e delle Unità Nord-calabresi (Shimabukuro et al., 2012; Laurita et al., 2014). La natura litologica dei blocchi è perfettamente comparabile con i gabbri Permo-triassici e con le rocce granulitico-migmatitiche dell'Unità della Sila affioranti in Calabria settentrionale. Le rocce ultramafiche

dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino potrebbero rappresentare un *Core Complex Oceanico* collocato in un franco contesto oceanico.

In sintesi (Fig. 68), le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila costituivano uno dei margini di un ramo della Tetide alpina; la transizione oceano-continente (OCT) affiora in blocchi nel versante orientale del Massiccio del Pollino, mentre le peridotiti serpentinizzate dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino formavano un *Core Complex Oceanico* (OCC) nelle parti più distali oceanizzate. Questi elementi definiscono una sezione completa di *hyperextended margin* (Shimabukuro et al., 2016).

CONCLUSIONI

In Calabria settentrionale affiorano rocce ultramafiche di pertinenza continentale ed oceanica. Le prime sono parte dell'Unità della Sila e rappresentano le porzioni più profonde di una sezione continua di litosfera continentale strutturata nel tardo ercinico intrusa da un magmatismo gabbroide di *underplating* nel Permo-Trias.

Le rocce ultramafiche di natura oceanica appartengono all'Unità ofiolitica giurassica di Gimigliano Monte Reventino.

Le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila affiorano nei settori settentrionali della Catena Costiera e della Sila Greca. Le osservazioni di terreno e le analisi petrografiche, petrologiche e geochimiche hanno mostrato una sostanziale omogeneità dei litotipi ultramafici nelle due aree. Nell'ambito delle ultramafiti di pertinenza subcontinentale è stata riconosciuta un'alternanza di Spl-Harzburgiti avanzatamente serpentizzate, ortopirosseniti oliviniche e ortopirosseniti. Le ortopirosseniti oliviniche e le ortopirosseniti sono interpretate come il prodotto della cristallizzazione di fusi pirossenitici in condizioni di facies di Iherzoliti a spinello. Le Spl-Harzburgiti e le pirosseniti definiscono un'anisotropia planare lungo la quale si osserva deformazione che ha prodotto lo sviluppo di strutture tipo *drawn boudins*. L'intrusione nel Permo-Trias di fusi gabbroidi ad affinità tholeitica ha saldato le rocce cristalline alle rocce di mantello determinando effetti di impregnazione e trasformazione ben documentati nelle rocce ultramafiche. I prodotti dell'interazione fuso gabbroide-rocce di mantello sono costituiti da websteriti e peridotiti a spinello ercinico. Queste ultime rappresentano litologie peculiari delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila. Le rocce di mantello hanno subito un'evoluzione dalla facies delle Iherzoliti a spinello, alla facies delle Iherzoliti a clorite e successivamente alla stabilità di crisotilo/lizardite e magnetite. Questi effetti hanno completamente trasformato le originarie Spl-harzburgiti-duniti in serpentiniti.

In sintesi le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila sono interpretate come volumi di mantello subcontinentale originariamente costituito da peridotiti di mantello e da pirosseniti successivamente interessate da processi di interazione con fusi di composizione pirossenitica ed ornbenditica con formazione di websteriti e peridotiti a spinello ercinico. L'avanzato stato di trasformazione del protolito peridotitico (Spl-harzburgiti/duniti) non ha permesso di affrontare uno studio sistematico della composizione delle fasi minerali. Tuttavia i trend di variazione di Mg# vs. Cr# negli spinelli sono compatibili con un'evoluzione mantellica. Le stime geotermobarometriche indicano che le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila si sono equilibrate in condizioni di facies delle peridotiti a spinello. Un possibile scenario alternativo potrebbe spiegare la formazione delle rocce ultramafiche dell'Unità della Sila come il prodotto di una sequenza stratificata di cumulo da magmi basici nella crosta continentale intermedio-profonda. Considerando i dati di terreno, le evidenze microstrutturali e i dati petrologici di fase l'ipotesi della formazione delle Spl-harzburgiti/duniti e delle pirosseniti concordanti per processi di cumulo risulta scarsamente supportata.

Le rocce ultramafiche di natura oceanica sono costituite da peridotiti serpentizzate e breccie di serpentiniti che affiorano prevalentemente nei nuclei di strutture plicative. Il contatto con le sovrastanti metabasiti avviene lungo una fascia cataclastico-milonitica. L'avanzata retrocessione non permette di riconoscere la natura del protolito peridotitico, tuttavia le rare fasi relitte e le composizioni chimiche su roccia totale indicano verosimilmente protoliti da Spl-harzburgiti a Spl-Iherzolite con un certo impoverimento in componente basaltica. L'intera sequenza ofiolitica di Gimigliano-Monte Reventino mostra effetti di metamorfismo di tipo alpino ben documentata nelle metabasiti.

In questo studio viene proposto un modello paleotettonico concettuale capace di spiegare l'evoluzione delle rocce ultramafiche della Calabria settentrionale. In questo quadro evolutivo le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila costituiscono volumi di mantello subcontinentale di uno dei margini continentali dell'articolato scenario della Tetide alpina. Le rocce di Gimigliano Monte Reventino potrebbero rappresentare un *Core Complex Oceanico* (CCO) di età giurassica. Tra il margine continentale e il CCO si collocava un dominio di *Ocean Continent Transition* (OCT) i cui resti affiorano in blocchi all'interno delle Unità ofiolitifere del versante orientale del massiccio del Pollino. Quindi nell'insieme le rocce ultramafiche della Calabria settentrionale si inquadrano in un contesto di *hyperextended continental margin* della Tetide alpina. In particolare, le rocce ultramafiche dell'Unità della Sila permettono di osservare le trasformazioni della litosfera delle variabili spazio-tempo-composizioni dal ciclo ercinico a quello alpino dalla prospettiva del mantello.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. (1980) - Apennines ophiolites: a peculiar oceanic crust. In: Rocci G(ed) Tethyan ophiolites, Western area. *Ophioliti Special Issue*, 1, 59-96;
- AFIRI A., GUEYDAN F., PITRA P., ESSAIFI A., PRÈCIGOUT J. (2011) - Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Boussera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodinamica Acta*, 24(1), 49-60;
- ALLEGRE C.J. & TURCOTTE D.L. (1986) - Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123–127;
- ALVAREZ W. (1976) - A former continuation of the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 81-896;
- ALVAREZ W. (2005). - Structure of the Monte Reventino greenschist folds: a contribution to untangling the tectonic transport history of Calabria, a key element in Italian tectonics. *Journ. Struct. Geol.*, 27, 1355-1378;
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976) - L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60;
- AYUSO R.A., MESSINA A., DE VIVO B., Russo S., WOODRUFF L.G., SUTTER J.F. and BELKIN H.E. (1994) - Geochemistry and argon thermochronology of the Va riscal Sila batholith, southern Italy: source rocks and magma evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117, 87-109;
- AZAÑÓN J. M. & CRESPO-BLANC A. (2000) - Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19, 549-565;
- AZAÑÓN J. & B. GOFFE' (2005) - Ferro- and magnesiocarpholite assemblages as record high-P, low-T metamorphism in the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, 9, 1035-1051;
- BALANYA' J. C., ARCIA-DUEÑAS V., AZAÑÓN J. M., SANCHEZ-GOMEZ M. (1997) - Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics*, 16, 226-238;
- BEAUMONT C., MUÑOZ J.A., HAMILTON J., FULLSACK P. (2000) - Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8121-8145;
- BECCALUVA L., PICCARDO G. B., SERRI G. (1979) - Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. *Ophiolites*; Proceed. Intern. Ophiolite Symp.; Cyprus: 314-331;
- BECCALUVA L., MACIOTTA G., SPADEA P. (1982) - Petrology and geodynamic significance of the Calabria– Lucania ophiolites. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 38, 973–87;
- BELTRANDO, M., D. F. STOCKLI, A. DECARLIS, AND G. MANATSCHAL (2015) - A crustal-scale view at rift localization along the fossil Adriatic margin of the Alpine Tethys preserved in NW Italy. *Tectonics*, 34;

- BERLY T.J., HERMANN J., ARCULUS R.J., LAPIERRE H. (2006) - Suprasubduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *J. Petrol.* 47, 1531–1555;
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M. (1982) - Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie). *Ophioliti* 2 (3), 155–196;
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P., VUAGNAT M. (1987) - Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 67, 147–169;
- BLICHERT-TOFT J., ALBAREDE F., KORNPORST J. (1999) - Lu–Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science*, 283, 1303–1306;
- BLOISE A., CRITELLI T., CATALANO M., APOLLARO C., MIRIELLO D., CROCE A., BARRESE E., LIBERI F., PILUSO E., RINAUDO C., BELLUSO E. (2014) - Asbestos and other fibrous minerals contained in the serpentinites of the Gimigliano-Mount Reventino Unit (Calabria, S-Italy). *Environmental Earth Sciences*, Volume 71, Issue 8, pp 3773–3786;
- BODINIER J.L., MENZIES M.A., THIRLWALL M.F. (1991) - Continental to Oceanic Mantle Transition: REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif. *Journal of Petrology (Special Lherzolite Issue)*, pp. 191-210;
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E., ZUPPETTA A. (1982) - The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration. *Boll. Soc. Geol. It.*, 101, 259-274;
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. (1993) - The Calabrian-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe. Field Trip Guidebook. In: A. Messina, S. Russo (eds.): *The Calabrian-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe*. IGCP Project n. 276, Newsletter 6, 27-90;
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V., ROSSI S. (2001) - Calabria–Peloritani terrane and northern Ionian sea. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, pp. 287–306;
- BORGHINI G., RAMPONE E., CRISPINI L., DE FERRARIS R., GODARD M. (2007) - Origin and emplacement of ultramafic-mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy). *Lithos*. 94, 210-229;
- BORGHINI G., RAMPONE E., ZANETTI A., CLASS C., CIPRIANI A., HOFMANN A.W., GOLDSTEIN S. (2013) - Meter-scale Nd isotopic heterogeneity in pyroxenite-bearing Ligurian peridotites encompasses global-scale upper mantle variability. *Geology*, 41, 1055-1058;
- BORGHINI G., RAMPONE E., ZANETTI A., CLASS C., CIPRIANI A., HOFMANN A. W., GOLDSTEIN S.L. (2016) -Pyroxenite Layers in the Northern Apennines' Upper Mantle (Italy)—Generation by Pyroxenite Melting and Melt Infiltration. *Journal of Petrology*, 2016, 1–29;
- BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (2005) - Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *The Island Arc*, 14, 442-470;

- BOUILLIN J.P., DURAND-DELGA M., OLIVIER P. (1986) - Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive features, genesis, and development stages. In: F.C. WEZEL, Ed, *The origin of arcs*. Elsevier Science, Amsterdam, 281-304;
- BREY G. P. & KÖHLER T. (1990) - Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers. *J. Petrology*, 31 (6): 1353-1378;
- BROOKER R.A., JAMES R.H., BLUNDY J.D. (2004) - Trace element and Li isotope systematics in Zabargad peridotites: evidence of an ancient subduction process in the Red Sea mantle. *Chem. Geol.* 212, 179–204;
- BROZZETTI F., CIRILLO D., LIBERI F., PILUSO E., FARACA E., DE NARDIS R., LAVECCHIA G. (2017) – Structural style of Quaternary extension in the Crati Valley (Calabrian Arc): Evidence in support of an east-dipping detachment fault. *Ital. J. Geosci*, Vol. 136, n.3, 434-453;
- BUKER K. & FREY M. (2002) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer.
- CABY R. (1995) - Plastic deformation of gabbros in a slow-spreading Mesozoic Ridge: example of the Montgenèvre Ophiolite. In: Vissers, R.L.M., Nicolas, A. (Eds.), *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. Kluwer Academic Publishers, pp. 123–145;
- CAGGIANELLI A., LIOTTA D., PROSSER G., RANALLI G. (2007) - Pressure–temperature evolution of the late Variscan Calabria continental crust: compatibility with post-collisional extensional tectonics. *Terra Nova* 19, 502–514;
- CARMINATI E., LUSTRINO M., DOGLIONI C. (2012) - Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192;
- CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996) - Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc, southern Italy: Evidence from oceanic-derived Diamante-Terranova unit. *Tectonics*, 15, 187-200;
- CHOUKROUNE P. (1989) - The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39;
- CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G., PEZZINO A., PUNTURO R. (2015) - The Calabria-Peloritani Orogen, a composite terrane in Central Mediterranean; its overall architecture and geodynamic significance for a pre-Alpine scenario around the Tethyan basin. *Periodico di Mineralogia*, 84, 3B (Special Issue), 701-749;
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. (1987) - Note alla “Carta geologica 705 delle ofioliti del Bracco” e ricostruzione della paleogeografia Giurassico-Cretacica, *Ofioliti*, 12, 261–342.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - Le metamorphisme de haute pression et basse temperature dans l’évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique, l’ère partie: considérations paléogéographiques. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468;
- DANELIAN T., LEKKAS S., ALEXOPOULOS A. (2000) - Discovery of Triassic radiolarites in an ophiolite complex of the southernmost Peloponnese (Agelona, Lakonie, Greece). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 330, 639–44;

- DAVIES G. R., NIXON P. H., PEARSON D. G., OBATA M. (1993) - Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, 471-474;
- DEL MORO A., MARTIN S., PROSSER G. (1999) - Migmatites of the Ulten Zone (NE Italy), a record of melt transfer in deep crust. *J. Petrol.*, 40, 1803-1826;
- DEWEY J., HELMAN M., TURCO E., HUTTON D., KNOTT S. (1989) - Kinematics of western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics*, edited by Coward M., Dietrich D. and Park R.. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265-283, London;
- DICK H.J.B. & SINTON J.M. (1979) - Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle. *J. Geol.* 87, 403-416;
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the southern Apennines. *Atti Acc. Pont., Napoli*, 21, 61-75;
- DIETRICH D. (1988) - Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (Southern Italy). *Journal of Structural Geology*, 10, 373-381;
- DOGLIONI C. (1991) - A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions-Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system. *Terra Nova* 3, 423-434;
- DOGLIONI C., FERNANDEZ M., GUEGUEN E., SABAT F. (1998) - On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Boll. Soc. Geol. It.* 118, 75-89;
- DOWNES H. (2001) - Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrol.* 42, 233-250;
- DOWNES H. (2007) - Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos*, 99, 1-24;
- DUGGEN S., HOERNLE K., BOGAARD P.V.D., HARRIS C. (2004) - Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis., 218, 91-108;
- EGELER C.G. & SIMON O.J. (1969) - Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Ned. Acad. Wet. Afd. Naturkd*, 2, 25-90;
- EL ATRASSI F., CHAZOT G., BRUNET F., CHOPIN C., BOUYBAOUENE M. (2014) - Amphibole genesis in pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif (Rif, Morocco): Evidence for two different metasomatic episodes. *Lithos*, 208-209, 67-80;
- ELTER P. (1972) - La zone ofiolitica del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale: Introduzione alla geologia delle Liguridi: Pacini, Pisa, 66° Congresso della Società Geologica Italiana, Guida alle Escursioni, 5-55;
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* XLVI, pp. 121-138;

- FABRIÈS J., LORAND J.P., BODINIER J.L. (1998) - Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics* 292, 145–167;
- FACCENNA C., PIROMALLO C., CRESPO-BLANC A., JOLIVET L., ROSSETTI F. (2004) - Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1);
- FACCENNA C., BECKER T. W., LUCENTE F. P., ROSSETTI F. (2001) - History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. *J. Geophys. Int.* 145, 1-21;
- FILICE F., LIBERI F., CIRILLO D., PANDOLFI L., MARRONI M., PILUSO E. (2015) - Geology map of the central area of Catena Costiera: insights into the tectono-metamorphic evolution of the Alpine belt in Northern Calabria. *Journal of Maps*, 11:1, 114-125;
- FREY F.A. (1980) - The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence. *Am. J. Sci.* 280-A, 427–449;
- GARRIDO C. & BODINIER J.L. (1999) - Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt/rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40, 729-754;
- GARRIDO C. J., GUEYDAN F., BOOTH-REA G., PRÈCIGOUT A. J., HYDAS K., PADRON-NAVARTA J. A., MARCHESI C. (2011) - Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology*, 39(10), 927–930;
- GEBAUER, D. (1996) - A P-T-t path for an (ultra?) high-pressure ultramafic/mafic rock-association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: Basu, A., Hart, S. (Eds.), *Earth Processes: Reading the Iso- topic Code*, Geophys. Monogr. Vol. 95. AGU. Washington, DC, pp. 307-329.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) - Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. *Bolletino della Societa Geologica Italiana* 96, 53–58;
- GRAESSNER T., SCHENK V., BROCKER M., MEZGER K. (2000) - Geochronological constraints on the timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Variscan crustal cross-section of Calabria. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 409–421;
- GRAESSNER T. & SCHENK V. (2001) - An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of northern Calabria; mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite-facies metapelitic migmatites and metabasites. *Journal of Petrology*, 42, 931-961;
- GROPPO C. & COMPAGNONI R. (2007) - Metamorphic veins from the serpentinites of the Piemonte Zone, western Alps, Italy: a review. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 41, pp. 883-890;
- GRUPPO DI LAVORO SULLE OFIOLITI MEDITERRANEE (1977) - I complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica alpina. *Ofioliti*, 2, 265-324;
- GUARNIERI L., NAKAMURA E., PICCARDO G.B., SAKAGUCHI C., SHIMIZU N., VANNUCCI R., ZANETTI A. (2012) - Petrology, Trace Element and Sr, Nd, Hf Isotope Geochemistry of the North Lanzo Peridotite Massif (Western Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 53, 2259-2303;
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A., PERRONE V. (1993) - Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525-544;

- GUERRERA F., MARTIN-MARTIN M., PERRONE V., TRAMONTANA M. (2005) - Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova* 17, 358-367;
- GUTSCHER M. A., MALOD J., REHAULT J.P., CONTRUCCI I., KLINGELHOEFER F., MENDES-VISCTOR L., SPAKMAN W. (2002) - Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074;
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogenetique de la liaison Alpes-Apennin (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 309-341;
- HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E., BERNOULLI D. (2010) - Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.* 102, 121-158;
- HERMANN J. & MÜNTENER O. (1996) - Extension-related structures in the malenco-Margna-system: Implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 501-519;
- HERMANN J., MÜNTENER O., TROMMSDORFF V., HANSMANN W., PICCARDO G.B. (1997) - Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). *J. Geophys. Res.* 102, 20123-20132;
- HERMANN J., MÜNTENER O., GÜNTHER D. (2001) - Differentiation of Mafic Magma in a Continental Crust-ti-Mantle transition zone. *J Petrology*, 42 (1), 189-206;
- HIDAS K., GARRIDO C.J., TOMMASI A., PADRON-NAVARTA J. A., THIELMANN M., KONC Z., FRETTS E., MARCHESI C. (2013) - Strain localization in Pyroxenite by reaction-enhanced softening in the shallow Subcontinental Lithospheric Mantle. *Journal of Petrology*, 54, 1997-2031;
- IANNACE A., VITALE S., D'ERRICO M., MAZZOLI S., DI STASO A., MACAIONE E., MESSINA A., REDDY S. M., SOMMA R., ZAMPARELLI V., ZATTIN M. & BONARDI G. (2007) - The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian palaeomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP LT rocks. *Journal of the Geological Society*, 164, 1165-1186;
- IRVING A. J. (1980) - Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.* 280A, 389–426;
- JOLIVET L. & FACCENNA C. (2000) - Mediterranean extension and the AfricaEurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106;
- KORNPROBST J. & TABIT A. (1988) – Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (Leg 103, Site 637): Comparison of their origin and evolution with low pressure ultramafic bodies in western Europe, in Boillot g., Wintere E.L. et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, texas, Ocean Drilling Program*, v. 103, p.253-263;
- LACOMBE O. & JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003;
- LAGABRIELLE Y. & CANNAT M. (1990) - Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic Basement. *Geology* 18, 319–322;
- LANGONE A., BRAGA R., MASSONNE H.J. , TIEPOLO M. (2011) - Preservation of old (prograde metamorphic) U–Th–Pb ages in unshielded monazite from the high-pressure paragneisses of the

Variscan Ulten Zone (Italy). *Lithos*, 127, 68-85;

LANZAFAME G. & ZUFFA G. (1976) – Geologia e Petrografia del Foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria). *Geologica Romana*, Vol. XV: 223-270;

LAURITA S., PROSSER G., RIZZO G., LANGONE A., TIEPOLO M., LAURITA A. (2014) - Geochronological study of zircons from continental crust rocks in the Frido Unit (southern Apennines). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*;

LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESCH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W., YOUZHI G. (1997) - Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037;

LEMOINE M., TRICART P., BOILLLOT G. (1987) - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines). In search of a genetic model. *Geology* 15, 622–625;

LI X.H., FAURE M., ROSSI P., LIN W., LAHONDERE D. (2015) - Age of Alpine Corsica ophiolites revisited: Insights from in situ zircon U-Pb age and O-Hf isotopes. *Lithos*, 220-223, 179-190;

LIBERI F., MORTEN L., PILUSO E. (2006) - Geodynamic significance of ophiolites within the Calabrian Arc. *Island Arc* 15, 26–43;

LIBERI F. & PILUSO E. (2009) - Tectonometamorphic evolution of the ophiolitic sequences from Northern Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 128, 483-493;

LIBERI F., PILUSO E., LANGONE A. (2011) - Permo-Triassic thermal events in the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabrian Arc, Southern Italy: Insights from petrological data and in situ U–Pb zircon geochronology on gabbros. *Lithos*, 124, 291-307;

LIOTTA D., CAGGIANELLI A., FESTA V., PROSSER G., PASCAZIO A. (2004) - Mid-crustal shear zone evolution in a syn-tectonic late Hercynian granitoid (Sila Massif, Calabria, southern Italy). *Int. J. Earth Sci.*, 93, 400–413;

LORAND J.P., PATTOU L., GROS M. (1999) - Fractionation of Platinum-group elements and gold in the Upper Mantle: a detailed study in Pyrenean orogenic Iherzolites. *Journal of Petrology*, 40, 957–981;

MANATSCHAL G. & MÜNTENER O. (2009) - A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473, 4–19;

MANATSCHAL G., SAUTER D., KARPOFF A.M., MASINI E., MOHN G., LABRIELLE Y. (2011) - The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos* 124, 169–184;

MAROCCHI M., MAIR V., TROPPEL P., BARGOSSO G.M. (2009) - Metasomatic reaction bands at the Mt. Hochwart gneiss-peridotite contact (Ulten Zone, Italy): insights into fluid-rock interaction in subduction zones. *Mineral. Petrol.*, 95, 251-272;

MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G., PANDOLFI L. (2001) - Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone. *Geodinamica Acta* Volume 14;

- MARRONI M. & PANDOLFI L. (2001) - Debris flow and slide deposits at the top of the Internal Liguride ophiolitic sequence (Northern Apennine, Italy): a record of frontal tectonic erosion in a fossil accretionary wedge. *The Island Arcs*, 10(1), 9-21;
- MARRONI M., MENEGHINI F., PANDOLFI L. (2004) - From accretion to exhumation in a fossil accretionary wedge: a case history from Gottero Unit (Northern Apennines, Italy). *Geodin. Acta*, 17, 41–53;
- 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;
- MAZZUCHELLI M., RIVALENTI G., BRUNELLI D., ZANETTI A., BOARI E. (2009) - Formation of highly-refractory dunite by focused percolation of pyroxenite-derived melt in the Balmuccia peridotite massif (Italy). *Journal of Petrology*, 50, 1205-1233;
- MAZZUCHELLI M., QUICK J.E., SINIGOI S., ZANETTI A., GIOVANARDI T. (2014) - Igneous evolutions across the Ivrea crustal section: the Permian Sesia magmatic system and the Triassic Finero intrusion and mantle. *Goldschmidt conference – Florence, 2013. Geological Field Trips 6 (2.2)*, 98;
- MESSINA A., RUSSO S., BORGHI A., COLONNA V., COMPAGNONI R., CAGGIANELLI A., FORNELLI A., PICCARRETA G. (1994) - Il Massiccio della Sila settore Settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano. Guida all'escursione del gruppo « I basamenti cristallini e i granitoidi circum-mediterranei: evoluzione petrogenetica e implicazioni geodinamiche ». *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 539-586;
- MICHARD A., FEINBERG H., EL-AZZAB D., BOUYBAOUENE M., SADDIQI O. (1992) - A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 435-442;
- MICHARD A., NEGRO F., SADDIQI O., BOUYBAOUENE M.L., CHALOUAN A., MONTIGNY R., GOFFRE' B. (2006) - Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building, evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *C. R. Acad. Sci.*, 338, 92–114;
- MICHELETTI F., FORNELLI A., PICCARRETA G., BARBEY P., TIEPOLO M. (2008) - The basement of Calabria (southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LA-ICPMS and SIMS U–Pb zircon study. *Lithos*. 104, 1–11;
- MOGESSIE A., ETTINGER K., LEAKE B.E., TESSADRI R. (2001) - AMPH-IMA97: a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet analyses. *Computers and Geosciences*, 27, 1169–1178;
- MOLLI G. (2008) - Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. From: Siegesmund S., Fugenschuh B., & Froitheim N. - Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 298, 413-442;
- MONTANINI A., TRIBUZIO R., THIRLWALL M. (2012) - Garnet clinopyroxenite layers from the mantle sequences of the Northern Apennine ophiolites (Italy): Evidence for recycling of crustal material. *Earth and Planetary Science Letters* 351-352, 171–181;
- MORTEN L., NIMIS P., RAMPONE E. (2004) - Records of mantle–crust exchange processes during continental subduction–exhumation in the Nonsberg–Ulental garnet peridotites (Eastern Alps). A review. *Period. Mineral.*, 73, 119-129;

- MUÑOZ J. A. (1992) - Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in McClay, K. R., ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, 235-246;
- MÜNTENER O. & HERMANN J. (1996) - The Val Malenco lower crust –upper mantle complex and its field relations (Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 475-500;
- MÜNTENER O. & PICCARDO G. (2003) - Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implication for embryonic ocean basins. *Geological Society, London*, v. 218, p. 69-89;
- MUSSALLAM K. & JUNG D. (1986) - Petrology and geotectonic significance of salic rocks preceding ophiolites in the eastern Vardar Zone, Greece. *TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35, 217–42;
- NIMIS P. & MORTEN L. (2000) - P-T evolution of ‘crustal’ garnet peridotites and included pyroxenites from Nonsberg area (Upper Austroalpine), NE Italy: from the wedge to the slab. *J. Geodyn.*, 30, 93-115;
- NOVARESE V. (1931) – La formazione diorito-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol. d’ Italia*, 56 (7), 62 (p);
- OBATA M. (1980) - The Ronda peridotite: garnet-spinel and plagioclase lherzolite facies and the P–T trajectories of a high temperature mantle intrusion. *J. Pet.* 21, 533–572;
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - Transformation of spinel lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic crystalline complex, Northern Italy. *J. Petrol.*, 28, 599-623;
- OGNIBEN L. (1969) - Schema Introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana* 8, 453–763;
- OGNIBEN L. (1973) - Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geologia Romana*, 12, 243-585;
- PEARSON D. G., DAVIES G. R., NIXON P. H. (1993) - Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco. *Journal of Petrology* 34, 125–172;
- PE-PIPER G. (1998) - The nature of Triassic extension related magmatism in Greece: Evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. *Geological Magazine*, 135, 331–48;
- PERESSINI G., QUICK J.E., SINIGOI S., HOFMANN A.W., FANNING M. (2007) - Duration of a Large Mafic Intrusion and Heat Transfer in the Lower Crust: a SHRIMP U/Pb Zircon Study in the IVZ (Western Alps, Italy). *Journal of Petrology* 48, 1185-1218;
- PEUCAT J.J., MAHDJOUR Y., DRARENI A. (1996) - U-Pb and Rb-Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). *Tectonophysics*, Volume 258,195–213;
- PICCARDO G.B. (1984) - Le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri, Alpi Liguri: caratteri primari ed interpretazione geodinamica. *Mem. Soc. Geol.Ital.* 28, 95–114;

- PICCARDO G., RAMPONE E., ROMAIRONO A., SCAMBELLURI M., TRIBUZIO R., BERETTA C. (2001) - Evolution of the Ligurian Tethys: inference from petrology and geochemistry of the Ligurian Ophiolites. *Per. Mineral.*, 70, 2, 147-192;
- PICCARDO G.B., RAMPONE E., ROMAIRONO A. (2002) - The peculiar mafic-ultramafic cumulate suite at Mt. Maggiore (Corsica): intrusion of LILE-depleted, pyroxene-saturated melt. *Atti di convegno*;
- PICCARDO G. B., MÜNTENER O., ZANETTI A. (2004) - The Lanzo south peridotite: Melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys. *Ofioliti*, 29, 37–62;
- PICCARDO G.B., ZANETTI A., MÜNTENER O. (2007a) - Melt/peridotite interaction in the South Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94, 181-209;
- PICCARDO G.B., RANALLI G., MARASCO M., PADOVANO M. (2007b) – Ultramafic pseudotachylytes in the Mt. Moncuni peridotite (Lanzo Massif, western Alps): tectonic evolution and upper mantle seismicity. *Periodico di Mineralogia* 76, 181-197;
- PICCARDO G.B. & VISSERS R.L.M. (2007) – The pre-oceanic evolution of the Erro –Tobbio peridotite (Voltri Massif, Ligurian Alps, Italy). *Journal of Geodynamics* 43, 417-449;
- PICCARDO G.B. (2008) - The Jurassic Ligurian Tethys, a fossil ultraslow-spreading ocean: the mantle perspective. In: Coltorti, M., Gregoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle*, 293. *Geological Society of London Special Publication*, pp. 11–33;
- PILUSO E. & MORTEN L. (1997) - Calabrian continental ribbon within Tethyan oceanic realms: a possible Mesozoic scenario from Catena Costiera, northern Calabria, Italy. *Abstract of "3rd Workshop on Alpine Geological Studies", Oròpa-Biella Sept. 29 – Oct 1 1997. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria (1997)*, 4, 208-209;
- PILUSO E. & MORTEN L. (1999) - Crust evolution from Variscan collapse to Tethyan opening inferred from the northern Calabria basement rocks, southern Italy. *Geophysical Research Abstract*, 1, 67;
- PILUSO E., CIRRINCIONE R., MORTEN L. (2000) - Ophiolites of the Calabrian Peloritani Arc and their relationships with the Crystalline Basement (Catena Costiera and Sila Piccola, Calabria, Southern Italy) GLOM 2000 Excursion Guide-Book. *Ofioliti* 25, 117– 40;
- PILUSO E. & MORTEN L. (2004) - Hercynian high temperature granulites and migmatites from the Catena Costiera, northern Calabria, southern Italy. *Periodico di Mineralogia*, 73, 159-172;
- PLATT J. & VISSERS R. (1989) - Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540–543;
- PLATT J. P., WHITEHOUSE M. J., KELLEY S. P., CARTER A., HOLLICK L. (2003a) - Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31, 251–254;
- PLATT J. P., ARGLES T. W., CARTER A., KELLEY S. P., WHITEHOUSE M. J., LONERGAN L. (2003b) - Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope : constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *J. Geol. Soc. Lond*, 160, 655–676;
- PLATT J. P., KELLEY S. P., CARTER A., OROZCO M. (2005) - Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S. Spain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 162, 451–462;

- PLATT J. P., ANCZKIEWICZ R., SOTO J.I., KELLEY S. P., THIRLWALLI M. (2006) - Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34(11), 981–984;
- PRECIGOUT J., GUEYDAN F., GARRIDO C. J., COGNÈ N., BOOTH-REA G. (2013) - Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics*, 32, 1011-1025;
- PRECIGOUT J., GUEYDAN F., GAPAIS D., GARRIDO C. J., ESSAIFI A. (2007) - Strain localization in the subcontinental mantle-ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics*, 445(3-4), 318-336;
- PRICHARD H. (1979) - A petrographic study of the process of serpentinitisation in ophiolites and the ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68 (1979) 3, 231-241;
- PRIEM H. N. A., HEBEDA E. H., BOELRIJK N. A. I. M., VERDURMEN T. E. A., OEN I. S. (1979) - Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 103-109;
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI M. (2004) - The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the Western Tethys ocean basins: A review. *Ophioliti*, 29, 177–211;
- PUNTURO R., BLOISE A., CRITELLI T., CATALANO M., FAZIO E., APOLLARO C. (2015) - Environmental implications related to natural asbestos occurrences in the ophiolites of the Gimigliano-Mount Reventino Unit (Calabria, Southern Italy). *Int. J. Environ. Res.*, 9(2), 405-418;
- QUICK J. E., SINIGOI S., NEGRINI L., DEMARCHI G., MAYER A. (1992) - Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano Zone. *Geology* 20, 613-616;
- QUICK J.E., SINIGOI S., PERESSINI G., DEMARCHI G., WOODEN J.L., SBIS A. (2009) - Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25 km. *Geology*, 37, 603-606;
- RAMPONE E. , HOFMANN A. W., RACZEK I. (1998) - Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): The lack of a genetic mantle-crust link. *Earth and Planetary Sciences Letters* 163, 175–89;
- RAMPONE E. & MORTEN L. (2001) - Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps). *J. Petrol.*, 42, 207-219;
- RAMPONE E. (2004) - Mantle dynamics during Permo-Mesozoic extension of the Europe-Adria lithosphere: insights from the Ligurian ophiolites. *Per. Mineral.*, 73, 215-230;
- RAMPONE E., ROMAIRONE A., ABOUCHAMI W., PICCARDO G.B., HOFMANN A. (2005a) - Chronology, petrology and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of late Palaeozoic lithospheric extension. *J. Petrol.* 46 (4), 799–827;
- RAMPONE E., PICCARDO G.B., ROMAIRONE A., RACZEK I., ABOUCHAMI W., HOFMANN A.W. (2005b) - Mantle-crust relations in embryonic slow spreading ocean basins: insights from the Ligurian and Corsica ophiolites. *Geophys Res Abstract EGU 05-A-07883*;
- RAMPONE E., PICCARDO G.B., HOFMANN A.W. (2008) - Multi-stage melt-rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 156, 453-475;

- RAMPONE E., VISSERS R.L.M., POGGIO M., SCAMBELLURI M., ZANETTI A. (2010) - Melt migration and intrusion during exhumation of the Alboran lithosphere: the Tallante mantle xenolith record (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Petrology*, 51, 295-325;
- RAMPONE E., BORGHINI G., ROMAIRONE A., ABOUCHAMI W., CLASS C., GOLDSTEIN S. L. (2014) - Sm–Nd geochronology of the Erro–Tobbio gabbros (Ligurian Alps, Italy): insights on the evolution of the Alpine Tethys. *Lithos* 205, 236–246;
- REUBER I., MICHARD A., CHALOUAN A., JUTEAU T., JERMOUMI B. (1982) - Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231-251;
- RIVALENTI G. & MAZZUCHELLI M. (2000) - Interaction of mantle derived magmas and crust in the IVZ and the Ivrea mantle peridotites. In: Ranalli G., Ricci C.A. & Trommsdorff V. (eds) -"Crust Mantle Interactions, Proceedings of the International School Earth and Planetary Sciences", 153-198;
- RIZZO G., PILUSO E., MORTEN L. (2001) - Phlogopite from the Serre ultramafic rocks, Central Calabria, Southern Italy. *Eur. J. Mineral.*, 13, 1139-1151;
- RIZZO G., PILUSO E., MORTEN L. (2004) - Phlogopite - bearing ultramafic rocks from the Serre massif, Calabrian Peloritan Arc, southern Italy: an example of hybridization between hydrous siliceous melts and peridotites? *Geo. Acta*, Vol 3, p.p. 81-96;
- ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFÉ B. (2001) - Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics* 20, 112–33;
- ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFÈ B., FUNICIELLO R. & MONIÈ P. (2002) - Tectono-metamorphic evolution of the ophiolite-bearing HP/LT Gimigliano-Monte Reventino unit (Gimigliano, Sila Piccola): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.* 121, 51-67;
- ROSSETTI F., GOFFÈ B., MONIÈ P., FACCENNA C., VIGNAROLI G. (2004) - Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, southern Italy): The nappe edifice of the north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Appennine system formation. *Tectonics*, 23, 1-26;
- ROSSETTI F., FACCENNA C., CRESPO-BLANC A. (2005) - Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride complex (central Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.*, 27, 199-216;
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUÑOZ J. A., VILLIEN A. M., THEREON P., BAREYT M., SÉGURET M., CÁMARA P., DÉRAMOND J. (1989) - ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50;
- RUTTER E.H., BRODIE K.T., EVANS P.J. (1993) - Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the IVZ, northern Italy. *Journal of Structural Geology*, 15, 647-662;
- SACCANI E. (2003) - New geochemical and petrological data on Corsica ophiolites: Possible geodynamic implications for the Alpine Corsica–Apennine system. Atti del Convegno La geologia del Mare Tirreno e degli Appennini. *Geologica Acta Special Issue*, 2, 162-4;

- SANFILIPPO A. & TRIBUZIO R. (2011) - Melt transport and deformation history in a nonvolcanic ophiolitic section, northern Apennines, Italy: Implications for crustal accretion at slow spreading settings. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q0AG04;
- SANTANTONIO M. & CARMINATI E. (2011) – Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): Parallels and differences. *Geological Society of America Bulletin* 123, 468-484;
- SANTOS J.F., SCHARER U., GIL IBARGUCHI J.I., GIRARDEAU J. (2002) - Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): Geochemical and Pb–Sr–Nd isotope data. *J Pet.* 43, 17–43.
- SCAMBELLURI M., HERMANN J., MORTEN L., RAMPONE E. (2006) - Melt- versus fluid-induced metasomatism in spinel to garnet wedge peridotites (Ulten Zone, Eastern Italian Alps): clues from trace element and Li abundances. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 372-394;
- SCAMBELLURI M., RAMPONE E., BRAGA R., MALASPINA N. (2010) - The Variscan garnet peridotites from the Eastern Alps (Ulten Zone): records of subduction metasomatism in the mantle wedge. In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S. & Doglioni C. (eds), *J. Virtual Explorer*, 36, paper 28;
- SCANDONE P. (1982) - Structure and evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences*, 3, 172-180;
- SCHALTEGGER U.R.S., DESMURS L., MANATSCHAL G., MUNTENER O., MEIER M., FRANK M., BERNOULLI D. (2004) - The transition from rifting to sea-floor spreading within a magma-poor rifted margin: field and isotopic constraints. *Terra Nova*, 14, 156–162;
- SCHETTINO A. & TURCO E. (2011) - Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 89–105;
- SCHMÄDICKE ESTHER (2000) - Phase Relations in Peridotitic and Pyroxenitic Rocks in the Model Systems CMASH and NCMASH. *Journal of Petrology*. Vol. 41, n. 1, 69-86;
- SCHMID S.M., ZINGG A., HANDY M. (1987)- The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135, 47-66;
- SCHWARTZ S., GUILLOT S., REYNALD B., LAFAY R., DEBRET C. N., LANARI P., AUZENDE A. L. (2013) - Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos* 178, 197-210;
- SCICCHITANO M.R., LIBERI F. & PILUSO E. (2012) - Migmatization processes in the Sila Unit of the Northern Catena Costiera (Calabria, southern Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 21, 155-156;
- SHERVAIS J.W. (1979) - Thermal emplacement model for the Alpine Iherzolite massif at Balmuccia, Italy. *Journal of Petrology* 20, 795-820;
- SHIBATA T. & THOMPSON G. (1986) - Peridotites from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 144- 159;
- SHIMABUKURO D.H., WAKABAYASHI J., ALVAREZ W., CHANG S. (2012) - Cold and old: the rock record of subduction initiation beneath a continental margin, Calabria, southern Italy. *Lithosphere*. doi:10.1130/L222.1;

- SHIMABUKURO D.H., CAPARELLI S., PILUSO E. (2016) - Reconstructing the European hyperextended margin of the Alpine Tethys in Calabria, southern Italy. *Geological Society of America Abstract with Programs*. Vol. 48, No.7, doi: 10.1130/abs/2016AM-280784.
- SIENA F. & COLTORTI M. (1989) - The petrogenesis of a hydrated mafic - ultramafic complex and the role of amphibole fractionation at Finero (Italian Western Alps). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 6, 255-274.
- SPADEA P., TORTORICI L. & LANZAFAME G. (1976) - Serie ofiolitifere nell'area fra Tarsia e spezzano Albanese (Calabria): Stratigrafia, petrografia, rapporti strutturali. *Memorie Della Società Geologica Italiana* 17, 135-74;
- SPADEA P. (1994) - Calabria-Lucania ophiolites. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 36, 141-144;
- TANSI C., MUTO F., CRITELLI S., IOVINE G. (2007) - Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). *J. Geodynamics* 43, 393-414;
- THOMSON S. (1994) - Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion. *Tectonophysics* 238, 331-352;
- 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;
- TUBÍA J.M., CUEVAS J., GIL-IBARGUCHI (1997) - Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, 227-252;
- TUBIÀ J. M., CUEVAS J., NAVARRO VILA F., ALVAREZ F., ALDAYA F. (1992) - Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Struct. Geol.*, 14, 193-203;
- TURCO E., MACCHIAVELLI C., MAZZOLI S., SCETTINO A., PIERANTONI P.P. (2012) - Kinematic evolution of Alpine Corsica in the framework of Mediterranean mountain belts. *Tectonophysics*, 579, 193-206;
- VAN DEL WAL D. & VISSERS R. L. M. (1993) - Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, 1119-1122;
- VAN DEL WAL D. & VISSERS R. L. M. (1996) - Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SW Spain: Deformation History. *Journal of Petrology*, 37, 23-43;
- VAN HINSBERGEN, D. J. J., R. L. M. VISSERS, AND W. SPAKMAN (2014) - Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33, 393-419;
- VERGÈS J., FERNÁNDEZ M., MARTÍNEZ A. (2002) - The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and postcollisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 08, 55-74;
- VISSERS R.L.M., DRURY M.R., HOODERDIJN STRATING E.H., SPIERS C.J., VAN DER WAL D. (1995) - Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup. *Tectonophysics*, 249, 155-171;

- WHITNEY D.L. & EVANS B.W. (2010) – Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187;
- WHITMARSH R.B., MANATSCHAL G., MINSHULL T.A. (2001) - Evolution of magma-poor continental margins from rifting to sea-floor spreading. *Nature*, 413, 150-154;
- WICKS F. & WHITTAKER E. (1977) - Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15 (1977) 459-488;
- WILSHIRE H.G. & SHERVAIS J.W. (1975) - Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the western United States. *Phys. Chem. Earth* 9, 257–272;
- WILSON M. (1989) - Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. *Springer*;
- ZANETTI A., MAZZUCHELLI M., SINIGOI S., GIOVANARDI T., PERESSINI G., FANNING M. (2013) - SHRIMP U-Pb zircon Triassic intrusion age of the Finero Mafic Complex (IVZ, Western Alps) and its geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 54, 2235-2265;
- ZANETTI A., MAZZUCHELLI M., SINIGOI S., GIOVANARDI T., PERESSINI G., FANNING M. (2014) - Erratum. SHRIMP U-Pb zircon Triassic intrusion age of the Finero Mafic Complex (IVZ, Western Alps) and its geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 55, 1239-1240;
- ZANETTI A., GIOVANARDI T., LANGONE A., TIEPOLO M., WU F., DALLAI L., MAZZUCHELLI M. (2016) - Origin and age of zircon-bearing chromitite layers from the Finero phlogopite peridotite (Ivrea–Verbano Zone, Western Alps) and geodynamic consequences. *Lithos* 262, 58–74.

APPENDICE A

METODOLOGIE

Le rocce ultramafiche sono state sottoposte ad analisi petrografiche, petrologiche e microstrutturali

➤ Le analisi petrografiche e microstrutturali sono state eseguite su sezioni sottili di roccia attraverso l'utilizzo del microscopio ottico a luce polarizzata Zeiss Axioscope. Le osservazioni alla microscaletta hanno consentito di caratterizzare i litotipi ultramafici e definirne le paragenesi mineralogiche e le microstrutture. Inoltre sono state determinate le modalità di crescita dei minerali del gruppo del serpentino all'interno delle vene tardive.

➤ Le analisi in microscopia ottica sono state integrate con osservazioni in microscopia elettronica a scansione (SEM) ed in Microsonda Elettronica attraverso lo studio di immagini in backscattered (elettroni retrodiffusi) su sezioni sottili di roccia opportunamente metallizzate presso il Laboratorio di Microscopia Elettronica e microanalisi (CM2) del DiBEST (Università della Calabria). Il microscopio elettronico (SEM) utilizzato è un FEI/Philips equipaggiato con un sistema di microanalisi a raggi X (EDS: Energy Dispersive X-ray Spectroscopy) con detector a cristallo Si/Li modello GENESIS-4000, EDAX.

La microsonda elettronica di cui è dotata il DiBEST è un Electron Probe Micro Analyzer (EPMA) – JEOL- JXA 8230 (Source: W /LaB₆; 5 Spectrometers WDS with LDE, TAP, PETJ, LiF, crystals; Proportional Counter Detector, Xe-Filled Detector; 5th spectrometers with large crystals: PETL and LIFL for trace element analysis; 1 Spectrometer EDS – JEOL EX-94310FaL1Q - Silicon drift type; Optical Microscope (MO)).

Le microanalisi sono state eseguite utilizzando standards naturali per determinare le composizioni chimiche delle principali fasi mineralogiche dei differenti litotipi e inoltre hanno permesso di individuare le strutture di reazione e acquisire le relative immagini in BSE.

➤ Le analisi diffrattometriche sono state eseguite presso il laboratorio Raggi X del DiBEST (Università della Calabria) attraverso l'utilizzo del Diffrattometro a raggi X-Bruker D8 Advance e presso il laboratorio di Geologia planetaria dell' International Research School on Planetary Science di Chieti-Pescara attraverso l'utilizzo del diffrattometro Rigaku miniflex II, tubo in Cu a 50 kv e 1 nA. L'interpretazione degli spettri 2-theta è stata eseguita sia manualmente utilizzando le tavole "*Table of Key Lines in X-Ray Diffraction*" sia attraverso procedura automatica utilizzando il software "pdx12" della Rigaku tenendo conto dei picchi caratteristici dei polimorfi di serpentino presenti nei diversi volumi di roccia.

➤ Le analisi in Spettroscopia Raman sono state effettuate presso il laboratorio di Spettroscopia Raman del DiBEST (Università della Calabria) attraverso l'utilizzo del Microscopio Raman con sistema di Imaging-Thermo Fisher DXR (laser: 532 e 780 nm).

I dati sono stati elaborati attraverso il programma *Origin Pro 8* e gli spettri ottenuti sono stati successivamente interpretati considerando i dati di letteratura per la caratterizzazione dei polimorfi di lizardite, crisotilo e antigorite (Bloise et al, 2014; Schwartz et al., 2013; Groppo e Compagnoni, 2007; Rinaudo et al., 2003) .

I siti microstrutturali sono stati scelti in modo da definire il polimorfo del serpentino che ha cristallizzato nelle strutture isotrope e nelle strutture anisotrope.

➤ Le analisi geochimiche sono state eseguite determinando la concentrazione degli elementi maggiori e di alcuni elementi in traccia (Sc, Ni, Cr, V, Co) dei campioni di rocce ultramafiche presso il laboratorio di analisi chimiche e microanalisi del DiBEST (Università della Calabria). Le concentrazioni delle terre rare (REE) e di 18 elementi in traccia sono state determinate in ICP-MS presso il laboratorio di analisi delle rocce del CNRS di Vandoeuvre le Nancy, Francia.

APPENDICE B

Tabella B.1: associazione mineralogica delle peridotiti serpentinizzate.

Peridotiti serpentinizzate			
CP128A	Srp	Mag	Cal
CP44	Srp	Mag	
E	Srp	Mag	
EC1'	Srp	Mag	
EC2bis	Srp	Mag	
FM5	Srp	Mag	
FM8	Srp	Mag	
M56a	Srp	Mag	
M59	Srp	Mag	
M6	Srp	Mag	
M62	Srp	Mag	
SC1	Srp	Mag	
SC103	Srp	Mag	
VF63	Srp	Mag	

Tabella B.2: associazione mineralogica delle ortopirosseniti oliviniche.

Ortopirosseniti oliviniche								
CP52	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
CS1	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁		Spl	Srp	Mag
CS19B	Ol	Opx		Amp ₁		Spl		
CS21	Ol	Opx			Amp ₂	Spl	Srp	Mag
CT4	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
CT3'	Ol	Opx		Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
CT3	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
CT122	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
CT126		Opx	Cpx	Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
EC1	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
					Amp ₂			Chl
FM1B		Opx		Amp ₁		Spl	Srp	
FM1C		Opx		Amp ₁		Spl		Chl
FM6		Opx		Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	
FM9	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
FM10B	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
M23B	Ol	Opx	Cpx		Amp ₂	Spl	Srp	Mag
M56	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
M61	Ol	Opx		Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
M61A	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag Cal
N17	Ol	Opx		Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
N27	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
N33	Ol	Opx		Amp ₁	Amp ₂	Spl	Srp	Mag
NOE 12	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
SC7	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF59	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF64'	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF67	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF69	Ol	Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF70	Ol	Opx	Cpx	Amp ₁		Spl	Srp	Mag
VF83		Opx		Amp ₁		Spl	Srp	Mag

Tabella B.3: associazione mineralogica delle ortopirosseniti.

Ortopirosseniti				
CS2	Opx ₁	Opx ₂	Amp	Spl
CS3	Opx ₁	Opx ₂	Amp	Spl
CS6	Opx ₁		Amp	Spl
CS26	Opx ₁		Amp	Spl
CT100*	Opx ₁		Amp	
FM4	Opx ₁	Opx ₂	Amp	Spl

Tabella B.4: associazione mineralogica delle websteriti.

Websteriti					
CS17	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS18A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS20B	Opx	Cpx	Amp	Spl	Chl
CS22	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS23A	Opx	Cpx	Amp		
CS27	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS28A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS28B	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS29A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS29B	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CS31A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CT120	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CT121	Opx	Cpx	Amp	Spl	
CT124	Opx	Cpx	Amp	Spl	
EC6	Opx	Cpx	Amp	Spl	
FM1A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
FM2B	Opx	Cpx	Amp	Spl	
FM3	Opx	Cpx	Amp	Spl	
FM10A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
M21	Opx	Cpx	Amp	Spl	
M21B	Opx	Cpx	Amp	Spl	
M21A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
N19	Opx		Amp	Spl	
N7	Opx	Cpx	Amp	Spl	
NPIL	Opx	Cpx	Amp	Spl	
SC102A	Opx	Cpx	Amp	Spl	
SC6	Opx	Cpx	Amp	Spl	

Tabella B.5: associazione mineralogica delle ortopirosseniti discordanti.

Ortopirosseniti discordanti					
CS16	Opx	Amp	Ilm	Mag	Crn
EC5	Opx			Mag	
EC5'	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF60A	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF60B	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF61A	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF61B	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF64	Opx	Amp	Ilm	Mag	
VF83	Opx	Amp	Ilm	Mag	

Tabella B.6: associazione mineralogica delle peridotiti a spinello ercinitico.

Peridotiti a spinello ercinitico									
CS20A		Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
CS23C	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag		
CS24	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
CS31B	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
CS32		Opx	Amp		Spl	Srp	Mag	Chl	Dsp
CT8		Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
FM7	Ol	Opx		Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
M4B		Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
N10B		Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	Dsp
N18D	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag		
N28	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
NO 29 B		Opx	Amp	Ilm	Spl				
SC102B	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
VF 62a	Ol	Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	
VF62b		Opx			Spl	Srp	Mag	Chl	Dsp
VF62c		Opx	Amp	Ilm	Spl	Srp	Mag	Chl	

APPENDICE C

Tabella C.1 Composizione del serpentino nelle peridotiti serpentizzate.

**Serpentino-Peridotiti
serpentizzate**

	1	2	3	4
SIGLA	M56			
SiO ₂	42,70	43,09	43,22	43,72
Cr ₂ O ₃	0,07	0,30	0,08	0,00
Na ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,22	0,77	0,52	0,01
FeO	3,94	3,35	3,25	5,43
MnO	0,05	0,14	0,10	0,26
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,06	0,07	0,04	0,00
MgO	37,64	38,00	38,08	37,02
	-----	-----	-----	-----
Tot.	84,71	85,74	85,29	86,45

Tabella C.2 Composizione della magnetite nelle peridotiti serpentizzate.

**Magnetite-Peridotiti
serpentizzate**

	1	2	3
SIGLA	M56		
SiO ₂	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,10	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,00
FeO	97,69	90,54	89,12
MnO	0,00	0,03	0,09
MgO	1,81	2,08	2,04
CaO	0,00	0,00	0,00
	-----	-----	-----
Tot.	99,70	92,70	91,29

Tabella C.3 Composizione del serpentino nelle ortopirosseniti oliviniche.

Serpentino-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	1	2	3	4	5	6	7	8
	CS1	SC7						
SiO2	51,05	49,96	51,94	50,96	48,05	47,29	48,84	48,62
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,00	0,34	3,35
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	2,68	6,83	2,71	2,99	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	7,57	7,48	3,56	4,77
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	46,27	43,21	45,35	45,28	44,38	43,86	47,26	43,26
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	98,63	100,00	100,00

SIGLA	9	10	11	12	13	14	15	16
	M56							
SiO2	50,44	42,70	43,09	43,22	44,74	44,36	43,72	41,17
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,77	0,22	0,77	0,52	0,47	0,23	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,07	0,30	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,74	3,94	3,35	3,25	2,42	1,75	5,43	9,27
MnO	0,00	0,05	0,14	0,10	0,08	0,04	0,26	0,14
MgO	47,05	37,64	38,00	38,08	41,07	43,05	37,02	50,02
CaO	0,00	0,06	0,07	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	84,71	85,74	85,29	88,90	89,42	86,45	100,61

SIGLA	17	18	19	20	21	22	23	24
	M61				VF67			
SiO2	41,23	40,99	49,09	42,19	41,14	41,13	41,03	41,01
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,03	8,98	4,65	8,15	8,07	8,48	8,15	8,16
MnO	0,08	0,12	0,11	0,31	0,17	0,10	0,15	0,10
MgO	50,40	50,35	36,08	36,06	50,21	49,99	50,61	50,40
CaO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,75	100,45	89,95	86,74	99,60	99,70	99,95	99,69

Tabella C.3 Composizione del serpentino nelle ortopirosseniti oliviniche.

Serpentino-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	25	26	27
	CT3	VF70	
SiO2	40,98	40,52	41,57
TiO2	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00
FeO	8,85	9,22	9,17
MnO	0,15	0,18	0,06
MgO	49,82	49,19	49,77
CaO	0,01	0,01	0,01
Na2O	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00
Tot.	99,80	99,11	100,58

Tabella C.4 Composizione della magnetite nelle ortopirosseniti oliviniche.

Magnetite-Ortopirosseniti oliviniche

Sample	1	2	3
	M56		
SiO2	1,30	1,57	0,00
TiO2	0,10	0,05	0,04
Al2O3	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,10	0,00	0,00
FeO	97,69	90,54	89,12
MnO	0,00	0,03	0,09
MgO	0,81	1,58	2,04
CaO	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	93,77	91,29
Fe2O3*	70,96	66,34	68,75
FeO*	33,83	30,85	27,25
Tot.	107,10	100,42	98,16
Si	0,046	0,059	0,000
Al	0,000	0,000	0,000
Ti	0,003	0,001	0,001
Cr	0,003	0,000	0,000
Fe3+	1,899	1,879	1,998
Fe2+	1,006	0,971	0,880
Mn	0,000	0,001	0,003
Mg	0,043	0,089	0,117
Ca	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	2,999
Cr/Cr+Al	1,000	0,000	0,000
Mg/(Mg+Fe)	0,041	0,084	0,117
Fe3+/Fe3++Al+Cr	0,998	1,000	1,000

Tabella C.5 Composizioni delle olivine nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Olivine-Ortopirosseniti oliviniche

	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample	CS1							
SiO ₂	41,54	41,38	41,47	41,43	41,22	41,01	41,12	41,16
FeO	6,93	6,83	6,89	6,82	6,94	8,17	8,35	8,37
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	51,83	51,66	51,85	51,75	51,43	50,40	50,46	50,47
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,30	99,87	100,21	100,00	100,00	99,58	99,93	100,00
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe	0,140	0,138	0,139	0,138	0,138	0,167	0,170	0,170
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,860	1,861	1,862	1,862	1,862	1,833	1,830	1,829
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999
Fo (%)	93,0	93,1	93,1	93,1	93,1	91,7	91,5	91,5
	9	10	11	12	13	14	15	16
Sample	SC7				M56			
SiO ₂	41,27	41,36	41,27	41,25	41,10	41,17	41,23	40,99
FeO	8,16	8,39	8,16	8,17	7,65	9,27	9,03	8,98
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,08	0,12
MgO	50,54	50,47	50,54	50,48	50,49	50,02	50,40	50,35
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
NiO	0,44	0,58	0,44	0,46	0,67	0,00	0,00	0,00
Total	100,41	100,80	100,41	100,36	99,91	100,61	100,75	100,45
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,998	0,996
Fe	0,165	0,170	0,165	0,166	0,156	0,188	0,183	0,182
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002
Mg	1,826	1,819	1,826	1,825	1,831	1,810	1,819	1,823
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,009	0,011	0,009	0,009	0,013	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,002	3,003
Fo (%)	91,7	91,5	91,7	91,7	92,1	90,6	90,9	90,9

Tabella C.5 Composizioni delle olivine nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Olivine-Ortopirosseniti oliviniche

	17	18	19	20	21	22	23	24
Sample								
SiO ₂	41,55	41,16	41,27	41,17	40,62	41,40	40,98	41,21
FeO	9,23	8,80	8,91	8,81	9,00	9,12	9,49	9,25
MnO	0,14	0,15	0,07	0,14	0,12	0,14	0,15	0,00
MgO	50,16	50,43	50,07	49,61	50,44	50,29	49,47	50,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,08	100,54	100,32	99,73	100,18	100,96	100,10	100,53
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1,003	0,998	1,002	1,005	0,990	1,000	1,001	1,000
Fe	0,186	0,178	0,181	0,180	0,183	0,184	0,194	0,188
Mn	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003	0,000
Mg	1,805	1,823	1,813	1,806	1,833	1,812	1,801	1,812
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,997	3,002	2,997	2,994	3,008	2,999	2,999	3,000
Fo (%)	90,7	91,1	90,9	90,9	90,9	90,8	90,3	90,6
	25	26	27	28	29	30	31	32
Sample					M61			
SiO ₂	41,22	41,22	41,19	41,43	41,14	41,13	41,73	41,12
FeO	8,96	8,13	8,70	8,82	8,07	8,48	7,85	8,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,10	0,11	0,12
MgO	50,25	50,75	50,38	50,65	50,21	49,99	51,00	49,99
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,58	0,59	0,59
Total	100,43	100,10	100,27	100,90	100,18	100,28	101,30	100,26
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,002	1,000
Fe	0,182	0,165	0,177	0,178	0,164	0,173	0,158	0,171
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,002	0,002
Mg	1,818	1,835	1,823	1,822	1,820	1,813	1,825	1,813
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,011	0,011	0,012
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	2,999	2,999	2,998
Fo (%)	90,9	91,8	91,2	91,1	91,7	91,3	92,0	91,4

Tabella C.5 Composizioni delle olivine nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Olivine-Ortopirosseniti oliviniche

	33	34	35	36	37	38	39	40
Sample								
SiO ₂	41,12	41,08	41,01	41,80	41,59	41,24	41,21	41,19
FeO	8,50	8,42	8,39	7,96	8,52	8,53	8,01	8,74
MnO	0,10	0,12	0,13	0,14	0,14	0,00	0,00	0,00
MgO	50,00	50,02	49,94	51,01	50,64	50,38	50,61	50,38
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,57	0,56	0,52	0,68	0,55	0,36	0,41	0,00
Total	100,30	100,21	99,99	101,59	101,44	100,51	100,24	100,31
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe	0,173	0,171	0,171	0,159	0,171	0,173	0,162	0,177
Mn	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Mg	1,813	1,815	1,815	1,822	1,815	1,820	1,830	1,823
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,011	0,011	0,010	0,013	0,011	0,007	0,008	0,000
Total	2,999	3,000	2,999	2,998	3,000	3,000	3,000	3,000
Fo (%)	91,3	91,4	91,4	92,0	91,4	91,3	91,9	91,2

	41	42	43	44	45	46	47	48
Sample	VF67						CT3	
SiO ₂	41,03	41,01	41,23	41,32	41,15	41,07	40,98	40,52
FeO	8,15	8,16	8,27	8,13	8,62	8,72	8,85	9,22
MnO	0,15	0,10	0,15	0,16	0,18	0,05	0,15	0,18
MgO	50,61	50,40	50,22	50,44	49,90	50,08	49,82	49,19
CaO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48
Total	99,95	99,69	99,89	100,05	99,86	99,93	99,80	99,59
oxygens	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0,998	1,000	1,003	1,003	1,003	1,001	1,001	0,997
Fe	0,166	0,166	0,168	0,165	0,176	0,178	0,181	0,190
Mn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	0,003	0,004
Mg	1,835	1,831	1,822	1,825	1,814	1,819	1,814	1,804
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
Total	3,002	3,000	2,997	2,996	2,997	2,999	2,999	3,004
Fo (%)	91,7	91,7	91,6	91,7	91,2	91,1	90,9	90,5

Tabella C.5 Composizioni delle olivine nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

**Olivine-
Ortopirosseniti
oliviniche**

Sample	VF70	49
SiO ₂	41,57	
FeO	9,17	
MnO	0,06	
MgO	49,77	
CaO	0,01	
NiO	n.d.	
Total	100,58	
oxygen		4
Si	1,007	
Fe	0,186	
Mn	0,001	
Mg	1,798	
Ca	0,000	
Ni	0,000	
Total	2,992	
Fo (%)	90,6	

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	1	2	3	4	5	6	7	8
	CS1	SC7B	SC7	M56				
SiO ₂	57,07	56,41	56,26	58,22	58,17	58,01	57,75	57,17
TiO ₂	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	2,92	3,55	3,38	1,68	1,45	1,59	1,61	1,24
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,12	0,15	0,06	0,14	0,24	0,19
FeO	5,22	6,17	6,38	5,41	5,26	5,49	5,43	6,60
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,22
MgO	34,47	33,56	33,50	34,21	34,83	34,48	34,38	35,18
CaO	0,32	0,31	0,19	0,32	0,23	0,29	0,26	0,25
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100	100	99,99	99,99	100	100	99,86	100,87
Si	1,958	1,943	1,941	2,004	1,997	1,995	1,990	1,951
Al(iv)	0,042	0,057	0,059	0,000	0,003	0,005	0,010	0,049
Al(vi)	0,076	0,087	0,078	0,068	0,056	0,059	0,055	0,001
Ti	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,000	0,000	0,003	0,004	0,002	0,004	0,007	0,005
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042
Fe ²⁺	0,150	0,178	0,184	0,156	0,151	0,158	0,156	0,146
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006
Mg	1,763	1,723	1,723	1,756	1,783	1,768	1,766	1,790
Ca	0,012	0,011	0,007	0,012	0,008	0,011	0,010	0,009
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	4,001	3,999	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo %	0,62	0,60	0,37	0,60	0,40	0,60	0,50	0,50
En %	91,58	90,10	90,02	91,30	91,80	91,30	91,10	89,80
Fs %	7,79	9,30	9,61	8,10	7,80	8,20	8,40	9,70

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

	9	10	11	12	13	14	15	16
<u>SIGLA</u>								
SiO ₂	57,70	57,06	58,39	57,83	56,83	57,21	57,30	57,88
TiO ₂	0,01	0,02	0,00	0,06	0,02	0,02	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	1,33	1,42	1,28	1,66	1,21	0,81	1,12	1,52
Cr ₂ O ₃	0,20	0,22	0,21	0,21	0,21	0,19	0,15	0,25
FeO	6,54	6,31	6,32	6,20	6,49	6,56	6,37	6,61
MnO	0,09	0,18	0,16	0,16	0,15	0,22	0,16	0,17
MgO	34,34	34,84	33,35	33,55	35,08	35,55	34,66	33,17
CaO	0,32	0,39	0,38	0,65	0,19	0,30	0,22	0,29
Na ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,55	100,44	100,10	100,37	100,18	100,86	100,05	100,00
Si	1,980	1,956	2,020	1,992	1,951	1,951	1,973	2,007
Al(iv)	0,020	0,044	0,000	0,008	0,049	0,033	0,027	0,000
Al(vi)	0,034	0,013	0,052	0,059	0,000	0,000	0,018	0,062
Ti	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003
Cr	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,004	0,007
Fe ³⁺	0,000	0,024	0,000	0,000	0,042	0,060	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,188	0,157	0,183	0,179	0,144	0,127	0,182	0,192
Mn	0,003	0,005	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005	0,005
Mg	1,757	1,780	1,720	1,723	1,796	1,807	1,779	1,714
Ca	0,012	0,014	0,014	0,024	0,007	0,011	0,008	0,011
Na	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,000	4,000	4,001	4,001	4,000	4,001	3,999	4,001
Wo %	0,60	0,71	0,73	1,24	0,40	0,50	0,40	0,60
En %	89,60	89,90	89,49	89,23	90,10	89,90	90,10	89,20
Fs %	9,70	9,39	9,78	9,53	9,50	9,60	9,50	10,20

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	17	18	19	20	21	22	23	24
M61								
SiO ₂	55,95	57,06	56,01	56,03	56,25	57,01	56,87	56,33
TiO ₂	0,03	0,01	0,15	0,03	0,02	0,08	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	2,95	2,24	2,94	2,36	2,46	2,53	2,57	2,26
Cr ₂ O ₃	0,18	0,15	0,30	0,13	0,19	0,26	0,27	0,26
FeO	6,23	5,78	5,55	6,44	6,08	5,89	6,29	5,93
MnO	0,17	0,16	0,00	0,12	0,17	0,17	0,14	0,12
MgO	34,45	34,42	34,82	34,49	34,47	34,77	34,64	34,35
CaO	0,22	0,19	0,23	0,24	0,30	0,21	0,21	0,24
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Tot.	100,18	100,01	100	99,84	99,94	100,92	101,01	99,50
Si	1,920	1,962	1,921	1,930	1,935	1,943	1,938	1,947
Al(iv)	0,080	0,038	0,079	0,070	0,065	0,057	0,062	0,053
Al(vi)	0,039	0,053	0,040	0,026	0,035	0,045	0,041	0,039
Ti	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Cr	0,005	0,004	0,008	0,004	0,005	0,007	0,007	0,007
Fe ³⁺	0,034	0,000	0,023	0,038	0,023	0,002	0,012	0,008
Fe ²⁺	0,145	0,166	0,136	0,148	0,152	0,166	0,167	0,163
Mn	0,005	0,005	0,000	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg	1,763	1,765	1,780	1,771	1,768	1,766	1,760	1,770
Ca	0,008	0,007	0,008	0,009	0,011	0,008	0,008	0,009
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Tot.	4,000	4,000	3,999	4,001	4,000	4,001	4,000	4,001
Wo %	0,60	0,71	0,73	1,24	0,40	0,50	0,40	0,60
En %	89,60	89,90	89,49	89,23	90,10	89,90	90,10	89,20
Fs %	9,70	9,39	9,78	9,53	9,50	9,60	9,50	10,20

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

	25	26	27	28	29	30	31	32
SIGLA	VF67							
SiO ₂	56,00	55,63	56,03	56,30	55,52	56,40	55,32	56,03
TiO ₂	0,03	0,13	0,10	0,11	0,14	0,11	0,13	0,10
Al ₂ O ₃	2,66	3,43	2,82	2,93	2,54	2,55	3,48	2,82
Cr ₂ O ₃	0,17	0,32	0,10	0,17	0,12	0,21	0,18	0,10
FeO	6,25	6,79	7,16	6,71	6,80	6,55	6,56	7,16
MnO	0,12	0,12	0,15	0,14	0,24	0,23	0,24	0,15
MgO	35,14	33,85	34,15	34,10	34,00	34,47	33,37	34,15
CaO	0,21	0,32	0,21	0,40	0,22	0,26	0,34	0,21
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,59	100,59	100,73	100,86	99,58	100,79	99,62	100,73
Si	1,911	1,908	1,919	1,925	1,922	1,928	1,916	1,919
Al(iv)	0,089	0,092	0,081	0,075	0,078	0,072	0,084	0,081
Al(vi)	0,018	0,047	0,033	0,043	0,026	0,031	0,058	0,033
Ti	0,001	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003
Cr	0,004	0,009	0,003	0,005	0,003	0,006	0,005	0,003
Fe ³⁺	0,065	0,029	0,041	0,021	0,041	0,031	0,013	0,041
Fe ²⁺	0,113	0,166	0,164	0,171	0,156	0,156	0,177	0,164
Mn	0,003	0,003	0,004	0,004	0,007	0,007	0,007	0,004
Mg	1,787	1,731	1,744	1,738	1,755	1,757	1,723	1,744
Ca	0,008	0,012	0,008	0,015	0,008	0,010	0,013	0,008
Na	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	3,999	4,000	4,001	4,000	4,000	4,002	3,999	4,001
Wo %	0,40	0,60	0,20	0,36	0,40	0,50	0,70	0,40
En %	90,44	90,30	90,89	90,44	90,44	89,60	89,10	88,90
Fs %	9,16	9,20	8,91	9,20	9,16	9,90	10,20	10,70

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	33	34	35	36	37	38	39	40
			CT3					
SiO ₂	55,80	56,83	56,14	56,50	57,40	57,41	56,91	56,53
TiO ₂	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11
Al ₂ O ₃	2,62	1,91	2,22	2,45	2,30	2,23	2,25	2,55
Cr ₂ O ₃	0,14	0,05	0,17	0,21	0,21	0,18	0,24	0,16
FeO	7,09	6,46	5,98	6,19	6,19	6,06	5,96	6,43
MnO	0,17	0,23	0,17	0,22	0,21	0,24	0,24	0,18
MgO	33,66	34,32	35,17	34,74	35,04	35,31	34,05	34,39
CaO	0,26	0,27	0,30	0,39	0,38	0,33	0,25	0,20
Na ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03
Tot.	99,84	100,17	100,24	100,79	101,82	101,86	100,02	100,59
Si	1,931	1,955	1,921	1,928	1,940	1,938	1,961	1,936
Al(iv)	0,069	0,045	0,079	0,072	0,060	0,062	0,039	0,064
Al(vi)	0,038	0,032	0,011	0,026	0,031	0,027	0,053	0,039
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Cr	0,004	0,001	0,005	0,006	0,006	0,005	0,007	0,004
Fe ³⁺	0,024	0,008	0,060	0,038	0,020	0,027	0,000	0,018
Fe ²⁺	0,181	0,178	0,111	0,139	0,155	0,144	0,172	0,166
Mn	0,005	0,007	0,005	0,006	0,006	0,007	0,007	0,005
Mg	1,736	1,760	1,795	1,767	1,766	1,777	1,749	1,756
Ca	0,010	0,010	0,011	0,014	0,014	0,012	0,009	0,007
Na	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002
Tot.	4,001	3,999	4,001	4,000	4,001	4,001	4,001	4,000
Wo %	0,50	0,50	0,60	0,71	0,71	0,60	0,50	0,36
En %	88,80	89,70	90,60	89,97	90,06	90,30	90,30	89,96
Fs %	10,70	9,80	8,90	9,32	9,23	9,00	9,20	9,68

Tabella C.6 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	41	42	43	44	45
	VF70				
SiO ₂	56,37	56,65	56,04	55,89	55,90
TiO ₂	0,07	0,09	0,09	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	2,33	2,90	3,56	3,68	2,96
Cr ₂ O ₃	0,22	0,09	0,10	0,27	0,14
FeO	6,26	6,78	6,76	6,65	6,87
MnO	0,15	0,05	0,17	0,10	0,10
MgO	34,74	34,25	34,10	33,69	34,27
CaO	0,27	0,36	0,41	0,37	0,34
Na ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,42	101,20	101,23	100,77	100,71
Si	1,931	1,930	1,908	1,914	1,912
Al(iv)	0,069	0,070	0,092	0,086	0,088
Al(vi)	0,025	0,046	0,051	0,063	0,031
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Cr	0,006	0,002	0,003	0,007	0,004
Fe ³⁺	0,035	0,019	0,033	0,011	0,049
Fe ²⁺	0,144	0,174	0,160	0,179	0,148
Mn	0,004	0,001	0,005	0,003	0,003
Mg	1,774	1,739	1,731	1,720	1,748
Ca	0,010	0,013	0,015	0,014	0,012
Na	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,000	3,998	4,000	4,001	4,000
Wo %	0,51	0,70	0,80	0,70	0,60
En %	90,19	89,40	89,00	89,30	89,20
Fs %	9,30	10,00	10,20	10,00	10,20

Tabella C.7 Composizioni dei clinopiroseni nelle ortopiroseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Clinopiroseni-Ortopiroseniti oliviniche

SIGLA	EXL	1	2	3	4	5
	CS1	EXL	VF 70			
SiO ₂	55,59	55,57	53,63	51,95	52,53	
TiO ₂	0,00	0,00	0,29	0,30	0,28	
Al ₂ O ₃	3,54	3,49	3,06	3,22	2,92	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,12	0,16	0,18	
FeO	1,64	1,62	2,51	2,76	2,53	
MnO	0,00	0,00	0,03	0,07	0,03	
MgO	18,36	18,40	16,96	16,70	16,86	
CaO	19,84	19,82	24,70	24,77	24,89	
Na ₂ O	1,04	1,10	0,06	0,05	0,00	
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,01	100,00	101,36	99,98	100,22	
Si	1,989	1,988	1,923	1,889	1,906	
Al(iv)	0,011	0,012	0,077	0,111	0,094	
Al(vi)	0,138	0,135	0,052	0,027	0,031	
Ti	0,000	0,000	0,008	0,008	0,008	
Cr	0,000	0,000	0,003	0,005	0,005	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,009	0,066	0,044	
Fe ²⁺	0,049	0,048	0,066	0,018	0,033	
Mn	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	
Mg	0,979	0,981	0,907	0,905	0,912	
Ca	0,761	0,760	0,949	0,965	0,967	
Na	0,072	0,076	0,004	0,004	0,000	
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	3,999	4,000	3,999	4,000	4,001	
Wo %	42,54	42,50	49,10	49,34	49,40	
En %	54,72	54,80	46,90	46,27	46,60	
Fs %	2,74	2,70	3,90	4,40	4,00	

Tabella C.8 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti oliviniche

	1	2	3	4	5	6	7	8
	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1
SIGLA	CS1		M56					
SiO ₂	52,69	55,31	53,00	52,52	56,90	55,93	53,76	54,79
TiO ₂	0,33	0,00	0,52	0,14	0,00	0,00	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	10,85	7,86	9,29	8,87	4,62	5,87	7,68	3,96
FeO	3,47	2,99	3,03	3,65	2,50	3,02	3,47	2,79
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	19,99	21,77	20,10	20,67	22,87	22,15	21,16	22,26
CaO	11,01	10,83	10,94	11,65	11,53	11,36	11,47	13,24
Na ₂ O	0,87	0,83	1,05	1,50	1,03	1,02	1,38	0,44
K ₂ O	0,23	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,57	0,42	0,57	1,06	1,06	1,06	1,06	0,47
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	7,018	7,327	7,141	7,043	7,530	7,416	7,190	7,476
Al ^{iv}	0,982	0,673	0,859	0,957	0,470	0,584	0,810	0,524
Al ^{vi}	0,722	0,554	0,616	0,445	0,250	0,333	0,401	0,113
Ti	0,033	0,000	0,053	0,014	0,000	0,000	0,006	0,008
Cr	0,060	0,044	0,061	0,112	0,111	0,111	0,112	0,051
Fe ³⁺	0,387	0,331	0,341	0,409	0,277	0,335	0,388	0,318
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	3,969	4,299	4,037	4,132	4,512	4,378	4,219	4,528
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,571	1,537	1,579	1,674	1,635	1,614	1,644	1,936
Na	0,225	0,213	0,274	0,390	0,264	0,262	0,358	0,116
K	0,039	0,000	0,086	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,006	16,979	17,048	17,176	17,048	17,034	17,127	17,071
Calculation								
scheme	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,796	1,750	1,854	1,887	1,851	1,843	1,874	1,981
Na (B)	0,225	0,213	0,274	0,214	0,216	0,229	0,230	0,046
(Na+K) (A)	0,039	0,000	0,086	0,176	0,048	0,034	0,127	0,071
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,349	0,374	0,357	0,479	0,525	0,501	0,492	0,738
Sum of S ₂	13,171	13,228	13,108	13,113	13,149	13,157	13,126	13,019
Amphibole names	Mg-orneblenda	Orneblenda-Tremoliti	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Orneblenda-Tremoliti	Orneblenda-Tremoliti	Mg-orneblenda	Orneblenda-Tremoliti

Tabella C.8 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti oliviniche

	9	10	11	12	13	14	15	16
	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1
SIGLA	M61							
SiO ₂	53,48	53,99	50,59	50,57	50,32	49,60	50,63	50,60
TiO ₂	0,09	0,11	0,18	0,14	0,21	0,17	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	4,59	4,53	7,33	8,49	8,02	8,72	8,56	8,21
FeO	2,99	3,46	3,86	4,57	4,18	4,56	4,37	4,63
MnO	0,00	0,11	0,01	0,06	0,09	0,03	0,08	0,00
MgO	22,02	22,07	20,23	19,94	20,13	19,53	19,98	20,31
CaO	13,08	12,79	13,00	12,61	12,61	12,51	12,92	12,02
Na ₂ O	0,58	0,55	1,03	1,00	0,96	0,96	0,90	0,76
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,04	0,07	0,05	0,03	0,05
Cr ₂ O ₃	0,58	0,47	1,30	0,55	0,75	0,65	0,84	0,66
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	7,363	7,379	7,013	6,959	6,974	6,916	6,938	6,983
Al ^{iv}	0,637	0,621	0,987	1,041	1,026	1,084	1,062	1,017
Al ^{vi}	0,108	0,109	0,211	0,336	0,284	0,350	0,320	0,318
Ti	0,009	0,011	0,019	0,014	0,022	0,018	0,019	0,019
Cr	0,063	0,051	0,142	0,060	0,082	0,072	0,091	0,072
Fe ³⁺	0,344	0,395	0,448	0,526	0,484	0,532	0,501	0,534
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,013	0,002	0,007	0,011	0,004	0,009	0,000
Mg	4,519	4,497	4,180	4,091	4,159	4,060	4,081	4,178
Ni	0,000	0,000	0,001	0,014	0,017	0,010	0,017	0,022
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,929	1,873	1,930	1,859	1,872	1,869	1,897	1,777
Na	0,155	0,146	0,278	0,267	0,258	0,260	0,239	0,203
K	0,002	0,000	0,004	0,007	0,012	0,009	0,005	0,009
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,130	17,095	17,215	17,182	17,201	17,182	17,179	17,134
Calculation								
scheme	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,956	1,924	1,997	1,951	1,942	1,956	1,962	1,856
Na (B)	0,027	0,051	0,066	0,092	0,069	0,087	0,066	0,079
(Na+K) (A)	0,130	0,095	0,215	0,182	0,201	0,182	0,179	0,134
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,762	0,784	0,679	0,610	0,631	0,603	0,610	0,627
Sum of S ₂	13,044	13,076	13,003	13,049	13,058	13,044	13,038	13,144
Amphibole names	Orneblenda-Tremoliti	Orneblenda-Tremoliti	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda

Tabella C.8 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti oliviniche

	17	18	19	20	21	22	23	24
	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1	AMPH1
SIGLA								VF67
SiO ₂	50,61	53,33	52,33	52,06	56,57	53,52	52,95	52,07
TiO ₂	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,12	0,17	0,55
Al ₂ O ₃	8,32	9,76	9,57	9,36	5,49	9,24	10,20	6,03
FeO	4,09	3,84	4,14	4,17	2,95	3,76	3,66	3,90
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
MgO	19,86	21,10	20,62	20,46	22,44	21,65	21,28	21,99
CaO	12,72	11,12	11,08	11,48	11,42	11,07	11,15	11,79
Na ₂ O	0,87	0,00	1,24	1,23	0,66	0,00	0,00	0,09
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,71	0,67	1,06	1,06	1,06	0,64	0,60	0,23
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	6,997	7,083	7,004	6,996	7,472	7,109	7,033	7,200
Al ^{iv}	1,003	0,917	0,996	1,004	0,528	0,891	0,967	0,800
Al ^{vi}	0,352	0,610	0,514	0,479	0,327	0,555	0,630	0,182
Ti	0,020	0,019	0,000	0,000	0,000	0,012	0,017	0,057
Cr	0,078	0,070	0,112	0,113	0,111	0,067	0,063	0,025
Fe ³⁺	0,473	0,426	0,463	0,469	0,326	0,418	0,407	0,451
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Mg	4,093	4,178	4,114	4,099	4,419	4,287	4,214	4,533
Ni	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,884	1,582	1,589	1,653	1,616	1,575	1,587	1,747
Na	0,233	0,000	0,322	0,320	0,169	0,000	0,000	0,024
K	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,149	16,886	17,114	17,132	16,967	16,914	16,917	17,026
Calculation								
scheme	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,972	1,582	1,796	1,841	1,785	1,575	1,587	1,747
Na (B)	0,088	0,000	0,208	0,188	0,169	0,000	0,000	0,000
(Na+K) (A)	0,149	0,000	0,114	0,132	0,000	0,000	0,000	0,024
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,573	0,411	0,474	0,495	0,499	0,429	0,392	0,712
Sum of S ₂	13,028	13,304	13,204	13,159	13,182	13,339	13,330	13,255
Amphibole names	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Orneblenda-Tremoliti	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda

Tabella C.8 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti oliviniche

	25	26	27	34	35	28	29	30
	AMPH1	AMPH1	AMPH2	AMPH2	AMPH2	AMPH2	AMPH2	AMPH2
SIGLA	SC7		VF70	M61				
SiO ₂	54,22	49,61	50,77	49,70	49,99	49,85	49,64	49,91
TiO ₂	0,56	0,56	0,62	0,56	0,57	0,17	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	5,00	9,84	10,87	10,20	9,87	8,75	8,99	9,26
FeO	3,47	3,90	4,88	3,87	4,25	4,68	4,46	4,41
MnO	0,13	0,01	0,00	0,06	0,04	0,01	0,04	0,10
MgO	21,74	18,96	19,58	19,01	19,10	20,22	19,66	20,70
CaO	12,62	13,28	11,43	13,51	13,35	12,71	12,98	12,52
Na ₂ O	0,11	0,52	1,61	0,43	0,51	0,91	1,00	0,98
K ₂ O	0,03	0,08	0,00	0,07	0,08	0,04	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,14	0,39	0,57	0,20	0,36	0,45	0,74	0,49
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	7,387	6,900	6,809	6,879	6,884	6,882	6,871	6,834
Al _{iv}	0,613	1,100	1,191	1,121	1,116	1,118	1,129	1,166
Al _{vi}	0,190	0,513	0,528	0,543	0,486	0,306	0,338	0,329
Ti	0,057	0,059	0,063	0,058	0,059	0,018	0,014	0,016
Cr	0,015	0,043	0,060	0,022	0,039	0,049	0,081	0,053
Fe ³⁺	0,395	0,315	0,547	0,306	0,382	0,540	0,517	0,505
Fe ²⁺	0,000	0,138	0,000	0,142	0,107	0,000	0,000	0,000
Mn	0,015	0,001	0,000	0,007	0,005	0,001	0,005	0,011
Mg	4,416	3,931	3,915	3,922	3,921	4,161	4,056	4,225
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,012	0,017
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,842	1,979	1,643	2,003	1,970	1,880	1,925	1,837
Na	0,029	0,140	0,419	0,115	0,136	0,244	0,267	0,260
K	0,005	0,014	0,000	0,012	0,014	0,007	0,004	0,008
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	16,966	17,133	17,174	17,131	17,120	17,219	17,219	17,259
Calculation scheme								
	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca							
(Ca+Na) (B)	1,871	2,000	1,887	2,003	2,000	1,911	1,977	1,846
Na (B)	0,029	0,021	0,244	0,000	0,030	0,031	0,053	0,010
(Na+K) (A)	0,005	0,133	0,174	0,128	0,120	0,219	0,219	0,259
Mg/(Mg+Fe ₂)	1,000	0,966	1,000	0,965	0,973	1,000	1,000	1,000
Fe ₃ /(Fe ₃ +Al _{vi})	0,675	0,381	0,509	0,360	0,440	0,639	0,605	0,606
Sum of S ₂	13,089	13,000	13,113	13,000	13,000	13,089	13,023	13,154
Amphibole names	Mg-orneblenda							

Tabella C.8 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti oliviniche

	31	32	33
	AMPH2	AMPH2	AMPH2
SIGLA			
SiO ₂	49,06	49,86	49,18
TiO ₂	0,13	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	9,40	10,28	10,11
FeO	5,01	4,12	4,23
MnO	0,10	0,06	0,06
MgO	20,99	20,14	19,79
CaO	11,65	12,67	12,49
Na ₂ O	1,04	0,91	0,94
K ₂ O	0,03	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,50	0,60	0,58
No. of oxygens	23	23	23
Structural formulae			
Si	6,765	6,798	6,799
Al ^{iv}	1,235	1,202	1,201
Al ^{vi}	0,294	0,450	0,445
Ti	0,013	0,015	0,012
Cr	0,055	0,064	0,063
Fe ³⁺	0,578	0,470	0,489
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000
Mn	0,012	0,007	0,007
Mg	4,314	4,093	4,078
Ni	0,012	0,022	0,016
Zn	0,000	0,000	0,000
Ca	1,722	1,850	1,850
Na	0,277	0,240	0,253
K	0,006	0,007	0,005
OH*	2,000	2,000	2,000
Total	17,282	17,218	17,218
Calculation			
scheme	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,722	1,880	1,889
Na (B)	0,000	0,030	0,039
(Na+K) (A)	0,282	0,218	0,218
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	1,000	1,000
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,663	0,510	0,523
Sum of S ₂	13,278	13,120	13,111
Amphibole names	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	1		2		3		4		5		6		7		8	
	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo
	CS1								SC7							
SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00		
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al2O3	44,65	47,01	51,31	50,95	49,30	45,92	54,09	47,70								
Cr2O3	17,89	17,12	14,43	14,33	14,70	15,81	10,26	13,75								
FeO	19,18	16,37	14,04	14,36	16,00	20,75	13,86	21,44								
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
MgO	18,28	19,50	20,23	20,36	19,90	16,78	20,40	17,11								
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
Tot.	100,00	100,00	100,01	100,00	99,90	99,26	99,11	100,00								
Fe2O3*	8,78	7,32	5,29	5,89	7,24	8,01	4,51	8,76								
FeO*	11,27	9,79	9,30	9,07	9,48	13,55	9,80	13,57								
Tot.	100,87	100,75	100,56	100,60	100,63	100,08	99,56	100,89								
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000								
Al	1,434	1,488	1,594	1,584	1,546	1,490	1,672	1,526								
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
Cr	0,386	0,364	0,301	0,299	0,309	0,344	0,213	0,295								
Fe3+	0,180	0,148	0,105	0,117	0,145	0,166	0,089	0,179								
Fe2+	0,257	0,220	0,205	0,200	0,211	0,312	0,215	0,308								
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
Mg	0,743	0,781	0,795	0,801	0,789	0,689	0,798	0,692								
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
Tot.	3,000	3,001	3,000	3,001	3,000	3,001	3,000	3,000								
Cr/Cr+Al	0,210	0,200	0,160	0,160	0,170	0,190	0,110	0,160								
Mg/(Mg+Fe)	0,740	0,780	0,800	0,800	0,790	0,690	0,790	0,690								
Fe3+/Fe3++Al+Cr	0,090	0,074	0,053	0,059	0,073	0,083	0,045	0,090								

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	9	10	11	12	13	14	15	16
					bordo	nucleo		
	M56							
SiO ₂	0,00	0,00	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,26	0,21	0,17
Al ₂ O ₃	48,10	58,82	58,38	56,86	17,03	16,45	19,10	20,22
Cr ₂ O ₃	14,93	5,67	4,87	5,59	29,34	30,52	32,99	32,07
FeO	19,62	14,58	13,55	16,32	40,95	41,07	37,37	36,46
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00
MgO	17,36	20,92	21,22	20,67	7,60	7,88	9,07	7,79
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,01	99,99	99,32	99,44	95,16	96,18	99,09	96,71
Fe ₂ O ₃ *	7,12	5,76	3,57	7,75	20,90	21,20	18,12	15,31
FeO*	13,20	9,39	10,35	9,33	22,14	21,98	21,05	22,70
Tot.	100,71	100,56	99,69	100,20	97,25	98,29	100,89	98,26
Si	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,535	1,775	1,765	1,735	0,676	0,648	0,720	0,782
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,007	0,005	0,004
Cr	0,320	0,115	0,099	0,114	0,782	0,806	0,834	0,832
Fe ³⁺	0,145	0,111	0,069	0,151	0,530	0,533	0,436	0,378
Fe ²⁺	0,299	0,201	0,222	0,202	0,624	0,614	0,563	0,623
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Mg	0,701	0,798	0,812	0,798	0,382	0,392	0,432	0,381
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000
Cr/Cr+Al	0,170	0,060	0,050	0,062	0,536	0,554	0,537	0,515
Mg/(Mg+Fe)	0,700	0,800	0,785	0,798	0,380	0,390	0,434	0,379
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,073	0,055	0,036	0,076	0,267	0,268	0,219	0,190

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	17	18	19	20	21	22	23	24
	bordo	nucleo			nucleo	bordo		M61
SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22
TiO2	0,15	0,23	0,18	0,21	0,38	0,15	0,62	0,11
Al2O3	22,25	17,08	17,19	18,34	19,36	22,46	4,08	43,35
Cr2O3	30,98	30,70	30,13	31,88	32,02	30,33	18,02	16,99
FeO	36,04	40,60	41,60	39,94	37,20	37,03	69,62	23,09
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,37	0,32	0,00
MgO	10,59	7,46	7,20	7,24	7,84	9,20	2,62	16,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
Tot.	100,01	96,07	96,30	97,61	97,18	99,54	95,28	100,00
Fe2O3*	18,00	19,98	20,55	18,13	16,38	17,31	46,01	9,35
FeO*	19,86	22,62	23,11	23,62	22,48	21,44	28,21	14,67
Tot.	101,83	98,06	98,36	99,42	98,84	101,27	99,89	100,93
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Al	0,813	0,674	0,677	0,711	0,748	0,831	0,176	1,416
Ti	0,003	0,006	0,005	0,005	0,009	0,004	0,017	0,002
Cr	0,759	0,812	0,796	0,829	0,830	0,753	0,522	0,372
Fe3+	0,420	0,503	0,517	0,449	0,404	0,409	1,268	0,195
Fe2+	0,515	0,633	0,646	0,650	0,616	0,563	0,864	0,340
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,010	0,010	0,000
Mg	0,489	0,372	0,359	0,355	0,383	0,431	0,143	0,662
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Tot.	2,999	3,000	3,000	2,999	3,001	3,001	3,000	2,999
Cr/Cr+Al	0,480	0,546	0,540	0,538	0,526	0,475	0,748	0,210
Mg/(Mg+Fe)	0,490	0,370	0,357	0,353	0,383	0,434	0,142	0,660
Fe3+/Fe3++Al+Cr	0,211	0,253	0,260	0,226	0,204	0,205	0,645	0,098

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

	25	26	27	28	29	30	31	32
	nucleo	bordo						
SIGLA								
SiO ₂	0,26	1,72	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,21	0,22	0,20	0,00	0,21	0,01	0,00	0,05
Al ₂ O ₃	45,46	18,29	45,68	41,32	38,65	41,42	43,53	36,81
Cr ₂ O ₃	15,91	33,99	17,79	18,75	21,18	19,19	19,50	23,20
FeO	20,54	35,03	19,56	23,18	25,06	22,51	20,27	19,84
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	17,41	10,59	16,69	16,27	14,78	14,98	15,45	15,85
CaO	0,21	0,16	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	100,00	100,00	99,52	99,99	98,11	98,75	95,75
Fe ₂ O ₃ *	8,38	15,28	6,06	10,54	10,33	8,10	5,86	8,22
FeO*	13,01	21,29	14,12	13,71	15,78	15,21	15,01	12,44
Tot.	100,85	101,55	100,62	100,59	101,04	98,92	99,35	96,57
Si	0,007	0,054	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,462	0,677	1,477	1,363	1,295	1,393	1,442	1,276
Ti	0,004	0,005	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001
Cr	0,343	0,844	0,386	0,415	0,476	0,433	0,433	0,540
Fe ³⁺	0,172	0,361	0,125	0,222	0,221	0,174	0,124	0,182
Fe ²⁺	0,297	0,559	0,324	0,321	0,375	0,363	0,353	0,306
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,708	0,496	0,682	0,679	0,626	0,637	0,648	0,695
Ca	0,006	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Tot.	2,999	3,001	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Cr/Cr+Al	0,190	0,550	0,210	0,230	0,270	0,237	0,231	0,297
Mg/(Mg+Fe)	0,700	0,470	0,680	0,680	0,630	0,637	0,647	0,694
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,087	0,192	0,063	0,111	0,111	0,087	0,062	0,091

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

	33	34	35	36	37	38	39	40
SIGLA								
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,01	0,06	0,09	0,07	0,00	0,05	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	33,77	36,58	35,90	36,47	47,45	44,52	42,53	41,74
Cr ₂ O ₃	20,88	21,40	20,95	20,89	15,34	14,88	17,31	17,67
FeO	29,87	25,37	24,95	25,81	19,25	22,50	21,59	21,34
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,23	13,71	14,17	14,41	15,81	15,08	16,88	16,54
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	97,76	97,12	96,07	97,65	97,85	97,03	98,31	97,35
Fe ₂ O ₃ *	14,63	10,23	11,00	11,68	5,01	8,04	10,00	9,60
FeO*	16,71	16,18	15,05	15,30	14,73	15,27	12,58	12,68
Tot.	99,23	98,16	97,17	98,82	98,34	97,85	99,31	98,29
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,182	1,271	1,258	1,257	1,557	1,491	1,405	1,396
Ti	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001
Cr	0,490	0,499	0,492	0,483	0,338	0,334	0,384	0,396
Fe ³⁺	0,327	0,227	0,246	0,257	0,105	0,172	0,211	0,205
Fe ²⁺	0,415	0,399	0,374	0,374	0,343	0,363	0,295	0,301
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,586	0,603	0,628	0,628	0,656	0,639	0,705	0,700
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	3,000	3,001	2,999	3,000	3,000	2,999
Cr/Cr+Al	0,293	0,282	0,281	0,278	0,178	0,183	0,215	0,221
Mg/(Mg+Fe)	0,585	0,602	0,627	0,627	0,657	0,638	0,705	0,699
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,164	0,114	0,123	0,129	0,053	0,086	0,106	0,103

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

	41	42	43	44	45	46	47	48
SIGLA								
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,73	0,45	0,41
TiO ₂	0,02	0,04	0,04	0,08	0,63	0,46	0,74	0,49
Al ₂ O ₃	43,69	41,41	43,97	38,11	3,03	1,99	2,85	2,34
Cr ₂ O ₃	15,87	16,92	15,91	19,61	15,86	13,37	14,14	14,54
FeO	22,41	24,50	22,71	26,77	78,25	82,83	80,89	79,89
MnO	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	14,95	13,99	15,93	14,87	0,81	0,61	0,82	2,16
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,18
Tot.	96,94	96,86	98,73	99,44	98,58	99,99	100,01	100,01
Fe ₂ O ₃ *	7,96	9,04	9,41	12,61	51,06	54,55	52,92	54,53
FeO*	15,25	16,39	14,24	15,41	32,31	33,75	33,26	30,82
Tot.	97,74	97,78	99,68	100,69	103,71	105,46	105,30	105,47
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,016	0,014
Al	1,470	1,414	1,449	1,283	0,129	0,084	0,119	0,097
Ti	0,000	0,001	0,001	0,002	0,017	0,012	0,020	0,013
Cr	0,358	0,388	0,352	0,443	0,452	0,377	0,397	0,405
Fe ³⁺	0,171	0,197	0,198	0,271	1,385	1,463	1,413	1,444
Fe ²⁺	0,364	0,397	0,333	0,368	0,974	1,006	0,987	0,907
Mn	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,636	0,604	0,664	0,633	0,044	0,032	0,043	0,113
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,007
Tot.	2,999	3,001	3,001	3,000	3,001	3,000	3,000	3,000
Cr/Cr+Al	0,196	0,215	0,195	0,257	0,778	0,818	0,769	0,807
Mg/(Mg+Fe)	0,636	0,603	0,666	0,632	0,043	0,031	0,042	0,111
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,086	0,099	0,099	0,136	0,704	0,760	0,733	0,742

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

SIGLA	49	50	51	52	53	54	55	56
	nucleo			bordo	bordo			
	VF67							
SiO ₂	1,62	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,60	0,86	0,05	0,01	0,06	0,05	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	3,64	4,54	49,29	51,30	48,86	49,29	50,45	48,84
Cr ₂ O ₃	14,35	18,45	12,46	12,51	11,88	12,46	12,40	12,20
FeO	76,49	72,30	17,15	17,04	20,10	17,15	16,74	18,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,10	3,37	17,53	17,88	16,31	17,53	18,50	17,65
CaO	0,20	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	100,01	96,48	98,74	97,21	96,48	98,10	96,78
Fe ₂ O ₃ *	50,35	47,71	5,72	5,08	6,71	5,72	6,14	6,88
FeO*	31,17	29,37	12,02	12,46	14,05	12,02	11,22	11,87
Tot.	105,04	104,78	97,06	99,24	97,87	97,06	98,72	97,48
Si	0,056	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,149	0,185	1,607	1,630	1,597	1,607	1,609	1,589
Ti	0,016	0,022	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Cr	0,393	0,505	0,272	0,267	0,261	0,272	0,265	0,266
Fe ³⁺	1,314	1,244	0,119	0,103	0,140	0,119	0,125	0,143
Fe ²⁺	0,904	0,851	0,278	0,281	0,326	0,278	0,254	0,274
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,160	0,174	0,723	0,719	0,674	0,723	0,746	0,727
Ca	0,007	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	2,999	2,998	3,000	3,000	2,999	3,000	2,999	3,000
Cr/Cr+Al	0,725	0,732	0,145	0,141	0,140	0,145	0,141	0,143
Mg/(Mg+Fe)	0,150	0,170	0,722	0,719	0,674	0,722	0,746	0,726
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,708	0,643	0,060	0,052	0,070	0,060	0,063	0,072

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

	57	58	59	60	61	62	63	64
SIGLA							CT4	
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,05	0,07	0,01	0,06	0,10	0,04	0,20	0,20
Al ₂ O ₃	52,47	50,64	51,30	48,86	48,17	52,59	39,66	37,78
Cr ₂ O ₃	9,41	9,00	12,51	11,88	11,51	9,38	22,68	24,04
FeO	18,82	20,77	17,04	20,10	20,50	17,43	22,11	22,44
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,20
MgO	17,35	17,66	17,88	16,31	16,92	18,69	15,24	15,34
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	98,10	98,14	98,74	97,21	97,20	98,12	100,11	100,00
Fe ₂ O ₃ *	6,09	9,01	5,08	6,71	8,20	6,84	7,76	8,64
FeO*	13,35	12,65	12,46	14,05	13,12	11,28	15,11	14,67
Tot.	98,72	99,03	99,24	97,87	98,03	98,81	100,88	100,88
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,673	1,620	1,630	1,597	1,572	1,662	1,320	1,266
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,004	0,004
Cr	0,201	0,193	0,267	0,261	0,252	0,199	0,506	0,541
Fe ³⁺	0,124	0,184	0,103	0,140	0,171	0,138	0,165	0,185
Fe ²⁺	0,302	0,287	0,281	0,326	0,304	0,253	0,357	0,349
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005
Mg	0,700	0,714	0,719	0,674	0,699	0,747	0,642	0,650
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,001	2,999	3,000	2,999	3,000	3,000	2,999	3,000
Cr/Cr+Al	0,107	0,106	0,141	0,140	0,138	0,107	0,277	0,299
Mg/(Mg+Fe)	0,699	0,713	0,719	0,674	0,697	0,747	0,643	0,651
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,062	0,092	0,052	0,070	0,086	0,069	0,083	0,093

Tabella C.9 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti oliviniche. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti oliviniche

	65	66	67	68	69	70
SIGLA	VF70					
SiO ₂	0,00	0,08	0,74	0,02	0,00	0,00
TiO ₂	0,15	0,04	0,06	0,02	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	41,64	58,25	54,90	58,17	54,93	55,85
Cr ₂ O ₃	21,75	7,12	6,54	7,25	9,24	9,27
FeO	22,22	14,08	15,85	14,04	14,67	15,15
MnO	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	14,80	19,65	19,41	19,50	18,65	18,65
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,80	99,22	97,50	99,00	97,49	98,99
Fe ₂ O ₃ *	6,65	3,27	5,05	3,16	3,58	3,37
FeO*	16,24	11,14	11,29	11,20	11,44	12,10
Tot.	101,47	99,55	97,99	99,32	97,84	99,31
Si	0,000	0,002	0,020	0,001	0,000	0,000
Al	1,373	1,784	1,720	1,786	1,732	1,737
Ti	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Cr	0,481	0,146	0,137	0,149	0,195	0,193
Fe ³⁺	0,140	0,064	0,101	0,062	0,072	0,067
Fe ²⁺	0,380	0,242	0,251	0,244	0,256	0,267
Mn	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,617	0,761	0,769	0,757	0,744	0,734
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	2,999	2,999	2,999	2,999
Cr/Cr+Al	0,259	0,076	0,074	0,077	0,101	0,100
Mg/(Mg+Fe)	0,619	0,759	0,754	0,756	0,744	0,733
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,070	0,032	0,052	0,031	0,036	0,034

Tabella C.10 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni - Ortopirosseniti

	1	2	3	4	5	6	7	8
	OPX1	OPX1	OPX1	OPX2	OPX2	OPX2	OPX1	OPX1
SIGLA	CS2						FM4	
SiO2	56,33	56,86	56,88	56,44	55,61	55,81	56,45	56,19
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,09
Al2O3	3,31	3,00	2,83	2,05	2,21	2,25	2,19	2,43
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,28	0,35	0,00	0,24	0,17
FeO	6,53	5,25	5,75	6,72	7,21	7,19	5,88	5,85
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	33,49	34,70	34,14	33,51	33,57	33,06	34,86	35,27
CaO	0,00	0,19	0,41	0,42	0,49	0,70	0,28	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,59	0,37	0,60	0,00	0,00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	99,66	100,00	100,01	100,01	99,81	99,61	100,00	100,00
Si	1,949	1,949	1,955	1,942	1,921	1,930	1,938	1,926
Al(iv)	0,051	0,051	0,045	0,058	0,079	0,070	0,062	0,074
Al(vi)	0,084	0,070	0,070	0,025	0,011	0,022	0,027	0,024
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,008	0,010	0,000	0,007	0,005
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,064	0,084	0,089	0,023	0,042
Fe2+	0,189	0,150	0,165	0,129	0,124	0,119	0,146	0,126
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,727	1,773	1,750	1,719	1,729	1,704	1,785	1,802
Ca	0,000	0,007	0,015	0,015	0,018	0,026	0,010	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,039	0,025	0,040	0,000	0,000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,000	4,000	4,000	3,999	4,001	4,000	4,001	4,001
Wo %	0,00	0,40	0,78	0,78	0,90	1,30	0,51	0,00
En %	90,10	91,90	90,67	89,21	88,40	87,90	90,89	91,50
Fs %	9,90	7,80	8,55	10,02	10,60	10,70	8,60	8,50

Tabella C.10 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni - Ortopirosseniti

	9	10	11	12	13
	OPX1	OPX1	OPX1	OPX1	OPX1
SIGLA					
SiO ₂	54,33	56,06	55,94	54,71	56,34
TiO ₂	0,22	0,10	0,14	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	3,41	2,73	2,76	3,00	2,53
Cr ₂ O ₃	0,28	0,08	0,10	0,17	0,08
FeO	5,60	6,02	5,61	5,85	5,95
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	35,66	35,02	34,77	36,18	34,68
CaO	0,50	0,00	0,68	0,00	0,31
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
Si	1,856	1,922	1,919	1,866	1,935
Al(iv)	0,137	0,078	0,081	0,121	0,065
Al(vi)	0,000	0,032	0,031	0,000	0,037
Ti	0,006	0,003	0,004	0,002	0,003
Cr	0,008	0,002	0,003	0,005	0,002
Fe ³⁺	0,133	0,038	0,041	0,138	0,020
Fe ²⁺	0,027	0,135	0,120	0,029	0,151
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,816	1,790	1,778	1,840	1,775
Ca	0,018	0,000	0,025	0,000	0,011
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,001	4,000	4,002	4,001	3,999
Wo %	0,90	0,00	1,27	0,00	0,60
En %	91,07	91,19	90,53	91,70	90,70
Fs %	8,02	8,81	8,20	8,30	8,70

Tabella C.11 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli- Ortopirosseniti

	1	2	3	4	5	6	7	8
SIGLA	CS2						FM4	
SiO2	52,55	51,02	51,63	51,09	50,65	51,67	51,18	51,23
TiO2	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,56
Al2O3	10,85	8,84	8,29	9,14	7,99	8,67	9,20	9,69
FeO	2,68	4,16	4,25	3,70	5,23	4,29	4,31	4,53
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	21,20	20,18	20,76	19,70	21,02	20,09	20,57	19,99
CaO	8,67	13,35	12,78	13,14	12,88	12,81	12,57	12,42
Na2O	2,39	1,33	1,34	1,40	1,33	1,43	0,77	0,80
K2O	0,44	0,33	0,41	0,47	0,00	0,55	0,00	0,00
Cr2O3	0,94	0,78	0,52	1,13	0,65	0,49	0,69	0,52
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	6,999	6,937	6,983	6,975	6,886	7,011	6,892	6,906
Al iv	1,001	1,063	1,017	1,025	1,114	0,989	1,108	1,094
Al vi	0,702	0,353	0,304	0,446	0,166	0,397	0,352	0,446
Ti	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,072	0,057
Cr	0,099	0,084	0,056	0,122	0,070	0,053	0,073	0,055
Fe3+	0,299	0,329	0,481	0,160	0,595	0,344	0,485	0,511
Fe2+	0,000	0,144	0,000	0,262	0,000	0,143	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	4,209	4,090	4,186	4,010	4,260	4,064	4,129	4,017
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,237	1,945	1,852	1,922	1,876	1,862	1,814	1,794
Na	0,617	0,351	0,351	0,371	0,351	0,376	0,201	0,209
K	0,075	0,057	0,071	0,082	0,000	0,095	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,267	17,352	17,300	17,375	17,317	17,334	17,127	17,089
Calculation								
scheme	$\sum 13$	$\sum 13$						
Amphibole group	Ca	Ca						
(Ca+Na) (B)	1,662	2,000	1,974	2,000	1,909	2,000	1,888	1,914
Na (B)	0,425	0,055	0,122	0,078	0,033	0,138	0,074	0,120
(Na+K) (A)	0,267	0,352	0,300	0,375	0,317	0,334	0,127	0,089
Mg/(Mg+Fe2)	1,000	0,966	1,000	0,939	1,000	0,966	1,000	1,000
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,298	0,483	0,613	0,264	0,782	0,464	0,580	0,534
Sum of S2	13,338	13,000	13,026	13,000	13,091	13,000	13,112	13,086
Amphibole names	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Mg-orneblenda	Fe-tschermakite	Fe-tschermakite

Tabella C.11 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli- Ortopirosseniti

	9	10	11	12	13
SIGLA					
SiO2	51,22	52,28	51,37	51,98	52,14
TiO2	0,72	0,60	0,62	0,64	0,55
Al2O3	9,57	8,30	9,32	8,83	8,47
FeO	4,34	4,26	4,04	4,44	3,86
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	20,27	20,88	20,37	20,81	20,79
CaO	12,41	12,42	12,74	12,24	12,86
Na2O	0,73	0,67	0,78	0,68	0,64
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,74	0,58	0,76	0,37	0,68
No. of oxygens	23	23	23	23	23
Structural formulae					
Si	6,890	7,021	6,914	6,978	7,008
Al iv	1,110	0,979	1,086	1,022	0,992
Al vi	0,407	0,335	0,392	0,375	0,350
Ti	0,073	0,061	0,063	0,065	0,056
Cr	0,079	0,062	0,081	0,039	0,072
Fe3+	0,488	0,478	0,455	0,498	0,434
Fe2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	4,065	4,181	4,087	4,164	4,166
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,789	1,787	1,837	1,760	1,852
Na	0,190	0,174	0,204	0,177	0,167
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,090	17,078	17,118	17,079	17,096
Calculation					
scheme	$\Sigma 13$				
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,888	1,883	1,922	1,859	1,923
Na (B)	0,100	0,096	0,085	0,098	0,071
(Na+K) (A)	0,090	0,078	0,118	0,079	0,096
Mg/(Mg+Fe2)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,545	0,588	0,537	0,571	0,554
Sum of S2	13,112	13,117	13,078	13,141	13,077
Amphibole names	Fe- tschermakite	Fe- tschermakite	Fe- tschermakite	Fe- tschermakite	Fe- tschermakite

Tabella C.12 Composizioni degli spinelli nelle ortopirosseniti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Ortopirosseniti

SIGLA	CS2	1	2	3	4	5
SiO2		0,81	0,44	0,39	0,58	0,82
TiO2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3		33,64	32,86	29,41	29,75	31,48
Cr2O3		28,97	30,86	34,46	34,42	30,58
FeO		24,14	23,75	22,78	23,04	25,85
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		12,15	12,10	12,24	12,21	10,93
CaO		0,29	0,00	0,15	0,00	0,34
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.		100,00	100,01	99,43	100,00	100,00
Fe2O3*		5,06	4,85	5,08	4,58	5,29
FeO*		19,59	19,37	18,21	18,91	21,08
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.		100,51	100,49	99,94	100,45	100,53
Si		0,024	0,013	0,012	0,017	0,025
Al		1,166	1,145	1,042	1,048	1,109
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,674	0,721	0,819	0,814	0,723
Fe3+		0,112	0,108	0,115	0,103	0,119
Fe2+		0,482	0,479	0,458	0,473	0,527
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,533	0,533	0,549	0,544	0,487
Ca		0,009	0,000	0,005	0,000	0,011
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.		3,000	2,999	3,000	2,999	3,001
Cr/Cr+Al		0,366	0,386	0,440	0,437	0,395
Mg/(Mg+Fe)		0,525	0,527	0,545	0,535	0,480
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr		0,057	0,055	0,058	0,052	0,061

Tabella C.13 Composizioni degli ortopirosseni nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Websteriti

SIGLA	EXL		CT7					
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,82	56,84	57,86	55,97	57,39	57,66	55,97	56,15
TiO ₂	0,12	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,01	0,07
Al ₂ O ₃	2,19	3,45	2,24	2,89	2,29	2,35	2,89	2,95
Cr ₂ O ₃	0,12	0,17	0,09	0,17	0,27	0,00	0,17	0,09
FeO	7,53	6,72	6,66	8,25	7,82	7,20	8,25	8,67
MnO	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,28	0,29
MgO	33,44	32,30	32,20	32,12	31,19	31,78	32,12	32,86
CaO	0,78	0,19	0,46	0,37	0,33	0,39	0,37	0,42
Na ₂ O	0,00	0,33	0,50	0,01	0,52	0,44	0,01	0,01
Tot.	100,00	100,00	100,01	100,07	99,89	99,82	100,07	101,51
Si	1,932	1,966	2,002	1,948	2,000	2,004	1,948	1,925
Al(iv)	0,068	0,034	0,000	0,052	0,000	0,000	0,052	0,075
Al(vi)	0,021	0,107	0,091	0,067	0,094	0,096	0,067	0,044
Ti	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
Cr	0,003	0,005	0,002	0,005	0,007	0,000	0,005	0,002
Fe ³⁺	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026
Fe ²⁺	0,181	0,194	0,193	0,240	0,228	0,209	0,240	0,223
Mn	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,008	0,008
Mg	1,725	1,665	1,661	1,666	1,621	1,646	1,666	1,679
Ca	0,029	0,007	0,017	0,014	0,012	0,015	0,014	0,015
Na	0,000	0,022	0,034	0,001	0,035	0,030	0,001	0,001
Tot.	3,999	4,000	4,000	4,001	3,999	4,000	4,001	4,000
Wo %	1,50	0,40	0,90	44,96	0,64	0,80	0,73	0,80
En %	87,50	89,20	88,80	50,28	87,10	88,00	86,41	86,10
Fs %	11,10	10,40	10,30	4,76	12,25	11,20	12,86	13,20

Tabella C.13 Composizioni degli ortopirosseni nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Websteriti

	9	10	11	12	13	14	15	16
SIGLA	FM2B							
SiO ₂	55,75	55,61	55,68	53,41	54,05	53,52	54,51	53,93
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,75	2,87	3,05	2,30	2,78	2,46	2,71	2,53
Cr ₂ O ₃	0,19	0,14	0,14	0,06	0,09	0,05	0,14	0,20
FeO	8,09	8,30	8,37	9,84	9,75	9,88	9,74	9,54
MnO	0,35	0,31	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	32,61	32,72	32,37	34,12	32,92	33,71	32,45	33,48
CaO	0,40	0,46	0,37	0,26	0,34	0,30	0,40	0,30
Na ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04	0,06	0,05	0,02
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,16	100,45	100,32	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	1,934	1,924	1,931	1,849	1,878	1,855	1,898	1,871
Al(iv)	0,066	0,076	0,069	0,094	0,114	0,100	0,102	0,103
Al(vi)	0,046	0,041	0,056	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Cr	0,005	0,004	0,004	0,002	0,002	0,001	0,004	0,005
Fe ³⁺	0,015	0,030	0,008	0,208	0,128	0,192	0,092	0,151
Fe ²⁺	0,220	0,210	0,235	0,077	0,155	0,094	0,192	0,126
Mn	0,010	0,009	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,687	1,688	1,674	1,761	1,706	1,741	1,685	1,731
Ca	0,015	0,017	0,014	0,010	0,013	0,011	0,015	0,011
Na	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,004	0,003	0,001
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	3,999	4,001	4,001	4,002	4,000	3,999	4,000	3,999
Wo %	0,77	0,90	0,70	0,50	0,60	0,50	0,76	0,50
En %	86,65	86,40	86,20	85,70	85,20	85,40	84,93	85,70
Fs %	12,58	12,70	13,00	13,90	14,10	14,00	14,31	13,70

Tabella C.14 Composizioni dei clinopiroseni nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Clinopiroseni-Websteriti

SIGLA	CS22					CT7		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,53	55,76	55,90	55,97	55,73	53,70	53,53	52,93
TiO ₂	0,00	0,11	0,12	0,00	0,10	0,06	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	2,75	2,42	2,34	2,43	2,56	2,04	1,94	2,10
Cr ₂ O ₃	0,00	0,10	0,29	0,20	0,12	0,06	0,11	0,07
FeO	2,49	2,58	2,68	2,84	2,67	2,65	2,96	3,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,19	0,20
MgO	16,97	17,07	16,86	16,80	17,15	17,10	17,37	17,66
CaO	21,68	21,05	21,06	20,90	21,14	25,00	23,65	24,40
Na ₂ O	0,58	0,60	0,71	0,79	0,53	0,06	0,09	0,03
Tot.	100,00	99,69	99,96	99,93	100,00	100,82	99,92	100,58
Si	2,010	2,026	2,027	2,029	2,019	1,936	1,946	1,911
Al(iv)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,064	0,054	0,089
Al(vi)	0,117	0,104	0,100	0,104	0,109	0,023	0,029	0,000
Ti	0,000	0,003	0,003	0,000	0,003	0,002	0,002	0,002
Cr	0,000	0,003	0,008	0,006	0,003	0,002	0,003	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,023	0,085
Fe ²⁺	0,075	0,078	0,081	0,086	0,081	0,040	0,067	0,009
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,006	0,006
Mg	0,916	0,925	0,912	0,908	0,926	0,919	0,942	0,950
Ca	0,841	0,819	0,818	0,812	0,821	0,966	0,921	0,944
Na	0,041	0,042	0,050	0,056	0,037	0,004	0,006	0,002
Tot.	4,000	4,000	3,999	4,001	3,999	4,001	3,999	4,000
Wo %	45,90	45,00	45,20	44,96	44,90	49,00	47,00	47,30
En %	50,00	50,80	50,40	50,28	50,70	46,60	48,10	47,60
Fs %	4,10	4,30	4,50	4,76	4,40	4,30	4,90	5,00

Tabella C.14 Composizioni dei clinopiroseni nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Clinopiroseni-Websteriti

SIGLA	9	10	11	12	13	14	15
M21	NPIL						
SiO ₂	54,97	54,99	55,17	55,16	55,13	55,75	55,46
TiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,52	0,55	0,49	0,48	1,32	1,16	1,23
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	2,05	2,33	2,18	2,18	2,45	3,16	3,17
MnO	0,11	0,07	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00
MgO	17,82	18,49	18,57	18,43	19,65	18,34	18,58
CaO	25,40	23,81	23,85	23,18	20,05	20,67	20,54
Na ₂ O	0,07	0,07	0,05	0,08	1,40	0,94	1,02
Tot.	101,03	100,41	100,50	99,61	100,00	100,02	100,00
Si	1,974	1,983	1,987	2,004	1,965	2,008	1,994
Al(iv)	0,022	0,017	0,013	0,000	0,035	0,000	0,006
Al(vi)	0,000	0,007	0,008	0,021	0,020	0,049	0,046
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,031	0,012	0,004	0,000	0,073	0,001	0,031
Fe ²⁺	0,031	0,058	0,062	0,066	0,000	0,094	0,064
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Mg	0,954	0,994	0,997	0,998	1,044	0,985	0,996
Ca	0,977	0,920	0,920	0,902	0,766	0,798	0,791
Na	0,005	0,005	0,004	0,006	0,097	0,066	0,071
Tot.	4,000	4,001	4,000	4,000	4,000	4,001	3,999
Wo %	48,90	46,30	46,30	45,83	40,70	42,50	42,00
En %	47,80	50,10	50,20	50,71	55,40	52,40	52,90
Fs %	3,30	3,60	3,40	3,46	3,90	5,10	5,00

Tabella C.15 Composizioni degli anfiboli nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Websteriti

	1	2	3	4	5	6	7	8
SIGLA	CS22							
SiO ₂	49,24	48,02	49,11	49,24	48,02	49,67	48,72	49,97
TiO ₂	0,46	0,32	0,53	0,46	0,32	0,35	0,24	0,24
Al ₂ O ₃	12,44	12,55	12,28	12,44	12,55	12,01	12,73	12,85
FeO	4,90	6,91	5,28	4,90	6,91	4,87	5,48	4,55
MnO	0,00	0,31	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00
MgO	18,58	18,36	18,05	18,58	18,36	18,40	19,65	18,40
CaO	10,94	10,38	11,30	10,94	10,38	11,27	10,67	11,49
Na ₂ O	2,66	2,49	2,09	2,66	2,49	2,51	1,89	2,11
K ₂ O	0,46	0,45	0,35	0,46	0,45	0,51	0,20	0,27
Cr ₂ O ₃	0,33	0,20	1,00	0,33	0,20	0,41	0,41	0,11
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	6,662	6,533	6,652	6,662	6,533	6,732	6,578	6,728
Al iv	1,338	1,467	1,348	1,338	1,467	1,268	1,422	1,272
Al vi	0,646	0,545	0,612	0,646	0,545	0,651	0,604	0,768
Ti	0,047	0,033	0,054	0,047	0,033	0,036	0,024	0,024
Cr	0,035	0,022	0,107	0,035	0,022	0,044	0,044	0,012
Fe ³⁺	0,554	0,786	0,598	0,554	0,786	0,481	0,619	0,512
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071	0,000	0,000
Mn	0,000	0,036	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000
Mg	3,748	3,723	3,645	3,748	3,723	3,718	3,955	3,693
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li* (not implemented)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,586	1,513	1,640	1,586	1,513	1,637	1,543	1,658
Na	0,698	0,657	0,549	0,698	0,657	0,660	0,495	0,551
K	0,079	0,078	0,060	0,079	0,078	0,088	0,034	0,046
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,393	17,392	17,266	17,393	17,392	17,384	17,318	17,264
Calculation scheme	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,970	1,856	1,984	1,970	1,856	2,000	1,754	1,991
Na (B)	0,384	0,343	0,344	0,384	0,343	0,363	0,211	0,333
(Na+K) (A)	0,393	0,392	0,266	0,393	0,392	0,384	0,318	0,264
Mg/(Mg+Fe ₂)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,981	1,000	1,000
Fe ₃ /(Fe ₃ +Alvi)	0,462	0,591	0,494	0,462	0,591	0,425	0,506	0,400
Sum of S ₂	13,030	13,144	13,016	13,030	13,144	13,000	13,246	13,009
Amphibole names	Mg- orneblenda	Fe Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Fe Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda

Tabella C.15 Composizioni degli anfiboli nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Websteriti

	9	10	11	12	13	14	15	16
	EXL							
SIGLA	CT7						FM2B	
SiO ₂	49,11	46,84	48,13	47,72	46,80	48,25	47,92	48,30
TiO ₂	0,53	0,16	0,19	0,19	0,22	0,18	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	12,28	10,21	10,56	10,57	11,10	10,35	12,40	12,80
FeO	5,28	6,30	5,63	5,46	5,78	5,71	5,57	5,52
MnO	0,00	0,14	0,12	0,10	0,12	0,09	0,00	0,00
MgO	18,05	20,43	19,25	18,15	18,54	19,18	18,73	18,11
CaO	11,30	10,68	12,44	12,49	12,53	12,47	12,79	12,40
Na ₂ O	2,09	1,18	1,36	0,59	1,26	1,26	1,83	1,89
K ₂ O	0,35	0,06	0,07	0,02	0,06	0,02	0,00	0,35
Cr ₂ O ₃	1,00	0,59	0,50	0,32	0,42	0,20	0,76	0,64
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae								
Si	6,652	6,578	6,654	6,744	6,574	6,696	6,520	6,574
Al iv	1,348	1,422	1,346	1,256	1,426	1,304	1,480	1,426
Al vi	0,612	0,268	0,375	0,504	0,412	0,389	0,508	0,628
Ti	0,054	0,017	0,020	0,020	0,023	0,019	0,000	0,000
Cr	0,107	0,066	0,055	0,036	0,047	0,022	0,082	0,069
Fe ³⁺	0,598	0,740	0,651	0,645	0,679	0,663	0,634	0,552
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,076
Mn	0,000	0,017	0,014	0,012	0,014	0,011	0,000	0,000
Mg	3,645	4,277	3,968	3,824	3,883	3,968	3,799	3,675
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li* (not implemented)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,640	1,607	1,843	1,891	1,886	1,854	1,864	1,808
Na	0,549	0,321	0,365	0,162	0,343	0,339	0,483	0,499
K	0,060	0,011	0,012	0,004	0,011	0,004	0,000	0,061
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,266	17,323	17,301	17,098	17,298	17,268	17,370	17,368
Calculation scheme	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca							
(Ca+Na) (B)	1,984	1,616	1,918	1,959	1,942	1,929	1,977	2,000
Na (B)	0,344	0,009	0,076	0,067	0,056	0,075	0,113	0,192
(Na+K) (A)	0,266	0,323	0,301	0,098	0,298	0,268	0,370	0,368
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,980
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi)	0,494	0,734	0,635	0,561	0,622	0,630	0,555	0,468
Sum of S₂	13,016	13,384	13,082	13,041	13,058	13,071	13,023	13,000
Amphibole names	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Si Fe- edenite	Si Fe- edenite

Tabella C.15 Composizioni degli anfiboli nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Websteriti

	17	18	19	20
SIGLA				
SiO ₂	48,29	48,56	48,38	48,78
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	12,43	11,48	12,47	11,35
FeO	5,45	5,84	5,54	5,35
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,42	18,61	18,83	18,89
CaO	12,37	12,72	12,52	12,86
Na ₂ O	1,99	1,99	1,83	1,74
K ₂ O	0,46	0,19	0,43	0,21
Cr ₂ O ₃	0,60	0,61	0,00	0,81
No. of oxygens	23	23	23	23
Structural formulae				
Si	6,578	6,631	6,573	6,645
Al ^{iv}	1,422	1,369	1,427	1,355
Al ^{vi}	0,574	0,479	0,570	0,467
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,065	0,066	0,000	0,087
Fe ³⁺	0,567	0,542	0,629	0,551
Fe ²⁺	0,054	0,125	0,000	0,059
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	3,741	3,788	3,814	3,836
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000
Li* (not implemented)	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,805	1,861	1,822	1,877
Na	0,526	0,527	0,482	0,460
K	0,080	0,033	0,075	0,036
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,411	17,421	17,392	17,373
Calculation scheme	$\Sigma 13$	$\Sigma 13$	$\Sigma 13$	$\Sigma 13$
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	2,000	2,000	1,987	2,000
Na (B)	0,195	0,139	0,164	0,123
(Na+K) (A)	0,411	0,421	0,392	0,373
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,986	0,968	1,000	0,985
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,497	0,531	0,525	0,541
Sum of S ₂	13,000	13,000	13,013	13,000
Amphibole names	Si Fe- edenite	Si Fe- edenite	Si Fe- edenite	Si Fe- edenite

Tabella C.16 Composizioni degli spinelli nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Websteriti

SIGLA	1	2	3	4	5	6	7	8
	EXL							
	CS22				CT7			
SiO2	1,17	0,28	1,91	0,06	0,07	0,06	0,00	0,00
TiO2	1,27	0,26	0,24	0,00	0,02	0,02	0,03	0,05
Al2O3	3,60	30,95	29,69	50,58	49,86	50,42	50,78	50,37
Cr2O3	19,29	23,13	21,08	7,15	7,52	7,35	8,50	10,35
FeO	71,20	33,53	34,76	22,43	22,96	23,03	25,92	25,81
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,36	0,33
MgO	2,86	10,80	11,51	14,77	14,64	14,72	13,27	12,90
CaO	0,06	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	99,45	99,09	99,19	94,99	95,07	95,65	98,86	99,81
Fe2O3*	44,19	14,15	14,35	7,10	7,55	7,50	7,49	6,40
FeO*	31,42	20,79	21,84	16,03	16,15	16,27	19,18	20,06
Tot.	103,86	100,50	100,62	95,69	95,81	96,39	99,60	100,46
Si	0,041	0,008	0,057	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000
Al	0,149	1,099	1,050	1,686	1,666	1,673	1,657	1,639
Ti	0,034	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Cr	0,535	0,551	0,500	0,160	0,169	0,164	0,186	0,226
Fe3+	1,167	0,321	0,324	0,151	0,161	0,159	0,156	0,133
Fe2+	0,922	0,524	0,548	0,379	0,383	0,383	0,444	0,463
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,008
Mg	0,150	0,485	0,515	0,623	0,619	0,618	0,548	0,531
Ca	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	2,999	2,999	3,001	3,000	3,000	3,000	3,001
Cr/Cr+Al	0,780	0,330	0,320	0,087	0,092	0,089	0,101	0,121
Mg/(Mg+Fe)	0,140	0,480	0,480	0,622	0,618	0,617	0,552	0,534
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,630	0,163	0,173	0,076	0,081	0,080	0,078	0,067

Tabella C.16 Composizioni degli spinelli nelle websteriti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Websteriti

SIGLA	9	10	11	12	13
	M21				MAGNETITE FM2B-010
SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	2,08
TiO2	0,04	0,69	0,55	0,59	0,00
Al2O3	49,55	1,83	1,86	1,63	0,00
Cr2O3	10,80	9,77	9,57	9,37	0,87
FeO	26,15	74,57	76,04	74,83	94,11
MnO	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,81	1,95	2,20	2,84	1,18
CaO	0,00	0,07	0,00	0,04	0,97
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	98,80	88,88	90,22	89,30	99,21
Fe2O3*	5,58	52,61	54,19	54,31	68,20
FeO*	21,12	27,23	27,27	25,96	32,75
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	99,35	94,15	95,64	94,74	106,05
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,074
Al	1,640	0,085	0,085	0,075	0,000
Ti	0,001	0,021	0,016	0,017	0,000
Cr	0,240	0,306	0,295	0,290	0,024
Fe3+	0,118	1,568	1,588	1,600	1,827
Fe2+	0,496	0,902	0,888	0,850	0,975
Mn	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,494	0,115	0,128	0,166	0,063
Ca	0,000	0,003	0,000	0,002	0,037
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Cr/Cr+Al	0,128	0,783	0,776	0,795	1,000
Mg/(Mg+Fe)	0,499	0,113	0,126	0,163	0,061
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,059	0,800	0,807	0,814	0,987

Tabella C.17 Composizioni degli ortopirosseni nelle ortopirosseniti discordanti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Ortopirosseniti discordanti

SIGLA	CS16	1	2	3
SiO2		55,18	53,99	54,74
TiO2		0,00	0,00	0,00
Al2O3		3,49	3,58	3,52
Cr2O3		0,00	0,00	0,00
FeO		7,32	7,49	7,18
MnO		0,00	0,00	0,00
MgO		33,25	33,73	33,41
CaO		0,49	0,59	0,63
Na2O		0,27	0,32	0,32
	-----	-----	-----	-----
Tot.		100,00	99,70	99,80
Si		1,902	1,862	1,888
Al(iv)		0,098	0,138	0,112
Al(vi)		0,044	0,007	0,031
Ti		0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000
Fe3+		0,072	0,153	0,103
Fe2+		0,139	0,063	0,104
Mn		0,000	0,000	0,000
Mg		1,709	1,734	1,718
Ca		0,018	0,022	0,023
Na		0,018	0,021	0,021
	-----	-----	-----	-----
Tot.		4,000	4,000	4,000
Wo %		0,93	1,10	1,20
En %		88,18	87,90	88,20
Fs %		10,89	11,00	10,60

Tabella C.18 Composizioni degli anfiboli nelle ortopirosseniti discordanti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Ortopirosseniti discordanti

SIGLA	1	2	3	4
CS16				
SiO ₂	49,66	49,86	49,82	50,30
TiO ₂	0,51	0,57	0,44	0,51
Al ₂ O ₃	8,46	8,25	8,28	8,44
FeO	4,73	4,09	4,56	4,28
MgO	17,71	18,39	17,89	17,54
CaO	11,58	11,44	11,28	11,24
Na ₂ O	0,54	0,50	0,51	0,60
K ₂ O	0,34	0,33	0,41	0,55
Cr ₂ O ₃	0,19	0,11	0,19	1,11
No. of oxygens	23	23	23	23
Structural formulae				
Si	7,132	7,132	7,153	7,167
Al ^{iv}	0,868	0,868	0,847	0,833
Al ^{vi}	0,564	0,523	0,555	0,585
Ti	0,055	0,061	0,048	0,054
Cr	0,021	0,012	0,021	0,125
Fe ³⁺	0,398	0,489	0,491	0,314
Fe ²⁺	0,170	0,000	0,057	0,196
Mg	3,792	3,922	3,829	3,725
Ca	1,782	1,753	1,735	1,716
Na	0,150	0,138	0,141	0,167
K	0,062	0,060	0,075	0,100
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	16,993	16,959	16,950	16,983
Calculation scheme	∑13	∑13	∑13	∑13
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	1,932	1,892	1,875	1,883
Na (B)	0,150	0,138	0,141	0,167
(Na+K) (A)	0,062	0,060	0,075	0,100
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,957	1,000	0,985	0,950
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0,414	0,483	0,469	0,349
Sum of S ₂	13,000	13,008	13,000	13,000
Amphibole names	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda	Mg- orneblenda

Tabella C.19 Composizioni degli magnetiti cromifere nelle ortopirosseniti discordanti. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Magnetiti cromifere-Ortopirosseniti discordanti

SIGLA	1	2	3	4	5
	CS16				
SiO2	0,22	0,10	0,11	0,32	1,22
TiO2	0,06	0,32	0,02	0,27	0,00
Al2O3	0,32	0,92	0,46	0,76	1,40
Cr2O3	4,45	5,30	4,75	5,26	8,13
FeO	82,61	80,45	82,32	80,51	85,79
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,54	0,95	0,70	0,74	1,42
CaO	0,05	0,04	0,04	0,02	0,22
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	88,24	88,08	88,40	87,86	98,18
Fe2O3*	59,77	57,97	59,84	57,47	59,92
FeO*	28,82	28,30	28,48	28,79	31,88
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	94,23	93,90	94,40	93,62	104,19
Si	0,009	0,004	0,004	0,013	0,044
Al	0,015	0,044	0,022	0,036	0,059
Ti	0,002	0,010	0,001	0,008	0,000
Cr	0,142	0,169	0,152	0,168	0,231
Fe3+	1,821	1,760	1,817	1,753	1,622
Fe2+	0,976	0,955	0,961	0,976	0,959
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,032	0,057	0,042	0,045	0,076
Ca	0,002	0,002	0,002	0,001	0,008
	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	2,999	3,001	3,001	3,000	2,999
Cr/Cr+Al	0,904	0,793	0,874	0,824	0,797
Mg/(Mg+Fe)	0,032	0,056	0,042	0,044	0,073
Fe3+/Fe3++Al+Cr	0,921	0,892	0,913	0,896	0,848

Tabella C.20 Composizioni di ilmenite e corindone nelle ortopirosseniti discordanti.

Ilmenite e corindone-Ortopirosseniti discordanti

SIGLA	ILMENITE	CORINDONE
	CS16	CS16
SiO ₂	0,66	3,01
TiO ₂	60,12	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	76,37
Cr ₂ O ₃	0,00	9,45
FeO	28,52	5,03
MnO	3,43	0,00
MgO	7,27	2,35
CaO	0,00	0,18
	-----	-----
Tot.	100,00	96,39
Fe ₂ O ₃ *	0,00	0,00
FeO*	28,51	5,01
	-----	-----
Tot.	99,99	96,37
Si	0,024	0,083
Al	0,000	2,491
Ti	1,625	0,000
Cr	0,000	0,207
Fe ³⁺	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,857	0,116
Mn	0,104	0,000
Mg	0,390	0,097
Ca	0,000	0,005
	-----	-----
Tot.	3,000	2,999
Cr/Cr+Al	0,000	0,077
Mg/(Mg+Fe)	0,313	0,455

Tabella C.21 Composizioni di bastite e clorite nelle Ortopirosseniti discordanti.

Bastite-clorite Ortopirosseniti discordanti

SIGLA	bastite CS16	clorite
SiO ₂	54,22	35,52
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00
Na ₂ O	0,22	20,90
Al ₂ O ₃	3,24	0,00
FeO	7,24	14,85
MnO	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	28,10
CaO	0,48	0,00
MgO	30,74	0,36
-----	-----	-----
Tot.	96,14	99,73

Tabella C.22 Composizioni delle olivine nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Olivine-Peridotiti a spinello ercinitico

	1	2	3	4	5	6	7
SIGLA	M4B						
SiO ₂	41,02	41,32	41,31	41,19	40,90	40,85	41,02
FeO	9,58	9,03	9,86	9,24	9,19	9,35	9,46
MnO	0,00	0,18	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00
MgO	49,51	49,60	49,18	49,38	49,74	49,84	49,67
CaO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,06	0,01	0,14	0,00	0,00	0,00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
TOT.	100,00	100,20	100,49	100,11	99,83	100,04	100,15
Si	1,001	1,006	1,006	1,005	1,000	0,997	1,000
Fe	0,196	0,184	0,201	0,188	0,188	0,191	0,193
Mn	0,000	0,004	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Mg	1,802	1,800	1,785	1,796	1,812	1,814	1,806
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
(Y)	2,999	2,995	2,995	2,996	3,000	3,002	2,999
Fo	90,2	90,7	89,9	90,5	90,6	90,5	90,3

Tabella C.23 Composizioni degli ortopirosseni nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Peridotiti a spinello ercinitico

SIGLA	M4B	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂		55,78	56,27	55,88	55,73	56,59	56,47	55,46	56,42
TiO ₂		0,00	0,00	0,17	0,18	0,14	0,14	0,23	0,12
Al ₂ O ₃		4,28	4,22	3,34	3,89	3,06	3,77	3,92	3,55
Cr ₂ O ₃		0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02
FeO		6,63	6,42	6,94	6,88	6,88	6,86	7,05	7,42
MnO		0,00	0,00	0,17	0,14	0,10	0,15	0,17	0,14
MgO		33,31	33,09	33,36	33,52	33,67	33,89	33,25	33,78
CaO		0,00	0,00	0,12	0,14	0,10	0,17	0,18	0,15
Na ₂ O		0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
		-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.		100,00	100,00	100,03	100,52	100,56	101,45	100,29	101,60
Si		1,923	1,941	1,930	1,914	1,944	1,921	1,911	1,920
Al(iv)		0,077	0,059	0,070	0,086	0,056	0,079	0,089	0,080
Al(vi)		0,097	0,113	0,066	0,071	0,068	0,072	0,070	0,062
Ti		0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,004	0,006	0,003
Cr		0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺		0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,010	0,011
Fe ²⁺		0,191	0,185	0,200	0,191	0,198	0,195	0,193	0,200
Mn		0,000	0,000	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004
Mg		1,712	1,702	1,718	1,716	1,724	1,719	1,708	1,714
Ca		0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,006	0,007	0,005
Na		0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
		-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.		4,000	4,000	3,998	4,001	4,002	4,000	4,001	4,000
Wo %		0,00	0,00	0,21	0,30	0,20	0,30	0,40	0,26
En %		90,00	90,20	89,15	89,20	89,40	89,30	88,80	88,62
Fs %		10,00	9,80	10,64	10,50	10,40	10,30	10,80	11,12

Tabella C.23 Composizioni degli ortopirosseni nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Ortopirosseni-Peridotiti a spinello ercinitico

SIGLA	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	56,20	54,95	54,27	54,72	56,14	56,27
TiO ₂	0,17	0,00	0,15	0,27	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	3,48	3,59	4,48	3,98	4,28	4,22
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
FeO	7,09	6,70	6,62	6,62	5,72	6,42
MnO	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	33,62	34,76	34,49	34,27	33,85	33,09
CaO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,90	100,00	100,01	99,99	99,99	100,00
Si	1,925	1,885	1,861	1,881	1,929	1,941
Al(iv)	0,075	0,115	0,139	0,119	0,071	0,059
Al(vi)	0,065	0,030	0,042	0,042	0,102	0,113
Ti	0,004	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,001	0,085	0,088	0,059	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,202	0,107	0,102	0,131	0,164	0,185
Mn	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,716	1,778	1,764	1,757	1,734	1,702
Ca	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo %	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
En %	88,91	90,30	90,28	90,24	91,40	90,20
Fs %	10,78	9,70	9,72	9,76	8,60	9,80

Tabella C.24 Composizioni degli anfiboli nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 23 ossigeni.

Anfiboli-Peridotiti a spinello ercinitico

SIGLA	CS20A				M4B		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	48,61	48,31	47,9	48,34	44,35	44,9	45,08
TiO2	0	0,34	0,57	0,34	1,58	1,5	1,64
Al2O3	13,33	14,13	14,17	13,53	12,97	13,59	13,71
FeO	6,11	4,82	5,33	5,42	5,21	4,85	4,63
MnO	0	0	0	0,00	0,12	0,07	0,09
MgO	19,68	18,79	18,64	19,91	17,79	17,74	17,72
CaO	10,18	11,22	11,1	10,39	12,54	12,61	12,45
Na2O	2,08	2,39	2,3	2,06	2,19	1,86	1,96
K2O	0	0	0	0	0,1	0,12	0,1
Cr2O3	0	0	0	0	0	0,01	0
No. of oxygens	23	23	23	23	23	23	23
Structural formulae							
Si	6,549	6,517	6,469	6,513	6,28	6,302	6,313
Al iv	1,451	1,483	1,531	1,487	1,72	1,698	1,687
Al vi	0,666	0,763	0,724	0,661	0,445	0,551	0,575
Ti	0	0,034	0,058	0,034	0,168	0,158	0,173
Cr	0	0	0	0,000	0	0,001	0
Fe3+	0,688	0,544	0,602	0,611	0,514	0,508	0,481
Fe2+	0	0	0	0,000	0,103	0,061	0,061
Mn	0	0	0	0,000	0,014	0,008	0,011
Mg	3,953	3,778	3,753	3,999	3,755	3,712	3,699
Ni	0	0	0	0,000	0	0	0
Zn	0	0	0	0,000	0	0	0
Ca	1,469	1,622	1,606	1,500	1,903	1,896	1,868
Na	0,543	0,625	0,602	0,538	0,601	0,506	0,532
K	0	0	0	0,000	0,018	0,021	0,018
Ba	0	0	0	0,000	0	0	0
Sr	0	0	0	0,000	0	0	0
Pb	0	0	0	0,000	0	0	0
F	0	0	0	0,000	0	0	0
Cl	0	0	0	0,000	0	0	0
OH*	2	2	2	2,000	2	2	2
Total	17,32	17,366	17,346	17,343	17,522	17,424	17,418
Calculation scheme							
Amphibole group	$\sum 13$ Ca	$\sum 13$ Ca	$\sum 13$ Ca	$\sum 13$ Ca	$\cdot 13$ Ca	$\cdot 13$ Ca	$\cdot 13$ Ca
(Ca+Na) (B)	1,693	1,88	1,863	1,695	2	2	2
Na (B)	0,223	0,259	0,257	0,196	0,097	0,104	0,132
(Na+K) (A)	0,32	0,366	0,346	0,343	0,522	0,424	0,418
Mg/(Mg+Fe2)	1	1	1	1,000	0,973	0,984	0,984
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,508	0,416	0,454	0,480	0,536	0,48	0,455
Sum of S2	13,307	13,12	13,137	13,305	13	13	13
Amphibole names	Mg- orneblenda subCa	Mg- orneblenda	tschermakite orneblenda	Mg- orneblenda subCa	astingsite	Fe- schermakite subCa	Fe- schermakite subCa

Tabella C.25 Composizioni degli spinelli nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Peridotite a spinello ercinitico

	1	2	3	4	5	6	7	8
					nucleo	bordo		
SIGLA	CS20A	M4B						
SiO ₂	0,60	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	62,77	64,05	65,55	65,37	64,31	63,05	64,28	64,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,07	0,16	0,21
FeO	13,39	13,17	11,97	12,29	12,41	13,57	13,57	13,68
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,09
MgO	22,26	22,18	22,48	22,33	20,73	20,14	20,74	21,06
CaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	99,10	100,00	100,00	99,99	97,74	96,88	98,79	99,09
Fe ₂ O ₃ *	5,54	4,52	4,33	4,49	2,96	3,64	3,77	4,46
FeO*	8,40	9,10	8,09	8,27	9,73	10,29	10,17	9,69
Tot.	99,65	100,45	100,45	100,46	98,02	97,24	99,16	99,56
Si	0,015	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Al	1,864	1,885	1,919	1,916	1,938	1,926	1,923	1,909
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,003	0,004
Fe ³⁺	0,105	0,085	0,081	0,084	0,057	0,071	0,072	0,085
Fe ²⁺	0,177	0,190	0,168	0,172	0,208	0,223	0,216	0,205
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
Mg	0,836	0,825	0,832	0,828	0,790	0,778	0,785	0,794
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	2,999	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000
Cr/Cr+Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002
Mg/(Mg+Fe)	0,830	0,810	0,830	0,830	0,792	0,777	0,784	0,795
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,053	0,043	0,041	0,042	0,029	0,036	0,036	0,043

Tabella C.25 Composizioni degli spinelli nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

**Spinelli-Peridotite a spinello
ercinitico**

	9	10	11	12	13	14	15	16
	nucleo	bordo						
SIGLA								
SiO ₂	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,15
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,06	0,15
Al ₂ O ₃	65,34	63,09	65,17	64,51	64,01	65,36	66,23	65,49
Cr ₂ O ₃	0,10	0,28	0,19	0,17	0,11	0,26	0,16	0,18
FeO	13,64	14,57	12,74	11,98	13,50	12,26	12,45	13,31
MnO	0,09	0,06	0,02	0,12	0,11	0,16	0,00	0,00
MgO	21,08	20,65	21,39	21,39	20,90	21,81	21,01	20,73
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,26	98,70	99,52	98,17	98,63	99,89	100,01	100,01
Fe ₂ O ₃ *	3,83	5,00	3,60	3,45	4,24	3,73	2,07	2,54
FeO*	10,19	10,08	9,48	8,86	9,69	8,91	10,58	11,01
Tot.	100,64	99,21	99,86	98,50	99,06	100,27	100,21	100,26
Si	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004
Al	1,925	1,896	1,928	1,930	1,917	1,923	1,950	1,936
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003
Cr	0,002	0,006	0,004	0,003	0,002	0,005	0,003	0,004
Fe ³⁺	0,072	0,096	0,068	0,066	0,081	0,070	0,039	0,048
Fe ²⁺	0,213	0,215	0,199	0,188	0,206	0,186	0,221	0,231
Mn	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,003	0,000	0,000
Mg	0,786	0,785	0,800	0,810	0,792	0,812	0,783	0,775
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000	3,000	2,999	3,001
Cr/Cr+Al	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002
Mg/(Mg+Fe)	0,787	0,785	0,801	0,812	0,794	0,814	0,780	0,770
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,036	0,048	0,034	0,033	0,041	0,035	0,020	0,024

Tabella C.25 Composizioni degli spinelli nelle peridotiti a spinello ercinitico. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Peridotite a spinello ercinitico

	17	18	19	20	21
SIGLA					
SiO ₂	0,11	0,12	0,14	0,12	0,13
TiO ₂	0,10	0,05	0,10	0,85	0,00
Al ₂ O ₃	67,03	65,62	65,71	65,42	65,53
Cr ₂ O ₃	0,21	0,15	0,00	0,13	0,14
FeO	11,77	12,74	12,84	12,62	13,17
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	20,78	21,32	21,20	20,86	21,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *	0,75	3,03	2,82	1,38	3,03
FeO*	11,11	10,00	10,28	11,39	10,46
Tot.	100,09	100,29	100,25	100,15	100,32
Si	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Al	1,972	1,933	1,936	1,934	1,933
Ti	0,002	0,001	0,002	0,016	0,000
Cr	0,004	0,003	0,000	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,014	0,057	0,053	0,026	0,057
Fe ²⁺	0,232	0,209	0,215	0,239	0,219
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,773	0,794	0,790	0,780	0,785
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tot.	3,000	3,000	2,999	3,001	3,000
Cr/Cr+Al	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002
Mg/(Mg+Fe)	0,769	0,792	0,786	0,765	0,782
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al+Cr	0,070	0,029	0,027	0,013	0,029

Tabella C.26 Composizioni di ilmenite e magnetite nelle peridotiti a spinello ercinitico.

Ilmenite e magnetite-Peridotite a spinello ercinitico

SIGLA	1	2	3	4	5	6
	M4B					MAGNETITE
SiO2	0,41	0,55	0,30	0,52	0,42	0,27
TiO2	50,12	50,03	50,52	49,15	49,81	0,15
Al2O3	0,70	0,80	0,00	0,71	0,58	13,37
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23
FeO	36,71	40,49	42,72	43,51	43,03	81,11
MnO	8,02	0,49	0,00	0,00	0,80	0,00
MgO	4,04	7,63	6,46	6,11	5,36	4,87
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe2O3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,80
FeO*	36,70	40,48	42,71	43,50	43,02	28,20
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	99,99	99,98	99,99	99,99	99,99	105,89
Si	0,015	0,019	0,011	0,019	0,015	0,009
Al	0,030	0,033	0,000	0,030	0,025	0,517
Ti	1,372	1,332	1,363	1,323	1,350	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,452
Fe2+	1,117	1,198	1,281	1,302	1,297	0,774
Mn	0,247	0,015	0,000	0,000	0,024	0,000
Mg	0,219	0,403	0,345	0,326	0,288	0,238
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000
Cr/Cr+Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011
Mg/(Mg+Fe)	0,164	0,252	0,212	0,200	0,182	0,235
Fe3+/Fe3++Al+Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,735

Tabella C.27 Composizioni di clorite nelle peridotiti a spinello ercinitico.

Cloriti-Peridotiti a spinello ercinitico

	1	2	3	4	5
Sigla	M4B				
SiO ₂	23,81	24,87	30,24	37,80	37,65
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	30,14	28,85	18,77	8,62	7,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02
FeO	2,51	4,08	3,00	3,75	3,65
MgO	28,85	28,00	32,35	35,00	36,05
MnO	0,06	0,03	0,05	0,20	0,18
CaO	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09
Na ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Tot.	85,46	85,96	84,45	85,49	84,74
Formula su (ossigeni)	28	28	28	28	28
Si	4,561	4,766	5,860	7,226	7,275
Al ^{iv}	3,439	3,234	2,140	0,774	0,725
Al ^{vi}	3,367	3,285	2,147	1,169	0,872
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,012
Cr	0,000	0,020	0,000	0,000	0,005
Fe	0,402	0,654	0,486	0,600	0,590
Mg	8,240	8,002	9,347	9,977	10,387
Mn	0,010	0,005	0,008	0,032	0,029
Ca	0,010	0,008	0,008	0,010	0,019
Na	0,015	0,000	0,000	0,011	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002
somma tetraedrici	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
somma ottaedrici	12,044	11,974	11,997	11,807	11,916
somma cationi	20,044	19,974	19,997	19,807	19,916
Mg/(Mg+Fe)	0,953	0,924	0,951	0,943	0,946

APPENDICE D

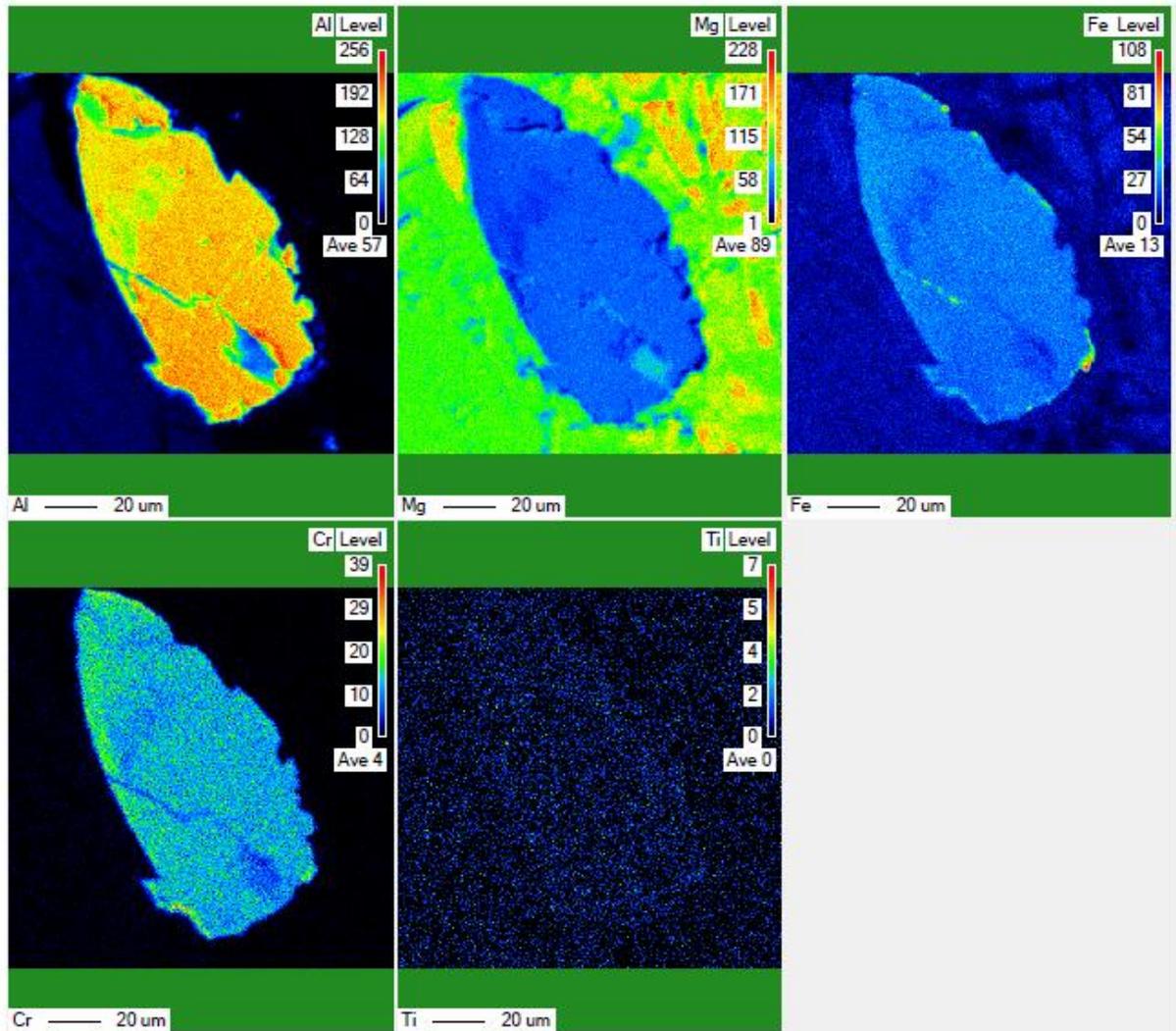


Figura D.1: mappe della distribuzione di Al-Mg-Fe-Cr-Ti di un cristallo subidiomorfo di spinello a composizione picotitica. Le immagini mostrano l'assenza di zonature composizionali sistematiche, a meno di un orlo discontinuo ed irregolare più esterno in cui si osserva un aumento in Fe e una relativa diminuzione in Mg. Le mappe sono state ottenute in WDS utilizzando una microsonda elettronica JEOL presso il DiBEST, Università della Calabria.

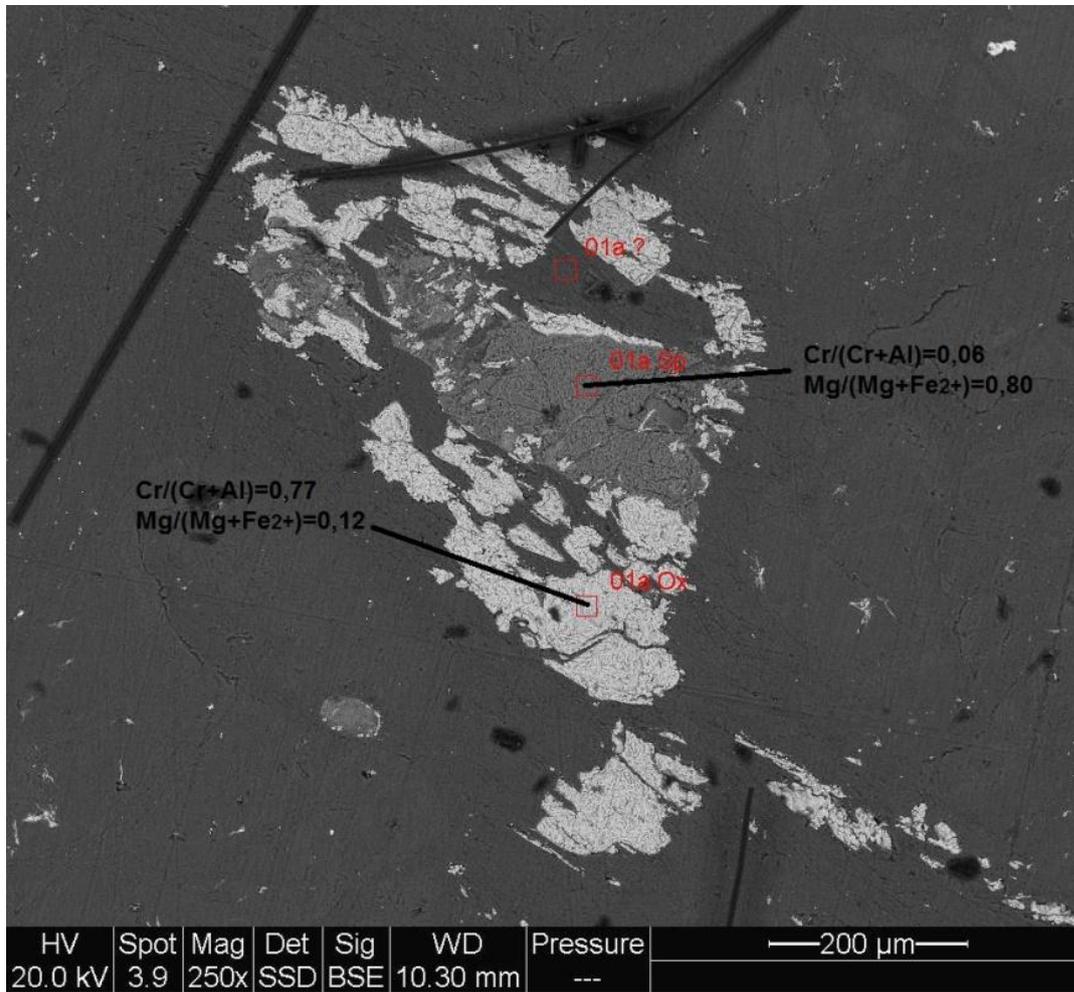


Figura D.2: mappe composizionali in BSE di cristalli degli spinelli interstiziali nelle quali si osserva la variazione composizionale da pleonaste ad magnetite cromifera come evidenziato in figura dalla variazione dei rapporti $Cr/(Cr+Al)$ e $Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

APPENDICE E

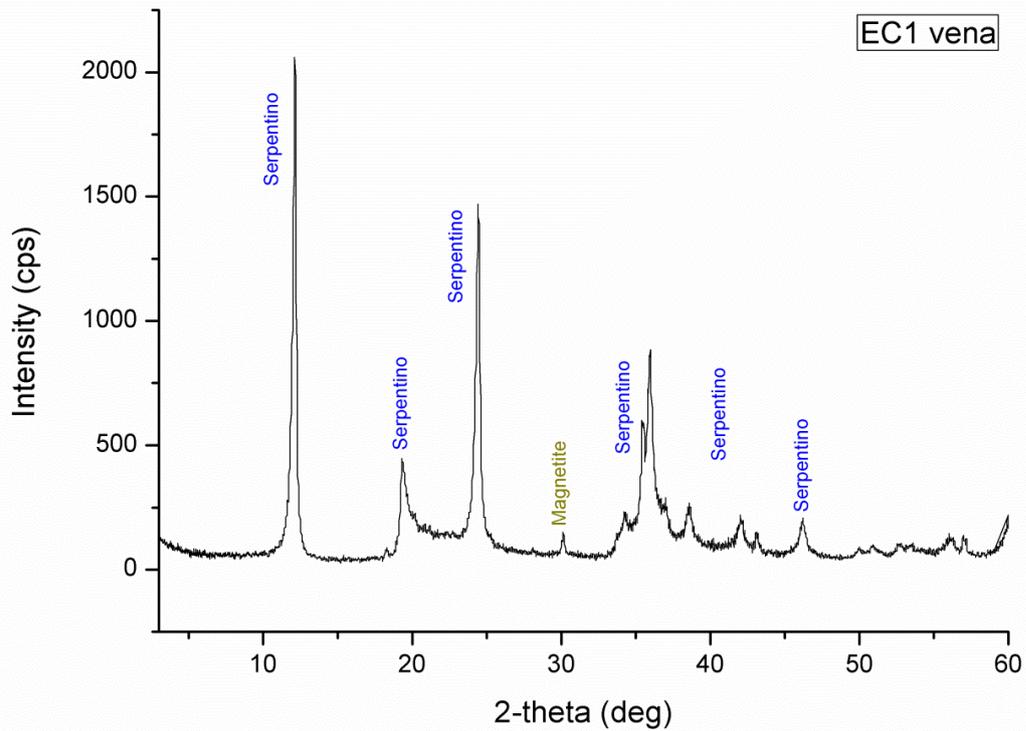


Figura E1: spettro XRD ottenuto su una vena le peridotiti serpentizzate dell'Unità della Sila. Nella vena le fibre di serpentino crescono secondo modalità di tipo uniaassiale (slip-fiber).

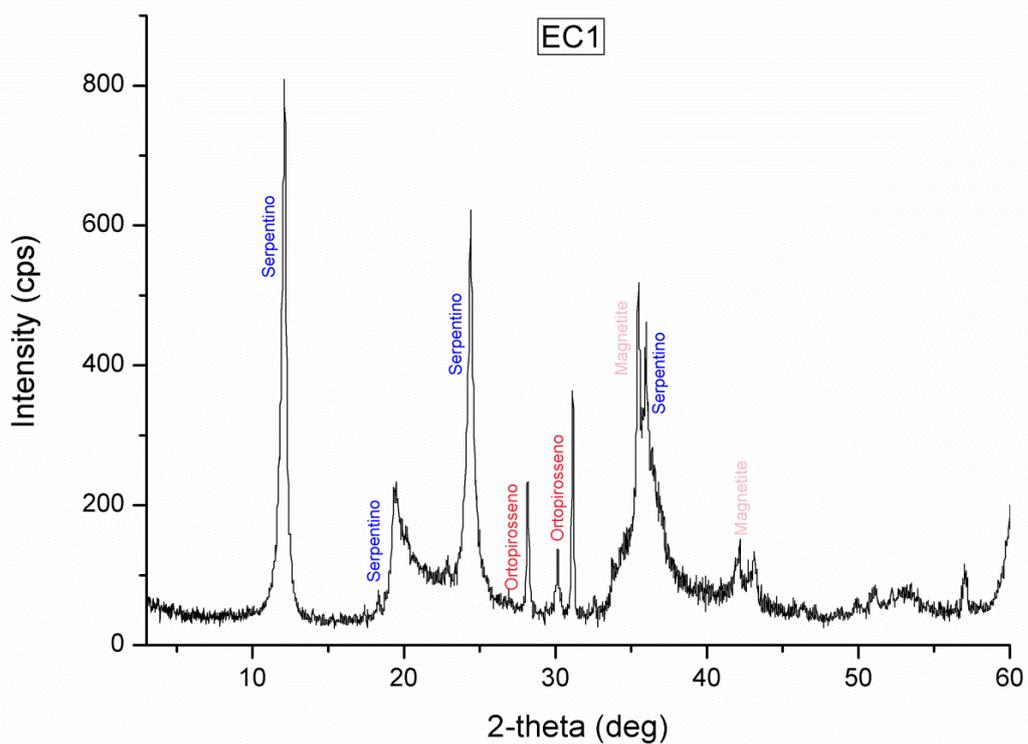


Figura E2: spettro XRD ottenuto su un campione tal quale di peridotiti serpentizzate dell'Unità della Sila.

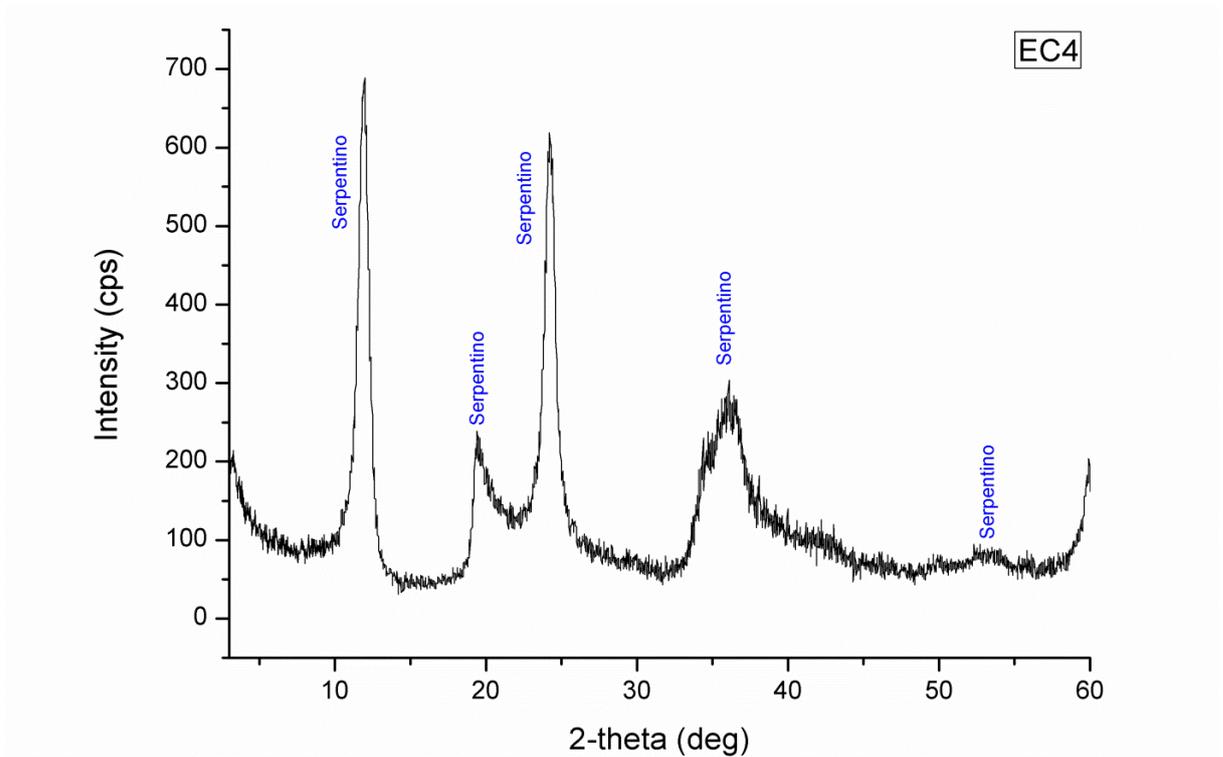


Figura E3: spettro XRD ottenuto su una vena discordante la foliazione S1 nelle pirosseniti concordanti dell'Unità della Sila. Nella vena le fibre di serpentino crescono secondo modalità di tipo cross-fiber.

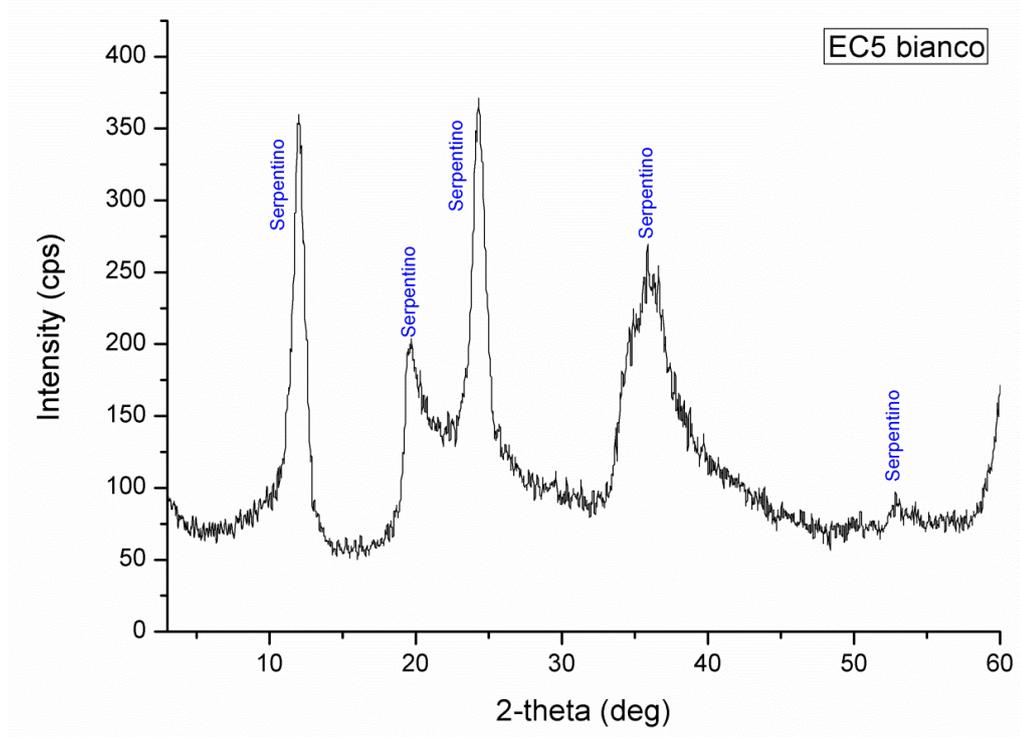


Figura E4: spettro XRD ottenuto su una vena discordante la foliazione S1 nelle pirosseniti concordanti dell'Unità della Sila. Nella vena le fibre di serpentino crescono secondo modalità di tipo atassiale.

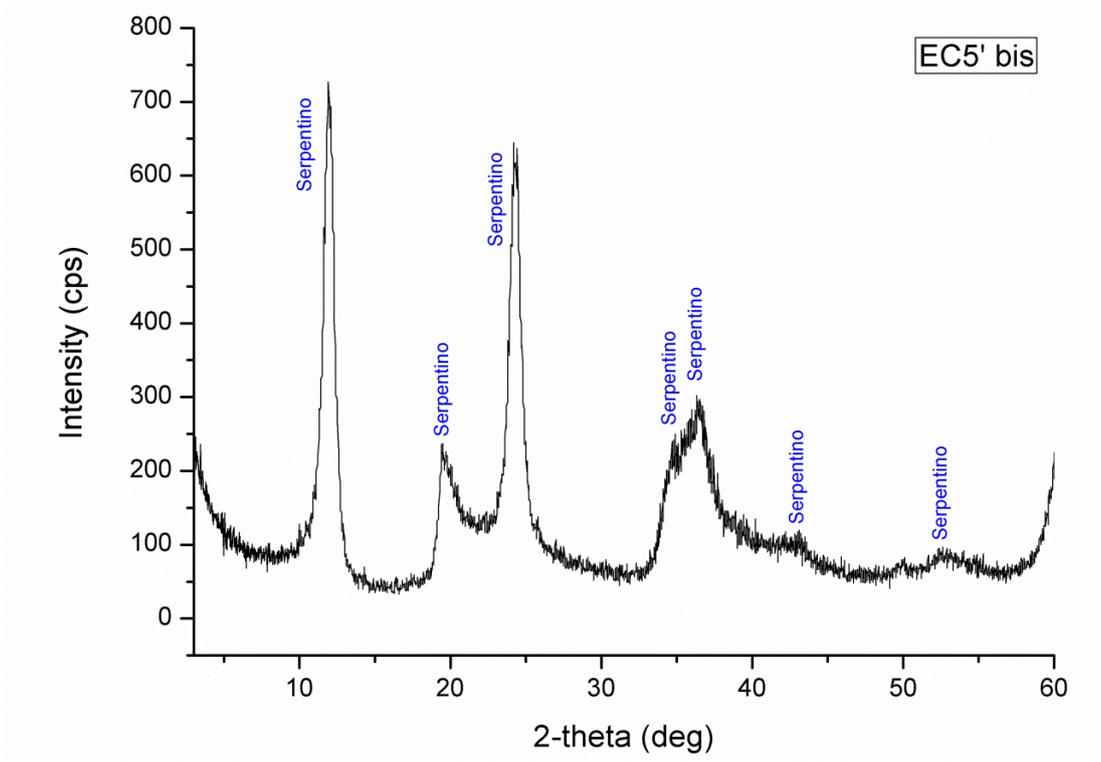


Figura E5: spettro XRD ottenuto su una vena discordante la foliazione S1 nelle pirosseniti concordanti dell'Unità della Sila. Nella vena le fibre di serpentino crescono secondo modalità di tipo atassiale.

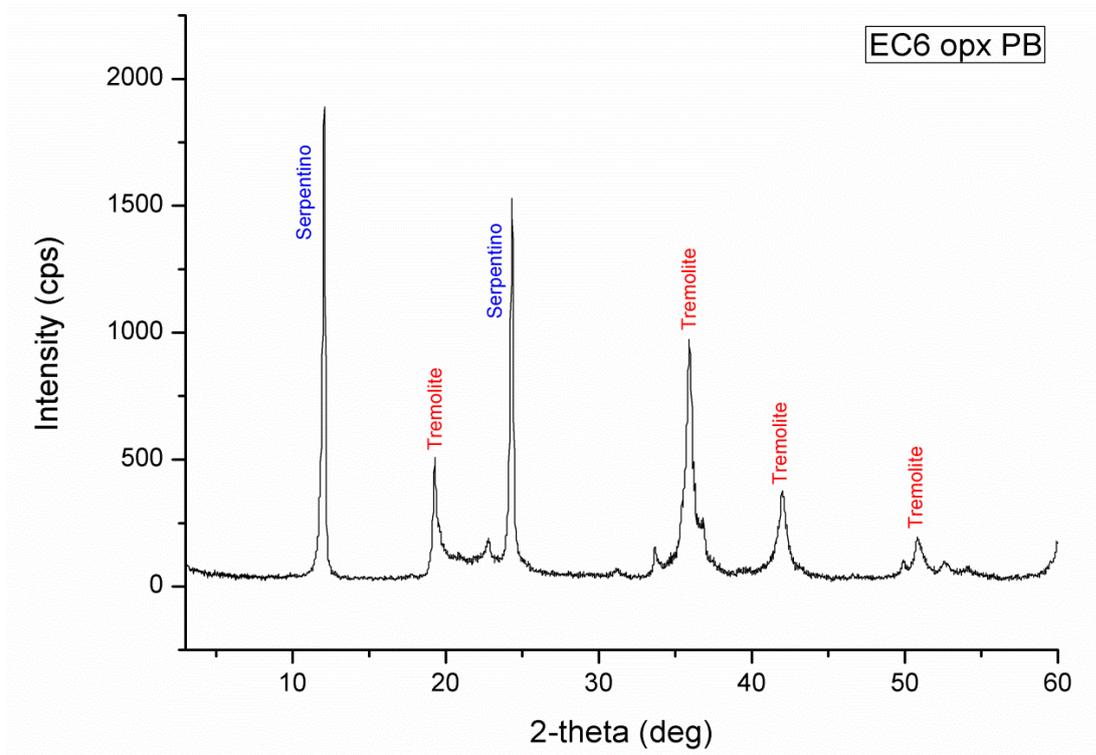


Figura E6: spettro XRD ottenuto su una vena nella pirossenite discordante.

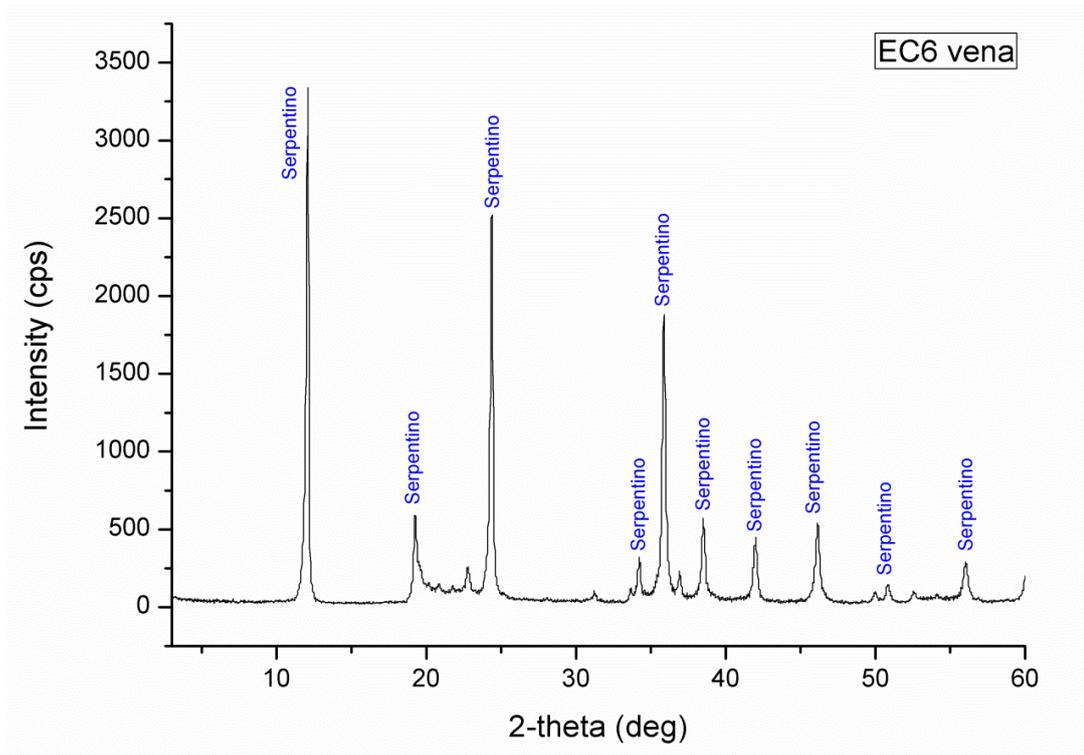


Figura E7: spettro XRD ottenuto su una vena concordante la foliazione S1 nelle pirosseniti concordanti dell'Unità della Sila. Nella vena le fibre di serpentino crescono secondo modalità di tipo uni assiale (slip fiber).

APPENDICE F

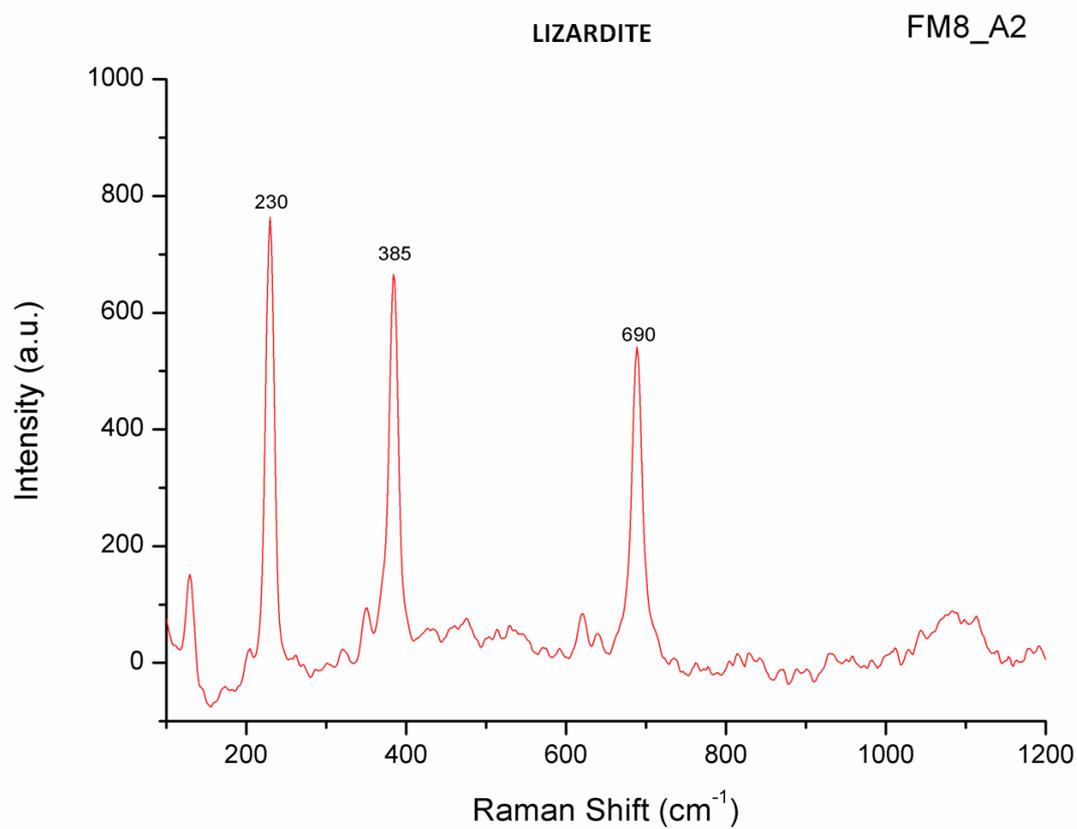


Figura F1: spettro Raman ottenuto su un cristallo di lizardite stirato lungo la foliazione S1. Peridotiti serpentizzate dell'Unità della Sila.

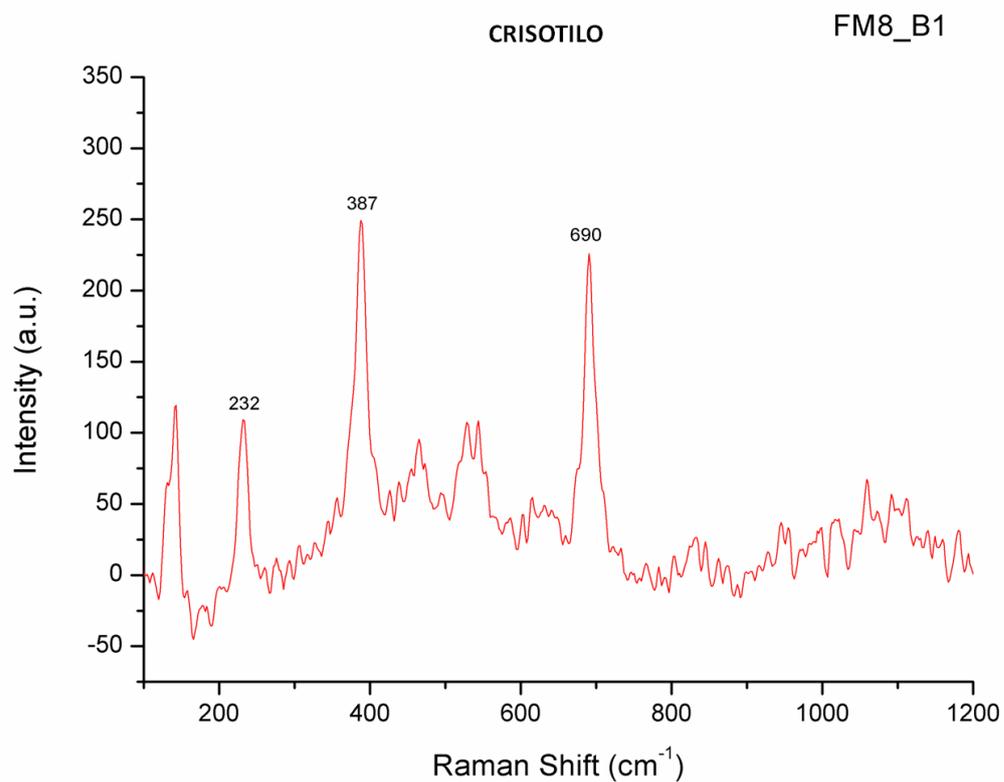


Figura F2: spettro Raman ottenuto su un cristallo di bastite in un campione di peridotite serpentinizzata dell'Unità della Sila.

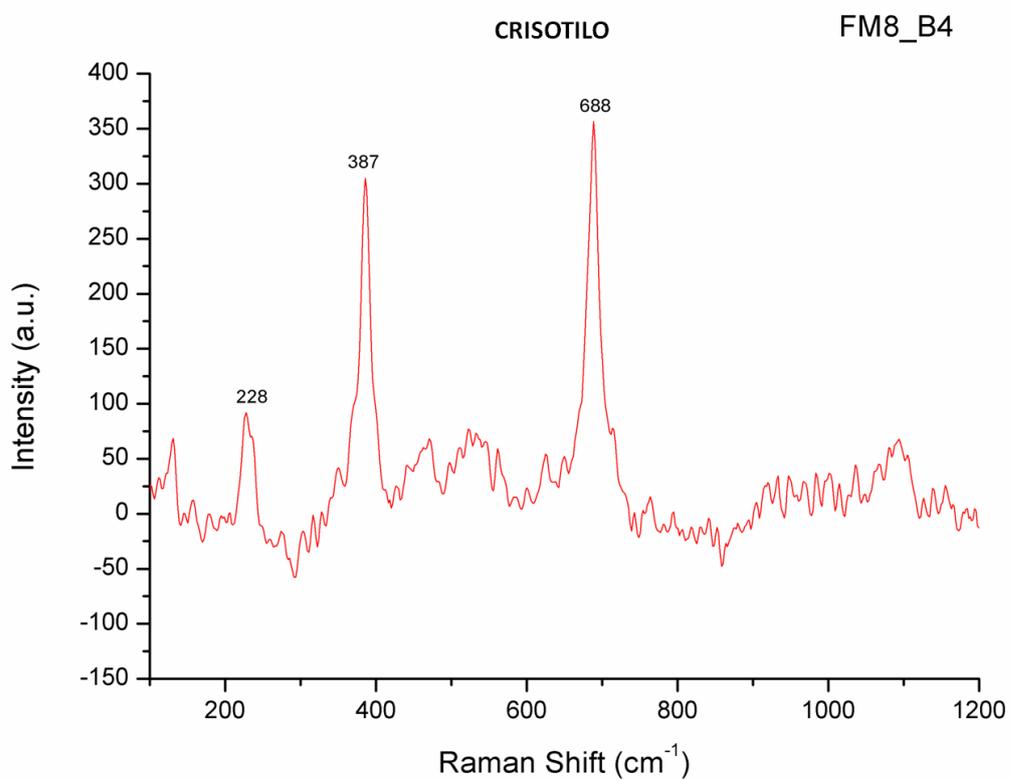


Figura F3: spettro Raman ottenuto su un cristallo di bastite in un campione di peridotite serpentinizzata dell'Unità della Sila.

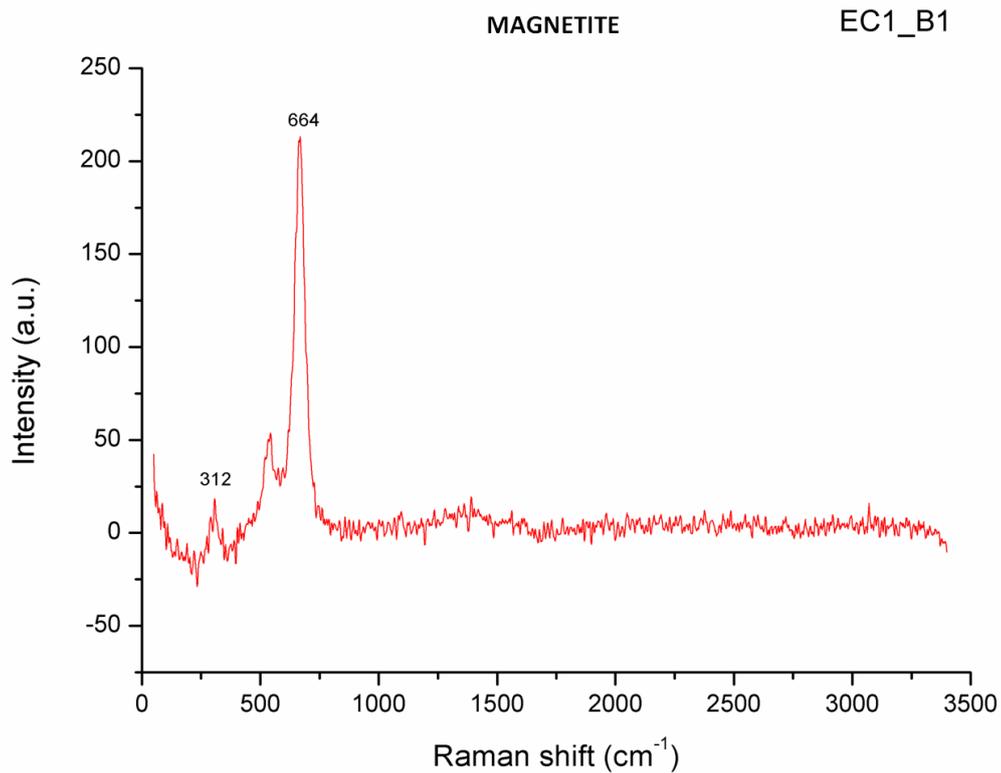


Figura F4: spettro Raman ottenuto su un cristallo di magnetite in strutture di tipo net-like (Unità della Sila).

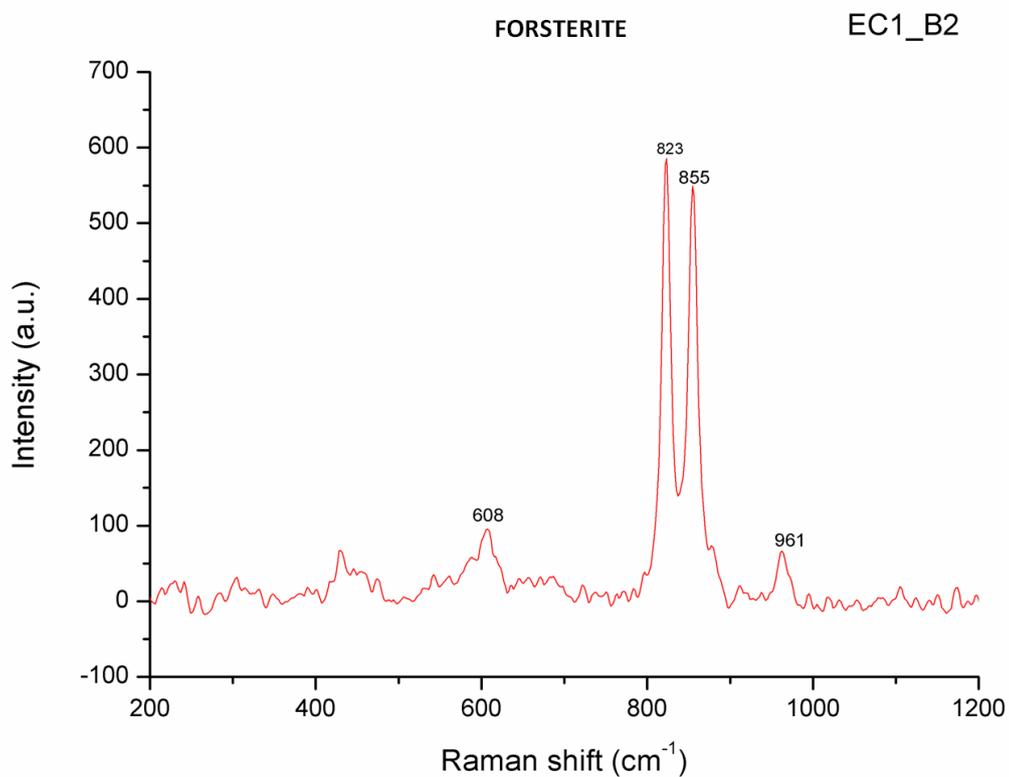


Figura F5: spettro Raman ottenuto su un cristallo di olivina relitta in strutture di tipo net-like.(Unità della Sila).

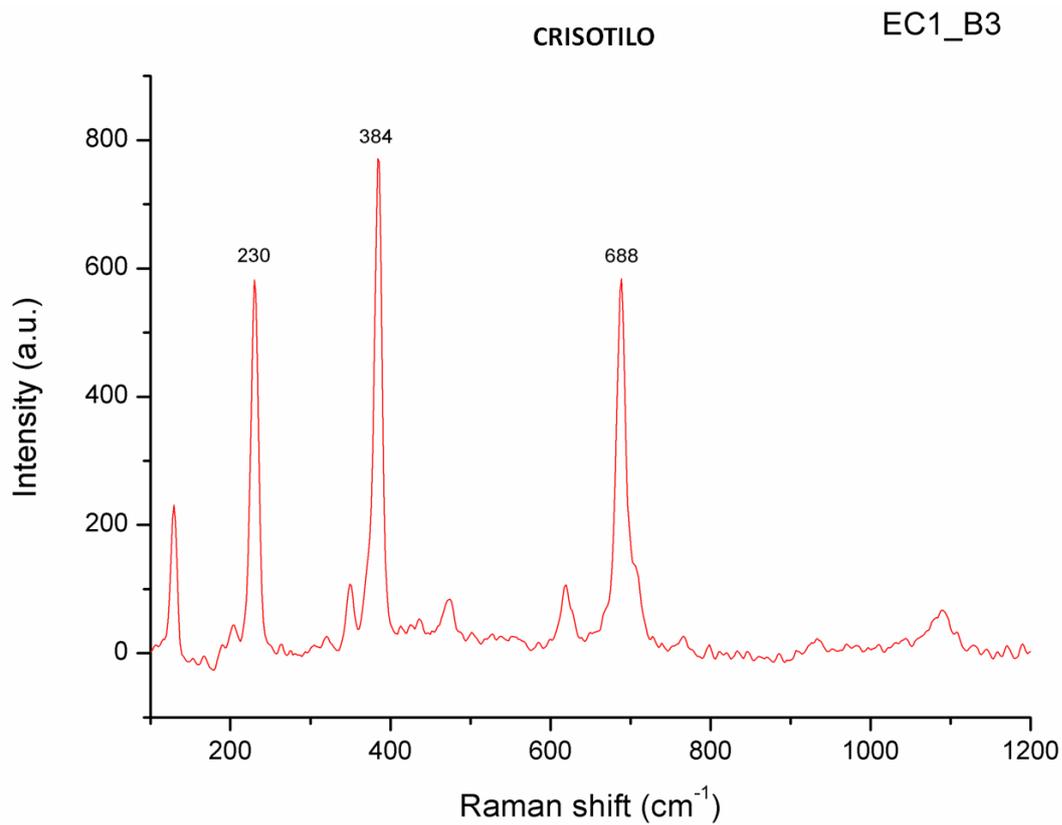


Figura F6: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo in un volume di peridotite serpentinizzata (Unità della Sila).

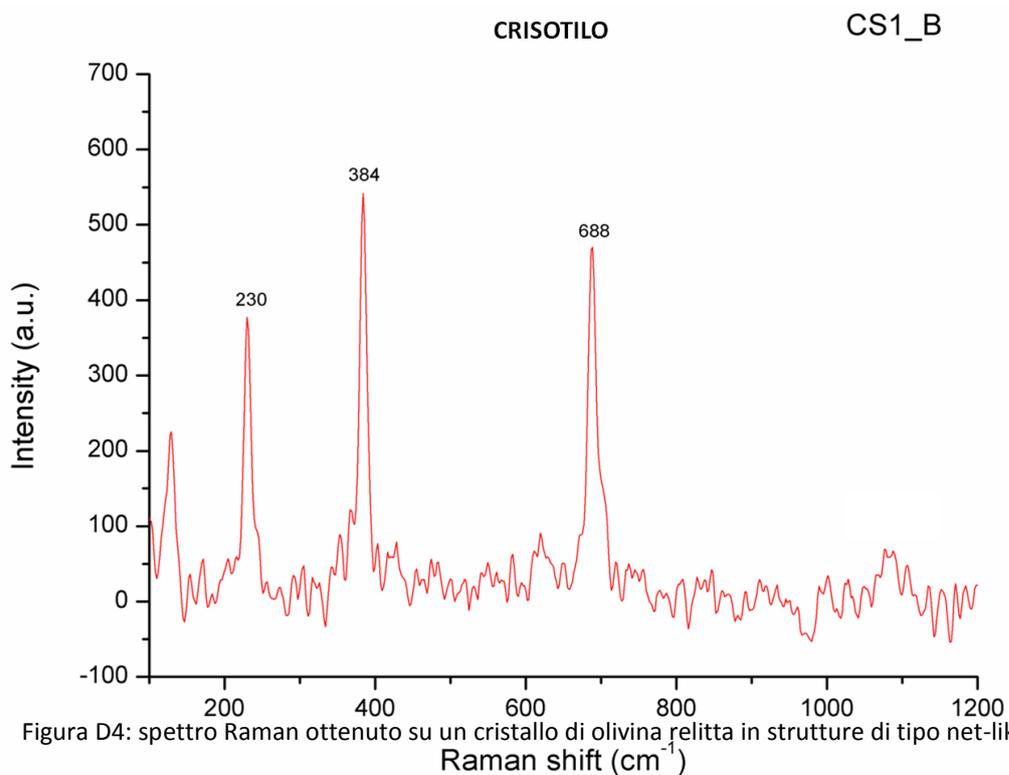


Figura D4: spettro Raman ottenuto su un cristallo di olivina relitta in strutture di tipo net-like (Unità della Sila).

Figura F7: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo in posizione assiale in una vena discordante la foliazione S1 (Unità della Sila).

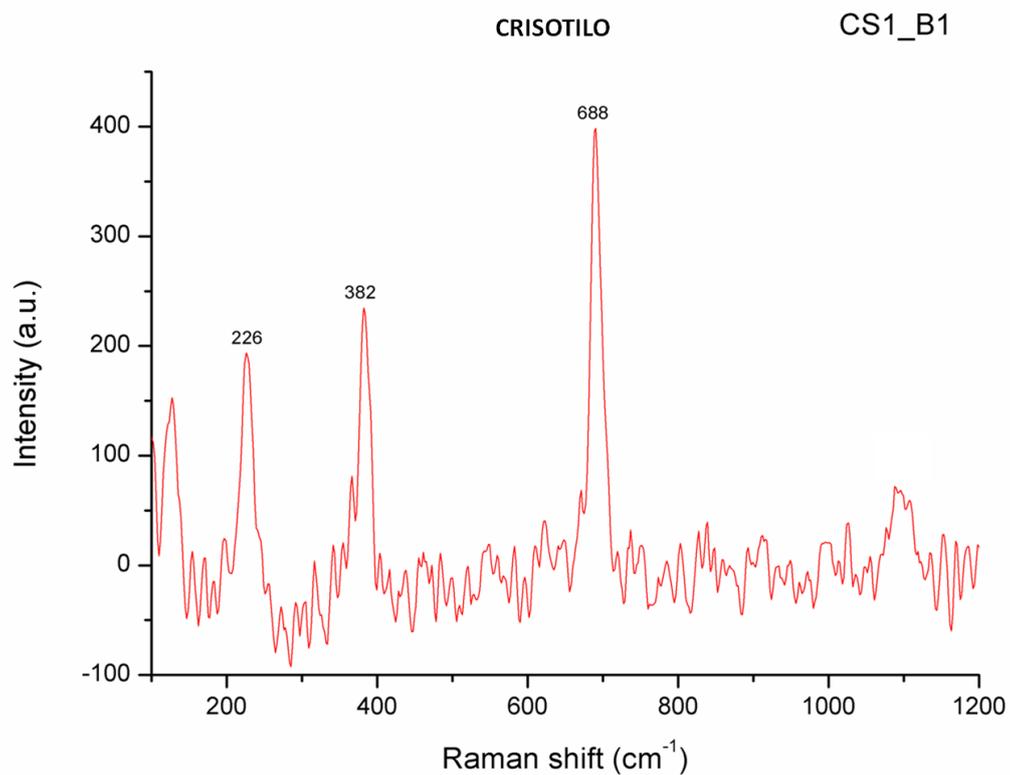


Figura F8: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo sul bordo di una vena discordante la foliazione S1 (Unità della Sila).

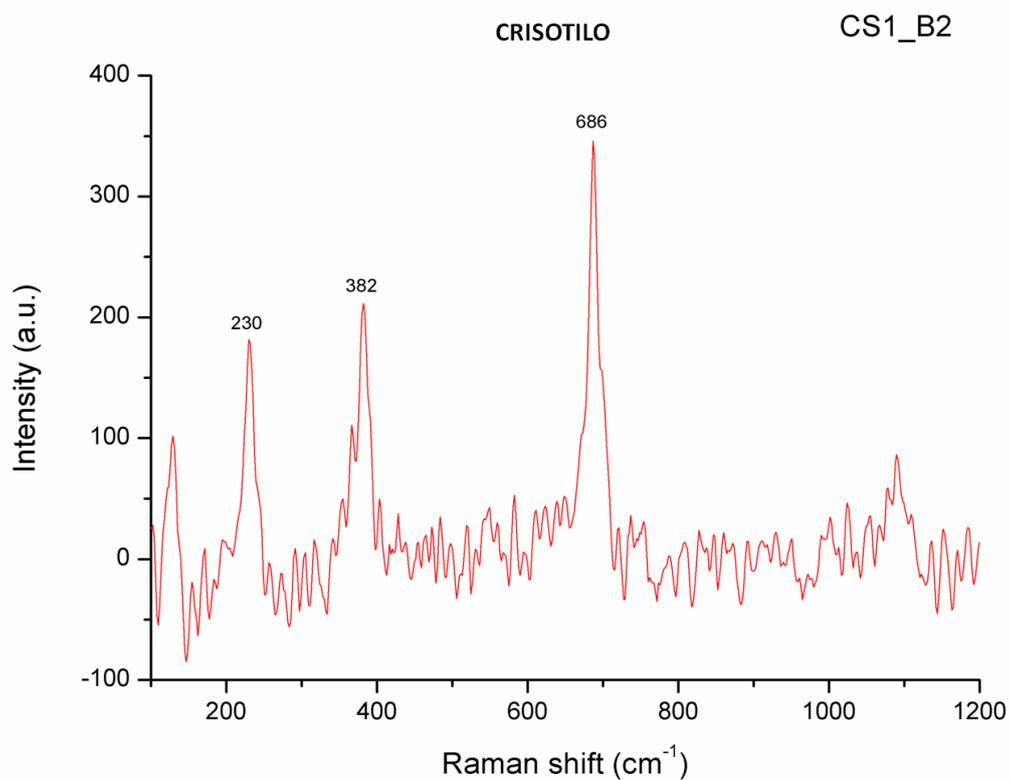


Figura F9: spettro Raman ottenuto su un cristallo di crisotilo all'interno di un volume serpentinitico in prossimità di una vena discordante la foliazione S1 (Unità della Sila).

APPENDICE G

Tabella G.1: associazione mineralogica delle peridotiti serpentinizzate e delle breccie di serpentiniti milonitizzate (campione 0.11) di Monte Reventino.

Peridotiti Serpentinizzate-brecce di serpentiniti					
S	Srp	Mag	Spl		Cpx
2.S	Srp	Mag	Spl	Opx	Cpx
5.2	Srp	Mag	Spl	Opx	Cpx
13.S	Srp	Mag	Spl	Opx	
0.11	Srp	Mag	Spl	Tr	Cal

APPENDICE H

Tabella H.1 Composizioni dei clinopirosseni nelle peridotiti serpentizzate dell' Unità di Gimigliano-M.te Reventino. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Clinopirosseni-Peridotiti serpentizzate

	1	2	3	4	5	6	7	8
SIGLA	S2							
SiO2	52,819	52,191	52,419	52,458	51,896	53,007	52,246	53,115
TiO2	0,317	0,274	0,244	0,294	0,306	0,157	0,315	0,354
Al2O3	5,962	6,249	6,216	6,776	6,205	5,783	5,603	6,346
Cr2O3	0,974	0,961	0,929	0,984	0,925	0,936	0,938	0,909
FeO	2,167	2,398	2,229	2,344	2,191	2,235	2,192	2,395
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	14,987	14,437	14,751	14,630	14,401	14,928	14,641	14,544
CaO	22,014	21,700	22,059	21,507	21,413	22,499	22,197	21,032
Na2O	1,039	0,928	1,038	0,946	0,968	0,894	0,824	1,058
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,28	99,14	99,89	99,94	98,31	100,44	98,96	99,75
Si	1,910	1,914	1,903	1,906	1,917	1,916	1,920	1,934
Al(iv)	0,090	0,086	0,097	0,094	0,083	0,084	0,080	0,066
Al(vi)	0,164	0,184	0,169	0,196	0,187	0,162	0,163	0,206
Ti	0,009	0,008	0,007	0,008	0,008	0,004	0,009	0,010
Cr	0,028	0,028	0,027	0,028	0,027	0,027	0,027	0,026
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,066	0,074	0,068	0,071	0,068	0,068	0,067	0,073
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,808	0,789	0,798	0,792	0,793	0,805	0,802	0,790
Ca	0,853	0,852	0,858	0,837	0,847	0,871	0,874	0,821
Na	0,073	0,066	0,073	0,067	0,069	0,063	0,059	0,075
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,001	4,001	4,000	3,999	3,999	4,000	4,001	4,001
Wo %	49,40	49,70	49,80	49,20	49,60	49,90	50,10	48,80
En %	46,80	46,00	46,30	46,60	46,40	46,20	46,00	46,90
Fs %	3,80	4,30	3,90	4,20	4,00	3,90	3,80	4,30

Tabella H.1 Composizioni dei clinopiroseni nelle peridotiti serpentizzate dell' Unità di Gimigliano-M.te Reventino. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 6 ossigeni.

Clinopiroseni-Peridotiti serpentizzate

	9	10	11	12	13	14	15
SIGLA	2						
SiO2	52,750	51,560	50,704	52,792	52,043	51,833	52,538
TiO2	0,249	0,373	0,463	0,287	0,232	0,329	0,262
Al2O3	5,771	6,161	5,772	6,038	6,126	5,849	6,135
Cr2O3	0,818	0,803	0,843	0,812	0,953	0,888	0,982
FeO	2,795	2,458	2,281	2,494	2,397	2,199	2,305
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	15,841	13,796	14,537	16,045	14,241	15,067	15,246
CaO	20,375	20,528	21,143	20,732	21,018	22,222	22,082
Na2O	0,868	1,149	1,085	0,903	0,891	0,838	1,123
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	99,47	96,83	96,83	100,10	97,90	99,23	100,67
Si	1,921	1,935	1,898	1,907	1,933	1,895	1,889
Al(iv)	0,079	0,065	0,102	0,093	0,067	0,105	0,111
Al(vi)	0,169	0,208	0,153	0,164	0,201	0,147	0,149
Ti	0,007	0,011	0,013	0,008	0,006	0,009	0,007
Cr	0,024	0,024	0,025	0,023	0,028	0,026	0,028
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,085	0,077	0,071	0,075	0,074	0,067	0,069
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,860	0,772	0,811	0,864	0,789	0,821	0,817
Ca	0,795	0,825	0,848	0,802	0,837	0,870	0,851
Na	0,061	0,084	0,079	0,063	0,064	0,059	0,078
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4,001	4,001	4,000	3,999	3,999	3,999	3,999
Wo %	45,70	49,30	49,00	46,10	49,20	49,50	49,00
En %	49,40	46,10	46,90	49,60	46,40	46,70	47,00
Fs %	4,90	4,60	4,10	4,30	4,40	3,80	4,00

Tabella H.2 Composizioni degli spinelli nelle peridotiti serpentinizzate dell'Unità di Gimigliano-M.te Reventino. La formula strutturale è stata ricalcolata sulla base di 4 ossigeni.

Spinelli-Peridotiti serpentinizzate

SIGLA	1		3		5		6	
	incl in Cpx	bordo	MAGNETITE	MAGNETITE	bordo	bordo		
S2					2			
SiO2	0	0	0	0	0	0	2,23	
TiO2	0	0,01	0	0	0,05	0	0	
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	
Cr2O3	6,58	10,64	0	0	4,08	5,15		
FeO	92,53	88,98	99,74	99,55	95,42	89,55		
MnO	0,89	0	0	0	0	0	0	
MgO	0,89	0,37	0,26	0,45	0,45	2,87		
CaO			0	0		0,2		
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Tot.	100,89	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Fe2O3*	68,11	62,68	74,24	74,35	69,80	64,56		
FeO*	31,25	32,57	32,93	32,65	32,61	31,45		
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Tot.	107,72	106,27	107,43	107,45	106,99	106,47		
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,078		
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000		
Cr	0,184	0,303	0,000	0,000	0,116	0,143		
Fe3+	1,816	1,697	2,000	2,000	1,882	1,701		
Fe2+	0,926	0,980	0,986	0,976	0,977	0,921		
Mn	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,047	0,020	0,014	0,024	0,024	0,150		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008		
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Tot.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,001		
Usp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	7,80		
Cr/Cr+Al	1,00	1,00	0,00	0,00	1,00	1,00		
Mg/(Mg+Fe)	0,05	0,0200	0,01	0,02	0,02	0,14		

Tabella H.3 Composizione del serpentino nelle peridotiti serpentizzate dell'Unità di Gimigliano-M.te Reventino

Serpentino-Peridotiti serpentizzate

	1	2	3	4
SIGLA	S2			
SiO2	50,00	50,19	51,07	49,87
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	1,79	1,86	1,57	2,05
FeO	6,89	7,17	8,66	6,26
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	41,32	40,78	38,70	41,82
-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	100,00	100,00	100,00	100,00

APPENDICE I

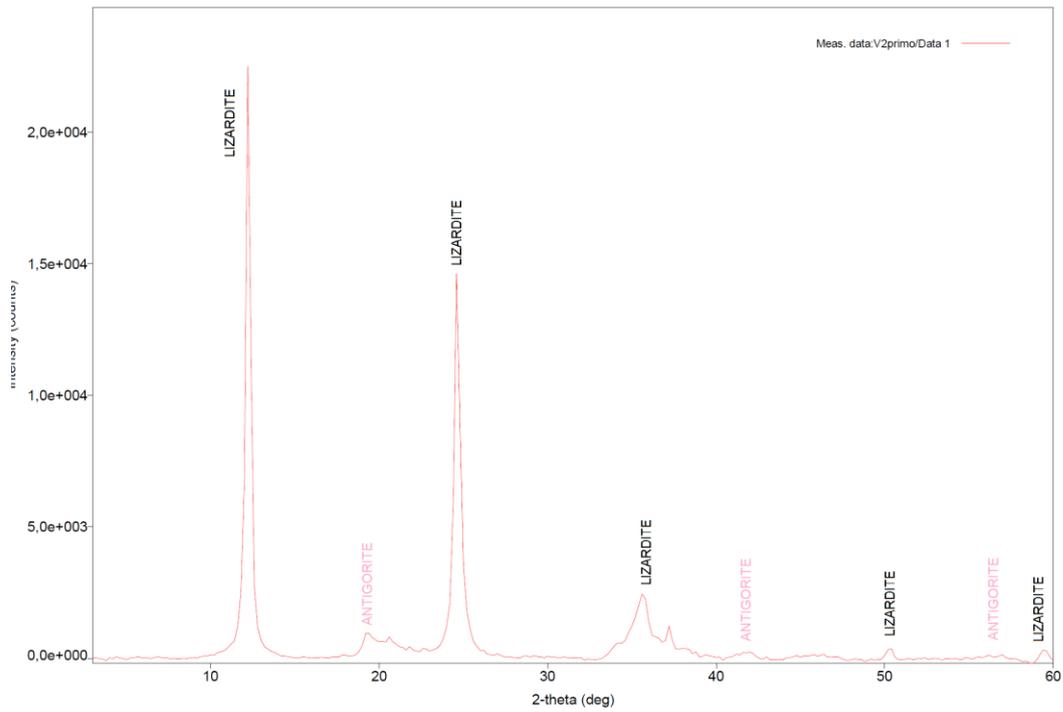


Figura I.1: spettro XRD ottenuto su una vena di serpentino all'interno della matrice delle brecce di serpentinite in prossimità del contatto con la peridotite serpentinitizzata. La vena è interessata da eventi plicativi. Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

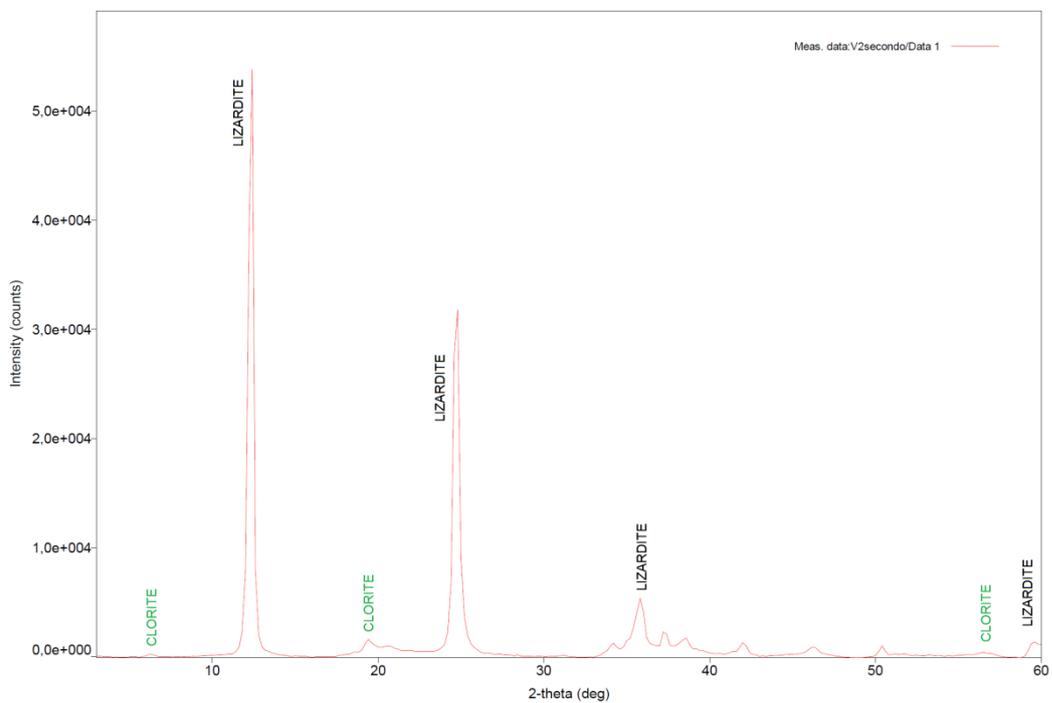


Figura I.2: spettro XRD ottenuto su una vena di serpentino all'interno della matrice delle brecce di serpentinite. La vena è interessata da eventi plicativi. Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

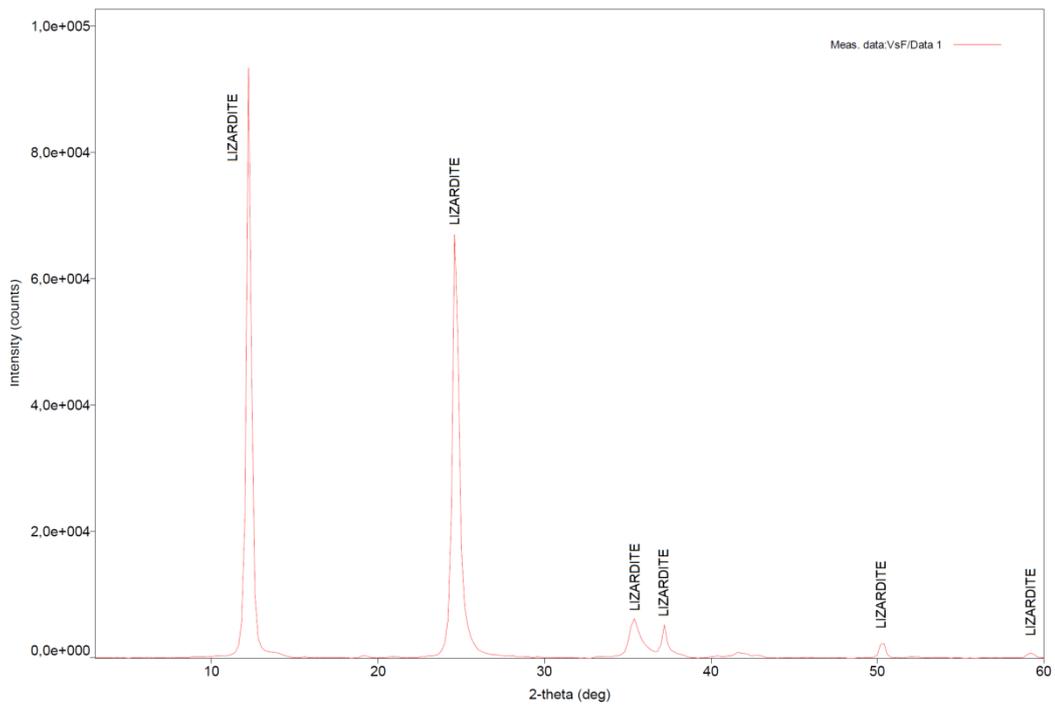


Figura I.3: spettro XRD ottenuto su una vena di serpentino all'interno della matrice delle breccie di serpentinite. La vena è interessata da eventi plicativi. Lo sviluppo delle fibre è di tipo slip fiber. Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

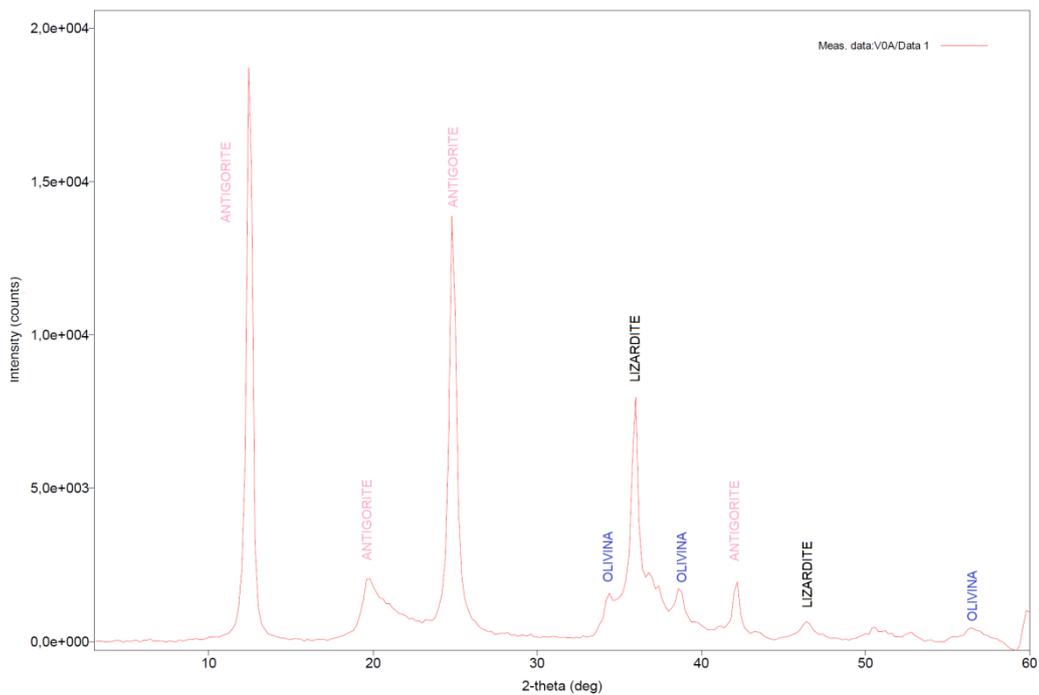


Figura I.4: spettro XRD ottenuto su campione di peridotite serpentizzata tal quale dell' Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

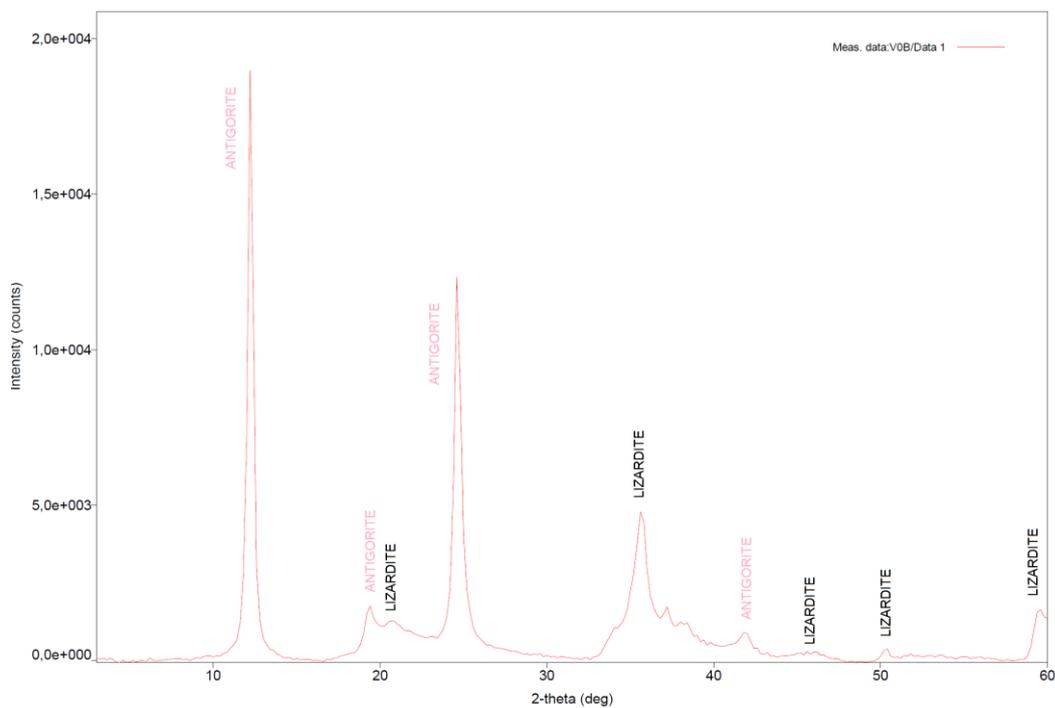


Figura I.5: spettro XRD ottenuto su una vena di serpentino che cresce lungo piani di faglia. I minerali del gruppo del serpentino hanno aspetto massivo e modalità di crescita di tipo slip fiber. Unità di Gimigliano-Monte Reventino.

APPENDICE L

Tabella L.1: composizione chimica su roccia totale delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità della Sila

Sigla	1		2		3		4		5		6		7		8	
	M6	M55	M59	M60	M62	M63	CT4	CT5								
SiO ₂	44,20	44,61	43,25	43,98	44,00	43,34	44,21	44,28								
TiO ₂	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03								
Al ₂ O ₃	1,35	0,96	1,21	1,82	1,14	0,80	1,35	1,35								
Fe ₂ O ₃	9,25	9,38	9,63	9,05	9,00	6,86	8,64	9,13								
MgO	43,84	43,84	44,23	43,40	44,55	47,11	44,50	44,05								
MnO	0,15	0,09	0,15	0,16	0,09	0,19	0,11	0,11								
CaO	0,00	0,00	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02								
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
K ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,07	0,00								
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
Cr ₂ O ₃	0,88	0,78	1,09	1,23	0,85	1,35	0,85	0,81								
NiO	0,31	0,26	0,35	0,29	0,23	0,32	0,22	0,22								
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00								
LOI	13,95	14,14	13,26	14,95	14,93	13,66	13,29	13,28								
Mg/(Mg+Total Fe)	90,37	90,26	90,09	90,47	90,74	93,15	91,07	90,52								
Mg/(Mg+Fe ₂₊)	93,06	92,97	92,85	93,13	93,33	95,10	93,58	93,17								
Sc ppm	10	8	9	9	9	9	9	9								
Ni ppm	2089	1753	2374	1968	1514	2144	1528	1471								
Cr ppm	2607	2293	3235	3571	2480	4001	2527	2396								
V ppm	43	27	31	48	32	66	39	37								
Co ppm	94	90	102	86	92	113	91	90								

Tabella L.1: composizione chimica su roccia totale delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità della Sila

Sigla	9	10	11	12	13	14	15	16
	CT8	CT9	CT10	VF26	VF63	VF75	VF80C	VF84
SiO ₂	45,94	44,42	44,83	44,75	45,31	44,99	45,82	44,40
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,22	0,03	0,02	0,03	0,68
Al ₂ O ₃	1,46	1,10	1,00	1,58	0,65	0,85	0,86	1,44
Fe ₂ O ₃	8,50	8,98	9,26	7,61	7,91	8,21	8,43	8,24
MgO	42,77	44,27	43,67	44,69	44,81	44,55	43,45	44,25
MnO	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,11
CaO	0,11	0,02	0,00	0,08	0,05	0,06	0,24	0,06
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,12	0,14	0,14	0,10	0,10
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,91	0,87	0,92	0,58	0,69	0,77	0,55	0,46
NiO	0,22	0,24	0,23	0,26	0,30	0,30	0,42	0,25
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	10,47	13,78	15,47	11,38	14,18	14,80	12,46	10,95
Mg/(Mg+Total Fe)	90,88	90,71	90,33	92,09	91,82	91,49	91,08	91,41
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	93,44	93,31	93,03	94,32	94,13	93,88	93,59	93,82
Sc ppm	10	9	9	12	9	9	5	13
Ni ppm	1535	1643	1549	1778	2007	1991	2912	1768
Cr ppm	2781	2573	2653	1775	2031	2252	1639	1409
V ppm	36	36	41	58	36	47	28	80
Co ppm	89	95	91	84	89	91	110	86

Tabella L.1: composizione chimica su roccia totale delle peridotiti serpentinite dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle peridotiti serpentinite dell'Unità della Sila

	17	18	19	20	21	22	23	24
Sigla	VF85	CP44	CP54	CP55	CP56	CP69	CP70	N6
SiO ₂	44,09	45,25	45,28	45,36	45,38	44,57	44,35	46,85
TiO ₂	0,06	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	1,41	0,78	0,93	0,94	1,51	1,49	1,47	1,75
Fe ₂ O ₃	8,16	7,13	7,35	7,13	7,14	6,87	7,01	8,05
MgO	44,91	45,60	45,15	45,18	44,66	45,68	45,63	43,10
MnO	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
CaO	0,03	0,06	0,11	0,03	0,05	0,23	0,24	0,09
Na ₂ O	0,13	0,09	0,13	0,10	0,10	0,10	0,08	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,81	0,63	0,62	0,79	0,71	0,63	0,81	0,00
NiO	0,29	0,33	0,31	0,34	0,32	0,29	0,29	0,00
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	13,48	13,80	13,71	14,07	13,26	12,31	12,48	11,82
Mg/(Mg+Total Fe)	91,59	92,68	92,40	92,62	92,52	92,94	92,80	91,38
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	93,96	94,76	94,56	94,71	94,65	94,95	94,85	93,81
Sc ppm	10	9	12	8	8	8	8	0
Ni ppm	1944	2206	2137	2302	2216	1992	1968	2447
Cr ppm	2410	1856	1833	2338	2107	1906	2425	2256
V ppm	50	36	39	37	44	36	42	38
Co ppm	93	91	88	91	98	89	89	90

Tabella L.2: composizione chimica su roccia totale delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila

Sigla	1 CS19B	2 FM9	3 FM6	4 M56	5 M61	6 CT3	7 VF59	8 VF67
SiO ₂	46,54	48,69	53,07	46,78	47,24	44,78	46,04	47,99
TiO ₂	0,07	0,03	0,08	0,02	0,03	0,02	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	1,24	1,51	0,91	1,52	2,28	1,18	1,11	2,20
Fe ₂ O ₃	9,49	9,45	6,90	8,55	7,95	9,02	7,83	8,61
MgO	40,74	38,69	31,41	40,94	40,51	43,27	43,74	39,45
MnO	0,15	0,18	0,20	0,09	0,17	0,11	0,12	0,16
CaO	1,64	1,45	7,43	1,03	0,82	0,02	0,07	0,22
Na ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,12	0,15
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,09	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,77	0,65	1,22	0,62	0,87
NiO	0,00	0,00	0,00	0,20	0,22	0,25	0,29	0,27
TOT	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	6,90	9,97	2,45	10,29	11,62	12,21	12,60	5,49
Mg/(Mg+Total Fe)	89,47	89,03	90,01	90,46	90,99	90,49	91,71	90,07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	92,39	92,06	92,79	93,13	93,52	93,14	94,05	92,84
Sc ppm	0	0	0	10	10	9	6	12
Ni ppm	2186	3444	848	1415	1543	1723	2003	2013
Cr ppm	1848	1441	427	2352	1969	3673	1849	2743
V ppm	65	37	65	43	33	50	33	81
Co ppm	101	132	51	83	77	106	88	87

Tabella L.2: composizione chimica su roccia totale delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila

Sigla	9 VF69	10 VF70	11 VF79	12 VF81	13 CP52	14 N32	15 N33	16 N27
SiO ₂	47,26	46,28	47,26	46,71	44,26	46,84	48,04	45,97
TiO ₂	0,06	0,10	0,07	0,08	0,03	0,11	0,15	0,04
Al ₂ O ₃	2,21	2,84	2,06	2,06	1,44	2,70	2,34	1,60
Fe ₂ O ₃	8,03	8,36	8,38	8,13	7,20	9,11	8,30	8,17
MgO	40,91	39,27	40,67	41,63	45,59	40,05	39,72	43,98
MnO	0,15	0,11	0,15	0,13	0,10	0,16	0,15	0,13
CaO	0,20	1,89	0,18	0,12	0,24	1,03	1,28	0,09
Na ₂ O	0,15	0,16	0,15	0,11	0,12	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,76	0,75	0,82	0,78	0,72	0,00	0,00	0,00
NiO	0,25	0,23	0,27	0,24	0,29	0,00	0,00	0,00
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99
LOI	7,09	8,31	6,65	9,15	12,56	7,29	6,75	9,45
Mg/(Mg+Total Fe)	90,98	90,29	90,57	91,03	92,62	89,71	90,46	91,42
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	93,51	93,00	93,21	93,55	94,71	92,57	93,12	93,84
Sc ppm	12	18	11	14	8	0	0	0
Ni ppm	1824	1641	2002	1748	2014	1731	1536	2057
Cr ppm	2428	2356	2612	2416	2171	3548	2017	2719
V ppm	60	85	64	62	41	99	75	34
Co ppm	79	83	85	81	91	81	69	80

Tabella L.2: composizione chimica su roccia totale delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila

Sigla	17	18	19	20	21
	N17	N18B	N11	N18C	N18A
SiO ₂	44,28	49,08	45,98	45,17	46,35
TiO ₂	0,06	0,16	0,10	0,07	0,12
Al ₂ O ₃	3,32	3,88	2,55	3,50	3,44
Fe ₂ O ₃	7,53	7,70	8,52	8,63	8,27
MgO	44,64	36,47	40,36	42,18	40,25
MnO	0,09	0,11	0,10	0,12	0,11
CaO	0,08	2,47	2,35	0,33	1,43
Na ₂ O	0,00	0,10	0,01	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOT	100,01	100,00	100,00	100,01	100,01
LOI	12,08	5,06	10,48	10,19	8,40
Mg/(Mg+Total Fe)	92,15	90,37	90,37	90,64	90,60
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	94,37	93,05	93,06	93,26	93,23
Sc ppm	0	0	0	0	0
Ni ppm	2117	1534	2532	2129	2123
Cr ppm	2955	1934	2363	2562	2568
V ppm	54	98	76	63	80
Co ppm	81	63	85	85	77

Tabella L.3: composizione chimica su roccia totale delle ortopirosseniti dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

**Composizione chimica delle
ortopirosseniti dell'Unità della Sila**

Sigla	1		2
	CS2	FM4	
SiO2	52,48		49,09
TiO2	0,04		0,09
Al2O3	1,60		1,69
Fe2O3	10,11		9,27
MgO	35,00		38,71
MnO	0,12		0,20
CaO	0,65		0,94
Na2O	0,00		0,00
K2O	0,00		0,00
P2O5	0,00		0,00
Cr2O3	0,00		0,00
NiO	0,00		0,00
TOT	100,00		99,99
LOI	6,21		9,60
Mg/(Mg+Total Fe)	87,28		89,21
Mg/(Mg+Fe2+)	90,74		92,20
Sc ppm	0		0
Ni ppm	1933		1496
Cr ppm	2131		1723
V ppm	39		51
Co ppm	98		75

Tabella L.4: composizione chimica su roccia totale delle websteriti dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle websteriti dell'Unità della Sila

Sigla	1 CS18	2 FM2	3 CS32B	4 CS31	5 N7	6 N29	7 N26	8 NPIL	9 N19
SiO2	52,02	49,09	40,99	48,87	47,51	48,66	51,71	54,48	51,57
TiO2	0,09	0,18	0,17	0,13	0,06	0,09	0,09	0,06	0,08
Al2O3	1,53	5,15	8,64	1,47	7,19	2,89	4,45	0,46	2,73
Fe2O3	7,24	8,15	7,93	8,59	5,86	8,37	9,03	6,77	7,35
MgO	30,59	25,60	38,51	33,63	31,24	37,99	32,47	27,72	30,34
MnO	0,13	0,23	0,09	0,15	0,11	0,14	0,19	0,17	0,16
CaO	8,39	10,75	3,66	7,04	6,92	1,82	1,79	10,24	7,62
Na2O	0,00	0,81	0,00	0,11	1,03	0,02	0,24	0,09	0,13
K2O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02	0,03	0,00	0,01
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOT	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00
LOI	2,43	3,07	9,20	6,08	2,87	7,00	3,10	1,95	3,26
Mg/(Mg+Total Fe)	89,34	86,16	90,59	88,59	91,34	89,99	87,69	89,03	89,11
Mg/(Mg+Fe2+)	92,29	89,89	93,22	91,73	93,78	92,78	91,06	92,06	92,12
Sc ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni ppm	1315	1554	1374	2311	2214	1618	1598	1389	1582
Cr ppm	1789	1852	1635	2200	3477	2562	2785	1305	2091
V ppm	71	85	88	135	152	75	78	101	76
Co ppm	69	65	81	87	63	74	72	49	62
Sr ppm	8	21	5	11	19	5	20	11	11

Tabella L.5: composizione chimica su roccia totale delle ortopirosseniti discordanti dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle ortopirosseniti discordanti dell'Unità della Sila

Sigla	1		2		3		4	
	CS16	VF60	VF61A	VF61B	VF61B	VF61B	VF61B	VF61B
SiO2	51,90	52,79	53,23	52,96				
TiO2	0,16	0,16	0,16	0,16				
Al2O3	2,13	3,36	2,85	2,98				
Fe2O3	9,87	10,34	8,87	9,06				
MgO	35,02	32,37	33,91	33,83				
MnO	0,24	0,22	0,20	0,20				
CaO	0,66	0,65	0,59	0,61				
Na2O	0,00	0,02	0,16	0,18				
K2O	0,02	0,03	0,03	0,03				
P2O5	0,00	0,04	0,00	0,00				
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00				
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00				
TOT	100,00	99,98	100,00	100,01				
LOI	1,40	4,38	5,61	4,49				
Mg/(Mg+Total Fe)	87,55	86,11	88,34	88,09				
Mg/(Mg+Fe2+)	90,94	89,86	91,54	91,36				
Sc ppm	0	0	0	0				
Ni ppm	1184	1150	979	965				
Cr ppm	1170	1427	1462	1557				
V ppm	43	44	47	49				
Co ppm	78	68	73	71				

Tabella L.6: composizione chimica su roccia totale delle peridotiti a spinello ercinitico dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle peridotiti a spinello ercinitico dell'Unità della Sila

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sigla	FM7	CS32A	M4B	VF62	VF73	VF76	N18D	N28	N10B
SiO2	26,92	35,94	34,06	40,47	38,40	37,55	36,26	35,06	35,57
TiO2	0,61	0,22	0,77	0,19	0,41	0,19	0,30	0,81	0,11
Al2O3	14,05	12,85	20,27	13,08	20,81	18,30	14,49	13,53	17,65
Fe2O3	22,12	9,90	11,23	7,87	6,61	6,95	10,88	12,10	9,28
MgO	35,56	40,36	33,10	38,21	19,76	36,49	36,89	36,71	36,48
MnO	0,24	0,09	0,12	0,06	0,14	0,10	0,16	0,19	0,11
CaO	0,48	0,63	0,36	0,06	13,11	0,23	0,94	1,49	0,79
Na2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,50	0,16	0,05	0,04	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,01	0,01	0,00	0,00
P2O5	0,01	0,00	0,08	0,06	0,11	0,01	0,01	0,06	0,01
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOT	99,99	99,99	100,01	100,00	99,99	99,99	99,99	99,99	100,00
LOI	1,92	11,86	9,84	11,28	2,55	10,23	7,37	10,06	10,95
Tot	98,37	86,53	89,95	88,66	97,32	89,77	92,63	89,93	89,04
Mg/(Mg+Total Fe)	76,11	88,98	85,37	90,59	85,56	91,22	87,04	85,73	88,63
Mg/(Mg+Fe2+)	81,98	92,02	89,29	93,22	89,43	93,69	90,56	89,57	91,76
Sc ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni ppm	870	1111	442	431	234	231	735	866	1341
Cr ppm	294	435	330	117	309	238	518	702	1345
V ppm	501	108	124	82	193	108	113	150	122
Co ppm	124	91	81	56	44	45	96	87	75

Tabella L.7: composizione chimica su roccia totale dei Mg-gabbri dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica dei Mg-gabbri dell'Unità della Sila

Sigla	1		2		3		4		5		6		7		8	
	M15	M16	M45_1	M45_2	M46	M49	CT0A	CT0B								
SiO ₂	45,68	45,72	39,26	41,38	42,64	44,08	44,11	44,34								
TiO ₂	0,40	0,40	0,64	0,62	0,61	0,47	0,52	0,52								
Al ₂ O ₃	18,21	18,11	17,77	17,28	14,85	13,58	14,54	14,48								
Fe ₂ O ₃	7,37	7,45	10,56	10,16	9,60	8,43	8,30	8,10								
MgO	11,72	11,70	16,31	15,81	16,11	18,08	17,42	17,51								
MnO	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15								
CaO	14,24	14,38	12,44	12,32	14,62	14,44	13,39	13,29								
Na ₂ O	2,10	2,03	2,14	2,10	1,31	0,67	1,42	1,46								
K ₂ O	0,02	0,00	0,09	0,12	0,04	0,06	0,07	0,07								
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,64	0,06	0,07	0,06	0,07	0,08								
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00								
LOI	3,36	3,11	4,12	4,20	2,67	3,35	2,61	2,87								
Mg/(Mg+Total Fe)	75,90	75,66	75,37	75,49	76,87	80,95	80,62	81,08								
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	81,81	81,62	81,38	81,48	82,60	85,85	85,59	85,95								
Sc ppm	30	31	40	39	58	51	0	0								
Ni ppm	130	132	164	165	169	297	326	327								
Cr ppm	255	254	196	240	211	390	236	229								
V ppm	194	195	234	241	210	204	186	183								
Co ppm	35	38	55	55	51	49	56	54								

Tabella L.7: composizione chimica su roccia totale dei Mg-gabbri dell'Unità della Sila. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica dei Mg-gabbri dell'Unità della Sila

Sigla	9		10		11		12		13		14		15		16	
	CT7A	CT7B	CT7C	N31	N5	N14	N15	N9								
SiO ₂	43,82	43,84	46,37	42,88	44,48	41,86	44,81	45,62								
TiO ₂	0,57	0,56	0,32	0,34	0,60	0,92	0,40	0,47								
Al ₂ O ₃	15,06	14,95	12,83	9,32	13,47	13,36	15,25	14,36								
Fe ₂ O ₃	8,59	8,63	7,13	8,05	9,80	8,88	8,49	9,15								
MgO	16,55	16,97	18,43	34,49	16,66	17,87	14,97	16,63								
MnO	0,13	0,13	0,10	0,11	0,19	0,24	0,18	0,16								
CaO	13,65	13,36	13,40	4,61	13,22	16,79	15,37	11,72								
Na ₂ O	1,57	1,55	1,43	0,14	1,49	0,00	0,45	1,77								
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,06	0,09								
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,08	0,04	0,02								
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
TOT	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,02	99,99								
LOI	2,95	2,52	3,09	6,81	2,46	5,20	2,39	2,70								
Mg/(Mg+Total Fe)	79,25	79,57	83,67	89,46	77,10	79,94	77,75	78,27								
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	84,51	84,77	87,98	92,38	82,79	85,06	83,31	83,73								
Sc ppm	0	0	0	0	0	0	0	0								
Ni ppm	310	258	870	557	207	153	179	231								
Cr ppm	293	292	1676	848	351	99	100	283								
V ppm	198	199	184	144	255	231	200	218								
Co ppm	54	55	51	61	44	25	33	41								

Tabella L.8: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nelle peridotiti serpentizzate. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

Concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE nelle peridotiti serpentizzate dell'Unità della Sila

Sigla	1 VF80B	2 M55	3 M62	4 CT4	5 CT5	6 CT9	7 CT10	8 VF67
Ba	8.3	0.15	0.72	2.26	2.42	2.48	4.58	0
Ce	0.9223	0.044	0.05	0.07	0.24	0.10	0.01	0.07
Cs	0.29	0	0	0	0	0	0	0
Cu	28.3	0	0	0	0	0	0	0
Dy	0.757	0.10	0.08	0.11	0.08	0.11	0.09	0.16
Er	0.503	0.07	0.06	0.06	0.08	0.04	0.08	0.17
Eu	0.124	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0
Ga	2.89	0	0	0	0	0	0	0
Gd	0.681	0.08	0.07	0.03	0.05	0.06	0.11	0
Hf	0.22	0.07	0.08	0.08	0.09	0.03	0.05	0.07
Ho	0.177	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06
La	0.236	0.02	0.02	0.06	0.11	0.04	0.02	0
Lu	0.0689	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.06
Mo	0.16	0.60	0.33	0.39	0.32	0.31	0.40	0
Nb	0.09	0.18	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0
Nd	1.427	0.23	0.21	0.087	0.16	0.14	0.10	0
Pb	0.31	0.54	0.43	0.58	0.48	0.48	0.56	0
Pr	0.243	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0
Rb	1.31	0	0	0	0	0	0	0
Sb	0.02	0.05	0.07	0.04	0.01	0.04	0.06	0
Sm	0.533	0	0	0	0	0	0	0
Sn	0.7	0.11	0.16	0.07	0.08	0.07	0.01	0
Sr	5.49	1.56	1.89	1.23	1.61	1.45	2.03	0
Ta	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01		0.02	0
Tb	0.124	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Th	0.05	0.05	0.07	0.03	0.03	0.01	0.06	0
Tm	0.0742	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03
U	0.01	0	0	0	0	0	0	0
W	0.02	0.13	0.12	0.15	0.07	0.07	0.01	0
Y	4.25	0.02	0.24	0.15	0.56	0.52	0.24	1.44
Yb	0.442	0.12	0.10	0.15	0.13	0.10	0.12	0.28
Zn	29.1	0	0	0	0	0	0	0
Zr	6.29	0.81	1.58	1.39	2.13	1.15	0	1.86

Tabella L.9: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nelle ortopirosseniti oliviniche. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

Concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE nelle ortopirosseniti oliviniche dell'Unità della Sila

Sigla	1	2	3	4
	VF70 M56	M61	CT3	
Ba	3.32	0.98	1.72	1.57
Ce	0.28	0.39	0.27	0.02
Cs	0	0	0	0
Cu	14.75	0	0	0
Dy	0.49	0.23	0.17	0.05
Er	0.32	0.12	0.137	0.05
Eu	0.07	0.04	0.04	0.01
Ga	3.27	0	0	0
Gd	0.38	0.17	0.09	0.05
Hf	0.07	0.08	0.06	0.07
Ho	0.12	0.04	0.04	0.01
La	0.05	0.20	0.06	0.01
Lu	0.05	0.04	0.03	0.04
Mo	0	0.27	0.58	0.33
Nb	0	0.06	0.15	0.03
Nd	0.4	0.37	0.34	0.09
Pb	0	0.52	1.05	2.81
Pr	0.07	0.05	0.06	0.02
Rb	0	0	0	0
Sb	0	0.08	0.04	0.06
Sm	0.21	0	0	0
Sn	0	0.15	0.14	0.32
Sr	4.6	3.31	3.32	1.91
Ta	0	0.03	0.02	0.01
Tb	0.07	0.03	0.03	0.01
Th	0	0.07	0.04	0.04
Tm	0.05	0.03	0.02	0.02
U	0	0	0	0
W	0	0.16	0.12	0.23
Y	3.57	0.16	0.16	0.15
Yb	0.33	0.16	0.16	0.15
Zn	48.55	0	0	0
Zr	2.3	0.84	0.73	0.84

Tabella L.10: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nelle websteriti. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

Concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE nelle websteriti dell'Unità della Sila

Sigla	M21	1
Ba	0	0
Ce	0.92	0.92
Cs	0	0
Cu	9	9
Dy	3.94	3.94
Er	1.88	1.88
Eu	0.45	0.45
Ga	7	7
Gd	3.74	3.74
Hf	0	0
Ho	0	0
La	0.75	0.75
Lu	0.21	0.21
Mo	0	0
Nb	0	0
Nd	4.42	4.42
Pb	0	0
Pr	0	0
Rb	0	0
Sb	0	0
Sm	2.67	2.67
Sn	0	0
Sr	0	0
Ta	0	0
Tb	0	0
Th	16	16
Tm	0	0
U	0	0
W	0	0
Y	22.13	22.13
Yb	1.65	1.65
Zn	22	22
Zr	5	5

Tabella L.11: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nelle ortopirosseniti discordanti. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

**Concentrazioni
degli elementi in
traccia e delle REE
nelle
ortopirosseniti
discordanti
dell'Unità della Sila**

Sigla	VF60	1
Ba	1.86	
Ce	0.0854	
Cs	0.56	
Cu	2.11	
Dy	0.281	
Er	0.27	
Eu	0.0246	
Ga	4.64	
Gd	0.123	
Hf	0.11	
Ho	0.0829	
La	0.0328	
Lu	0.0512	
Mo	0.2	
Nb	0.03	
Nd	0.0979	
Pb	0.19	
Pr	0.0192	
Rb	3.83	
Sb	0.03	
Sm	0.0608	
Sn	0.5	
Sr	2.59	
Ta	0.01	
Tb	0.0343	
Th	0.15	
Tm	0.0455	
U	0.01	
W	0.02	
Y	1.88	
Yb	0.31	
Zn	68.6	
Zr	4.18	

Tabella L.12: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nelle peridotiti a spinello ercinitico. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

Concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE nelle peridotiti a spinello ercinitico dell'Unità della Sila

Sigla	M4B	1	2	3
		VF62	VF73	
Ba		0	2.34	9.65
Ce		1.91	0.0391	3.73
Cs		0	0.44	0.19
Cu		7	12.5	19.7
Dy		0.39	0.192	1.99
Er		0.29	0.203	1.333
Eu		0.17	0.0152	1.72
Ga		21	7.21	16.2
Gd		0	0.11	1.744
Hf		0	0.36	0.48
Ho		0	0.0552	0.466
La		1.17	0.0429	1.198
Lu		0.07	0.0442	0.171
Mo		0	0.07	0.03
Nb		0	0.25	0.12
Nd		1.7	0.0717	3.527
Pb		0	0.25	0.48
Pr		0	0.0088	0.712
Rb		0	1.05	1.55
Sb			0.05	4
Sm		0.73	0.0566	1.258
Sn		0	0.44	0.96
Sr		6	1.04	
Ta		0	0.03	0.02
Tb		0	0.0258	0.33
Th			0.01	0.11
Tm		0	0.0327	0.192
U		0	0.01	0.02
W		0	0.01	0.03
Y		2.3	1.32	11.9
Yb		0.2	0.25	1.135
Zn		66	34.7	45.2
Zr		14	12.1	13

Tabella L.13: analisi in ICP-MS degli elementi in traccia e delle terre rare nei Mg-gabbri. Le analisi sono riferite a roccia totale. Le concentrazioni sono espresse in ppm.

Concentrazioni degli elementi in traccia e delle REE nei Mg-gabbri dell'Unità della Sila

Sigla	1 CT7	2 M45.1	3 M46	4 M49	5 M15	6 M16	7 MA45/A2
Ba	1.33	1.53	1.3	1.5	5.23	5.2	1.34
Ce	1.327	1.447	0.66	1.47	1.39	1.462	1.389
Cs	0.15	0.17	0	0	0	0	0.14
Cu	5	10.7	22	21	1.96	1.31	13.5
Dy	1.349	2.89	2.54	2.18	1.949	2.105	2.75
Er	0.895	1.74	1.57	1.37	1.416	1.255	1.85
Eu	0.326	0.76	0.71	0.66	0.65	0.6796	0.86
Ga	6.51	13.4	0	0	16.1	0	13.6
Gd	1.018	1.822	2.19	2.07	1.822	1.617	1.724
Hf	0.29	0.3	0	0	0	0.3	0.29
Ho	0.356	0.69	0	0	0.513	0.4669	0.72
La	0.272	0.289	0.5	0.45	0.902	0.9252	0.282
Lu	0.124	0.27	0.21	0.21	0.188	0.1867	0.29
Mo	0.18	0.13	0	0	0.06	0	0.36
Nb	0.1	0.12	0.04	0.08	0.13	0.13	0.09
Nd	1.69	2.629	2.66	2.43	2.341	2.552	2.321
Pb	0.66	1.55	0	0	0	0	4.38
Pr	0.271	0.325	0	0	0.409	0.4356	0.322
Rb	0.61	0.79	0.5	0.6	0.6	0	0.71
Sb	0.1	0.04	0	0	0	0	0.14
Sm	0.703	1.218	1.34	1.46	1.048	1.115	1.283
Sn	0.26	0.44	0	0	0.2	0	0.86
Sr	51.4	103	60	68	236	252	110
Ta	0.01	0.03	0	0	0	0	0.01
Tb	0.179	0.38	0		0.288	0.3083	0.39
Th	0	0	11	13	0	0	0
Tm	0.126	0.3	0	0	0.204	0.2223	0.31
U	0.03	0.02	0	0		0	0.04
W	0.07	0.05	0	0	0.01		0.08
Y	8.86	17.7	19	17	14	14	18.3
Yb	0.797	1.72	1.41	1.26	1.326	1.264	1.82
Zn	26.7	57.8	43	38	38.9	42	63.5
Zr	7.38	4.93	15	15	7.7	7.9	4.73

Tabella L.14: composizione chimica su roccia totale delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino. Le concentrazioni degli elementi maggiori è stata ricalcolata al 100% su base anidra. Le concentrazioni degli elementi di transizione 3d sono espresse in ppm.

Composizione chimica delle peridotiti serpentinizzate dell'Unità di Gimigliano-Monte Reventino

	1	2	3	4	5	6	7
Sigla	SER1	SER2	SER4	SER5	SER6	DF3	DF343
SiO ₂	45,62	44,43	44,26	45,08	42,76	44,73	46,35
TiO ₂	0,06	0,08	0,11	0,06	0,06	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	2,19	2,96	3,06	2,28	1,47	2,02	4,14
FeO	8,48	8,68	8,06	8,99	8,33	7,71	10,93
MgO	42,43	43,09	42,58	42,88	40,44	43,97	38,07
MnO	0,11	0,09	0,08	0,10	0,14	0,14	0,14
CaO	1,11	0,67	1,85	0,61	6,80	1,35	0,29
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	12,40	12,81	12,74	12,13	15,12	13,96	16,39
Mg/(Mg+Total Fe)	89,92	89,84	90,40	89,48	89,65	91,05	86,13
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	92,72	92,67	93,08	92,40	92,52	93,56	89,87
Sr	13	8	15	6	41	0	0
Cr	3068	2606	2369	3181	3158	4157	1804
Ni	1729	1486	1493	1972	1798	2109	2230
V	57	90	70	66	42	68	51
Sc	9	11	10	11	12	11	12
Co	83	78	71	93	84	97	105

APPENDICE M

Tabella M.1: Stime termometriche.

**Stime temperature di equilibrio
subsolidus**

SIGLA	Cpx in equilibrio strutturale con Opx nelle websteriti				Cpx assoluto in Opx nelle ortopirosseniti oliviniche	
	OPX Npil	CPX Npil	OPX M21	CPX M21	OPX CS1	CPX CS1
SiO2	56,08	55,13	57,94	55,17	56,80	55,59
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al2O3	1,00	1,32	0,53	0,49	3,58	3,54
Cr2O3	0,00	0,00	0,10	0,08	0,27	0,00
FeO	8,28	2,45	6,77	2,18	3,99	1,64
MnO	0,00	0,00	0,14	0,07	0,00	0,00
MgO	34,15	19,65	34,21	18,57	34,94	18,36
CaO	0,49	20,05	0,39	23,85	0,42	19,84
Na2O	0,00	1,40	0,01	0,05	0,00	1,04
Tot.	100,00	100,00	100,09	100,50	100,00	100,01
Si	1,940	1,965	2,000	1,987	1,940	1,989
Al(iv)	0,041	0,035	0,000	0,013	0,060	0,011
Al(vi)	0,000	0,020	0,022	0,008	0,084	0,138
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,003	0,002	0,007	0,000
Fe3+	0,079	0,073	0,000	0,004	0,000	0,000
Fe2+	0,161	0,000	0,195	0,062	0,114	0,049
Mn	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000
Mg	1,761	1,044	1,761	0,997	1,779	0,979
Ca	0,018	0,766	0,014	0,920	0,015	0,761
Na	0,000	0,097	0,001	0,003	0,000	0,072
Tot.	4,000	4,000	4,000	3,999	3,999	3,999
Brey & Kohler (1990) Ca in Opx						
input	<hr/>				<hr/>	
data	P (Kb)= 7,00	P (Kb)= 7,00	P (Kb)= 7,00	P (Kb)= 7,00	P (Kb)= 7,00	P (Kb)= 7,00
	T (°C) 854,73	T (°C) 808,35	T (°C) 808,35	T (°C) 808,35	T (°C) 820,70	T (°C) 820,70
	<hr/>				<hr/>	
	P (Kb)= 7,50	P (Kb)= 7,50	P (Kb)= 7,50	P (Kb)= 7,50	P (Kb)= 7,50	P (Kb)= 7,50
	T (°C) 856,98	T (°C) 810,51	T (°C) 810,51	T (°C) 810,51	T (°C) 822,88	T (°C) 822,88
	<hr/>				<hr/>	

APPENDICE N

Campioni	Litotipo	Località	Campioni	Litotipo	Località
CP44	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT8	Peridotiti serpentizzate	ARIA DI VENTO
CP52	Ortopiroseniti oliviniche	SERRA DEI CAMELI	CT9	Peridotiti serpentizzate	ARIA DI VENTO
CP54	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT10	Peridotiti serpentizzate	ARIA DI VENTO
CP55	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT100*	Ortopiroseniti	ARIA DI VENTO
CP56	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT120	Websteriti	ARIA DI VENTO
CP69	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT121	Websteriti	ARIA DI VENTO
CP70	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT122	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO
CP128A	Peridotiti serpentizzate	SERRA DEI CAMELI	CT124	Websteriti	ARIA DI VENTO
CS1	Ortopiroseniti oliviniche	SERRA LA PENNA	CT126	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO
CS2	Ortopiroseniti	SERRA LA PENNA	DF3	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO
CS3	Ortopiroseniti	SERRA LA PENNA	DF343	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO
CS6	Ortopiroseniti	SERRA LA PENNA	E	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA
CS16	Ortopiroseniti discordanti	SERRA LA PENNA	EC1	Ortopiroseniti oliviniche	SERRA LA PENNA
CS17	Websteriti	FOSSO DELLA MADONNA	EC1'	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA
CS18A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	EC2bis	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA
CS19B	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO	EC5	Ortopiroseniti discordanti	SERRA LA PENNA
CS20A	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO	EC5'	Ortopiroseniti discordanti	SERRA LA PENNA
CS20B	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	EC6	Websteriti	SERRA LA PENNA
CS21	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO	FM1A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO
CS22	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM1B	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO
CS23A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM1C	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO
CS23C	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO	FM2B	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO
CS24	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO	FM3	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO
CS26	Ortopiroseniti	COZZO DEL PASTILLARO	FM4	Ortopiroseniti	COZZO DEL PASTILLARO
CS27	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM5	Peridotiti serpentizzate	COZZO DEL PASTILLARO
CS28A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM6	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO
CS28B	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM7	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO
CS29A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM8	Peridotiti serpentizzate	FOSSO DELLA MADONNA
CS29B	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM9	Ortopiroseniti oliviniche	FOSSO DELLA MADONNA
CS31	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM10A	Websteriti	ARIA DI VENTO
CS31A	Websteriti	COZZO DEL PASTILLARO	FM10B	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO
CS31B	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO	M4B	Peridotiti a spinello ercinitico	FOSSO DELLA MADONNA
CS32	Peridotiti a spinello ercinitico	COZZO DEL PASTILLARO	M4Br	Peridotiti a spinello ercinitico	FOSSO DELLA MADONNA
CS6	Ortopiroseniti	SERRA LA PENNA	M6	Peridotiti serpentizzate	FOSSO DELLA MADONNA
CT0A	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M15	Mg-gabbri	COZZO DEL PASTILLARO
CT0B	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M16	Mg-gabbri	COZZO DEL PASTILLARO
CT3	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO	M21	Websteriti	FOSSO DELLA MADONNA
CT3'	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO	M21A	Websteriti	FOSSO DELLA MADONNA
CT4	Ortopiroseniti oliviniche	ARIA DI VENTO	M21B	Websteriti	FOSSO DELLA MADONNA
CT4	Peridotiti serpentizzate	ARIA DI VENTO	M23B	Ortopiroseniti oliviniche	FOSSO DELLA MADONNA
CT5	Peridotiti serpentizzate	ARIA DI VENTO	M45-1	Mg-gabbri	FOSSO DELLA MADONNA
CT7	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M45-2	Mg-gabbri	FOSSO DELLA MADONNA
CT7A	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M46	Mg-gabbri	FOSSO DELLA MADONNA
CT7B	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M49	Mg-gabbri	FOSSO DELLA MADONNA
CT7C	Mg-gabbri	ARIA DI VENTO	M55	Peridotiti serpentizzate	COZZO DEL PASTILLARO
CT8	Peridotiti a spinello ercinitico	ARIA DI VENTO	M56	Ortopiroseniti oliviniche	COZZO DEL PASTILLARO

Campioni	Litotipo	Località	Campioni	Litotipo	Località
M56a	Peridotiti serpentizzate	COZZO DEL PASTILLARO	VF85	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA
M59	Peridotiti serpentizzate	COZZO DEL PASTILLARO	0.11	Brecce di serpentiniti	MONTE REVENTINO
M60	Peridotiti serpentizzate	FOSSO DELLA MADONNA	2.S	Peridotiti serpentizzate	MONTE REVENTINO
M61	Ortopirosseniti oliviniche	FOSSO DELLA MADONNA	13.S	Peridotiti serpentizzate	MONTE REVENTINO
M61A	Ortopirosseniti oliviniche	FOSSO DELLA MADONNA			
M62	Peridotiti serpentizzate	FOSSO DELLA MADONNA			
M63	Peridotiti serpentizzate	FOSSO DELLA MADONNA			
S	Peridotiti serpentizzate	MONTE REVENTINO			
S.2	Peridotiti serpentizzate	MONTE REVENTINO			
SC1	Peridotiti serpentizzate	SAN DEMETRIO CORONE			
SC6	Websteriti	SAN DEMETRIO CORONE			
SC7	Ortopirosseniti oliviniche	SAN DEMETRIO CORONE			
SC102A	Websteriti	DRADISTA			
SC102B	Peridotiti a spinello ercinitico	DRADISTA			
SC103	Peridotiti serpentizzate	DRADISTA			
SER1	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO			
SER2	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO			
SER4	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO			
SER5	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO			
SER6	Peridotiti serpentizzate	GIMIGLIANO			
VF26	Peridotiti serpenizzate	SERRA LA PENNA			
VF59	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF60A	Ortopirosseniti discordanti	SERRA LA PENNA			
VF60B	Ortopirosseniti discordanti	SERRA LA PENNA			
VF61A	Ortopirosseniti discordanti	SERRA LA PENNA			
VF61B	Ortopirosseniti discordanti	SERRA LA PENNA			
VF62a	Peridotiti a spinello ercinitico	SERRA LA PENNA			
VF62b	Peridotiti a spinello ercinitico	SERRA LA PENNA			
VF62c	Peridotiti a spinello ercinitico	SERRA LA PENNA			
VF63	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF64	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF64'	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF67	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF67	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF69	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF70	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF73	Peridotiti a spinello ercinitico	SERRA LA PENNA			
VF75	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF76	Peridotiti a spinello ercinitico	SERRA LA PENNA			
VF79	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF80B	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF80C	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			
VF81	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF83	Ortopirosseniti oliviniche	SERRA LA PENNA			
VF83	Ortopirosseniti discordanti	SERRA LA PENNA			
VF84	Peridotiti serpentizzate	SERRA LA PENNA			

