

NODULI ULTRAMAFICI E MEGACRISTALLI NELLE LAVE BASALTICHE DI SALCEDO (MAROSTICANO, VICENZA)

ANNA CARRARO*, DARIO VISONÀ*, SILVIA BETTIN* & MATTEO BOSCARDIN**

*Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Corso Garibaldi, 37 – 35137 Padova – a.carraro@unipd.it

**Associazione Amici del Museo Zannato, Piazza Marconi, 15 – 36075 Montecchio Maggiore (Vicenza) – m.boscardin@tin.it

Key-words: mantle xenoliths and megacrysts; textures; EMPA analyses; equilibration temperature; NE Italy.

RIASSUNTO

Noduli ultramafici e megacrystalli centimetrici di pirosseno vengono segnalati per la prima volta in una colata di basalto olivino affiorante nelle colline di Marostica, in prossimità di contrada Salbegghi, in comune di Salcedo, ad est di Calvene (Vicenza). I noduli a paragenesi peridotitica, costituiti da olivina, pirosseno rombico, pirosseno monoclino e spinello, hanno caratteristiche tessiturali e compositive simili a quelle dei noduli di mantello descritti in varie località della Provincia Vulcanica Veneta. I minerali della peridotite si sono riequilibrati intorno ai 950°C e potevano essere stabili fino a circa 1,7±0,04 GPa, corrispondenti a circa 50 km di profondità, prima di essere inclusi nel magma ospite che li ha portati in superficie. Altri tipi di noduli ultramafici a tessitura cumulitica (es. clinopirosseniti) contenuti nel basalto mostrano invece composizione chimica differente: probabilmente si sono formati in una camera magmatica meno profonda, in prossimità del limite crosta-mantello. I megacrystalli di pirosseno monoclino hanno composizione augitica, talora con sovracrescite di titanaguite che indicano relazioni genetiche relativamente complesse con il magma ospite.

ABSTRACT

Ultramafic nodules and megacrysts in basaltic lavas from Salcedo (Marosticano, Vicenza, NorthWest Italy)

Ultramafic nodules and centimetric pyroxene megacrysts are described for the first time in olivine basaltic lavas, which outcrop in the Marostican Hills, close to Salcedo (Est Calvene, Vicenza, NE Italy). Peridotitic nodules, which consist of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel, show textural and compositional features similar to those of mantle xenoliths reported for different localities in the Veneto Volcanic Province. Peridotitic minerals re-equilibrated at about 950°C and could be stable until 1,7±0,04 GPa as a mean, corresponding to about 50 km in depth; these T-P conditions were present in the upper mantle when the xenoliths were hosted by the host magma, which brought them up to the surface. Ultramafic nodules with cumulitic texture (e.g., clinopyroxenites) contained in the basaltic lava show different composition: they likely formed in a shallower magmatic chamber, close to the crust-mantle boundary. Clinopyroxene megacrysts are also present in the Salbegghi lava: they are augitic in composition, often with titanagitic overgrowths, which indicate no simple genetic relationships to the present host rock.

INTRODUZIONE

Numerose sono, in letteratura, le segnalazioni di noduli ultramafici all'interno di lave basiche alcaline nella provincia vulcanica Terziaria del Veneto. Tali tipi di roccia, costituiti prevalentemente da olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello, rappresentano porzioni di mantello superiore trasportati in superficie dai magmi ospiti.

I ritrovamenti già descritti da MALARODA e SCHIAVINATO (1954) e recentemente studiati in dettaglio da CARLI (2004) e CARRARO *et al.* (2005), hanno spostato l'attenzione dalla più nota zona dei Mt. Lessini centrali, dove si trovano gli affioramenti di S. Giovanni Ilarione, Mt. Madarosa, Mt. Purga e Mt. Guarda (MORTEN, 1971; MORTEN, 1979; SIENA & COLTORTI, 1989; BECCALUVA *et al.*, 2001), verso la parte meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni.

Nel Marosticano l'attività si è sviluppata in tre fasi successive intervallate da periodi di quiescenza effusiva durante i quali riprendeva la sedimentazione (DE VECCHI & SEDEA, 1995). È possibile dividere il territorio in due zone: una occidentale, interessata dal vulcanismo, e una orientale, in

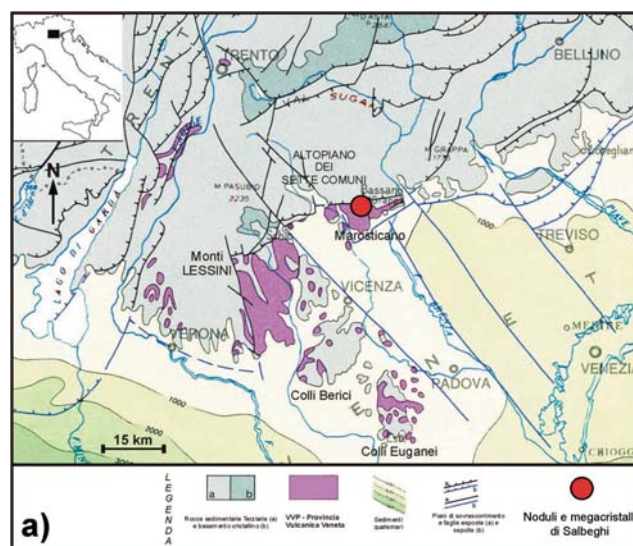


Fig. 1a Schema geologico-strutturale della Provincia Vulcanica Veneta (da VISONÀ *et al.*, 2005, modif.)

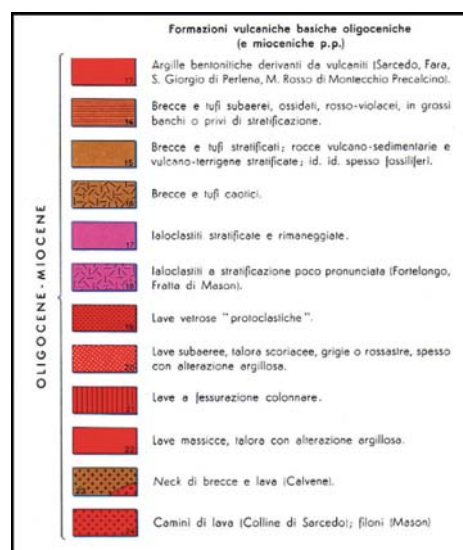
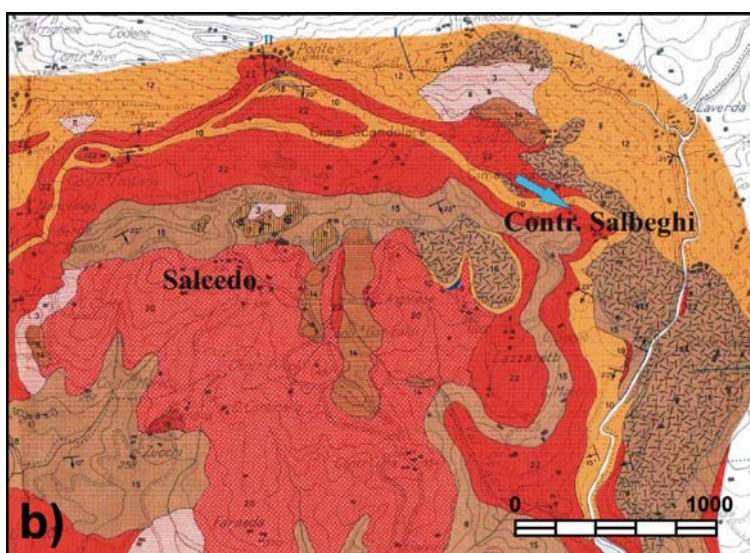


Fig. 1 **b** Localizzazione dell'affioramento di contrada Salbeghi nella Carta geologica del Marosticano Occidentale alla scala 1:20.000 (da PICCOLI, 1967); la legenda riporta le sole formazioni vulcaniche.

cui sono assenti i prodotti di origine vulcanica e la sequenza sedimentaria è continua.

Tra Thiene e Bassano del Grappa, sono stati trovati per la prima volta noduli ultramafici e megacristalli nelle lave basaltiche affioranti in Contrada Salbeghi, in comune di Salcedo (est di Calvene, VI), in una vallecola poco distante dal centro abitato (Fig. 1).

Il corpo roccioso contenente noduli e megacristalli, oggetto del presente lavoro, risulta intensamente fratturato in un doppio sistema di fratture pressoché perpendicolari tra loro (Fig. 2a), il maggiore delle quali ha un'inclinazione di circa

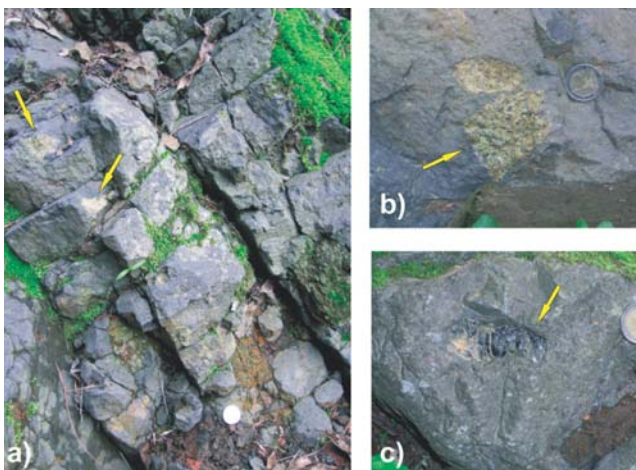


Fig. 2 – a) L'affioramento di contrada Salbeghi con b) noduli ultramafici e c) megacristalli.

50° rispetto all'orizzontale. La roccia ospite, di colore grigio scuro, è scarsamente alterata ed è caratterizzata da grana fine. I noduli hanno grana medio-grossa e colore generalmente verde (Fig. 2b) che diviene però giallognolo in funzione del grado di alterazione dei minerali (es. montmorillonoidi).

I megacristalli hanno dimensioni da millimetriche a centimetriche, colore nero e sono spesso fratturati (Fig. 2c).

DESCRIZIONE PETROGRAFICA

Roccia ospite

La roccia che contiene noduli ultramafici e megacristalli è un basalto con tessitura porfirica definita da fenocristalli di olivina (Fo_{76-85}), plagioclasio (oligoclasio-bytownite) e clinopirosseno (augite titanifera) immersi in una massa di fondo costituita da microliti di plagioclasio aventi spesso orientazione preferenziale, clinopirosseno e olivina.

I minerali accessori sono rappresentati da minerali opachi (magnetite e ilmenite), apatite aciculare, raro spinello cromofero ($Cr_2O_3 = 7.90-10.99\%$) e modeste quantità di carbonati.

Nella massa di fondo si riconoscono inoltre:

- amigdale ($\varnothing 0.4$ mm circa), parzialmente o completamente riempite da carbonati di origine secondaria;
- domini subsferici caratterizzati da granuli di dimensioni variabili che diminuiscono dal bordo verso la parte centrale. Si tratta di porzioni di basalto di colore giallognolo-brunastro, in cui si concentrano olivine e pirosseni;
- fantasmi di fenocristalli completamente sostituiti da minerali di alterazione e punteggiati da ossidi;
- noduli ultramafici e megacristalli.

Noduli ultramafici

I noduli studiati hanno dimensioni da millimetriche a centimetriche (fino a 5-6 cm per la dimensione maggiore). La forma varia da subrettangolare o subtriangolare con spigoli arrotondati a subrotondeggiante. Le fasi mineralogiche costituenti sono: olivina ($Ol = 43-74\%$ vol.), pirosseno rombico ($Opx = 14-49\%$ vol.), pirosseno monoclino ($Cpx = 8-24\%$ vol.) e spinello ($Spl = 1-8\%$ vol.).

In Fig. 3 sono riportate le abbondanze modali per 18 noduli, in termini di Ol , Cpx , Opx : si tratta essenzialmente di lherzolite. Si osserva che i noduli in esame si sovrappongono in parte al campo dei noduli di mantello di Valle di Fondi, descritti lo scorso anno in questa rivista (CARRARO *et al.*, 2005), e cadono in gran parte in quello delle ben note lherzoliti e harzburgiti a spinello dell'area dei Monti Lessini (SIENA & COLTORTI, 1989).

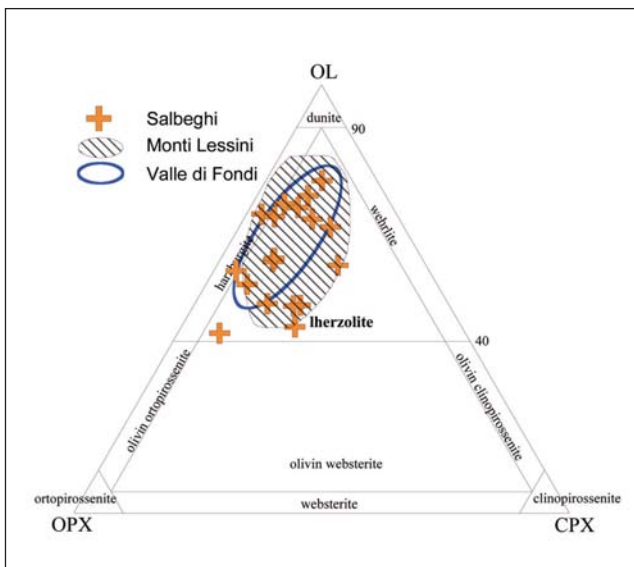


Fig. 3 - Composizione mineralogica modale dei noduli studiati in termini di Ol-OpX-Cpx. Per confronto, sono riportati i dati relativi ai noduli di mantello dei Monti Lessini e di Valle di Fondi (Altopiano dei Sette Comuni; CARRARO et al., 2005).

La microstruttura dei noduli varia da *protogranulare* a debolmente *porfiroclastica* (MERCIER & NICOLAS, 1975), in funzione del crescente grado di deformazione e ricristallizzazione (Fig. 4). In linea generale, nel primo caso (Fig. 5a), la microstruttura è definita da grossi granuli di olivina e ortopirosseno (fino a 6 mm) con limiti per lo più curvilinei, e da granuli di minori dimensioni di clinopirosseno e spinello in posizione interstiziale; nel secondo caso (Fig. 5b), i limiti intergranulari tra le fasi silicatiche di dimensioni

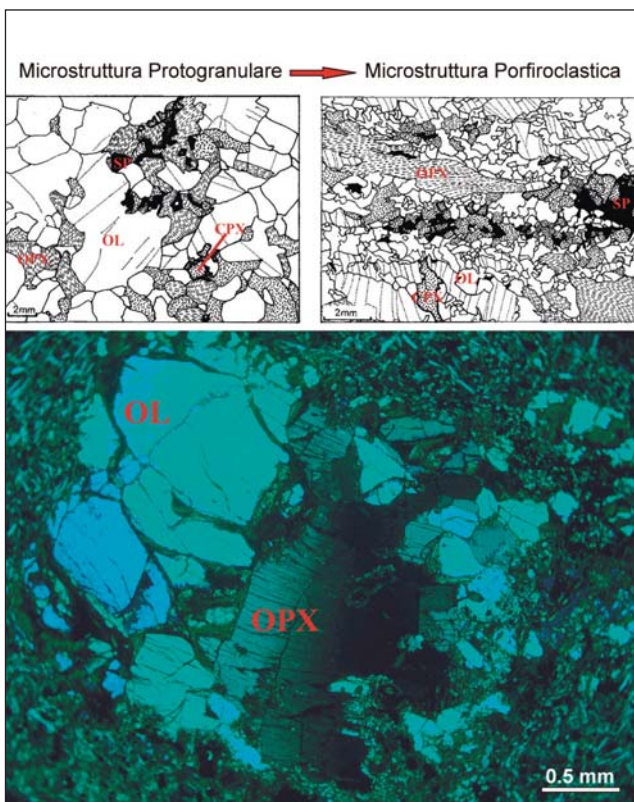


Fig. 4 - Microstruttura protogranulare passante a porfiroclastica in uno stesso nodulo di lherzolite a spinello. Il passaggio da una microstruttura all'altra indica una progressiva deformazione plastica.

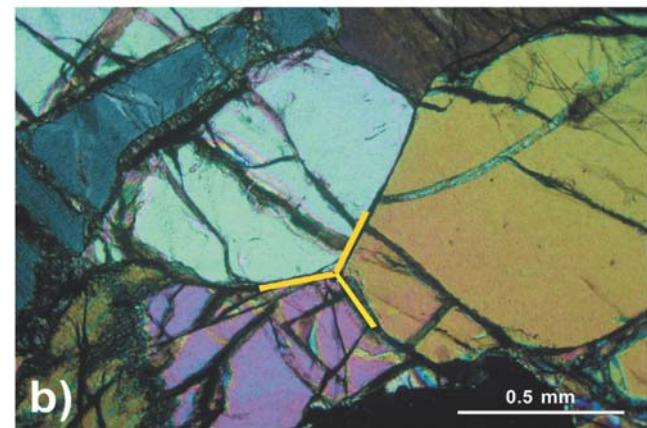
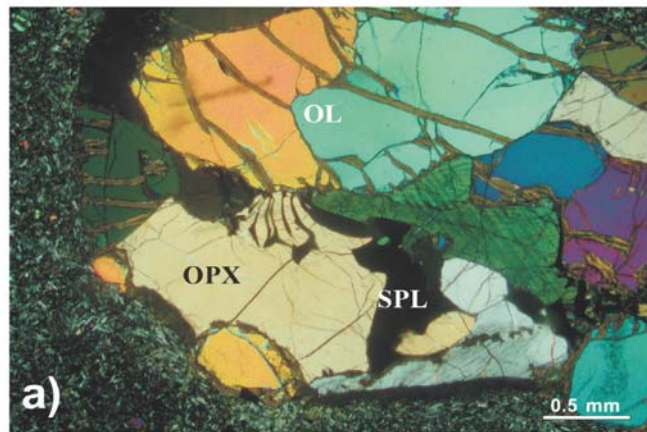


Fig. 5 - Microstrutture dei noduli lherzolitici: a) protogranulare, con limiti curvilinei tra i granuli silicatici; b) tendenzialmente porfiroclastica, con limiti rettilinei che formano giunzioni triple tra granuli di olivina.

medio-piccole sono spesso rettilinei e lo spinello ha frequentemente forme vermicolari.

Olivina. I cristalli sono incolore, anedrali, con forma da sub-rottondeggiante a subrettangolare e rilievo elevato. Le dimensioni variano dal decimo di mm ai 5-6 mm per la dimensione maggiore, confrontabili con quelle dell'ortopirosseno, ma non mancano rari individui di dimensioni medio-piccole, riconducibili ad una seconda generazione di olivina che indicherebbe un grado di ricristallizzazione lievemente superiore. L'estinzione è spesso ondulata ed è comune la presenza di kink-bands. Grosse fratture attraversano i cristalli più grandi: sono spesso riempite da prodotti di alterazione di colore giallo-rossastro (iddingsite con piccole quantità di serpentino e/o montmorillonite) e, dove l'alterazione è più estesa, si osservano piccole concentrazioni di ossidi subcubici e fini aghetti di rutilo.

Ortopirosseno. I cristalli sono per lo più di grandi dimensioni (da 0,5 mm a 5-6 mm), ma sono presenti anche individui medio-piccoli (circa 0,5x0,5 mm). In qualche caso, i granuli sono deformati o fratturati e possono contenere piccoli cristalli vermicolari di spinello o di olivina. Al solo polarizzatore, i cristalli presentano un rilievo medio-elevato, una colorazione leggermente rosata e sono spesso pleocroici nei toni del rosa-verde pallido. Non sono particolarmente alterati, ad eccezione di qualche cristallo in parte trasformato in serpentino. L'estinzione è spesso leggermente ondulata. A contatto con la roccia ospite si osserva un bordo spugnoso di reazione punteggiato da ossidi.

Clinopirosseno. I cristalli sono anedrali, con rilievo medio-elevato e colore verde pallido. Hanno generalmente dimensioni dal decimo di millimetro ai 4 mm, inferiori rispetto all'olivina e all'ortopirosseno coesistenti. La frequente presenza di smistamenti conferisce ai pirosseni monoclini un aspetto terroso al solo polarizzatore. L'estinzione è ondulata in molti casi. A contatto con la roccia ospite si ha spesso sovracrescita di clinopirosseno rosato, probabilmente titanaguite, simile ai fenocristalli della massa di fondo.

Spinello. Si presenta in plaghe estese di forma irregolare, in cristalli vermicolari tra ortopirosseno e olivina, entro l'ortopirosseno o in piccoli blebs nelle zone alterate. I cristalli hanno dimensioni generalmente inferiori al decimo di mm e superano i 2 mm solo in rari casi. La colorazione varia dal marrone chiaro al marrone scuro, in funzione del contenuto in Cr, e dal marrone al verde oliva, in funzione del contenuto in Al. I granuli a contatto con la roccia ospite presentano un bordo nero di reazione.

Nel basalto ospite sono stati trovati anche altri noduli di dimensioni millimetriche con tessitura prevalentemente a mosaico, limiti rettilinei tra i granuli e giunzioni triple a circa 120°: questo tipo di tessitura può essere attribuito ad un processo di cumulo avvenuto in una camera magmatica situata a profondità inferiori rispetto a quelle in cui sono ricristallizzati i noduli di mantello. I noduli rinvenuti sono:

- clinopirosseniti
- clinopirosseniti a plagioclasio e spinello
- websteriti
- noduli compositi.

Megacristalli

Si tratta di cristalli isolati di colore nero, spesso fratturati, con dimensioni da millimetriche a centimetriche (fino a 4 cm per la dimensione maggiore). Al microscopio i megacristalli presentano caratteri ottici riferibili a clinopirosseno di composizione augitica, hanno colore nocciola chiaro, una marcata sfaldatura secondo (100) e non sono pleocroici. Questi megacristalli sono quasi sempre caratterizzati da una fitta associazione parallela di lamelle di essoluzione di ortopirosseno, disposte lungo i piani (100) del clinopirosseno ospite. A forte ingrandimento, nell'immagine ottenuta al microscopio a scansione elettronica (Fig. 6), si osserva un'alternanza più o meno regolare di bande chiare più larghe, corrispondenti al clinopirosseno e di parti scure più strette, corrispondenti all'ortopirosseno. In entrambi i casi, le bande mostrano disomogeneità, verosimilmente dovute alla presenza di minuti cristalli, in corrispondenza dei quali si ha un lieve aumento della birifrangenza. Tuttavia, i cristallini hanno estinzioni del tutto corrispondenti a quelle del cristallo che li contiene.

CHIMISMO

Minerali dei noduli lherzolitici

Per le analisi microchimiche è stata utilizzata la micros-

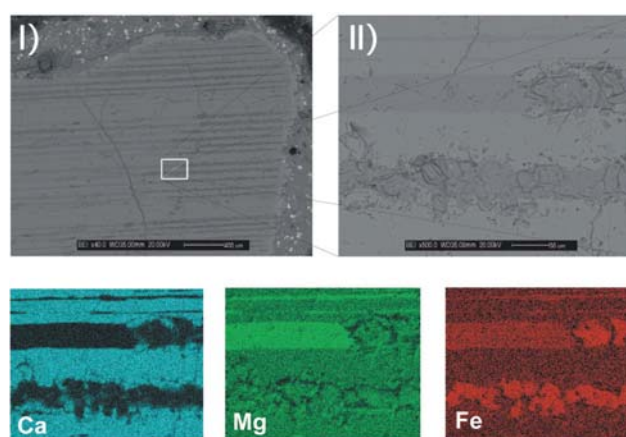


Fig. 6 – I) Immagine al SEM di un megacristallo di clinopirosseno con smistamenti di ortopirosseno. II) Dettaglio ingrandito della precedente. Le mappe sotto riportate indicano, nei diversi colori, la presenza di ciascun elemento (Ca, Mg, Fe) nell'area II.

da elettronica CAMECA SX50, dotata di quattro spettrometri WDS e installata presso il Dipartimento di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova. Per la conversione dei conteggi in percentuale di ossidi è stato utilizzato il programma di calcolo PAP (Cameca copyright). Il metodo è considerato accurato entro $\pm 2\%$ per gli elementi maggiori ed entro $\pm 5\%$ per i minori. Per controllare il grado di omogeneità all'interno di uno stesso cristallo si sono effettuati numerosi punti analisi lungo traverse da periferia a periferia. La ripartizione tra Fe^{2+} e Fe^{3+} nei pirosseni e negli spinelli è stata calcolata sulla base della perfetta stechiometria: 4 cationi per 6 ossigeni nel caso dei pirosseni e 3 cationi per 4 ossigeni nel caso degli spinelli. Le microanalisi rappresentative dei minerali analizzati sono riportate in Tab. 1.

L'olivina è essenzialmente forsteritica ($Fe_{0.00-0.10}Mg_{0.90-0.99}$), con bassi contenuti in MnO (0.04-0.30%), CaO (0.00-0.10%) e Cr_2O_3 (0.00-0.09%). I cristalli hanno generalmente composizione omogenea, anche se in alcuni casi il contenuto in Cr_2O_3 è leggermente maggiore al nucleo (es., $Cr_2O_3 = 0.09\%$) rispetto alla periferia (es., $Cr_2O_3 = 0.01\%$).

L'ortopirosseno ha composizione enstatitica ($En_{85.98-95.18}Fs_{3.27-10.42}Wo_{0.00-4.98}$), con contenuti in Cr_2O_3 compresi tra 0.05 e 1.08%, TiO_2 tra 0.00 e 0.40% e Al_2O_3 tra 2.85 e 9.98%. In alcuni casi si osserva una zonatura compositiva: i contenuti di Ca e Al aumentano dal nucleo alla periferia dei cristalli.

Il clinopirosseno ha composizione diopsidica ($Wo_{45.13-50.19}En_{45.98-56.42}Fs_{0.00-5.07}$) ricca in Cr (Cr = 0.01-0.07 afu, atomi per unità di formula), con valori di mg (= $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$) compresi tra 91.0 e 95.5%, in accordo con quanto riportato in letteratura per il clinopirosseno dei noduli di mantello. All'interno di ciascun cristallo, i contenuti di Ca e Al si mantengono pressoché costanti. In Fig. 7 è riportato il diagramma Al vs. Si: i cristalli di contrada Salbegghi si sovrappongono per la maggior parte ai clinopirosseni dei noduli di lherzolite a spinello di Valle di Fondi (CARRARO *et al.*, 2005).

Tuttavia, alcuni cristalli hanno composizione del tutto simile a quella dei clinopirosseni delle harzburgiti dei Monti Lessini, a più basso contenuto di Al.

NODULI					MEGACRISTALLI		
	OI	Opx	Cpx	Spl		Cpx	Opx(lamelle)
SiO ₂	41,38	56,56	53,38	0,02	SiO ₂	50,40	52,32
TiO ₂	0,01	0,00	0,57	0,13	TiO ₂	0,27	0,05
Al ₂ O ₃	0,00	3,72	5,49	56,83	Al ₂ O ₃	9,16	8,41
Cr ₂ O ₃	0,01	0,27	0,59	10,63	Cr ₂ O ₃	0,28	0,23
*FeO	10,01	6,77	2,84	12,24	*FeO	3,14	9,04
MnO	0,12	0,12	0,12	0,14	MnO	0,07	0,20
MgO	49,28	33,90	15,28	20,05	MgO	13,57	29,39
CaO	0,06	0,00	21,78	0,00	CaO	22,28	0,50
Na ₂ O	0,00	0,06	1,38	0,00	Na ₂ O	1,05	0,02
Totale	100,87	101,40	101,43	100,04	Totale	100,22	100,16
	Cat/4 oss	Cat/6 oss	Cat/6 oss	Cat/4 oss		Cat/6 oss	Cat/6 oss
Si	1,004	1,924	1,906	0,000	Si	1,825	1,826
Ti	0,000	0,000	0,015	0,003	Ti	0,007	0,001
Al	0,000	0,149	0,231	1,745	Al	0,391	0,346
Cr	0,000	0,007	0,017	0,219	Cr	0,008	0,006
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,006	0,267	Fe ³⁺	0,010	0,000
Fe ²⁺	0,203	0,193	0,079	0,040	Fe ²⁺	0,085	0,264
Mn	0,002	0,004	0,004	0,003	Mn	0,002	0,006
Mg	1,783	1,719	0,813	0,779	Mg	0,733	1,529
Ca	0,002	0,000	0,833	0,000	Ca	0,864	0,019
Na	0,000	0,004	0,096	0,000	Na	0,074	0,001
Totale	2,995	4,000	4,000	3,015	Totale	4,000	3,998
mg**	89,77	89,92	96,85	74,00	mg**	89,60	85,28
Cr#°				11,00			
Fo	89,66	Wo	0,00	50,01	Wo	51,38	1,03
Fa	10,22	En	89,92	48,41	En	43,56	84,40
Teph	0,12	Fs	10,08	1,57	Fs	5,06	14,57

*FeO = FeO_{tot}
**mg = 100*(Mg/Mg+Fe²⁺)
°Cr# = 100*(Cr/Cr+Al³⁺)

Tab. 1 – Microanalisi rappresentative dei minerali dei noduli lherzolitici e dei megacristalli di pirosseno.

Lo spinello ha contenuti in Cr₂O₃ compresi tra 8 e 11% per la maggior parte dei cristalli analizzati. In alcuni casi i contenuti in Cr₂O₃ sono piuttosto variabili (3,57-29,33%), con valori del rapporto Cr/Cr+Al compresi tra 0.04 e 0.34. Tale variabilità compositiva è tipica dello spinello cromifero dei noduli peridotitici di mantello (CARRARO, 2003).

Megacristalli di clinopirosseno

I megacristalli di clinopirosseno hanno essenzialmente composizione augitica (es., Wo_{51,38}En_{43,56}Fs_{5,06}) mentre gli smistamenti di ortopirosseno hanno componente prevalentemente enstatitica (es., En_{84,74}Fs_{14,40}Wo_{0,86}).

La loro composizione è quindi differente da quella dei pirosseni dei noduli di mantello (Tab. 1). Nel diagramma Al vs. Si di Fig. 7 si osserva infatti che i megacristalli in esame si collocano in prossimità del campo definito in letteratura dai clinopirosseni formati al limite crosta-mantello (FRANZ *et al.*, 1997; NEUMANN *et al.*, 1999).

Il clinopirosseno degli inclusi a tessitura cumulitica ha composizione simile a quella dei megacristalli e si sovrappone in parte a quella dei cristalli delle lherzoliti (Fig. 7). I punti analisi in prossimità della linea di saturazione (KUSHIRO, 1960) si riferiscono alle sovracrescite al contatto tra megacristalli (o noduli cumulitici) e roccia ospite.

In questo caso, si ha un aumento del contenuto di Ti e una diminuzione del contenuto di Al dal nucleo alla periferia dei cristalli.

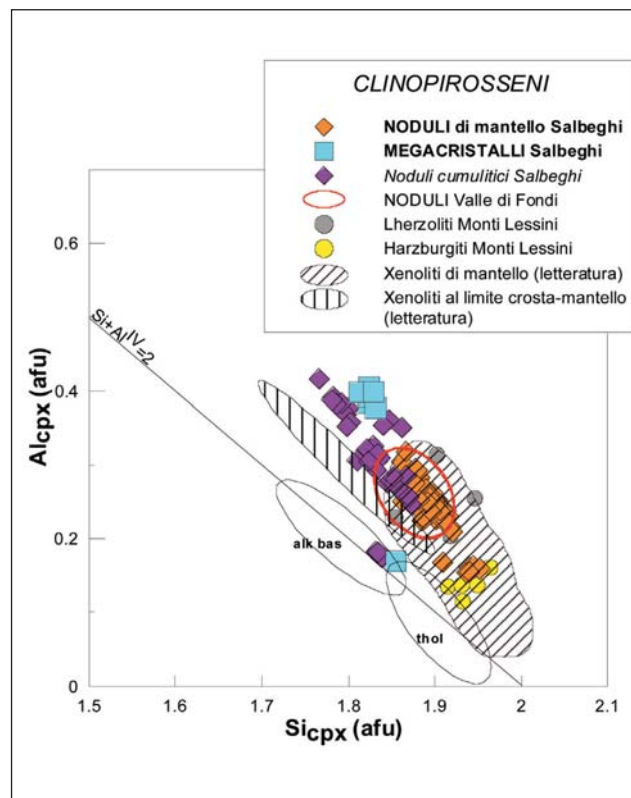


Fig. 7 - Variazione del contenuto di Al in funzione del contenuto di Si nei clinopirosseni dei noduli e dei megacristalli studiati. Per confronto, sono riportati anche i dati di letteratura relativi al clinopirosseno di noduli provenienti dal mantello e dal limite crosta - mantello (CARLI, 2004).

Geotermometro	Fasi utilizzate	T min (°C)	T max (°C)	T media (°C)	Dev. St.
Nimis & Taylor (2000)	Cpx	792	909	840	34
Witt-Eickschen & Seck (1991)	Opx	844	998	932	56
Brey & Köhler (1990)	Opx	858	955	900	30
Wells (1977)	Cpx-Opx	896	977	936	27
Brey & Köhler (1990)	Cpx-Opx	862	966	906	32
Taylor (1998)	Cpx-Opx	812	942	876	41
Ballhaus (1991)	Ol-Sp	939	986	956	20

Tab. 2 - Stime della temperatura di equilibrio ottenute da differenti geotermometri.

CONDIZIONI P-T DI EQUILIBRIO dei noduli lherzolitici

Utilizzando la composizione chimica delle fasi mineralogiche delle lherzoliti è stato possibile definire l'intervallo di temperatura entro il quale si sono presumibilmente riequilibrati i noduli (Tab. 2). Sono stati utilizzati alcuni geotermometri disponibili in letteratura per le peridotiti a spinello (BALLHAUS *et al.*, 1991; BREY & KÖHLER, 1990; WITT-EICKSCHEN & SECK, 1991; NIMIS & TAYLOR, 2000; TAYLOR, 1998; WELLS, 1997).

Le massime pressioni di stabilità dei noduli lherzolitici variano da 1,69 a 1,74 GPa, con un valore medio di $1,70 \pm 0,04$ GPa. Tali valori sono stati ottenuti applicando il metodo proposto da WEBB & WOOD (1986), che permette di definire il limite superiore di pressione utilizzando il rapporto Cr/Cr+Al dello spinello.

In Fig. 8 le "T-lines" sono rette che rappresentano la variazione della temperatura di equilibrio all'aumentare della

pressione e, quindi, della profondità, per i diversi geotermometri utilizzati, per un nodulo rappresentativo di lherzolitite a spinello. Nel caso ideale di perfetto equilibrio, le rette dovrebbero coincidere. Tuttavia, tenendo conto dell'errore di ciascun geotermometro applicato (ca. $\pm 50^\circ\text{C}$), le diverse rette definiscono un fascio ristretto che indica una buona coerenza dei dati termometrici (850-950°C).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Noduli ultramafici di mantello sono per la prima volta studiati nella zona delle colline di Marostica e si aggiungono alle segnalazioni recenti di materiale analogo nell'Altopiano dei Sette Comuni (CARLI, 2004; CARRARO *et al.*, 2005) e ai ben noti noduli di mantello dell'area dei Monti Lessini (MORTEN, 1971, 1987). I campioni studiati mostrano il passaggio dalla microstruttura protogranulare a quella lievemente porfiroclastica, per progressiva deformazione plastica. La generale omogeneità compositiva delle fasi silicatiche costituenti la paragenesi lherzolitica indica che i frammenti di mantello qui studiati sarebbero stati accidentalmente strappati dal magma basaltico ospite e trasportati rapidamente in superficie, senza variazioni compositive di rilievo legate alle nuove condizioni di temperatura e pressione. Le temperature fornite dalle differenti calibrazioni termometriche sono sostanzialmente coerenti (850-950°C). Tuttavia, in qualche caso si sono ottenuti valori di circa 1300°C con i geotermometri basati sulla composizione dell'ortopirosseno. Tali temperature sono probabilmente legate alla presenza delle lamelle di essoluzione in questa fase, che sarebbero quindi il ricordo di uno stadio precoce più caldo. Ciò è in accordo con il comune comportamento descritto per la maggior parte dei noduli lherzolitici della letteratura (WERLING & ALTHERR, 1997): le porzioni di peridotite avrebbero subito un raffreddamento da uno stadio di alta temperatura (1200-1300°C), al termine della fusione parziale del mantello, verso temperature più basse di subsolidus intorno a 800-900°C. Le temperature di equilibrio calcolate per gli inclusi studiati sono simili a quelle stimate per i campioni dell'Altopiano dei Sette Comuni (CARLI, 2004; CARRARO *et al.*, 2005) e leggermente inferiori a quelle riportate per i campioni dei Monti Lessini (SIENA & COLTORTI, 1989). Le massime pressioni alle quali i noduli furono stabili ($P_{media} = 1.7$ GPa, ca. 50 Km di profondità), rientrano nel campo di stabilità delle peridotiti a spinello riportato in letteratura, definito nell'intervallo tra 1.10 e 1.80 GPa (O'NEILL, 1981). In definitiva, le caratteristiche

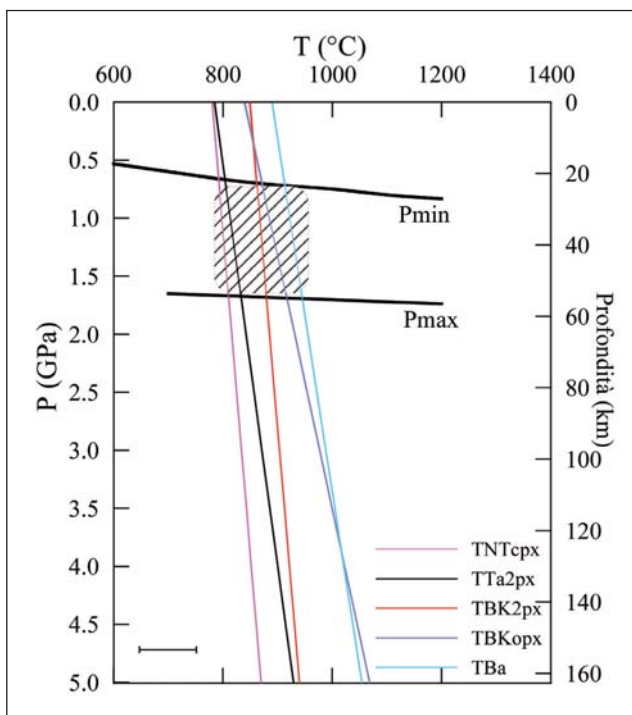


Fig. 8 - T-lines dei geotermometri utilizzati: TNTcpx = geotermometro a clinopirosseno di Nimis & Taylor (2000); TTa2px = geotermometro a due pirosseni di Taylor (1998); TBK2px = geotermometro a due pirosseni di Brey & Köhler (1990); TBKopx = geotermometro Ca-in-Opx di Brey & Köhler (1990); TBa = geotermometro di Ballhaus *et al.* (1991). Il campo tratteggiato indica l'intervallo di temperature e pressioni alle quali i minerali dei noduli lherzolitici si sono riequilibrati.

microstrutturali e compositive e le condizioni termobarometriche di equilibrio appena descritte sono coerenti con quelle riportate in letteratura per gli inclusi di mantello legati al vulcanismo Terziario della Provincia Vulcanica Veneta (SIENA & COLTORTI, 1989).

Per quanto riguarda i noduli ultramafici a tessitura cumulativa (es., clinopirosseni e websteriti) presenti nelle lave di contrada Salbegghi, si sono stimate temperature di equilibrio lievemente inferiori rispetto a quelle ottenute per le lherzoliti. Se si tiene conto anche della differente composizione dei pirosseni, si può ipotizzare che questi noduli siano cristallizzati in una camera magmatica situata in prossimità del limite crosta-mantello (<40 Km di profondità). Anche i megacristalli di clinopirosseno hanno composizione differente da quella dei pirosseni di mantello: si tratterebbe comunque di fasi di pressione relativamente elevata, che hanno relazioni genetiche non semplici con il magma ospite. I dati analitici necessitano di un'elaborazione più approfondita che permetterà una stima della pressione alla quale

si sono formati i megacristalli. Il clinopirosseno ospite e le lamelle di essoluzione di ortopirosseno contengono talora minuti cristallini con disposizione ordinata: tale fenomeno potrebbe essere attribuito a smistamenti secondari avvenuti entro il pirosseno sia monoclinico che rombico.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano l'Assessore alla Cultura del Comune di Montecchio Maggiore Prof. Luciano Chilese. Si ringraziano inoltre il Direttore Dott. Roberto Ghiotto e il Conservatore Naturalista Dott.ssa Viviana Frisone del Museo Civico "G. Zannato" di Montecchio Maggiore. Un ringraziamento particolare è rivolto ad Alessandro e Teresa Daleffe, che ci hanno accompagnato nella campionatura, e a Raul Carampin (CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse, Padova) per la disponibilità e il supporto tecnico dato durante l'esecuzione delle analisi alla microsonda elettronica.

BIBLIOGRAFIA

- BALLHAUS C., BERRY R.F., GREEN D.H. (1991) - High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 27-40.
- BECCALUVA L., BONADIMAN C., COLTORTI M., SALVINI L., SIENA F. (2001) – Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto volcanic province. *J. Petrol.*, 42, 173-187.
- BREY G.P., KÖHLER T. (1990) – Geothermobarometry in four-phases lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.
- CARLI C. (2004) – Petrografia degli inclusi ultramafici nei filoni di Pian del Pozzo (Nord Calvene, VI). Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Univ. Padova, A.A. 2003-2004, 114 pp.
- CARRARO A., (2003) – Crystal chemistry of Cr-spinels from a suite of spinel peridotite mantle xenoliths from the Predazzo Area (Dolomites, Northern Italy). *Eur. J. Mineral.*, 15, 681-688.
- CARRARO A., CARLI C., VISONÀ D., BOSCARDIN M. (2005) - I noduli di peridotite a spinello nel filone basaltico di Valle di Fondi (Altopiano di Asiago, Vicenza): microstrutture, composizione e geotermometria. *Studi e Ricerche - Associazione Amici del Museo - Museo Civico "G. Zannato" - Montecchio Maggiore (Vicenza)*, 12, 37-41.
- DE VECCHI G., SEDEA R. (1995) - The Paleogene Basalts of the Veneto Region (NE Italy). *Mem. Sci. Geol.*, 47, 253-274.
- FRANZ L., SEIFERT W., KRAMER W. (1997) – Thermal evolution of the mantle underneath the Mid-German Crystalline Rise: evidence from mantle xenoliths from the Rhön area (Central Germany). *Mineral. Petrol.*, 61, 1-25.
- KUSHIRO I. (1960) – Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258, 548-554.
- MALARODA R., SCHIAVINATO G. (1954) – Nuovi filoni e masse di rocce basiche dell'Altopiano dei Sette Comuni. CNR - Centro Studi di Petrografia e geologia, Univ. Padova, 19 pp.
- MERCIER J-C.C., NICOLAS A. (1975) - Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- MORTEN L. (1971) – Noduli ultrafemici nel basalto di S. Giovanni Ilarione (Valle dell'Alpone, M. Lessini, Verona). *Miner. Petrogr. Acta*, 17, 15-40.
- MORTEN L. (1979) – Salic, mafic and ultramafic inclusions and megacrysts in basaltic rocks from M. Lessini, Veneto region, north Italy. *Per. Miner.*, 48, 75-91.
- MORTEN L. (1979) – Italy: a review of xenolithic occurrences and their comparison with Alpine peridotites. In "Mantle Xenoliths", P.H. Nixon, ed. John Wiley & Sons, Chichester, 135-148.
- NEUMANN E.R., MARTI J., MITJAVILA J., WULFF-PEDERSEN E. (1999) - Origin and implication of mafic xenoliths associated with Cenozoic extension-related volcanism in the València trough, NE Spain. *Mineral. Petrol.*, 65, 113-139
- NIMIS P., TAYLOR W.R. (2000) - Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 541-554.
- O'Neill H.ST.C. (1981) - The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 185-194.
- PICCOLI G. (1967) - Illustrazione della Carta Geologica del Marosticano occidentale fra Thiene e la valle del torrente Laverda nel Vicentino. CNR, Centro Nazionale per lo Studio Geologico e Petrografico delle Alpi, Ia sez. Geologica, Padova.
- SIENA F., COLTORTI M. (1989) - Lithospheric mantle evolution: Evidences from ultramafic xenoliths in the Lessinian volcanics (northern Italy). *Chem. Geol.*, 77, 347-364.
- TAYLOR W.R. (1998) - An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of the fertile lherzolite and garnet websterite. *N. Jb. Miner. Abh.*, 172, 381-408.
- WEBB S.A.C., WOOD B.J. (1986) - Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 471-480.
- WELLS P.R.A. (1977) – Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WERLING F., ALTHERR R. (1997) – Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics*, 275, 119-141
- WITT-EICKSCHEN G., SECK H.A. (1991) – Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 431-439.