



Università degli Studi di Cagliari

DOTTORATO DI RICERCA

Scienze della Terra

Ciclo XXVIII

Caratterizzazione geo-petrografica, petrologica e geochimica di rocce
anatettiche del nord Sardegna

Settore scientifico disciplinare di afferenza

GEO/07

Presentata da

Dott. Dario Fancello

Coordinatore Dottorato

Prof. Marcello Franceschelli

Tutor

Dott. Gabriele Cruciani

Dott. Stefano Columbu

Esame finale anno accademico 2014 – 2015

Indice

Riassunto	1
Abstract	3
Introduzione	5
1 Il basamento paleozoico della Sardegna	7
1.1 Zona Esterna	7
1.2 Zona a Falde	9
1.3 Zona Assiale	11
1.4 Evoluzione tettono-metamorfica del basamento paleozoico Sardo	12
1.4.1 <i>Deformazione Varisica</i>	12
1.4.2 <i>Metamorfismo Varisico</i>	16
1.5 Magmatismo Varisico	19
1.6 Magmatismo Carbonifero-Permiano	21
2 Modelli geodinamici	25
2.1 Modello della Zona di Sutura, secondo Carmignani et al. (1992)	25
2.2 Modello della Zona di Sutura, secondo Rossi et al. (2009)	27
2.3 Modelli geodinamici dei “Terreni Peri-Gondwaniani”	29
2.3.1 <i>Modello di Stampfli & Borel (2002)</i>	30
2.3.2 <i>Modello di von Raumer et al. (2013)</i>	32
2.3.3 <i>Modello di Giacomini et al. (2006)</i>	34
2.4 Modello del prisma di accrezione (Helbing et al., 2006)	36
2.5 Modello geodinamico di Carosi et al. (2009)	37
2.6 Modello di Corsini & Rolland (2009)	38
2.7 Modello geodinamico di Padovano et al. (2012)	40
3 Rilevamento	43
3.1 Porto Ottiolu	43
3.1.1 <i>Leucogranito a granato</i>	44

3.1.2 Ortogneiss Migmatitici	45
3.1.3 Paragneiss	47
3.1.4 Migmatiti paraderivate	48
3.1.5 Pegmatiti, graniti e filoni basici.....	49
3.2 Pittulongu - Punta Bados.....	50
3.2.1 Metabasiti a granato + anfibolo e metabasiti a granato + biotite	51
3.2.2 Anfiboliti a bande	54
3.2.3 Ortogneiss migmatitici	55
3.2.4 Leucogranito foliato a granato	58
3.2.5 Migmatiti e paragneiss a cianite e sillimanite	59
3.2.6 Noduli calcosilicatici	61
3.2.7 Migmatiti ad anfibolo	62
3.2.8 Corpi leucocratici	63
3.2.9 Lenti di metabasiti	66
3.2.10 Graniti e pegmatiti	67
4 Assetto strutturale	69
4.1 Studi precedenti.....	69
4.1.1 Carosi et al. (2009)	69
4.1.2 Elter et al. (2010)	70
4.2 Rilevamento strutturale	71
4.2.1 Assetto strutturale dell'area di Porto Ottiolu.....	72
4.2.2 Assetto strutturale dell'area di Pittulongu-Punta Bados	75
5 Petrografia	85
5.1 Porto Ottiolu	85
5.1.1 Migmatiti paraderivate	85
5.1.2 Ortogneiss migmatitici	88
5.1.3 Leucogranito a granato di Porto Ottiolu	91
5.2 Pittulongu - Punta Sirenella - Sos Aranzos.....	92
5.2.1 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite	92
5.2.2 Paragneiss	97

5.2.3 Ortogneiss migmatitici.....	98
5.2.4 Migmatiti ad anfibolo	103
5.2.5 Metabasiti	104
5.2.6 Corpi leucocratici di Pittulongu - Punta Bados - Cala banana	107
5.2.7 Noduli calcosilicatici.....	112
5.2.8 Graniti	113
6 Mineralochimica	115
6.1 Porto Ottiolu.....	116
6.1.1 K-feldspato	116
6.1.2 Plagioclasio	117
6.1.3 Biotite.....	119
6.1.4 Mica chiara potassica	120
6.1.5 Granato	125
6.2 Punta Sirenella	127
6.2.1 K-feldspato	127
6.2.2 Plagioclasio	128
6.2.3 Biotite.....	129
6.2.4 Mica chiara potassica	131
6.2.5 Granato	133
6.3 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella.....	135
7 Geochimica	137
7.1 Ortogneiss.....	137
7.1.1 Elementi maggiori.....	137
7.1.2 Elementi in tracce e terre rare	143
7.2 Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu	149
7.2.1 Elementi maggiori.....	149
7.2.2 Elementi in tracce e terre rare	154
7.3 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite e paragneiss di Punta Sirenella	158
7.3.1 Elementi maggiori.....	158
7.3.2 Elementi in tracce e terre rare	158

7.4 Graniti e corpi leucocratici	159
7.4.1 <i>Elementi maggiori</i>	159
7.4.2 <i>Elementi in tracce e terre rare</i>	162
8 Modellizzazione termodinamica	169
8.1 Metodo	169
8.2 Ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu	170
8.2.1 <i>Modellizzazione mesosomi - condizioni dell'anatessi</i>	170
8.2.2 <i>Modellizzazione leucosomi - cristallizzazione del melt</i>	173
8.3 Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu	175
8.3.1 <i>Modellizzazione del mesosoma - condizioni dell'anatessi</i>	175
8.3.2 <i>Modellizzazione del leucosoma - cristallizzazione del melt</i>	178
8.4 Ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella	181
8.4.1 <i>Modellizzazione del mesosoma - condizioni dell'anatessi</i>	182
8.4.2 <i>Modellizzazione del leucosoma - cristallizzazione del melt</i>	184
8.5 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella	186
8.5.1 <i>Modellizzazione del mesosoma - condizioni dell'anatessi</i>	186
8.5.2 <i>Modellizzazione dei leucosomi trondhjemitici - cristallizzazione del melt</i>	188
8.6 Modellizzazione del corpo leucocratico di Pittulongu	189
9 Discussione	193
9.1 Evoluzione metamorfica e P-T path di Porto Ottiolu	193
9.1.1 <i>Ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu</i>	193
9.1.2 <i>Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu</i>	195
9.1.3 <i>Confronto tra i P-T path di Porto Ottiolu</i>	197
9.2 Evoluzione metamorfica e P-T path di Punta Sirenella	200
9.2.1 <i>Ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella</i>	200
9.2.2 <i>Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella</i>	202
9.2.3 <i>Confronto tra i P-T path di Punta Sirenella</i>	204
9.3 Geochimica degli ortogneiss del nord-Sardegna	206
9.3.1 <i>Confronto tra dati sperimentali e dati di letteratura</i>	206

9.3.2 <i>Inquadramento degli ortogneiss nell'ambito del magmatismo dell'Ordoviciano medio</i>	213
9.4 Evoluzione tettono-metamorfica del basamento della Sardegna settentrionale....	215
Conclusioni	219
Ringraziamenti	221
<i>Bibliografia</i>	223
Appendice	237

Riassunto

Il complesso metamorfico di alto grado del basamento Varisico Sardo (Sardegna settentrionale) è caratterizzato dal diffuso affioramento di migmatiti. Questo studio è incentrato su due distinte località della Sardegna nord-orientale (Porto Ottiolu e Punta Sirenella - Punta Bados) dove affiorano estesamente migmatiti orto e paraderivate. Su queste due aree è stato condotto un rilevamento geologico e strutturale che ha portato alla realizzazione di una carta geologica schematica dell'area di Punta Sirenella. Sono stati prelevati numerosi campioni delle varie litologie per le analisi petrografiche, minerochimiche e geochimiche; i dati ottenuti sono stati utilizzati per la modellizzazione termodinamica tramite l'approccio delle pseudosezioni.

Nell'area di Porto Ottiolu sono state identificate tre fasi deformative principali: D_1 , raramente osservabile all'interno dei paragneiss come foliazione relitta S_1 e interessata da pieghe chiuse ad asse sub-orizzontale di fase D_2 ; D_2 , che produce la foliazione pervasiva osservata sul terreno, $N100^\circ 45^\circ SW$, marcata dalla blastesi di biotite e sillimanite e localmente trasposta da zone di shear $N170^\circ$ sub-verticali; D_3 , fase deformativa tardiva che produce pieghe simmetriche con asse sub-orizzontale e direzione variabile. I leucosomi formano tasche e livelli orientati secondo la D_2 ma si osservano anche leucosomi che si mettono in posto lungo le zone di shear. Anche nell'area di Punta Sirenella si riconoscono tre fasi deformative principali; D_1 , fase relitta raramente riconoscibile nelle migmatiti paraderivate dove si manifesta con la trasposizione di leucosomi centimetrici e nei paragneiss dove una foliazione S_1 è raramente preservata all'interno di pieghe aperte ad asse sub-verticale; fase D_2 , con direzione NE-SW sul cui piano XY giacciono lineazioni mineralogiche a quarzo+plagioclasio, fibrolite+quarzo e muscovite; una fase D_3 , in regime duttile-fragile che produce una foliazione milonitica S_3 che localmente diviene l'elemento più evidente sul terreno con direzione $N140^\circ$ sub-verticale o immergente verso NE.

In entrambe le aree i leucosomi delle migmatiti paraderivate hanno generalmente composizione trondhjemitica indicando il partial melting in presenza di H_2O libera anche se si riscontrano rari leucosomi granitici probabilmente derivanti dal breakdown della muscovite. I leucosomi degli ortogneiss migmatitici hanno invece composizione granitica. L'evento anatettico si verifica durante l'ispessimento crostale (sin- D_1 , pre- D_2) e prosegue durante l'esumazione.

Per ogni affioramento di migmatiti studiato sono state realizzate pseudosezioni calcolate per la composizione chimica media dei mesosomi; queste pseudosezioni sono utilizzate per la modellizzazione delle condizioni dell'anatessi individuate sulla base del volume di melt prodotto durante l'anatessi, dei rapporti molari Si/Al e Na/K nel melt, dell'abbondanza modale del granato e del contenuto di Si nella mica chiara metamorfica. Ulteriori pseudosezioni, calcolate sulla base della composizione chimica media dei leucosomi, sono state utilizzate per modellizzare le condizioni P-T di fine cristallizzazione determinate, ove possibile, dall'intersezione tra la curva di solidus e le isoplete del contenuto di Si nelle miche chiare e/o del rapporto X_{Mg} nella biotite.

La modellizzazione termodinamica effettuata sulle migmatiti di Punta Sirenella (orto e paraderivate) ha indicato condizioni di 1.1-1.3 GPa e 670-740°C per l'evento migmatitico, e

di 0.75-0.90 GPa a 660-730°C per il termine della cristallizzazione del melt; queste condizioni sono in accordo con precedenti studi condotti sulle litologie adiacenti. La modellizzazione delle migmatiti di Porto Ottiolu (orto e paraderivate) indica delle condizioni P-T dell'evento migmatitico (0.85-1.05 GPa e 690-730°C) e della fine della cristallizzazione (0.35-0.55 GPa e 630-690°C) fortemente affette dal riequilibrio durante l'esumazione.

Le composizioni geochemiche di campioni degli ortogneiss di Porto Ottiolu e Punta Sirenella presentano strette analogie con quelle di altri ortogneiss affioranti nel NE Sardegna (ad es. Lode-Mamone, Golfo Aranci) ritenuti essere il corrispettivo intrusivo delle metavulcaniti medio-Ordoviciane affioranti nella zona a falde. Si ritiene perciò che i corpi di ortogneiss studiati, pur in assenza di datazioni radiometriche, appartengano allo stesso ciclo magmatico.

Abstract

The High Grade Metamorphic Complex of the Variscan basement of north Sardinia is characterized by the widespread occurrence of migmatites. This study is focused on two localities of NE Sardinia (Porto Ottiolu and Punta Sirenella) where igneous- and sedimentary-derived migmatites outcrop. A geological and structural survey was carried out, leading to the realization of a geological schematic map of Punta Sirenella area. Several samples of different rocks were collected for petrographic, micro-structural, mineral-chemical and geochemical analyses.

In the Porto Ottiolu area three main deformation phases have been identified; D_1 , produces a S_1 foliation rarely preserved in paragneisses and affected by tight F_2 folds with sub-horizontal axes; D_2 , that produce a pervasive foliation oriented $N100^\circ 45^\circ SW$ marked by biotite and sillimanite blastesis and locally transposed by shear zone oriented $N170^\circ$; D_3 , late deformation phase caused symmetric folds with sub-horizontal axes with no axial plane schistosity. Leucosomes form pods and layers along S_2 schistosity but leucosomes along shear zones have also been observed. In the Punta Sirenella area, three main deformation phases have been identified; D_1 , is manifested by the transposition of centimeter-sized leucosomes and is observed in paragneisses where the S_1 is rarely preserved in open folds with sub-vertical axes; D_2 , NE-SW oriented on whose XY plane three mineralogical lineation (quartz+plagioclase, fibrolite+quartz and muscovite) lie; D_3 , a ductile-brittle deformation phase that produce a mylonitic S_3 foliation that locally become the most evident schistosity in the field oriented $N140^\circ$ steeply dipping toward NE.

In both areas, leucosomes of sedimentary-derived migmatites are generally trondhjemitic in composition pointing out for a H_2O fluxed melting reaction, but also granitic leucosomes have been found, produced by muscovite dehydration melting. Leucosomes of migmatitic orthogneiss instead, have granitic compositions. Migmatization started early, during the compressional and crustal thickening (sin- D_1 , pre- D_2) and was still active during exhumation. P-T pseudosections for the average mesosome composition have been calculated for migmatites; these pseudosections have been used to model the P-T conditions of anatexis on the basis of the melt volume (%), Si/Al and Na/K molar ratios, modal content of garnet and Si content in metamorphic white mica. Further pseudosections have been calculated for the average composition of leucosomes in order to define the P-T conditions of the end of the crystallization through intersection of solidus curve and isopleths of Si content in white mica and/or X_{Mg} ratio in biotite. Thermodynamic modeling on igneous- and sedimentary-derived migmatites of Punta Sirenella yield P-T conditions of 1.1-1.3 GPa - 670-740°C for migmatitic event and 0.75-0.90 GPa - 660-730°C for the end of crystallization. These conditions fit well with previous studies on adjacent rocks. Modeling of Porto Ottiolu igneous- and sedimentary-derived migmatites yield P-T conditions of 0.85-1.05 GPa - 690-730°C for migmatitic event and 0.35-0.55 GPa - 630-690°C strongly affected by re-equilibration during exhumation, especially for crystallization conditions.

Geochemical analyses of samples belonging to Porto Ottiolu and Punta Sirenella orthogneisses are comparable with those of other orthogneisses outcropping in NE Sardinia (for instance, Lode-Mamone and Golfo Aranci) that are considered the intrusive

counterparts of middle-Ordovician metavolcanics outcropping in the Nappe Zone. Thus, the protolith of the studied orthogneiss bodies, even lacking radiometric data, can be considered as belonging to the same magmatic cycle.

Introduzione

La zona assiale del basamento Varisico Sardo (Sardegna settentrionale) è caratterizzata dalla diffusa presenza di migmatiti che affiorano a nord della Linea Posada Asinara (PAL) e che fanno parte del complesso metamorfico di alto grado (HGMC) (Carmignani et al., 2001, e bibliografia).

Nel HGMC le litologie predominanti sono gneiss e migmatiti, orto e paraderivate, ma si riscontrano anche subordinati corpi di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitica e granulitica, noduli calcosilicatici e rare lenti di marmi. A partire dalla fine degli anni '70 ad oggi numerosi studi di carattere strutturale (Carmignani et al., 1979; 1982; 1992; Cappelli et al., 1992; Elter, 1987; Elter et al., 1986; 1993; 1999; 2004; 2010; Elter & Ghezzi 1995; Carosi & Oggiano, 2002; Carosi & Palmeri, 2002; Di Vincenzo et al., 2004; Corsi & Elter, 2006; Carosi et al., 2004; 2005; 2009; 2012; Iacopini et al., 2008; Frassi et al., 2009; Padovano et al., 2014), petrologico e geochimico (Ghezzi et al., 1979; Cruciani et al., 2001; 2008a; 2008b; 2012; 2013a; 2014; 2015a; 2015b; Franceschelli et al., 2002; 2005a; 2007; Perugini, 2003; Giacomini et al., 2005; 2006;) sono stati condotti sulla Zona Assiale del basamento Varisico Sardo, al fine di delinearne l'evoluzione tettono-metamorfica e inquadrarla nel contesto più ampio dell'orogenesi Varisica.

Gli studi di carattere petrologico possono essere un valido strumento per la ricostruzione dell'evoluzione geodinamica del basamento Sardo. In tal senso, diversi studi condotti negli ultimi anni hanno permesso di ricostruire le traiettorie P-T-t delle metabasiti, delle migmatiti pelitiche e delle migmatiti ortoderivate ad anfibolo, sia con l'utilizzo della geotermobarometria convenzionale (Cruciani et al., 2008a,b), sia con il più recente approccio delle pseudosezioni P-T. La letteratura riguardante gli ortogneiss migmatitici in Sardegna è invece più limitata (Porto Ottiolu, Cruciani et al., 2001) in quanto queste rocce, in virtù della loro mineralogia, si prestano meno alla modellizzazione termodinamica.

Lo scopo di questo dottorato è lo studio delle migmatiti del basamento Varisico Sardo, con particolare riferimento agli ortogneiss migmatitici. A tale scopo sono state individuate due aree caratterizzate dall'affioramento di ortogneiss migmatitici e di migmatiti paraderivate: Porto Ottiolu, circa 10 km a nord di Posada, e Punta Sirenella a nord-est di Olbia. L'approccio allo studio è di tipo multidisciplinare e comprende la geologia di terreno, gli aspetti petrografici, mineralogici e petrologici, e le caratteristiche geochimiche. Sono state inoltre caratterizzate da un punto di vista petrografico e strutturale altre litologie affioranti nelle aree di studio, quali paragneiss, metabasiti, corpi leucocratici e noduli calcosilicatici.

L'attività di ricerca è stata articolata nelle seguenti fasi:

- Acquisizione di dati bibliografici;
- Rilevamento geo-petrografico e campionamento volto all'integrazione dei dati già presenti ed alla redazione di una carta litologica schematica dell'area di studio;
- Studio mineralogico-petrografico e analisi microstrutturale tramite microscopio ottico ed elettronico a scansione (SEM);
- Analisi minero-chimiche (EMPA) su campioni selezionati delle differenti litologie;
- Analisi chimiche di elementi maggiori, in tracce e terre rare su campioni selezionati;

- Comparazione dei dati geochimici ottenuti con i dati provenienti dalla letteratura per litologie simili affioranti in altre aree del basamento della Sardegna nord-orientale;
- Ricostruzione dell'evoluzione metamorfica e dei P-T path mediante modellizzazione termodinamica con l'approccio delle pseudosezioni.

Gli obiettivi principali di questa tesi sono:

- Acquisizione di nuove conoscenze geologiche, petrografiche e geochimiche dei litotipi affioranti nell'area di studio al fine di stabilire eventuali correlazioni genetiche tra differenti affioramenti;
- Ricostruzione della cronologia delle deformazioni e degli eventi metamorfici tramite il riconoscimento dei rapporti tra i leucosomi e le foliazioni alla macro-mesoscala e tra fasi deformative e blastesi alla microscala;
- Rilevamento geopetrografico e strutturale dell'area di studio;
- Ricostruzione dei percorsi P-T attraverso la modellizzazione termodinamica (elaborazione di pseudosezioni);
- Inquadramento delle metamorfite di alto grado del nord Sardegna nel contesto più ampio dell'orogenesi Varisca.

1 Il basamento paleozoico della Sardegna

Il basamento paleozoico Sardo è un segmento della catena Varisica sud-Europea della quale rappresenta una delle porzioni meglio preservate a causa della relativamente debole impronta prodotta dal successivo evento alpino (Carmignani et al., 2001). L'attuale posizione del blocco Sardo-Corso è dovuta alla separazione dall'Europa continentale avvenuta nel Burdigaliano e alla successiva rotazione in senso antiorario (40-45°) proseguita fino al Burdigaliano medio (Rehault et al., 1984) o al Langhiano superiore (Vigliotti & Langenheim, 1992, 1995; Speranza et al., 2002). Secondo numerosi autori, restaurando il blocco Sardo-Corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento nonché le sue coperture trovano la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (Arthaud & Matte, 1966; Cherchi & Trémolières, 1984; Cassinis et al., 2003; Elter et al., 2004).

In Sardegna affiora una sezione completa della catena Varisica, caratterizzata da raccorciamenti crostali con falde vergenti verso SW e direzione NW-SE. Carmignani et al. (1994; 2001) individuano tre zone tettono-metamorfiche orientate NW-SE (Fig. 1.1):

- Zona Esterna, Sulcis-Iglesiente (Sardegna sud-occidentale);

- Zona a Falde, tra Arburese e Baronie (a est) e Nurra (a ovest). La Zona a Falde è a sua volta suddivisa in Falde esterne e Falde interne;

- Zona Assiale, Sardegna settentrionale.

Altri autori (Corsi & Elter, 2006; Elter et al., 2010; Padovano et al., 2012; 2014) riconoscono invece quattro zone:

- Zona Esterna (foreland) situata nel Sulcis-Iglesiente;

- Zona a Falde, a sua volta suddivisa in Falde esterne e Falde interne (Sardegna centrale);

- Posada Valley Zone che rappresenta una zona a isograde condensate, caratterizzata cioè da un rapido incremento del grado metamorfico;

- Complesso di alto grado metamorfico (HGMC) affiorante a nord della Linea Posada Asinara, a sua volta suddiviso in Old Gneiss Complex (OGC) e New Gneiss Complex (NGC).

1.1 Zona Esterna

La Zona Esterna è situata nella Sardegna sud-occidentale, da Capo Spartivento (a sud) fino all'Arburese (nord-est). Secondo l'interpretazione classica, la successione si apre con i Micascisti ad andalusite di M.te Settiballas, una formazione terrigena di età e rapporti stratigrafici incerti, nella quale si riconoscono due eventi metamorfici (l'evento Varisico e un precedente evento non precisamente attribuito). I micascisti sono intrusi dall'ortogneiss di Monte Filau (*auct.*) il cui protolite è un granitoide di età Ordoviciano (Ludwig & Turi, 1989). L'ortogneiss è in contatto tettonico con la formazione terrigena di Bithia; l'età di questa formazione è attribuita, da alcuni autori, al Cambriano inferiore (Gandin, 1987), da altri al Precambriano superiore (Pittau-Demelia & Del Rio, 1982). Al di sopra dell'unità di Bithia

poggia la successione sedimentaria Cambriana, di margine passivo che si apre con il Gruppo di Nebida, prosegue con il Gruppo di Gonnese e si conclude con il Gruppo di Iglesias (Pillola et al., 1995). Il contatto tra la formazione di Bithia e il Gruppo di Nebida sarebbe deposizionale secondo alcuni autori (da Junker & Schneider, 1983 a Costamagna et al., 2008) o tettonico secondo altri (Cocozza, 1979). Un'interpretazione più recente (Pavanetto et al., 2012), propone che la formazione di Bithia sia in realtà un'unità tettonica alloctona, appartenente alla Zona a Falde sovrascorsa fino all'attuale posizione durante le prime fasi dell'orogenesi Varisica. Una netta discordanza angolare nota in letteratura come Fase Sarda (*auct.*) separa la sequenza Cambriana dai soprastanti sedimenti Ordoviciani rappresentati, alla base, dalla Puddinga Ordoviciania (*auct.*) e al *top* da un ciclo sedimentario trasgressivo - regressivo.

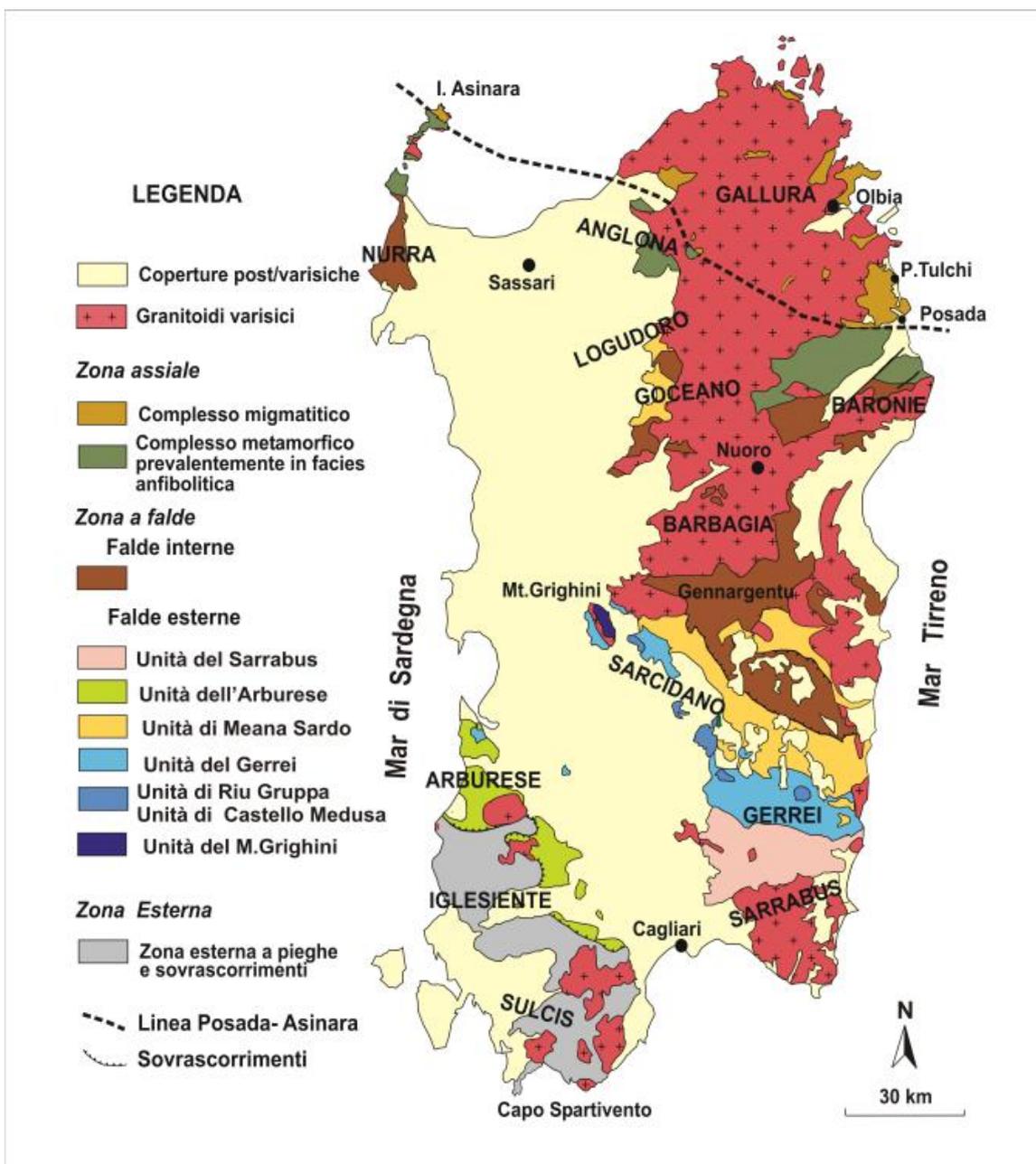


Fig. 1.1: Schema dei principali lineamenti strutturali del Basamento Varisico Sardo (da Carmignani et al., 2001, modificato).

Nella Zona Esterna è assente il vulcanismo calcalkalino diffuso nella Sardegna centrale e sud-orientale ma se ne trovano delle tracce nei clasti che compongono la parte alta della formazione di Domusnovas (Ashgill) (Leone et al., 1991). La successione si conclude con depositi Siluriani e Devoniani sovrastati dalla Formazione di Pala Manna che rappresenta il flysch deposto nell'Avanfossa Varisica.

1.2 Zona a Falde

La Zona a Falde del Basamento Varisico Sardo è costituita da diverse unità tettoniche sovrapposte, messi in posto con un movimento generale vergente verso SW (Conti et al., 2001; Elter et al., 2010).

Sulla base delle differenti successioni stratigrafiche, degli assetti strutturali delle unità tettoniche e del grado metamorfico, la Zona a Falde è stata suddivisa in Falde Esterne e Falde Interne. Uno schema delle successioni litostratigrafiche della Zona a Falde è rappresentato da Oggiano et al. (2010) (Fig. 1.2).

Le Falde Esterne occupano buona parte della Sardegna meridionale e si estendono dall'Arburese, a ovest, al Salto di Quirra a est, passando per il Sarrabus, il Gerrei e il Sarcidano; il Monte Grighini rappresenta l'affioramento più settentrionale.

Le Falde Interne affiorano prevalentemente nella Sardegna centrale e settentrionale. La discontinuità spaziale dei vari affioramenti è dovuta alla presenza del batolite che separa gli affioramenti del Gennargentu da quelli di Goceano e Baronie, e della Fossa Sarda che separa le zone sopra citate dall'affioramento della Nurra meridionale, ad ovest.

Le Falde Esterne sono caratterizzate, alla base, da una potente successione silicoclastica di ambiente marino distale nota in letteratura come Arenarie di San Vito (Sarrabus e Gerrei) e Formazione di Solanas (Barbagia). Questa successione è sormontata dal complesso magmatico e vulcano-sedimentario Ordoviciano a chimismo intermedio-basico e affinità calcalkalina; nel Sarrabus il contatto tra le due successioni è marcato da una netta discordanza angolare (Discordanza Sarrabese). La successione prosegue con i depositi terrigeni Ordoviciani (legati alla "Trasgressione Caradociana") che nel Sarrabus e nel Gerrei ospitano frequenti livelli carbonatici.

Durante l'Orogenesi Varisica, la successione sopra descritta, è stata interessata da importanti sovrascorrimenti che hanno determinato la messa in posto delle Falde Esterne (Fig. 1.3) che, dall'alto verso il basso, sono costituite dalle seguenti unità tettoniche:

- Unità del Sarrabus e dell'Arburese
- Unità di Meana Sardo
- Unità del Gerrei
- Unità di Rio Gruppa - Castello Medusa
- Unità del Monte Grighini.

L'evento orogenetico è anche la causa del metamorfismo sin-cinematico che caratterizza le varie unità con un grado variabile a seconda della loro profondità: dall'anchizona/epizona nelle Unità del Sarrabus e dell'Arburese, alla facies degli scisti verdi nelle Unità del Gerrei, alla facies anfibolitica nell'Unità del Monte Grighini.

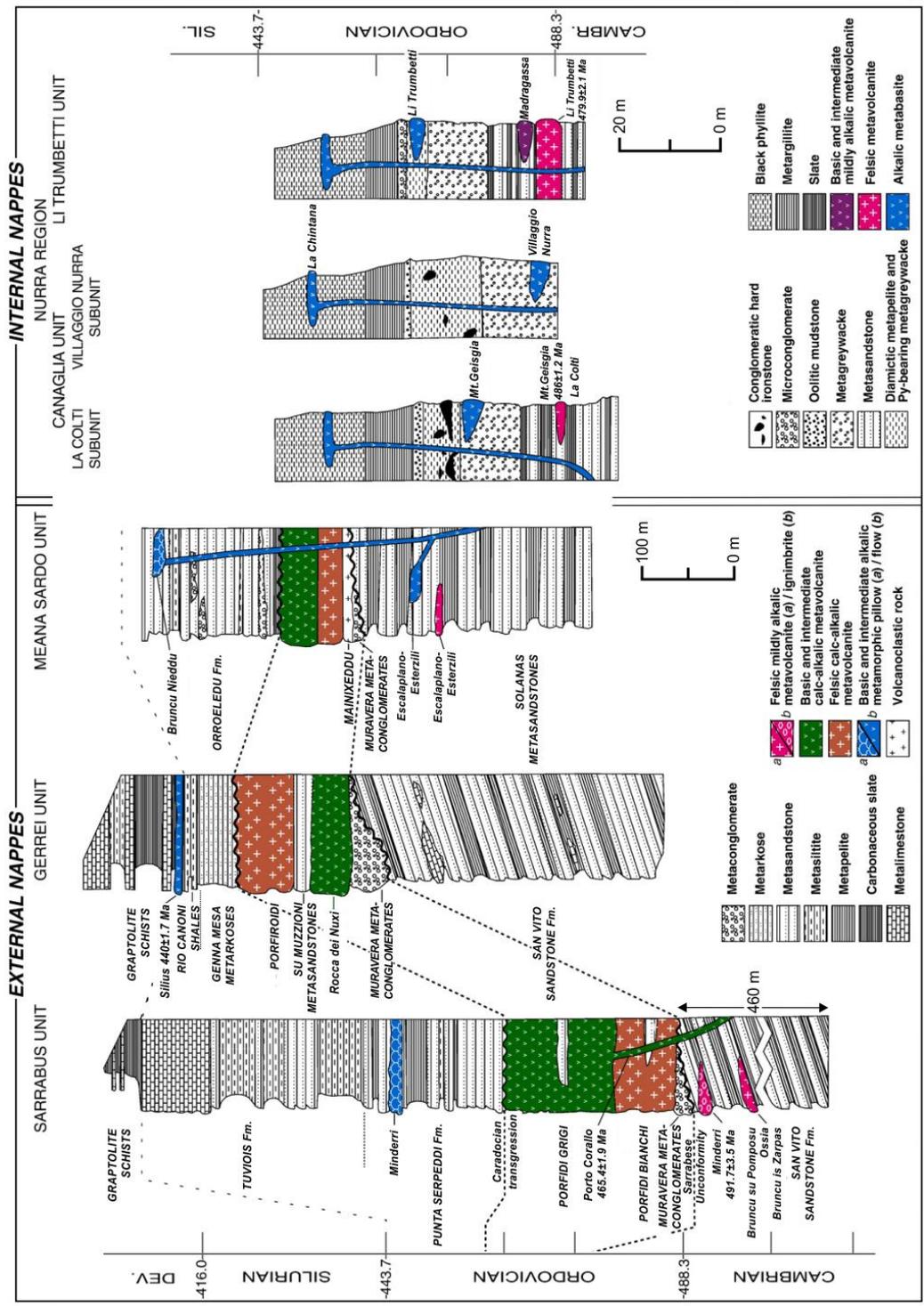


Fig. 1.2: Schema litostatigrafico delle successioni paleozoiche della Zona a Falde e dei prodotti vulcanici in esse contenuti (da Oggiano et al., 2010, modificato).

Le Falde Interne sono caratterizzate da un grado metamorfico più elevato e dall'assenza di resti fossili documentati che non consente attribuzioni stratigrafiche certe. Inoltre, dove è assente l'orizzonte delle metavolcaniti Ordoviciane diventa difficile distinguere le metamorfiti Cambriane da quelle Ordoviciane. Si ritiene comunque che la successione delle Falde Interne sia simile a quella che caratterizza le Falde Esterne. Le litologie prevalenti sono metarenarie, quarziti e filladi: i prodotti del vulcanismo Ordoviciano sono scarsi (si rinvencono in locali affioramenti nel Gennargentu e nella Nurra) e sono costituiti da

metavulcaniti acide (“Porfiroidi”) e metavulcaniti intermedie e basiche, spesso rimaneggiate. La parte alta della successione è caratterizzata da filladi carboniose attribuite al Siluriano-Devoniano (Carmignani et al., 1979; Di Pisa & Oggiano, 1984) che affiorano nella Nurra, e da isolati affioramenti di marmi concentrati principalmente in Barbagia.

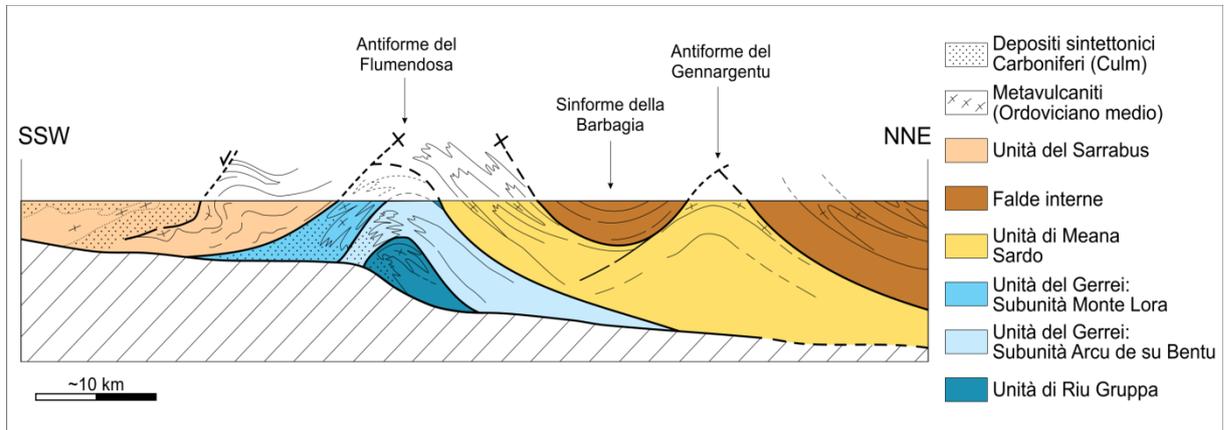


Fig. 1.3: Profilo schematico del Basamento della Zona a Falde Esterne (Sardegna centro-meridionale) (da Carmignani et al., 2001, modificato).

1.3 Zona Assiale

Il maggiore grado metamorfico di tutto il basamento Sardo si riscontra nella Sardegna settentrionale dove affiora la Zona Assiale della catena e dove non è possibile delineare l'evoluzione stratigrafica pre-Varisica.

La Zona Assiale è costituita da due distinti complessi metamorfici (Carmignani et al., 2001 e bibliografia) separati da una importante zona di shear, la Linea Posada Asinara (PAL):

- Complesso Metamorfico Varisico in facies prevalentemente anfibolitica (low to medium grade metamorphic complex, L-MGMC), a sud della PAL, è costituito da micascisti, paragneiss e ortogneiss. Sono inoltre presenti rare lenti di metabasiti (anfiboliti ed eclogiti retrocesse) situate nell'area di Giuncana (Cruciani et al., 2015a; 2015b). Nelle Baronie e nella Nurra, dove affiorano con continuità le metamorfiti, si osserva un rapido passaggio dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica secondo una zoneografia tipica del metamorfismo regionale di tipo Barroviano (medio P/T) (Franceschelli et al., 1982; Elter et al., 1986). Il passaggio dalle Falde Interne alla Zona Assiale è associato al passaggio tra zona a biotite e zona a granato. In Gallura gli affioramenti di metamorfiti divengono subordinati ai granitoidi del batolite che rappresentano la litologia prevalente.

- Complesso Migmatitico Varisico, a nord della PAL, è costituito in prevalenza da gneiss e migmatiti, orto e paraderivate (Cruciani et al., 2001; 2008a; 2008b; 2014; Massonne et al., 2013) che raggiungono la zona a sillimanite + K-feldspato e da subordinate lenti di rocce calcosilicatiche e marmi in località Tamarispa (Elter & Palmeri, 1992). Lungo la Valle del Posada e a nord della PAL affiorano inoltre numerose lenti di metabasiti che presentano relitti di paragenesi eclogitica e granulitica (Franceschelli et al., 1998; 2002; Cruciani et al., 2010; 2011; 2012). Le metabasiti, caratterizzate da affinità MORB (Cappelli et al., 1992),

hanno portato all'interpretazione della PAL come un linea di sutura tra due blocchi continentali che hanno chiuso un bacino oceanico interposto (Cappelli et al., 1992; Carmignani et al., 1992; 2001). Del ruolo di tale lineamento tettonico, e delle sue interpretazioni si discuterà più approfonditamente nel capitolo 2.

Come precedentemente accennato, alcuni autori (Corsi & Elter, 2006; Elter et al., 2010; Padovano et al., 2012; 2014) non riconoscono questa suddivisione e identificano due differenti zone:

- Posada Valley Zone, caratterizzata prevalentemente da ortogneiss e paragneiss che mostrano un rapido incremento del grado metamorfico da SW (zona a granato + biotite + oligoclasio) verso NE (zona a cianite + biotite);
- Complesso di alto grado metamorfico (HGMC), affiorante a nord della Posada Valley Shear Zone a sua volta distinto in due zone: l'Old Gneiss Complex (OGC) e New Gneiss Complex (NGC). Il primo è caratterizzato da gneiss orto e paraderivati, migmatiti e subordinate lenti di metabasiti e marmi. Il secondo consiste prevalentemente di gneiss e migmatiti dalla marcata impronta milonitica denominati "cat's eyed facies" (Elter & Padovano, 2010), all'interno dei quali sono preservate lenti e pods dell'Old Gneiss Complex. Il NGC è inoltre interessato da numerose intrusioni di graniti peralluminosi sin-tettonici (Padovano et al., 2014).

1.4 Evoluzione tettono-metamorfica del basamento paleozoico Sardo

La strutturazione dei principali lineamenti tettonici del basamento Sardo, nonché l'evoluzione metamorfica delle successioni che lo compongono, sono strettamente connesse con l'evento orogenetico Varisico. In alcune aree della Sardegna si rinvengono tuttavia evidenze di eventi precedenti che, localmente, condizionano tale evoluzione.

1.4.1 Deformazione Varisica

L'orogenesi Varisica ha prodotto in Sardegna una storia deformativa notevolmente complessa, in quanto caratterizzata da numerose fasi che differiscono, per numero, direzione di trasporto e stile tettonico, tra le varie zone tettono-metamorfiche precedentemente descritte.

Zona Esterna

Nella Zona Esterna vengono comunemente riconosciute quattro fasi deformative.

a) La prima fase deformativa, nota in letteratura come "Fase Sarda", produce pieghe aperte con assi E-W che interessano tutta la successione Cambro-Ordoviciano senza però coinvolgere la "Puddinga" la quale, localmente (Nebida, Masua, Domusnovas), poggia in discordanza angolare sulla successione sottostante. Questa fase, che produce strutture a scala chilometrica, quali la sinclinale di Iglesias e l'anticlinale di Gonnese, è ritenuta, da alcuni autori, pre-Varisica e perciò attribuita ad un ciclo eo-Caledonico (Carmignani et al., 2001). Altri autori (Conti et al., 2001; Funedda, 2009) riconoscono questa come la prima fase Varisica.

b) La seconda fase deformativa, attribuita all'esordio dell'evento Varisico, porta alla formazione di pieghe con asse E-W che accentuano le prime. La sovrapposizione di questi

due eventi rende difficile la distinzione degli elementi strutturali E-W Varisici, da quelli eocaledoniani; secondo Carmignani et al. (2001) le strutture connesse a questa fase possono essere distinte dalle precedenti solo dove siano in diretto contatto con la "Puddinga". Funedda (2009) distingue tre sub-eventi caratterizzati da direzioni di trasporto leggermente variabili, da NE-SW a E-W.

c) La terza fase deformativa, secondo assi N-S, è quella che ha prodotto i maggiori raccorciamenti, portando inoltre allo sviluppo di importanti sovrascorrimenti e pieghe che hanno deformato le strutture precedenti. Tali deformazioni sono evidenti, anche a scala cartografica, in particolare sulla sinclinale di Iglesias e sull'anticlinale di Gonnese.

d) L'ultima fase Varisica si manifesta con pieghe caratterizzate da direzioni assiali variabili che producono una debole deformazione.

Zona a Falde

L'assetto strutturale della Zona a Falde è fortemente condizionato dalla presenza di importanti sovrascorrimenti, che portano all'impilamento delle falde, e dalla formazione di pieghe isoclinali coricate a scala chilometrica, realizzatesi durante la fase compressiva dell'evento Varisico. Il senso di trasporto varia a seconda dell'unità considerata, verso SSW o SW per le Unità di Meana Sardo e del Gerrei, verso W per le Unità dell'Arburese e del Sarrabus. Secondo Carmignani et al. (1994), a questa prima fase compressiva D_1 , segue una seconda fase (D_2) caratterizzata da una tettonica distensiva tardo-Varisica, connessa al collasso della catena.

In uno studio più recente, Conti et al. (2001), riconoscono tre fasi deformative (Fig. 1.4):

a) una prima fase D_1 caratterizzata da tettonica compressiva, suddivisa in quattro sub-eventi;

- Fase del Gerrei, che produce una deformazione milonitica in una stretta fascia lungo il principale piano di sovrascorrimento e pieghe isoclinali a scala chilometrica, limitate all'Unità del Gerrei; è riconoscibile dallo sviluppo di una foliazione S_a sub-parallela alla S_0 (piani di stratificazione);

- Fase di Meana Sardo, evidenziata dal clivaggio di crenulazione S_b che taglia le precedenti superfici, e che produce una intensa milonitizzazione nelle Unità della Barbagia e di Meana Sardo;

- Fase del Sarrabus, che segna una variazione della direzione di trasporto di circa 90° (da S-vergente a W-vergente);

- Fase del Flumendosa, porta alla formazione delle maggiori strutture plicative osservabili nella Zona a Falde, caratterizzate da assi sub-verticali (Antiformi del Flumendosa e del Gennargentu, separate dalla Sinforme della Barbagia). Sono invece assenti importanti sovrascorrimenti e il raccorciamento crostale è inferiore rispetto alle fasi precedenti.

b) la seconda fase D_2 è il risultato dell'inizio della tettonica distensiva che porta alla formazione di faglie normali, concentrate lungo i fianchi delle antiformi prodotte dalla Fase del Flumendosa. Durante questa fase si producono inoltre pieghe NW-SE, e clivaggio di crenulazione.

c) la fase D_3 è riconoscibile dallo sviluppo di pieghe parallele con assi NE-SW e piani assiali sub-verticali, simmetriche o debolmente asimmetriche e più aperte rispetto a quelle della fase D_2 . Sono frequenti inoltre pieghe a *chevron* o *kink band* e un debole clivaggio di

crenulazione.

Conti et al., 2001				Previous Authors			
TECTONIC SETTING	FEATURES	DEFORMATION PHASES	PHASE NAMES	Carmignani et al., 1978	Carosi & Pertusati, 1990	Conti & Patta, 1998	
Crustal thickening	Early mylonitic deformation in the Barbagia, Meana Sardo and Riu Gruppa units, folding and main regional schistosity in the Gerrei unit	D1	Early S-directed thrusting and folding	D1	D1	D1	
	Final emplacement, late mylonitic deformation, main foliation development in the Meana Sardo and Barbagia units		Main S-directed nappe emplacement				D2
	Emplacement and main folding in the Sarrabus and Arburese units		W-directed nappe emplacement				D1
	Large-scale upright antiforms and synforms, crenulation cleavage		Late stage N-S shortening	D2	D3		
Tectonic exhumation	Normal faulting, NW-SE folds, crenulation cleavage	D2	Rio Gruppa Phase			D2	
?	NE-SW folds, crenulation cleavage	D3		D3	D4	D3	

Fig. 1.4: Correlazione tra gli eventi deformativi nella Zona a Falde, riconosciuti da vari autori (da Conti et al., 2001, modificato).

Carmignani et al. (2001) evidenziano che le strutture prodotte dalle fasi D₂ e D₃ sono caratterizzate da uno stile tettonico simile, da un identico basso grado metamorfico, da blastesi scarsa o assente e da un ordine di sovrapposizione variabile tra le due fasi; gli autori ritengono perciò che le fasi D₂ e D₃ non siano fasi consecutive ma piuttosto coeve e che siano il prodotto di una stessa cinematica che localmente risente del controllo esercitato da zone di taglio trascorrenti.

E' inoltre riscontrata la presenza, in alcune aree delle Falde Esterne, di evidenze di una fase deformativa considerata pre-Varisica (eo-Caledoniana) che localmente dà origine ad una netta discordanza angolare, nota in letteratura come "Discordanza Sarrabese". Tale fase, riconosciuta per la prima volta da Calvino (1959) sarebbe testimoniata, oltre che dalla discordanza, anche dalla presenza di conglomerati continentali che testimonierebbero delle prolungate fasi di emersione durante l'Ordoviciano medio. A tutt'oggi non è chiaro se questa fase possa essere correlata con la "Fase Sarda" osservabile nella Zona Esterna.

Zona Assiale

Numerosi studi sono stati condotti sulla Zona Assiale del Basamento Varisico Sardo, al fine di decifrarne l'evoluzione tettonica. I primi lavori di Carmignani et al. (1979; 1982) e di Elter et al. (1986) descrivevano 3 fasi deformative. La fase D₁ è correlabile con quella che, nelle aree più meridionali, produce la scistosità S₁ di piano assiale e si manifesta con pieghe isoclinali SW-vergenti. Nel complesso metamorfico in facies prevalentemente anfibolitica, la S₁ è progressivamente trasposta dalla deformazione D₂ che da origine ad una foliazione S₂, che diventa l'elemento strutturale predominante all'osservazione macroscopica. La fase D₃ si manifesta con *chevron* e crenulazioni che deformano le superfici precedenti (in particolare le cerniere delle pieghe D₂ appaiono solitamente piegate da questa fase); ad essa non sono associate blastesi rilevanti.

Carmignani et al. (2001) riconoscono inoltre una fase deformativa D₄ evidenziata da

crenulazioni con direzione diversa dalle precedenti (da N120°E a N160°E) ed un evento milonitico D_m , collocato cronologicamente tra le fasi D_3 e D_4 .

Helbing (2003) attribuisce l'evento milonitico ad una fase D_4 , evidenziata da strutture S-C che passano gradualmente verso condizioni di ultramilonitizzazione, e descrive un'ultima fase D_5 che produce pieghe a scala chilometrica che deformano le strutture precedenti.

Uno studio più recente condotto da Carosi et al. (2009) evidenzia la presenza di quattro fasi deformative seguite da un evento tardivo prodotto in regime distensivo. Particolare interesse è rivestito dal riconoscimento di zone di shear con movimento prima sinistro (mai osservate prima), poi destro, all'interno della fase D_2 .

Elter et al. (2010) e Padovano et al. (2012; 2014) riconoscono, nell'HGMC, cinque fasi deformative non direttamente correlabili con le fasi riconosciute da altri autori in quanto gli elementi strutturali predominanti sul terreno (*i.e.* foliazione penetrativa regionale), comunemente ascritti alla fase D_2 , sono in questo caso riferiti alla fase D_3 . I due complessi metamorfici, OGC e NGC, sono caratterizzati da differenti impronte strutturali. Nel primo, l'elemento predominante è prodotto dall'evento D_3 e consiste in una foliazione NE-SW parallela alla direzione dello shear; nel secondo, l'evento D_4 è associato allo sviluppo di zone di shear da metriche a chilometriche caratterizzate da una foliazione (e lineazione) NW-SE parallela allo shear che in alcune aree (*i.e.* Punta Sirenella) diventa l'elemento predominante sul terreno.

Per una trattazione più approfondita dell'assetto strutturale della zona assiale, con particolare riferimento al complesso migmatitico, si rimanda al capitolo 4.

Zone di Shear

L'evoluzione strutturale del basamento è fortemente controllata dallo sviluppo di un complesso sistema di zone di shear, caratterizzate da differenti evoluzioni P-T, diversi meccanismi cinematici e differenti età di formazione.

Elter et al. (1999) identificano due differenti sistemi di shear denominati ESE (Early Shear Event) e LSE (Late Shear Event). Le ESE sono un sistema di faglie tardo-orogenco precoce associato a metamorfismo in facies anfibolitica in condizioni HT-LP; sono attribuite a questo evento cinque zone di taglio principali tre delle quali situate nel HGMC. Le LSE rappresentano un sistema di zone di shear successivo che può essere distinto in due sub-sistemi, il primo associato alla messa in posto di intrusioni sin-cinematiche in condizioni di HT-LP, il secondo associato a metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi. Secondo gli autori il sistema di faglie connesso con il ESE, sviluppatosi in un contesto estensionale, può essere considerato come uno dei fattori responsabili del processo di esumazione. Il successivo evento LSE è invece caratterizzato da faglie trascorrenti prevalentemente destre (solo la Porto Ottilu Shear Zone è sinistra), inquadrabili in un sistema più ampio, che si riscontra anche in Corsica e nel Massiccio dei Mauri (Corsi et al., 1998). Studi successivi (Elter et al., 2010; Padovano et al., 2012; 2014; Corsini & Rolland, 2009; Corsini et al., 2010; Carosi et al., 2012) hanno confermato sia l'importanza delle zone di shear nel processo di esumazione, sia le correlazioni di queste zone con altre analoghe osservate in altri settori del basamento Varisico sud-Europeo. In particolare, si evidenzia il ruolo di un lineamento tettonico a scala crostale noto come East Variscan Shear Zone (EVSZ), attivo tra i 330 e i 300

Ma è caratterizzato da un movimento trascorrente destro. Esso è il prodotto di una collisione obliqua tra placche caratterizzate da margini irregolari che hanno dato origine ad un complesso pattern di zone di shear transtensive e transpressive. La EVSZ e le zone di shear ad esso collegate sono riconoscibili in varie porzioni della catena Varisica quali Massiccio dei Mauri e del Tanneron (MTM), Corsica, Sardegna, ma anche Alpi occidentali, arco Calabro-Peloritano e Appennini settentrionali. Nel contesto più ampio dell'intera catena Varisica sono state riscontrate numerose zone di shear a grande scala caratterizzate da caratteristiche comuni alla EVSZ quali l'impostazione di una cinematica transpressiva/transtensiva, l'esumazione di complessi metamorfici di HT e l'intrusione di granitoidi sin-cinematici (Padovano et al., 2012 e bibliografia) che portano a ritenere che tali zone abbiano giocato un ruolo simile a quello della EVSZ nelle fasi finali dell'orogenesi.

Nel capitolo 2 verranno discussi con maggiore dettaglio alcuni modelli geodinamici che evidenziano l'importanza dell'EVSZ nelle fasi finali dell'orogenesi Varisica.

1.4.2 Metamorfismo Varisico

Come precedentemente sottolineato, il basamento Sardo rappresenta una sezione completa dell'orogene Varisico, dalla Zona Esterna (Sulcis-Iglesiente) alla zona più interna della catena (Zona Assiale, Sardegna settentrionale). Il metamorfismo Varisico segue, con alcune eccezioni, un trend compatibile con questa strutturazione, con un grado crescente da SW verso NE.

La Zona Esterna è caratterizzata da un metamorfismo di bassissimo grado (anchimetamorfismo) con un grado leggermente crescente verso N, ad eccezione delle Formazioni di Nebida e Cabitza nelle quali si riscontra un andamento inverso (Eltrudis et al., 1995). Nell'estremità meridionale della Zona Esterna affiorano due corpi di medio-alto grado metamorfico, in contatto tettonico con le successioni circostanti: l'Ortogneiss di Monte Filau e i micascisti ad andalusite di M.te Settiballas. Il primo è un ortoderivato, in facies anfibolitica, di un granitoide Ordoviciano datato col metodo U/Pb su zirconi (478 ± 16 Ma: Delaperrière & Lancelot, 1989; 449 Ma: Ludwig & Turi, 1989; 458.21 ± 0.32 e 457.50 ± 0.33 : Pavanetto et al., 2012), metamorfosato dall'evento Varisico. Al suo interno si riconoscono due eventi metamorfici, il primo associato alla cristallizzazione di andalusite, sillimanite e granato sin-cinematici, il secondo associato allo sviluppo di un layering compositivo costituito da alternanze di domini ricchi quarzo + feldspati e domini ricchi in fillosilicati. I micascisti del Monte Settiballas sono anch'essi caratterizzati da due eventi metamorfici. Il primo evento, identificato dalla presenza di relitti di cordierite, andalusite e granato, testimonia un elevato grado metamorfico, il secondo porta alla blastesi di biotite e muscovite allungate secondo la foliazione in condizioni P-T proprie della facies degli scisti verdi (Sassi & Visonà, 1989). L'adiacente formazione di Bithia è caratterizzata da un metamorfismo di basso grado sin S_2 associato alla blastesi $Qtz + Alb + Ms + Chl$. Il protolite di questa formazione è stato datato a 457 ± 0.17 Ma con il metodo U/Pb su zirconi delle metavulcaniti all'interno della formazione (Pavanetto et al., 2012).

La Zona a Falde è caratterizzata prevalentemente da un grado metamorfico compreso tra la

transizione anchizona/epizona e la facies degli scisti verdi, determinato dallo studio dei valori di cristallinità dell'illite nelle varie unità (Franceschelli et al., 1992). Si possono riconoscere due eventi metamorfici: un primo evento M_1 di tipo Barroviano e un secondo evento M_2 di alta temperatura e bassa pressione. Nell'evento M_1 si osserva un metamorfismo progrado verso le falde più interne (quindi verso NE) e verso quelle strutturalmente più profonde, raggiungendo il grado maggiore in corrispondenza dell'Unità del Monte Grighini (facies anfibolitica). Questo evento è connesso all'ispessimento crostale causato dall'impilamento delle falde perciò può essere definito come "*sin-nappe*" e può essere correlato con l'evento deformativo D_1 descritto da Carosi et al. (1991). L'evento metamorfico M_2 , caratterizzato da alta temperatura e bassa pressione, è stato riconosciuto in diverse porzioni della zona a falde ed è da imputare alla messa in posto delle intrusioni in regime di tettonica distensiva "*post-nappe*", quindi in una fase tardo-orogena (Laurenzi et al., 1991), correlabile con la fase deformativa D_2 descritta da Carosi et al. (1991).

Nella Zona Assiale si riconoscono diversi eventi metamorfici, correlati con differenti fasi deformative. Il primo evento M_1 (correlato con la fase D_1) produce un incremento del metamorfismo da SW verso NE. Nelle Baronie si osserva il maggior gradiente di incremento del grado metamorfico: in una fascia di poche decine di chilometri si verifica infatti, il passaggio dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica; Franceschelli et al. (1982) descrivono una zoneografia metamorfica tipica del metamorfismo regionale di tipo Barroviano (Fig. 1.5) costituito da sei zone: biotite, granato (a sua volta distinta in due zone: granato + albite e granato + albite + oligoclasio), staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato. Recentemente, Carosi et al. (2008) hanno riscontrato la presenza di associazioni mineralogiche a staurolite + biotite più a sud rispetto alla classica zona a staurolite + biotite definita da Franceschelli et al. (1982), spostandone così la relativa isograda parecchi chilometri più a sud. Una analoga zoneografia metamorfica si riscontra nella Nurra (Franceschelli et al., 1990), dove si osserva il passaggio da un'estesa zona a clorite, nella regione più meridionale, alla zona a sillimanite + K-feldspato, nell'isola dell'Asinara (Carosi et al., 2004 e riferimenti). L'evento M_1 è stato datato a 330-340 Ma (metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su miche chiare, Di Vincenzo et al., 2004). Un'età comparabile (344 ± 7 Ma, metodo Rb/Sr su roccia totale) è stata proposta come età del primo evento migmatitico Varisico da Ferrara et al. (1978). Datazioni con il metodo U/Pb su zirconi provenienti dalle eclogiti retrocesse di Punta de li Tulchi hanno fornito un'età di 327 ± 7 Ma per il metamorfismo retrogrado in facies anfibolitica, corrispondente al principale evento collisionale Varisico.

Il secondo ciclo metamorfico M_2 è testimoniato dalla frequente ricristallizzazione dei minerali principali della fase S_1 (quarzo, muscovite, clorite e biotite), secondo orientazioni parallele alla S_2 (Franceschelli et al., 2005b). I due cicli sono facilmente distinguibili fino alla zona a staurolite + biotite mentre, con l'ulteriore incremento del grado metamorfico, si ha una quasi totale obliterazione delle strutture S_1 relative al primo ciclo. Ulteriore evidenza dei due cicli è fornita dalla presenza di due generazioni di granati: una prima generazione, spesso caratterizzata da un nucleo post- D_1 e pre- D_2 e bordo sin- D_2 , e una seconda generazione chiaramente sin- D_2 . Helbing & Tiepolo (2005) attribuiscono il granato sin- D_2 al

metamorfismo Varisico e il granato pre-D₂ ad un evento metamorfico pre-Varisico. Secondo Di Vincenzo et al. (2004) l'età di questo ciclo varia tra circa 320 e 315 Ma (metodo ⁴⁰Ar/³⁹Ar su miche chiare).

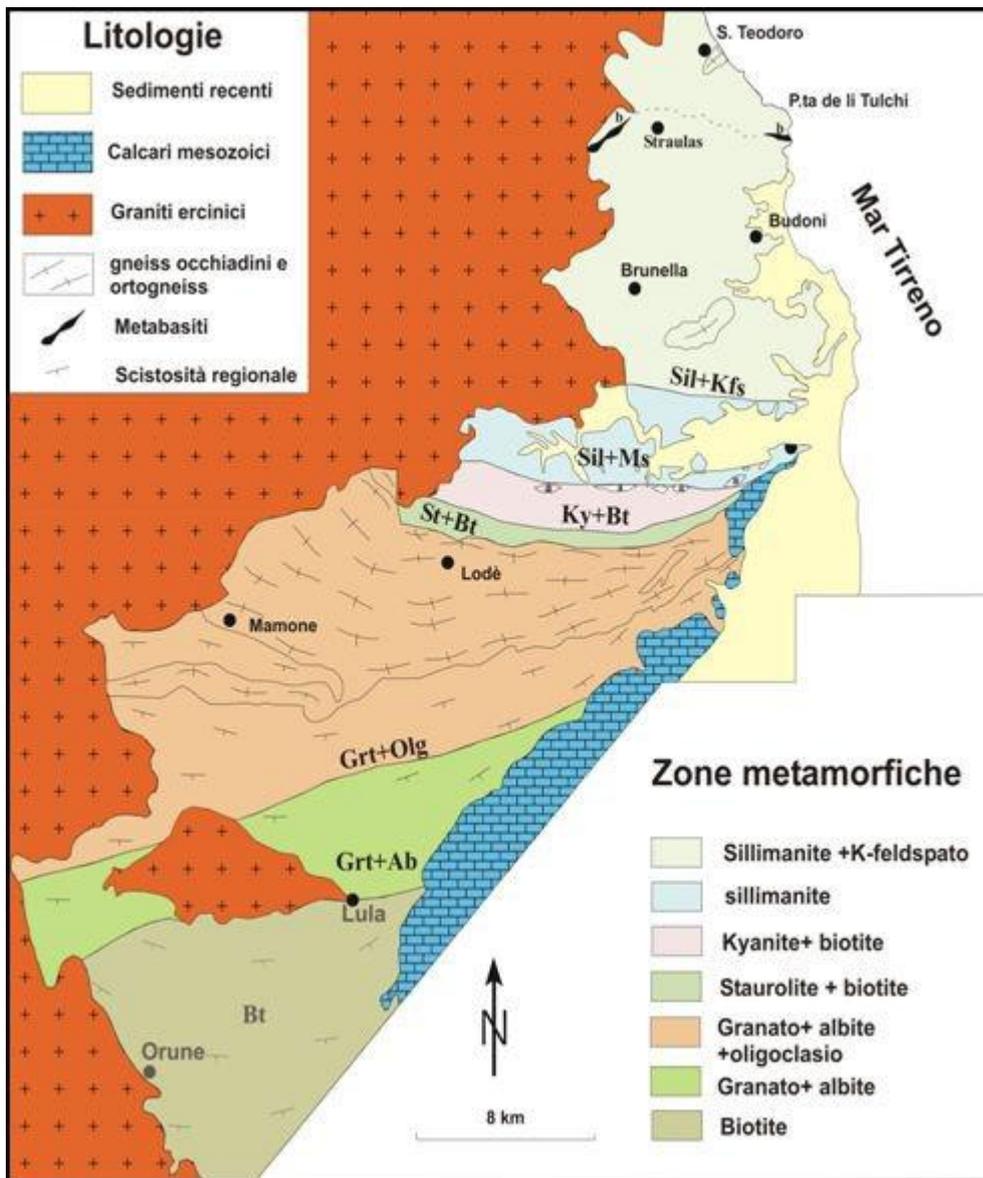


Fig. 1.5: Zoneografia metamorfica della Sardegna nord-orientale (da Franceschelli et al.,1982, modificato).

Le ultime fasi dell'esumazione dei complessi metamorfici Varisici sono caratterizzate dall'impostazione di zone di shear transtensive attive tra i 325 e 300 Ma talvolta associate all'intrusione di graniti sin-tettonici. Carosi et al. (2012) datano l'inizio di tale evento a circa 320 Ma, la stessa età ottenuta da Giacomini et al. (2008) per analoghe zone di shear in Corsica. Una di queste zone di shear (Capo Ferro) è stata recentemente studiata da Padovano et al. (2014) che ne hanno stimato il periodo di attività, compreso tra 325 ± 1.3 e 315 ± 1.3 Ma (U/Pb su zirconi e monaziti). La prima è interpretata come l'età dell'evento migmatitico sin-D₄ che ha interessato l'ortogneiss ed è perfettamente in accordo con precedenti datazioni ottenute nelle diatessiti di Golfo Aranci (326 ± 4 Ma, Giacomini et al.,

2006). La seconda, misurata su monaziti dell'ortogneiss migmatitico, è interpretata come l'età del metamorfismo di contatto prodotto dall'intrusione dell'adiacente granito sintettonico.

Cruciani et al. (2013a) riconoscono inoltre un evento di alta pressione pre-Barroviano testimoniato da un elevato contenuto di silice nella muscovite di scisti a cloritoide (fino a 6.6 apfu), già riscontrato in studi precedenti (Carosi & Palmeri, 2002; Di Vincenzo et al., 2004; Costamagna et al., 2012). Un evento di alta pressione è stato inoltre documentato tramite lo studio di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitica e granulitica affioranti a Punta Orvili (Cruciani et al., 2011), Punta de li Tulchi (Cruciani et al. 2012), Giuncana (Cruciani et al., 2015a; 2015b) e Golfo Aranci (Giacomini et al., 2005). La compatibilità delle condizioni di pressione, nonché della forma dei P-T-path, suggerisce una comune evoluzione metamorfica, in probabile regime di subduzione, sia delle metabasiti sia delle rocce metasedimentarie incassanti. L'evento eclogitico è stato datato tra i 403 ± 3 Ma (Cortesogno et al., 2004) e i 400 ± 10 Ma (Palmeri et al., 2004), mentre Giacomini et al. (2005) indicano un'età di 352 ± 3 Ma probabilmente relativa ad un riequilibrio delle eclogiti in facies granulitica-anfibolitica. Quest'ultimo evento potrebbe essere correlato con quello riscontrato da Padovano et al. (2014) negli ortogneiss di Capo Ferro, datato a 359 ± 4 Ma. Corsi & Elter (2006) riconoscono inoltre un evento migmatitico eo-Varisico, non datato radiometricamente ma attribuito dubitativamente al Devoniano.

1.5 Magmatismo Varisico

Il basamento paleozoico Sardo è caratterizzato dalla presenza di numerose testimonianze di eventi magmatici, che differiscono tra loro per chimismo, estensione ed età di messa in posto. La sovraimpronta metamorfica, le deformazioni polifasiche e il contatto con sedimenti non precisamente datati, rende difficile la ricostruzione della cronologia degli eventi.

Diversi autori hanno studiato il magmatismo Varisico nel tentativo di distinguere i diversi eventi sulla base delle età e delle caratteristiche petrografiche e geochemiche.

Memmi et al. (1983) distinguono due cicli magmatici:

- il primo ciclo è costituito da vulcaniti ad affinità calcicalina e chimismo variabile (da basalti a rioliti ad affinità sub-alcalina). I prodotti piroclastici, da intermedi ad acidi di questo primo ciclo, sono stati metamorfosati durante l'orogenesi Varisica, e sono noti in letteratura col nome di "Porfiroidi" (*auct.*). I porfiroidi affiorano estesamente nella Zona a Falde Esterne e in alcune località della Zona a Falde Interne (Barbagia e Sarcidano). Leone et al. (1991) riconoscono elementi di questo ciclo nei clasti che costituiscono la parte alta della Formazione di Domusnovas (zona esterna). Apparterrebbero a questo ciclo anche i plutoni che costituiscono i protoliti degli ortogneiss di Lodè e Tanaunella, (rispettivamente a 456 ± 14 Ma e 458 ± 7 Ma, Helbing & Tiepolo, 2005) e di Golfo Aranci (469 ± 3.7 Ma, Giacomini et al., 2006), così come il protolite delle migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella (452 ± 3 e 461 ± 12 Ma, Cruciani et al., 2008a).

- il secondo ciclo è caratterizzato da effusioni e filoni basaltici di intraplacca ad affinità

alcalina affioranti nel Goceano, Gerrei e Sulcis-Iglesiente. Memmi et al. (1983) attribuiscono a questo vulcanismo un'età Siluriana mentre Di Pisa et al. (1992) lo ritengono Ordoviciano superiore (Caradoc-Ashgill).

Un terzo ciclo, costituito da basalti alcalini di intraplacca di età Devoniana (?) - Carbonifera, è stato riconosciuto da Di Pisa et al. (1992) e Garbarino et al. (2005), in locali affioramenti di metavulcaniti nelle sequenze Paleozoiche nel Sulcis e nel Sarrabus. Garbarino et al. (2005) riportano inoltre la presenza di prodotti acidi ad affinità calcalcalina nel Sulcis meridionale; mancano tuttavia dati geochimici e geocronologici che possano comprovare l'esistenza di questo evento.

Uno studio più recente di Oggiano et al. (2010) documenta invece la presenza di tre cicli (Fig. 1.2):

- il primo ciclo è caratterizzato da un vulcanismo di affinità transizionale, da intermedio ad acido, di età compresa tra 491.7 ± 3.5 e 479.9 ± 2.1 Ma e quindi antecedente alla Fase Sarda. Questo evento, non documentato nei lavori precedenti, è rappresentato da ignimbriti riolitiche che coprono in leggera discordanza la sequenza Ordoviciano dell'Unità del Sarrabus e da metarioliti e metadaciti nella Zona a Falde Interne (Unità di Li Trumbetti e Canaglia). Secondo gli autori, questo ciclo sarebbe ascrivibile ad un contesto geodinamico di margine passivo perdurato dal Cambriano superiore all'Ordoviciano inferiore. Secondo Gaggero et al. (2012) i prodotti di questo ciclo vulcanico sono legati ad un contesto estensionale intracontinentale che ha prodotto un sistema di rift, evoluto nell'apertura dell'Oceano Reico.
- il secondo ciclo, corrispondente al primo ciclo descritto da Memmi et al. (1983), è costituito da una suite vulcanica (da basalti-andesiti a rioliti) ad affinità prevalentemente calcalcalina datata all'Ordoviciano medio (465.4 ± 1.4 Ma). Questo ciclo è attribuito ad un contesto geodinamico collisionale, che porta alla subduzione dell'Oceano Reico al di sotto del margine nord-Gondwaniano e all'impostazione di un arco vulcanico continentale di tipo Andino.
- il terzo ciclo, ad affinità alcalina, di età tardo-Ordoviciano (440 ± 1.7 Ma) è caratterizzato da metaepiclastiti, nella Zona a Falde Interne, e da metagabbri nella Zona a Falde Esterne. Esso sarebbe imputabile ad una fase distensionale, che porta allo smantellamento dell'arco vulcanico Ordoviciano e all'effusione di prodotti alcalini associati ai sedimenti terrigeni successivi alla "Trasgressione Caradociana". Se questa fase distensionale fosse responsabile della separazione dei Galatian o Armorican Terrane Assemblage, la loro deriva sarebbe iniziata nel Siluriano inferiore (Gaggero et al., 2012). Un'età simile è stata riscontrata per l'ortogneiss di Cala d'Oliva (439 ± 6 Ma, Rossi et al., 2009), mentre un'età più recente è stata determinata per l'ortogneiss di Capo Ferro (430 ± 2 Ma, Padovano et al., 2014); questi ultimi contengono anche un cluster di zirconi tardo-Ordoviciani probabilmente ereditati (457 ± 3 Ma). Nonostante le datazioni degli ortogneiss sopra citati e quelle dei prodotti vulcanici del ciclo tardo-Ordoviciano mostrino significative analogie, non è chiaro se questi corpi siano ascrivibili al medesimo ciclo magmatico.

1.6 Magmatismo Carbonifero-Permiano

Durante le ultime fasi dell'orogenesi Varisica, in regime da tardo- a post-tettonico, si mette in posto il batolite Sardo-Corso che, con un'estensione totale di circa 12000 km², rappresenta uno dei batoliti più estesi della Catena Varisica Europea. Il batolite è caratterizzato da una forte variabilità strutturale e composizionale imputabile a modifiche del quadro geodinamico verificatesi nel lungo lasso di tempo durante il quale si è messo in posto (50-60 Ma).

Su base composizionale possono essere distinte tre associazioni principali (Rossi & Cocherie, 1991; Ferré & Leake, 2001):

- una associazione magnesio-potassica (U1), presente solo nella Corsica settentrionale, e totalmente assente in Sardegna, datata a 335-340 Ma (Viseano-Namuriano) intrusa in livelli medio-basso crostali in condizioni di P di 5-6 kbar (Rossi & Cocherie, 1991). Dalle caratteristiche strutturali e dalle età radiometriche si evince il carattere sin-tettonico di questo ciclo.

- una associazione calcicalina ricca in potassio (U2) che affiora nella Corsica meridionale e in Sardegna, di età compresa tra 313 e 280 Ma (Carbonifero superiore-Permiano inferiore). La messa in posto sarebbe avvenuta in un fase tardo o post Varisica, in condizioni di anchizona o epizona, quindi in livelli crostali più superficiali. I prodotti di questo ciclo sono quelli maggiormente diffusi in Sardegna.

- un terzo ciclo è costituito da leucograniti peralluminosi e subordinati gabbri e filoni alcalini (U3). Un'attività alcalina post Varisica è inoltre documentata in Corsica.

Uno schema geologico strutturale del batolite Sardo-Corso è presentato da Casini et al. (2012) (Fig. 1.6) che mostra anche le datazioni relative alle tre suite magmatiche (Paquette et al., 2003; Cocherie et al., 2005; Oggiano et al., 2007), al primo evento di anatessi (Giacomini et al., 2005) e all'evento transpressivo (Di Vincenzo et al., 2004).

Una diversa distinzione è stata effettuata da Ghezzi & Orsini (1982) che, utilizzando i rapporti tra età di messa in posto e tettonica Varisica, dividono le plutoniti principali in tre categorie, sin-tettoniche, tardo-tettoniche e post-tettoniche.

- Plutoniti precoci sin-tettoniche rappresentate da piccoli e isolati affioramenti di granodioriti, tonaliti e subordinati graniti a grana media e tessiture fortemente orientate, che costituiscono meno dell'1% dell'intera superficie del batolite.

- Plutoniti tardo-tettoniche che costituiscono la maggior parte del batolite (circa il 74%) e sono caratterizzate da una forte disomogeneità tessiturale e composizionale. Su base petrografica vengono distinti due gruppi: i) Quarzodioriti, tonaliti e granodioriti tonalitiche, che costituiscono circa il 10% del batolite sotto forma di piccoli stock e plutoni; ii) Granodioriti monzogranitiche, monzograniti e monzograniti leucocratici e leucograniti a due miche costituiscono la maggior parte del batolite (circa il 65%) generalmente disposti in plutoni allungati in direzione NW-SE.

- Plutoniti post-tettoniche rappresentate da leucograniti, solitamente equigranulari, che costituiscono circa il 25% del batolite.

La distinzione effettuata da Ghezzi & Orsini (1982), tra plutoni sin-, tardo- e post-tettonici, è riferita all'ultima fase deformativa dell'evento orogenetico, che da questi autori era

considerata ancora compressiva. Secondo Carmignani et al. (2001) solo la serie magnesio-potassica della Corsica settentrionale, può essere ricondotta ad un regime tettonico compressivo. In Sardegna, dove questa serie è assente, le età radiometriche e gli assetti strutturali dei vari corpi intrusivi portano a ritenere che la loro messa in posto sia avvenuta in un regime tettonico distensivo, probabilmente connesso al collasso gravitativo dell'orogene Varisico. In particolare, si osserva che la strutturazione e le foliazioni interne di numerosi plutoni sono state prodotte da zone di taglio in regime di tettonica transtensiva, come nel M. Grighini (Musumeci, 1992), o decompressiva come nella bassa Gallura (Oggiano & Di Pisa, 1988; Macera et al., 1989) e quindi, in entrambi i casi, nell'ambito della tettonica estensionale post-Varisica.

Un recente studio geochimico, geocronologico (U/Pb su zirconi) e strutturale dei plutoni di Arzachena e Barrabisa (Casini et al., 2012) ha consentito di delineare le fasi di evoluzione del batolite: a) 320-315 Ma, prime fasi di accrescimento del plutone con la messa in posto di fusi granodioritici a livelli medio crostali; b) $311 \pm 6 / -4$ Ma, fase di maggiore accrescimento che porta alla messa in posto di fusi monzogranitici; c) 307.6 ± 3.5 Ma, fasi finali dell'evento magmatico con la messa in posto di intrusioni leucogranitiche radiali lungo fratture. Secondo questi autori la messa in posto della maggior parte del batolite Sardo-Corso (plutoni U2) sarebbe coeva con l'impostazione di un regime tettonico dominato da sistemi di faglie trascorrenti (strike-slip faults) verificatosi tra la fase compressiva dell'orogenesi (raccorciamento crostale) e quella estensionale finale. In tale contesto, la messa in posto del batolite gioca un ruolo fondamentale nell'evoluzione dell'orogene Varisico in quanto causa l'indebolimento della crosta a medie profondità e favorisce l'impostazione di un regime distensivo a livelli crostali più superficiali. In altre parole il batolite condizionerebbe fortemente l'estensione post-orogenica, piuttosto che esserne una mera conseguenza.

Varie ipotesi sono state formulate per spiegare la genesi del batolite Sardo-Corso e la sua notevole eterogeneità composizionale, petrografica e geochimica (Zorpi et al., 1989; Poli et al., 1989; Rossi & Cocherie, 1991; Tommasini et al., 1995; Poli & Tommasini, 1999). Tali ipotesi, la cui trattazione esula da questo testo, vertono prevalentemente su fenomeni di mixing/mingling tra diversi magmi e su processi cumulitici, di cristallizzazione frazionata e di contaminazione (CFC). Altri fattori che influiscono sulla genesi del batolite sono la variabilità delle sorgenti e dei magmi parentali, le condizioni P-T, la presenza di fluidi e il grado di anatessi.

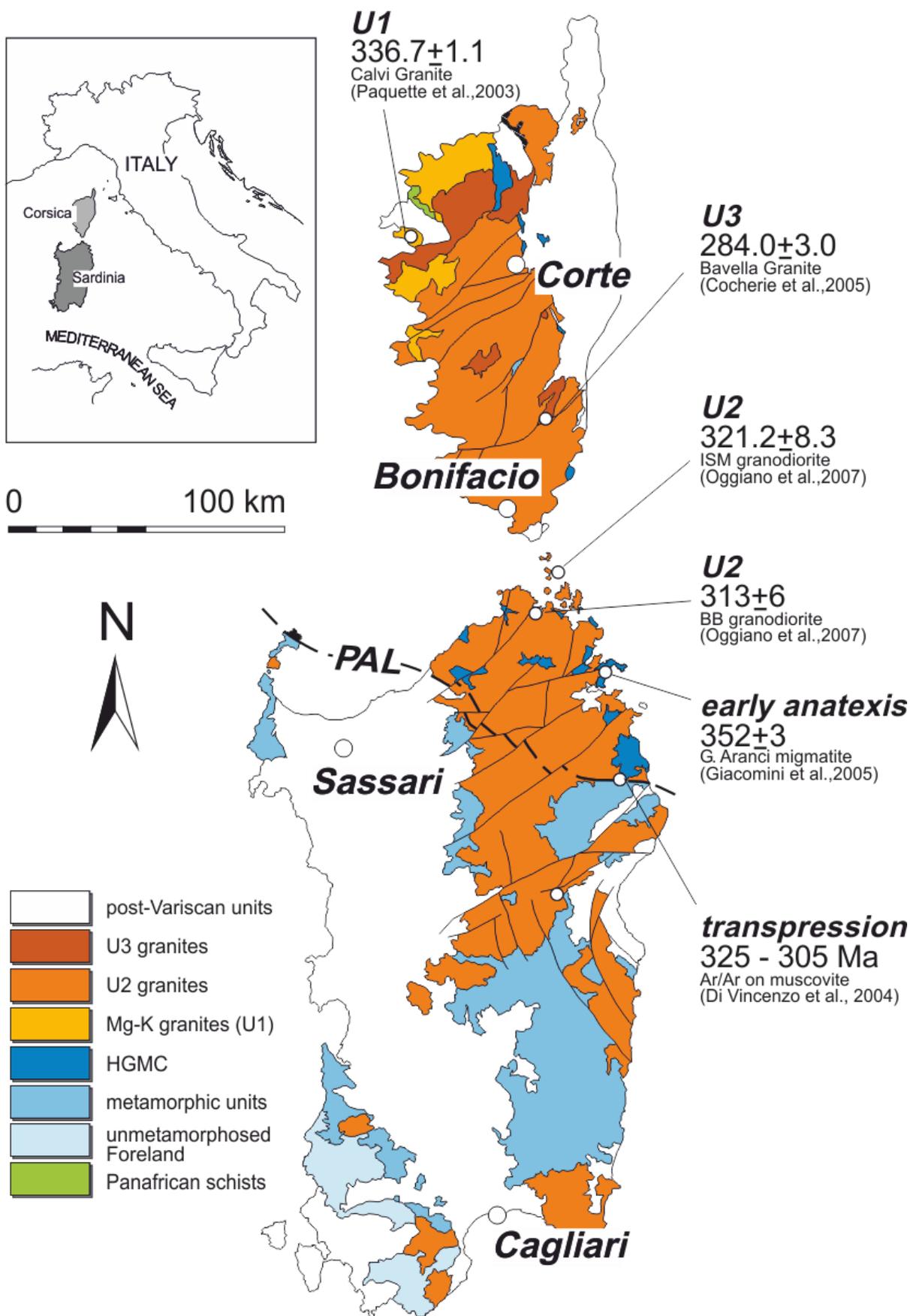


Fig. 1.6: Schema geologico-strutturale del batolite Sardo-Corso. Vengono riportate età e località tipo per le suite magmatiche U1, U2 e U3 e per le fasi di transpressione e di migmatizzazione precoce (da Casini et al., 2012, modificato). PAL = Linea Posada Asinara.

2 Modelli geodinamici

L'evoluzione geodinamica del basamento Sardo-Corso è stata studiata e interpretata da numerosi autori, a partire dalla metà degli anni '70. Di seguito verranno presentati alcuni dei modelli proposti, i quali possono essere raggruppati in tre diverse tipologie: il modello della zona di sutura (Carmignani et al., 1992, 1994, 2001; Rossi et al., 2009), il modello degli "Hun Terrane" (Stampfli & Borel, 2002; Franceschelli et al., 2005b; Giacomini et al., 2006; von Raumer et al., 2009) e il modello del prisma di accrezione (Helbing et al., 2006).

Negli ultimi anni sono stati proposti diversi modelli geodinamici che pongono l'attenzione sull'importanza delle zone di shear tardo-tettoniche nell'esumazione dei complessi metamorfici Varisici. Di seguito verranno discussi tre modelli, uno incentrato sull'evoluzione del basamento Sardo-Corso (Carosi et al., 2009), altri due basati sulla correlazione tra differenti massicci Varisici ritenuti come appartenenti allo stesso dominio (Corsini & Rolland, 2009; Padovano et al., 2012).

2.1 Modello della Zona di Sutura, secondo Carmignani et al. (1992)

Questo modello fu proposto da Carmignani et al. (1992) sulla base di studi strutturali svolti nel decennio precedente che negavano una evoluzione ensialica della catena e indicavano invece un contesto collisionale associato a subduzione di crosta oceanica che diede origine, in una prima fase, ad un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (Siluriano), e successivamente ad un metamorfismo di medio P/T connesso ad un considerevole ispessimento crostale (Devoniano-Carbonifero). Secondo questa ricostruzione la Sardegna settentrionale e la Corsica appartenevano alla Placca Armorica, mentre la Sardegna centro-meridionale era situata nel margine nord del Gondwana; le due placche erano separate dall'Oceano Sud Armoricano, un braccio dell'Oceano Reico, fino al Carbonifero superiore. La chiusura dell'oceano portò alla collisione tra i due blocchi testimoniata dalla Linea Posada Asinara che rappresenterebbe la zona di sutura e che mostra forti analogie con la zona di sutura Varisica sud-Europea, quali miloniti con relitti di tessiture di alto grado e corpi di metabasiti che affiorano a nord della Linea Posada Asinara e i cui protoliti mostrano una chiara affinità MORB. Questi corpi vengono interpretati come resti di crosta oceanica che durante la subduzione hanno subito metamorfismo in facies eclogitica. Le lenti di metabasiti hanno in seguito subito un processo di riequilibrio, più o meno spinto, in condizioni di pressione inferiore, passando per le facies granulitica, anfibolitica e degli scisti verdi; alcuni affioramenti conservano tutt'ora relitti della paragenesi eclogitica (onfacite + granato).

Carmignani et al. (1992) schematizzano l'evoluzione del contesto geodinamico in sei fasi distinte (Fig. 2.1):

Durante il Cambriano-Ordoviciano inferiore (Fig. 2.1a) l'Oceano Sud Armoricano è in espansione; sul margine nord-Gondwaniano si instaura un margine passivo testimoniato dalla presenza di potenti successioni epicontinentali Cambro-Ordoviciane nella Sardegna sud-orientale (Sulcis-Iglesiente) e dalle sequenze continentali della Sardegna centrale. L'assenza

di prodotti vulcanici calcocalcinali esclude, in questa fase, un contesto collisionale associato a subduzione di crosta oceanica.

Nell'Ordoviciano medio (Fig. 2.1b), Le placche Armorica e Gondwana iniziano a convergere dando origine alla subduzione (di tipo B) della crosta oceanica al di sotto del margine nord-Gondwaniano. Questo evento è testimoniato dal diffuso vulcanismo calcocalcinalo, riconducibile ad un sistema di arco vulcanico di tipo andino, che caratterizza buona parte della Sardegna centro-meridionale.

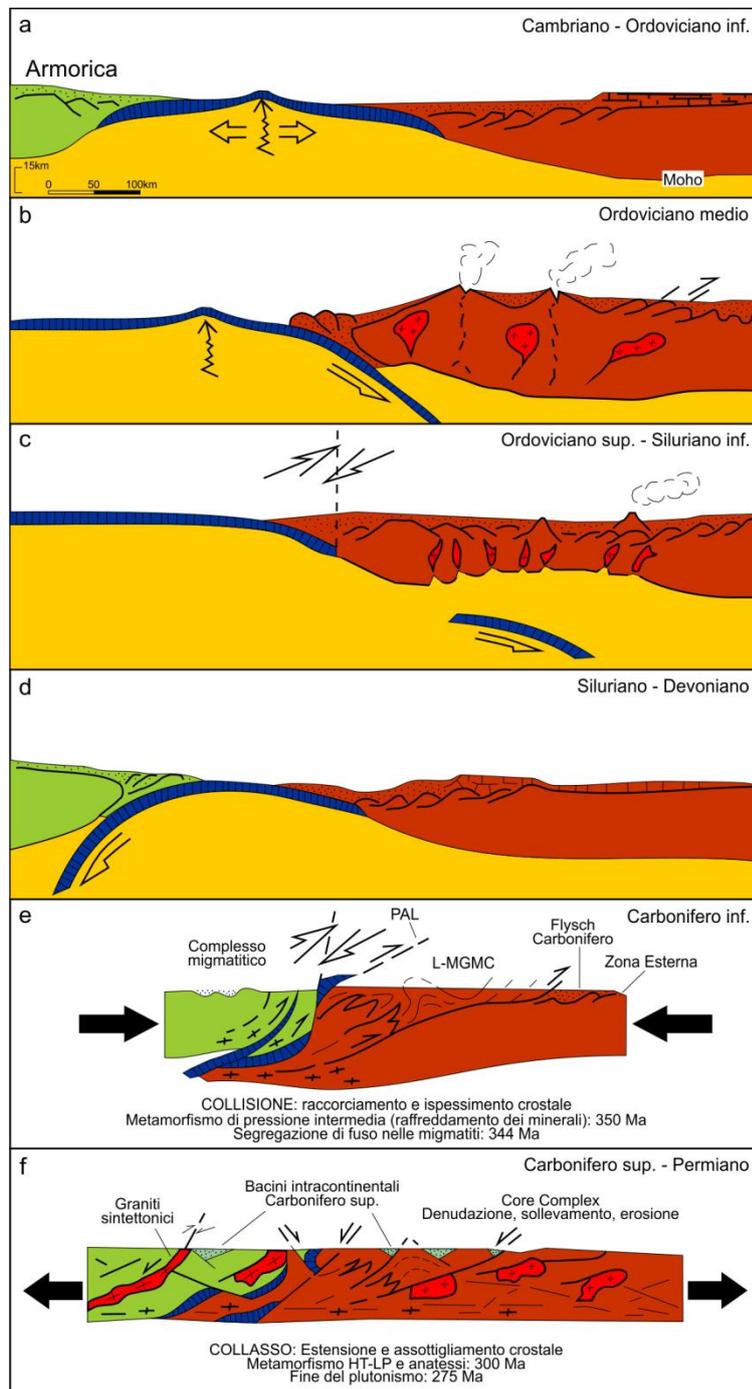


Fig. 2.1: Schema evolutivo del Basamento Varisico Sardo, secondo il modello Carmignani (da Carmignani et al., 2001, modificato). PAL: Linea Posada Asinara; L-HGMC: Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex.

In tale contesto il Sulcis-Iglesiente rappresenterebbe il bacino di retro-arco, in quanto caratterizzato dall'assenza di tale ciclo vulcanico e da una fase tettonica coeva al movimento convergente (Fase Sarda).

A partire dall'Ordoviciano superiore (Fig. 2.1c) si interrompe il processo di subduzione e inizia la tettonica distensiva che porta al collasso dell'arco vulcanico e alla messa in posto di basalti di intraplacca, ad affinità alcalina, nei sedimenti tardo-Ordoviciani.

Nel periodo Siluriano-Devoniano (Fig. 2.1d) si ha una ripresa della tettonica convergente tra Armorica e Gondwana, che porta alla subduzione di crosta oceanica verso nord (al di sotto del margine Armoricano). Durante questo lungo lasso di tempo (circa 100 Ma) si ha la restaurazione di un margine passivo lungo il confine nord-Gondwaniano, caratterizzato dall'assenza di eventi magmatici e dal ritorno ad una sedimentazione pelagica, che persiste per tutto il Devoniano. La sedimentazione a carattere prevalentemente carbonatico, che si instaura a partire dal Devoniano, testimonia la migrazione del margine continentale del Gondwana verso paleolatitudini più calde.

Nel Carbonifero inferiore (Fig. 2.1e) si ha la chiusura definitiva dell'Oceano Sud Armoricano e la collisione tra la Placca di Armorica e il margine di tipo andino instauratosi nel nord del Gondwana. La collisione porta alla messa in posto di falde tettoniche alloctone e alla formazione di importanti sovrascorrimenti e strutture plicative. L'ispessimento crostale connesso a questo evento è causa di un metamorfismo regionale di tipo barrowiano (medio P/T) con un grado crescente verso NE. Relitti di crosta oceanica, che hanno subito metamorfismo in facies eclogitica (alta pressione) restano intrappolati nella zona di sutura rappresentata dalla Linea Posada Asinara.

Dopo la collisione continente-continente, nel Carbonifero superiore-Permiano (Fig. 2.1f), si innescano dei processi distensivi che portano all'impostazione di sistemi di shear e faglie dirette, causando il collasso del cuneo orogenico e l'assottigliamento crostale. La tettonica distensiva è accompagnata da metamorfismo di bassa P e alta T e in taluni casi da anatessi crostale (eventi datati a 300 Ma), probabilmente causata dall'elevato flusso di calore proveniente dalle intrusioni tardo-Varisiche. In questa fase si verifica la messa in posto dei granitoidi ad affinità calcicalina costituenti il batolite Sardo-Corso, che termina circa 275 Ma.

2.2 Modello della Zona di Sutura secondo Rossi et al. (2009)

L'interpretazione geodinamica dell'evoluzione del basamento Varisico Sardo-Corso, proposta da Rossi et al. (2009), è analoga a quella proposta da Carmignani et al. (1992) ma presenta alcune sostanziali differenze. In particolare questi autori ipotizzano che: i) le Placche di Armorica e Gondwana fossero separate dall'Oceano Reico (e non un braccio di esso come ipotizzato da Carmignani et al., 1992); ii) il bacino di retroarco, impostato sul margine settentrionale del Gondwana, si sia evoluto fino a formare un oceano; iii) la linea di sutura tra le due placche sia collocabile nella Corsica settentrionale e non lungo la Linea Posada Asinara.

Le tappe evolutive del modello geodinamico, sono rappresentate in figura 2.2. Tra il

Cambriano e l'Ordoviciano inferiore le Placche di Laurussia e Gondwana sono separate dall'Oceano Reico in espansione (Fig. 2.2a). Il nord del Gondwana è caratterizzato da una sedimentazione di margine passivo, come testimoniato dalle sequenze sedimentarie Cambro-Ordoviciane della Sardegna meridionale.

Nell'Ordoviciano medio inizia un movimento convergente tra Gondwana (che migra verso nord) e Laurussia, che porta alla subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine nord-Gondwaniano (Fig. 2.2b); su quest'ultimo si imposta un arco vulcanico di tipo andino, testimoniato dal vulcanismo calcalcino della Zona a Falde.

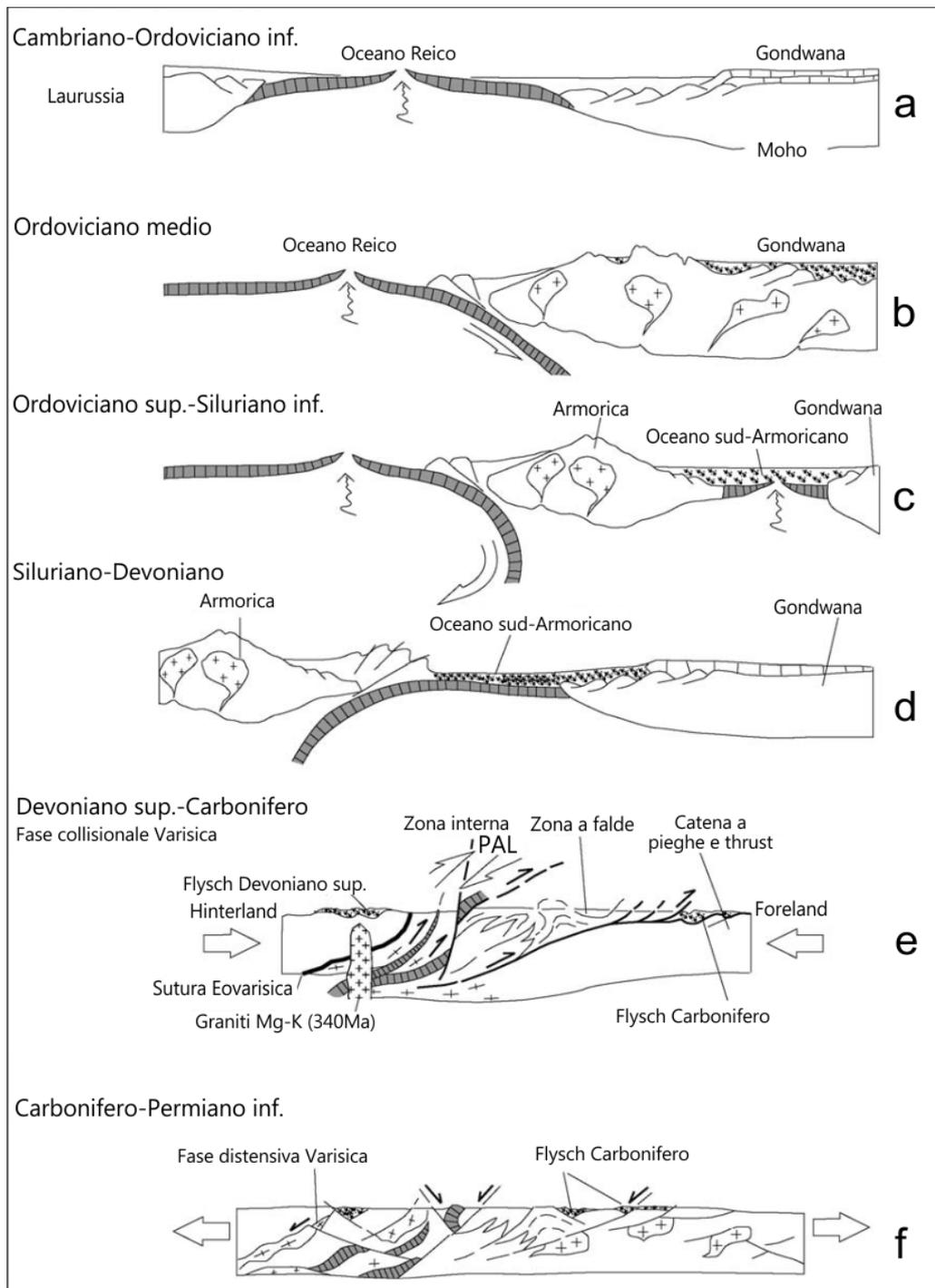


Fig. 2.2: Schema evolutivo del basamento Varisico secondo il modello di Rossi et al. (2009), modificato.

Tra l'Ordoviciano superiore e il Siluriano inferiore il bacino di retro-arco, situato alle spalle dell'arco vulcanico evolve, tramite importanti processi di rifting, fino all'apertura dell'Oceano Sud Armorico (Fig. 2.2c). Dal margine settentrionale del Gondwana si distacca quindi un *terrane* che prende il nome di Armorica. Il processo di rifting coinvolge anche l'arco vulcanico, la cui attività è cessata nell'Ordoviciano medio, e porta al suo collasso gravitativo. Questa fase è testimoniata dal vulcanismo alcalino d'intraplacca, tipico di un contesto tettonico distensivo.

Nel Siluriano-Devoniano termina la tettonica distensiva e inizia una nuova fase di tettonica convergente che porta alla chiusura dell'Oceano Sud Armorico tramite una zona di subduzione al di sotto della Placca Armorica (Fig. 2.2d). Una vasta trasgressione marina interessa i due margini continentali a partire dal Siluriano; nel margine passivo Gondwaniano si ha la deposizione di carbonati di piattaforma (affioranti in particolare nella Zona a Falde Esterne in Sardegna), mentre nel margine attivo Armorico si ha la deposizione dei primi *flysch* Varisici in facies "Culm" (Corsica settentrionale).

La chiusura definitiva dell'Oceano Sud Armorico, tra Devoniano superiore e Carbonifero, porta alla collisione tra Armorica e Gondwana (Fig. 2.2e). La zona di sutura è localizzata nella Corsica settentrionale dove, a seguito dei processi distensivi, inizia (340 Ma) la messa in posto dei granitoidi della serie magnesio-potassica. In Sardegna invece si osserva la deposizione diacrona dei *flysch* che, dopo aver interessato l'avanfossa Armorica (Corsica settentrionale) già a partire dal Siluriano, coinvolgono gradualmente il retropaese (Zona Esterna) e la Zona a Falde.

Tra il Carbonifero e il Permiano inferiore si assiste al collasso della catena porta alla messa in posto del batolite granitico (Fig. 2.2f).

2.3 Modelli geodinamici dei "Terreni Peri-Gondwaniani".

L'interpretazione dell'orogenesi Varisica come il prodotto di una collisione continente-continente tra Laurussia e Gondwana è stata messa in discussione da recenti studi basati sull'analisi dei principali lineamenti geologico-strutturali della Catena Varisica Europea. Negli ultimi quindici anni, numerosi autori hanno proposto un'evoluzione geodinamica più complessa, elaborando modelli secondo i quali la collisione vera e propria tra i due paleocontinenti sarebbe stata preceduta da una progressiva accrezione alla Laurussia di "Terreni Peri-Gondwaniani". I vari modelli proposti (tra cui Crowley et al., 2000; Stampfli & Borel, 2002; Cocks & Torsvik, 2005; von Raumer et al., 2002; 2009) mostrano evidenti differenze ma sono sostanzialmente concordi nel ritenere che l'orogenesi Varisica si sia articolata in più fasi collisionali; in una prima fase si sarebbero verificati eventi collisionali minori (accrezioni) tra Laurussia e grossi terranes a fascia (Ribbon-like Terranes) staccatisi dal margine nord-Gondwaniano, e in una seconda fase si sarebbe verificato l'impatto tra Laurussia e Gondwana.

2.3.1 Modello di Stampfli & Borel (2002)

Il modello di Stampfli & Borel (2002), pur non essendo stato studiato nello specifico per la catena Sarda, consente di inquadrare i movimenti della Sardegna in base all'evoluzione dei terranes cui essa apparteneva e per questo motivo, altri autori (Franceschelli et al., 2005b; Giacomini et al., 2006; von Raumer et al., 2002; 2003), lo utilizzano come base per ricostruire nel dettaglio il contesto geodinamico del basamento Sardo.

Le tappe evolutive del modello di Stampfli & Borel (2002) possono essere schematizzate come segue (Fig. 2.3).

- Ordoviciano inferiore (circa 490 Ma). Il margine nord-Gondwaniano, situato in prossimità del polo sud, è separato dalla placca Baltica da un oceano denominato Prototetide. A nord della Baltica si trovano Laurentia e Siberia, non ancora uniti a formare la Laurussia. L'instaurarsi di un piano di subduzione diretto verso sud, al di sotto del margine Gondwaniano causa il distacco di una lunga striscia di terreni, gli Avalonian Terranes.

- Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore (circa 440 Ma). La placca Baltica e gli Avalonian Terranes migrano verso nord; alle spalle di questi ultimi si apre l'Oceano Reico, mentre la porzione occidentale della Prototetide è in progressiva chiusura.

- Siluriano superiore (circa 420 Ma). L'unione tra Laurentia e Baltica, e la successiva accrezione degli Avalonian Terranes portano alla formazione della Laurussia. La Prototetide si chiude definitivamente. Lo sviluppo di un piano di subduzione immergente al di sotto del Gondwana, causa il distacco di nuovi terreni denominati "Hun Superterrane" che, che iniziano a migrare verso nord. Si ha inoltre l'impostazione di un arco vulcanico di tipo andino, caratterizzato da prodotti ad affinità calcalkalina.

- Devoniano inferiore (circa 400 Ma). Gli Hun Superterrane si dividono in due distinti blocchi: a est gli Asiatic Hunic Terranes, che si riuniscono al margine nord-Gondwaniano determinando la chiusura del relativo tratto di Paleotetide, a ovest gli European Hunic Terranes che migrano verso nord, chiudendo il Reico e determinando l'apertura del tratto di Paleotetide alle loro spalle. La progressiva chiusura del Reico avviene ad opera di un piano di subduzione diretto verso sud, al di sotto del margine settentrionale degli European Hunic Terranes, che produce metamorfismo di alta pressione con formazione di eclogiti; il margine meridionale è sede di sedimentazione di margine passivo, prevalentemente carbonatica, fino al Carbonifero medio.

- Carbonifero inferiore (circa 340 Ma). Gli European Hunic Terranes collidono con la Laurussia. Inizia inoltre la subduzione verso nord (al di sotto di Laurussia + Terranes) della Paleotetide e la migrazione del Gondwana verso nord. La collisione tra Laurussia e Gondwana si verifica circa 320 Ma; si tratta di una collisione che non interessa l'intero margine Gondwaniano ma solo la sua porzione più occidentale, lasciando perciò aperto un ampio golfo rivolto verso est.

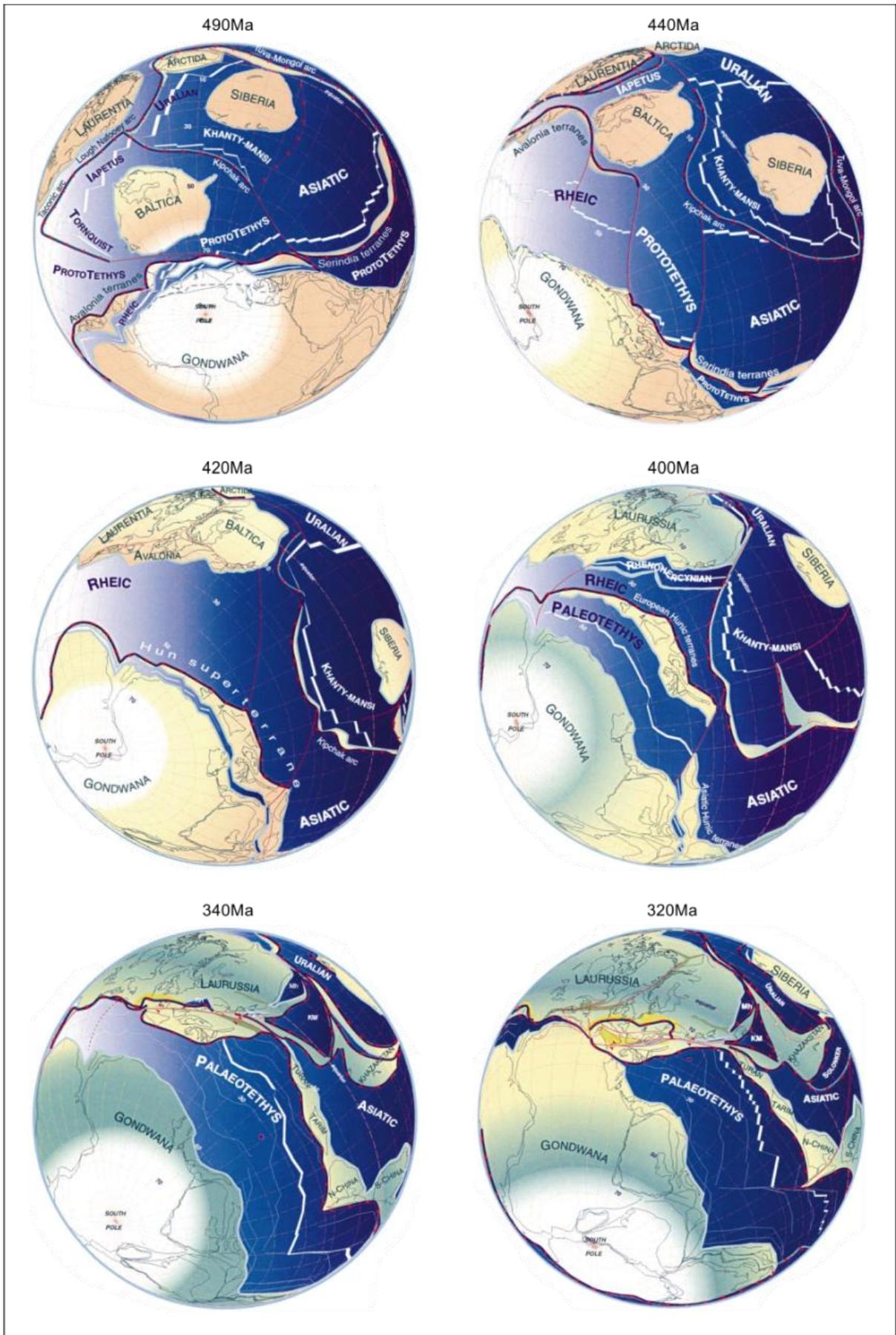


Fig. 2.3: Evoluzione delle placche coinvolte nell'orogenesi Varisca (da Stampfli & Borel, 2002, modificato).

2.3.2 Modello di von Raumer et al. (2013)

Modelli più recenti, elaborati da von Raumer et al. (2009; 2013), Stampfli et al. (2011), propongono un'evoluzione più complessa dell'orogenesi Varisca, caratterizzata da ripetute fasi di distacco e collisione di terreni appartenenti non solo al margine nord-Gondwaniano (come precedentemente ipotizzato), ma anche al margine della Laurussia. Il modello di von Raumer et al. (2013) ricostruisce il ruolo e la posizione dei vari terreni coinvolti nell'orogenesi Varisca, con particolare attenzione al dominio Alpino, tramite l'analisi di evidenze sedimentarie, magmatiche e strutturali. Anche questo modello, come il precedente, non è incentrato sul basamento Sardo, ma la posizione di quest'ultimo si può desumere dal movimento dei terrane cui esso apparteneva.

Secondo questo modello, il margine settentrionale del Gondwana è stato interessato, a partire dal Cambriano inferiore, da una condizione di margine attivo dovuta alla subduzione oceanica al di sotto di esso, che ha prodotto diversi cicli magmatici, e una situazione tipo cordigliera (Fig. 2.4).

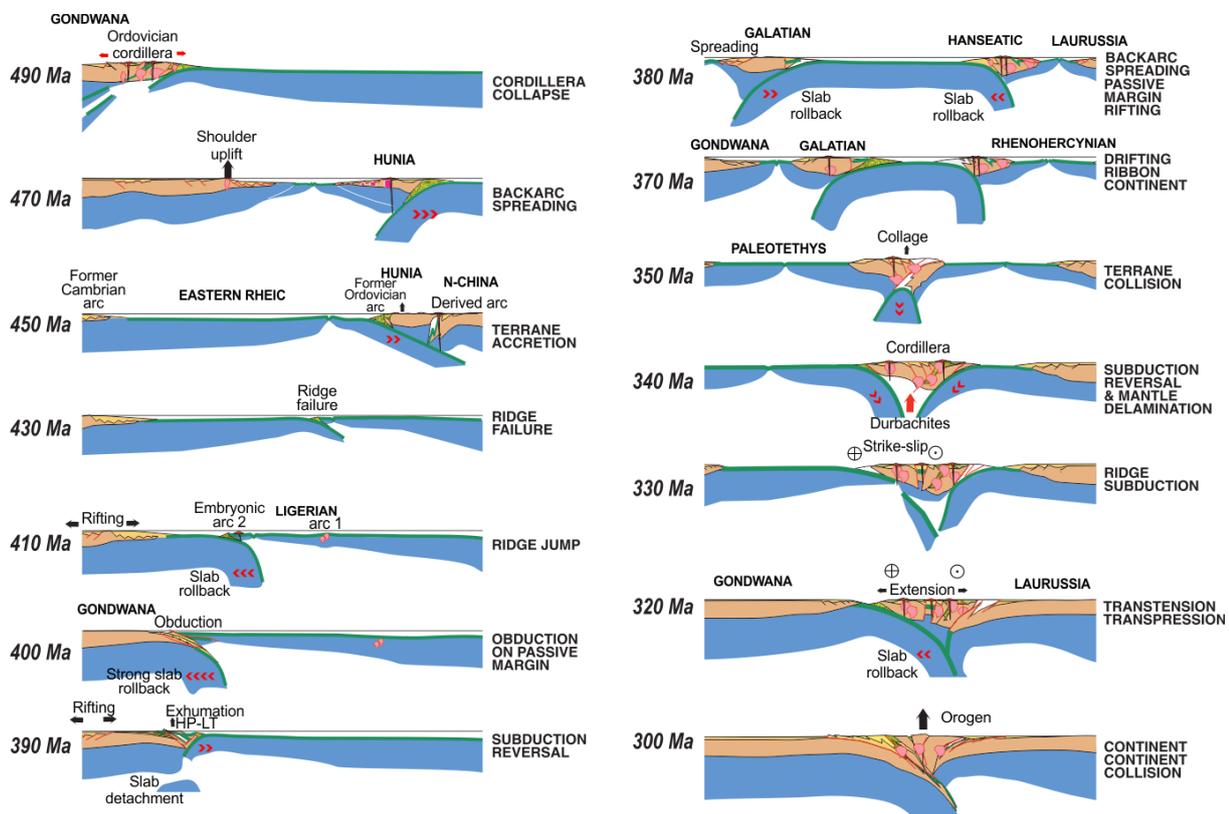


Fig. 2.4: Rappresentazione schematica dell'evoluzione dei margini di Gondwana e Laurussia e dei terranes tra essi interposti (da von Raumer et al., 2013, modificato).

Al limite Cambro-Ordoviciano inizia la tettonica distensiva che causa il collasso della cordigliera e l'apertura di un rift lungo il margine nord-Gondwaniano che porterà alla formazione dell'Oceano Reico. Durante l'Ordoviciano e il Siluriano, l'evoluzione geodinamica è particolarmente complessa in quanto caratterizzata dall'apertura diacrona dell'Oceano Reico e da un movimento differenziale dei diversi terranes; a ovest l'apertura del Reico porta al distacco degli Avalonian terranes che collideranno con la placca Baltica, mentre ad est si ha il distacco degli Hunic Terranes che successivamente collideranno con il "Chinese block".

La porzione orientale del Gondwana viene successivamente interessata dalla formazione e dalla migrazione di un arco vulcanico e dalla presenza di differenti cicli vulcanici, dei quali si trovano testimonianze nei basamenti paleozoici alpini. Nello stesso periodo il margine nord-Gondwiano è interessato da una condizione di margine passivo che perdura dall'Ordoviciano superiore a tutto il Siluriano. Durante il Devoniano inferiore o medio inizia la chiusura dell'Oceano Reico tramite l'impostazione di due zone di subduzione, a sud e a nord; la subduzione meridionale, al di sotto del Gondwana causa il distacco di gruppi di terranes denominati "Armorican" e "Galatian" che migrano verso nord aprendo alle loro spalle la Paleotetide; a nord si ha il distacco degli Hanseatic Superterrane che migrano verso sud aprendo l'Oceano "Renohercynian".

Durante la migrazione si verificano diverse collisioni tra i singoli terranes, fino alla loro definitiva fusione, presumibilmente nel Visiano. La complessità del contesto geodinamico è illustrata in figura 2.5 che tra l'altro mostra la paleo posizione della Sardegna, che apparteneva ai Galatian Terranes. Contestualmente inizia la convergenza tra Laurussia e Gondwana, si impostano due zone di subduzione immergenti al di sotto dell'assemblamento di terranes e si sviluppa un sistema tipo cordigliera. La collisione finale, continente-continente, si verifica a circa 300 Ma e porta all'orogenesi e all'uplift della catena.

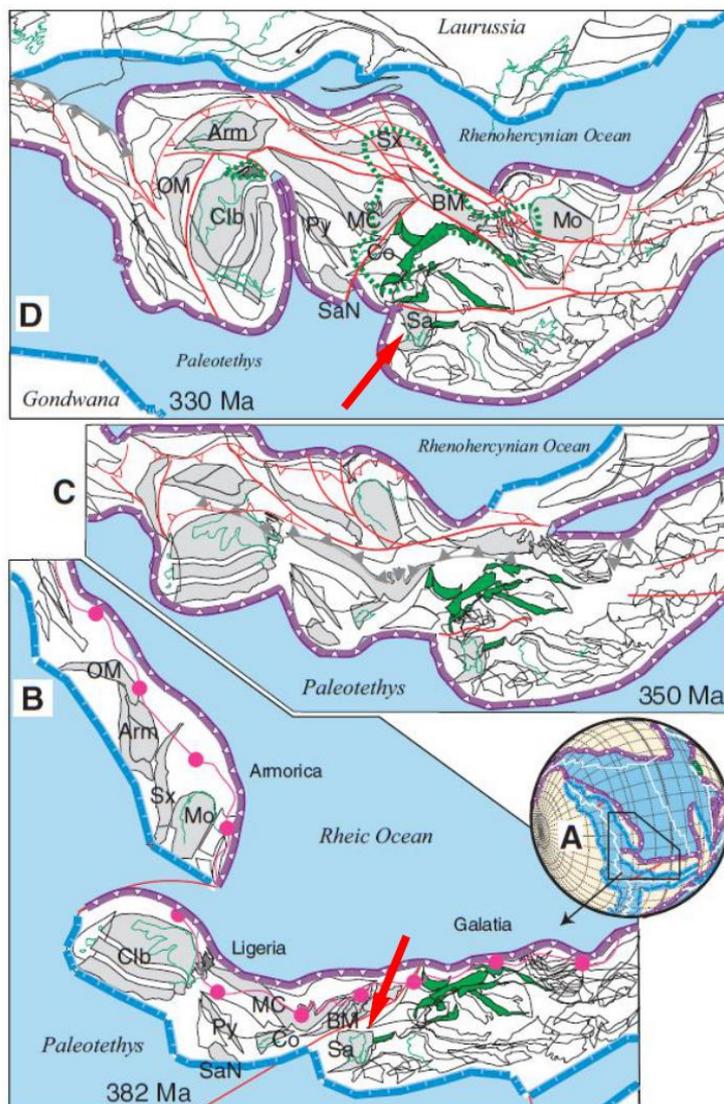


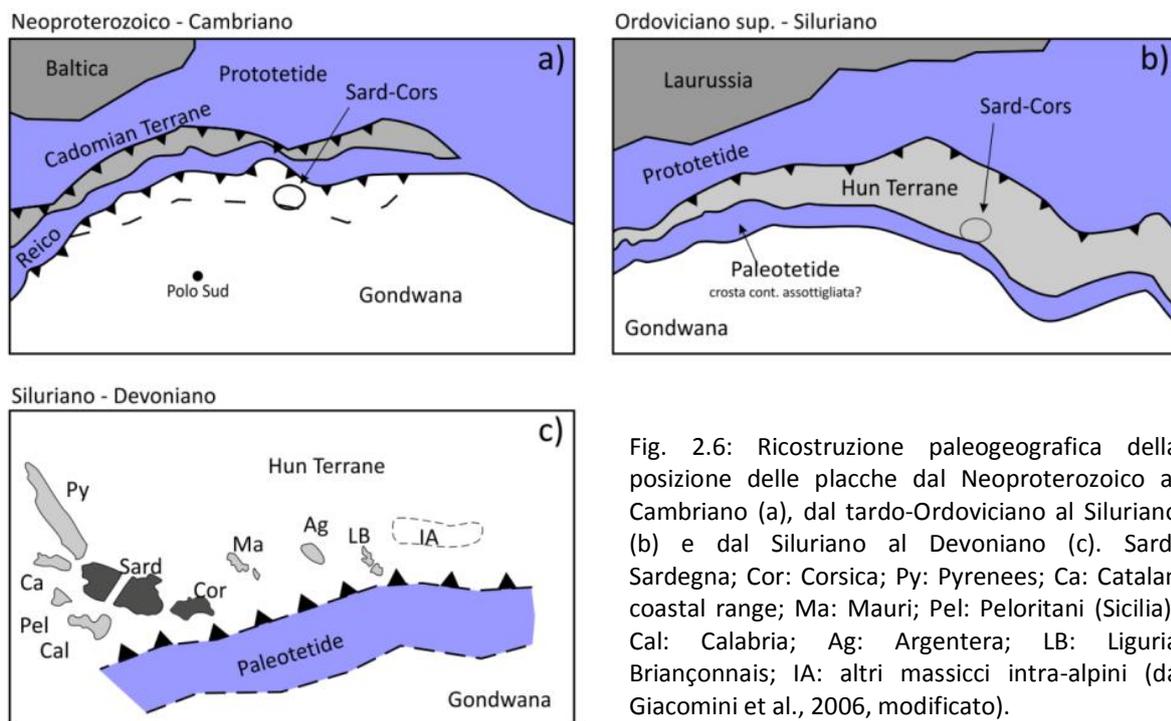
Fig. 2.5: Ricostruzione paleo-geografica della posizione ed evoluzione dei terrane situati tra Gondwana e Laurussia, tra il Devoniano medio-inferiore e il Carbonifero. La freccia rossa evidenzia la posizione del basamento Sardo, all'interno dei Galatian Terranes.

Arm—Armorican domain,
 BM—Bohemian Massif and Barrandian domain,
 Clb—Iberian assemblages,
 Co—Corsica,
 Py—Pyrenees,
 MC—French Central Massif,
 Mo—Moesian block,
 OM—Ossa Morena,
 Sa—Sardinia south,
 SaN—northern Sardinia,
 Sx—Saxothuringian domain
 (da von Raumer et al., 2013, modificato).

2.3.3 Modello di Giacomini et al. (2006)

Come accennato in precedenza, il modello di Stampfli & Borel (2002) è stato utilizzato come punto di partenza per la comprensione del ruolo della Sardegna nell'orogenesi Varisica. In particolare, Franceschelli et al. (2005b) e Giacomini et al. (2006), ritengono che la Sardegna appartenesse, al margine meridionale degli Hun Superterrane che si sarebbero separati dal Gondwana nell'Ordoviciano superiore-Siluriano (Fig. 2.6).

Dall'Ordoviciano medio fino alla fine del Devoniano, il margine settentrionale di questi terranes è stato interessato dalla subduzione verso sud dell'Oceano Reico, con la relativa produzione di eclogiti (440-360 Ma), mentre il margine meridionale era caratterizzato da una tettonica distensiva e da fenomeni di rifting che favorirono la messa in posto di vulcaniti di intraplacca ad affinità alcalina. L'inizio della subduzione verso nord della Paleotetide, nel Devoniano superiore-Carbonifero inferiore, portò all'attivazione del margine meridionale che, fino a questo momento, era passivo. Le eclogiti della Sardegna settentrionale, in base al posizionamento del blocco Sardo-Corso al margine meridionale degli European Hunic Terranes, sarebbero da attribuire al secondo evento di subduzione, in accordo con l'età Viseana proposta da Giacomini et al. (2005).



La successiva accrezione degli European Hunic Terranes alla Laurussia, sarebbe avvenuta tra i 360 e i 320 Ma; il picco del metamorfismo sarebbe stato raggiunto al termine della prima fase deformativa Varisica (340-320 Ma). L'età dell'evento D₁-M₁ in Sardegna (355-335 Ma) è compatibile con questa ricostruzione. Questo primo evento ha portato inoltre alla messa in posto dei granitoidi magnesio-potassici osservabili in Corsica, Massiccio Centrale, Vosgi, etc., ma non presenti in Sardegna.

La tettonica distensiva, l'esumazione di rocce crostali e la risalita di magmi primitivi dal

mantello, sono la causa della seconda fase deformativa, datata a 330-300 Ma e del relativo evento metamorfico. In Sardegna l'evento D₂-M₂ è attribuito da Elter et al. (1999) a 335-320 Ma, quindi compatibile con il modello geodinamico fin qui descritto.

La successiva messa in posto dei granitoidi tardo-Varisici avviene, nei principali massicci Varisici Europei, tra i 310 e i 280 Ma.

Giacomini et al. (2006), sulla base di studi geochimici e geocronologici (metodo U-Pb su zirconi magmatici e detritici), evidenziano le forti analogie tra le successioni vulcano-sedimentarie Paleozoiche della Sardegna settentrionale e quelle della Sardegna centro-meridionale che vengono interpretate come appartenenti alla stessa placca. Utilizzando il modello di Stampfli & Borel (2002) propongono inoltre un'evoluzione geodinamica comune per tutti i terreni appartenenti al margine meridionale degli Hun Terranes (Blocco Sardo-Corso, Provenza, Pirenei, Arco Calabro-Peloritano, etc.) (Fig. 2.7).

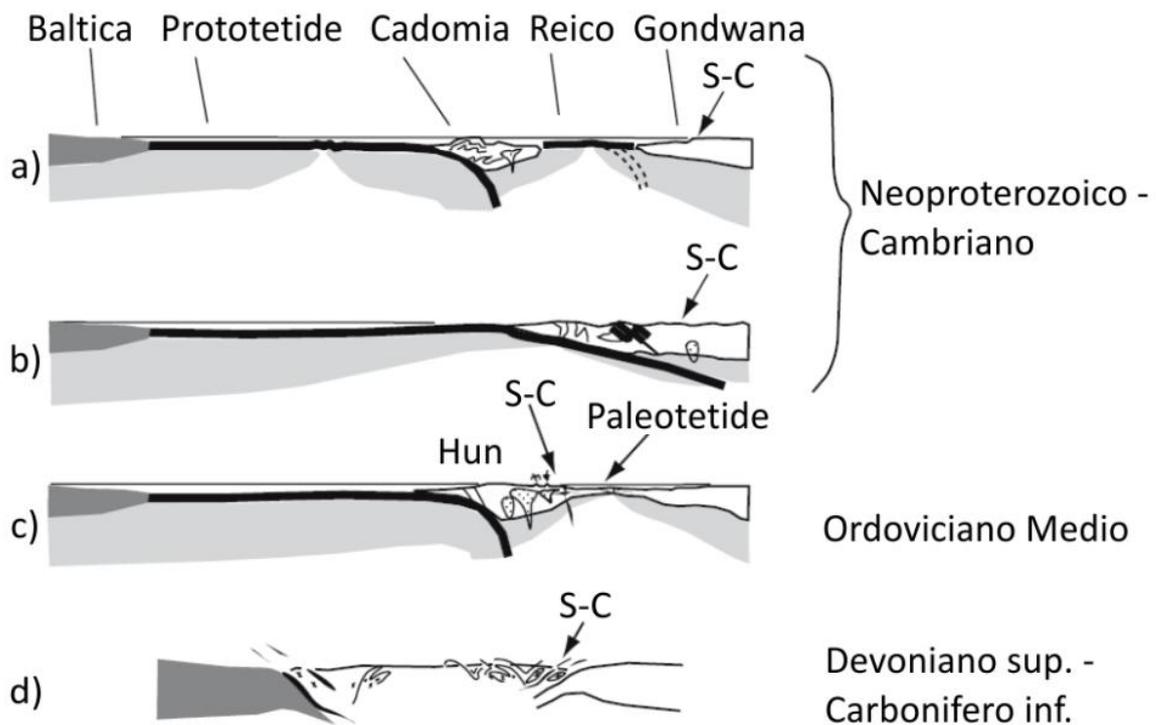


Fig. 2.7: Ricostruzione geodinamica schematica dell'evoluzione del margine nord-Gondwaniano durante il Paleozoico. S-C: Sardegna-Corsica (da Giacomini et al., 2006, modificato).

In questo contesto il complesso di alto grado metamorfico corrisponde alla fascia maggiormente interessata dalla collisione, dove si è verificato il massimo ispessimento crostale e, di conseguenza l'esumazione più importante. La Zona a Falde e la Zona Esterna rappresentano invece l'area di retro-arco, interessata da pieghe e sovrascorrimenti. Il successivo evento metamorfico, in facies granulitica, anfibolitica e di scisti verdi è invece imputabile alla successiva collisione del Gondwana contro il margine meridionale dei terranes.

2.4 Modello del prisma di accrezione (Helbing et al., 2006)

Helbing et al. (2006) propongono un diverso modello che, sulla base del confronto tra le fasi deformative del basamento Sardo e le strutture dei principali massicci Varisici Europei, rimette in discussione il ruolo della Sardegna nell'orogenesi Varisica.

Secondo gli autori i principali lineamenti tettonici e le fasi deformative del basamento Sardo troverebbero la loro prosecuzione nelle strutture osservate nel dominio Intra-Alpino, in particolare nel Massiccio dei Mauri. Questa osservazione, unita alla comune evoluzione pre-Varisica delle rocce situate su entrambi i lati della PAL, e alla geochimica delle metabasiti (che potrebbero avere sia affinità MORB, sia affinità di basalti di rift d'intraplacca), porta a rigettare la tesi della zona di sutura proposta da Carmignani et al. (1992) e Cappelli et al. (1992) e a considerare la Sardegna come appartenente al dominio Intra-Alpino piuttosto che alla "South Armorican Suture Zone".

Un'altra notevole differenza tra questo modello e i precedenti, consiste nel considerare la Zona Assiale e la Zona a Falde della Sardegna come parte del prisma di accrezione formatosi dall'asportazione dei sedimenti dalla placca in subduzione (margine nord Gondwaniano, rappresentato dal dominio Ibero-Aquitano) al di sotto del dominio Intra-Alpino (Fig. 2.8).

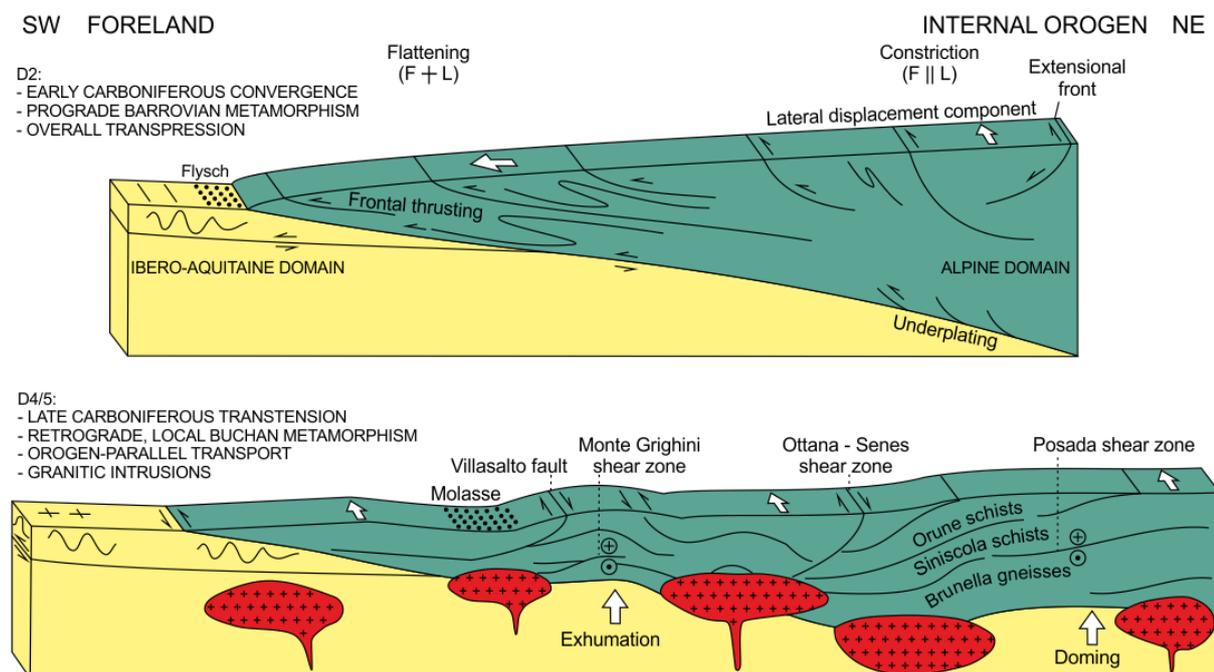


Fig. 2.8: Schema tettonico delle principali fasi dell'orogenesi Varisica. La fase D₂ è caratterizzata dal sovrascorrimento del dominio Alpino sul dominio Ibero-Aquitano. Le fasi D₄-D₅ sono dominate dall'impostazione di importanti zone di taglio che favoriscono l'esumazione dei complessi metamorfici di più alto grado (da Helbing et al., 2006, modificato).

Le fasi deformative riscontrate in Sardegna sono così interpretate:

- D₁: deformazione pre-Varisica (in accordo con Helbing & Tiepolo, 2005);
- D₂: impilamento delle falde e ispessimento crostale con conseguente metamorfismo di tipo Barrowiano, legato al sovrascorrimento del dominio Intra-Alpino sul margine del Gondwana;
- D₃: fase deformativa secondaria, osservabile solo localmente, che ripiega le strutture precedenti;

- D₄: deformazione di shear tardiva (alla quale appartiene anche la Linea Posada Asinara);
- D₅: esumazione della catena e formazione di domi, tra cui la Zona Assiale ritenuta un domo estensionale costituito da un nucleo gneissico, sovrascorso da scisti di medio e basso grado;
- D₆: fase deformativa Alpina.

2.5 Modello geodinamico di Carosi et al. (2009)

Il modello proposto da Carosi et al. (2009) è basato sull'analisi strutturale di un'area situata tra Anglona e Gallura (Sardegna settentrionale) dove affiorano si osservano due complessi metamorfici, LGMC e HGMC, separati da un'importante zona di shear. L'analisi delle fasi deformative (4 fasi principali + 1 fase tardiva in regime fragile) e dei P-T path relativi ai due complessi metamorfici, unita alle osservazioni microstrutturali, ha portato gli autori ad elaborare il seguente modello (Fig. 2.9).

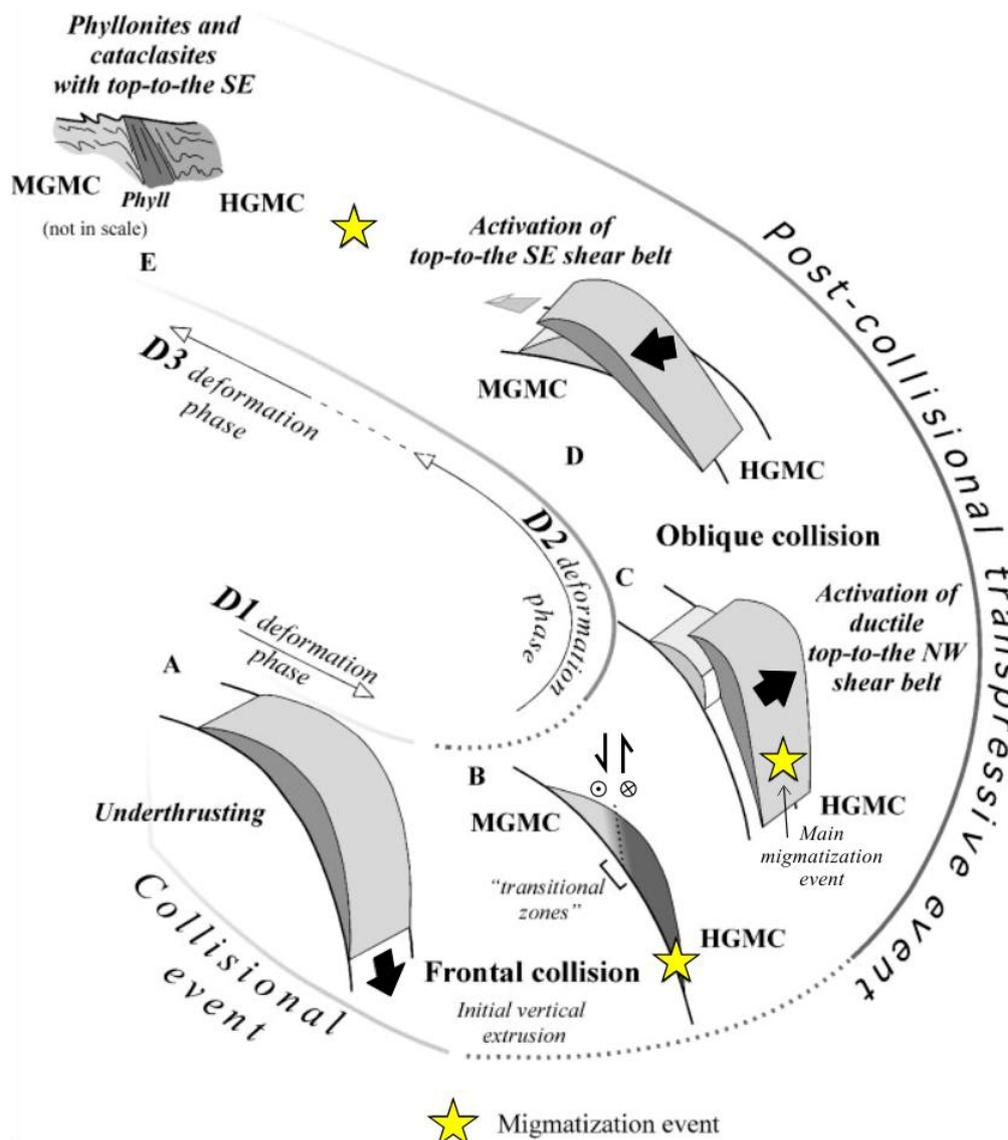


Fig. 2.9: Evoluzione dei complessi metamorfici Varisici nella Gallura sud-occidentale (da Carosi et al., 2009, modificato). Spiegazioni nel testo.

A) L'esordio dell'evento orogenetico è caratterizzato dalla collisione frontale che porta alla subduzione diretta verso nord. A questo evento è attribuita la fase deformativa D_1 raramente riscontrabile sul terreno all'interno di microlithons o cerniere di pieghe F_2 .

B) La placca in subduzione registra un metamorfismo progrado; a livelli crostali più superficiali (il futuro MGMC) si verificano condizioni P-T che variano dalla zona a biotite alla zona a cianite, mentre a livelli crostali più profondi (il futuro HGMC) si verifica un primo evento migmatitico. I due complessi sono separati da una zona di transizione caratterizzata da vene pegmatitiche progressivamente più abbondanti in prossimità del HGMC.

C) Dopo la fase collisionale inizia un lungo periodo post-collisionale caratterizzato dall'impostazione di un'importante zona di shear con movimento top-to-NW (sinistro) in regime transpressivo. Durante questa fase (D_2) si verifica l'estrusione del HGMC; la decompressione adiabatica ad essa associata causa il secondo, e più importante, evento migmatitico. La zona di transizione tra i due complessi costituisce una zona di debolezza la quale, agevolata dalla presenza di fluidi, favorisce la concentrazione dello shear in una stretta fascia ad essa parallela.

D) L'esumazione dei complessi metamorfici prosegue con un'inversione del senso di shear da sinistro (top-to-NW) a destro (top-to-SE). Tale transizione, datata a circa 320 Ma (Carosi et al., 2012), è imputabile all'irregolarità dei margini continentali e/o ad una modifica nella direzione di convergenza delle placche coinvolte nella collisione.

E) Durante la fase D_3 prosegue l'attività della zona di shear con senso top-to-SE e con essa prosegue anche l'esumazione basamento, sebbene la maggior parte dell'esumazione si sia già verificata durante la fase D_2 . L'intensa ricristallizzazione, legata all'evento milonitico, oblitera in gran parte le strutture originarie lungo la zona di transizione.

2.6 Modello di Corsini & Rolland (2009)

Il massiccio dei Mauri-Tanneron (MTM) rappresenta un segmento ben preservato della catena Varisica sud-Europea. L'MTM è costituito da due complessi metamorfici rappresentativi di differenti livelli crostali; ad est si trova un complesso metamorfico in facies anfibolitica con diffuse migmatiti e intrusioni di granitoidi sin-cinematici, mentre ad ovest affiora un complesso metamorfico di medio grado caratterizzato da metamorfismo progrado di tipo Barroviano. Sono presenti inoltre lenti di eclogiti retrocesse in facies anfibolitica che testimoniano un evento di HP pre-Barroviano. I due complessi sono separati da un'importante zona di shear, costituita dalle faglie di Grimaud e Joyeuse, caratterizzata da un regime tettonico transpressivo destro. L'impostazione di questa zona di shear porta all'esumazione dei complessi metamorfici e ad una diffusa migmatizzazione in condizioni di LP-HT.

Restaurando il blocco Sardo-Corso alla sua posizione pre deriva Oligo-Miocenica, le strutture sopra descritte trovano la loro prosecuzione nel basamento Varisico del nord Sardegna. Anche altri massicci Varisici Alpini (ad es. Argentera, Monte Bianco, Pelvoux) mostrano caratteristiche simili sia dal punto di vista strutturale, sia nell'evoluzione metamorfica (evento di HP, seguito da metamorfismo Barroviano e infine da migmatizzazione in

condizioni di LP-HT) e magmatica (intrusione di granitoidi sin-cinematici).

Sulla base di queste considerazioni gli autori propongono una comune evoluzione geodinamica per i segmenti Varisici esaminati e identificano l'esistenza di una zona di shear transpressiva destra, a scala litosferica, che viene denominata East Variscan Shear Zone (ESVZ). I dati geocronologici relativi ai singoli eventi metamorfici e magmatici nei vari complessi consentono di ricostruire l'evoluzione geodinamica del margine meridionale della catena Varisca (Fig. 2.10).

A) La prima fase (440-410 Ma) consiste in un'ipotetica subduzione oceanica alla quale sono correlati il metamorfismo di HP e l'intrusione dei granitoidi Siluriani-Devoniani. La cinematica di questo evento non appare chiara ma si ipotizza che la subduzione fosse diretta verso est (nelle attuali coordinate).

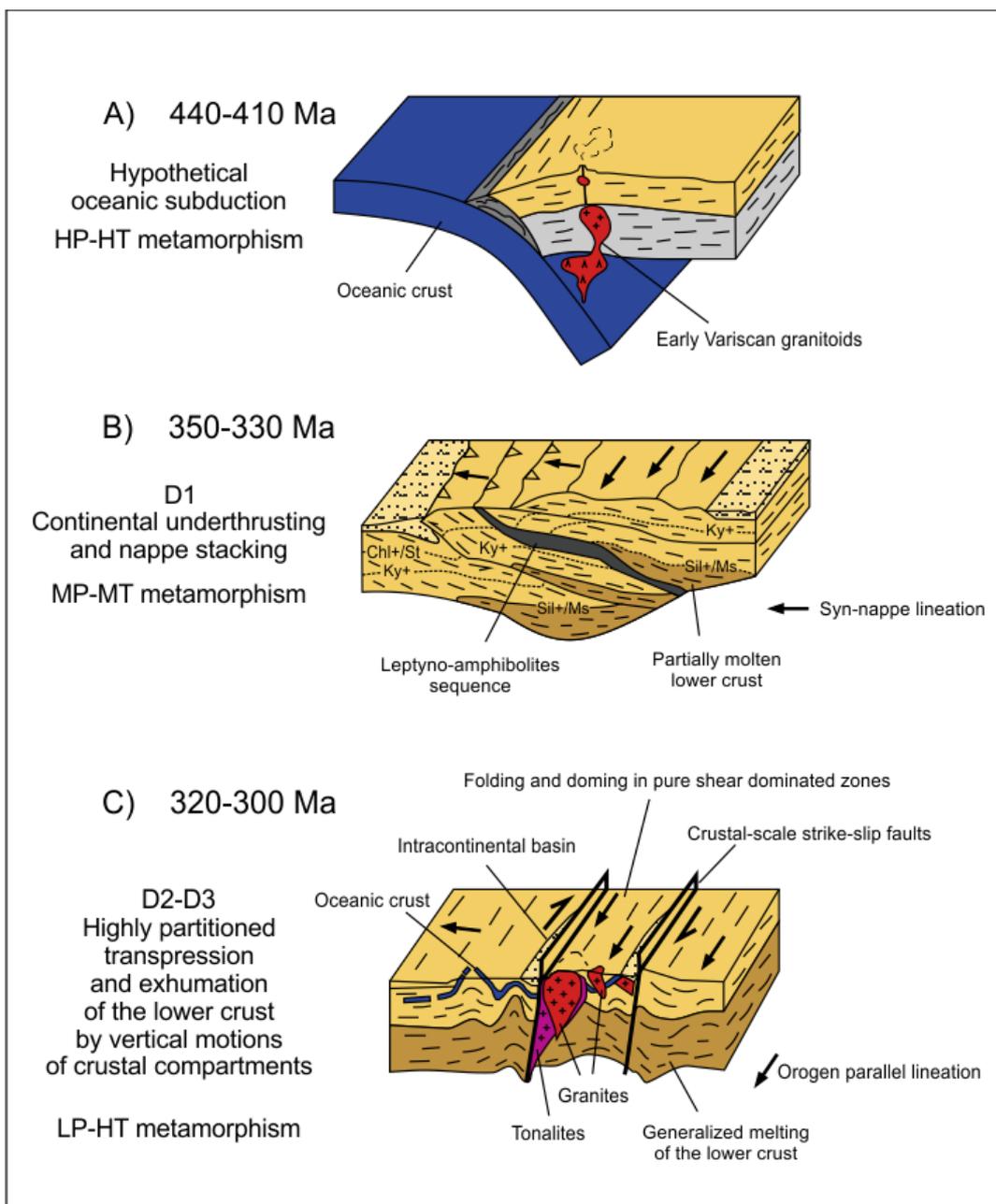


Fig. 2.10: Modello geodinamico concettuale che mostra l'evoluzione del MTM (da Corsini & Rolland, 2009, e bibliografia, modificato). Spiegazione nel testo.

B) La seconda fase (350-330 Ma) è caratterizzata da un sottoscorrimento (*underthrusting*) continentale diretto verso est, al di sotto del margine continentale attivo, che porta all'impilamento delle falde, con conseguente ispessimento crostale e metamorfismo Barroviano. L'assenza di indicatori cinematici relativi ad un raccorciamento crostale E-W e la presenza di indicatori che testimoniano uno scorrimento parallelo all'orogene indicano un contesto collisionale fortemente obliquo e non frontale come in altri settori del basamento Varisico (i.e. Massiccio Centrale Francese). Non è chiaro se anche il precedente evento di subduzione sia il prodotto di una collisione obliqua oppure frontale; quest'ultima evenienza implicherebbe una modifica della direzione di movimento tra la fase di subduzione e quella di *underthrusting*.

C) Nell'ultima fase tettonica si verifica l'esumazione di complessi metamorfici di alto grado tramite il movimento verticale di blocchi delimitati da zone di shear. Questo meccanismo indica una forte ripartizione della deformazione lungo zone di shear caratterizzate da taglio puro e taglio semplice in un sistema transpressivo obliquo.

2.7 Modello geodinamico di Padovano et al. (2012)

Il modello geodinamico proposto da Padovano et al. (2012) è basato sul confronto tra differenti segmenti della catena Varisica da un punto di vista strutturale, petrologico e geocronologico e presenta strette analogie con quello proposto da Corsini & Rolland (2009). I massicci considerati (Massiccio dei Mauri e del Tanneron (MTM), Massiccio Sardo-Corso, Arco Calabro-Peloritano e differenti segmenti Varisici all'interno della Alpi e dell'Appennino settentrionale) sono interpretati dagli autori come appartenenti allo stesso dominio geodinamico fino al tardo-Carbonifero, successivamente smembrato dai numerosi eventi tettonici post-Carboniferi. Una possibile ricostruzione paleogeografica di tale dominio nel Carbonifero superiore è mostrata in figura 2.11. Tra i 330 e i 300 Ma si assiste all'impostazione di una zona di shear regionale che interessa tutti i segmenti della catena Varisica sopra citati, nota in letteratura con il nome di East Variscan Shear Zone (ESVZ, Corsini & Rolland, 2009; Elter et al., 2010).

La ESVZ è caratterizzata da una direzione N-S e da una cinematica destra in regime tettonico transpressivo che in Sardegna produce una foliazione e una lineazione parallele alla direzione di shear. Il trend non lineare della ESVZ, denominato "*snake fault*" (Elter et al., 2011) porta alla formazione *restraining bends*. Ad essa sono inoltre associati dei sistemi di faglie di Riedel e frequenti intrusioni di granitoidi sin-cinematici.

I vari segmenti dell'orogene Varisico interessati dall'impostazione della ESVZ mostrano forti analogie per quanto riguarda la stratigrafia, l'assetto strutturale, la cronologia delle deformazioni, e in parte nell'evoluzione metamorfica. Sono accomunati inoltre dalla presenza di rocce milonitiche di HT che presentano numerose caratteristiche simili:

- formazione di miloniti a grana grossolana e ultramiloniti;
- condizioni P-T dell'evento di shear comprese tra la facies anfibolitica e la facies degli scisti verdi;
- locale sviluppo di leucosomi all'interno delle metamorfite paraderivate, causato dal calore

prodotto durante la deformazione (shear heating);

- periodo di attività dell'evento di shear, compreso tra 330 e 300 Ma;

- intrusione di graniti sin-cinematici nelle ultime fasi dello shear, in regime tettonico transpressivo o transtensivo.

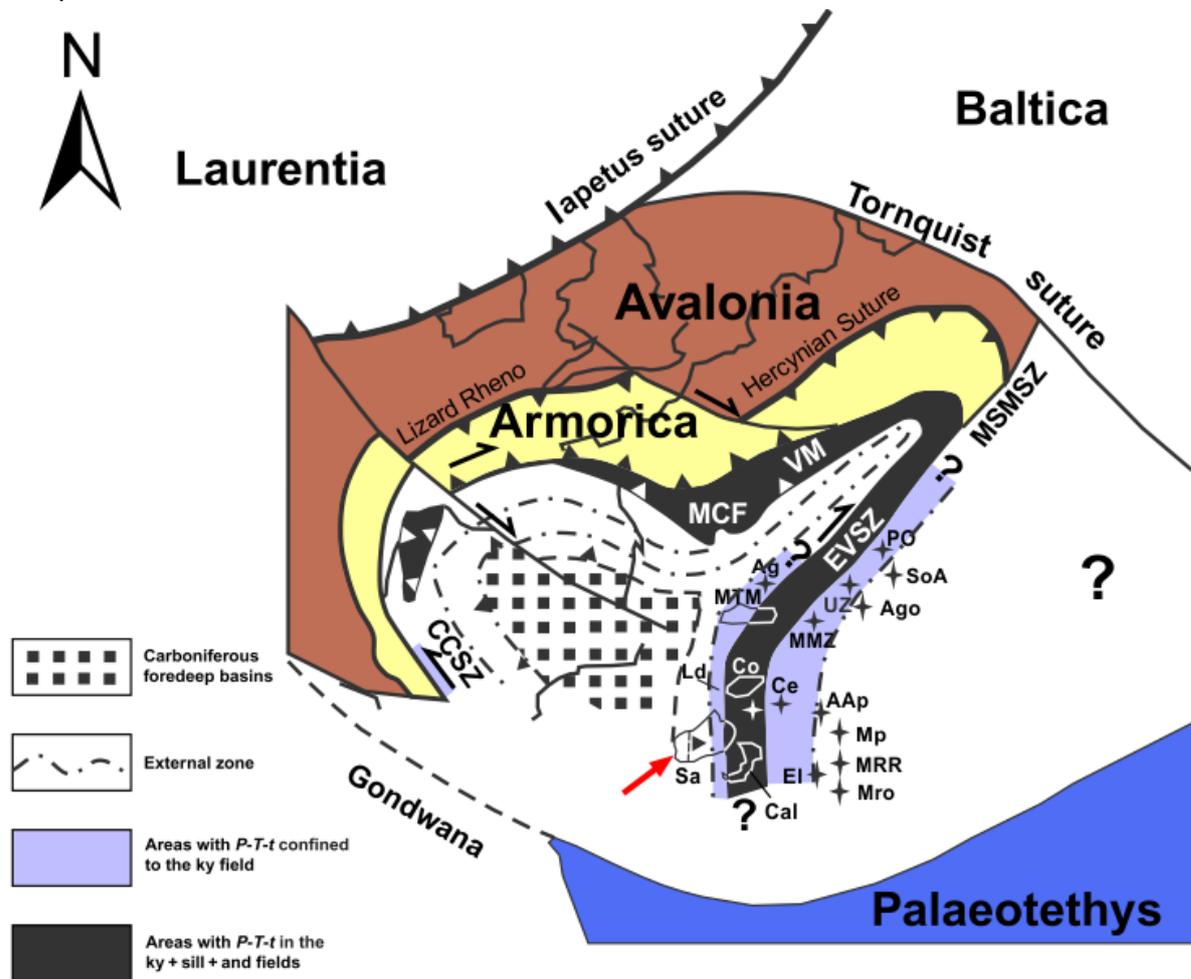


Fig. 2.11: Possibile configurazione dell'Europa Varisca occidentale, nel Carbonifero superiore. (da Padovano et al, 2012 e bibliografia, modificato) (non in scala). Spiegazioni nel testo. CCSZ, Coimbra–Cordoba Shear Zone; EVSZ, East Variscan Shear Zone; MSMSZ, Moldanubian–Stare Mesto Shear Zone; MCF, Massiccio Centrale Francese; VM, Massiccio dei Vosgi; Ag, Argentera; MTM, Massiccio dei Mauri–Tanneron; Sa, Sardegna (HGMC, Posada Valley Zone, Nappe Zone, and External Zone); Cal, Arco Calabro-Peloritano; Co, Corsica; El, Isola d'Elba; Ld, Aree geotermiche di Larderello/Travale; Ce, Cerreto; SoA, Alpi meridionali; Ago, Agordo; PO, Massiccio di Pohorje; UZ, Ulten Zone; MMZ, Monte Muggio Zone; AAp, Alpi Apuane; Mp, Monti Pisani; MRR, Monticiano-Roccastrada Ridge; Mro, Monti Romani. La freccia rossa indica la posizione della Sardegna

Nonostante le analogie sopra descritte, gli autori riscontrano una importante differenza nell'evoluzione metamorfica dei diversi massicci, evidenziata dall'analisi dei P-T path. Tutti i P-T path mostrano una evidente decompressione (compatibile con l'esumazione dei complessi metamorfici) ma alcuni sono accompagnati da deboli diminuzioni di temperatura, con conseguente passaggio nei campi di stabilità di cianite-sillimanite-andalusite, mentre altri sono caratterizzati da una forte diminuzione di temperatura e rimangono confinati nel campo di stabilità della cianite. Tale differenza è ascrivita ad una differente posizione all'interno della EVSZ dei vari complessi. I primi (decompressione nei campi di cianite-

sillimanite-andalusite) sono considerati come appartenenti alla zona più interna della ESVZ, mentre i secondi (decompressione nel campo della cianite) sono considerati come i più esterni.

La ESVZ viene inserita in un complesso contesto geodinamico caratterizzato da numerose zone di shear in regimi transtensivi e transpressivi che sono il prodotto della collisione obliqua tra placche con margini irregolari. Due di queste zone, Coimbra-Cordoba Shear Zone (CCSZ) e Moldanubian-Stare Mesto Shear Zone (MSMSZ), sono corresponsabili, insieme alla ESVZ dell'indentazione tra Gondwana e Armorica.

L'evoluzione della ESVZ porta all'esumazione dei complessi metamorfici di HT tramite un processo noto in letteratura come *telescoping process* (Schulz & von Raumer, 1993; Capuzzo et al., 2003; Elter et al., 2010). Si ritiene infine che la ESVZ possa aver avuto un ruolo fondamentale anche nelle fasi tettoniche post-Varisiche, agendo da zona di debolezza crostale e agevolando, tra gli altri, i processi di rifting Permo-Triassici, l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Giurassico) e l'apertura del bacino Tirrenico (Miocene-Pliocene).

3 Rilevamento

Nell'ambito del presente dottorato, è stato effettuato un rilevamento geologico che ha interessato diverse aree, prevalentemente costiere, della Gallura nella Sardegna nord-orientale.

Sono stati studiati e campionati gli affioramenti di Porto Ottiolu, nella zona compresa tra il porticciolo a sud e P.ta de li Tulchi a nord (foglio n°182 sezione III della cartografia IGM), e di Olbia nella zona compresa tra la spiaggia di Pittulongu e la località Sos Aranzos (foglio n°182 sezione IV della cartografia IGM).

Il rilevamento ha consentito di riconoscere le diverse litologie affioranti nonché di determinarne giacitura e strutturazione. Tale riconoscimento è stato effettuato sulla base delle evidenze di terreno quali:

- aspetto litologico del corpo roccioso (grana, colore, presenza o assenza di leucosomi);
- presenza di minerali indice, quali cianite, sillimanite, anfibolo e granato;
- assetto strutturale (giacitura, foliazioni e pieghe).

La notevole copertura operata dal suolo, dalla vegetazione e dalle attività antropiche ha consentito di rilevare prevalentemente lungo le aree costiere, dove gli affioramenti sono meglio esposti. Ove possibile sono state rilevate anche aree più interne.

Ogni litologia è stata campionata in dettaglio e per ogni punto di campionamento sono state rilevate giacitura ed esatta posizione tramite GPS. I dati acquisiti hanno consentito di elaborare una carta geologica schematica dell'area che va da Pittulongu a sud, fino a Sos Aranzos a nord.

3.1 Porto Ottiolu

L'area è caratterizzata dal diffuso affioramento di ortogneiss e ortogneiss migmatitici, che ospitano lenti da decametriche a ettometriche di migmatiti paraderivate e paragneiss con noduli calcosilicatici. In prossimità di Punta de li Tulchi è presente una lente ettometrica di metabasite con relitti di facies eclogitica, ampiamente studiata e descritta in letteratura, ospitata all'interno delle migmatiti nebulitiche. Si riscontra inoltre la presenza di un corpo granitoide foliato a granato situato nella spiaggia a nord del porto, e di frequenti filoni acidi e basici tardivi, che tagliano tutte le strutture precedenti. La carta geologica schematica presentata per l'area di Porto Ottiolu (Fig. 3.1) è stata acquisita dalla letteratura (Carosi et al., 2015) in quanto sostanzialmente coincidente con i rilievi effettuati nell'ambito di questo lavoro.

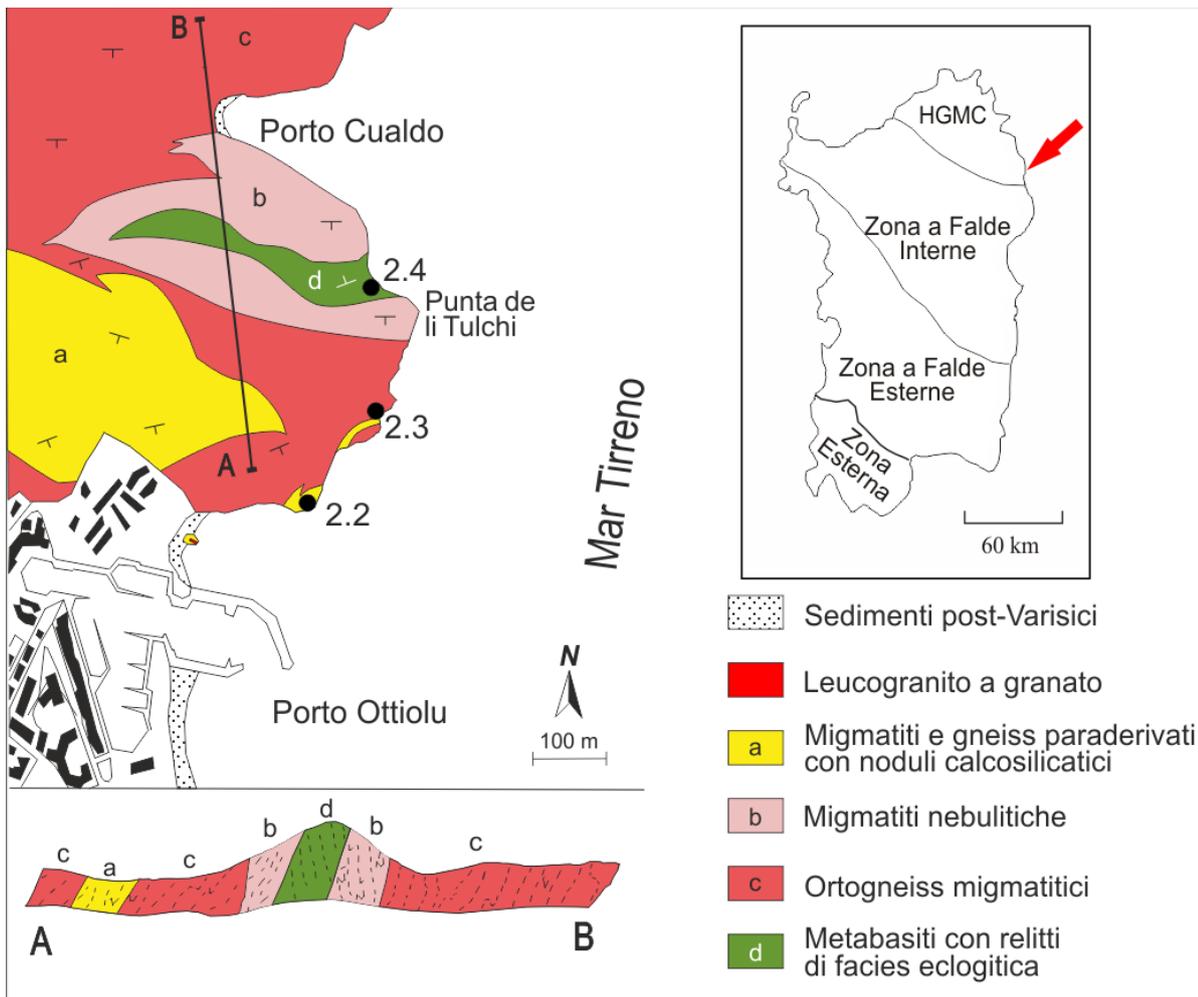


Fig. 3.1 Carta geologica schematica dell'area di Porto Ottiolu (da Carosi et al., 2015, modificato).

3.1.1 Leucogranito a granato

L'affioramento più meridionale è costituito da una lente decametrica di granito foliato situata nella piccola spiaggia adiacente al porto turistico. Si tratta di un corpo leucocratico a grana variabile da fine a media, di colore bruno rossiccio prodotto dalla forte alterazione caratterizzato dalla presenza diffusa di granati da millimetrici a submillimetrici. La foliazione molto debole e poco continua, è marcata dallo sporadico allineamento di sottili trails di biotite (Fig. 3.2), secondo la scistosità regionale (N120°). Alla scala dell'affioramento la roccia mostra una tessitura disomogenea sia dal punto di vista della grana (alternanze di porzioni a grana più fine e più grossolana), sia dal punto di vista mineralogico. Si osservano infatti domini nei quali è maggiore l'abbondanza modale dei minerali sialici, che non appaiono come veri e propri leucosomi in quanto non mostrano le tipiche evidenze di segregazione del melt, quali contatti netti con l'host rock, bordi di melanosoma al contatto e messa in posto secondo la direzione della deformazione, etc. Al contrario si tratta di concentrazioni di minerali sialici dai contorni sfumati che formano delle tasche amorfe, e solo localmente assumono la forma di livelli allungati secondo la scistosità pervasiva di spessore centimetrico. All'interno di questi domini si osservano i granati di dimensioni maggiori. Il contatto tra il leucogranito e le adiacenti migmatiti paraderivate è netto e parallelo alla foliazione pervasiva che interessa queste ultime, caratterizzata da direzione N120° SW45°.



Fig. 3.2: Leucogranito a granato di Porto Ottiolu.

3.1.2 *Ortogneiss Migmatitici*

Gli ortogneiss migmatitici costituiscono il litotipo predominante nell'area in esame e sono caratterizzati da una notevole varietà tessiturale. Gli affioramenti meridionali sono costituiti da metatessiti nelle quali i leucosomi sono chiaramente distinguibili dal mesosoma e spesso marcati da melanosoma al contatto, mentre quelli settentrionali sono costituiti prevalentemente da nebuliti nelle quali l'alta percentuale di anatessi non consente di effettuare tale distinzione.

Le metatessiti sono interessate da una foliazione pervasiva N100-110°, immersione SW45° caratterizzata da pieghe chiuse ad asse sub-verticale, che oblitera totalmente un precedente layering raramente osservabile nei paragneiss adiacenti. La scistosità è trasposta localmente da zone di shear sub-verticali leggermente immergenti verso sud-ovest con direzione N175-180°. Il contatto con i paragneiss è parallelo alla scistosità regionale, analogamente a quanto osservato per il leucogranito a granato.

I leucosomi, che costituiscono il 3-5% in volume, sono caratterizzati da grana media e mostrano una debole foliazione marcata da sottili trails biotitici. Sulla base delle caratteristiche strutturali e dei rapporti con il mesosoma si possono distinguere i seguenti tipi di leucosoma (Fig. 3.3).

- leucosomi a tasca di dimensioni decimetriche, che mostrano pieghe centimetriche serrate con assi sub-verticali, generalmente bordati da melanosoma ispessito in corrispondenza delle cerniere delle pieghe (Fig. 3.3a);
- leucosomi allungati secondo la scistosità pervasiva, a grana grossolana e debolmente strutturati, talvolta bordati da melanosoma (Fig. 3.3b);

- leucosomi discordanti, che tagliano la scistosità pervasiva N100-110° con direzioni variabili;
- leucosomi ptigmatici di spessore centimetrico, apparentemente non strutturati e sempre bordati da melanosoma di spessore millimetrico (Fig. 3.3c);
- leucosomi che si mettono in posto lungo le zone di taglio, caratterizzati da contorni indistinti e dall'assenza di melanosoma al contatto (Fig. 3.3d) e che vengono denominati "leucosomi in zona di shear". All'approssimarsi della zona di shear i trails di femici modificano la loro direzione che tende a divenire parallela rispetto alla direzione di taglio.

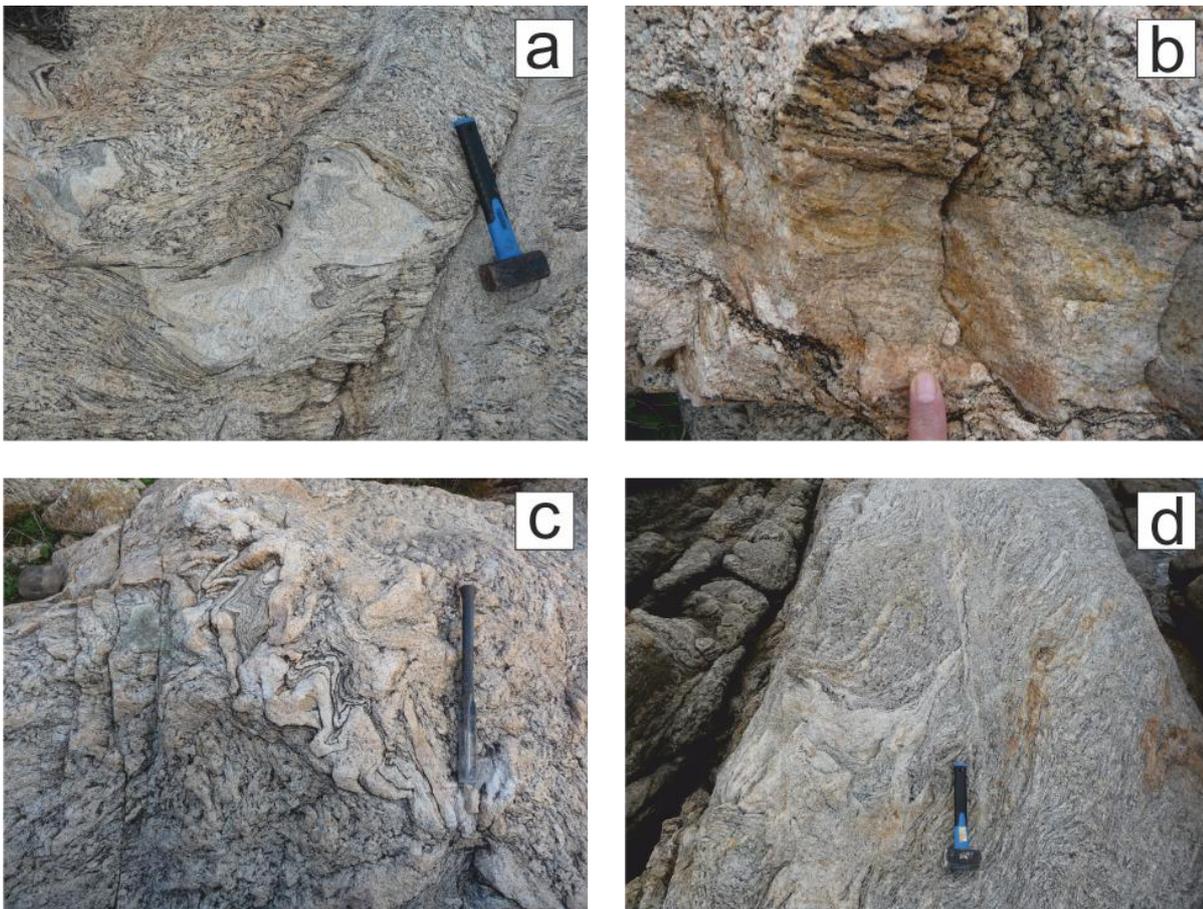


Fig. 3.3: Varie tipologie di leucosomi degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu: a) leucosoma a tasca, piegato; b) leucosoma strutturato allungato secondo la scistosità; c) leucosoma ptigmatico; d) leucosoma in zona di shear.

Spostandosi verso nord, in direzione di Punta de li Tulchi l'ortogneiss tende a divenire nebulitico probabilmente a causa di un maggior grado di partial melting. I leucosomi non sono più chiaramente distinguibili ma appaiono come domini leucocratici decimetrici, dai contatti sfumati e non marcati da melanosoma. I trails di biotite assumono direzioni casuali e caotiche obliterando così le precedenti foliazioni. In quest'area le nebuliti ospitano una lente ettometrica di eclogiti retrocesse in facies anfibolitica (Franceschelli et al., 1998; Cruciani et al., 2012). Sebbene non siano disponibili ad oggi dati radiometrici relativi all'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu, questo ortogneiss è comparabile con quelli affioranti a

Tanaunella, che sono stati datati a 456 ± 14 Ma (Helbing & Tiepolo, 2005), e interpretati come derivanti da un granitoide calcalino di età Ordoviciano. Nelle adiacenti eclogiti Palmeri et al. (2004) hanno ottenuto un'età del protolite 453 ± 14 Ma, compatibile con quella ottenuta da Cortesogno et al. (2004) di 457 ± 2 Ma.

3.1.3 Paragneiss

All'interno degli ortogneiss migmatitici si riconoscono lenti decametriche di paragneiss scuri, ricchi in biotite, muscovite e sillimanite, a grana generalmente fine talvolta alternati a rari livelli a grana più grossolana. Analogamente a quanto osservato in paragneiss di altre porzioni del HGMC (ad esempio Punta Bados e Portu Ainu dove si riscontrano gli affioramenti più rappresentativi), sono presenti livelli con una forte concentrazione di pods di fibrolite, spesso associata a quarzo e feldspato, di dimensioni che arrivano al centimetro (Fig. 3.4), già descritti da Elter et al. (1986; 1999; 2004; e Corsi & Elter, 2006) e Franceschelli et al. (1991). I contatti con le litologie adiacenti sono paralleli alla scistosità regionale.



Fig. 3.4: Lente di paragneiss di Porto Ottiolu con noduli di fibrolite + quarzo centimetrici, allungati secondo la scistosità regionale.

La scistosità più evidente sul terreno è quella regionale con direzione EW, marcata dalla concentrazione di femici e dall'allungamento dei noduli di sillimanite. Si osservano inoltre pieghe isoclinali di fase D_2 , all'interno delle quali si riconoscono, localmente, relitti di un precedente layering S_1 . Nei paragneiss si osservano noduli calcosilicatici di dimensioni da decimetriche a metriche e di forma ellittica allungati secondo la scistosità S_2 (Fig. 3.5).



Fig. 3.5: Nodulo calcosilicatico metrico ospitato all'interno di una lente di paragneiss a contatto con gli ortogneiss migmatitici. La direzione di allungamento è parallela alla scistosità regionale.

3.1.4 Migmatiti paraderivate

Le migmatiti paraderivate affiorano in rare lenti di spessore da metrico a decametrico. Il contatto con gli ortogneiss migmatitici è generalmente parallelo alla scistosità regionale anche se localmente si possono osservare lievi discordanze. Sono caratterizzate da mesosomi scuri e leucosomi chiari di spessore centimetrico e lunghezza variabile, orientati secondo la scistosità regionale, spesso fortemente piegati e boudinatis (Fig. 3.6). I leucosomi, generalmente privi di strutturazione, possono contenere al loro interno sottili trails di biotite che si sviluppano parallelamente alla foliazione. La grana varia notevolmente da un leucosoma all'altro; si osservano infatti leucosomi a grana media (cristalli di 1-2 mm) apparentemente ricchi in plagioclasio e leucosomi a grana grossolana (3-5 mm) ricchi in quarzo, più rari dei precedenti. Il contatto con il mesosoma è raramente marcato da concentrazioni di femici di spessore millimetrico. I leucosomi di queste migmatiti presentano maggiore continuità laterale e maggiore abbondanza in volume (stimata in 5-10%) rispetto ai leucosomi degli ortogneiss. Il mesosoma è interessato dalle stesse strutture riscontrabili nei paragneiss: una fase deformativa relitta raramente osservabile sul terreno, una fase successiva che produce la foliazione pervasiva e pieghe serrate con assi sub-orizzontali lungo le quali si dispongono i leucosomi. Si osservano inoltre pieghe tardive ad asse e geometria variabile (Fig. 3.6b).

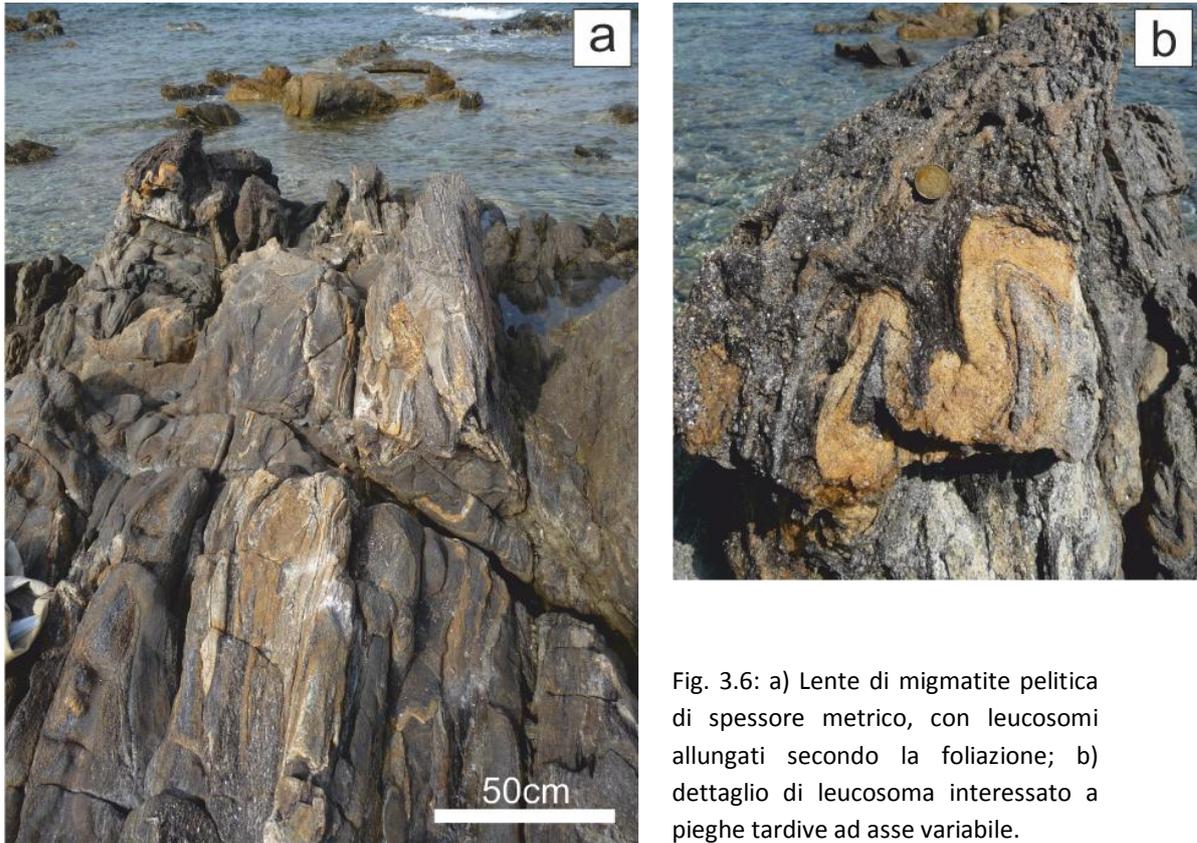


Fig. 3.6: a) Lente di migmatite pelitica di spessore metrico, con leucosomi allungati secondo la foliazione; b) dettaglio di leucosoma interessato a pieghe tardive ad asse variabile.

3.1.5 Pegmatiti, graniti e filoni basici

Le rocce metamorfiche che affiorano tra Porto Ottiolu e Punta de li Tulchi sono tagliate da filoni basici e filoni pegmatitici/granitici tardivi.

Le pegmatiti sono lenti e filoni di spessore variabile da pochi decimetri al metro e notevole continuità laterale. Sono intrusive sia nei paragneiss che negli ortogneiss, i quali vengono tagliati con contatti netti. La direzione prevalente è N120-140°, sub verticale o immergente verso N-E, ma si riscontrano anche direzioni N80°. Le pegmatiti sono costituite prevalentemente da quarzo e feldspati centimetrici, frequente muscovite e rari cristalli di tormalina. Sono talvolta associate a filoncelli granitici tardivi di spessore da centimetrico a decimetrico, a grana medio-fine e non foliati, che tagliano tutte le precedenti strutture (Fig. 3.7a, b).

I filoni basici sono più rari di quelli granitici, hanno spessore metrico e direzioni variabili che tagliano in netta discordanza i paragneiss ospitanti. Sono rocce grigio-verdastre scure, a grana fine e non foliate con fenocristalli bianchi di dimensioni millimetriche visibili a occhio nudo.

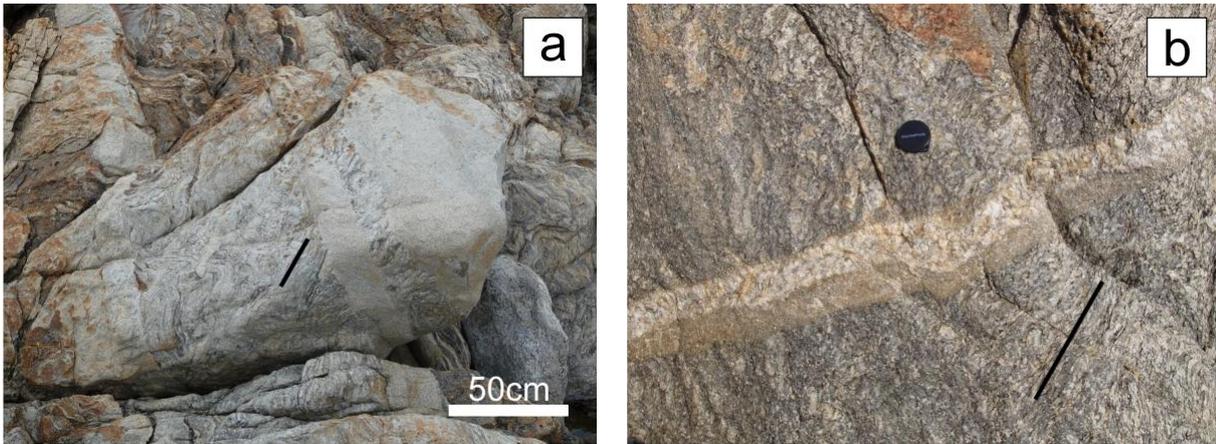


Fig. 3.7: Graniti e pegmatiti affioranti nell'area di Porto Ottiolu: a) graniti di spessore decimetrico che tagliano in netta discordanza gli ortogneiss migmatitici; b) sottile filoncello costituito da granito e pegmatite all'interno dell'ortogneiss. Le linee nere nelle foto indicano la direzione della scistosità pervasiva.

3.2 Pittulongu - Punta Bados

Lungo la fascia costiera compresa tra la spiaggia di Pittulongu a sud e Sos Aranzos a nord, sono stati rilevati e campionati numerosi affioramenti. Sulla base delle osservazioni di terreno è stata realizzata una carta geologica schematica dell'area (Fig. 3.8). Al fine di semplificarne la rappresentazione cartografica, sono stati accorpati in un'unica litologia affioramenti che presentano caratteristiche morfologiche distinte. Ad esempio, le metabasiti vengono rappresentate come un'unica litologia sebbene sul terreno sia possibile distinguere metabasiti foliate e altre massive, anfiboliti a bande, anfiboliti a granato, e metabasiti listate. Sul terreno sono state riconosciute le seguenti litologie che in successione geometrica dal basso verso l'alto sono:

- Metabasiti a granato + anfibolo e metabasiti a granato + biotite affioranti nella porzione meridionale della spiaggia di Pittulongu e lenti di metabasiti scure a granato affioranti prevalentemente tra Punta Bados e Cala Banana;
- Anfiboliti a bande localizzate nel promontorio che divide la spiaggia di Pittulongu dalla spiaggia di Cala Libeccio; anfiboliti a bande e anfiboliti ultrafemiche di Montiggiu Nieddu;
- Ortogneiss migmatitici che affiorano in forma di lenti in località P.ta Sirenella nella porzione di costa situata tra le spiagge di Pittulongu e di Punta Bados;
- Migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella;
- Migmatiti paraderivate generalmente milonitiche (cat's eyed facies di Elter et al., 2010) e subordinate stromatiti e paragneiss a cianite e sillimanite con noduli calcosilicatici;
- Corpi leucocratici di varia natura che affiorano in diverse località dell'area di studio;
- Graniti, pegmatiti e filoni basici tardivi.

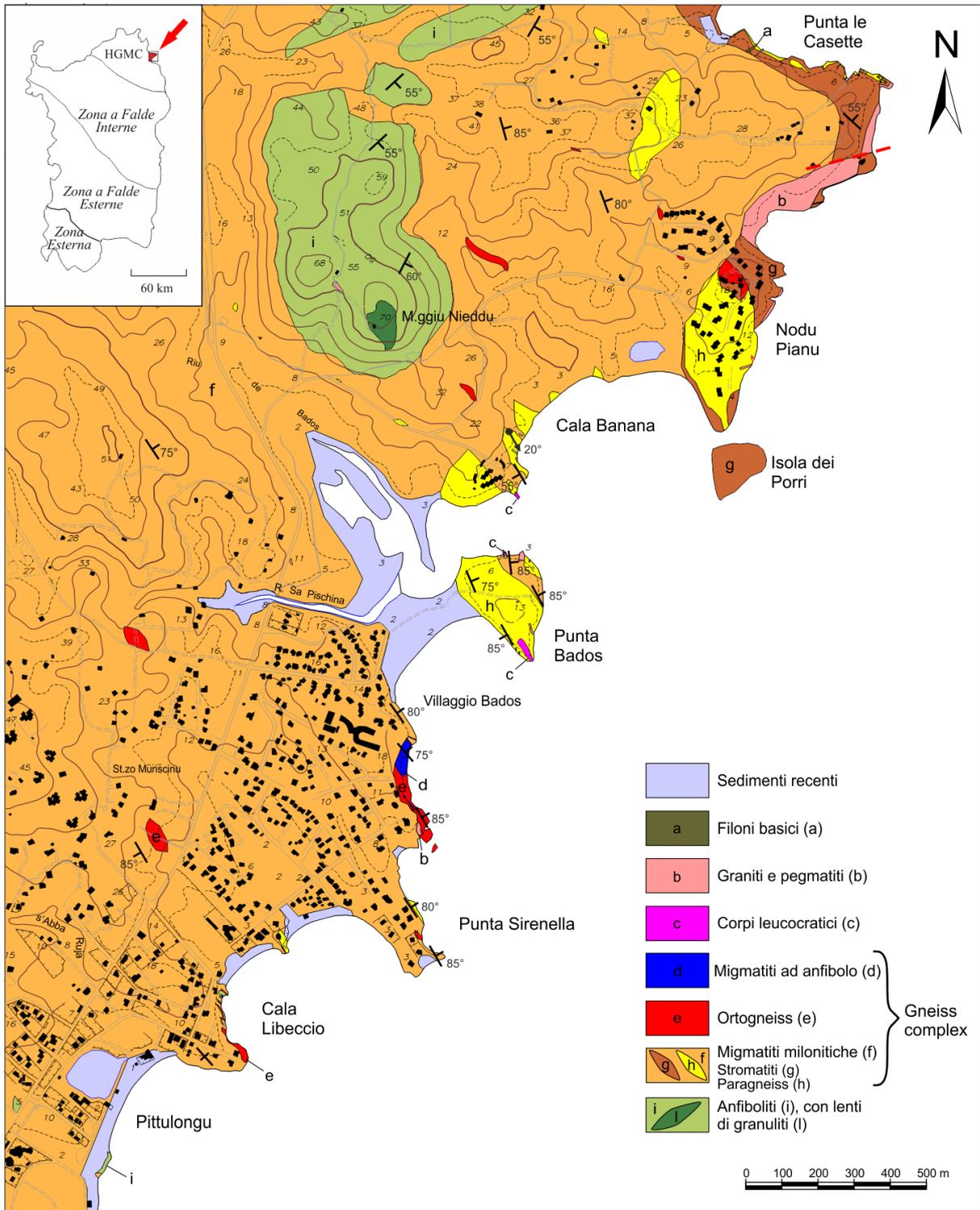


Fig. 3.8: Carta geologica schematica dell'area compresa tra Pittulongu e Sos Aranzos. Le migmatiti milonitiche corrispondono alle migmatiti della "cat's eyed facies" di Elter et al. (2010).

Di seguito vengono descritte le litologie sopra elencate.

3.2.1 Metabasiti a granato + anfibolo e metabasiti a granato + biotite

Nella porzione meridionale della spiaggia di Pittulongu affiora un corpo roccioso composto costituito da continue alternanze di livelli, da metrici a decametrici, di paragneiss, metabasiti a granato + anfibolo e metabasiti a granato e biotite.

Le metabasiti a granato + anfibolo sono rocce scure a grana medio-fine caratterizzate da frequenti concentrazioni di minerali sialici allungate secondo la scistosità (N140°, sub verticale), che conferiscono all'affioramento un aspetto a bande (Fig. 3.9a). Parallelamente alla foliazione si osservano inoltre: i) livelli e noduli ultrafemici, di spessore centimetrico e colore scuro, prodotti dalla concentrazione di anfiboli a grana fine; ii) livelli, sempre centimetrici, ricchissimi di granati millimetrici che conferiscono alla roccia un colore rossastro (Fig. 3.9b). La notevole complessità ed eterogeneità dell'affioramento, data dalla continua alternanza dei livelli sopra descritti, è schematizzata in figura 3.10. Il contatto con le rocce adiacenti, non sempre visibile a causa dei sedimenti di spiaggia, è netto e parallelo alla foliazione.

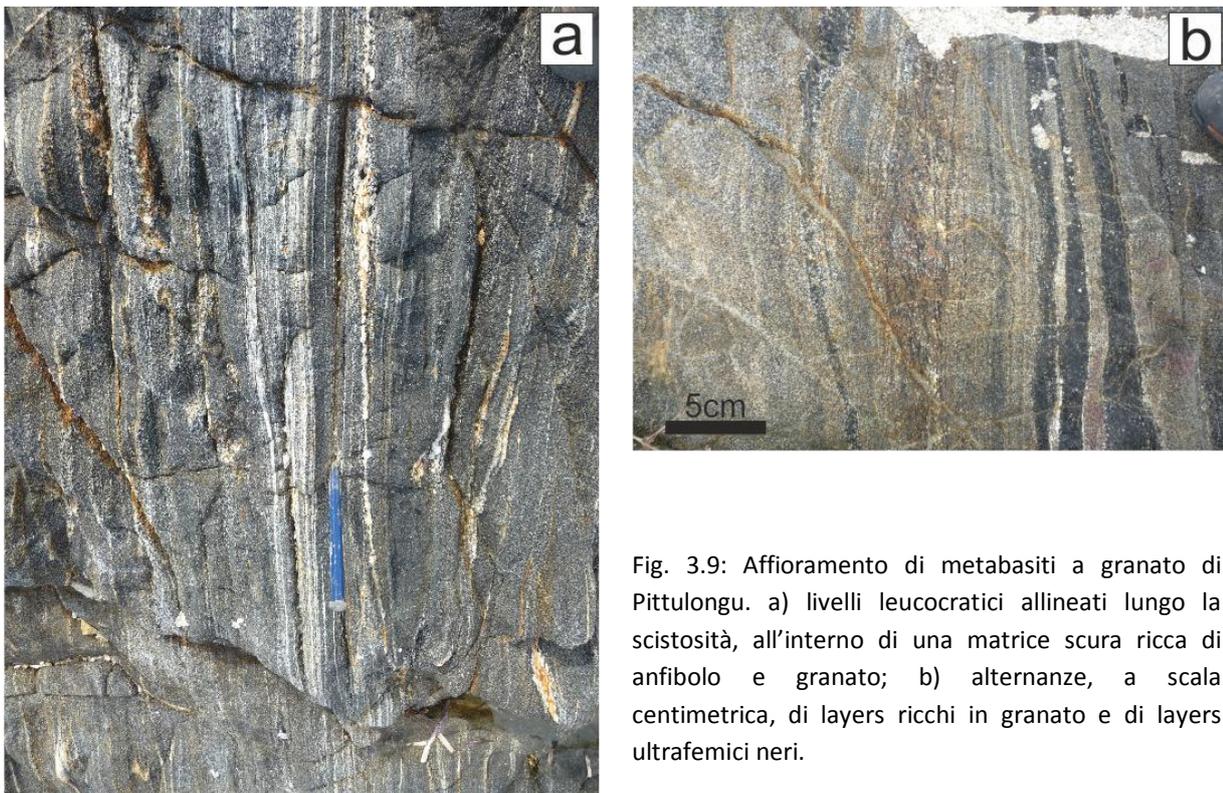


Fig. 3.9: Affioramento di metabasiti a granato di Pittulongu. a) livelli leucocratici allineati lungo la scistosità, all'interno di una matrice scura ricca di anfibolo e granato; b) alternanze, a scala centimetrica, di layers ricchi in granato e di layers ultrafemici neri.

All'interno di questa litologia si riconoscono piccole lenti di metabasiti a granato e biotite a grana grossolana, di colore giallastro chiaro, caratterizzate da una minore abbondanza di anfibolo (Fig. 3.11). Queste rocce mostrano una evidente foliazione concorde con quella esibita dalle metabasiti; essa è marcata dall'orientamento di biotite e anfibolo e da sottili livelli leucocratici che si sviluppano secondo la medesima direzione. All'interno di queste rocce sono raramente riconoscibili delle alternanze di livelli meso e leucocratici.

I contatti netti tra le due litologie portano a ipotizzare che esse derivino da protoliti differenti, ma non si può escludere che siano originate da un unico protolite disomogeneo (come osservato da Cruciani et al. (2002) nelle anfiboliti di Montiggiu Nieddu) o che siano state oggetto di differenziazione metamorfica.

Le anfiboliti sopra descritte sono in contatto con paragneiss di colore marrone scuro, fortemente foliati e a grana fine. I paragneiss si presentano sia in forma di lenti di spessore di alcuni metri, sia in livelli centimetrici all'interno delle metabasiti sopra descritte. Analoghe

alternanze tra metabasiti e paragneiss sono state osservate in altre lenti di metabasiti in località Cala Banana. Localmente i paragneiss passano a migmatiti con bassa percentuale di melt, caratterizzate dalla presenza di rari leucosomi di spessore da millimetrico a centimetrico e notevole continuità laterale, allungati secondo la scistosità e piegati a formare pieghe isoclinali chiuse con piano assiale sub verticale.

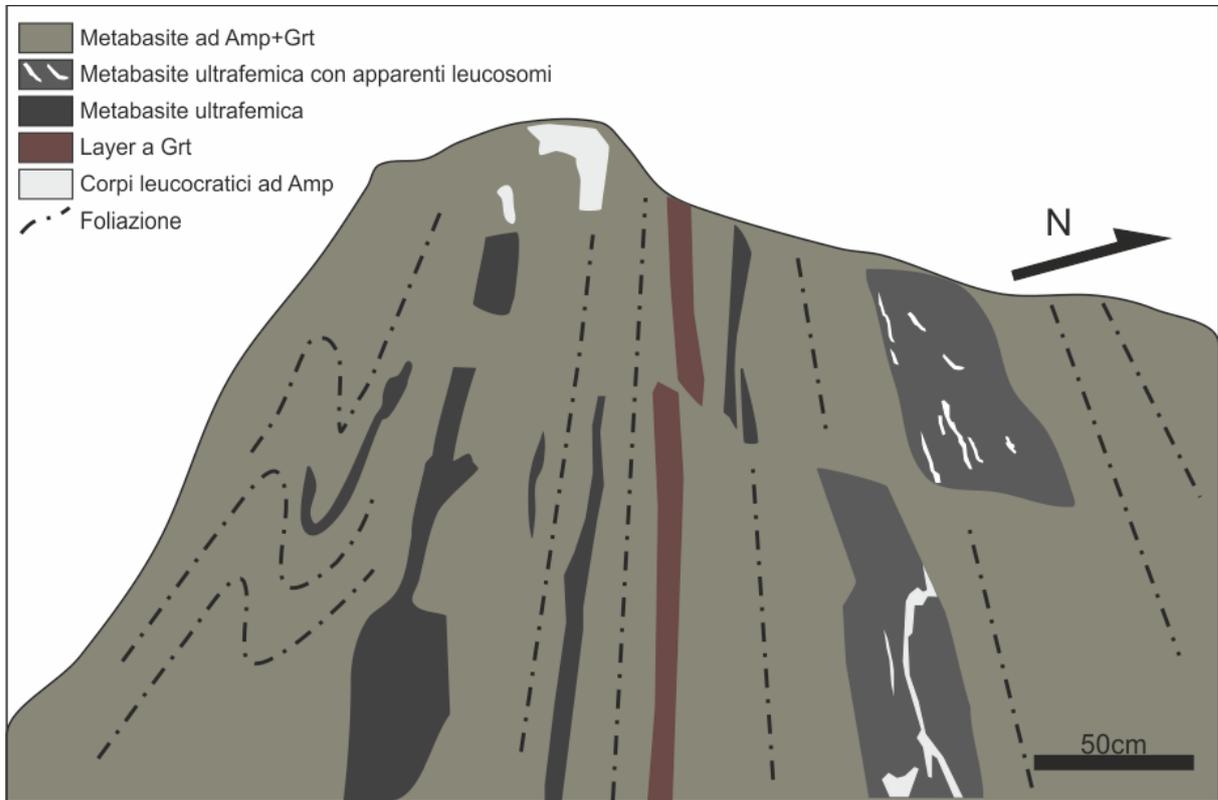


Fig. 3.10: Rappresentazione schematica di un affioramento rappresentativo di metabasite a granato + anfibolo. Si osservano le intercalazioni di layer ultrafemici e layer a granato, nonché la presenza di livelli leucocratici. La foliazione è sub verticale, con direzione N140-150°. (L'apparente convergenza della foliazione verso la parte alta dell'affioramento è effetto della prospettiva).

L'intero affioramento è interessato da una foliazione pervasiva con direzione N130-140° e immersione sub verticale, concorde con la direzione di shear che in questa zona interessa il complesso migmatitico. Si osserva inoltre una precedente foliazione, probabilmente di fase F_1 , all'interno delle pieghe isoclinali prodotte dalla fase F_2 , che raramente è osservabile in questa zona in quanto obliterata dalle deformazioni successive. All'interno dei paragneiss si riconoscono indicatori cinematici di taglio destro con una componente transpressiva, e pieghe tardive a guaina. Nelle metabasiti invece, la rotazione degli anfiboli, indica un senso di taglio sinistro.



Fig. 3.11: Alternanza tra le tre litologie sopra descritte; a sinistra migmatite a granato + biotite, al centro metabasite ad anfibolo + granato, a destra paragneiss con sottili leucosomi. Nel riquadro in alto si osserva un dettaglio della migmatite a granato dove sono evidenti i layer leucocratici e una notevole concentrazione di granati millimetrici.

3.2.2 Anfiboliti a bande

Nel promontorio roccioso che separa le porzioni meridionale e settentrionale della spiaggia di Pittulongu affiorano, a contatto con i paragneiss, diversi livelli di anfiboliti di spessore variabile. L'affioramento più rappresentativo è costituito da una lente decametrica caratterizzata da layer chiari e scuri alternati con regolarità e paralleli alla scistosità principale (Fig. 3.12) che conferiscono all'affioramento l'aspetto a bande. I livelli chiari sono di colore giallastro, grana grossolana e spessore di 3-5 cm; al loro interno si osservano anfiboli di grosse dimensioni con allungamento parallelo alla scistosità. I mesosomi sono costituiti da una forte concentrazione di anfiboli a grana fine e probabile biotite, fortemente orientati. Si osservano inoltre sottili layer leucocratici di colore biancastro, probabilmente dovuti ad una diversa abbondanza modale dei minerali sialici e apparentemente privi di anfibolo, alternati a layer molto scuri a grana fine formati probabilmente da una forte concentrazione di biotite. Analogamente alle anfiboliti di Pittulongu, la scistosità ha direzione N140° e immersione sub verticale; non si riconoscono evidenze di fasi deformative precedenti. Il contatto con i paragneiss, parallelo alla scistosità, è generalmente netto ma talvolta è marcato da una fascia dello spessore di alcuni decimetri nella quale le due litologie appaiono compenstrate.

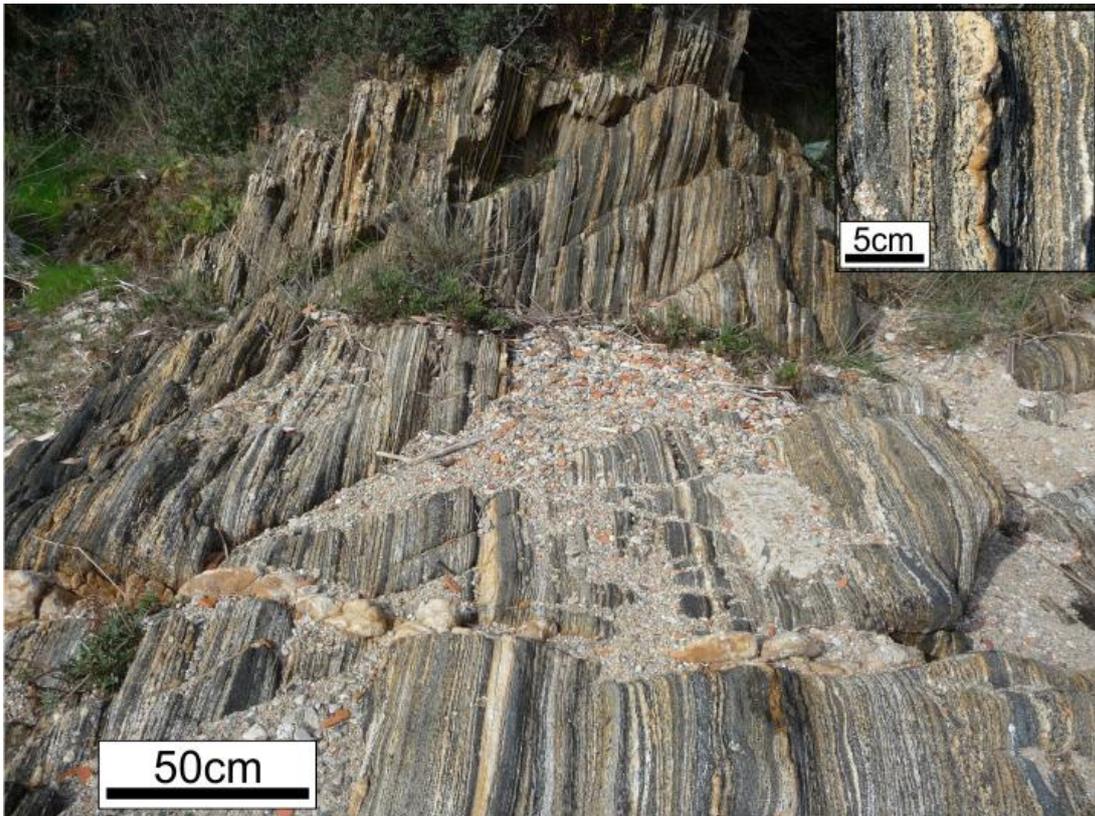


Fig. 3.12: Anfiboliti a bande di Cala Libeccio; si può osservare la netta divisione in bande leucocratiche, mesocratiche e melanocratiche che conferisce alla roccia il tipico aspetto delle layered migmatite. Nel riquadro, dettaglio di livello leucocratico con anfiboli millimetrici.

3.2.3 *Ortogneiss migmatitici*

Punta Sirenella

Nel tratto di costa compreso tra la spiaggia di Pittulongu e la Spiaggia di Punta Bados affiorano diverse lenti, da metriche a decametriche, di ortogneiss migmatitici. L'affioramento di Punta Sirenella è quello più rappresentativo, nonché quello più esteso, con uno spessore apparente di circa 30 metri e lunghezza di circa 200 metri. Questo affioramento è in contatto diretto con un corpo decametrico di granito a granato. L'assenza di contatti definiti e la forte somiglianza tra queste due rocce ha portato ad identificare questi due corpi come un unico ortogneiss migmatitico (Cruciani, 2003). In questo lavoro si evidenzia invece la presenza di due corpi distinti, con caratteristiche leggermente diverse, in parte compenetrati e con contatti visibili solo localmente che non consentono di stabilirne l'effettiva estensione. La distinzione tra i due corpi è ulteriormente complicata dal fatto che l'ortogneiss migmatitico presenta differenti caratteristiche all'interno dello stesso affioramento. Si riconoscono infatti:

- una porzione francamente migmatitica, caratterizzata dalla presenza di leucosomi a tasca, talvolta bordati da melanosoma, ben distinguibili dai mesosomi (Figg. 3.13, 3.14).
- una porzione gneissica caratterizzata da alternanze di bande più chiare e più scure, allungate secondo la scistosità, causate da diversi contenuti di biotite (Fig. 3.15). In questo caso le bande chiare non possono essere definite come veri e propri leucosomi in quanto prive delle caratteristiche che li contraddistinguono (contatti netti col mesosoma, bordi di

melanosoma, aumento di grana, scomparsa o attenuazione della foliazione).

In virtù di queste differenze verranno distinti, anche nei capitoli seguenti, gli ortogneiss migmatitici dagli ortogneiss *stricto sensu* (privi di evidenti segregazioni di melt). I graniti a diretto contatto con l'ortogneiss verranno discussi nel paragrafo seguente.

Gli ortogneiss migmatitici (Fig. 3.12) sono rocce a grana media-grossolana e colore dal grigio al giallastro, interessate da una foliazione pervasiva evidenziata da sottili trails di biotite. I leucosomi si presentano generalmente in forma di tasche da centimetriche a decimetriche, a grana grossolana o in forma di leucosomi allungati, di spessore centimetrico, interessati da pieghe asimmetriche a scala centimetrica. Il contatto con il mesosoma è netto e talvolta marcato da melanosoma (Fig. 3.13) prevalentemente concentrato ed ispessito nelle cerniere delle pieghe.

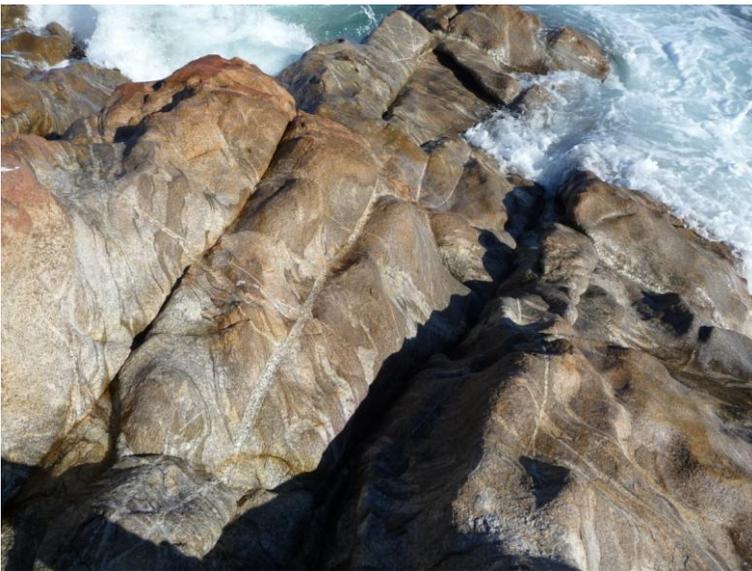


Fig. 3.13: Tipico ortogneiss migmatitico di P.ta Sirenella con alternanze di leucosomi e mesosomi allungate secondo la scistosità.



Fig. 3.14: Dettaglio dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella. I leucosomi sono privi di strutturazione interna. Le pieghe sono riconoscibili lungo il contatto tra leucosoma e mesosoma, spesso marcato da sottili bordi di melanosoma e dalla maggiore concentrazione di femici.

Sono inoltre presenti piccoli domini leucocratici caratterizzati dalla concentrazione di minerali sialici, differenti dai leucosomi sopra descritti in quanto privi di contatti netti e di melanosoma al contatto con la roccia ospitante; essi si presentano in forma di livelli dello

spessore massimo di 2-3 cm che seguono le pieghe e la foliazione marcata dall'orientamento della biotite. I mesosomi sono caratterizzati da una grana leggermente inferiore e da una elevata abbondanza di femici che conferiscono alla roccia un colore scuro. Sono raramente osservabili granati submillimetrici presenti sia nel mesosoma, sia nei leucosomi. La foliazione pervasiva, evidenziata dal forte allineamento di femici, è caratterizzata da una direzione variabile da N120° a N150°, e immersione N60°, spesso piegata in corrispondenza delle tasche di leucosoma e talvolta dislocata da piccole zone di shear. Il contatto con gli adiacenti paragneiss è netto, sub verticale o leggermente immergente verso nord, con direzione variabile.

L'ortogneiss *stricto sensu* è una roccia di colore chiaro giallastro con grana media e omogenea e rari granati submillimetrici visibili ad occhio nudo. L'affioramento è interessato da una evidente foliazione N140° sub-verticale marcata dall'allineamento della biotite. Localmente si osservano alternanze di layer chiari e scuri, allungati secondo la foliazione, il cui aspetto ricorda un'alternanza tra leucosomi e mesosomi (Fig. 3.15a) ma che, per i motivi sopra esposti, non possono essere considerate tali. Simili alternanze sono state riscontrate sul terreno anche più a nord, nel vasto granitoide affiorante a sud di P.ta le Casette (Fig. 3.15b) e questo ha condotto inizialmente a ritenere, erroneamente, che questo affioramento facesse parte del granito adiacente. Sebbene non ci siano chiare evidenze della segregazione di fuso (i.e. leucosomi), non si può escludere che anche queste rocce abbiano subito partial melting. L'assenza di contatti netti, i passaggi graduali e la strutturazione comune tra i due tipi di ortogneiss porta a ritenere che essi siano solo due "facies" di una stessa roccia.

Il contatto con le migmatiti paraderivate, a sud, è parallelo alla scistosità regionale e debolmente immergente verso nord. Il contatto con le migmatiti ad anfibolo, a nord, è interdigitato, con lenti di queste ultime incluse nell'ortogneiss.



Fig. 3.15: a) Ortogneiss foliato a granato di P.ta Sirenella. Si osserva l'alternanza di bande chiare e scure che conferiscono alla roccia l'aspetto simile ad un ortogneiss migmatitico. b) Granito foliato di P.ta le Casette che presenta una strutturazione analoga al precedente.

Cala Libeccio

Più a sud, nei pressi della spiaggia di Cala Libeccio, è stato rinvenuto un affioramento di ortogneiss migmatitico a granato che mostra un layering molto evidente il quale conferisce alla roccia l'aspetto di una migmatite a bande (Fig. 3.16). La scistosità pervasiva è sub verticale con direzione N140°, concorde con la direzione dello shear osservato in tutta la zona. Da notare che la percentuale di fuso in questa roccia appare maggiore rispetto all'ortogneiss di Punta Sirenella e che il fuso tende a segregare secondo sottili livelli paralleli alla scistosità piuttosto che in tasche o lenti. Questo fatto, insieme alla presenza di piccoli boudin e di strutture sigma type nei leucosomi, indica che la deformazione, non coassiale con senso di taglio destro, è coeva rispetto all'evento anatettico.

Il contatto con le migmatiti paraderivate è netto e sub parallelo alla scistosità che tende ad avvolgere l'ortogneiss creando un boudin di spessore decametrico.



Fig. 3.16: Ortogneiss migmatitico a bande in località Cala Libeccio. All'interno dei leucosomi è possibile notare strutture sigma-type che indicano il senso di taglio destro.

3.2.4 Leucogranito foliato a granato

Dati gli stretti rapporti strutturali che intercorrono tra questi granitoidi e gli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella, si preferisce trattarli in questa porzione del capitolo piuttosto che alla fine di esso, come si fa di consueto per le litologie più recenti.

Il leucogranito si presenta come una roccia massiva a grana media e colore giallastro, talvolta tendente al rosso a causa dell'alterazione (Fig. 3.17). La foliazione visibile nell'ortogneiss adiacente è molto debole (marcata da rari e sottili trail di biotite) o assente. È da rimarcare la presenza di frequenti granati, da sub millimetrici a millimetrici, e di cristalli sub-millimetrici di muscovite, non riscontrati nell'adiacente ortogneiss. Come accennato in precedenza, il contatto tra ortogneiss e granito appare visibile solo localmente (Fig. 3.18) e questo rende incerta la stima della reale potenza dei due corpi. Inoltre, alcune propaggini di granito intrudono l'ortogneiss parallelamente alla scistosità e questo ha portato a non riconoscere i due corpi come due rocce distinte negli studi precedenti (Cruciani, 2003).



Fig. 3.17: Leucogranito a granato di Punta Sirenella. Nel riquadro in alto è visibile un dettaglio di questo corpo con evidenti granati millimetrici.



Fig. 3.18: Contatto netto tra l'ortogneiss migmatitico (a sinistra) e il leucogranito a granato (a destra). Sul terreno, la differenza tra le due rocce è accentuata dalla alterazione rossastra che spesso interessa il secondo.

3.2.5 Migmatiti e paragneiss a cianite e sillimanite

In tutta l'area oggetto del campionamento affiorano estesamente rocce paraderivate descritte da Elter (1987) e attribuite da quest'ultimo al membro di Punta Orvili e al membro di Monte Ruiu della formazione di Sant'Anna. In base alla presenza o assenza di leucosomi si

distinguono rispettivamente le migmatiti e i paragneiss.

I paragneiss affiorano estesamente nel promontorio roccioso di Punta Bados, intercalati con lenti migmatitiche e corpi leucocratici, mentre sono assenti più a sud, presso Punta Sirenella, dove affiorano esclusivamente le migmatiti. I paragneiss sono rocce di colore marrone-bruno e grana fine, prive di leucosomi e finemente foliate. Una caratteristica molto evidente è la presenza di piccoli noduli biancastri di sillimanite fibrolitica che raggiungono notevoli concentrazioni nei livelli in prossimità del contatto con corpi di ortogneiss. Un affioramento tipo è quello di Punta Bados dove si osserva una lente di paragneiss tra due grossi corpi ortoderivati; il contatto è per l'appunto marcato da livelli ricchissimi di noduli i quali sono allungati in direzione N130° debolmente immergenti verso SE e leggermente discordanti rispetto alla foliazione milonitica pervasiva N140° (Fig. 3.19).

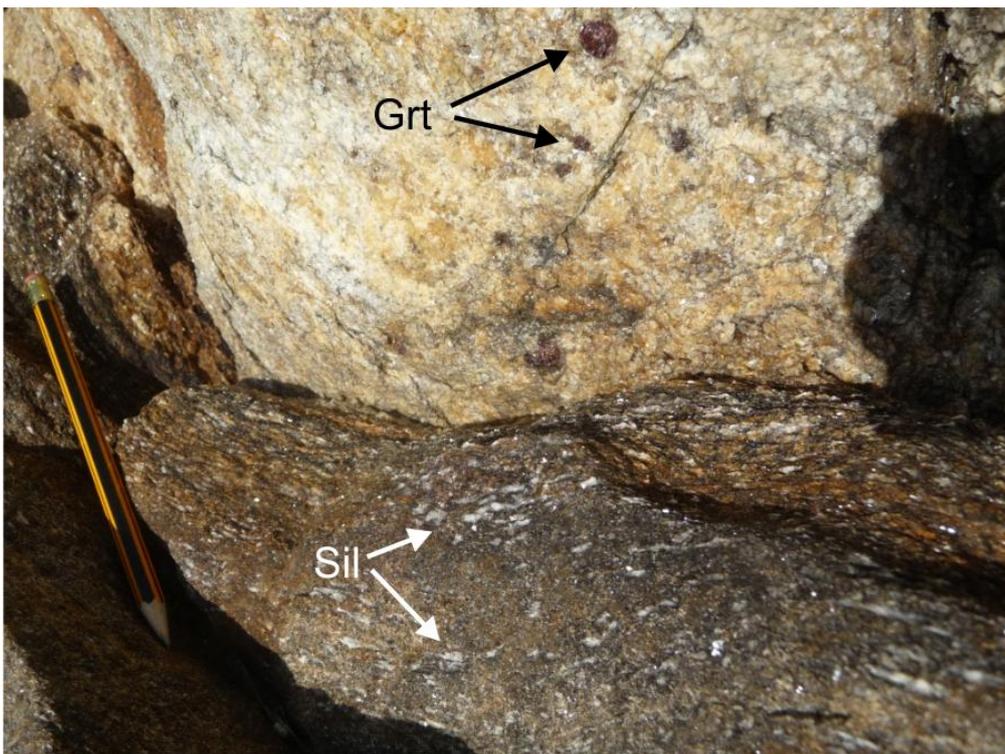


Fig. 3.19: Paragneiss a sillimanite nel settore settentrionale di Punta Bados in contatto con un corpo leucocratico a granato. Grt= granato; Sil= noduli di sillimanite.

Le migmatiti paraderivate sono caratterizzate da mesosomi scuri, a grana medio-fine, fortemente foliati e da leucosomi a grana grossolana talvolta pegmatitoide e non strutturati, allungati secondo la scistosità (Fig. 3.20). L'intera area è interessata da diverse fasi deformative che producono effetti differenti nei vari affioramenti. Alcuni di essi sono infatti relativamente indeformati mantenendo l'originario aspetto di migmatiti a bande (layered migmatite) mentre altri sono fortemente deformati dalla presenza di pieghe da bande a strette, ad asse fortemente variabile. Queste deformazioni localmente danno luogo a migmatiti nelle quali i leucosomi appaiono piegati, lacerati e boudinati al punto da non rendere riconoscibile la struttura a bande che caratterizza gli affioramenti meno deformati. Le migmatiti deformate, per via del loro peculiare aspetto caratterizzato da leucosomi di piccole dimensioni (massimo 15-20 cm) a forma di "occhio" sono state denominate da Elter

et al. (2010) come “cat’s eyed facies”. Tale struttura è il prodotto di una sovraimpronta milonitica, che traspone una precedente strutturazione, osservabile solo localmente dall’allineamento di quarzo + feldspati e di muscovite + sillimanite (secondo Elter et al., 2010, sarebbero rispettivamente fasi D₃ e D_{4b}).



Fig. 3.20: A sinistra, migmatiti paraderivate a bande in località P.ta Sirenella. I leucosomi, di spessore costante sono allungati secondo la scistosità. A destra, migmatite deformata con leucosomi boudinati e lacerati. Il carattere milonitico delle migmatiti paraderivate è stato descritto come “cat’s eyed facies” da Elter et al. (2010).

3.2.6 Noduli calcosilicatici

Nelle migmatiti a cianite e nei paragneiss a sillimanite sono spesso presenti noduli calcosilicatici (Fig. 3.21), di dimensioni da centimetriche a metriche, generalmente ellittici con direzione di allungamento parallela alla scistosità. Sono generalmente ben evidenti sul terreno a causa del rilievo dovuto alla maggiore resistenza all’erosione e al netto contrasto cromatico rispetto alla rocce incassanti.

Questi noduli, segnalati in diverse porzioni del complesso migmatitico (da Porto Ottiolu a Golfo Aranci) sono caratterizzati da una marcata zonatura composizionale, evidenziata dalla presenza di layer concentrici di differente colore e grana. Solitamente si possono osservare distintamente tre livelli; un cuore di colore marrone chiaro e grana media, un bordo spesso pochi centimetri di colore verdastro scuro e grana fine e uno più layer di transizione con colore e grana intermedi rispetto ai precedenti. Nei noduli più grandi si osservano fino a sei layer caratterizzati da una continua variazione di grana e colore. Presso Punta Sirenella si osservano noduli che raggiungono dimensioni superiori al metro, spesso allineati lungo il medesimo livello. Alla scala dell’affioramento, questi allineamenti, appaiono come il risultato

del boudinage di originari livelli calcosilicatici. Noduli di grosse dimensioni simili sono stati osservati anche a Sos Aranzos, mentre in altre località (es. Punta Bados) raggiungono dimensioni massime di 20-30 cm. Il senso di allungamento (asse maggiore dell'ellisse) è concorde con la scistosità regionale secondo la direzione N140-150°.



Fig. 3.21: Nodulo calcosilicatico di dimensioni metriche in località Sos Aranzos.

3.2.7 Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo costituiscono una lente della lunghezza di 100-150 m e larga circa 50 m affiorante lungo la costa nell'area di Punta Sirenella, poche centinaia di metri a sud della spiaggia di Punta Bados. Altre due lenti, dello spessore di un paio di metri, sono ospitate all'interno degli ortogneiss adiacenti. La lente è in contatto con gli ortogneiss migmatitici a sud e con le migmatiti a cianite e sillimanite a nord. Si tratta di una migmatite a bande caratterizzata dalla regolare alternanza di leucosomi e mesosomi di spessore uniforme, disposti secondo la scistosità principale (Fig. 3.22a).

I mesosomi sono di colore grigio scuro e grana media mentre i leucosomi, di colore chiaro biancastro hanno una grana variabile da fine a grossolana. All'interno dell'affioramento, aspetto, giacitura, grana, tessitura e mineralogia dei leucosomi sono variabili. Si riconoscono infatti:

- leucosomi di limitata continuità laterale che formano tasche o pods di dimensioni di poche decine di centimetri, caratterizzati da una grana grossolana e dalla presenza di cristalli di anfibolo visibili ad occhio nudo (Fig. 3.22b);
- leucosomi che formano livelli di spessore costante di 10-15 cm, e notevole lunghezza (fino a 10 m), allineati lungo la scistosità. Sono costituiti da feldspati, quarzo e biotite di grana medio-fine e sono privi di anfibolo. All'interno di questi leucosomi si possono riconoscere due distinti layer, uno interno di colore chiaro, privo di foliazione e di minerali femici, ed uno esterno più scuro e debolmente foliato per la presenza di biotite orientata (Fig. 3.22c) al contatto con il mesosoma incassante.



Fig. 3.22: a) Migmatite a bande di Punta Sirenella; b) piccole tasche di leucosoma ad anfibolo allungate secondo la scistosità; c) leucosoma a bande costituito da un layer centrale a grana grossolana bordato da due layer foliati, a grana fine, a contatto con il mesosoma.

3.2.8 Corpi leucocratici

Lungo la fascia costiera che va dal promontorio a sud di Pittulongu fino al promontorio di Nodu Pianu (a nord di Punta Bados) affiorano numerosi corpi leucocratici la cui origine è di difficile interpretazione sulla base delle sole evidenze di terreno. Ogni lente presenta differenti caratteristiche morfologiche, strutturali e petrografiche, che verranno descritte di seguito.

A sud di Pittulongu affiorano diversi corpi leucocratici biancastri caratterizzati dall'assenza di biotite e dalla presenza di abbondante muscovite e granati sub millimetrici. Sono lenti da metriche a decametriche, a grana media-grossolana, con foliazione da debole a marcata. Il contatto, sempre netto, con le migmatiti paraderivate adiacenti può essere concordante o discordante. All'interfaccia tra il corpo leucocratico e la migmatite incassante si osserva piegamento e deformazione che interessa entrambe le litologie. Le evidenze di terreno portano a considerare questi corpi come intrusioni di granitoidi foliati anche se la presenza di leucosomi di aspetto molto simile, nelle adiacenti migmatiti pone un dubbio su tale interpretazione (Fig. 3.23).



Fig. 3.23: Corpo leucocratico a sud di Pittulongu. Nel riquadro dettaglio di leucosoma nelle migmatiti paraderivate incassanti il cui aspetto (colore, grana, diffusa presenza di granati submillimetrici) appare simile a quello dell'intrusione.

Altri corpi granitoidi di dubbia interpretazione affiorano estesamente nel promontorio di Punta Bados. Si tratta di lenti decametriche foliate e talvolta piegate di aspetto gneissico caratterizzate dalla presenza di granati da millimetrici a centimetrici (Fig. 3.24b) e fortemente inequigranulari. L'aspetto, la giacitura (generalmente concordante con la scistosità principale) e la strutturazione di questi corpi portano a considerarli come ortogneiss tuttavia, alcune evidenze di campagna mettono in dubbio questa ipotesi. In particolare la lente situata nella punta meridionale di Punta Bados mostra un contatto cataclastico con i paragneiss incassanti marcato da strutture S-C (che indicano taglio destro) e dalla presenza di tormalina che suggerisce l'intrusione di questo corpo lungo i piani di scistosità delle metamorfiti. Inoltre, più a nord sono state rinvenute lenti acide massive a grana pegmatitoide che lateralmente passano a livelli foliati e piegati molto simili per aspetto ai presunti ortogneiss; questa evidenza suggerisce una stretta associazione tra pegmatiti e "ortogneiss" e depone in favore dell'ipotesi che si tratti di granitoidi. Alcune di queste lenti, orientate N120°, sono nettamente discordanti rispetto alla direzione della scistosità che varia da N140° a N170° (Fig. 3.24a). È stato anche osservato un livello metrico di granitoide lievemente foliato, bordato su entrambi i lati da quarzo massivo (Fig. 3.24c). Nella porzione settentrionale del promontorio sono presenti altri corpi che presentano caratteristiche analoghe: uno di essi è caratterizzato da una foliazione più pervasiva e fortemente piegata e dalla presenza di un'alternanza tra livelli leucocratici e mesocratici che suggerisce un evento anatettico. È probabile che, analogamente a quanto ipotizzato per l'area di Punta Sirenella, anche a Punta Bados siano presenti sia ortogneiss migmatitici sia filoni di granitoidi tardo tettonici.

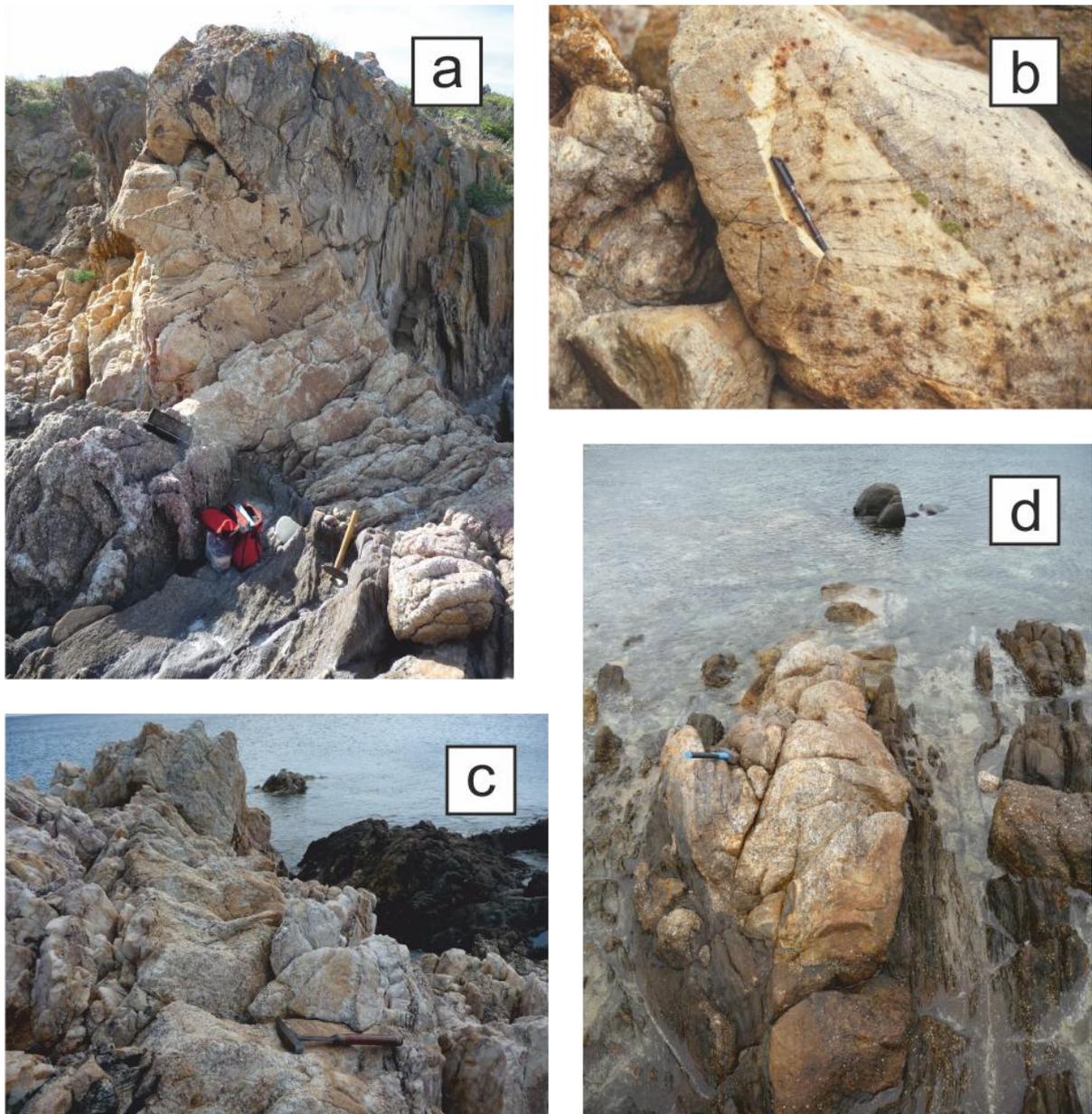


Fig. 3.24: Corpi leucocratici affioranti nell'area Punta Bados (a, b, c) e Cala Banana(d). a) corpo leucocratico discordante, con grana variabile da pegmatitoide a medio-fine; b) Ortogneiss? a granati centimetrici; c) filone granitoido foliato bordato da quarzo pegmatitico; d) boudin leucocratico allungato secondo la scistosità all'interno dei paragneiss.

Un'altra ipotesi che può essere sollevata è che, alcuni di questi corpi, siano leucosomi mobilizzati e che per tale motivo non si osservano al loro interno, porzioni leucocratiche. Questa ipotesi sembra avvalorata da quanto si osserva a nord di Punta Bados, in località Cala Banana dove, oltre ai corpi granitoidi decametrici foliati descritti sopra, si rinvencono piccoli corpi (di dimensioni inferiori al metro) granitoidi ospitati nei paragneiss che appaiono come livelli acidi boudinati e circondati dalla scistosità (Fig. 3.24d) e che potrebbero rappresentare originari leucosomi, deformati durante la fase di shear orientata secondo N140-150°.

3.2.9 Lenti di metabasiti

All'interno dei paragneiss si riconoscono numerose lenti e/o noduli di metabasiti, da metriche a decametriche, diffuse prevalentemente nella zona di Punta Bados e Cala Banana, ma presenti anche più a sud, nei pressi di Cala Libeccio. Sono rocce scure, rossastre o verdastre, a grana fine, talvolta foliate. Il contatto con i paragneiss è solitamente parallelo alla foliazione, generalmente netto, ma talvolta sfumato o caratterizzato da alternanze centimetriche con i paragneiss stessi. In alcune lenti sono presenti granati visibili ad occhio nudo.

Particolarmente rappresentativi sono gli affioramenti di Punta Bados (Fig. 3.25a) e di Cala Banana (Fig. 3.25b). Il primo è costituito da due distinte lenti decametriche di colore scuro rossastro, a grana fine all'interno delle quali si riconoscono domini centimetrici ricchi in granato e noduli eclogitici verdastri. Sul terreno la foliazione appare debole o assente. Il secondo è costituito da metabasiti listate caratterizzate da una netta alternanza di livelli più chiari e più scuri, alcuni dei quali mostrano domini leucocratici simili a leucosomi. Queste metabasiti, analogamente a quelle descritte a Pittulongu (§ 3.2.1) sono associate a paragneiss con i quali formano fitte alternanze a scala decimetrica. A contatto con le metabasiti o nelle immediate vicinanze si osservano inoltre livelli, da decimetrici a metrici, di metapeliti scure molto ricche in biotite a grana fine, fortemente orientata.



Fig. 3.25: Lenti di metabasiti all'interno del complesso migmatitico nella zona di Pittulongu - Punta Bados: a) metabasite rossastra di Punta Bados; b) alternanza di metabasiti listate e ultrafemiche in località Cala Banana; c) metabasiti nei pressi di Pittulongu.

Un altro interessante affioramento è rappresentato dalle metabasiti nel promontorio che divide la spiaggia di Pittulongu, adiacente alle anfiboliti a bande descritte nel paragrafo 3.2.2. Esso è costituito da una lente di una decina di metri, massiva, non foliata e di colore scuro, ricca in anfiboli e granato (Fig. 3.25c). All'interno di esse si riconoscono livelli ultrafemici di spessore centimetrico talvolta boudinati e sottili vene verdastre formate probabilmente da actinolite retrograda.

3.2.10 Graniti e pegmatiti

L'intero complesso metamorfico è interessato dal diffuso affioramento di filoni granitici e pegmatitici che si intrudono sia nei paragneiss che gli ortogneiss. Le pegmatiti sono rocce biancastre composte di quarzo e feldspati a grana grossolana, con cristalli che possono superare i 10 cm, (Fig. 3.26) e prive di foliazioni. La loro messa in posto tardiva è testimoniata dai contatti discordanti con le litologie adiacenti. La direzione prevalente è N80° ma alcuni di questi filoni sono intrusi parallelamente alla scistosità regionale S_2 ; uno di questi, ad esempio, marca il contatto tra le migmatiti ad anfibolo e quelle a cianite e sillimanite, nella zona settentrionale di Punta Sirenella. Localmente si possono osservare concentrazioni di cristalli di tormalina millimetrici disposti lungo i bordi dell'intrusione, a contatto con le metamorfiti. I filoni granitici sono caratterizzati da quarzo e feldspati a grana fine, e, apparentemente, scarsa biotite. Il colore è giallastro chiaro e sono privi di foliazione apprezzabile. Come per le pegmatiti, anch'essi si mettono in posto secondo direzione prevalente N80°. La netta discordanza con le migmatiti e gli gneiss adiacenti e l'assenza di foliazioni porta a ritenere che non siano associati al leucogranito foliato precedentemente descritto (§ 3.2.4).



Fig. 3.26: Filone pegmatitico che intrude, in netta discordanza angolare, le migmatiti ad anfibolo. Si osservano cristalli feldspatici decimetrici.

4 Assetto strutturale

4.1 Studi precedenti

L'assetto strutturale della zona assiale del Basamento Varisico Sardo, è stato oggetto di numerosi studi da parte di diversi autori, a partire dagli anni '80 (Elter, 1987; Oggiano & Di Pisa, 1992; Elter et al., 1990; 1993; 1999; 2010; Elter & Ghezzi 1995; Carosi & Palmeri, 2002; Di Vincenzo et al., 2004; Corsi & Elter, 2006; Carosi et al., 2004; 2005; 2009; 2012; Iacopini et al., 2008; Padovano et al., 2014). L'evoluzione strutturale della zona assiale è caratterizzata da diverse fasi deformative, talvolta osservabili solo localmente, che hanno condotto i diversi autori a elaborare differenti modelli geodinamici. La notevole complessità e disomogeneità delle deformazioni riscontrabili sul terreno è in parte legata al carattere locale di tali fasi e in parte dovuta alla differente competenza delle litologie coinvolte, che "registrano" in maniera differente gli stress deformativi.

Tra le tante interpretazioni disponibili in letteratura si è scelto di riportare due tra i lavori più recenti condotti nella zona assiale; Carosi et al. (2009) e Elter et al. (2010).

4.1.1 Carosi et al. (2009)

Lo studio di Carosi et al. (2009) è stato condotto nel SW della Gallura in Anglona pertanto, dato il carattere locale di alcune fasi deformative, non è pienamente applicabile all'area oggetto di questa tesi. Gli autori riconoscono cinque distinte fasi deformative.

- la fase D_1 è riconoscibile solamente in microlithons all'interno della foliazione S_2 e nelle cerniere di pieghe di fase F_2 . All'interno del complesso metamorfico di medio grado (MGMC) è possibile osservare pieghe isoclinali, centimetriche, riconducibili a questa fase. La fase D_1 , con senso di trasporto top-to-SW, è associata alla formazione dei minerali del metamorfismo Barroviano. Nel complesso migmatitico o di alto grado (HGMC) la fase D_1 causa un primo evento migmatitico testimoniato da relitti di una foliazione migmatitica S_1 .

- la fase D_2 produce la foliazione maggiormente riconoscibile sul terreno in entrambi i complessi metamorfici, con direzione NW-SE e immersione variabile in funzione della distanza dalla fascia fillonitica appartenente alla Linea Posada Asinara (PAL). La foliazione è marcata da livelli lepidoblastici di biotite, muscovite e granato di spessore millimetrico. I livelli fillosilicatici, insieme a sottili livelli quarzo-feldspatici marcano una lineazione L_2 la cui direzione prevalente è NNW-SSE immergente verso N. Associate a questa fase si osservano pieghe, da centimetriche a metriche, F_2 con asse NW-SE immergente verso N, e geometria variabile. La fase D_2 produce inoltre delle zone di shear evidenziate da indicatori cinematici quali strutture S-C, porfiroclasti con strutture sigma- e delta-type e mica-fishes. In base ai rapporti strutturali vengono distinte una prima fase di shear caratterizzata da taglio sinistro ed una seconda caratterizzata da taglio destro; la transizione tra le due fasi è stata datata a circa 320 Ma (Carosi et al., 2012). La diminuzione di pressione dovuta all'esumazione produce un secondo evento anatettico evidenziato dallo sviluppo di leucosomi allungati secondo la direzione della S_2 .

- la fase D_3 produce pieghe a kink e chevron con cerniere arrotondate e assi sub verticali

paralleli agli assi delle pieghe F_2 . Questa deformazione traspone la S_2 e produce pieghe di elementi strutturali di fasi precedenti quali ad esempio i noduli di fibrolite. L'assenza di un'importante blastesi relativa a metamorfismo Barroviano e la crescita di sillimanite lungo la S_2 indicano che la maggiore esumazione sia post- D_2 e pre- D_3 . Gli autori tuttavia, riconoscono la crescita di andalusite post D_3 nel MGMC e la presenza di diatessiti che tagliano la S_2 , indice di una probabile esumazione isoterma durante questa fase.

- la fase D_4 produce pieghe a kink con asse subverticale e direzione generalmente N-S. Nel HGMC si osservano talvolta pieghe a scatola (box fold) associate a zone di shear fragile di spessore millimetrico.

- la fase D_5 , connessa alla tettonica distensiva tardiva, produce pieghe ad asse e geometria variabile che si sviluppano sulla foliazione S_2 . Nel complesso migmatitico si osserva un sistema di faglie destre in regime fragile con direzione prevalente NNW-SSE, talvolta marcate da sottili livelli cataclastici debolmente immergenti verso W.

4.1.2 Elter et al. (2010)

Lo studio di Elter et al. (2010), implementato con dati radiometrici da Padovano et al. (2014), è meglio adattabile a questa tesi in quanto condotto in un'area parzialmente coincidente con quella qui studiata. Gli autori riconoscono, all'interno del HGMC la presenza di due distinti complessi metamorfici: l' "Old Gneiss Complex" (OGC) e il "New Gneiss Complex" caratterizzati da una differente orientazione della scistosità pervasiva (rispettivamente NE-SW e NW-SE) (Fig.4.1).

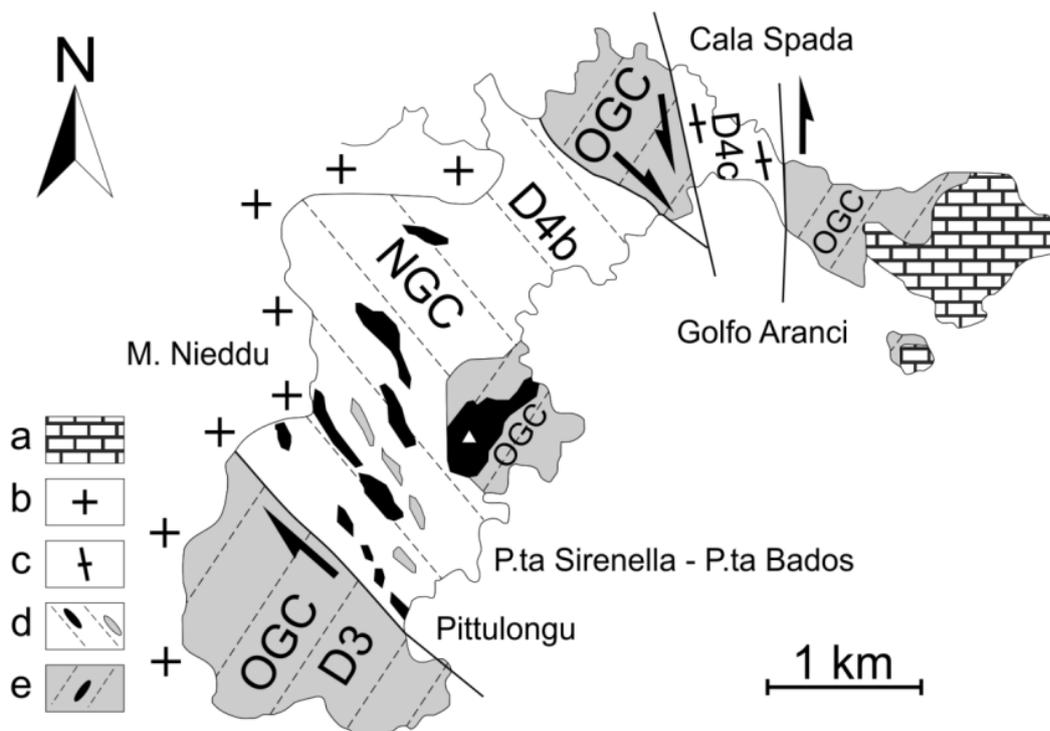


Fig. 4.1: Carta geologica schematica della zona assiale nell'area compresa tra Pittulongu e Cala Spada (da Elter et al., 2010, modificata). a) sequenza sedimentaria Triassico-Giurassica; b) Granitoidi post-tettonici non foliati e tardo-tettonici foliati (300 Ma); c) granito sin-tettonico di Cala Spada; d) New Gneiss Complex (NGC) contenente lenti di metabasiti (ellissi nere) e di OGC (ellissi grigie); e) Old Gneiss Complex (OGC) con lenti di metabasiti. D_3 , D_{4b} , D_{4c} , fasi deformative descritte nel testo.

Le fasi deformative identificate, talvolta divise in sub-eventi, sono 5 a partire dalla D_2 (la D_1 non viene menzionata).

- la fase D_2 è evidenziata da una foliazione relitta riscontrabile in microlithons e enclaves quarzitici all'interno delle migmatiti paraderivate. Sul terreno si osservano raramente indicatori cinematici quali porfiroclasti con strutture sigma-type e piccoli boudin asimmetrici che indicano un senso di taglio top-to-NW e che sono correlabili con la formazione di minerali del metamorfismo Barroviano. Viene riconosciuta anche una fase D_{2a} che produce pieghe chiuse raramente osservabili. Corsi & Elter (2006) attribuiscono a questa fase il primo evento migmatitico eo-Varisico.

- la fase D_3 produce la scistosità pervasiva principale, parallela alla direzione di trasporto, osservabile nell'OGC (i.e. Porto Ottiolu, Montiggiu Nieddu, e due affioramenti nei pressi di Golfo Aranci), caratterizzata da una direzione prevalente NE-SW. Sul piano XY della S_3 (corrispondente alla S_2 di Corsi & Elter, 2006) si riconoscono due lineazioni: L_2 , formata dall'allungamento di sillimanite e *rods* di quarzo e feldspati e L_3 , formata da biotite, muscovite, fibrolite e quarzo. Gli indicatori cinematici indicano un senso di taglio top-to-SE. Questa fase, in regime tettonico transpressivo, porta al secondo e più importante evento migmatitico. Padovano et al. (2014) forniscono per questo evento un'età radiometrica di 359 ± 4 Ma (U/Pb su zirconi all'interno dell'ortogneiss di Capo Ferro).

- la fase D_4 è articolata in tre sub-eventi. D_{4a} , caratterizzata da un clivaggio di crenulazione con direzione NW-SE e dallo sviluppo di pieghe variabili da chiuse ad aperte. La D_{4b} è associata a zone di shear da metriche a chilometriche caratterizzate da una foliazione parallela alla direzione del movimento. Questo evento produce la scistosità principale osservabile sul terreno nell'area compresa tra Pittulongu e Punta Bados, sul cui piano XY giace una lineazione L_{4b} costituita prevalentemente da biotite + muscovite. I piani S-C, i porfiroclasti feldspatici, i pods centimetrici deformati secondo strutture sigma-type e la vergenza delle pieghe indicano un senso di taglio destro con direzione NW-SE. Questa fase deformativa, datata a 325 ± 1.3 Ma (Padovano et al., 2014) è coeva alla messa in posto di graniti sin-tettonici (i.e. intrusione di Barrabisa). L'ultimo sub-evento, D_{4c} , è osservabile solo localmente nelle zone di Capo Ferro e Cala Spada. È evidenziato dalla presenza di fasce milonitiche di spessore metrico che tagliano la S_{4b} con direzione NNW-SSE e dalla presenza di intrusioni sin-cinematiche, quali Capo Ferro e Cala Spada, con direzione NW-SE. Gli indicatori cinematici e le relazioni strutturali tra le intrusioni e le rocce incassanti, indicano un senso di taglio sinistro. L'età radiometrica del granito di Capo Ferro (U/Pb su zirconi) è compresa tra 318 ± 3 Ma e 316 ± 2 Ma (Padovano et al., 2014). La fase D_5 è l'ultimo evento deformativo ed è attribuito ad un regime tettonico distensivo a livelli crostali superficiali. Produce pieghe a geometria variabile con assi orientati secondo NW-SE e NE-SW e non è associato a blastesi di minerali metamorfici.

4.2 Rilevamento strutturale

Come accennato in precedenza, la disomogeneità e il carattere locale di alcune deformazioni non consentono di riconoscere, in ogni porzione del HGMC (High Grade Metamorphic

Complex) tutte le fasi riportate dagli autori citati. Inoltre, nei complessi metamorfici di HT, spesso risulta impossibile riconoscere una fase D_1 vera e propria, intesa come l'evento che traspone l'originaria stratificazione S_0 . Per questi motivi, la numerazione e l'ordine delle fasi deformative faranno riferimento esclusivamente a quanto osservato direttamente sul terreno in ogni singola area e non sono da intendersi in termini assoluti. Sebbene alcune informazioni sull'assetto strutturale siano già state fornite nel capitolo 3, si ritiene opportuno descriverle più nel dettaglio nei seguenti paragrafi.

4.2.1 Assetto strutturale dell'area di Porto Ottiolu

Migmatiti paraderivate, paragneiss e noduli calcosilicatici

Migmatiti paraderivate e paragneiss sono interessati da una scistosità regionale S_2 con direzione NE-SW che costituisce l'elemento strutturale più evidente sul terreno. Questa scistosità oblitera quasi totalmente una precedente foliazione S_1 che resta osservabile solo localmente, nei paragneiss, all'interno di pieghe F_2 (Fig. 4.2).

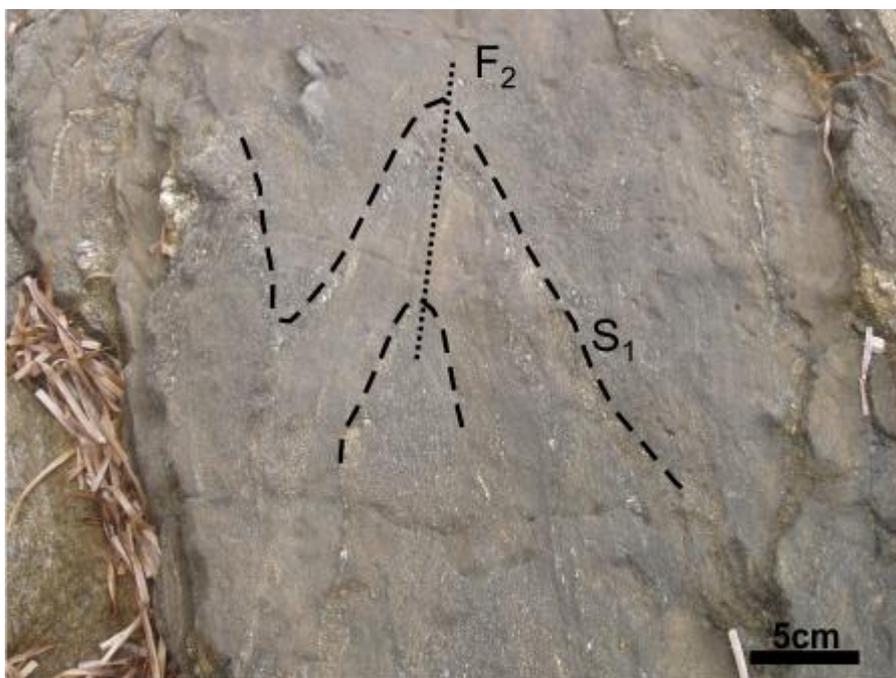


Fig. 4.2: Pieghe di F_2 nei paragneiss di Porto Ottiolu. La precedente foliazione S_1 è trasposta dalla scistosità di piano assiale S_2 . (da Carosi et al., 2015, modificata).

Non sono stati riconosciuti, sul terreno, indicatori cinematici che indichino il senso del movimento relativo a questa fase. La scistosità S_2 ha una direzione variabile tra $N100^\circ$ (prevalente) e $N120^\circ$ e immersione $SW45^\circ$. La fase plicativa F_2 è caratterizzata da pieghe chiuse, di dimensioni da decimetriche a metriche ad asse sub-orizzontale, e una lineazione L_2 , costituita da muscovite + sillimanite orientata N-S, con immersione $50^\circ S$. Sono presenti inoltre noduli calcosilicatici di forma ellittica, il cui asse di allungamento è parallelo alla scistosità regionale S_2 . In alcuni affioramenti nella porzione più settentrionale di Porto Ottiolu, si osservano paragneiss con noduli di sillimanite + quarzo allungati secondo la scistosità regionale. Un'ultima fase deformativa D_3 produce pieghe simmetriche con assi sub-orizzontali, che si distinguono dalle pieghe F_2 per l'assenza di scistosità di piano assiale (Fig.4.3). Il contatto con gli ortogneiss adiacenti è netto e parallelo alla scistosità regionale S_2 .



Fig. 4.3: Pieghe tardive di fase D_3 , nelle migmatiti paraderivate a nord di Porto Ottiolu.

Ortogneiss migmatitici

Analogamente a quanto osservato nei paragneiss, l'elemento strutturale predominante sul terreno è la scistosità regionale S_2 la cui direzione è però più variabile rispetto ai precedenti ($N60-100^\circ$). La S_1 non è stata invece riconosciuta in queste rocce. La deformazione D_3 , produce pieghe strette con cerniere appuntite con asse sub-orizzontale e direzione E-O, che deformano i leucosomi e divengono più marcate dove è maggiore il grado di anatessi (Fig. 4.4).

Un'ultima fase deformativa ($D_4?$) è caratterizzata da un sistema di zone di shear tardive che dislocano la scistosità. Si riconoscono due distinte orientazioni delle zone di shear: le prime, con direzione $N25^\circ$, non sono accompagnate dalla segregazione di melt e sono osservabili solo dalla trasposizione della S_2 ; le seconde, più evidenti sul terreno in quanto marcate dalla messa in posto di leucosomi, hanno direzione $N170^\circ$ e immersione sub-verticale (Fig. 4.5). I rapporti strutturali tra i due sistemi indicano che le prime sono più recenti in quanto tagliate dalle seconde.

L'assetto strutturale dei leucosomi è stato discusso nel dettaglio nel capitolo 3 nel quale sono state mostrate le loro differenti occorrenze; sulla base dei rapporti con la S_2 le varie tipologie di leucosomi possono ricondotte a due: leucosomi piegati (tasche, lenti e livelli allungati) e leucosomi in zona di shear. I primi seguono la scistosità, seppure con direzioni variabili (Fig. 3.2a, c), i secondi invece la tagliano nettamente con direzione $N170^\circ$, sub-verticale (Fig. 3.2d e 4.5). Sono state individuate inoltre delle tension gashes con intrusione sin-cinematica di melt, che indicano un senso di taglio sinistro, in un regime tettonico transpressivo (Fig. 4.6). Secondo Elter et al. (1999; 2010) e Corsi & Elter (2006) queste strutture rappresentano un sistema di fratture di Riedel con la faglia principale orientata (R_1) $N170^\circ$ (concorde con la direzione dello shear) e quelle secondarie (R_2) orientate $N115^\circ$.



Fig. 4.4: Piega F_3 all'interno degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu che traspone la scistosità pervasiva S_2 .

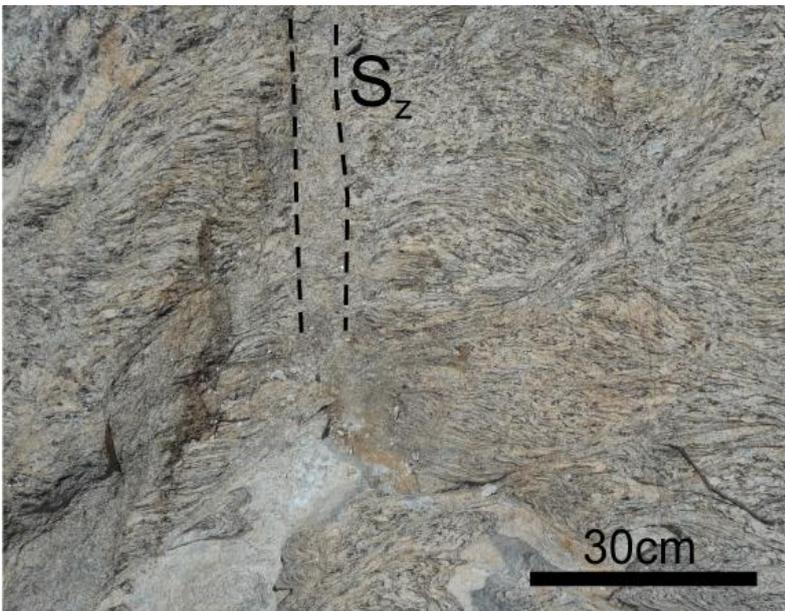


Fig. 4.5: Leucosoma in zona di shear negli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu che taglia la scistosità principale. Il leucosoma che si mette in posto lungo lo shear non presenta alcuna strutturazione.



Fig. 4.6: Tension gashes con intrusione sin-cinematica di melt all'interno dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu (già descritte da Corsi & Elter, 2006).

L'intero complesso metamorfico è interessato da un sistema di filoni e dicchi mafici, granitici e pegmatitici, post-Varisici, che tagliano la scistosità con direzione prevalente N120-140° (Cap. 3, Fig. 3.6).

4.2.2 Assetto strutturale dell'area di Pittulongu - Punta Bados

Le fasi deformative osservate sul terreno variano da una litologia all'altra e verranno perciò descritte separatamente.

Migmatiti paraderivate, paragneiss e noduli calcosilicatici

L'area è caratterizzata dall'affioramento di migmatiti stromatiche nelle quali i leucosomi appaiono sia in forma di bande, sia in forma di piccoli leucosomi boudinati e deformati. In virtù del particolare aspetto di questi leucosomi Elter et al. (2010) e Padovano et al. (2014) hanno conferito alle migmatiti milonitiche il nome di "cat's eyed facies" appartenente, secondo gli stessi autori, al New Gneiss Complex (NGC). La direzione prevalente della scistosità pervasiva è N140° sub-verticale. Si tratta di una scistosità milonitica di fase S_3 (S_{4b} secondo Elter et al., 2010 e Padovano et al., 2014) che traspone una precedente scistosità S_2 con direzione SW-NE (S_3 secondo Elter et al., 2010 e Padovano et al., 2014). Quest'ultima è visibile solo localmente in enclaves quarzo-feldspatici all'interno delle migmatiti milonitiche mentre è più evidente nei paragneiss dove è marcata dall'allineamento dei noduli fibrolitici, leggermente discordanti rispetto alla direzione della scistosità milonitica S_3 (Fig. 4.7). La precedente fase D_1 (D_{2a-b} secondo Elter et al., 2010 e Padovano et al., 2014), è raramente visibile in enclaves quarzitiche nelle migmatiti a cianite e, ancor più di rado, come foliazione relitta nei paragneiss (Punta Bados nord; Fig. 4.8). La deformazione e lacerazione dei leucosomi produce un grana numero di strutture che fungono da indicatori cinematici; sigma- e delta-type porphiroclasts, boudin e strutture S-C indicano un senso di taglio destro in regime transpressivo. Si osservano inoltre pods gneissici di forma sigmoidale che preservano al loro interno una scistosità relitta S_1 (Fig 4.9); queste strutture, riconosciute da Elter et al. (2010), sono state interpretate come dei pod dell'Old Gneiss Complex ospitati all'interno della "cat's eyed facies" del New Gneiss Complex. Nel piano XY della scistosità pervasiva si riconoscono tre successive lineazioni mineralogiche: una lineazione a "rods" di quarzo+plagioclasio orientata N140° - 35°SE, una lineazione successiva a fibrolite+quarzo N158° - 20-30°SE, e un'ultima lineazione costituita da fibrolite e muscovite orientata N150° - 30°SE. La presenza, sullo stesso piano, di indicatori cinematici di segno opposto è stata interpretata da Corsi e Elter (2006) come dovuta a deformazione non coassiale durante le fasi D_1 e D_2 . I paragneiss sono interessati dalla stessa scistosità milonitica con direzione leggermente variabile tra N140° e N150° sub-verticale, ad eccezione dell'area a nord di Punta Bados dove si riscontrano limitati affioramenti una direzione N170°. Si osservano inoltre frequenti pieghe tipo sheat folds, con asse orientato secondo la scistosità, e un clivaggio di crenulazione che deforma la scistosità principale, particolarmente ben visibile nei paragneiss a nord di Punta Bados dove, l'interferenza con la foliazione causa evidenti lineazioni di intersezione.

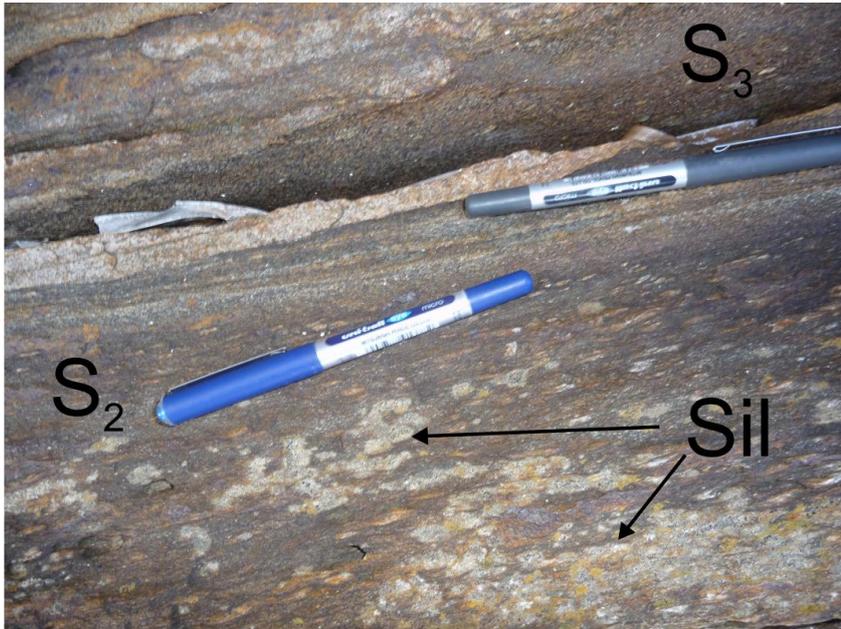


Fig. 4.7: Paragneiss a sillimanite in località Punta Bados. Le penne indicano le direzioni delle scistosità. Si osserva la lieve discordanza tra la direzione della scistosità milonitica S_3 e la direzione di allungamento dei noduli di sillimanite (S_2).

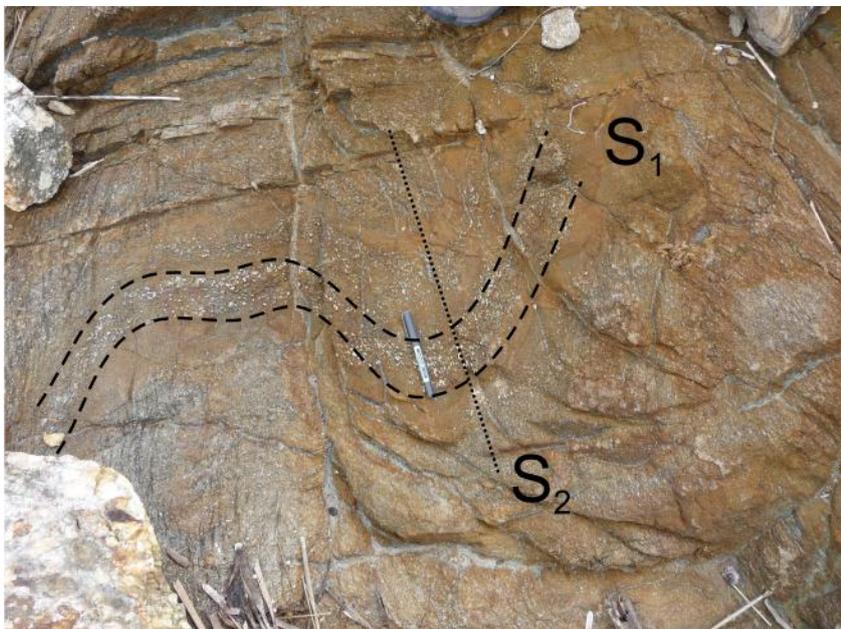


Fig. 4.8: Paragneiss a sillimanite in località Punta Bados. Si osserva la scistosità S_1 deformata secondo pieghe aperte ($F_2?$). Il senso di allungamento dei noduli di sillimanite segna invece la direzione della S_2 .

I noduli calcosilicatici mostrano un notevole allungamento parallelo alla scistosità principale delle migmatiti e un'apparente debole immersione verso SE. I noduli calcosilicatici di quest'area sono stati classificati da Elter et al. (2010) come ellissoidi oblatti, mentre più a sud (Portu Ainu) sono classificati come ellissoidi prolatti; risultati analoghi sono stati ottenuti dall'analisi dello strain sui noduli a fibrolite + muscovite, frequentemente osservati nei paragneiss in entrambe le aree.

Tutte le litologie sono interessate da un evento deformativo tardivo che produce pieghe di forma variabile, generalmente aperte e con piani assiali di varia orientazione. Quest'ultimo non produce una propria foliazione e non è associato a blastesi di nuove fasi (Fig. 4.10).



Fig. 4.9: Pods gneissici quarzo - feldspatici boudinati, di forma sigmoidale con senso di taglio destro nelle miloniti. All'interno del pod si osserva la scistosità relitta S_2 . Pods e miloniti appartengono rispettivamente all'Old Gneiss Complex (Elter et al., 2010; Padovano et al., 2012; 2014) e alla "cat's eyed facies" del New Gneiss Complex di Elter et al., 2010.



Fig. 4.10: Piega tardiva nei paragneiss di Cala Banana. La vena pegmatitica al suo interno mostra fratture radiali dovute alla maggiore competenza di questo livello e testimonia che l'evento plicativo si verifica in un regime fragile. In corrispondenza della cerniera della piega si osserva una crenulazione marcata dai noduli di sillimanite (dettaglio nel riquadro in alto).

Ortogneiss

Gli ortogneiss di Punta Sirenella mostrano una foliazione con direzione N150° SW80°, analoga a quella esibita dai paragneiss, correlabile allo stesso evento deformativo D₃. La foliazione è maggiormente riconoscibile nelle porzioni a maggiore contenuto di biotite e può essere localmente deformata dalla messa in posto di leucosomi decimetrici. Le porzioni migmatitiche sono infatti caratterizzate da una foliazione più marcata ma fortemente deformata, ben visibile nei mesosomi, mentre i leucosomi appaiono privi di strutturazione (Fig. 4.11).



Fig. 4.11: Ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella. La scistosità S₃, solitamente sub-verticale è qui totalmente trasposta e piegata dalla messa in posto dei leucosomi.

Connessa alla stessa fase deformativa, si osserva una lineazione mineralogica costituita da biotite, quarzo e K-feldspato, con direzione N110° e immersione variabile da sub-orizzontale a SE20°. Sul terreno non si riconoscono le tracce delle precedenti foliazioni riscontrate nei paragneiss, ad eccezione di un unico enclave decimetrico situato nella porzione settentrionale dell'affioramento, nei pressi del contatto con le migmatiti ad anfibolo che preserva i relitti della scistosità S₂ (Fig. 4.12). Sono assenti o non riconoscibili anche le pieghe tardive osservate nelle adiacenti migmatiti pelitiche.

L'affioramento di ortogneiss migmatitico di Cala Libeccio, a sud di Punta Sirenella, è costituito da una lente decametrica situata all'interno delle migmatiti paraderivate ed è caratterizzato da un assetto strutturale differente. Si riscontrano infatti, una foliazione più marcata (N140° sub-verticale), un maggiore grado di fusione e una fitta alternanza a scala centimetrica tra leucosomi e mesosomi, che conferisce alla roccia l'aspetto di una migmatite a bande, non osservabile in altri affioramenti di ortogneiss. Si ritiene che la maggiore percentuale di fuso, segregata in sottili leucosomi allineati secondo la scistosità, ne abbia modificato la reologia rendendolo più suscettibile alle deformazioni. Gli indicatori cinematici, assenti negli altri affioramenti di ortogneiss, indicano un senso di taglio destro e una componente transpressiva evidenziata dal boudinage dei leucosomi centimetrici (Fig. 4.13).

Non si riscontrano evidenze di altre fasi deformative antecedenti o successive. Le migmatiti pelitiche incassanti avvolgono questa lente a formare un grosso boudin allungato secondo la scistosità.

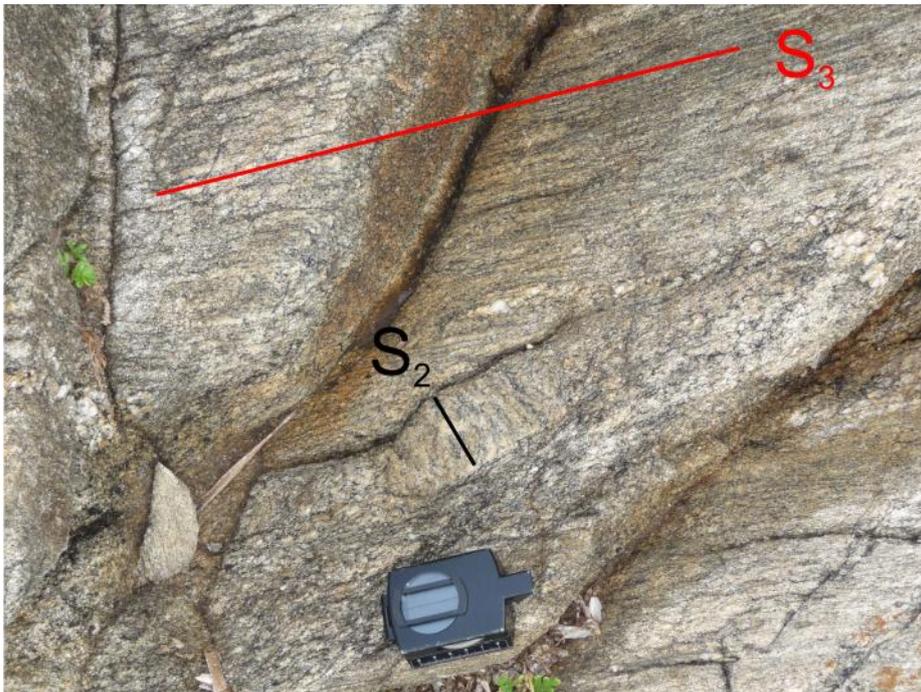


Fig. 4.12: Ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella. Pod decimetrico che preserva la foliazione relitta S_2 , all'interno di una porzione interessata da una foliazione pervasiva milonitica S_3 .

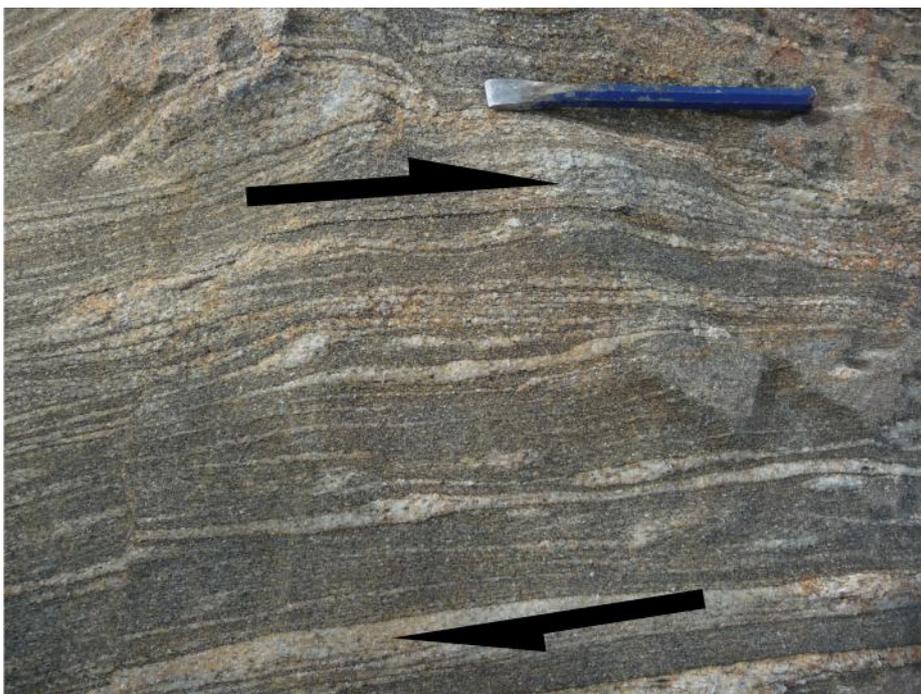


Fig. 4.13: Ortogneiss migmatitici a bande di Cala Libeccio. I leucosomi, di spessore centimetrico, sono allungati secondo la foliazione pervasiva S_3 ed esibiscono strutture sigma-type che indicano taglio destro.

Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo costituiscono una lente ettometrica in contatto, a sud con gli ortogneiss migmatitici, a nord con le migmatiti a cianite. I contatti sono paralleli alla scistosità pervasiva che, analogamente alle altre litologie ha direzione N140-145° e immersione da sub-verticale a NE80°. Sul piano XY della foliazione si riconoscono due

distinte lineazioni: una costituita da quarzo e feldspati allungati secondo N135° SE25° e un'altra, probabilmente successiva, orientata N138° SE15°. Nei mesosomi è possibile riconoscere layer a grana più fine, allontanandosi dai quali si osserva un progressivo incremento della grana, simmetrico su entrambi i lati. Questa evidenza corrisponde a passaggi da protomilonite a milonite a ultramilonite, a scala decimetrica. Nei layer milonitici si riconoscono strutture S-C ad alto angolo, con i piani C orientati N140° e i piani S orientati N175°.

I leucosomi sono allineati lungo la scistosità, e presentano deformazioni che evidenziano un regime transpressivo. Si osservano infatti leucosomi boudinati e strutture sigma-type (Fig. 4.14) che indicano un senso di taglio destro, anche se sono presenti altri indicatori che sembrerebbero indicare un senso opposto.

I due tipi di leucosomi descritti nel capitolo precedente hanno un diverso assetto strutturale. I leucosomi ad anfibolo presentano una grana grossolana e sono privi di foliazione interna. Inoltre, sono frequentemente deformati dalla S_2 secondo pieghe isoclinali e/o "sheath folds", con piano assiale allungato secondo la scistosità pervasiva.

I leucosomi del secondo tipo, caratterizzati da grana fine e dall'assenza di anfibolo, sono ugualmente paralleli alla scistosità ma, a differenza dei precedenti, costituiscono livelli con notevole continuità laterale e meno interessati dalla deformazione. Non si riscontrano infatti le pieghe strette che caratterizzano i precedenti e i boudin sono decisamente meno marcati; questo fatto ne suggerisce la messa in posto tardiva, nelle ultime fasi o successivamente alla deformazione D_3 .



Fig. 4.14: Migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella. La forma sigmoidale esibita da alcuni leucosomi indica un senso di taglio destro (già descritto da Corsi & Elter, 2006).

Le evidenze di una fase pre- D_3 sono preservate nella lineazione a *rods* di quarzo + K-feldspato e in rare tracce di un layering migmatitico quasi totalmente trasposto. Più difficile è il riconoscimento di fasi post D_3 in quanto sono assenti le pieghe blande tardive osservate

nelle adiacenti migmatiti a cianite. Un probabile effetto di tale fase potrebbe essere individuato nei rari indicatori cinematici che indicano un senso di taglio sinistro.

Metabasiti

Dal punto di vista strutturale, le metabasiti sono le rocce che hanno registrato meno la successione degli eventi deformativi. A partire da Pittulongu a sud, fino a Cala Banana a nord, le molteplici lenti rilevate presentano tutte una foliazione pervasiva comune, orientata N140-150° sub-verticale, coincidente con quella osservata nelle altre litologie (S_3). L'intensa ricristallizzazione degli anfiboli tende ad obliterare eventuali foliazioni o lineazioni precedenti. Inoltre l'elevata competenza di queste rocce, le rende poco adatte a registrare l'evento plicativo tardivo, osservato chiaramente nelle migmatiti paraderivate. La maggiore competenza di questa litologia rispetto alle rocce ospitanti è evidenziata anche dal fatto che le lenti di metabasiti appaiono spesso come boudin all'interno dei paragneiss. Anche gli indicatori cinematici sono rari e di difficile interpretazione. A sud di Pittulongu, la rotazione degli anfiboli sembrerebbe indicare un senso di taglio sinistro, ma in assenza di ulteriori indicatori non è possibile attribuire con certezza un senso di movimento. Le metabasiti di Cala Libeccio sono invece prive di evidenze cinematiche. Le bande leucocratiche a plagioclasio, sono fortemente allineate secondo la scistosità e contengono anfiboli centimetrici allungati nella stessa direzione. Le lenti situate più a nord, tra Punta Bados e Cala Banana esibiscono la stessa foliazione, ma meno marcata. Una caratteristica peculiare è data dalle intercalazioni, a scala centimetrica, di paragneiss all'interno delle metabasiti, anch'esse impostate secondo direzione N150° sub-verticale (Fig. 4.15).

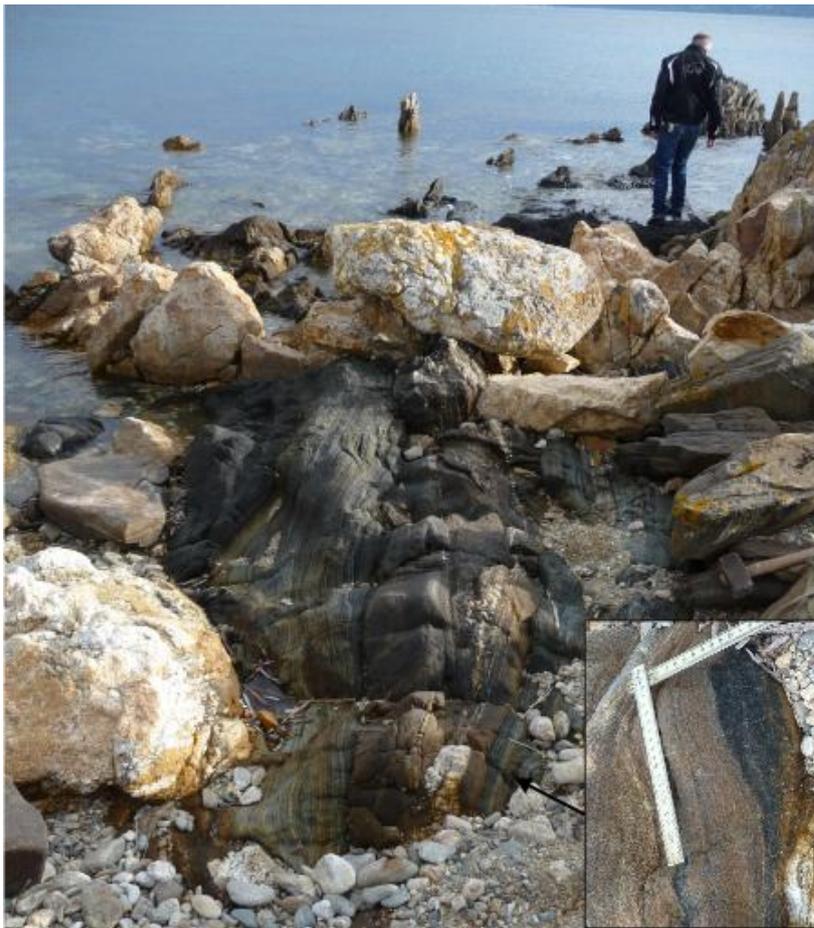


Fig. 4.15: Metabasiti listate di Cala Banana. Formano una lente tipo boudin all'interno dei paragneiss con i quali formano alternanze a scala centimetrica. La foliazione N150° subverticale è l'unico elemento strutturale osservabile sul terreno. Nel riquadro dettaglio di interlayering tra metabasiti e paragneiss.

Corpi leucocratici, filoni granitici e pegmatiti

L'assetto strutturale dei corpi leucocratici affioranti in questo settore del complesso migmatitico, è di difficile interpretazione e talora i dati di campagna possono apparire contrastanti. Se da un lato è facile definire come tardivi i filoni che tagliano la scistosità, dall'altro, l'interpretazione dei corpi paralleli ad essa è più controversa, in quanto non sempre si riconoscono i rapporti strutturali tra questi corpi e le rocce incassanti.

Le pegmatiti e i filoni granitici, ampiamente diffusi nell'area tra Pittulongu e Punta Bados, tagliano la scistosità con direzione N60-70° e immersione N70-80°, ma talvolta tendono a ramificarsi lateralmente formando corpi, di spessore minore, che si intrudono lungo la scistosità (Fig. 4.16). Per questo motivo non è possibile discriminare questi filoni sulla base della loro giacitura in quanto un filone discordante e uno concordante potrebbero comunque appartenere alla stessa "famiglia".

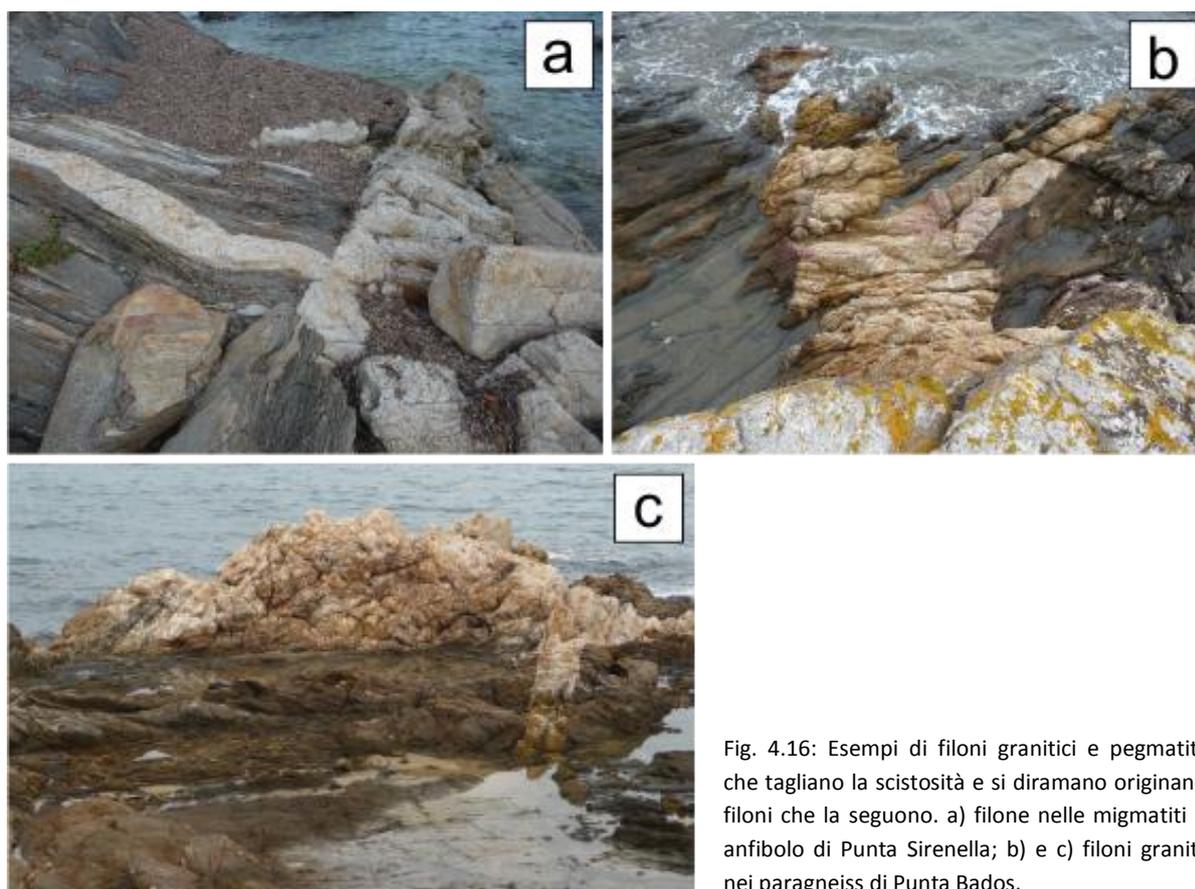


Fig. 4.16: Esempi di filoni granitici e pegmatitici che tagliano la scistosità e si diramano originando filoni che la seguono. a) filone nelle migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella; b) e c) filoni granitici nei paragneiss di Punta Bados.

Come descritto nel capitolo 3, l'area oggetto di questa tesi è inoltre caratterizzata da una notevole abbondanza di corpi e lenti da metriche a decametriche di rocce leucocratiche, il cui significato appare incerto. Questi corpi sono generalmente localizzati nei paragneiss, all'interno dei quali possono formare delle strutture a boudin (Cap. 3, Fig. 3.23d) o costituire delle lenti allungate secondo la scistosità (Fig. 4.17a). Sono quasi sempre interessati da una debole foliazione parallela alla scistosità S_3 dei paragneiss adiacenti (quindi variabile tra N135° e N150°) e talvolta possono esibire pieghe variabili per geometria e giacitura.

I rapporti strutturali con le litologie incassanti sono diversi da un corpo all'altro. Alcuni corpi

formano dei boudin avvolti dalla scistosità che quindi in loro prossimità risulta deformata, altri non deformano la scistosità nei paragneiss ma sono piuttosto impostati come filoni di spessore costante e mostrano fasce cataclastico-milonitiche di spessore centimetrico al contatto con l'incassante (Fig. 4.17c). Il contatto con i paragneiss adiacenti è spesso, ma non sempre, marcato da noduli di fibrolite millimetrici, allungati parallelamente alla S_2 (Fig. 4.17b).

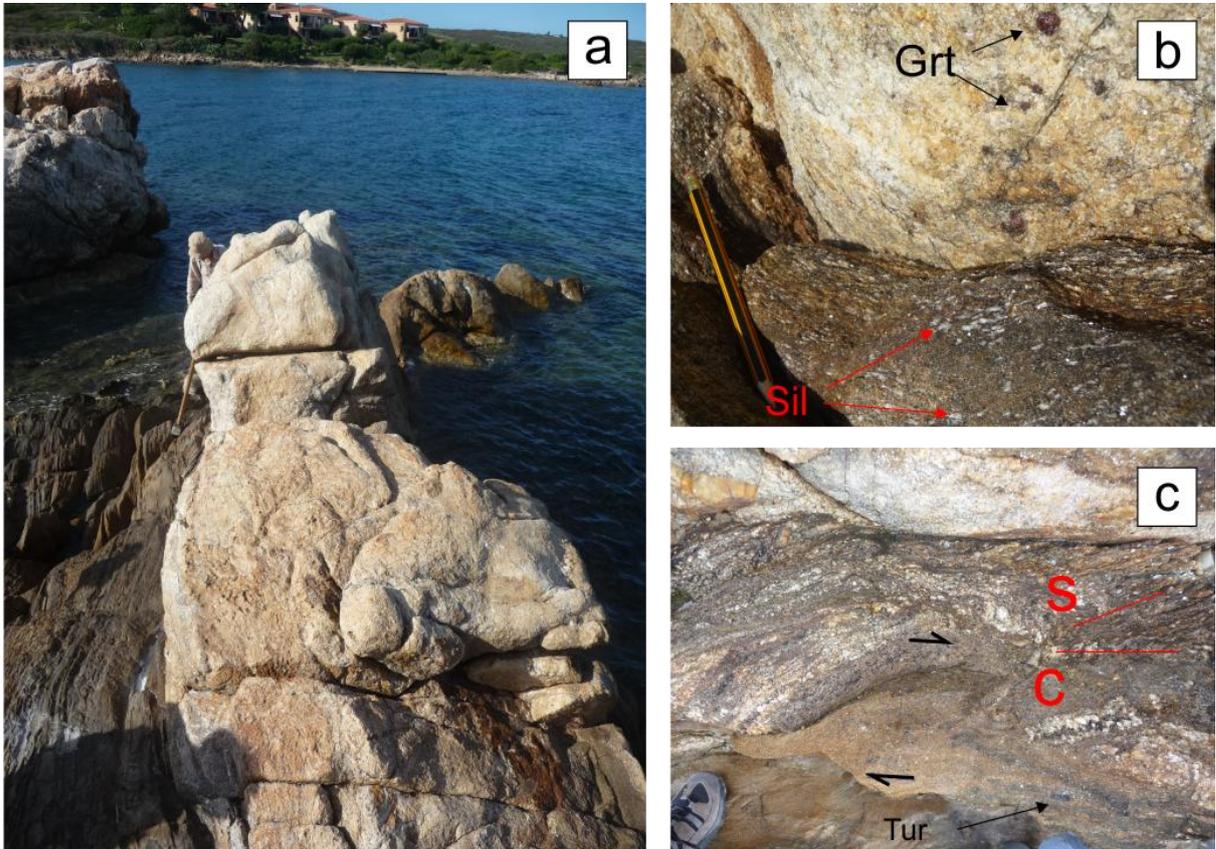


Fig. 4.17: Esempi di corpi leucocratici e dei vari tipi di contatti con le rocce ospitanti: a) corpo leucocratico allungato secondo la scistosità all'interno dei paragneiss in località Punta Bados; b) contatto netto e concordante tra corpo leucocratico a granato e paragneiss, marcato da noduli di sillimanite; c) contatto marcato da una fascia milonitica decimetrica con evidenti strutture S-C che indicano taglio destro. Sono presenti inoltre cristalli centimetrici di tormalina. Grt = granato; Tur = tormalina; Sil = sillimanite.

5 Petrografia

L'analisi mineralogica e petrografica è stata condotta su circa 300 campioni prelevati da tutte le litologie affioranti nel tratto costiero compreso tra Pittulongu e Sos Aranzos, e nell'area di Porto Ottiolu. Da ciascun campione sono state realizzate una o più sezioni sottili per lo studio petrografico e microstrutturale tramite microscopio ottico polarizzatore e microscopio elettronico a scansione (SEM). Le sezioni ritenute più rappresentative sono state inoltre analizzate in microsonda elettronica (EMP) presso i laboratori dell'Institut für Mineralogie und Kristallchemie dell'Università di Stoccarda.

Nei campioni che esibivano strutturazioni quali foliazione e lineazioni, le sezioni sottili sono state realizzate secondo tagli orientati perpendicolarmente alla foliazione e parallelamente alla lineazione e, per alcuni campioni, delle ulteriori sezioni perpendicolari alla lineazione.

Stime modali di tipo qualitativo sono state integrate con stime basate sull'analisi di immagini in back scattered electrons (BSE), tramite il programma "ImageJ". Tali stime sono influenzate da diversi fattori il più importante dei quali consiste nella forte disomogeneità dei campioni spesso caratterizzati da microdomini a diversa abbondanza di quarzo e feldspati.

Di seguito verranno descritte le caratteristiche mineralogiche, petrografiche e microstrutturali delle litologie affioranti nell'area della tesi. Le abbreviazioni dei minerali utilizzate in questa tesi sono di Fettes & Desmons (2007).

5.1 Porto Ottiolu

5.1.1 Migmatiti paraderivate

Le migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu sono costituite da lenti decametriche all'interno degli ortogneiss migmatitici. Sul terreno è stata osservata una certa variabilità nella composizione e nella grana dei leucosomi, che è stata confermata dall'analisi petrografica.

I leucosomi, di composizione tonalitica (Fig. 5.1), sono costituiti da quarzo (35-45%), plagioclasio (40-60%), biotite (2-7%), muscovite (3-12%), sillimanite (0-2%) (Tab. 5.1). Sono inoltre presenti, in quantità esigue, K-feldspato, cianite e fasi accessorie quali zirconio, monazite, apatite e ilmenite. Quarzo e plagioclasio formano una matrice di cristalli anedrali (talvolta il plagioclasio è subedrale) di grana omogenea all'interno di uno stesso leucosoma, ma variabile tra un leucosoma e l'altro; si osservano infatti leucosomi a grana più fine (dimensione media dei cristalli 0.5 mm) e altri a grana più grossolana (media 2-3 mm) (Fig. 5.2a,b). Il plagioclasio ha composizione intermedia tra oligoclasio e andesina, non appare zonato, spesso è alterato; al suo interno si osservano rari inclusi di quarzo, sovracrescite di muscovite e rarissimi cristalli di cianite. La biotite è presente in quantità variabili in cristalli subedrali di dimensioni inferiori a 0.5 mm, talvolta alterati in clorite; è generalmente priva di orientazioni preferenziali ad eccezione della debole orientazione esibita da sezioni sottili tagliate in prossimità del contatto col mesosoma. La muscovite, più frequente della biotite, si trova in cristalli di dimensioni variabili, da micrometrici a millimetrici, generalmente anedrali e non orientati; i cristalli più piccoli sono contenuti nel plagioclasio o a contatto con esso e spesso esibiscono intercrescite con il quarzo a formare strutture tipo simplettiti. Queste

strutture già descritte in letteratura (Brown, 2002; Peterman & Grove, 2010) sono interpretate come il prodotto di reazioni retrograde incomplete che producono quarzo e muscovite a spese del K-feldspato (Fig. 5.2a).

Tab. 5.1: Stime modali (vol. %) dei minerali delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu.

Campione		Località	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Ms	Sil
BD193	Leucosoma	Porto Ottiolu	35		45	6	12	2
BD195L	Leucosoma	Porto Ottiolu	35	tracce	55	5	3	2
BD199L	Leucosoma	Porto Ottiolu	45		45	3	7	
BD201L	Leucosoma	Porto Ottiolu	45		50	tracce	5	
BD202L	Leucosoma	Porto Ottiolu	45		50	2	3	
BD203a	Leucosoma	Porto Ottiolu	40		55	2	3	
BD204L	Leucosoma	Porto Ottiolu	35		60	2	3	
BD195M	Mesosoma	Porto Ottiolu	40		20	30	8	2
BD196	Mesosoma	Porto Ottiolu	50		20	25	5	
BD199M	Mesosoma	Porto Ottiolu	35		25	25	12	3
BD201M	Mesosoma	Porto Ottiolu	20		30	30	15	5
BD203b	Mesosoma	Porto Ottiolu	25	tracce	30	25	15	5
BD205M	Mesosoma	Porto Ottiolu	30		25	40	5	tracce

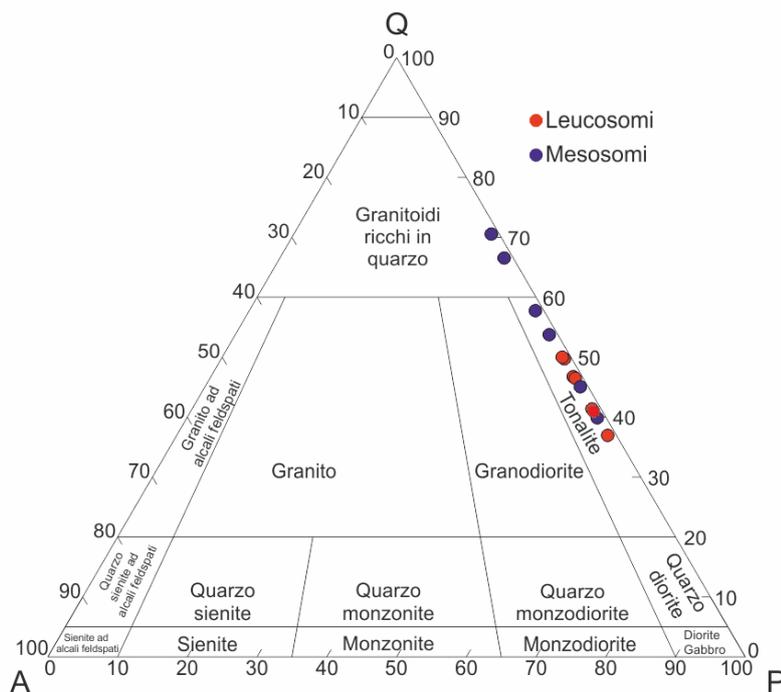


Fig. 5.1: Classificazione delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu nel diagramma di Streckeisen (1976).

Il K-feldspato è raro, di piccole dimensioni e generalmente alterato; tali caratteristiche lo portano ad essere difficilmente riconoscibile in sezione sottile perciò il suo contenuto potrebbe essere talvolta sottostimato. La sillimanite nei leucosomi è rara; si sviluppa in varietà fibrolitica, formando trails debolmente orientati e discontinui, generalmente a contatto con i fillosilicati. Fra i minerali accessori la fase più frequente è l'apatite, in cristalli

di forma tondeggiante, distribuiti omogeneamente nella matrice della roccia. Zircone e monazite sono rari, hanno dimensioni inferiori ai 50 μm e abito euedrale. L'ilmenite è concentrata prevalentemente in prossimità o all'interno di cristalli di biotite cloritizzata.

I mesosomi sono costituiti dalle stesse fasi mineralogiche ma con differenti abbondanze modali (Tab. 5.1); l'assenza di K-feldspato li porta comunque a ricadere nel campo delle tonaliti ad eccezione di due campioni che, dato l'elevato contenuto di biotite (esclusa dalla normalizzazione a cento) e la maggiore abbondanza di quarzo rispetto al plagioclasio, ricadono nel campo dei granitoidi ricchi in quarzo (Fig. 5.1). I costituenti principali sono quarzo (20-50%), plagioclasio (15-30%), biotite (30-60%), muscovite (5-15%), sillimanite (<5%). I minerali accessori sono i medesimi osservati nei leucosomi, ma la loro abbondanza e dimensione media sono maggiori.

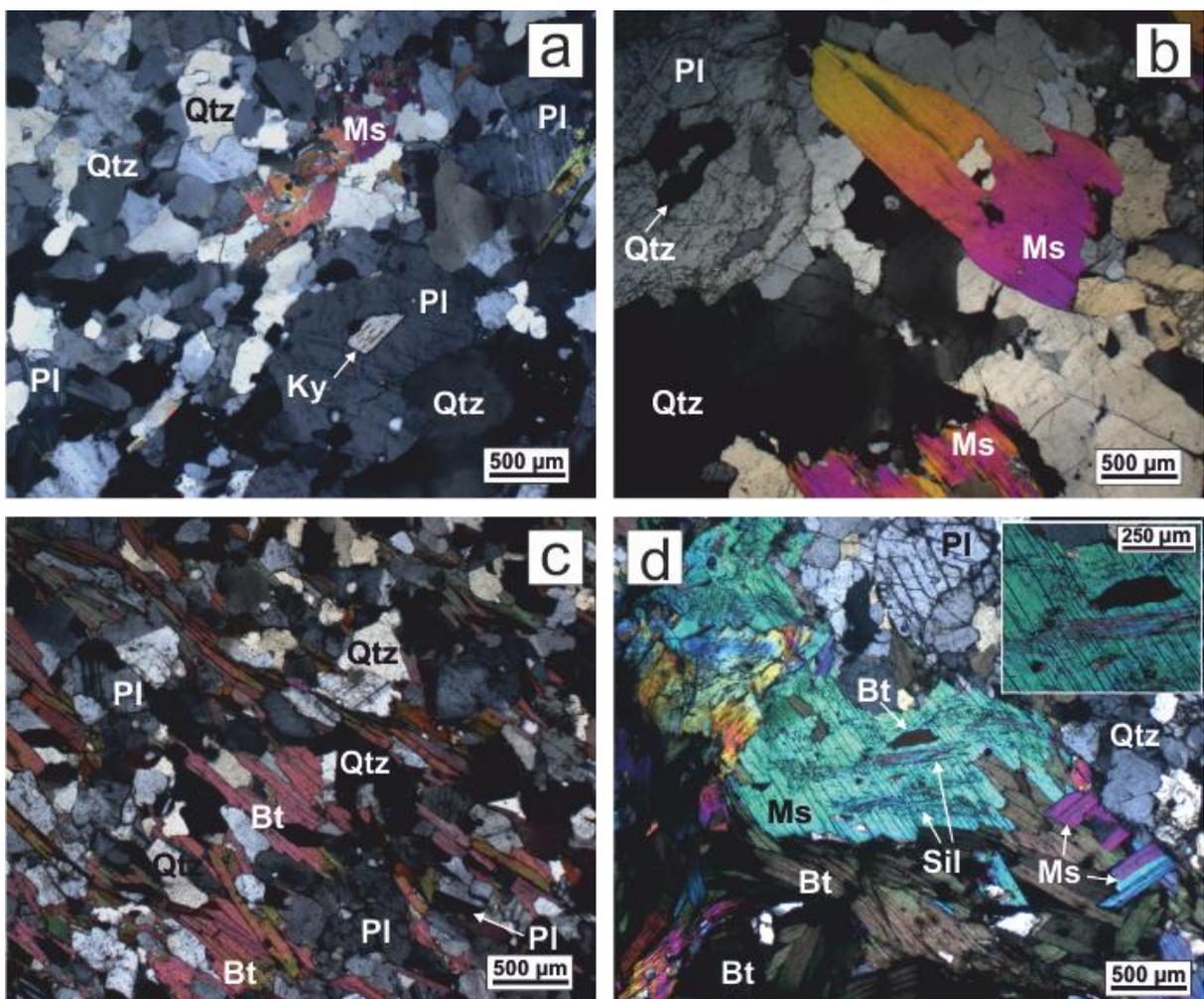


Fig. 5.2: Microfotografie di sezioni sottili delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. a) leucosoma grana medio-fine. Si osservano il relitto di cianite all'interno del plagioclasio e la muscovite con simplettili di quarzo (BD199a, NI); b) leucosoma a grana grossolana con muscovite millimetrica (BD203a, NI); c) mesosoma caratterizzato da abbondante biotite orientata alternata a cristalli di quarzo e plagioclasio (BD205M, NI); mesosoma caratterizzato dalla forte concentrazione di biotite e muscovite. All'interno della muscovite si osservano sottili aghi di sillimanite orientata e piccoli cristalli di biotite (BD201, NI).

I mesosomi sono fortemente disomogenei, in quanto caratterizzati da alternanze di differenti domini, generalmente suddivisi in bande di spessore costante parallele alla scistosità. All'interno di una stessa sezione sottile è possibile osservare:

i) livelli ricchi in biotite e quarzo (che arrivano a formare l'80% del volume totale), a grana molto fine (mediamente <0.5 mm), con muscovite quasi assente e quantità variabili di plagioclasio (Fig. 5.2c). In questi livelli la biotite è sempre fortemente orientata e anche il quarzo talvolta presenta abito allungato parallelamente alla scistosità. La muscovite si sviluppa in cristalli sottili e allungati secondo la scistosità, generalmente a contatto con la biotite. Alcuni di questi livelli sono caratterizzati da sillimanite orientata;

ii) livelli ricchi in biotite e muscovite, caratterizzati da una grana più grossolana e dalla presenza di abbondante sillimanite, spesso situati al contatto con i leucosomi. Questi livelli presentano una scistosità marcata dall'allungamento di biotite e sillimanite, mentre la muscovite è generalmente discordante e spesso contiene al suo interno relitti di sillimanite, in forma di sottili aghi orientati (Fig. 5.2d). Le fasi accessorie sono molto diffuse, soprattutto zirconio, situato in prevalenza all'interno della biotite, e apatite.

5.1.2 *Ortogneiss migmatitici*

Come già sottolineato nel capitolo 3, queste rocce sono caratterizzate dalla presenza di varie tipologie di leucosomi, suddivise sulla base del loro assetto strutturale. I diversi tipi di leucosomi (ptigmatici, orientati secondo la scistosità, leucosomi che tagliano la scistosità e leucosomi in zona di shear) presentano caratteristiche petrografiche simili tra loro per mineralogia e struttura, mentre differiscono leggermente per quanto riguarda la moda (Tab. 5.2). Sono state notate infatti lievi differenze per quanto riguarda il contenuto di quarzo ed il rapporto tra feldspati. Nonostante ciò, non si ritiene possibile discriminare i leucosomi sulla base di tali differenze in quanto all'interno di uno stesso leucosoma si osservano domini più ricchi in plagioclasio e altri più ricchi in K-feldspato. Sia i leucosomi che i mesosomi ricadono nel campo delle granodioriti o dei monzograniti ad eccezione di un solo campione, proveniente da un leucosoma a tasca (BD34) che, in virtù dell'elevato contenuto di K-feldspato, ricade nel campo dei sienograniti (Fig. 5.3).

I leucosomi sono costituiti prevalentemente da quarzo (25-35%), plagioclasio (20-40%), K-feldspato (15-40%), biotite (4-10%), muscovite (1-3%), e granato (<4%). Sono presenti inoltre quantità minori di clorite, zirconio, monazite, apatite e ilmenite. I leucosomi sono caratterizzati da grana media (cristalli mediamente di 1-2 mm) e piuttosto omogenea, ad eccezione dei fillosilicati, generalmente sub-millimetrici. Il quarzo è contenuto prevalentemente in forma di porfiroblasti anedrali con estinzione ondulata, ma sono presenti anche frequenti inclusioni subedrali all'interno dei feldspati. Il K-feldspato tende a concentrarsi in micro-domini formati da cristalli di grosse dimensioni, generalmente anedrali e ricchi di smescolamenti perititici; la maggiore abbondanza si riscontra nei leucosomi a tasca (BD34) all'interno dei quali può raggiungere il 40%. Il plagioclasio costituisce, nella maggior parte dei leucosomi, il componente principale; le percentuali maggiori si riscontrano nei leucosomi ptigmatici (BD32) e in quelli in zona di shear (BD47). Forma cristalli subedrali o anedrali, la cui composizione è intermedia tra oligoclasio e andesina, talvolta debolmente zonati (cuore più anortitico) e spesso alterati. Intorno ai porfiroblasti di plagioclasio sono spesso presenti sottili bordi. Nella matrice si riconoscono microdomini isolati a grana fine formati da agglomerati di quarzo e feldspati, spesso caratterizzati dalla presenza di mirmekiti

(Fig. 5.4a). Queste ultime, insieme ai contatti irregolari tra quarzo e feldspati prodotti da rientranze e protrusioni tra i cristalli (Fig. 5.4b), ai sottili film di albite al contatto tra plagioclasio e K-feldspato sono indicate da vari autori (Sawyer, 1999; 2001; Hasalová et al., 2008 e bibliografia) come microstrutture indicatrici della presenza di melt. Sono stati osservati inoltre sottili films di quarzo interstiziale tra i feldspati (e viceversa) noti in letteratura come *melt pseudomorphs* (Clemens & Holness, 2000; Brown, 2001; Holness & Sawyer, 2008) o *pseudomorphs after melt* (Marchildon & Brown, 2002) e interpretati come ulteriori evidenze della presenza di fuso.

Tab. 5.2: Stime modali (vol. %) dei minerali degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu.

Stime modali ortogneiss migmatitici								
Campione		Località	Qtz	Kfs	Pl	Grt	Bt	Ms
BD32	Leucosoma	Porto Ottiolu	30	20	40	tracce	8	2
BD34	Leucosoma	Porto Ottiolu	30	40	20		8	2
BD47	Leucosoma	Porto Ottiolu	25	15	45		12	3
BD39L	Leucosoma	Porto Ottiolu	30	40	25		4	1
BD198	Leucosoma	Porto Ottiolu	35	35	25		4	1
CP85	Leucosoma	Porto Ottiolu	35	20	35	4	2	4
CP86	Mesosoma	Porto Ottiolu	35	25	30	4	3	3
BD39M	Mesosoma	Porto Ottiolu	30	20	35		15	tracce
BD197	Mesosoma	Porto Ottiolu	30	15	40		15	tracce

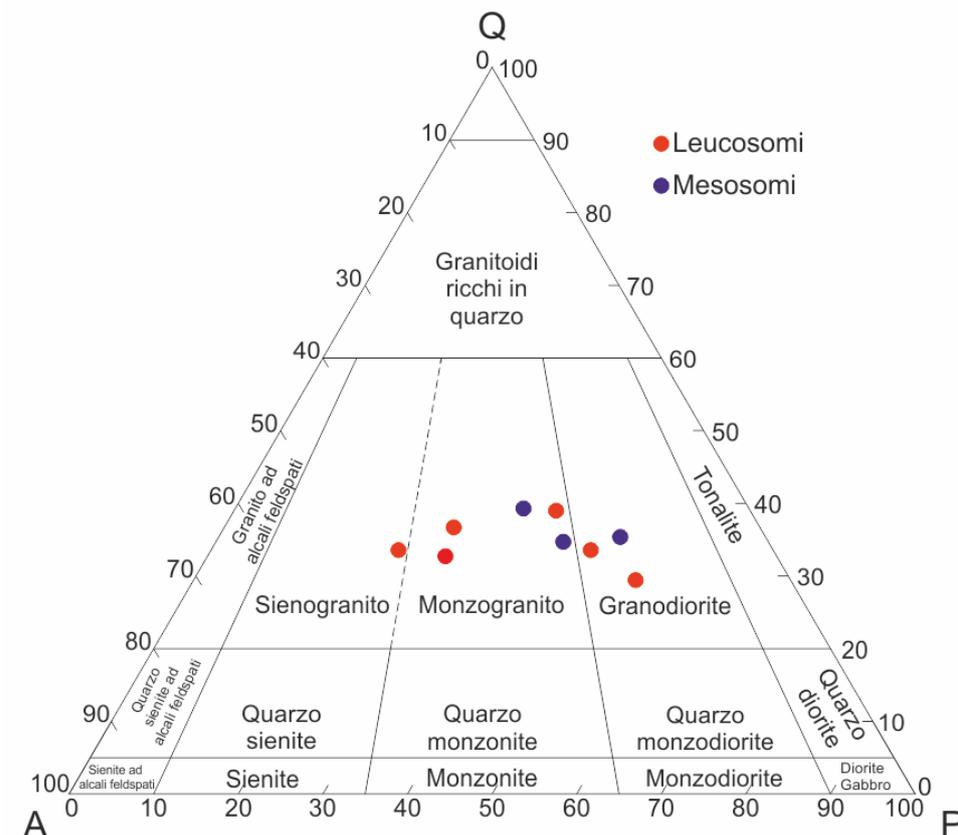


Fig. 5.3: Classificazione degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu nel diagramma di Streckeisen (1976).

La biotite è dispersa nella matrice quarzo-feldspatica, in forma di cristalli di dimensioni inferiori al millimetro, generalmente subedrali e privi di orientazione. Solo localmente, in prossimità del contatto tra leucosoma e mesosoma, si osservano sottili trails orientati. La muscovite forma rari cristalli di piccole dimensioni, totalmente anedrali e con evidenti bordi di reazione, generalmente situati a contatto con tra plagioclasio e K-feldspato. Il granato è stato rilevato solamente in due campioni; forma cristalli sub-millimetrici, euedrali, fortemente fratturati e con rari inclusi. Lo zirconio è presente in piccoli cristalli euedrali, concentrati prevalentemente all'interno della biotite. L'apatite è ubiquitaria; si trova in prevalenza a contatto o in prossimità della biotite ma non è raro trovarla all'interno o a contatto dei feldspati. L'ilmenite è generalmente concentrata in prossimità o all'interno della biotite, soprattutto ove quest'ultima è alterata in clorite.

Il mesosoma è caratterizzato dalla stessa paragenesi e da abbondanze modali differenti. In particolare si nota un incremento della biotite (fino al 15%) e una lieve diminuzione di K-feldspato e muscovite (talvolta assente). Si riscontrano inoltre un maggiore contenuto e una maggiore dimensione delle fasi accessorie, in particolare zirconio e ilmenite. I mesosomi hanno grana media, talvolta leggermente superiore a quella dei leucosomi. Questa caratteristica è insolita in quanto riscontrata esclusivamente in questa località. Quarzo e feldspati hanno caratteristiche simili a quelle osservate nei leucosomi; sono generalmente anedrali o subedrali e di dimensioni omogenee, ad eccezione di piccole tasche, livelli o microdomini a grana molto fine. La biotite è presente in porfiroblasti subedrali di dimensioni superiori al millimetro, solitamente concentrati in sottili trails o isolati nella matrice, e allungati secondo la scistosità (Fig. 5.4c). La muscovite è ancor più rara che nei leucosomi, e generalmente cresce in piccoli cristalli a spese del plagioclasio; si osservano inoltre relitti di dimensioni <100 µm inclusi nella biotite (Fig. 5.4d).

Il granato è presente in quantità esigue, in cristalli euedrali debolmente fratturati e privi di inclusi ed è stato osservato in un solo campione di mesosoma (MI86) prelevato in prossimità di un leucosoma a granato. Le fasi accessorie presentano caratteristiche simili a quelle osservate nei leucosomi per quanto riguarda la localizzazione microstrutturale e l'abito dei cristalli.

Sono state condotte analisi in spettroscopia micro-Raman al fine di individuare eventuali fasi di alta pressione (onfacite, coesite, diamante) incluse negli zirconi. Sono stati osservati apatite, K-feldspato e rara muscovite, mentre non sono state riscontrate fasi di alta pressione.

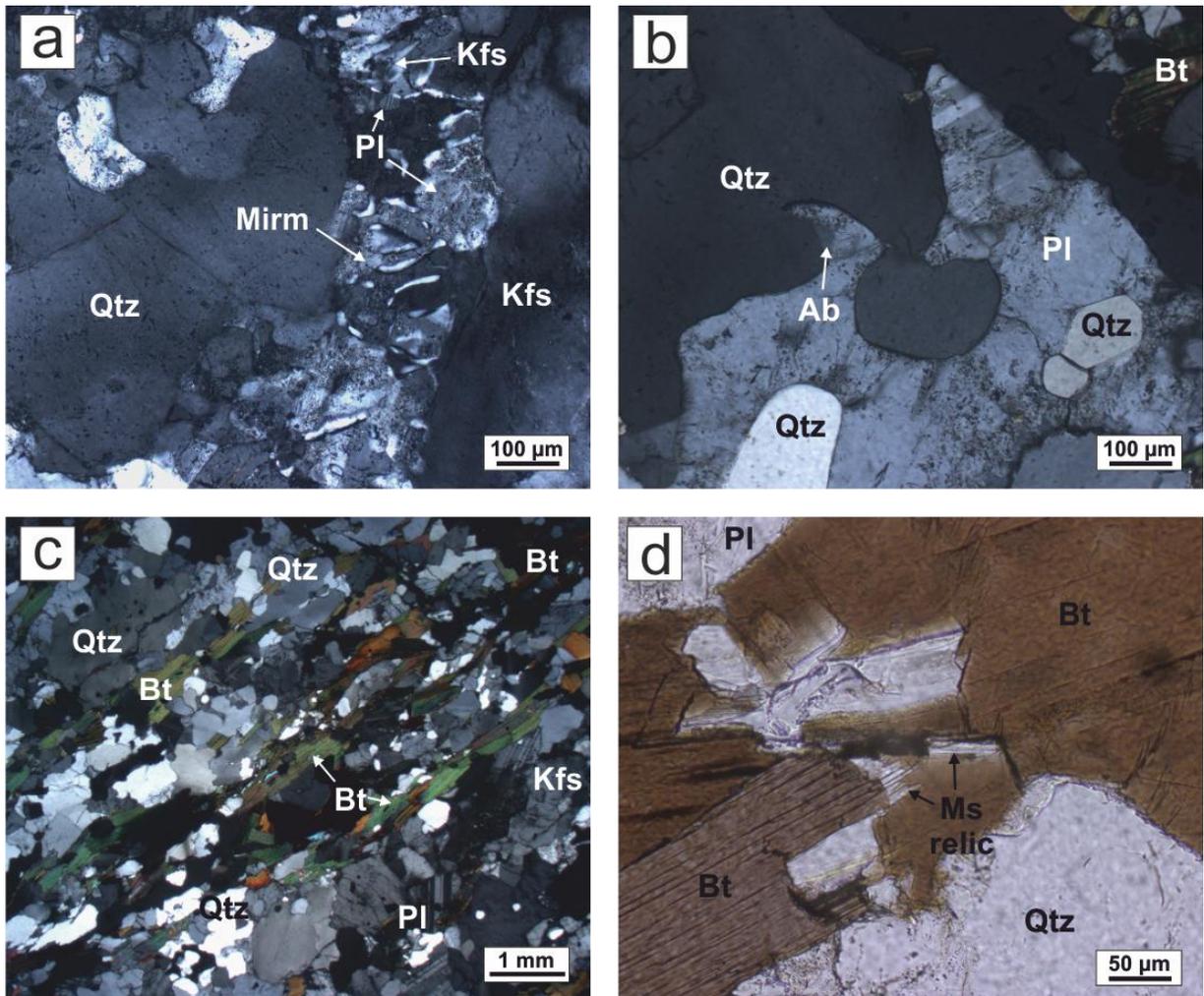


Fig. 5.4: Microfotografie di sezioni sottili degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu. a) livello a Pl + Qtz + Kfs a grana fine e interessato da abbondanti mirmekiti, tra due porfiroclasti millimetrici (leucosoma BD39L, NI); b) contatto irregolare tra plagioclasio, localmente bordato di albite, e quarzo (leucosoma BD39L, NI); c) porfiroblasti di biotite orientata in un campione di mesosoma (mesosoma BD39M, NI). d) relitti di muscovite all'interno della muscovite (mesosoma BD39M, NP).

5.1.3 Leucogranito a granato di Porto Ottiolu

Il leucogranito è costituito da una matrice quarzo-feldspatica a grana media grossolana (dimensione media dei cristalli 1-2 mm, Fig. 5.5a) formata da quarzo (30-35%), K-feldspato (30-35%), plagioclasio (20-25%), biotite (<5%) e granato (5%). Sono inoltre presenti quantità minori di muscovite e clorite e fasi accessorie quali zirconio, monazite e rarissima apatite. La stima delle abbondanze modali è complicata dal fatto che quarzo e feldspati non sono distribuiti omogeneamente all'interno della sezione; si osservano infatti locali concentrazioni di K-feldspato o di plagioclasio e domini che invece contengono quarzo e feldspati in rapporto 1:1:1. Il quarzo forma cristalli anedrali con estinzione ondulata e talvolta allungati nella direzione della debole scistosità riscontrata sul terreno. Il K-feldspato (microclino, con geminazioni a graticcio) è anedrale, zonato e ricco di smescolamenti peritici ed è generalmente alterato in sericite; al suo interno sono frequenti inclusioni tondeggianti di quarzo. Il plagioclasio ha composizione oligoclasica è spesso fortemente alterato e talvolta mostra deboli zonature composizionali. Sono frequenti strutture mirmechitiche e sottili bordi albitici al contatto tra plagioclasio e K-feldspato. La biotite forma cristalli subedrali

dispersi nella matrice, debolmente orientati e spesso cloritizzati; l'assenza di trails o aggregati di cristalli orientati rende più difficile osservare tale orientazione. Sottili cristalli di biotite si osservano anche lungo le fratture del granato. Il granato è presente in cristalli di dimensioni variabili da 100 μm a 2-3 mm, generalmente euedrali (raramente anedrali) e fratturati, con inclusi micrometrici di zirconio, apatite e monazite. La muscovite si rinviene in cristalli sottili e allungati dispersi nella matrice e privi di orientazione preferenziale. Sono presenti anche cristalli anedrali con smescolamenti di quarzo che si formano a spese del plagioclasio e che spesso si sviluppano in prossimità delle mirmekiti o a contatto con il K-feldspato (Fig. 5.5b).

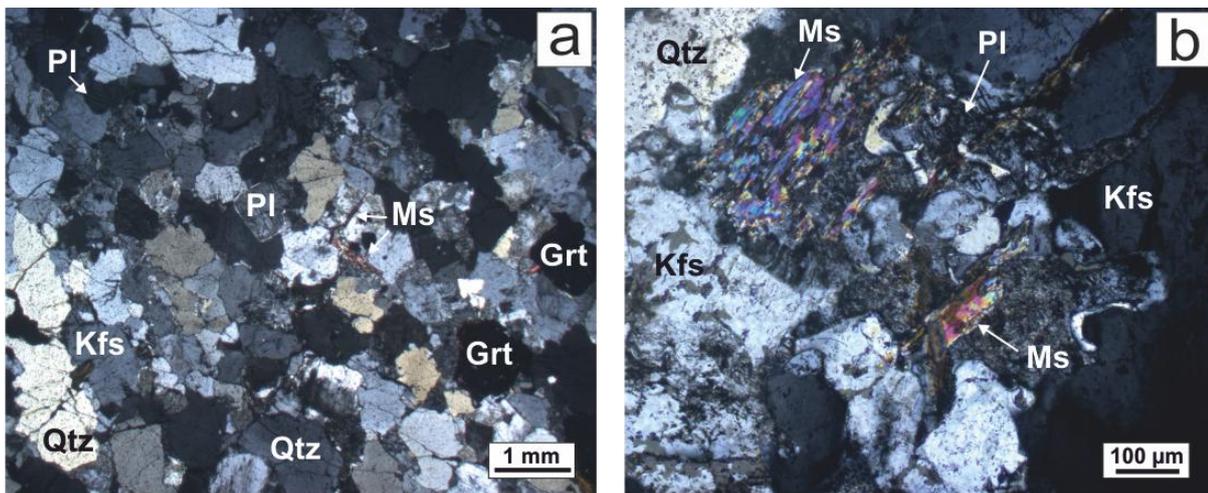


Fig. 5.5: Microfotografie del leucogranito a granato di Porto Ottiolu (BD28 NI): a) tessitura della matrice quarzo-feldspatica con granati millimetrici. Si osserva un debole allungamento del quarzo; b) muscovite anedrale associata a quarzo e plagioclasio.

5.2 Pittulongu - Punta Sirenella - Sos Aranzos

5.2.1 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite

Le migmatiti paraderivate affioranti nell'area compresa tra Pittulongu e Sos Aranzos sono caratterizzate da mesosomi che hanno registrato una forte impronta milonitica e leucosomi fortemente piegati e deformati. Il volume dei leucosomi, non equiparabile al volume di melt prodotto durante l'anatessi (Kriegsman, 2001), è stimato intorno al 5% (fino a 10% in piccoli affioramenti di migmatiti stromatitiche). Le abbondanze modali dei minerali nei leucosomi e nei mesosomi sono riportate in tabella 5.3. Dal diagramma di Streckeisen (1976) si evince il carattere tonalitico di queste rocce (Fig. 5.6).

Tab. 5.3: Stime modali (vol. %) dei minerali delle migmatiti a cianite e sillimanite affioranti nel settore costiero compreso tra Punta Sirenella a sud e Sos Aranzos a nord.

Stime modali migmatiti a cianite									
Campione	Località	Qtz	Kfs	Pl	Grt	Bt	Ms	Ky	Sil
BD1	Leucosoma	P.ta Sirenella	40	tracce	55		4	1	
BD2	Leucosoma	P.ta Sirenella	40	tracce	55		3	2	
BD50	Leucosoma	Cala Libeccio	40	1	45		5	1	4
BD52	Leucosoma	Cala Libeccio	45	1	40	tracce	5	1	3
BD69L	Leucosoma	Sos Aranzos	45		50		3	1	1
BD53M	Mesosoma	Cala Libeccio	30	2	25		25	15	5
BD60	Mesosoma	P.ta Sirenella	40		40		10	2	8
BD68	Mesosoma	Sos Aranzos	35	2	30	tracce	25	3	
BD69M	Mesosoma	Sos Aranzos	40	2	30		25	3	

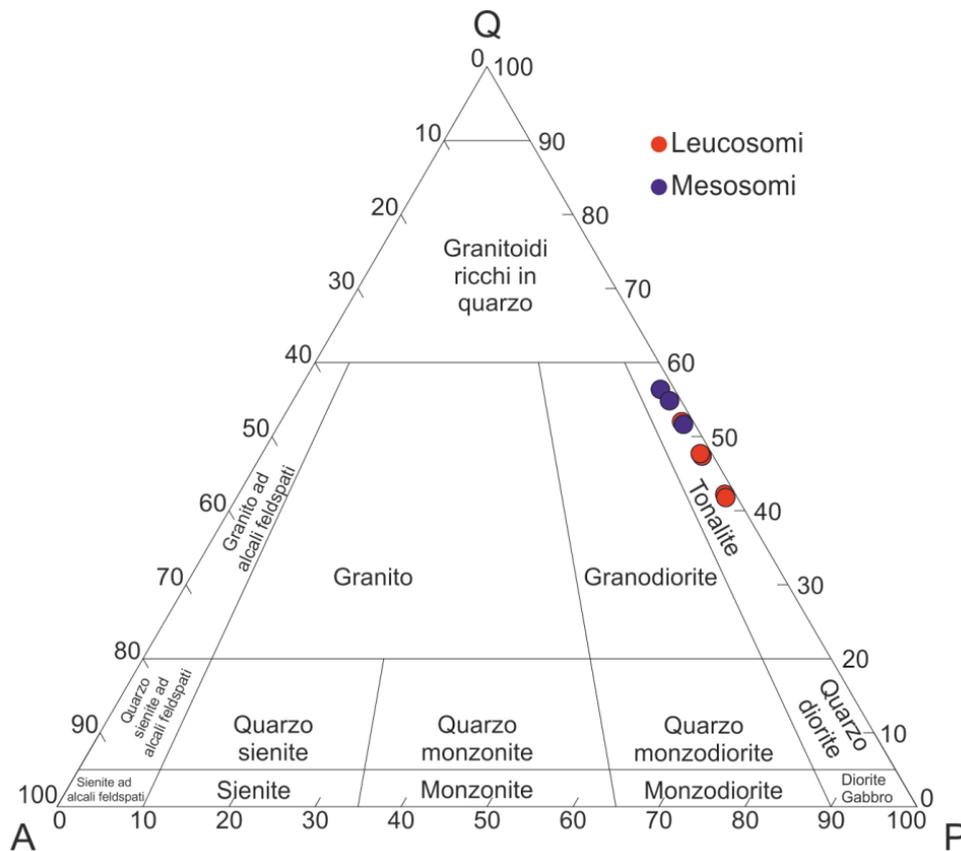


Fig. 5.6: Classificazione delle migmatiti a cianite e sillimanite di Punta Sirenella, nel diagramma di Streckeisen (1976).

I leucosomi sono generalmente caratterizzati da una grana grossolana ma disomogenea; si osservano infatti microdomini costituiti da porfiroclasti di plagioclasio (e in minor misura quarzo) che possono superare il centimetro, intercalati con livelli a grana più fine, formati in prevalenza da quarzo, che sembrano il prodotto di melt interstiziale cristallizzato (*melt pseudomorphs*, Fig. 5.7a). La paragenesi è costituita da quarzo (40-45%), plagioclasio (40-

55%), biotite (3-5%), muscovite (1-2%), sillimanite e talvolta cianite e granato. Il plagioclasio di composizione albite-oligoclasio è generalmente subedrale (raramente euedrale) e talvolta debolmente zonato con il cuore più anortitico ma comunque oligoclasico. Le dimensioni sono variabili da poche decine di micron fino ad 1 cm. Sono frequenti le alterazioni in sericite e altri fillosilicati (soprattutto muscovite), più evidenti al cuore. A volte si osservano sottili bordini di composizione albitica. Il quarzo è anedrale e mostra sempre estinzione ondulata. Può formare sia grossi porfiroblasti, talvolta contenenti piccoli inclusi feldspatici, sia agglomerati di piccoli cristalli associati al plagioclasio e raramente al K-feldspato. I rapporti modal tra quarzo e plagioclasio mostrano notevoli variazioni anche all'interno di una stessa sezione sottile, con domini più ricchi nell'uno o nell'altro minerale. La biotite è subedrale, generalmente orientata e spesso è alterata in clorite. La muscovite è presente in tutti i campioni, in quantità variabili. È quasi sempre associata ai trails di biotite, ma è presente anche in cristalli isolati privi di orientazione preferenziale ("late cross-cutting muscovite"). Nei campioni contenenti cianite si osserva anche muscovite retrograda che sostituisce parzialmente la cianite stessa, formando corone attorno ad essa (Fig. 5.7b). Il K-feldspato è molto raro; è stato osservato in forma di piccoli cristalli all'interno di domini microcristallini e, ancor più di rado, in piccoli porfiroblasti sub-millimetrici. La cianite è presente ma non ubiquitaria; è stata infatti rilevata solo nei campioni provenienti dall'area di Punta Sirenella, in particolare a nord, al contatto con le migmatiti ad anfibolo e a sud, verso Cala Libeccio dove può formare cristalli di dimensioni che arrivano al millimetro (Fig. 5.7b). La sillimanite si sviluppa nella varietà fibrolite (Fig. 5.7c), a volte a spese del plagioclasio, altre all'interno della muscovite nella quale forma aggregati che talvolta hanno disposizione radiale. I minerali accessori sono costituiti prevalentemente da apatite subedrale, di dimensioni da 20 a 500 μm e da zircone, meno frequente, euedrale e spesso incluso nella biotite; molto più rari sono monazite, titanite e rutilo. All'interno dei leucosomi si riconoscono raramente *melt pseudomorphs*, costituiti generalmente da sottili film di quarzo tra grossi porfiroblasti di plagioclasio, rari punti tripli tra i porfiroblasti, sottili bordi albitici intorno al plagioclasio e golfi e protuberanze tra quarzo e plagioclasio che indicano la cristallizzazione di melt.

I mesosomi sono caratterizzati dalla stessa paragenesi dei leucosomi, ma con differenti abbondanze modal. Si osserva in particolare un incremento del contenuto di fillosilicati e sillimanite. La grana è medio-fine con dimensione dei cristalli generalmente inferiore al millimetro ad eccezione di biotite e muscovite che lungo la direzione di allungamento possono superare i 2 mm. I minerali presenti sono quarzo (30-40%), plagioclasio (25-40%), biotite (10-25%), muscovite (2-15%) e sillimanite (0-8%). Localmente si osservano anche K-feldspato (raro), granato e clorite prodotta dall'alterazione della biotite. Le fasi accessorie sono costituite prevalentemente da apatite e zircone, mentre titanite, rutilo, e monazite sono molto rari. Il quarzo è presente in cristalli di dimensioni variabili, anedrali, fratturati e talvolta allungati secondo la scistosità. Il plagioclasio, oligoclasico, è subedrale o anedrale, spesso fortemente sericitizzato e/o parzialmente sostituito da muscovite e generalmente non zonato. Muscovite e biotite sono generalmente associate a formare sottili trails allungati, ma la muscovite si trova anche in cristalli di maggiori dimensioni (circa 1 mm), di abito tozzo e orientati in direzioni casuali. Questi cristalli, che spesso includono al loro interno biotite e

muscovite precedente, sono il prodotto di metamorfismo retrogrado successivo all'evento di shear. La biotite è spesso cloritizzata, in particolare negli affioramenti a sud di Punta Sirenella dove la clorite conferisce alla roccia un colore verdastro. La sillimanite (fibrolite) costituisce trails allungati di spessore che superano il millimetro, spesso in concrescita con biotite e muscovite. La cianite è assente. Il K-feldspato è molto raro, di piccole dimensioni e fortemente alterato; per questi motivi è difficilmente riconoscibile al microscopio ottico. Il granato è raro nell'area di Punta Sirenella, dove si trova in pochi affioramenti, mentre è molto frequente a nord, nei pressi di Sos Aranzos, dove forma numerosi cristalli che possono superare il centimetro di diametro. In questi affioramenti il granato è presente sia nel leucosoma, sia nel mesosoma. I cristalli di maggiori dimensioni sono subedrali e ricchi di inclusi (Fig. 5.7d) mentre quelli più piccoli sono solitamente euedrali e privi di inclusi, spesso concentrati in aggregati (Fig. 5.7e). Lo zircone, più abbondante che nei leucosomi, è spesso incluso nella biotite e la sua presenza è evidenziata dalle aureole metamittiche prodotte dal decadimento radioattivo. L'apatite è generalmente situata a contatto con la biotite o col plagioclasio, ha forma tondeggianti, tozza o leggermente allungata. In un solo campione prelevato nel lato nord del promontorio di Cala Libeccio, adiacente ad una lente di metabasiti è stato trovato anche dell'anfibolo in cristalli quasi centimetrici. Si tratta di orneblenda verde, in cristalli anedrali che sembra si siano formati tardivamente in quanto inglobano cristalli di plagioclasio subedrali, quarzo e biotite (quest'ultima spesso alterata in clorite).

I fillosilicati fortemente orientati formano sottili trails alternati a domini sialici, formando così un clivaggio spaziato. Si riconoscono chiaramente strutture S-C a medio angolo ($\sim 25^\circ$) che bordano e avvolgono i microlithons formati dai minerali sialici (Fig. 5.7f). Il grado di deformazione è fortemente variabile anche alla scala della sezione sottile; si osservano infatti alternanze di sottili livelli (5-10 mm) più stressati (grana più fine, foliazione parallela, assenza di microlithons e S-C) e meno stressati (microlithons millimetrici, grana più grossolana e strutture S-C ben sviluppate). All'interno dei livelli leucocratici il quarzo è talvolta deformato e allungato secondo i piani C.

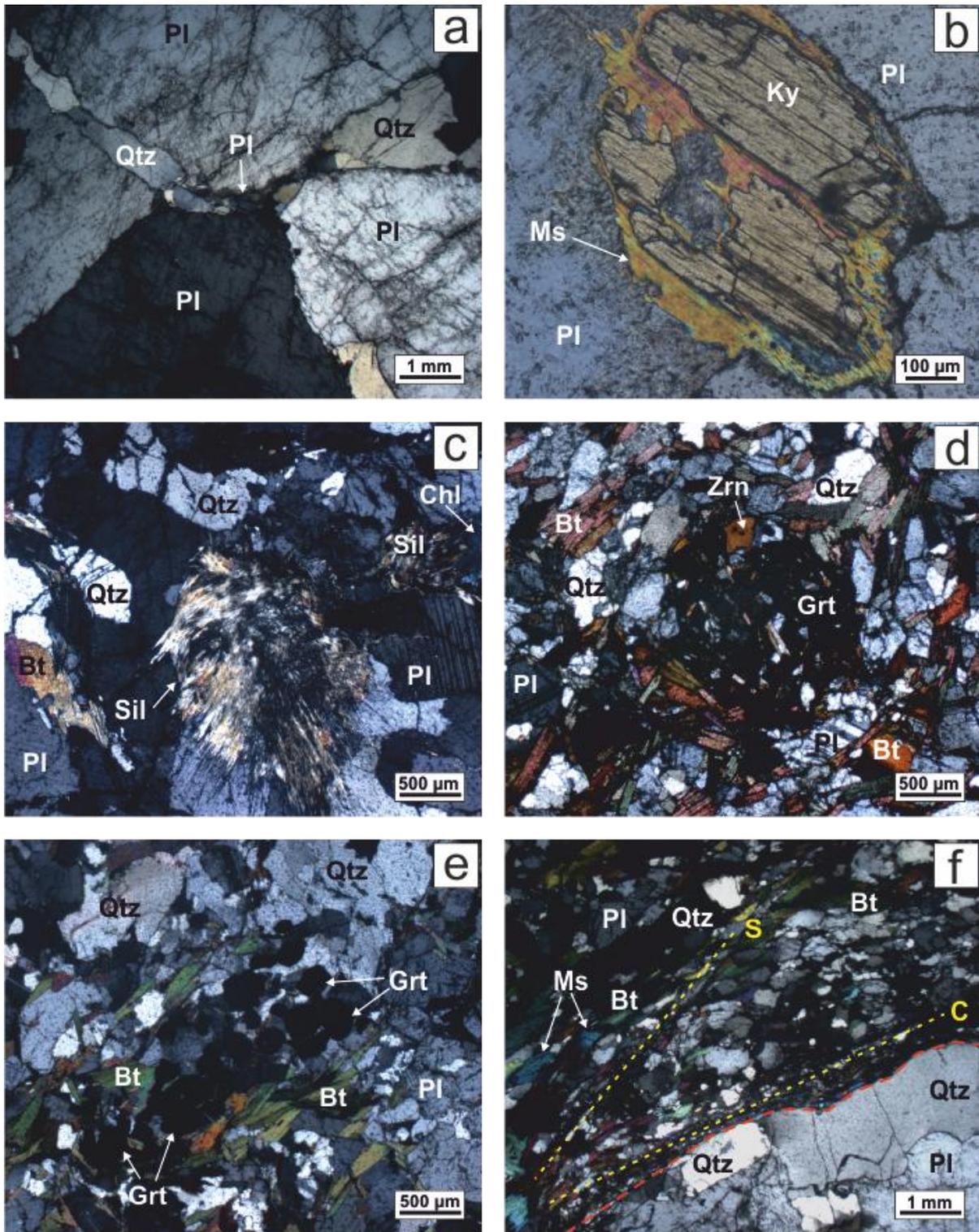


Fig. 5.7: Microfotografie di sezioni sottili di migmatiti paraderivate di Punta Sirenella-Sos Aranzos. a) *melt pseudomorph* costituito da grossi porfiroclasti di plagioclasio tra i quali cristallizza quarzo e subordinato plagioclasio (leucosoma BD53 L, Cala Libeccio, NI); b) relitto di cianite circondato da muscovite (leucosoma BD50, Cala Libeccio, NI); c) sillimanite fibrolitica all'interno di un leucosoma (BD52, Cala Libeccio, NI); d) granato millimetrico ricco di inclusi di biotite, plagioclasio e muscovite (mesosoma BD71M, Sos Aranzos, NI); e) cluster di granati euedrali, sub-millimetrici e privi di inclusi (mesosoma BD125M, Nodu Pianu, NI); f) contatto tra leucosoma (in basso) e mesosoma (in alto), marcato da una sottile fascia di fillosilicati. L'orientazione della biotite, all'interno del mesosoma, marca due distinte direzioni corrispondenti a piani S-C (mesosoma BD53M, Cala Libeccio, NI).

5.2.2 Paragneiss

I paragneiss sono caratterizzati da grana fine e da un elevato contenuto di fillosilicati fortemente orientati. La mineralogia è la stessa delle migmatiti a cianite e sillimanite. Sono costituiti da quarzo (30-40%), plagioclasio (10- 20%), biotite (30-45%), muscovite (5-10%), granato (0-5%) e sillimanite (5-20%). Cianite e K-feldspato non sono stati rilevati in nessun affioramento. Le fasi accessorie sono prevalentemente apatite e zirconio, ma anche rutilo, monazite ossidi e titanite. Il quarzo è spesso concentrato in layers a grana fine ma sono presenti anche cristalli di maggiori dimensioni, anedrali e spesso allungati secondo la scistosità. Il plagioclasio è oligoclasio ed è presente in cristalli subedrali di dimensioni inferiori al millimetro (media 400 μm), generalmente sericitizzati e fratturati. La biotite forma cristalli da sub-millimetrici a millimetrici associati in livelli orientati secondo la scistosità (Fig. 5.8a). La muscovite, meno abbondante rispetto alla biotite, può essere distinta su base strutturale in diversi tipi: muscovite orientata spesso associata ai trails biotitici, muscovite retrograda in cristalli privi di orientazione preferenziale (Fig. 5.8a) e muscovite che sostituisce la fibrolite e che talvolta ne preserva i relitti al suo interno. La sillimanite, in varietà fibrolite, forma sottili livelli costituiti da aghi allungati secondo la scistosità, associati ai livelli fillosilicatici. In alcuni affioramenti, presso Punta Bados, Cala Banana e più a sud Portu AINU, la sillimanite costituisce dei noduli che arrivano al centimetro, leggermente discordanti (10-15°) rispetto alla direzione marcata dalle miche. Tale discordanza, evidente sul terreno (Fig. 4.7), non è sempre osservabile in sezione sottile (Fig. 5.8a, b). La maggiore concentrazione di tali noduli si osserva solitamente al contatto tra paragneiss e corpi leucocratici quali quelli di Punta Bados. Gli zirconi sono localizzati prevalentemente in contatto o all'interno della biotite e possono raggiungere dimensioni ragguardevoli (fino a 300 μm). L'apatite è ubiquitaria ed è concentrata prevalentemente a contatto con plagioclasio e biotite.

Alcuni campioni di paragneiss mostrano caratteristiche peculiari e riconoscibili solo localmente. Gli affioramenti adiacenti alle lenti di metabasiti (Pittulongu, Cala Libeccio, Cala Banana) sono caratterizzati dalla presenza di anfiboli di dimensioni prossime al millimetro, anedrali e ricchi di inclusi, che in alcuni livelli possono raggiungere il 20% della roccia totale. I paragneiss a contatto con il corpo leucocratico a sud di Punta Bados presentano cristalli di tormalina centimetrici, subedrali, indeformati e non orientati, probabilmente prodotti tardivamente durante la messa in posto del corpo stesso.

In alcuni affioramenti (Punta Sirenella, Cala Banana) è stata riscontrata la presenza di livelli di spessore da centimetrico a metrico caratterizzati da una notevole concentrazione di biotite. Tra questi il campione prelevato a Cala Banana è il più rappresentativo (Fig. 5.8c); in sezione sottile la roccia è costituita da biotite fortemente orientata (oltre il 90%), quarzo (4-5%) e plagioclasio (2-3%). Da sottolineare l'elevato contenuto di accessori, anche di grosse dimensioni, costituiti soprattutto da zirconio, apatite e ossidi, ma anche monazite.

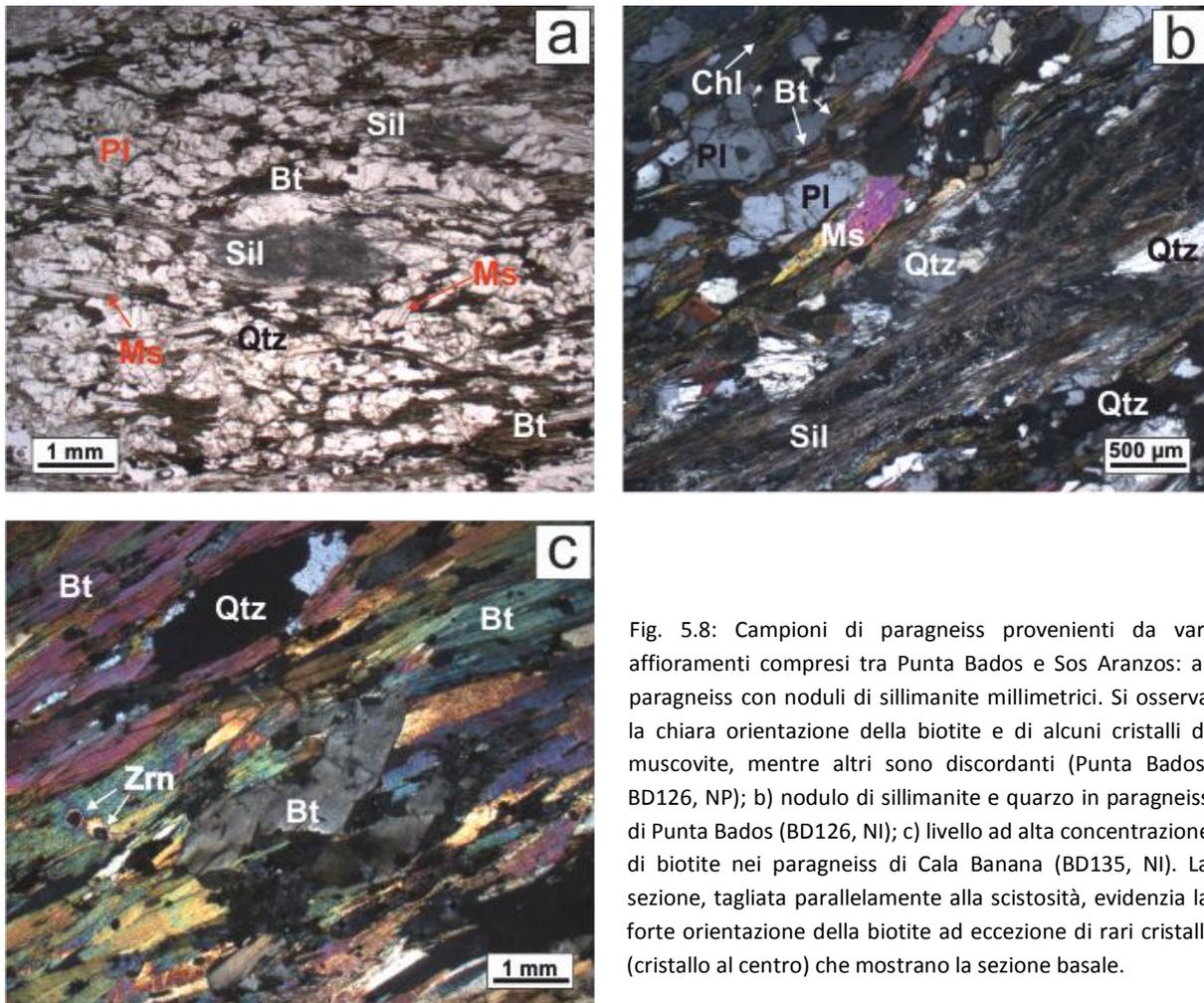


Fig. 5.8: Campioni di paragneiss provenienti da vari affioramenti compresi tra Punta Bados e Sos Aranzos: a) paragneiss con noduli di sillimanite millimetrici. Si osserva la chiara orientazione della biotite e di alcuni cristalli di muscovite, mentre altri sono discordanti (Punta Bados, BD126, NP); b) nodulo di sillimanite e quarzo in paragneiss di Punta Bados (BD126, NI); c) livello ad alta concentrazione di biotite nei paragneiss di Cala Banana (BD135, NI). La sezione, tagliata parallelamente alla scistosità, evidenzia la forte orientazione della biotite ad eccezione di rari cristalli (cristallo al centro) che mostrano la sezione basale.

5.2.3 Ortogneiss migmatitici

Punta Sirenella

Come descritto nel capitolo 3, l'affioramento di ortogneiss di Punta Sirenella è caratterizzato da porzioni francamente migmatitiche, all'interno delle quali si riconoscono segregazioni di melt ben distinte, e porzioni gneissiche, che non presentano leucosomi veri e propri ma locali alternanze di bande chiare e scure prodotte da una distribuzione discontinua dei feldspati (i.e. biotite). Sebbene entrambe le rocce costituiscano nel loro insieme l'ortogneiss migmatitico, per comodità espositiva, le prime verranno denominate migmatiti e le seconde ortogneiss.

Ortogneiss e migmatiti hanno caratteristiche petrografiche e microstrutturali molto simili. La paragenesi è costituita da quarzo (30-40%), K-feldspato (20-40%), plagioclasio (20-40%), biotite (4-10%), muscovite (0-2%) e granato (0-4%) (Tab. 5.4). Nel diagramma di Streckeisen quasi tutti i campioni ricadono nel campo dei graniti, ad eccezione di un campione di ortogneiss (BD5) che ricade nel campo delle granodioriti (Fig. 5.9). Le fasi accessorie sono clorite, apatite, zircone, monazite, ilmenite. La grana è fortemente eterogenea; grossi fenocristalli di quarzo e K-feldspato, spesso agglomerati a formare domini grossolani, sono circondati da una matrice di cristalli più piccoli formata da quarzo, K-feldspato e plagioclasio

(Fig. 5.10a). Il quarzo forma grossi cristalli (1-2 mm), anedrali, spesso fratturati e con estinzione ondulata. Piccoli quarzi subedrali (<0.5 mm) si osservano anche dentro il K-feldspato e nella matrice dove talvolta formano agglomerati di cristalli che sviluppano tra di loro punti tripli (Fig. 5.10b). Anche il K-feldspato è presente sia in fenocristalli di dimensioni millimetriche, che in cristalli submillimetrici. I cristalli sono sempre anedrali, presentano geminazioni a graticcio tipiche del microclino e spesso sono ricchi di smescolamenti perititici. Il plagioclasio, di composizione albitica-oligoclasica, è presente in cristalli di dimensioni inferiori a 0.5 mm, subedrali e spesso sericitizzati. La matrice ha una maggiore presenza di plagioclasio e K-feldspato e quindi una moda più simile a quella di un granito. In essa si riscontrano tutti gli indicatori classici della presenza del melt quali punti tripli, bordi di albite intorno al plagioclasio e tasche microcristalline; tali microstrutture sono generalmente più evidenti nei leucosomi (Fig. 5.10a, b, c). Sono frequenti inoltre le mirmechiti, generalmente sviluppate al contatto tra plagioclasio e K-feldspato. La biotite si trova in piccoli cristalli anedrali o subedrali e mostra un'orientazione preferenziale debole o assente; talvolta è parzialmente o totalmente cloritizzata. La muscovite è rara e forma cristalli di dimensioni inferiori a 0.2 mm dispersi nella matrice. Il granato si trova in cristalli di circa 0.5 mm, di forma da subedrale a anedrale, fratturati e con rari inclusi; sono frequenti le biotiti che cristallizzano lungo le fatture (Fig. 5.10d). Tra gli accessori è particolarmente rilevante la monazite che forma cristalli euedrali di dimensioni notevoli (fino a 0.2 mm). Lo zirconio è piccolo (<50 µm) ed euedrale generalmente incluso in quarzo e feldspati, più di rado nella biotite.

Tab. 5.4: Stime modali dei minerali costituenti gli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella e Cala Libeccio

		Stime modali ortogneiss migmatitici						
Campione		Località	Qtz	Kfs	Pl	Grt	Bt	Ms
BD5	Ortogneiss	P.ta Sirenella	35	20	40	1	4	tracce
BD6	Ortogneiss	P.ta Sirenella	30	25	35	1	7	2
BD7	Ortogneiss	P.ta Sirenella	40	25	30		4	1
BD153	Ortogneiss	Cala Libeccio	35	20	30	4	10	1
BD212	Leucosoma	P.ta Sirenella	40	35	20	1	4	
BD214L	Leucosoma	P.ta Sirenella	35	40	20	1	4	tracce
BD216L	Leucosoma	P.ta Sirenella	40	35	20	1	4	tracce
BD213	Mesosoma	P.ta Sirenella	35	25	30	2	8	
BD214M	Mesosoma	P.ta Sirenella	35	25	30	1	8	1
BD216M	Mesosoma	P.ta Sirenella	30	35	25	2	7	1

Tra ortogneiss e migmatiti si riscontrano poche differenze, che riguardano soprattutto le abbondanze modali dei feldspati; i primi sono caratterizzati da un maggiore contenuto di plagioclasio (30-40%) e minore contenuto in K-feldspato (20-25%), mentre i secondi sono più poveri in plagioclasio (20-30%) e più ricchi in K-feldspato (25-40%). Differenze nella moda si riconoscono anche tra mesosomi e leucosomi. Nei leucosomi si riscontra infatti una maggiore abbondanza di quarzo e soprattutto di K-feldspato, mentre diminuiscono le

abbondanze di plagioclasio, biotite e muscovite (in taluni campioni totalmente assente). Più o meno invariato è il contenuto di granato. A livello tessiturale non si osservano particolari differenze tra ortogneiss, leucosomi e mesosomi. Questi ultimi sono caratterizzati da una grana leggermente più fine e da una struttura più orientata, marcata soprattutto dalla biotite e in minor misura dall'allungamento di quarzo e feldspati subedrali. Gli indicatori di melt sono generalmente più frequenti nei leucosomi e più rari nei mesosomi. Nei mesosomi la biotite è molto più frequente, forma cristalli di dimensioni superiori (fino al millimetro nella direzione di allungamento) ed è decisamente orientata (Fig. 5.10e). La muscovite è rara, e poco o per niente orientata; si osservano cristalli di dimensioni variabili che si formano a spese del K-feldspato, talvolta caratterizzati da smescolamenti di quarzo. Si osservano inoltre rari relitti di muscovite con evidenti segni di reazione (Fig. 5.10f).

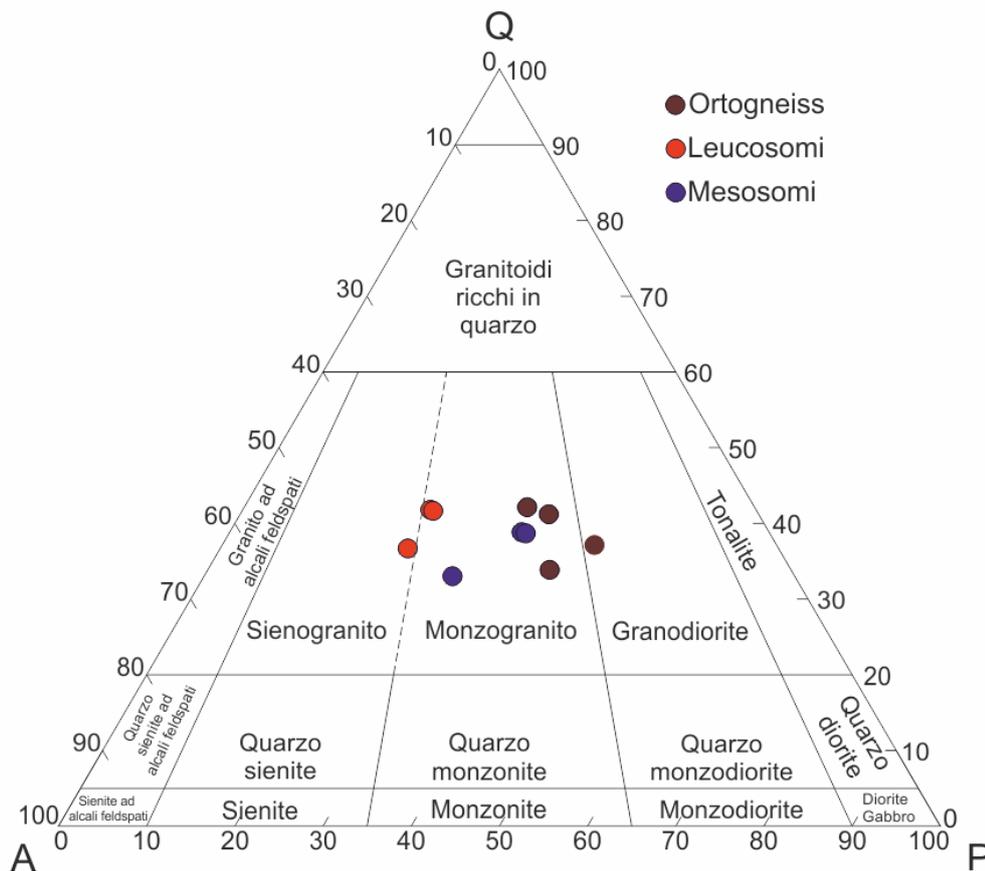


Fig. 5.9: Classificazione degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella e Cala Libeccio nel diagramma di Streckeisen (1976).

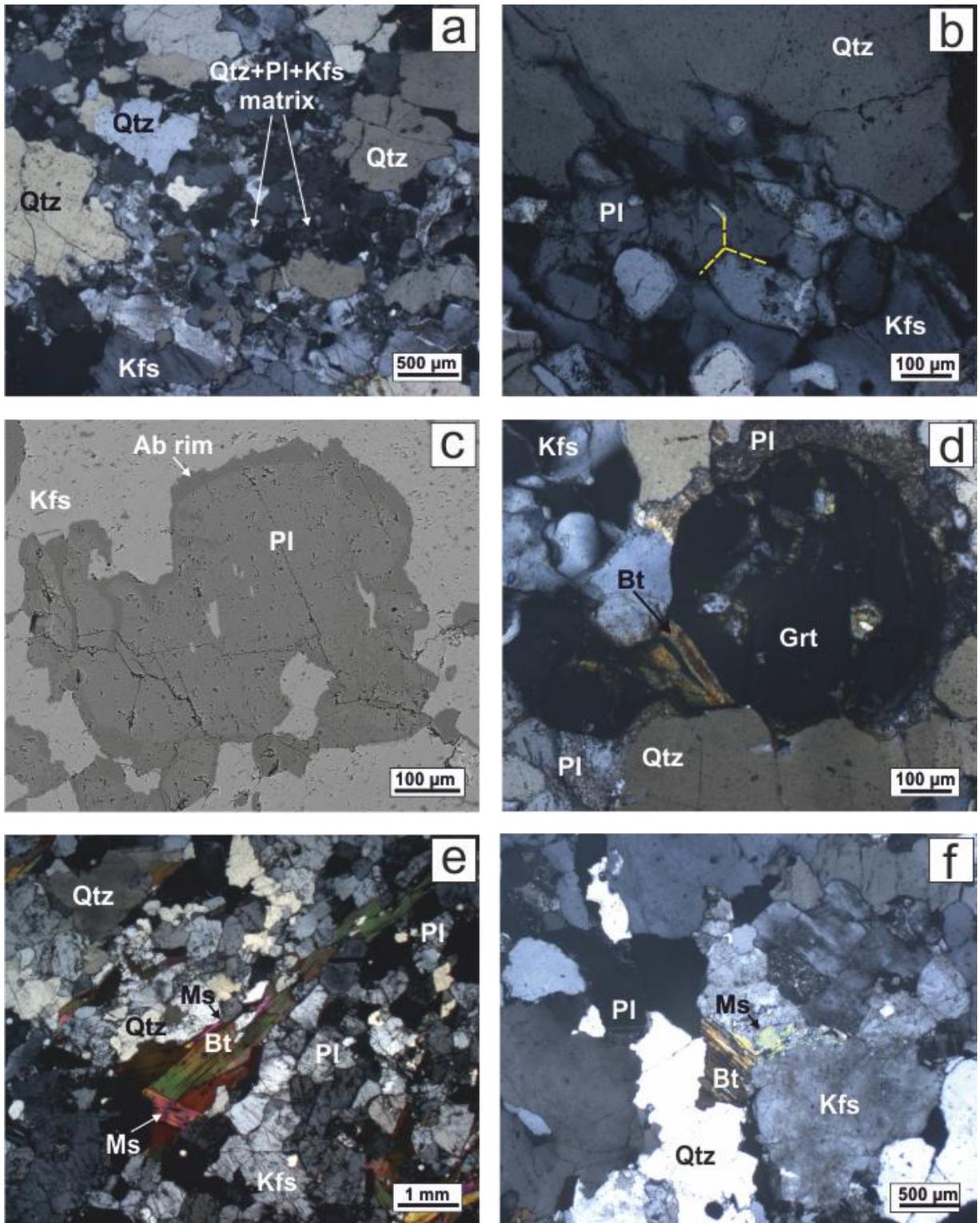


Fig. 5.10: Sezioni sottili di ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella: a) tasca a grana fine formata da quarzo, plagioclasio e K-feldspato tra porfiroclasti degli stessi minerali (BD216L, NI); b) dettaglio di una tasca a di minerali sialici. Si osserva un punto triplo tra cristalli di plagioclasio e quarzo (BD216L, NI); c) immagine in BSE di un plagioclasio con bordi albitici all'interno di un K-feldspato (BD214L); d) granato subedrale con rari inclusi di quarzo e biotite cloritizzata che cresce lungo le fratture (BD216L, NI); e) trail di biotite e subordinata muscovite orientati. Si osserva inoltre un cristallo di muscovite discordante (BD214M, NI); f) muscovite relitta all'interno del K-feldspato (BD10, NI).

Cala Libeccio

È un ortogneiss a bande, costituito da alternanze di domini leucocratici e mesocratici. La roccia è costituita da quarzo (35%), plagioclasio (30%), K-feldspato (20%), biotite (10%), granato (4%) e muscovite (1%); gli accessori sono zircone, rara monazite e minerali opachi. La grana è fortemente disomogenea, caratterizzata da grossi cristalli di quarzo, plagioclasio e rari K-feldspati ai bordi dei quali si trovano delle piccole aree formate da cristalli piccoli e anedrali che rappresentano il prodotto della cristallizzazione di piccole quantità di melt localizzato negli interstizi tra i cristalli più grossi (Fig. 5.11a); la composizione di queste tasche rispecchia quella di un granito anatectico (qtz + pl + kfs in proporzioni simili). Altre evidenze di melt, come bordi albitici intorno al plagioclasio, cristalli poligonali e *melt pseudomorphs* sono piuttosto frequenti. La foliazione pervasiva è marcata dall'orientazione di biotite e muscovite (Fig. 5.11b), ma anche dall'allungamento del quarzo che forma grossi cristalli anedrali (5-15 mm), spesso allungati secondo la foliazione fino a raggiungere rapporti di forma di 4:1. Il quarzo si osserva anche sotto forma di aggregati microcristallini e in mirmechiti in concrescita con il plagioclasio. Anche il plagioclasio si presenta, sia in grossi cristalli, sia in piccoli cristallini ma, a differenza del quarzo, non mostra direzioni preferenziali di allungamento. Rari cristalli di plagioclasio sono deformati ed esibiscono tracce di sfaldatura e geminazioni debolmente piegate. Il K-feldspato si trova solo di rado in forma di grossi cristalli, anedrali e con smescolamenti pertitici, mentre è maggiore la sua frequenza in piccoli individui nei *melt pseudomorphs*. La biotite è frequente, in cristalli ben sviluppati e allungati, di dimensioni millimetriche, generalmente allungati secondo la scistosità e che circondano i grossi cristalli di quarzo. Si riconosce anche una seconda generazione di biotite costituita da cristalli subedrali che tagliano la scistosità. La muscovite invece è più rara e si trova in cristalli di dimensioni minori, spesso associata alla biotite e anch'essa orientata. Il granato è molto frequente, forma cristalli da submillimetrici a millimetrici (max 2 mm), generalmente privi di inclusi, spesso fratturati e deformati fino a perdere la forma originaria (Fig. 5.11b).

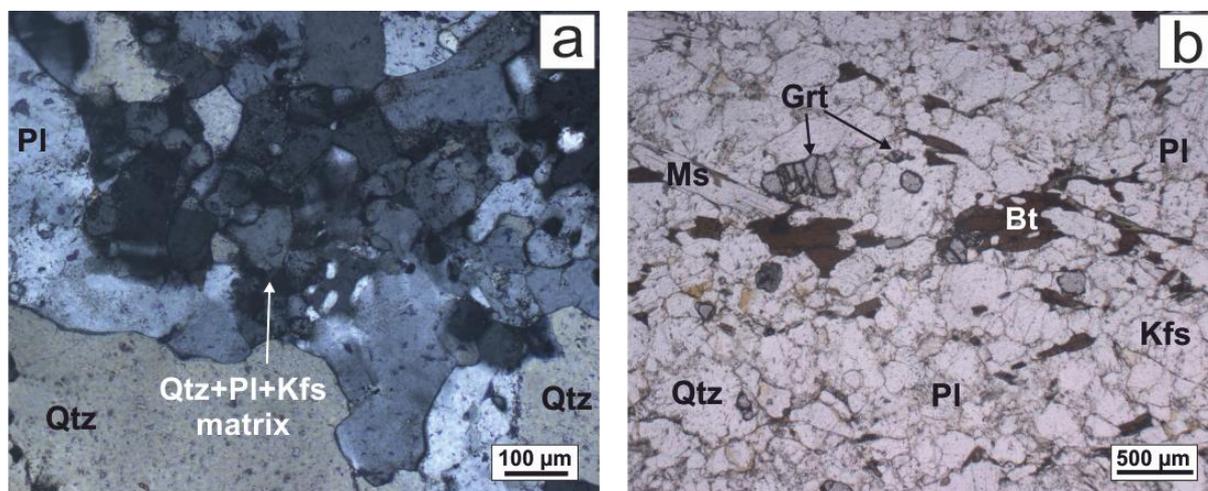


Fig. 5.11: Microfotografie di sezioni sottili dell'ortogneiss di Cala Libeccio (BD153): a) tasche a grana fine tra porfiroclasti di quarzo e plagioclasio (NI); b) trails di biotite e muscovite debolmente orientata (NP). Si osservano inoltre piccoli granati anedrali fortemente fratturati.

5.2.4 Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella sono caratterizzate da mesosomi scuri, foliati e da leucosomi deformati e poco foliati.

I leucosomi hanno generalmente composizione tonalitica e sono costituiti da plagioclasio (40-55%), quarzo (25-40%), K-feldspato (<2%), \pm anfibolo (fino a 15%), biotite (<5%), e granato (~1-2%). I minerali accessori sono apatite, zircone, titanite, ossidi e solfuri di ferro e epidoto. Cruciani et al. (2008a) riconoscono anche rari leucosomi granodioritici situati nelle lenti di migmatiti ad anfibolo ospitate negli ortogneiss. Questi leucosomi sono costituiti da plagioclasio (40-45%), quarzo (20-30%), K-feldspato (fino a 20-25%), \pm anfibolo (fino a 15%), biotite (<3%) e granato (~1-2%). I minerali accessori sono gli stessi osservati nei leucosomi tonalitici, ma si riscontra un maggiore contenuto di titanite.

Nei leucosomi il plagioclasio si rinviene in cristalli leggermente zonati di dimensione e forma variabili; si osservano inoltre sottili corone (poche decine di μm) di plagioclasio intorno ai granati inclusi nell'anfibolo. Nei leucosomi granodioritici si osservano spesso mirmechiti al contatto tra feldspati. Il K-feldspato si trova in rari cristalli anedrali nei leucosomi tonalitici e come minerale maggiore nella matrice dei leucosomi granodioritici. L'abbondanza dell'anfibolo varia sensibilmente da un leucosoma all'altro, o anche all'interno di uno stesso leucosoma. Gli anfiboli formano porfiroblasti di dimensioni variabili (fino a 2 cm) anedrali, talvolta fratturati, con frequenti inclusioni di plagioclasio, quarzo, granato, biotite, apatite, zircone, ossidi di ferro e titanite (Fig. 5.12). Lungo le fratture è possibile osservare la crescita di biotite, spesso cloritizzata e più di rado K-feldspato. La biotite, molto rara nei leucosomi, si trova in trails anastomizzati e con orientazioni variabili, formati da cristalli allungati di medie dimensioni. Si riconoscono inoltre piccoli cristalli inclusi nell'anfibolo e nel granato. Il granato è raro e forma piccoli cristalli (<0.6 mm) arrotondati e fratturati, dispersi nella matrice o inclusi nell'anfibolo. L'epidoto si trova in cristalli di dimensioni variabili, generalmente zonati. La titanite, euedrale e di piccole dimensioni è generalmente associata o in contatto con l'anfibolo ed è più frequente nei leucosomi granodioritici.

I mesosomi sono costituiti da plagioclasio (35-50%), quarzo (30-45%), K-feldspato (<2%), biotite (15-20%), \pm anfibolo (fino a 5%), granato (1-2%) e clorite retrograda. Le fasi accessorie sono le stesse osservate nei leucosomi. La biotite costituisce aggregati di cristalli subedrali a grana media, fortemente orientati, ma si riscontrano anche singoli cristalli dispersi nella matrice anch'essi orientati. L'anfibolo nei mesosomi è solitamente concentrato in prossimità del contatto con leucosomi ricchi in anfibolo mentre tende a diminuire allontanandosi da essi. Il contenuto di K-feldspato è esiguo (<2%) e piuttosto costante in tutti i campioni anche in quelli adiacenti ai leucosomi granodioritici. L'apatite costituisce piccoli cristalli isolati e arrotondati, mentre lo zircone è solitamente euedrale e di dimensioni che arrivano ai 300-400 μm .

I melanosomi consistono in sottili livelli ricchi in biotite orientata secondo la scistosità pervasiva situati al contatto tra leucosoma e mesosoma. Questi livelli sono generalmente più marcati e ispessiti in corrispondenza delle cerniere delle pieghe che interessano i leucosomi. Alcuni melanosomi contengono anche piccole quantità di anfibolo, granato e titanite.

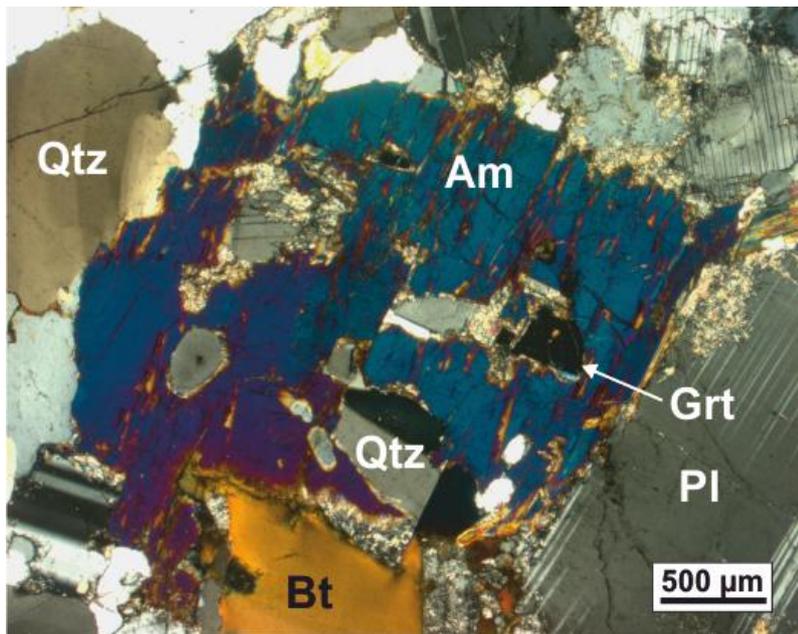


Fig. 5.12: Leucosoma tonalitico di migmatite ad anfibolo (NI). L'anfibolo è di dimensioni superiori al millimetro e ricco di inclusi, in particolare di quarzo, plagioclasio e biotite.

5.2.5 Metabasiti

Come descritto nel capitolo 3, l'area di studio è interessata dall'affioramento di numerose lenti di metabasiti. I vari affioramenti presentano caratteristiche differenti e pertanto verranno descritti separatamente.

Metabasiti di Pittulongu

L'affioramento è costituito da metabasiti ospitate nei paragneiss, che sul terreno sono state distinte in due tipologie. Le prime sono rocce scure e foliate, costituite da abbondanti anfiboli anche millimetrici e contenenti livelli chiari di aspetto simile a dei leucosomi. All'interno di queste rocce sono presenti livelli ricchi in granato. Le seconde sono rocce più chiare, a grana grossolana caratterizzate da biotite e granato abbondanti e minore contenuto di anfibolo. Sono debolmente foliate e non contengono livelli leucocratici ben definiti ma solo porzioni più chiare a causa del maggiore contenuto di quarzo e feldspati. Lo studio petrografico sulle sezioni sottili ha consentito di stabilire che le tipologie costituiscono un'unica litologia caratterizzata dalla medesima paragenesi e dalle stesse caratteristiche microstrutturali ma da differenti abbondanze modali. La paragenesi è costituita da anfibolo (20-80%), quarzo, plagioclasio, biotite, granato e fasi accessorie, in particolare apatite, zirconio, titanite e subordinati monazite e ossidi.

Osservando vari campioni, la grana appare abbastanza omogenea con cristalli di dimensioni intorno al millimetro, ad eccezione degli anfiboli che possono raggiungere dimensioni di 2-3 mm, e del quarzo solitamente submillimetrico. La roccia è meno foliata di quanto appare sul terreno soprattutto a causa di quarzo e plagioclasio che non hanno orientazioni preferenziali. I livelli leucocratici non presentano evidenze di melt. Le microstrutture citate in letteratura come prove della presenza di fuso (cristalli poligonali, punti tripli, golfi o protuberanze soprattutto nei minerali sialici), sono molto rare, perciò non sono sufficienti per affermare

che si tratti di leucosomi *strictu sensu*.

L'anfibolo, orneblenda verde, è normalmente presente in quantità variabili tra il 30 e il 50% ma in alcuni livelli ultrafemici può raggiungere il 95%; è sempre anedrale, spesso alterato e fratturato, con qualche incluso di quarzo (Fig. 5.13a). Il plagioclasio si presenta in cristalli subedrali (uno o due lati ben delineati) o anedrali, di dimensioni medie intorno al millimetro. La composizione è intermedia tra andesina e labradorite. I cristalli sono spesso zonati, con il cuore maggiormente alterato rispetto al bordo. L'abbondanza del plagioclasio è mediamente del 30-40%, ma nei layers leucocratici può raggiungere il 70%, mentre in quelli ultrafemici è inferiore al 5%. Il quarzo è sempre presente in forma di cristalli anedrali submillimetrici con estinzione ondulata. Si ritrova inoltre in piccole inclusioni tondeggianti all'interno del plagioclasio e del granato (dove presente). Nei livelli leucocratici si osservano localmente delle concentrazioni di grossi cristalli. L'abbondanza di quarzo è mediamente 10-20%, (fino a 30% nei layers leucocratici e meno del 2% nei livelli ultrafemici). Il granato non è ubiquitario e la sua abbondanza è molto variabile (0-50%). Generalmente si trova in cristalli euedrali o subedrali, delle dimensioni di alcuni millimetri, fortemente fratturati e/o ricchi di piccoli inclusi di quarzo e plagioclasio (Fig. 5.13b). In altri casi si osservano cristalli più piccoli, nell'ordine del millimetro, perfettamente euedrali e privi di inclusi. In altri ancora si osservano cristalli molto grandi, privi di forma, all'interno dei quali sono presenti inclusi di anfibolo e plagioclasio costituendo una sorta di matrice di granato all'interno della quale si trovano gli altri minerali. La biotite è rara, forma cristalli piccoli e anedrali, spesso alterati in clorite; è più frequente nelle metabasiti chiare (secondo tipo), che in quelle scure. Gli zirconi sono euedrali e di dimensioni comprese tra i 20 e i 200 μm . La monazite è subedrale ma sono presenti anche apatite e rara titanite euedrale.

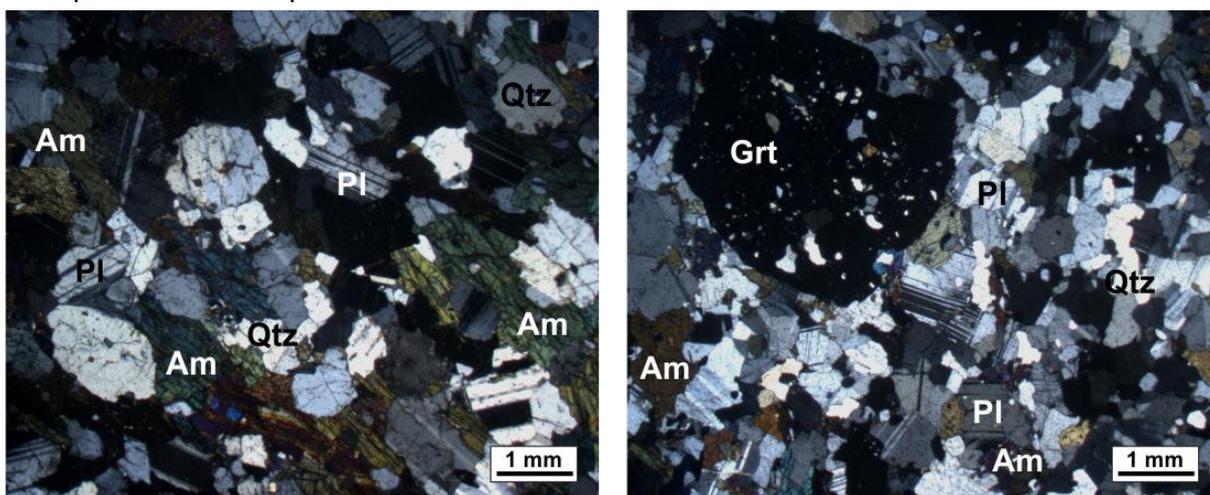


Fig. 5.13: Metabasiti di Pittulongu: a) livello scuro ricco di anfibolo e privo di biotite e granato (BD65L, NI); b) livello chiaro ad anfibolo, granato e rara biotite (BD66, NI). Gli inclusi nel granato sono costituiti prevalentemente da quarzo e in minor misura plagioclasio e biotite.

Anfiboliti a bande di Cala Libeccio

Questo affioramento, ospitato nei paragneiss, è costituito da bande parallele, chiare e scure alternate, dello spessore di pochi centimetri. Le bande più chiare sono costituite prevalentemente da plagioclasio (50-60%), quarzo (10-20%), anfiboli (15-25%), titanite (1-

2%), biotite e clorite (tracce). Il plagioclasio (andesina) è generalmente anedrale anche se è possibile osservare rari cristalli euedrali. La dimensione dei cristalli di plagioclasio è molto variabile (da <1 mm a >>1 cm) fino ad arrivare a micro-domini a grana pegmatitoide; l'estinzione è spesso irregolare a causa di variazioni composizionali, ma non si osserva zonatura concentrica. È frequente la comparsa di alterazioni, in particolare sericite. L'anfibolo, orneblenda verde, si trova in cristalli di dimensioni variabili (da 0.5 a 6 mm, media 2 mm), generalmente anedrale o subedrale e con pochi inclusi (solitamente di quarzo e plagioclasio). I cristalli di anfibolo tendono ad allungarsi parallelamente alle bande, a loro volta parallele alla scistosità regionale (Fig. 5.14a). Il quarzo è presente in cristalli anedrali di dimensioni millimetriche spesso concentrato nelle porzioni più ricche in plagioclasio. È anche incluso all'interno dell'anfibolo in cristalli tondeggianti di dimensioni micrometriche. La biotite cresce in cristalli sottili e allungati generalmente situati all'interno dell'anfibolo o adiacenti ad esso. Da rimarcare la presenza di titanite (relativamente abbondante, fino al 5%) in cristalli euedrali di dimensione sino a 1 mm a volte singoli, a volte concentrati in piccoli agglomerati debolmente orientati secondo la scistosità (Fig. 5.14b). Altra fase abbastanza diffusa è la clorite che cresce priva di orientazione preferenziale, a spese della biotite. Sono inoltre presenti zirconi e rare monaziti ed epidoto.

Le bande scure sono caratterizzate dalla stessa paragenesi, ma con differenti abbondanze modali. L'anfibolo è il costituente principale (70-80%) seguito da plagioclasio (10%), quarzo (<10%) biotite e titanite. Anche in questo caso si osserva una decisa orientazione dell'anfibolo mentre biotite e titanite hanno orientazione casuale. Rispetto alle bande chiare (leucocratiche) sopra descritte, le bande scure hanno una grana inferiore e più equigranulare con la maggior parte dei cristalli che hanno dimensioni comprese tra 0.5 e 1 mm (solo rari anfiboli arrivano a 2 mm).

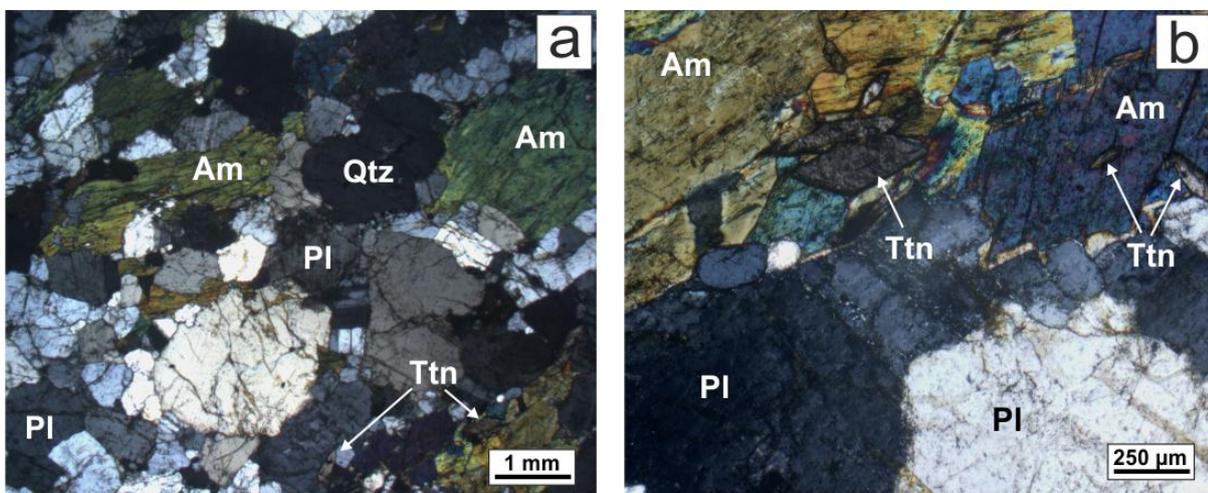


Fig. 5.14: Anfiboliti a bande di Cala Libeccio: a) foto panoramica con anfiboli anedrali di dimensioni superiori al millimetro (BD55, NI); b) dettaglio di anfibolite a bande. Si osservano cristalli di titanite euedrali (BD56, NI).

Metabasiti di Punta Bados

Sono caratterizzate da anfibolo abbondante (60-70%), quarzo, granato, relitti di plagioclasio fortemente alterato, rare biotiti cloritizzate e accessori quali zircone, monazite, titanite e

ossidi. È presente inoltre una matrice a grana fine, all'interno della quale non si riconoscono le fasi mineralogiche che la costituiscono. Il granato, che in alcuni domini può raggiungere il 20%, è fortemente corrosivo e anedrale e forma una sorta di matrice insieme ai cristalli di anfibolo (Fig. 5.15). L'anfibolo è anche presente in grossi cristalli anedrali. Sono presenti inoltre microdomini costituiti quasi totalmente da anfibolo verde (>95%) con quantità minori di quarzo, rare porzioni di matrice a grana fine e accessori.

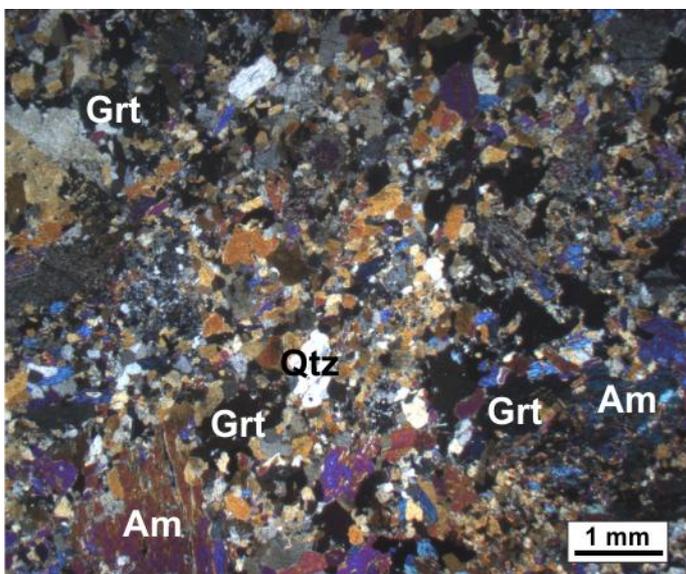


Fig. 5.15: Metabasiti di Punta Bados (BD84, NI). Il campione è costituito da una concrescita di anfibolo a grana fine e granato anedrali. Sono presenti inoltre grossi anfiboli anedrali e rari cristalli di quarzo e plagioclasio (non presente nella foto).

Metabasiti listate di Cala Banana

Nella zona est di Cala Banana si trova una lente di metabasiti listate, formata dall'alternanza di livelli grigio chiari e scuri, con all'interno livelli centimetrici biancastri. Le sezioni sottili dei diversi livelli campionati mostrano che sostanzialmente la litologia è la stessa per tutti i livelli e che la differenza di colore è legata alla maggiore o minore presenza di minerali sialici. Queste metabasiti sono ricchissime in anfibolo, la cui moda va da 75-80% a più del 95% nei livelli ultrafemici. Sono inoltre presenti quarzo (da <5% al 10%), plagioclasio (<<5%), tracce di biotite cloritizzata, e accessori quali monazite e zircone. La matrice è formata da anfiboli subedrali o eudrali a grana media (1-2 mm), fortemente orientati e privi di inclusi (ad eccezione di piccoli quarzi tondeggianti). Sono inoltre presenti anfiboli di dimensioni maggiori, anedrali e non orientati che spesso inglobano gli anfiboli orientati e che appaiono quindi successivi. Il quarzo si trova in piccoli agglomerati di cristalli minuti, o in cristalli arrotondati all'interno dell'anfibolo. Il plagioclasio è raro e alterato.

5.2.6 Corpi leucocratici di Pittulongu - Punta Bados - Cala Banana

Come descritto nel capitolo 3, la zona compresa tra Punta Bados e Cala Banana è caratterizzata dal diffuso affioramento di corpi leucocratici. Date le notevoli differenze a livello petrografico tra i vari corpi, essi verranno descritti separatamente.

Corpi leucocratici di Punta Bados, nord

Nella porzione nord del promontorio di Punta Bados affiorano due corpi leucocratici lunghi circa 10 m e larghi 3-4 m all'interno dei paragneiss. In prossimità del contatto si osservano,

nel paragneiss, dei noduli di sillimanite centimetrici. Questi due corpi, che sul terreno appaiono simili, sono in realtà abbastanza diversi dal punto di vista petrografico.

Il più orientale, più piccolo, mostra una notevole abbondanza di granati di dimensioni da 2 a 10 mm. La grana è grossolana, la foliazione poco marcata e piegata e si osservano porzioni leggermente più chiare non definibili come leucosomi. La roccia è costituita da K-feldspato (30-40%), quarzo (25-30%), plagioclasio (20-25%), muscovite (dal 5% fino al 10% in alcuni microdomini), granato (>5%), biotite, apatite, sillimanite e zircone. La roccia è molto disomogenea in quanto caratterizzata da microdomini ricchissimi in grossi porfiroblasti di K-feldspato e altri a grana più fine con una composizione mineralogica simile a quella di un granito. In generale sembra prevalere una tessitura formata da grossi fenocristalli (75-85% del totale), in mezzo ai quali si trovano piccole sacche formate da minerali sialici. Il K-feldspato forma grossi fenocristalli (fino a 1 cm), subedrali o anedrali, non zonati e ricchi di pertiti. Anche quarzo e plagioclasio formano fenocristalli ma di dimensioni inferiori a quelle del K-feldspato (2-3 mm). Il quarzo è anedrale, presenta estinzione ondulata e talvolta è leggermente allungato nella direzione marcata dalla muscovite. Il plagioclasio è solitamente subedrale, debolmente zonato e fortemente alterato; la composizione è albitica che diventa quasi pura verso il bordo dei cristalli. Muscovite e biotite formano trails orientati (Fig. 5.16a) costituiti da cristalli di piccole dimensioni (lunghezza max 1 mm) che spesso si dispongono lungo il bordo dei grossi porfiroclasti sialici. Si osservano inoltre grosse muscoviti prive di orientazione preferenziale. Una caratteristica molto interessante, osservata qui e in altri corpi leucocratici di Punta Bados, è la presenza di sottili aghi di sillimanite nella muscovite; spesso questi aghi sembrano seguire una direzione preferenziale e a volte formano delle pieghe (Fig. 5.16b). Sempre nella muscovite si osservano degli smescolamenti di quarzo (Fig. 5.16c). La biotite è rara e cresce in piccoli individui isolati o aggregati a formare trails orientati. È quasi sempre alterata in clorite. Il granato si trova in dimensioni e forme molto variabili: cristalli singoli, euedrali di piccole e medie dimensioni e privi di inclusi; cristalli anedrali deformati e pieni di inclusi (soprattutto quarzo e muscovite); agglomerati di cristallini euedrali che sembrano svilupparsi lungo i trails di muscovite.

L'altro corpo leucocratico situato a nord di Punta Bados, a pochi metri a sinistra (ovest) del precedente, è differente. Contrariamente al precedente, il plagioclasio è più abbondante del K-feldspato (rispettivamente 35-40% e 20-25%). Il plagioclasio si trova in cristalli subedrali o euedrali di dimensioni omogenee ~5 mm. Si trova inoltre in aggregati di cristalli molto piccoli insieme al quarzo e raramente al K-feldspato. Il quarzo forma fenocristalli anedrali di grosse dimensioni talvolta associati a fenocristalli di K-feldspato che però sono molto rari. La muscovite forma cristalli di grosse dimensioni privi di orientazione e che, raramente, mostrano aghi di sillimanite simile a quelli del corpo leucocratico precedente. La biotite è più abbondante rispetto al corpo descritto precedentemente, di piccole dimensioni e generalmente cloritizzata. Una importante peculiarità di questo corpo è la presenza di cristalli di tormalina euedrali che superano il centimetro, generalmente concentrati in aggregati e circondati da altri aggregati microcristallini (Fig. 5.16d). Il granato non è stato rinvenuto.

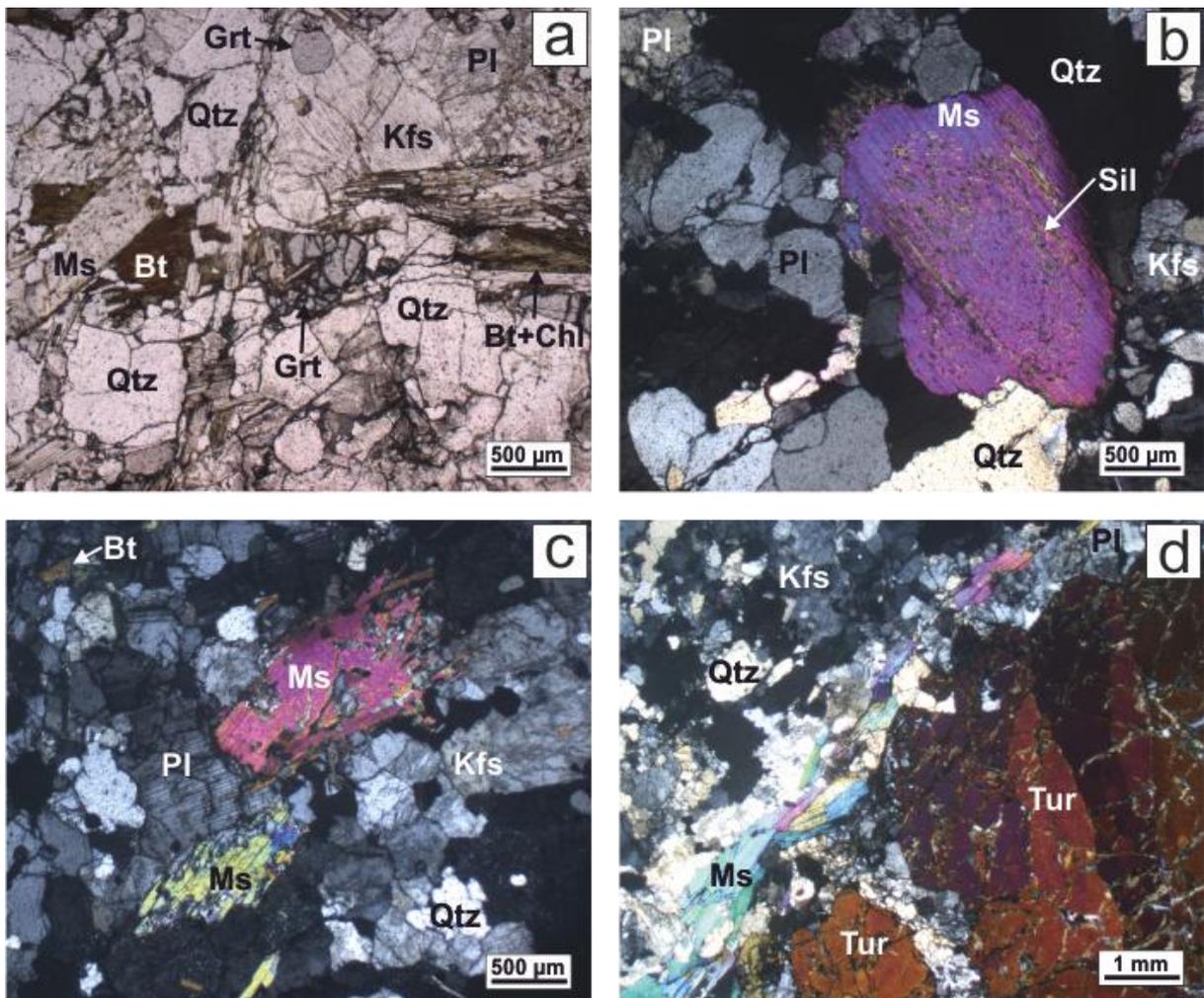


Fig. 5.16: Corpi leucocratici a nord di Punta Bados: a) trail fillosilicatico orientato, costituito da biotite, talvolta cloritizzata e muscovite (BD95, NP). Si osserva inoltre un grosso porfiroclasto di muscovite discordante (a sinistra) e un granato anedrale e fratturato (al centro). Nella parte alta dell'immagine si osserva un secondo granato, euedrale e privo di fratture; b) cristallo millimetrico di muscovite all'interno del quale si riconoscono sottili aghi di sillimanite (BD95, NI); c) muscoviti con smescolamenti di quarzo (BD95, NI); d) cristalli di tormalina in una matrice di quarzo, feldspati e muscovite orientata (BD129, NI).

Corpi leucocratici di Punta Bados, est

Lungo la costa est, si incontrano diversi corpi granitoidi simili dal punto di vista mineralogico ma molto eterogenei dal punto di vista strutturale. Sono tutti caratterizzati da quarzo (30-40%), plagioclasio (25-35%), muscovite (10-15%) e granato (0-5%). Il K-feldspato è scarso o assente (<5%), e la biotite è molto rara. Gli accessori sono apatite, zirconio e monazite.

Alcuni corpi sono caratterizzati da grana medio-fine omogenea e composizione tonalitica. I plagioclasti sono zonati con evidente alterazione del cuore sul quale crescono sericite e muscovite. La muscovite mostra una debole orientazione preferenziale (Fig. 5.17a), ma sono frequenti cristalli con orientazioni casuali.

Altri corpi, di aspetto gneissico, sono caratterizzati da grana grossolana, foliazione da debole a marcata e presenza di frequenti granati (5%). Il plagioclasio, analogamente ai precedenti è subedrale, debolmente zonato e molto alterato. Il K-feldspato (5-10%) è presente in cristalli millimetrici e, più raramente, in individui di piccole dimensioni dispersi in una matrice

quarzo-feldspatica a grana fine. Il granato è deformato, anedrale (Fig. 5.17b) e ricco di inclusi soprattutto di quarzo e muscovite. La roccia è formata da alternanze di domini a grana grossa poco foliati e domini a grana più fine ben foliati sub-paralleli alla scistosità. La muscovite forma cristalli di grana variabile, orientati o discordanti (late crosscutting). I cristalli più grossi contengono aghetti micrometrici di sillimanite simili a quelli osservati nei corpi leucocratici a nord di Punta Bados.

Altri affioramenti, caratterizzati da mineralogia e tessitura simile ai precedenti, mostrano un notevole contenuto di sillimanite, che arriva al 15%. La sillimanite è debolmente orientata o disposta secondo strutture raggiate e talvolta è parzialmente sostituita da muscovite. Le muscoviti mostrano talvolta simplettiti di quarzo.

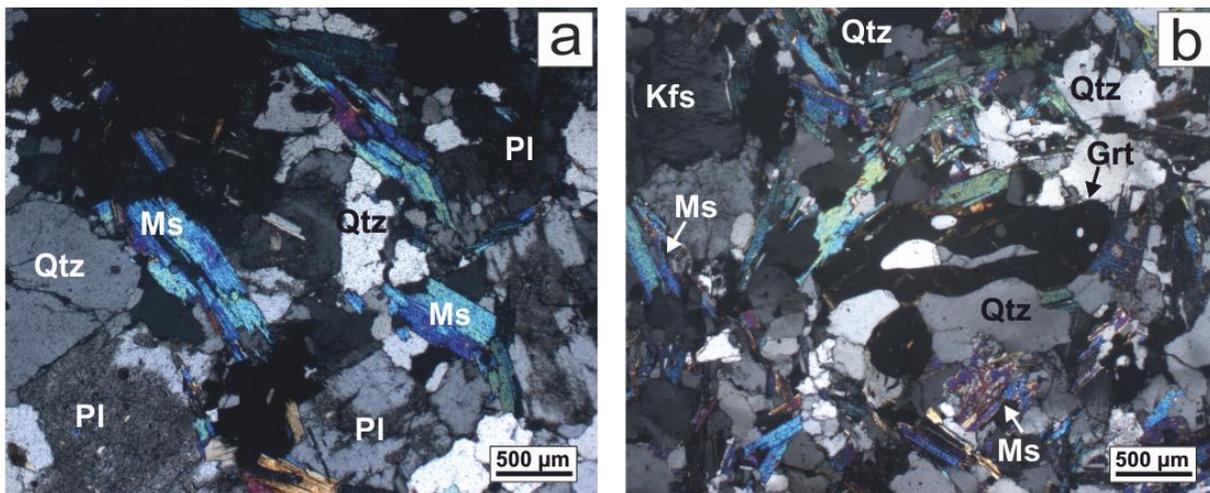


Fig. 5.17: Corpi leucocratici situati lungo la costa orientale di Punta Bados: a) corpo tonalitico con muscovite debolmente orientata (BD131, NI); b) corpo leucocratico ricco di muscovite e granato. Il granato è anedrale e deformato, la muscovite, molto abbondante, è priva di orientazione preferenziale e localmente mostra simplettiti di quarzo (in basso a sinistra) (BD165, NI).

In conclusione, tutti i campioni leucocratici prelevati nell'area di Punta Bados, ad eccezione del primo descritto, presentano caratteristiche in comune; sono poveri o privi di K-feldspato e biotite e molto ricchi in muscovite, contengono granato, e riportano tracce della presenza di sillimanite. Le differenze consistono soprattutto nella grana, da fine a grossolana, e nella strutturazione, essendo stati trovati sia campioni foliati (la maggior parte), sia campioni privi di foliazioni. Si ritiene perciò che tali corpi possano far parte di un'unica famiglia e che condividano la stessa genesi.

Corpi leucocratici di Cala Banana

Questi corpi sono sostanzialmente simili a quelli di Punta Bados. La mineralogia è la stessa, costituita da quarzo (30%) e plagioclasio (30%), K-feldspato variabile (media 5-10%), muscovite (15-20%) granato e accessori, mentre è assente la biotite. A differenza dei campioni di Punta Bados, qui il K-feldspato è sempre presente in quantità molto variabili; ci sono infatti microdomini costituiti da grossi cristalli e altre porzioni in cui è quasi totalmente assente. Le differenze rispetto ai corpi di Punta Bados sono le seguenti: i domini microcristallini di minerali sialici sono molto più rari; la grana è mediamente più grossolana e

omogenea con una dimensione media dei sialici e della muscovite di 2 mm; il granato è più raro; la muscovite è più abbondante e di maggiori dimensioni; la foliazione è sempre evidente e non ci sono porzioni isotrope.

Corpo leucocratico di Pittulongu

Sul terreno questo corpo appare come granitoide di colore biancastro con giacitura discordante rispetto alle adiacenti migmatiti paraderivate. La roccia è costituita da quarzo, plagioclasio e K-feldspato in proporzioni grossomodo uguali (30 - 30 - 30%), muscovite (7-10%), granato (2-3%) e andalusite (>1%). Le fasi accessorie sono biotite, apatite, ilmenite e rari zirconi. La roccia è caratterizzata da grana media-fine, con l'eccezione di rari cristalli di K-feldspato che raggiungono il millimetro, ed è costituita da una matrice di quarzo, plagioclasio e K-feldspato anedrali.

Il plagioclasio ha composizione albitica, è generalmente privo di zonature composizionali ed è spesso alterato, ma non sono infrequenti cristalli privi di alterazione. Il K-feldspato (microclino) forma i cristalli di dimensioni maggiori caratterizzati da smescolamenti peritici e da inclusioni tondeggianti di quarzo; si osservano inoltre sovracrescite di fillosilicati (prevalentemente muscovite) a grana molto fine che tendono a sostituire progressivamente i feldspati. La muscovite è presente in cristalli di dimensioni millimetriche isolati nella matrice o in aggregati di pochi individui con debole orientazione preferenziale (Fig. 5.18a). Si osservano inoltre i sopra citati aggregati microcristallini che crescono a spese del K-feldspato e, più di rado, del plagioclasio. Il granato forma cristalli da euedrali a anedrali, di dimensioni di 0.4-0.6 mm, sempre fratturati e con rari inclusi di quarzo. Lungo le fratture si sviluppano sottili cristalli di biotite, generalmente cloritizzata. Nel cuore dei granati meglio preservati si osserva una concentrazione di cavità micrometriche (dimensioni 2-10 μm) che probabilmente in precedenza contenevano inclusioni fluide (Fig. 5.18b). L'andalusite forma cristalli anedrali, fortemente fratturati e parzialmente sostituiti da muscovite microcristallina che cresce a sue spese (Fig. 5.18c).

La biotite è molto rara e solitamente cresce lungo le fratture del granato; è stato rinvenuto un solo cristallo, anedrale e di dimensioni micrometriche, disperso nella matrice.

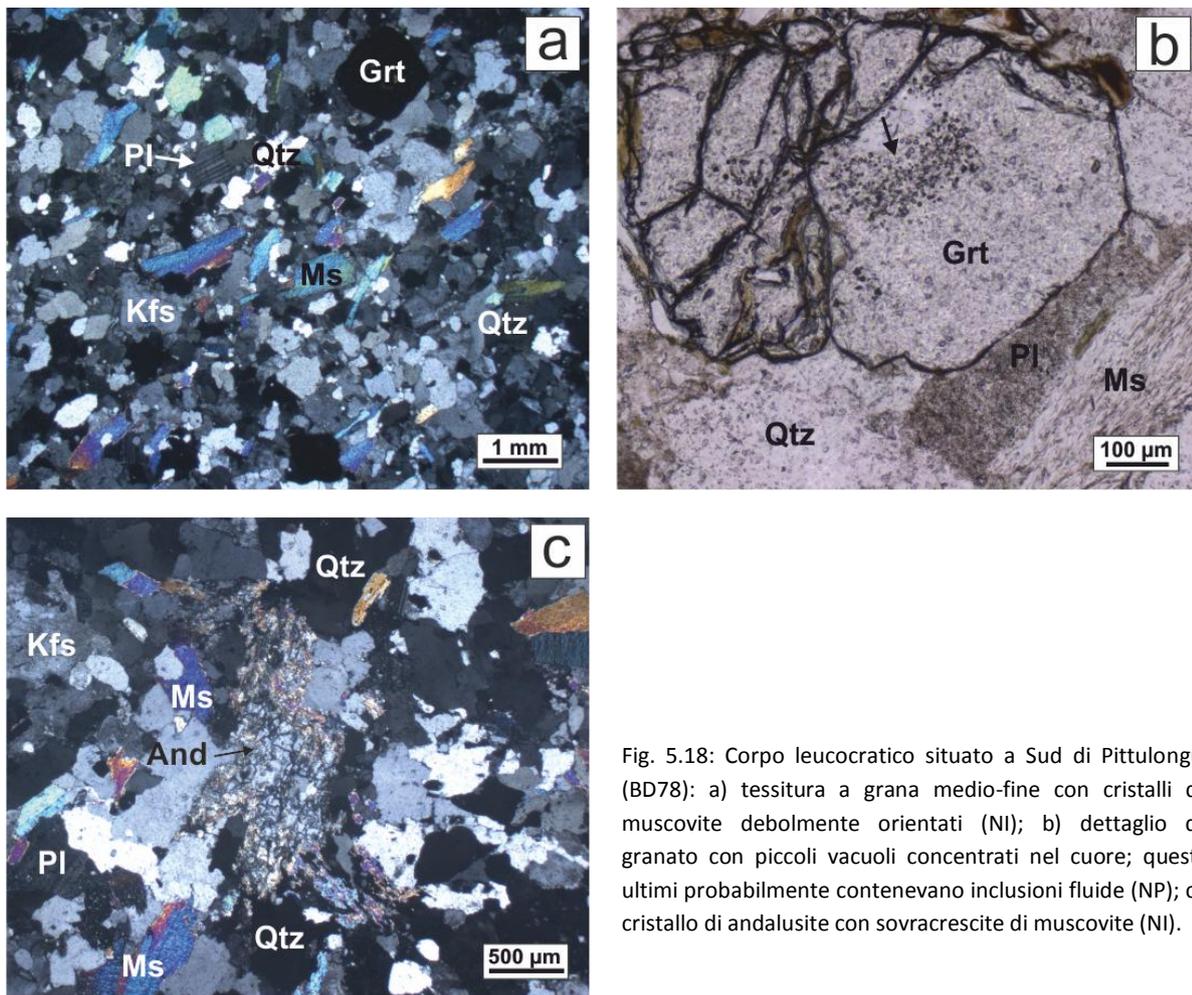


Fig. 5.18: Corpo leucocratico situato a Sud di Pittulongu (BD78): a) tessitura a grana medio-fine con cristalli di muscovite debolmente orientati (NI); b) dettaglio di granato con piccoli vacuoli concentrati nel cuore; questi ultimi probabilmente contenevano inclusioni fluide (NP); c) cristallo di andalusite con sovracrescite di muscovite (NI).

5.2.7 Noduli calcosilicatici

Nei noduli calcosilicatici di Punta Sirenella - Punta Bados si osservano diverse zone ad andamento concentrico (fino ad otto) distinguibili da un punto di vista petrografico e tessiturale. Dal cuore al bordo si osserva un incremento del contenuto di plagioclasio ed anfibolo e una diminuzione di granato e clinopirosseno. Di seguito vengono riportate le caratteristiche dei principali livelli identificati nei noduli calcosilicatici:

- cuore del nodulo: è costituita da grosse plaghe di quarzo (~75%), clinopirosseno (~20%), granato (~5%) e minerali opachi (in tracce), immerse in una matrice a grana fine formata dagli stessi minerali in quantità modali differenti (qtz 4%, cpx 48%, grt 48%).
- zona intermedia di transizione: è un sottile "layer", di spessore compreso tra 2 mm e 2 cm, formato da una concrescita a grana fine di epidoto (40-60%), minerali opachi (20-30%), plagioclasio (10-30%) e granato (5-10%) in quantità modali fortemente variabili. Tutto il layer è attraversato da frequenti vene di epidoto.
- bordo del nodulo: si tratta di un "layer" di colore variabile dal verde scuro al marrone chiaro, di spessore compreso tra 1 e 5 cm. La grana è molto fine ed i minerali principali sono anfibolo verde (~15%), epidoto (~45%), quarzo (~20%), granato (~10%) e minerali opachi (~10%). Nel bordo del nodulo l'anfibolo è per lo più anedrale mentre l'epidoto è prodotto esclusivamente dall'alterazione del plagioclasio.

5.2.8 Graniti

Il corpo granitico di Punta Sirenella è caratterizzato da una mineralogia simile all'adiacente ortogneiss migmatitico. Le fasi principali sono quarzo (30-35%), plagioclasio (30-35%), K-feldspato (15-25%), biotite (<5%) e granato (5-8%). Sono inoltre presenti muscovite (rara), zirconio, monazite, apatite e ilmenite quali fasi accessorie. La roccia presenta una grana fine, (dimensione media dei cristalli <0.5 mm) ad eccezione di porfiroblasti di quarzo e plagioclasio che possono superare il millimetro e non appare foliata (Fig. 5.19a). I feldspati sono sempre fortemente anedrali, generalmente alterati e talvolta contengono inclusi euedrali di quarzo. Il K-feldspato (microclino) presenta frequenti smescolamenti perititici e geminazioni a graticcio. Il contatto tra plagioclasio e K-feldspato è spesso marcato da mirmekiti. Il plagioclasio ha composizione compresa tra albite e oligoclasio, presenta zonature composizionali deboli o assenti ed è generalmente alterato. Sono presenti inoltre sottili bordi di albite quasi pura situati al contatto tra plagioclasio e K-feldspato (Fig. 5.19b). La biotite è presente sottoforma di cristalli di piccole dimensioni (<0.3 mm) dispersi nella matrice quarzo-feldspatica e privi di orientazione preferenziale. È frequente la parziale o totale sostituzione da parte della clorite. Il granato forma cristalli sub-millimetrici, quasi sempre anedrali e interessati da una intensa fratturazione lungo la quale si sviluppa la biotite. La muscovite è presente in rarissimi cristalli, di dimensioni micrometriche, dispersi nella matrice e spesso in contatto con il K-feldspato.

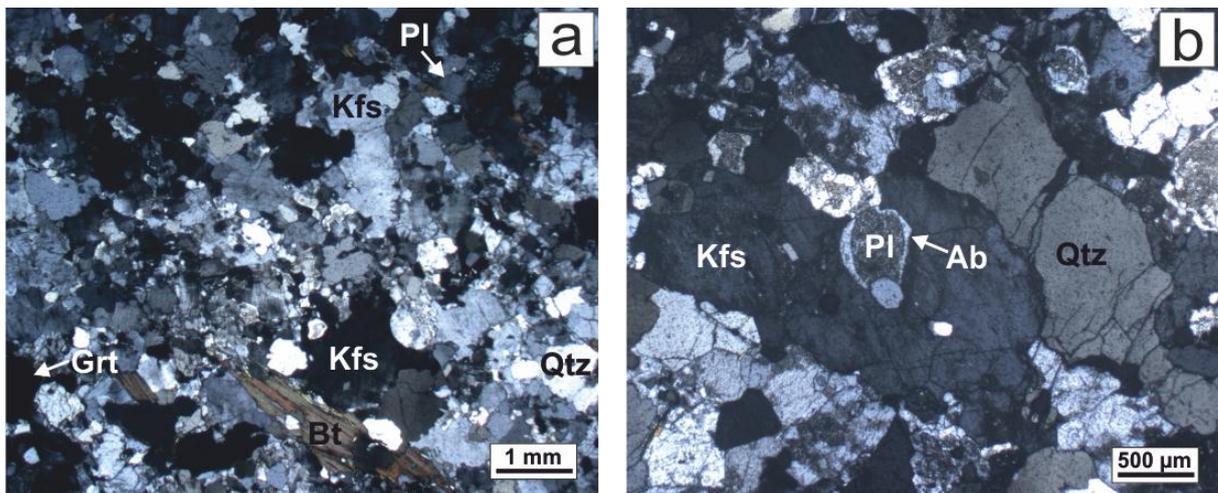


Fig. 5.19: Graniti a granato di Punta Sirenella; a) tessitura isotropa con matrice quarzo-feldspatica a grana fine con grossi cristalli anedrali di K-feldspato e quarzo (BD12, NI); b) cristallo di plagioclasio con sviluppo di un bordo albitico al contatto con il K-feldspato adiacente (BD13, NI).

Altri graniti, affioranti nell'area di Punta Sirenella - Punta Bados, presentano caratteristiche e mineralogia molto simili, ma differiscono per il maggior contenuto di muscovite che in alcuni casi può arrivare al 10%. La grana è fortemente variabile da un corpo all'altro, passando da una grana fine, come nel corpo sopra descritto, ad una grana pegmatitoide.

Un ulteriore affioramento, situato più a nord, in località Punta le Casette, presenta caratteristiche simili, ad eccezione di un maggiore contenuto di biotite e della presenza di plagioclasio euedrale e decisamente zonato. I filoni pegmatitici connessi a questo corpo graniticoide sono invece caratterizzati da muscovite abbondante (>10%) e poca biotite

generalmente cloritizzata. La roccia è isotropa; la grana è fortemente variabile, passando da quella pegmatitica con cristalli centimetrici ad una fine (0.5-1 mm).
In tutti questi corpi il granato è quasi sempre presente in quantità variabili dal 2% al 5%.

6 Minerochimica

Campioni delle diverse litologie affioranti sia nell'area di Porto Ottiolu, sia nell'area di Pittulongu-Punta Bados sono stati selezionati per condurre le analisi minerochimiche mediante microsonda elettronica (EMP).

I campioni selezionati sono i seguenti:

- Porto Ottiolu

BD32, BD34, BD39L, BD40, BD47, LI85*	Ortogneiss migmatitico	Leucosomi
BD39M, BD197, MI86*	Ortogneiss migmatitico	Mesosomi
BD203a, BD195L	Migmatiti paraderivate	Leucosomi
BD203b, BD195M	Migmatiti paraderivate	Mesosomi

- Punta Sirenella – Cala Libeccio

BD5, BD10, BD214L, BD216L	Ortogneiss migmatitico	Leucosomi
BD214M, BD216M	Ortogneiss migmatitico	Mesosomi
BD153	Ortogneiss migmatitico a bande	
BD12	Leucogranito a granato	

- Corpi leucocratici

BD78	Corpo leucocratico Pittulongu
BD95 e BD165	Corpi leucocratici Punta Bados

Sono stati contrassegnati con l'asterisco i campioni di Cruciani et al. (2001) che sono stati rianalizzati nell'ambito di questo dottorato.

Le analisi sono state condotte presso i laboratori dell'Institut für Mineralogie und Kristallchemie (Universität Stuttgart) tramite microsonda elettronica CAMECA SX100 dotata di spettrometro a dispersione di lunghezza d'onda (WDS). Per l'acquisizione dei dati analitici si è lavorato alle seguenti condizioni operative: 15 kV, 10 nA, spot size ~5 µm. Tutti i dati sono stati poi corretti per gli effetti matrice col metodo di correzione ZAF. Le formule strutturali sono state calcolate tramite il software MINCALC (Bernhardt, 2010).

Al fine di semplificare l'esposizione dei dati, nonché di agevolare il confronto tra di essi, la trattazione della minerochimica verrà suddivisa in due parti; nella prima parte verranno presentati insieme i dati relativi a Porto Ottiolu (ortoderivati e paraderivati), nella seconda verranno presentati quelli di Punta Sirenella + Corpi leucocratici.

6.1 Porto Ottiolu

6.1.1 K-feldspato

La tabella 6.1 riporta le composizioni chimiche, le formule strutturali normalizzate a 8 ossigeni e i rapporti molari tra gli end members (albite - anortite - ortoclasio) dei K-feldspati analizzati nelle migmatiti ortoderivate e paraderivate di Porto Ottiolu.

Tab. 6.1: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di K-feldspati selezionati di migmatiti para e ortoderivate di Porto Ottiolu. Rim=bordo; cor= cuore.

Sample	Ortogneiss migmatitico														Migm. parader.	
	Leucosomi							Mesosomi							Leucos.	Mesos.
	BD32 Kfs	BD34 Kfs	BD39L Kfs	BD40 Kfs	BD47 Kfs rim	BD47 Kfs cor	LI85 Kfs	BD197 Kfs rim	BD197 Kfs cor	BD39M Kfs rim	BD39M Kfs cor	MI86 Kfs rim	MI86 Kfs cor	BD195L Kfs	BD203b Kfs	
SiO ₂	64.96	65.18	65.47	64.63	64.55	64.22	63.26	63.66	64.03	63.46	63.46	63.33	63.12	64.88	63.87	
Al ₂ O ₃	18.80	19.50	18.94	19.30	18.31	18.44	17.68	18.80	18.54	17.90	17.71	17.51	17.07	18.65	17.96	
CaO	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.16	0.00	0.05	0.02	0.05	0.09	0.01	0.00	0.02	
Na ₂ O	0.34	1.23	0.77	0.83	0.47	0.95	0.75	0.63	0.81	0.56	1.14	1.41	0.72	0.09	0.16	
K ₂ O	16.18	14.85	15.57	15.36	16.24	15.41	15.56	15.65	15.26	15.94	15.14	14.54	16.05	16.21	16.73	
BaO	0.04	0.72	0.56	0.64	0.09	0.46	0.49	1.03	0.75	0.65	0.63	0.00	0.00	0.05	0.34	
Totale	100.33	101.52	101.35	100.78	99.69	99.53	97.89	99.76	99.43	98.53	98.13	96.87	96.96	99.88	99.08	
	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	
Si	2.989	2.966	2.986	2.966	2.995	2.986	2.997	2.968	2.982	2.994	2.998	3.009	3.017	2.979	2.993	
Al	1.020	1.046	1.018	1.044	1.001	1.010	0.987	1.033	1.017	0.995	0.986	0.980	0.962	1.009	0.992	
K	0.950	0.862	0.906	0.899	0.961	0.914	0.940	0.931	0.906	0.959	0.912	0.881	0.978	0.950	1.000	
Ca	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.008	0.000	0.002	0.001	0.003	0.004	0.000	0.000	0.001	
Na	0.031	0.108	0.068	0.074	0.042	0.086	0.069	0.057	0.073	0.051	0.104	0.130	0.067	0.008	0.014	
Ba	0.001	0.013	0.010	0.012	0.002	0.008	0.009	0.019	0.014	0.012	0.012	0.000	0.000	0.001	0.006	
Totale	4.991	4.996	4.989	4.995	5.003	5.007	5.010	5.008	4.994	5.012	5.015	5.005	5.024	4.947	5.006	
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ab	0.03	0.11	0.07	0.08	0.04	0.09	0.07	0.06	0.07	0.05	0.10	0.13	0.06	0.01	0.01	
Or	0.97	0.89	0.93	0.92	0.96	0.91	0.92	0.94	0.92	0.95	0.90	0.87	0.94	0.99	0.99	

I K-feldspati degli ortogneiss migmatitici hanno un tenore di Na₂O variabile tra 0.34 e 1.41%, con un debole arricchimento dal bordo al cuore osservabile in quasi tutti i campioni; la zonatura più evidente si osserva nel campione BD47 (leucosoma in zona di shear) in cui il contenuto di ortoclasio varia da 91% (cuore) a 96% (bordo). Il K-feldspato del mesosoma MI86 rappresenta un'eccezione in quanto mostra una zonatura irregolare (talvolta inversa rispetto agli altri campioni) e una maggiore variabilità nel contenuto di ortoclasio (Or=87-94%). Anche il contenuto di K₂O è variabile (14.54-16.24%) ed è negativamente correlato con il Na₂O. Non si osservano differenze sistematiche nella composizione del K-feldspato tra leucosomi e mesosomi, ad eccezione del contenuto di BaO, generalmente più basso nei primi (0.04-0.56%) che nei secondi (0.63-1.05%). Anche in questo caso il mesosoma MI86 si differenzia dagli altri campioni in virtù dell'assenza di BaO. All'interno dei K-feldspati sono molto frequenti gli smescolamenti perititici con composizioni albitiche (Ab=96-97%).

Come discusso nel capitolo relativo alla petrografia, il K-feldspato è molto raro nelle migmatiti paraderivate. Le analisi riportate sono relative ai pochi e piccoli cristalli trovati nei campioni analizzati; anche per questo motivo le analisi non sono sempre eccellenti (per

esempio BD195L). I K-feldspati analizzati mostrano una composizione fortemente omogenea per K_2O e Na_2O (rispettivamente 16.21-16.73% e 0.09-0.16%). Il basso contenuto di Na_2O si traduce in una componente albitica pari all'1%. Le dimensioni molto ridotte dei cristalli non hanno consentito di riconoscere eventuali zonature composizionali. Come nelle migmatiti ortoderivate, anche in questo caso si osserva un incremento del contenuto di BaO nei K-feldspati dei mesosomi (0.21-0.34%) rispetto a quello osservato nei K-feldspati del leucosoma (0.05%).

6.1.2 Plagioclasio

La tabella 6.2 riporta le composizioni chimiche, le formule strutturali normalizzate a 8 ossigeni e i rapporti molari tra albite, anortite e ortoclasio dei plagioclasii analizzati in campioni selezionati di migmatiti ortoderivate e paraderivate di Porto Ottiolu.

I plagioclasii dell'ortogneiss migmatitico hanno composizione intermedia tra oligoclasio e andesina, con la maggior parte dei campioni compresi nel range $Ab=66-72\%$ e non mostrano zonature composizionali. Si discostano da questo range; i) i plagioclasii del leucosoma LI85, la cui composizione è marcatamente oligoclasica e che talvolta presentano zonature composizionali più o meno marcate (bordo $Ab=83-85\%$, cuore $Ab=71-80\%$); ii) i plagioclasii del mesosoma MI86 (adiacente a LI85), leggermente più albitici rispetto a quelli degli altri campioni, e debolmente zonati (bordo $Ab=78\%$, cuore $Ab=74\%$); iii) i plagioclasii del leucosoma ptigmatico BD32 (Fig. 3.2d), di composizione oligoclasica ($Ab=86\%$). In tutti i campioni di leucosomi analizzati sono stati osservati sottili bordi albitici ($Ab\ rim=95-97\%$) che circondano i plagioclasii e/o al contatto tra plagioclasio e K-feldspato, mentre nei mesosomi questi bordi sono più rari. Sono presenti inoltre frequenti smescolamenti pertitici di composizione $Ab=95-96\%$, mirmekiti nelle quali il plagioclasio ha composizione $Ab=68-70\%$ e piccoli cristalli di albite inclusi nel K-feldspato di composizione $Ab \sim 95\%$. Non si osservano differenze nella composizione dei plagioclasii tra leucosomi e mesosomi ad eccezione di LI85 e dell'adiacente MI86.

I plagioclasii delle migmatiti paraderivate hanno composizioni analoghe a quelle dei plagioclasii dell'ortogneiss migmatitico ($Ab=68-72\%$) e, come i precedenti, non mostrano zonature composizionali. In questi campioni non sono stati osservati né i sottili bordi albitici intorno al plagioclasio né le mirmekiti.

Tab. 6.2: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di migmatiti orto e paraderivate di Porto Ottiolu. Rim=bordo; cor= cuore; mirm= mirmekiti; Ab=albite.

Sample	Ortogneiss migmatitico										Migmatiti paraderivate													
	Leucosomi					Mesosomi					Leucosomi		Mesosomi											
	BD32	BD34	BD34	BD39L	BD40	BD47	LI85	LI85	LI85	LI85	BD39M	BD39M	BD197	BD197	BD197	MI86	MI86	BD195L	BD203a	BD195M	BD203b	BD203b	BD203b	
SiO ₂	65.47	60.60	68.13	60.90	68.14	61.41	63.48	62.41	66.32	60.02	59.51	59.82	60.03	60.33	61.72	61.25	60.84	60.88	61.20	60.00	60.12	60.12	60.12	60.12
Al ₂ O ₃	22.49	25.64	20.63	25.45	21.04	24.42	21.18	21.86	19.52	24.37	24.15	25.21	25.05	24.77	21.97	22.47	24.87	24.67	25.05	24.77	24.72	24.72	24.72	24.72
CaO	2.84	6.26	0.61	6.44	0.99	5.58	3.39	4.20	1.22	6.59	6.72	6.93	6.74	6.67	4.33	5.26	6.00	6.20	5.99	6.68	6.33	6.33	6.33	6.33
Na ₂ O	10.45	8.43	11.83	7.72	10.80	8.35	9.79	9.15	11.04	7.96	8.02	8.07	7.69	8.00	9.09	8.79	8.08	8.05	8.05	7.91	8.37	8.37	8.37	8.37
K ₂ O	0.25	0.11	0.12	0.37	0.05	0.35	0.29	0.10	0.15	0.22	0.30	0.18	0.31	0.20	0.18	0.16	0.16	0.10	0.19	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Totale	101.50	101.04	101.32	100.90	101.02	100.11	99.97	97.73	98.25	99.16	98.72	100.20	99.84	99.97	97.30	97.93	99.95	99.92	100.52	99.49	99.62	99.62	99.62	99.62
Si	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox
Al	2.845	2.671	2.947	2.685	2.946	2.724	2.858	2.822	2.959	2.696	2.691	2.664	2.680	2.689	2.807	2.776	2.703	2.707	2.703	2.686	2.688	2.688	2.688	2.688
Ca	1.152	1.332	1.052	1.322	1.072	1.277	1.124	1.165	1.026	1.290	1.287	1.323	1.318	1.301	1.178	1.200	1.302	1.293	1.304	1.307	1.302	1.302	1.302	1.302
Na	0.132	0.296	0.028	0.304	0.046	0.265	0.163	0.204	0.058	0.317	0.326	0.331	0.322	0.319	0.211	0.256	0.286	0.295	0.283	0.320	0.303	0.303	0.303	0.303
Na	0.881	0.721	0.992	0.660	0.905	0.719	0.855	0.803	0.955	0.694	0.703	0.697	0.666	0.692	0.802	0.772	0.696	0.694	0.689	0.687	0.726	0.726	0.726	0.726
K	0.014	0.006	0.006	0.021	0.003	0.020	0.017	0.014	0.009	0.013	0.017	0.010	0.018	0.011	0.011	0.009	0.009	0.009	0.011	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Totale	5.024	5.026	5.026	4.992	4.972	5.004	5.013	4.999	5.007	5.010	5.024	5.026	5.003	5.012	5.007	5.012	4.996	4.995	4.990	5.005	5.024	5.024	5.024	5.024
An	0.13	0.29	0.03	0.31	0.05	0.26	0.16	0.20	0.06	0.31	0.31	0.32	0.32	0.31	0.21	0.25	0.29	0.30	0.29	0.32	0.29	0.29	0.29	0.29
Ab	0.86	0.70	0.97	0.67	0.95	0.72	0.83	0.79	0.93	0.68	0.67	0.67	0.66	0.68	0.78	0.74	0.70	0.70	0.70	0.68	0.70	0.70	0.70	0.70
Or	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

6.1.3 Biotite

In tabella 6.3 sono riportate alcune analisi chimiche e le relative formule strutturali normalizzate a 22 ossigeni di biotiti di campioni delle migmatiti orto e paraderivate di Porto Ottiolu.

Le biotiti degli ortogneiss migmatitici mostrano composizioni abbastanza omogenee, con un rapporto X_{Fe} compreso tra 0.60 e 0.64 per la maggior parte dei campioni, ad eccezione di una biotite del campione BD32 (leucosoma ptigmatico, Fig. 3.2d) con $X_{Fe}=0.75$. Anche il contenuto di Al^{IV} è piuttosto omogeneo, variando da 2.463 a 2.647 nella maggior parte dei campioni. Nella maggior parte dei campioni le biotiti hanno contenuto di Mn costante, compreso tra 0.039 e 0.057a.p.f.u.; fanno eccezione le biotiti dei campioni MI86, BD32 e BD40 (rispettivamente 0.075, 0.000 e 0.003 a.p.f.u.).

Tab. 6.3: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di biotiti di migmatiti orto e paraderivate di Porto Ottiolu.

Sample	Ortogneiss Migmatitico									Migmatiti Paraderivate					
	Leucosomi					Mesosomi				Leucosomi			Mesosomi		
	BD32 Bt	BD34 Bt	BD39L Bt	BD40 Bt	BD47 Bt	BD39M Bt	BD197 Bt	MI86 Bt	BD195L Bt	BD203a Bt	BD203a Bt	BD195M Bt	BD195M Bt	BD203b Bt	
SiO ₂	35.05	35.65	36.16	35.46	34.76	35.04	34.75	34.19	35.46	34.89	34.85	36.37	35.73	35.41	
TiO ₂	2.41	2.59	2.53	2.77	2.66	2.89	2.52	2.25	2.63	2.39	2.80	2.63	3.20	2.56	
Al ₂ O ₃	20.31	19.42	19.11	18.65	18.54	17.48	18.13	18.21	19.77	19.08	19.06	20.26	19.50	19.06	
FeO	24.21	21.55	21.15	21.94	22.32	21.55	22.44	22.69	18.75	19.13	19.61	18.80	19.41	19.59	
MnO	0.00	0.41	0.35	0.02	0.30	0.36	0.44	0.56	0.31	0.17	0.21	0.23	0.19	0.20	
MgO	4.51	7.23	7.43	7.12	7.34	8.00	7.81	7.19	8.55	9.72	8.76	8.83	8.56	8.65	
CaO	0.02	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	
Na ₂ O	0.16	0.03	0.15	0.07	0.03	0.04	0.04	0.13	0.44	0.22	0.18	0.19	0.11	0.11	
K ₂ O	9.40	9.58	9.21	9.48	9.76	9.85	9.79	9.73	9.09	9.88	9.68	9.23	9.68	9.89	
Totale	96.07	96.45	96.14	95.54	95.73	95.22	95.94	94.96	95.03	95.49	95.16	96.56	96.38	95.47	
	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	
Si	5.400	5.413	5.485	5.447	5.368	5.430	5.365	5.355	5.387	5.318	5.335	5.415	5.375	5.398	
Al ^{IV}	2.600	2.587	2.515	2.553	2.632	2.570	2.635	2.645	2.613	2.682	2.665	2.585	2.625	2.602	
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al ^{VI}	1.088	0.888	0.901	0.824	0.741	0.622	0.664	0.716	0.927	0.745	0.774	0.970	0.832	0.822	
Ti	0.279	0.296	0.289	0.320	0.310	0.337	0.293	0.265	0.301	0.274	0.322	0.295	0.362	0.293	
Fe ²⁺	3.120	2.736	2.683	2.819	2.883	2.793	2.897	2.972	2.382	2.439	2.510	2.341	2.442	2.498	
Mn	0.000	0.052	0.045	0.003	0.039	0.047	0.057	0.075	0.040	0.022	0.027	0.029	0.024	0.025	
Mg	1.036	1.637	1.680	1.631	1.689	1.849	1.796	1.678	1.936	2.209	2.000	1.960	1.920	1.965	
Somma	5.523	5.609	5.597	5.596	5.662	5.648	5.708	5.705	5.586	5.689	5.634	5.594	5.579	5.604	
Ca	0.004	0.000	0.007	0.005	0.004	0.000	0.003	0.003	0.005	0.002	0.000	0.003	0.000	0.003	
Na	0.047	0.008	0.045	0.021	0.008	0.012	0.012	0.038	0.129	0.065	0.052	0.055	0.031	0.031	
K	1.848	1.856	1.782	1.858	1.923	1.947	1.929	1.944	1.762	1.920	1.891	1.753	1.858	1.924	
Somma	1.901	1.876	1.835	1.887	1.939	1.968	1.955	1.986	1.901	1.998	1.960	1.823	1.900	1.971	
Totale	15.424	15.485	15.432	15.484	15.601	15.616	15.663	15.691	15.487	15.687	15.594	15.417	15.479	15.575	
X _{Fe}	0.75	0.63	0.61	0.61	0.63	0.60	0.62	0.64	0.55	0.52	0.56	0.54	0.56	0.56	

Non sono state riportate analisi di biotiti del leucosoma LI85 in quanto quest'ultimo è caratterizzato da un bassissimo contenuto di biotite (<1% vol.) che forma rari cristalli di piccole dimensioni generalmente cloritizzati che non è stato possibile analizzare. Non sono state riscontrate né variazioni di composizione della biotite tra leucosomi e mesosomi, né zonature composizionali significative dei singoli cristalli analizzati.

Le biotiti delle migmatiti paraderivate, analogamente alle precedenti, sono generalmente prive di zonature e sono fortemente omogenee tra tutti i campioni sia di leucosomi, sia di mesosomi. Il tenore in Fe è inferiore a quello delle migmatiti ortoderivate e fortemente costante ($X_{Fe}=0.54-0.56$) ad eccezione di rari punti analisi che fanno registrare contenuti leggermente più bassi (fino a 0.52) o più alti (fino a 0.59). Anche il contenuto di Al^{IV} è costante; nella maggior parte dei punti analisi si registrano valori compresi tra 2.61 e 2.68 a.p.f.u., ma tra le oltre 170 analisi effettuate sono stati misurati anche valori inferiori (fino a 2.57). Il contenuto di Mn è piuttosto costante e varia tra 0.02 e 0.04 a.p.f.u. (leggermente inferiore rispetto a quello delle biotiti delle migmatiti ortoderivate). In figura 6.2 è riportato il diagramma di classificazione delle biotiti basato sui valori di $Fe/(Fe + Mg)$ e Al^{IV} proposto da Deer et al. (1986). Nel diagramma si distinguono chiaramente i due gruppi di campioni (ortoderivati e paraderivati), in virtù delle differenze dei due parametri, sopra esposte. Tutti i campioni possono essere classificati come termini intermedi tra i quattro end-members, con una maggiore affinità alla serie annite – siderofillite, dove il secondo è generalmente il componente predominante.

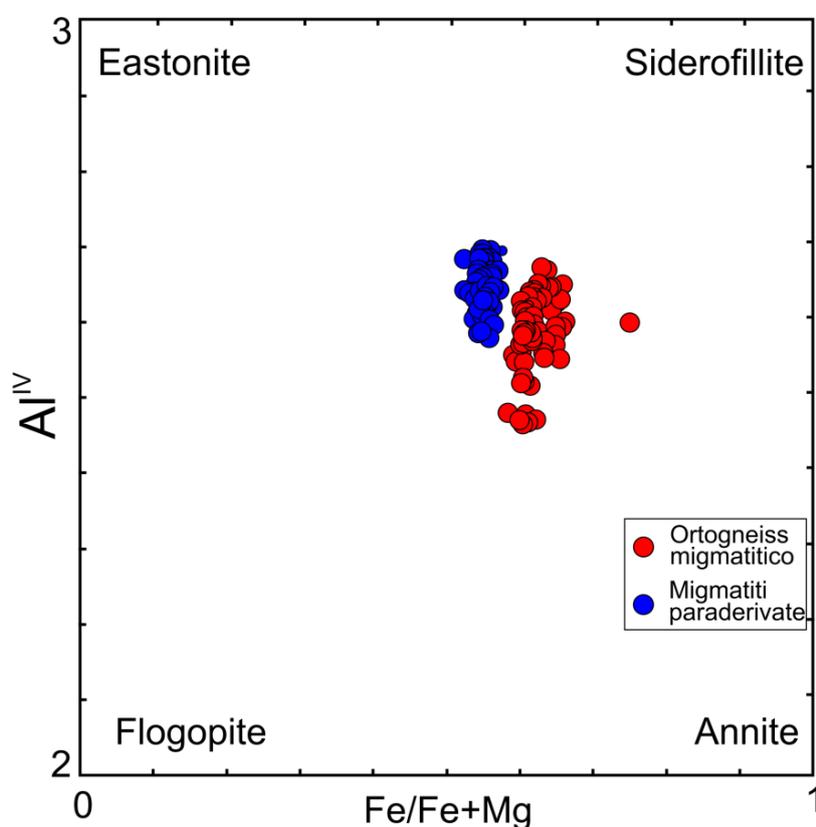


Fig. 6.1: Diagramma classificativo delle biotiti (da Deer et al., 1986, modificato). Sono riportati i punti relativi alle biotiti di migmatiti orto e paraderivate di Porto Ottiolu. Al^{IV} normalizzato a 22 ossigeni.

6.1.4 Mica chiara potassica

La muscovite è il minerale che presenta la maggiore variabilità tra quelli analizzati nei campioni di Porto Ottiolu. Per questo motivo verranno presentate due distinte tabelle di dati (analisi chimiche e formule strutturali normalizzate a 22 ossigeni), una per le migmatiti ortoderivate (Tab. 6.4) e una per quelle paraderivate (Tab. 6.6). Non verranno riportate analisi di muscoviti del campione BD32 (leucosoma ptigmatico, Fig. 3.2d) in quanto

quest'ultimo ne è quasi totalmente privo e i pochi microcristalli rinvenuti non hanno fornito analisi valide.

Le muscoviti degli ortogneiss migmatitici mostrano un'ampia variabilità del contenuto di Si, che spazia da termini tipo muscovite (Si=6.0-6.1 a.p.f.u.) a termini tipo fengite (Si>6.2 a.p.f.u.); i contenuti minimi e massimi rilevati nell'intero dataset (oltre 200 punti analisi) sono rispettivamente da 6.092 a 6.533 a.p.f.u. anche se la maggior parte dei campioni ricade in un intervallo di 6.12-6.27 a.p.f.u. Il rapporto X_{Mg} varia nel range 0.40-0.63 nei leucosomi e tra 0.37-0.62 nei mesosomi. I valori più elevati di componente fengitica sono registrati solitamente in piccole muscoviti relitte, incluse nella biotite o nel K-feldspato, quasi sempre nei mesosomi. Queste muscoviti tuttavia non sono facilmente distinguibili dalle altre da un punto di vista microstrutturale in quanto anche cristalli a basso contenuto di silicio possono presentarsi in forma di piccoli cristalli inclusi nel K-feldspato o nel plagioclasio. La maggior parte delle miche chiare è priva di zonature composizionali ma non sono rari cristalli zonati, soprattutto nei mesosomi; le zonature non sono concentriche ma irregolari perciò non si osservano arricchimenti o impoverimenti sistematici dal cuore al bordo di alcun elemento.

Tab. 6.4: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di miche chiare potassiche di ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu. Rim=bordo; cor= cuore; relic=relitta.

		Ortogneiss migmatitico															
Sample	Leucosomi									Mesosomi							
	BD34 Ms	BD39L Ms	BD40 Ms	BD47 Ms relic	BD47 Ms rim	BD47 Ms cor	LI85 Ms relic	LI85 Ms relic	BD39M Ms cor	BD39M Ms rim	BD197 Ms relic	BD197 Ms relic	BD197 Ms	BD197 Ms	MI86 Ms	MI86 Ms rel	
SiO ₂	46.73	46.90	46.05	47.10	45.81	46.43	47.20	45.45	46.82	45.93	46.15	49.09	45.51	46.01	45.53	47.80	
TiO ₂	0.15	0.45	0.76	1.49	0.70	0.45	0.11	0.13	1.21	0.70	1.41	4.17	0.02	0.37	0.53	0.42	
Al ₂ O ₃	35.05	34.45	35.69	30.42	35.23	34.15	32.94	34.02	32.20	34.05	32.72	27.83	36.02	34.40	34.29	34.52	
FeO	1.63	1.75	1.64	2.01	1.23	1.61	1.71	1.74	2.24	1.95	2.03	2.30	1.47	1.39	1.44	1.45	
MnO	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	
MgO	1.03	0.99	0.90	1.95	0.71	0.95	0.68	0.64	1.42	1.02	1.28	1.72	0.47	0.94	0.67	0.70	
CaO	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.33	0.32	0.38	0.28	0.45	0.38	0.27	0.40	0.20	0.25	0.15	0.15	0.39	0.31	0.46	0.39	
K ₂ O	10.90	10.79	10.59	10.94	10.86	10.85	11.20	11.22	10.67	10.83	11.36	10.77	11.22	11.28	10.99	10.81	
BaO	0.05	0.18	0.26	0.13	0.11	0.12	0.08	0.06	0.21	0.24	0.23	0.30	0.33	0.23	0.00	0.00	
Totale	95.89	95.84	96.29	94.39	95.16	94.98	94.22	93.71	95.05	94.99	95.37	96.37	95.44	94.93	93.92	96.10	
	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	
Si	6.198	6.231	6.092	6.389	6.127	6.227	6.382	6.201	6.299	6.179	6.214	6.533	6.093	6.190	6.177	6.305	
Al ^{IV}	1.802	1.769	1.908	1.611	1.873	1.773	1.618	1.799	1.701	1.821	1.786	1.467	1.907	1.810	1.823	1.695	
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Ti	0.015	0.045	0.076	0.152	0.070	0.046	0.012	0.013	0.122	0.071	0.143	0.417	0.002	0.038	0.054	0.042	
Al ^{VI}	3.677	3.625	3.657	3.253	3.679	3.624	3.631	3.671	3.404	3.578	3.407	2.898	3.776	3.644	3.660	3.671	
Fe ²⁺	0.181	0.194	0.181	0.228	0.138	0.180	0.194	0.198	0.252	0.219	0.229	0.256	0.164	0.156	0.164	0.160	
Mn	0.000	0.001	0.002	0.004	0.003	0.005	0.001	0.005	0.007	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	
Mg	0.204	0.196	0.177	0.395	0.141	0.191	0.137	0.130	0.284	0.205	0.257	0.341	0.095	0.188	0.137	0.137	
Somma	4.077	4.062	4.093	4.031	4.031	4.045	4.000	4.018	4.070	4.075	4.038	4.000	4.037	4.025	4.016	4.011	
Ca	0.004	0.000	0.000	0.005	0.005	0.000	0.002	0.000	0.004	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na	0.084	0.082	0.096	0.074	0.117	0.098	0.070	0.106	0.053	0.065	0.038	0.038	0.100	0.080	0.120	0.101	
K	1.844	1.829	1.787	1.893	1.853	1.857	1.932	1.952	1.831	1.859	1.952	1.828	1.917	1.936	1.903	1.820	
Ba	0.002	0.009	0.014	0.007	0.006	0.006	0.004	0.003	0.011	0.013	0.012	0.016	0.017	0.012	0.000	0.000	
Somma	1.935	1.921	1.898	1.979	1.980	1.961	2.009	2.061	1.898	1.938	2.003	1.885	2.034	2.028	2.023	1.920	
Totale	14.01	13.98	13.99	14.01	14.01	14.01	14.01	14.08	13.97	14.01	14.04	13.88	14.07	14.05	14.04	13.93	
X _{Mg}	0.53	0.50	0.49	0.63	0.51	0.51	0.41	0.40	0.53	0.48	0.53	0.57	0.37	0.55	0.46	0.46	

Un esempio di tali zonature è illustrato in figura 6.2 dove sono riportate le mappe a raggi X relative alle variazioni di Fe, Mg e Ti in un relitto di mica chiara fengitica inclusa in una biotite nel campione BD39M. All'interno del cristallo è presente una sottile fascia arricchita in Mg, Ti e, in minor misura, in Fe. Nella parte bassa della mappa è presente un secondo piccolo relitto che mostra un arricchimento in Fe e Mg, ma non in Ti. In tabella 6.5 sono riportate le composizioni di alcuni punti analizzati all'interno dello stesso cristallo; le analisi mostrano che all'arricchimento in Fe e Mg corrisponde un aumento del rapporto X_{Mg} in quanto il secondo elemento cresce più del primo. Anche il contenuto in Si aumenta in relazione all'incremento di Fe e Mg (fino a 6.55 a.p.f.u.).

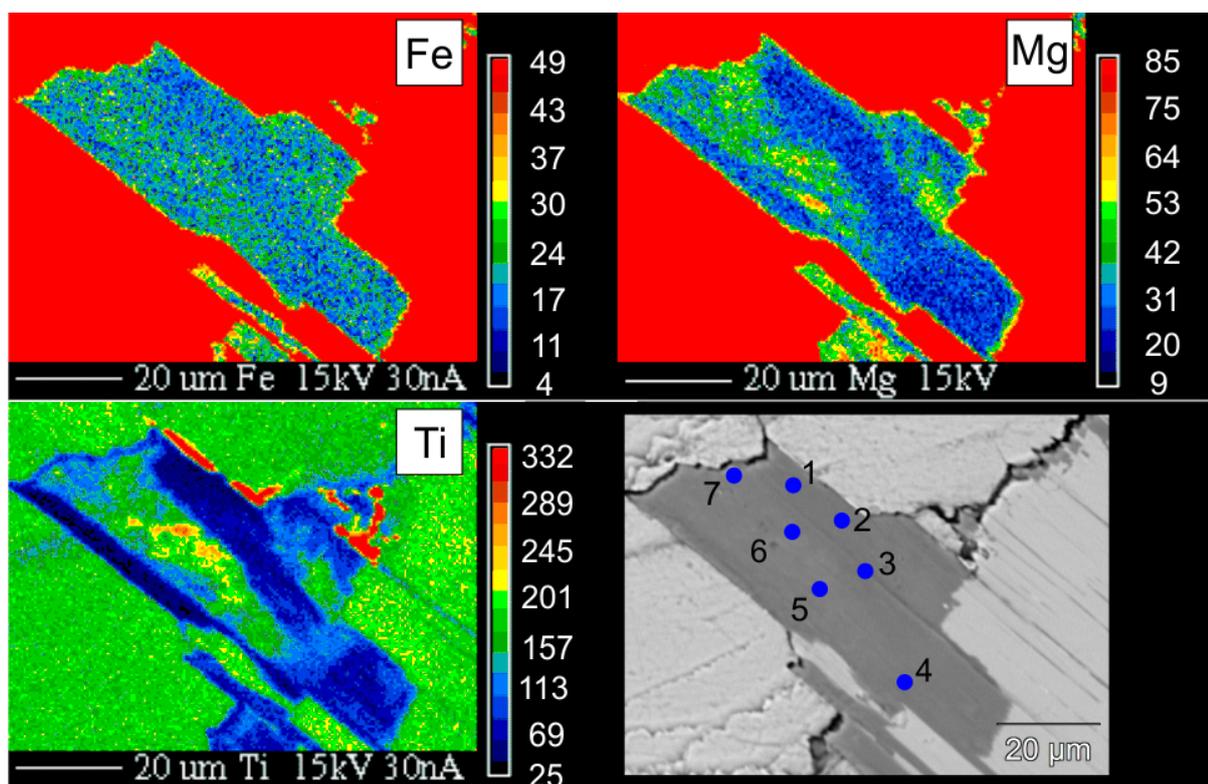


Fig. 6.2: Mappe a raggi X di un cristallo di muscovite del campione BD39M. Sono mostrati gli andamenti di Fe, Mg e Ti. La scala cromatica a lato indica il numero di conteggi al secondo. In basso a destra è riportata un'immagine del cristallo in BSE con la localizzazione dei punti analizzati (Tab. 6.5).

Le composizioni delle muscoviti di leucosomi e mesosomi sono in gran parte sovrapponibili, ma queste ultime mostrano una maggiore variabilità; dai mesosomi provengono infatti le muscoviti con i contenuti più elevati di silicio, ma anche di Fe, Mg e Ba e con i contenuti più bassi di Al_{tot} .

Nel diagramma Al_{TOT}/Si (Fig. 6.3a) quasi tutti i punti mostrano carattere intermedio tra muscovite e Fe-muscovite, con una marcata componente fengitica, più evidente nei mesosomi. Il diagramma $Si/Fe + Mg$ (Fig. 6.3b) mostra una netta correlazione positiva tra i due parametri.

Sample	BD39M						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46.96	46.57	46.42	46.47	47.73	47.00	48.88
TiO ₂	0.64	0.71	0.96	1.05	3.32	3.83	2.43
Al ₂ O ₃	33.70	33.28	33.19	33.70	29.40	29.92	28.38
FeO	2.09	2.09	2.20	2.06	2.52	2.40	2.39
MnO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.07	0.01	0.04
MgO	1.18	1.23	1.11	1.06	1.94	1.60	2.18
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.16	0.19	0.18	0.26	0.17	0.25	0.15
K ₂ O	10.54	10.57	10.62	10.77	10.62	10.85	10.93
BaO	0.18	0.22	0.20	0.23	0.22	0.31	0.17
Totale	95.46	94.86	94.90	95.64	95.98	96.15	95.54
	22ox						
Si	6.265	6.261	6.246	6.209	6.383	6.292	6.555
Al ^{IV}	1.735	1.739	1.754	1.791	1.617	1.708	1.445
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.064	0.072	0.097	0.106	0.334	0.385	0.245
Al ^{VI}	3.563	3.534	3.510	3.516	3.016	3.013	3.041
Fe ²⁺	0.233	0.235	0.248	0.230	0.282	0.268	0.268
Mn	0.001	0.000	0.000	0.004	0.008	0.001	0.005
Mg	0.235	0.246	0.222	0.212	0.387	0.319	0.436
Somma	4.096	4.087	4.077	4.068	4.027	4.000	4.000
Ca	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001
Na	0.041	0.050	0.046	0.067	0.044	0.066	0.038
K	1.794	1.813	1.824	1.836	1.811	1.853	1.869
Ba	0.010	0.011	0.011	0.012	0.011	0.016	0.009
Somma	1.845	1.875	1.883	1.915	1.867	1.936	1.916
Totale	13.94	13.96	13.96	13.98	13.89	13.94	13.92
X _{Mg}	0.50	0.51	0.47	0.48	0.58	0.54	0.62

Tab. 6.5: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di diversi punti del cristallo di mica chiara potassica riportato in figura 6.2.

Le miche chiare potassiche delle migmatiti paraderivate mostrano una composizione decisamente più omogenea rispetto a quelle degli ortogneiss migmatitici e non sono mai zonate. Il contenuto di Si varia da 6.030 a 6.180 a.p.f.u. nella quasi totalità dei punti analisi, con l'eccezione di due singoli punti analizzati in muscoviti dei leucosomi che mostrano tenori più elevati (fino a 6.360 a.p.f.u.). Come si evince dalla tabella 6.6 le concentrazioni di Si leggermente più elevate sono registrate nelle miche potassiche relitte. Anche il contenuto di Al_{TOT} e della sommatoria Fe + Mg sono piuttosto costanti (rispettivamente 5.488-5.756 a.p.f.u e 0.184-0.334). Tutte le miche chiare potassiche hanno composizione intermedia tra muscovite e Fe-muscovite con un basso tenore di componente fengitica (Fig. 6.4a).

Il diagramma in figura 6.4b mostra anch'esso la scarsa variabilità composizionale e l'assenza di correlazione tra Si e Fe + Mg. Non sono state riscontrate differenze significative tra miche chiare potassiche dei leucosomi, dei mesosomi e del melanosoma. Quest'ultimo è costituito da un trail di spessore millimetrico formato essenzialmente da biotite e subordinata muscovite all'interno del campione BD203b. Il rapporto X_{Mg} varia nel range 0.50-0.62 nei leucosomi, tra 0.49-0.54 nei mesosomi e tra 0.47-0.52 nel melanosoma.

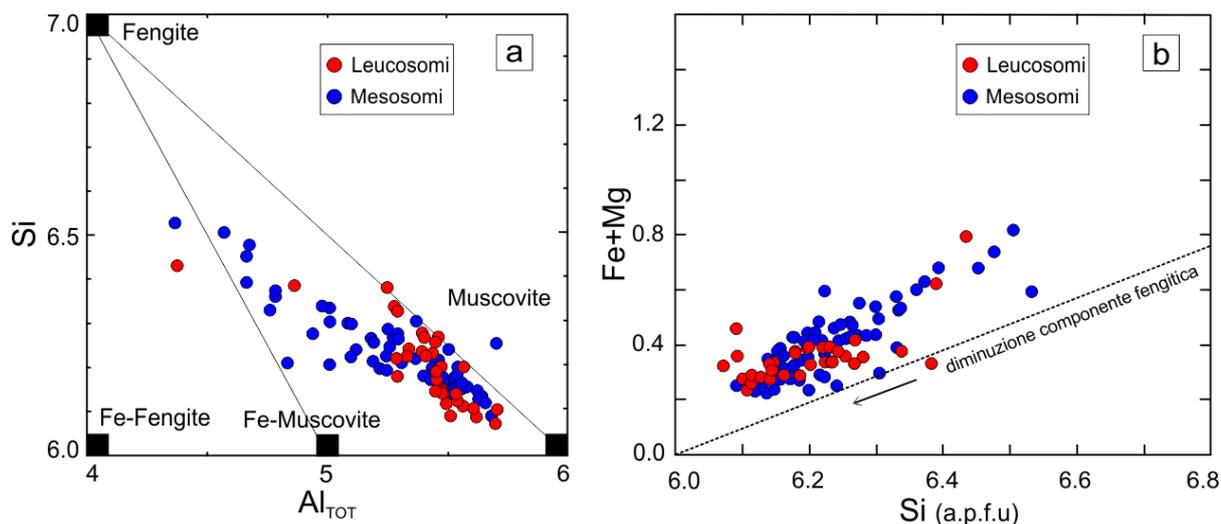


Fig. 6.3: a) composizione delle miche chiare potassiche degli ortogneiss migmatitici nel diagramma Al_{TOT}/Si ; b) composizione delle miche chiare nel diagramma $Si/Fe + Mg$.

Tab. 6.6: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di miche chiare potassiche di migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Rim=bordo; cor= cuore; relic=relitta.

Sample	Migmatiti Paraderivate											
	Leucosomi					Mesosomi					Melanosoma	
	BD195L	BD195L	BD203a	BD203a	BD203a	BD195M	BD195M	BD203b	BD203b	BD203b	BD203b	BD203b
	Ms	Ms	Ms cor	Ms rim	Ms relic	Ms	Ms	Ms cor	Ms rim	Ms	Ms	Ms rim
SiO ₂	46.50	46.22	45.71	44.92	46.26	46.38	46.59	46.00	45.41	45.11	44.81	45.73
TiO ₂	0.72	0.55	0.82	0.59	0.76	0.77	0.88	0.85	0.75	0.87	1.01	0.83
Al ₂ O ₃	35.78	35.41	35.35	35.65	33.95	36.33	35.63	34.99	35.63	35.12	35.59	34.92
FeO	0.98	1.02	1.02	1.17	1.13	1.16	0.98	1.02	1.03	1.03	1.16	1.09
MnO	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.73	0.68	0.63	0.67	1.03	0.63	0.61	0.68	0.64	0.62	0.57	0.67
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.66	0.59	0.73	0.78	0.70	0.74	0.70	0.72	0.83	0.73	0.77	0.80
K ₂ O	10.18	9.54	10.39	10.41	10.46	10.13	10.22	10.13	10.18	9.87	10.54	10.52
BaO	0.53	0.33	0.49	0.72	0.23	0.22	0.24	0.30	0.30	0.33	0.39	0.39
Totale	96.13	94.36	95.14	94.90	94.52	96.37	95.88	94.69	94.77	93.67	94.84	94.94
	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox
Si	6.140	6.180	6.114	6.048	6.221	6.098	6.154	6.160	6.085	6.106	6.030	6.135
Al ^{IV}	1.860	1.820	1.886	1.952	1.779	1.902	1.846	1.840	1.915	1.894	1.970	1.865
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.071	0.055	0.083	0.060	0.076	0.077	0.088	0.085	0.076	0.088	0.102	0.084
Al ^{VI}	3.708	3.760	3.687	3.705	3.601	3.727	3.701	3.683	3.712	3.709	3.673	3.657
Fe ²⁺	0.108	0.114	0.114	0.132	0.127	0.127	0.109	0.114	0.116	0.116	0.131	0.122
Mn	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.144	0.136	0.126	0.134	0.207	0.124	0.121	0.135	0.128	0.125	0.114	0.133
Somma	4.035	4.067	4.009	4.030	4.012	4.055	4.021	4.018	4.031	4.038	4.020	4.000
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.168	0.154	0.190	0.203	0.182	0.189	0.179	0.188	0.215	0.191	0.200	0.207
K	1.715	1.627	1.773	1.788	1.795	1.699	1.722	1.731	1.741	1.705	1.809	1.801
Ba	0.028	0.017	0.026	0.038	0.012	0.011	0.012	0.016	0.016	0.018	0.021	0.020
Somma	1.911	1.798	1.989	2.029	1.989	1.900	1.914	1.935	1.972	1.914	2.030	2.028
Totale	13.95	13.87	14.00	14.06	14.00	13.96	13.94	13.95	14.00	13.95	14.05	14.03
X _{Mg}	0.57	0.54	0.53	0.50	0.62	0.49	0.53	0.54	0.52	0.52	0.47	0.52

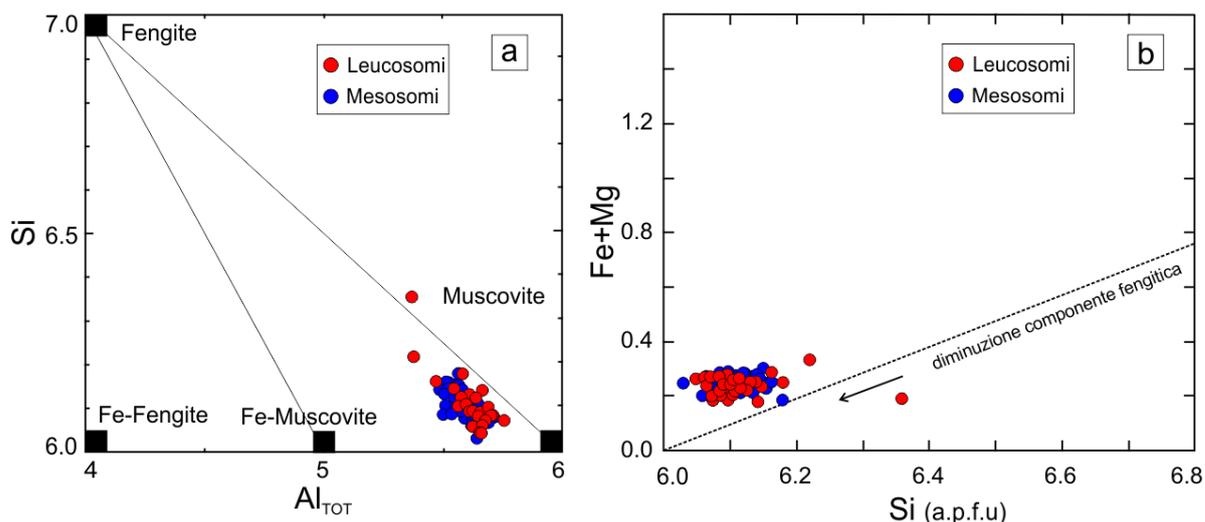


Fig. 6.4: a) composizione delle miche chiare potassiche delle migmatiti paraderivate nel diagramma Al_{TOT}/Si ; b) composizione delle miche chiare nel diagramma $Si/Fe + Mg$.

6.1.5 Granato

Il granato è presente in tre campioni di migmatiti ortoderivate mentre non è stato trovato in quelle paraderivate (sebbene sia stato descritto in letteratura). I campioni sono: BD32 (leucosoma ptigmatico), LI85 (leucosoma con giacitura filoniana), MI86 (mesosoma adiacente al leucosoma LI85). Nel primo si trova in rarissimi cristalli micrometrici, mentre nei secondi è più abbondante e forma cristalli subedrali di maggiori dimensioni o aggregati microcristallini. In tabella 6.7 sono riportate alcune analisi rappresentative dell'intero dataset (circa 90 punti), con le relative formule strutturali, normalizzate a 12 ossigeni e le percentuali degli end-members. I granati del leucosoma ptigmatico (BD32), sono caratterizzati da un elevato tenore in ferro ($X_{Fe}= 0.79-80$), da bassi contenuti di calcio ($X_{Ca}=0.03$) e magnesio ($X_{Mg}=0.05$) e da un moderato contenuto di manganese ($X_{Mn}=0.11-0.13$). Le dimensioni molto ridotte non hanno consentito di riscontrare zonature composizionali. I granati provenienti dagli altri due campioni, il leucosoma LI85 e l'adiacente mesosoma MI86, si differenziano nettamente da quelli del campione precedente. Si osserva infatti un contenuto di ferro decisamente inferiore ($X_{Fe}= 0.60-0.68$), un maggiore contenuto di manganese ($X_{Mn}=0.19-0.32$) e magnesio ($X_{Mg}=0.05-0.10$) e una componente calcica simile ($X_{Ca}=0.04$). LI85 e MI86, sebbene simili tra loro, mostrano alcune differenze in particolare nel contenuto di manganese, più variabile nel secondo ($X_{Mn}=0.19-0.31$), più costante nel primo ($X_{Mn}=0.20-0.23$). I granati di maggiori dimensioni (250-300 μm) mostrano una debole zonatura concentrica evidenziata dalle mappe a raggi X (Fig. 6.5); Fe e Mg diminuiscono in corrispondenza del bordo più esterno mentre il Mn mostra un incremento regolare dal cuore al bordo e un aumento improvviso nel bordo più esterno. Il contenuto di Ca è invece costante. Tali variazioni sono evidenziate anche dalle traverse bordo-cuore-bordo di figura 6.6. Anche gli aggregati microcristallini, appaiono debolmente zonati, in particolare nel contenuto di manganese e magnesio, anche se in questo caso la zonatura non è concentrica.

Tab. 6.7: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di granati di migmatiti ortoderivate di Porto Ottiolu. Rim=bordo; cor= cuore; sm=cristallo di piccole dimensioni; agg=aggregati microcristallini.

Sample	Ortogneiss migmatitici													
	Leucosomi							Mesosomi						
	BD32 Gt	BD32 Gt	LI85 Gt1 rim	LI85 Gt1 cor	LI85 Gt2	LI85 Gt3 rim	LI85 Gt3 cor	MI86 Gt rim	MI86 Gt cor	MI86 Gt2 rim	MI86 Gt2 cor	MI86 Gt sm	MI86 Gt agg	MI86 Gt agg
SiO ₂	36.83	36.69	35.83	35.91	36.14	36.21	36.41	36.75	36.94	36.02	36.41	36.83	36.21	36.21
Al ₂ O ₃	21.66	21.45	19.99	19.95	19.87	19.97	20.36	20.62	20.43	20.06	20.39	20.49	20.36	20.32
FeO	35.64	35.17	30.72	30.60	30.42	30.72	31.21	30.23	30.97	27.73	29.35	29.54	27.56	27.28
MnO	4.77	5.56	10.47	9.23	10.27	9.95	9.11	8.59	8.62	12.96	11.42	9.87	13.37	13.67
MgO	1.36	1.25	1.48	1.92	1.57	1.55	1.96	2.48	2.45	1.38	1.68	2.00	1.34	1.30
CaO	1.10	0.95	1.29	1.32	1.33	1.29	1.35	1.33	1.41	1.35	1.39	1.40	1.28	1.31
Totale	101.36	101.07	99.79	98.93	99.60	99.68	100.40	100.01	100.82	99.49	100.64	100.13	100.11	100.09
	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x	120x
Si	2.966	2.969	2.962	2.976	2.984	2.986	2.972	2.986	2.988	2.977	2.971	2.998	2.973	2.974
Al	2.056	2.046	1.948	1.949	1.934	1.941	1.959	1.975	1.948	1.955	1.961	1.966	1.970	1.968
Fe ²⁺	2.400	2.380	2.124	2.121	2.101	2.118	2.130	2.054	2.095	1.917	2.003	2.011	1.892	1.874
Mn	0.325	0.381	0.733	0.648	0.718	0.695	0.630	0.591	0.591	0.907	0.789	0.680	0.930	0.951
Mg	0.163	0.151	0.182	0.237	0.193	0.190	0.238	0.300	0.295	0.170	0.204	0.243	0.164	0.159
Ca	0.095	0.082	0.114	0.117	0.118	0.114	0.118	0.116	0.122	0.120	0.122	0.122	0.113	0.115
Totale	8.006	8.008	8.064	8.049	8.048	8.044	8.047	8.024	8.038	8.045	8.049	8.019	8.042	8.042
Alm	0.80	0.79	0.67	0.68	0.67	0.68	0.68	0.67	0.68	0.62	0.64	0.66	0.61	0.60
Prp	0.05	0.05	0.06	0.08	0.06	0.06	0.08	0.10	0.10	0.05	0.07	0.08	0.05	0.05
Grs	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Sps	0.11	0.13	0.23	0.21	0.23	0.22	0.20	0.19	0.19	0.29	0.25	0.22	0.30	0.31

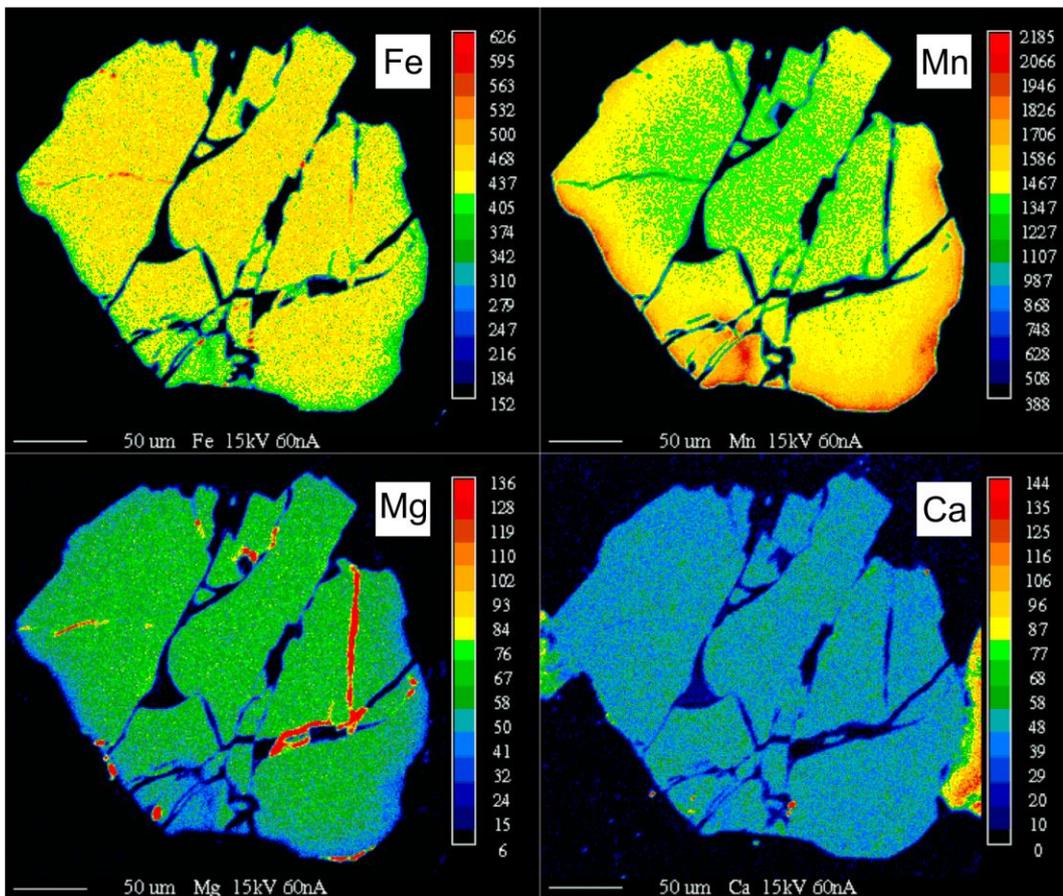


Fig. 6.5: Mappe a raggi X di un cristallo di granato del campione MI86. Sono mostrati gli andamenti di Fe, Mn, Mg e Ca. La scala cromatica a lato indica il numero di conteggi al secondo.

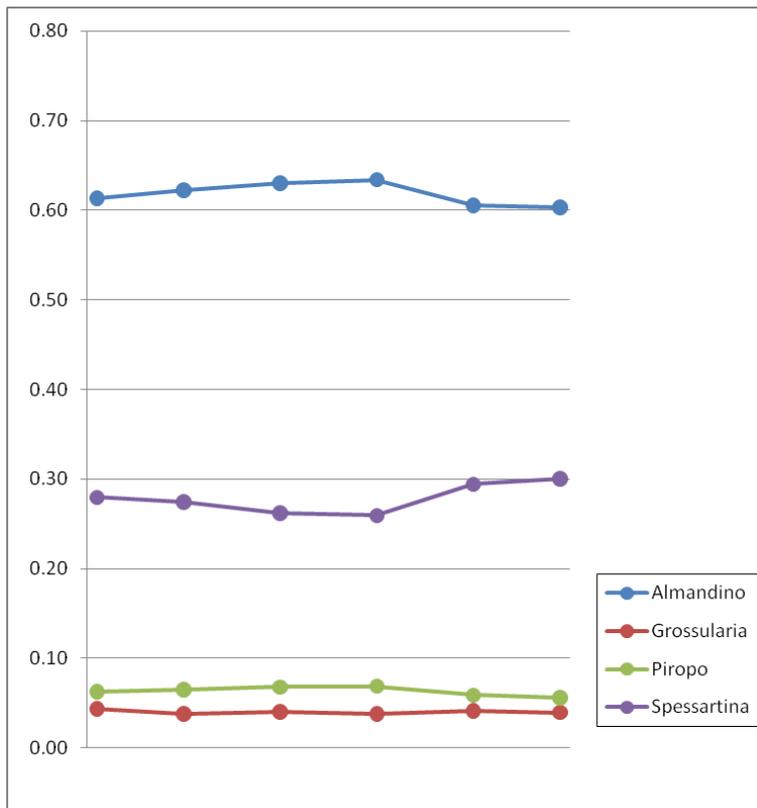


Fig. 6.6: Variazioni composizionali di grossularia, piropo, almandino e spessartina lungo una traversa bordo cuore bordo di un cristallo di granato del campione MI86.

6.2 Punta Sirenella

Di seguito verranno descritte le caratteristiche minerochimiche delle fasi principali costituenti gli ortogneiss di Punta Sirenella e Cala Libeccio unitamente ai graniti di Punta Sirenella (BD12) e ad alcuni corpi leucocratici provenienti da Pittulongu (BD78, Fig. 3.22) e Punta Bados (BD95-BD165).

6.2.1 K-feldspato

La tabella 6.8 riporta le composizioni chimiche, le formule strutturali normalizzate a 8 ossigeni e i rapporti molari tra gli end members (albite - anortite - ortoclasio) dei K-feldspati analizzati. I K-feldspati degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella hanno un tenore di Na_2O variabile tra 0.44 e 1.31%, con un debole arricchimento dal cuore al bordo (generalmente <3%), non sempre riscontrabile. I valori inferiori si osservano nei mesosomi ($\text{Na}_2\text{O}=0.44-0.97\%$), i più elevati nei leucosomi (0.85-1.31%) e nell'ortogneiss non migmatitico (BD5, 1.29%). Il contenuto di BaO è generalmente più elevato nei K-feldspati dei mesosomi (0.05-0.26%) rispetto ai leucosomi (0.06-0.11%), mentre un valore decisamente superiore è registrato nell'ortogneiss *stricto sensu* (0.64%). All'interno dei K-feldspati sono molto frequenti gli smescolamenti pertitici con composizioni albitiche (Ab=97-99%).

Il K-feldspato dell'ortogneiss migmatitico di Cala Libeccio mostra valori di Na_2O e BaO in media con quelli descritti nell'ortogneiss di Punta Sirenella (rispettivamente 0.69, e 0.44%).

I K-feldspati dei graniti di Punta Sirenella e dei corpi leucocratici di Punta Bados e Pittulongu sono accomunati da un bassissimo contenuto di BaO (<0.03%) e mostrano concentrazioni di

Na₂O in linea con quelli degli ortogneiss (0.70-1.24%).

Tab. 6.8: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di K-feldspati di campioni selezionati di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area compresa tra Pittulungu e Punta Bados. Rim=bordo; cor=cuore.

Sample	Ortogneiss migmatitico Punta Sirenella												Granito Punta Sirenella		Ortog. C.Libec.		Corpi leucocratici Bados			Pittul.
	Ortog BD5	Leucosomi				Mesosomi				BD12	BD12	BD153	BD165	BD95	BD78					
	Kfs	kfs rim	kfs cor	Kfs rim	Kfs cor	Kfs rim	Kfs cor	Kfs rim	Kfs cor	kfs rim	kfs cor	kfs rim	kfs cor	kfs	Kfs					
SiO ₂	64.62	64.87	64.85	64.86	64.61	64.42	64.44	64.18	64.57	64.65	64.60	64.62	64.25	64.84	63.59	64.04	65.00			
Al ₂ O ₃	19.26	18.58	18.45	18.17	18.33	17.99	17.81	18.34	18.10	18.00	17.94	18.50	18.61	18.51	18.55	18.72	19.36			
CaO	0.03	0.01	0.01	0.00	0.05	0.03	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.04	0.01			
Na ₂ O	1.29	0.96	0.85	0.92	1.27	1.31	1.11	0.77	0.44	0.97	0.93	1.06	1.24	0.69	1.05	1.00	0.70			
K ₂ O	14.76	15.61	15.65	15.72	15.39	15.20	15.76	16.16	16.72	15.62	15.73	15.38	15.28	15.42	15.46	15.57	15.67			
BaO	0.64	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.11	0.26	0.21	0.12	0.05	0.00	0.02	0.44	0.02	0.05	0.03			
Totale	100.60	100.12	99.86	99.75	99.71	99.01	99.25	99.76	100.06	99.38	99.26	99.59	99.39	99.93	98.66	99.41	100.78			
	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox	8ox			
Si	2.966	2.989	2.995	3.002	2.992	3.001	3.004	2.984	2.998	3.005	3.007	2.991	2.982	2.996	2.977	2.976	2.972			
Al	1.042	1.009	1.004	0.991	1.000	0.988	0.979	1.005	0.990	0.986	0.984	1.009	1.018	1.008	1.024	1.025	1.043			
Ca	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000			
Na	0.115	0.086	0.076	0.082	0.114	0.118	0.101	0.070	0.040	0.088	0.084	0.095	0.111	0.062	0.095	0.090	0.062			
K	0.864	0.917	0.922	0.928	0.909	0.904	0.937	0.959	0.990	0.926	0.934	0.908	0.905	0.909	0.923	0.923	0.914			
Ba	0.012	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.005	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.001			
Totale	5.000	5.002	4.999	5.005	5.019	5.014	5.023	5.024	5.022	5.008	5.010	5.005	5.016	4.984	5.019	5.018	4.992			
An	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	0.00	0.00	0.00			
Ab	0.12	0.09	0.08	0.08	0.11	0.12	0.10	0.07	0.04	0.09	0.08	0.09	0.11	0.06	0.09	0.09	0.06			
Or	0.88	0.91	0.92	0.92	0.89	0.88	0.90	0.93	0.96	0.91	0.92	0.90	0.89	0.93	0.91	0.91	0.94			

6.2.2 Plagioclasio

La tabella 6.9 riporta le composizioni chimiche, le formule strutturali normalizzate a 8 ossigeni e i rapporti molari tra albite, anortite e ortoclasio dei plagioclasii analizzati.

I plagioclasii dell'ortogneiss migmatitico hanno composizione oligoclasica decisamente costante (Ab=77-81%); i valori inferiori sono rilevati nei mesosomi. I plagioclasii dei mesosomi presentano lievissimi ma sistematici decrementi del contenuto di albite dal bordo verso il cuore che non superano mai il 2%. Si osservano frequentemente sottili film di albite quasi pura (Ab=97-98%) che bordano i cristalli di plagioclasio, soprattutto se in contatto con il K-feldspato. Anche gli smescolamenti perititici hanno composizione prossima all'albite pura (Ab=97-98%). È interessante notare che i plagioclasii dell'ortogneiss *stricto sensu*, che non presenta evidenti segregazioni di melt (BD5, Fig. 3.14a), hanno composizione al limite tra oligoclasio e andesina (Ab=70), e sottili bordini albitici di composizione oligoclasica (Ab=87%, non riportato in tabella). Per la distinzione tra i due tipi di ortogneiss di Punta Sirenella, migmatitico e in senso stretto, si rimanda al paragrafo 3.2.3.

La composizione dei plagioclasii dell'ortogneiss di Cala Libeccio (BD153) è simile a quella del campione BD5 (Ab=71-73%; in tabella 6.9, per brevità, è riportata una sola analisi).

Il plagioclasio del granito adiacente all'ortogneiss di Punta Sirenella (BD12) è oligoclasio (Ab=86-89%) debolmente zonato, con un incremento del contenuto di albite, dal cuore al bordo, nell'ordine del 2-3%.

I corpi leucocratici mostrano plagioclasii di differenti composizioni. Il campione BD95 (Punta Bados) è caratterizzato da plagioclasii albitici (Ab=96-98%) privi di zonature composizionali,

mentre il plagioclasio del campione BD78 (Pittulongu) ha composizione intermedia tra albite e oligoclasio (Ab=88-91%). In quest'ultimo campione sono stati osservati sottili bordi di albite quasi pura, analoghi a quelli osservati negli ortogneiss. Non si dispone di analisi del campione BD165, per un confronto con i precedenti.

Tab. 6.9: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di plagioclasio di campioni selezionati di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area compresa tra Pittulongu e Punta Bados. Rim=bordo; cor=cuore; pert=smescolamenti perititici; Ab rim= sottili film albitici.

Sample	Ortogneiss migmatitico Punta Sirenella												Granito Punta Sirenella		Ortog. C.Libec.	Corpi leucocratici		
	Ortog BD5 PI	Leucosomi						Mesosomi				BD12 PI rim	BD12 PI cor	BD153 PI	BD95 PI	BD95 PI	BD78 PI	
		BD10 PI	BD214L PI rim	BD214L PI cor	BD214L Ab rim	BD216L PI	BD216L Pert.	BD214M PI rim	BD214M PI cor	BD216M PI	BD216M Pert.							
SiO ₂	61.15	63.40	63.58	63.72	67.97	63.42	68.32	63.00	63.30	63.75	67.76	66.09	65.58	61.49	66.47	67.63	67.22	
Al ₂ O ₃	25.70	22.98	22.65	22.42	19.55	21.69	18.73	22.93	22.94	20.99	18.66	21.08	21.33	24.54	20.28	19.64	21.23	
CaO	6.30	3.87	4.06	3.76	0.20	3.80	0.10	4.39	4.51	3.43	0.41	2.01	2.50	5.61	1.15	0.17	1.24	
Na ₂ O	8.33	9.67	9.40	9.38	11.73	9.43	11.74	9.18	9.18	9.72	11.52	10.56	10.24	7.98	10.88	11.79	10.73	
K ₂ O	0.10	0.27	0.21	0.22	0.12	0.35	0.11	0.25	0.29	0.53	0.12	0.22	0.27	0.36	0.33	0.14	0.63	
BaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	
Totale	101.60	100.18	99.90	99.49	99.57	98.69	98.99	99.75	100.23	98.42	98.46	99.96	100.00	100.02	99.14	99.36	101.07	
	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox	
Si	2.678	2.798	2.813	2.827	2.985	2.840	3.014	2.794	2.796	2.863	3.008	2.905	2.887	2.727	2.941	2.977	2.920	
Al	1.327	1.195	1.181	1.172	1.012	1.145	0.974	1.198	1.195	1.111	0.976	1.092	1.106	1.283	1.057	1.019	1.087	
Ca	0.296	0.183	0.193	0.179	0.009	0.182	0.005	0.208	0.213	0.165	0.019	0.095	0.118	0.267	0.055	0.008	0.058	
Na	0.707	0.827	0.806	0.807	0.999	0.819	1.005	0.789	0.786	0.847	0.992	0.900	0.874	0.686	0.934	1.007	0.904	
K	0.006	0.015	0.012	0.013	0.007	0.020	0.006	0.014	0.016	0.030	0.007	0.012	0.015	0.020	0.019	0.008	0.035	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	
Totale	5.014	5.018	5.004	4.997	5.012	5.006	5.004	5.005	5.007	5.016	5.002	5.004	5.000	4.983	5.006	5.018	5.004	
An	0.29	0.18	0.19	0.18	0.01	0.18	0.00	0.21	0.21	0.16	0.02	0.09	0.12	0.27	0.05	0.01	0.06	
Ab	0.70	0.81	0.80	0.81	0.98	0.80	0.99	0.78	0.77	0.81	0.97	0.89	0.87	0.71	0.93	0.98	0.91	
Or	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	

6.2.3 Biotite

In tabella 6.10 sono riportate alcune analisi chimiche e le relative formule strutturali normalizzate a 22 ossigeni di biotiti dei campioni analizzati.

Le biotiti degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella sono caratterizzate da composizioni relativamente omogenee, con un X_{Fe} compreso tra 0.72 e 0.77 sia nei leucosomi, sia nei mesosomi; questi ultimi, in particolare il BD216M, mostrano i valori più elevati all'interno di questo range. Anche il contenuto di Al^{IV} è piuttosto omogeneo ed è compreso tra 2.619 e 2.708 a.p.f.u.. Le biotiti del campione B5 si differenziano da quelle dell'ortogneiss migmatitico in virtù di un contenuto di ferro più ridotto (X_{Fe} =0.62) e per il minore contenuto di Al^{IV} (2.566 a.p.f.u.).

Le biotiti dell'ortogneiss di Cala Libeccio sono caratterizzate da una composizione simile a quella degli ortogneiss di Punta Sirenella, sia per il contenuto in ferro (X_{Fe} =0.74-0.76), sia per il contenuto di Al^{IV} (2.634-2.696 a.p.f.u.).

Le biotiti dei campioni di granito di Punta Sirenella e dei corpi leucocratici mostrano composizioni diverse tra loro: il corpo leucocratico di Pittulongu è caratterizzato da rarissime biotiti di dimensioni micrometriche (<100µm) ad elevato contenuto in ferro (X_{Fe} =0.84-0.88); le biotiti del granito di Punta Sirenella hanno un tenore in ferro leggermente inferiore rispetto alle precedenti (X_{Fe} =0.82); le biotiti del corpo leucocratico di Punta Bados (BD95) hanno X_{Fe} =0.63. Il corpo leucocratico di Punta Bados BD165 non contiene biotite.

Ogni campione analizzato è caratterizzato da biotiti con un range di X_{Fe} molto ristretto, mentre il contenuto di Al^{IV} risulta maggiormente variabile, perciò tutti i campioni risultano ben distinguibili nel diagramma di classificazione delle miche basato su questi due parametri (Fig. 6.7) (Deer et al., 1986). Tutti i campioni possono essere classificati come termini intermedi della serie annite – siderofillite, dove il secondo è il componente predominante.

Tab. 6.10: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di biotiti di campioni selezionati di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area compresa tra Pittulongu e Punta Bados.

Sample	Ortogneiss migmatitico Punta Sirenella									Gran. Siren. BD12 Bt	Ortog. C.Libec. BD153 Bt	Corpi leucocratici	
	Ortog BD5 Bt	Leucosomi			Mesosomi				Bados BD95 Bt			Pittul. BD78 Bt	
	BD10 Bt	BD214L Bt	BD216L Bt	BD216L Bt	BD214M Bt	BD214M Bt	BD216M Bt	BD216M Bt					
SiO ₂	36.01	33.79	33.68	33.87	34.27	34.21	33.93	34.00	34.05	33.20	34.49	33.74	33.30
TiO ₂	2.60	2.01	2.30	3.36	2.56	2.40	2.85	2.08	2.18	1.98	2.21	0.04	1.55
Al ₂ O ₃	19.47	19.18	19.09	17.94	18.93	18.87	19.20	19.14	18.82	20.41	20.87	20.78	22.55
FeO	21.26	24.56	26.41	25.13	24.55	25.38	25.55	26.20	26.19	26.48	24.22	22.04	27.62
MnO	0.40	0.20	0.21	0.14	0.17	0.29	0.31	0.29	0.19	0.10	0.12	0.29	0.52
MgO	7.38	5.22	4.66	5.37	4.96	5.45	4.75	4.65	4.48	3.20	4.85	7.12	2.04
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03
Na ₂ O	0.09	0.12	0.07	0.15	0.09	0.16	0.11	0.13	0.11	0.14	0.18	0.09	0.06
K ₂ O	9.69	9.26	9.60	9.64	9.42	9.66	9.52	9.59	9.75	9.09	9.40	9.27	8.71
Totale	96.90	94.34	96.04	95.61	94.98	96.44	96.24	96.07	95.77	94.62	96.35	93.38	96.38
	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox	22 ox
Si	5.434	5.346	5.292	5.323	5.381	5.325	5.293	5.331	5.361	5.276	5.304	5.317	5.195
Al ^{IV}	2.566	2.654	2.708	2.677	2.619	2.675	2.707	2.669	2.639	2.724	2.696	2.683	2.805
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.897	0.922	0.828	0.646	0.884	0.788	0.823	0.867	0.854	1.098	1.086	1.178	1.341
Ti	0.295	0.239	0.272	0.397	0.303	0.281	0.335	0.245	0.258	0.237	0.256	0.004	0.182
Fe ²⁺	2.683	3.249	3.470	3.303	3.224	3.303	3.333	3.435	3.448	3.519	3.115	2.905	3.603
Mn	0.051	0.026	0.028	0.018	0.022	0.038	0.041	0.038	0.025	0.013	0.015	0.038	0.069
Mg	1.660	1.230	1.093	1.259	1.161	1.264	1.105	1.087	1.052	0.757	1.112	1.672	0.474
Somma	5.588	5.667	5.691	5.623	5.594	5.674	5.637	5.673	5.637	5.625	5.584	5.797	5.669
Ca	0.000	0.002	0.001	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.005	0.005
Na	0.026	0.036	0.023	0.047	0.028	0.049	0.034	0.040	0.035	0.042	0.053	0.028	0.019
K	1.866	1.870	1.925	1.932	1.887	1.918	1.894	1.917	1.959	1.844	1.844	1.863	1.733
Somma	1.891	1.907	1.949	1.979	1.921	1.970	1.928	1.958	1.995	1.889	1.900	1.897	1.757
Totale	15.48	15.57	15.64	15.60	15.52	15.64	15.57	15.63	15.63	15.51	15.48	15.69	15.43
X_{Fe}	0.62	0.73	0.76	0.72	0.74	0.72	0.75	0.76	0.77	0.82	0.74	0.63	0.88

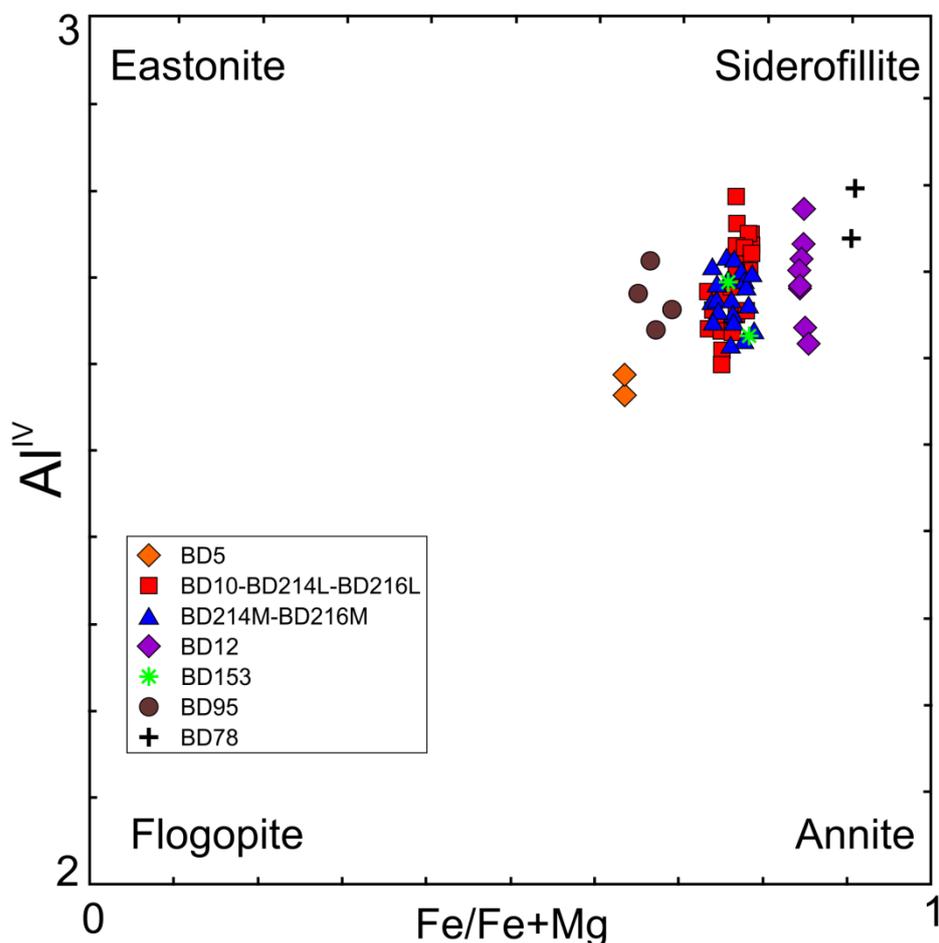


Fig. 6.7: Diagramma classificativo delle biotiti (da Deer et al., 1986, modificato). Sono riportati i punti relativi alle biotiti degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella e Cala Libeccio e dei corpi leucocratici di Punta Bados e Pittulongu. Al^{IV} normalizzato a 22 ossigeni.

6.2.4 Mica chiara potassica

In tabella 6.11 sono riportate le composizioni chimiche e le formule strutturali normalizzate a 22 ossigeni, di miche chiare potassiche selezionate.

Le miche chiare degli ortogneiss migmatitici sono muscoviti con una scarsa variabilità del contenuto di Si che, in quasi tutti i punti analisi, varia tra 6.018 e 6.177 a.p.f.u. Solo pochi cristalli, contenuti sia nei leucosomi, sia nei mesosomi, hanno un contenuto leggermente superiore (6.202-6.227) e perciò si avvicinano a termini tipo fengite ($Si > 6.2$ a.p.f.u.). Più variabile è il rapporto X_{Mg} che, nella maggior parte dei punti analizzati è compreso tra 0.33 e 0.46, ma che mostra significative eccezioni; nel campione di leucosoma BD216L sono state analizzate infatti alcune muscoviti con X_{Mg} notevolmente inferiore (~0.05-0.09). Queste ultime, caratterizzate anche da un contenuto di Fe + Mg inferiore rispetto a quanto osservato negli altri campioni di ortogneiss (rispettivamente 0.016-0.068 a.p.f.u. e 0.218-0.464 a.p.f.u.), crescono a spese del K-feldspato e sono prodotte dalla sua destabilizzazione. Anche le muscoviti del campione B5 si differenziano da quelle degli altri campioni di ortogneiss migmatitico per il minore tenore in magnesio ($X_{Mg}=0.28$). Non sono state osservate differenze nella composizione delle miche chiare tra leucosomi e mesosomi. Le muscoviti dell'ortogneiss di Cala Libeccio (BD153) si differenziano dalle precedenti per il

maggiore contenuto di Si (6.23-6.29 a.p.f.u.), ma sono simili per tenore di magnesio ($X_{Mg}=0.39-0.41$).

Tab. 6.11: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di muscoviti di campioni selezionati di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area compresa tra Pittulongu e Punta Bados. Rim=bordo; cor=cuore.

Sample	Ortogneiss migmatitico Punta Sirenella											Granito Punta Sirenella		Ortogneiss Cala Libeccio		Corpi leucocratici Bados			Pittul. BD78 Ms
	Ortog BD5 MS	Leucosomi						Mesosomi			BD12 Ms in Gt	BD12 Ms in Gt	BD153 Ms	BD153 Ms	BD95 Ms	BD95 Ms	BD165 Ms		
		BD10 Ms cor	BD10 Ms rim	BD214L Ms	BD214L Ms	BD216L Ms	BD216L Ms su Kfs	BD214M Ms	BD214M Ms	BD216M Ms									
SiO ₂	46.12	46.92	44.82	45.17	46.42	45.81	45.24	46.13	45.24	45.96	45.07	44.68	46.57	47.06	45.98	45.61	45.63	46.36	
TiO ₂	0.00	0.19	0.00	0.29	0.42	0.07	0.00	0.70	0.30	0.20	0.00	0.07	0.88	0.52	0.49	0.54	0.04	0.07	
Al ₂ O ₃	37.79	34.55	36.08	35.19	35.14	35.48	36.82	35.01	35.71	34.03	34.72	34.75	34.27	34.09	35.08	35.24	36.70	37.15	
FeO	0.93	2.18	1.30	1.49	1.78	1.08	0.52	1.46	1.89	2.16	3.35	3.04	1.68	1.47	1.28	1.36	1.36	1.17	
MnO	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	
MgO	0.21	0.79	0.36	0.71	0.63	0.28	0.02	0.68	0.49	0.89	0.42	0.54	0.61	0.59	0.66	0.59	0.38	0.32	
CaO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	
Na ₂ O	0.39	0.28	0.37	0.45	0.42	0.36	0.41	0.35	0.40	0.25	0.41	0.38	0.43	0.54	0.68	0.69	0.73	0.71	
K ₂ O	10.74	11.31	11.26	10.93	11.21	11.13	11.21	11.26	11.15	11.37	10.86	10.65	10.31	10.54	10.81	10.49	10.58	10.12	
BaO	0.17	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01	0.05	0.09	0.03	0.07	0.01	0.05	0.18	0.13	0.01	0.01	0.01	0.00	
Totale	96.39	96.31	94.23	94.25	96.03	94.24	94.28	95.68	95.23	94.93	94.87	94.15	94.93	94.94	95.00	94.54	95.44	95.97	
	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	22ox	
Si	6.059	6.227	6.064	6.107	6.167	6.173	6.083	6.150	6.072	6.202	6.109	6.089	6.231	6.291	6.155	6.130	6.070	6.101	
Al ^{IV}	1.941	1.773	1.936	1.893	1.833	1.827	1.917	1.850	1.928	1.798	1.891	1.911	1.769	1.709	1.845	1.870	1.930	1.899	
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Ti	0.000	0.019	0.000	0.030	0.042	0.007	0.000	0.070	0.030	0.020	0.000	0.008	0.088	0.052	0.049	0.055	0.004	0.007	
Al ^{VI}	3.910	3.632	3.817	3.714	3.669	3.809	3.918	3.652	3.722	3.614	3.656	3.671	3.635	3.661	3.690	3.710	3.825	3.863	
Fe ²⁺	0.102	0.242	0.147	0.168	0.198	0.122	0.058	0.163	0.212	0.243	0.380	0.346	0.188	0.164	0.143	0.153	0.151	0.129	
Mn	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	
Mg	0.041	0.156	0.073	0.143	0.125	0.057	0.003	0.135	0.098	0.179	0.085	0.110	0.122	0.118	0.131	0.118	0.075	0.062	
Somma	4.057	4.050	4.037	4.055	4.034	4.000	4.000	4.020	4.062	4.057	4.122	4.135	4.033	4.000	4.014	4.036	4.055	4.065	
Ca	0.000	0.005	0.000	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.005	
Na	0.100	0.073	0.096	0.118	0.107	0.095	0.108	0.089	0.104	0.065	0.107	0.099	0.112	0.141	0.177	0.179	0.188	0.182	
K	1.800	1.914	1.944	1.886	1.901	1.914	1.922	1.915	1.910	1.957	1.878	1.851	1.760	1.797	1.846	1.799	1.796	1.699	
Ba	0.009	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.005	0.002	0.004	0.001	0.002	0.009	0.007	0.000	0.001	0.001	0.000	
Somma	1.909	1.995	2.043	2.007	2.010	2.010	2.035	2.010	2.018	2.027	1.987	1.953	1.882	1.944	2.025	1.978	1.986	1.886	
Totale	13.966	14.045	14.080	14.062	14.044	14.010	14.035	14.031	14.080	14.084	14.109	14.088	13.914	13.944	14.039	14.014	14.041	13.952	
X_{Mg}	0.28	0.39	0.33	0.46	0.39	0.32	0.05	0.45	0.32	0.42	0.18	0.24	0.39	0.42	0.48	0.44	0.33	0.32	

Le muscoviti del granito di Punta Sirenella hanno un basso tenore in Si variabile tra 6.060 e 6.109 a.p.f.u. (paragonabile ai termini meno fengitici dei leucosomi dell'adiacente ortogneiss) e un basso rapporto tra magnesio e ferro ($X_{Mg}=0.18-0.24$).

Per quanto riguarda i campioni di corpi leucocratici, si osserva una notevole somiglianza tra i vari affioramenti; le muscoviti di BD95, BD165 (Punta Bados) e BD78 (Pittulongu) hanno contenuti di Si molto simili (rispettivamente di 6.084-6.201 a.p.f.u., 6.077-6.177 a.p.f.u. e 6.049-6.101 a.p.f.u.) ma differiscono leggermente nel X_{Mg} (rispettivamente 0.41-0.52, 0.33-0.44 e 0.31-0.39).

In nessuno dei campioni analizzati sono state osservate muscoviti zonate.

I diagrammi di figura 6.8 consentono di fare ulteriori considerazioni. Tutti i punti riportati ricadono in un'area molto ristretta dei diagrammi, ad indicare che le differenze sopra espresse tra i vari gruppi sono, tutto sommato, di lieve entità. Il gruppo di campioni che mostra la maggiore variabilità è quello dei leucosomi (BD10-BD214L-BD216L) soprattutto a causa del basso contenuto di Si, Fe e Mg mostrato dalle muscoviti tardive che crescono a spese del K-feldspato, le quali si differenziano chiaramente dalle altre. Le muscoviti dell'ortogneiss migmatitico a bande di Cala Libeccio (BD153, Fig. 3.11) sono contraddistinte

dal più alto contenuto in Si riscontrato in quest'area. Quasi tutti i campioni mostrano una composizione intermedia tra muscovite e Fe-muscovite, con una bassa componente fengitica (Fig. 6.8a, b). Non si osserva alcuna correlazione tra i contenuti di Si e di Fe + Mg.

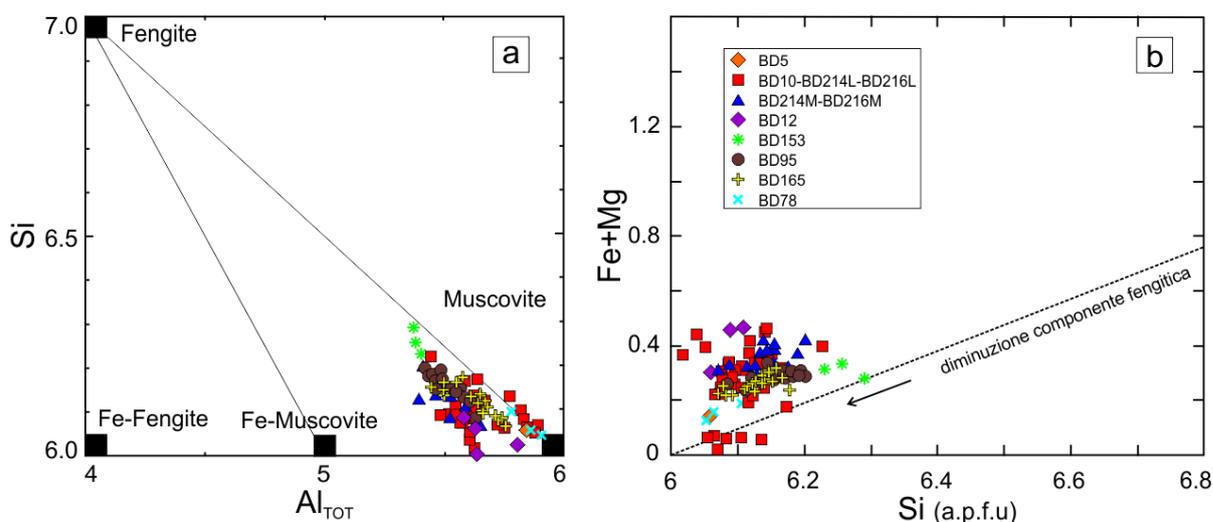


Fig. 6.8: Composizione delle miche chiare potassiche di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area di studio: a) diagramma Al_{TOT}/Si ; b) diagramma $Si/Fe + Mg$.

6.2.5 Granato

In tabella 6.12 sono riportate alcune analisi rappresentative dell'intero dataset (oltre 400 punti), con le relative formule strutturali, normalizzate a 12 ossigeni e le percentuali degli end-members.

I granati dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella sono almandini ($X_{Fe}=0.71-0.82$) con una subordinata componente di spessartina ($X_{Mn}=0.07-0.18$) e minori percentuali degli altri end-members (X_{Mg} e $X_{Ca} < 0.06$). Non sono state osservate differenze sistematiche tra i granati dei leucosomi e quelli dei mesosomi, ma sono presenti deboli differenze tra i singoli campioni; in particolare, il campione di mesosoma BD214M contiene i granati con il minore contenuto di ferro ($X_{Fe}=0.71-0.75$) e il maggiore contenuto di manganese ($X_{Mn}=0.15-0.18$). Anche tra i leucosomi si registra una certa disomogeneità, nello specifico tra il campione BD10 ($X_{Fe}=0.74-0.77$, $X_{Mn}=0.13-0.15$) e il campione BD216L ($X_{Fe}=0.80-0.82$, $X_{Mn}=0.07-0.10$). I granati dell'ortogneiss mostrano una debolissima ma sistematica zonatura composizionale concentrica; dal cuore al bordo si osserva un arricchimento in manganese, particolarmente evidente in corrispondenza del bordo più esterno, e un leggero impoverimento di ferro e magnesio. Il calcio mostra una distribuzione disomogenea all'interno del cristallo, con aumenti di concentrazione che tendenzialmente aumenta verso il bordo (Figg. 6.9-6.10).

I granati del granito adiacente (BD12) si differenziano dai precedenti per il contenuto di ferro, ancora più elevato ($X_{Fe}=0.88-0.90$) e per il minore contenuto di manganese ($X_{Mn}=0.03-0.05$), mentre sono simili i contenuti di calcio e magnesio. Questi granati sono totalmente privi di zonature.

I granati dell'ortogneiss di Cala Libeccio hanno composizione fortemente omogenea, con una forte componente di almandino ($X_{Fe}=0.82-0.84$) e basse concentrazioni manganese ($X_{Mn}=0.04-0.06$), magnesio ($X_{Mg}=0.05-0.07$) e calcio ($X_{Ca}=0.04-0.06$). Non sono presenti

zonature composizionali.

I granati dei corpi leucocratici, analogamente a quelli sopra descritti, sono caratterizzati da elevate concentrazioni di ferro ($X_{Fe}=0.80-0.84$) e basse concentrazioni di manganese ($X_{Mn}=0.09-0.10$) e magnesio ($X_{Mg}=0.04-0.09$). Il calcio è quasi totalmente assente ($X_{Ca}=0.01$).

Tab. 6.12: Analisi in microsonda elettronica e formule strutturali di granati di ortogneiss migmatitici e corpi leucocratici dell'area compresa tra Pittulungu e Punta Bados. Rim=bordo; cor= cuore.

Sample	Ortogneiss migmatitico Punta Sirenella										Granito Sirenel	Ortogneiss Libecc.	Corpi leucocratici			
	Leucosomi						Mesosomi						Bados		Pittul.	
	BD10	BD10	BD214L	BD214L	BD216L	BD216L	BD214M	BD214M	BD216M	BD216M			BD12	BD153		BD95
Gt rim	Gt cor	Gt rim	Gt cor	Gt rim	Gt cor	Gt rim	Gt cor	Gt rim	Gt cor	Gt	Gt	Gt	Gt	Gt	Gt	
SiO ₂	36.87	36.64	36.63	36.80	36.26	36.57	36.67	36.24	36.30	36.09	36.61	37.10	36.88	36.72	36.49	37.56
Al ₂ O ₃	20.98	20.46	20.87	20.81	20.35	20.43	20.93	20.52	20.53	20.56	20.67	21.46	20.75	20.75	20.71	21.98
FeO	32.46	33.94	34.74	37.35	36.64	37.30	31.97	34.22	35.21	34.79	38.70	36.93	35.39	35.31	36.92	37.80
MnO	6.49	5.72	6.06	3.29	4.28	3.36	8.27	6.86	6.24	6.60	1.57	2.28	4.45	4.76	3.62	3.88
MgO	1.15	1.41	1.06	1.41	0.97	1.48	0.95	1.27	1.01	0.97	1.23	1.43	2.30	2.11	1.86	1.10
CaO	2.22	1.56	1.55	1.78	1.71	1.70	2.55	1.57	1.26	1.90	1.09	1.52	0.36	0.32	0.40	0.26
Totale	100.17	99.73	100.91	101.44	100.21	100.84	101.33	100.68	100.55	100.91	99.88	100.72	100.14	99.97	100.00	102.59
	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox
Si	2.998	3.002	2.978	2.975	2.979	2.979	2.968	2.963	2.974	2.973	2.999	2.994	2.998	2.994	2.984	2.989
Al	2.011	1.976	2.000	1.983	1.971	1.962	1.997	1.978	1.983	1.969	1.996	2.041	1.988	1.994	1.996	2.062
Fe ²⁺	2.207	2.326	2.362	2.525	2.518	2.541	2.164	2.340	2.412	2.364	2.652	2.492	2.406	2.408	2.525	2.516
Mn	0.447	0.397	0.417	0.225	0.298	0.232	0.567	0.475	0.433	0.454	0.109	0.156	0.306	0.329	0.251	0.262
Mg	0.139	0.172	0.128	0.170	0.119	0.180	0.115	0.155	0.123	0.117	0.150	0.172	0.279	0.256	0.227	0.130
Ca	0.193	0.137	0.135	0.154	0.151	0.148	0.221	0.138	0.111	0.165	0.096	0.131	0.031	0.028	0.035	0.022
Totale	7.996	8.010	8.022	8.033	8.035	8.041	8.033	8.048	8.035	8.043	8.002	7.986	8.008	8.009	8.018	7.980
Alm	0.74	0.77	0.78	0.82	0.82	0.82	0.71	0.75	0.78	0.76	0.88	0.84	0.80	0.80	0.83	0.86
Grs	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
Prp	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.09	0.08	0.07	0.04
Sps	0.15	0.13	0.14	0.07	0.10	0.07	0.18	0.15	0.14	0.15	0.04	0.05	0.10	0.11	0.08	0.09

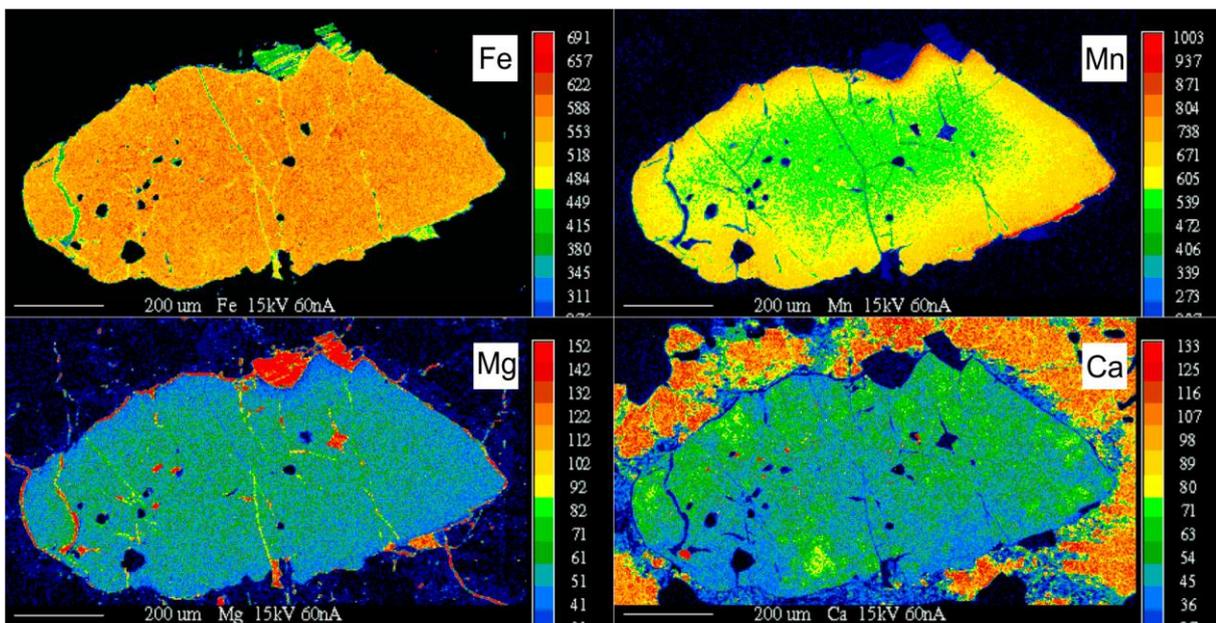


Fig. 6.9: Mappe a raggi X di un cristallo di granato del campione di mesosoma di ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella BD216M. Sono mostrati gli andamenti di Fe, Mn, Mg e Ca. La scala cromatica a lato indica il numero di conteggi al secondo.

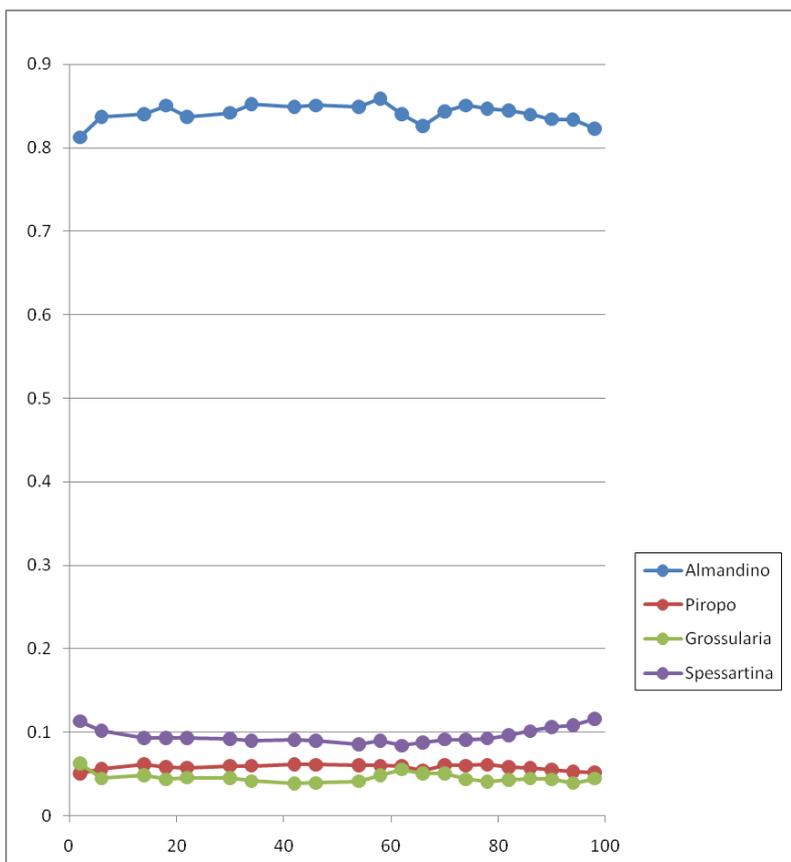


Fig. 6.10: Variazioni composizionali di almandino, piropo, grossularia e spessartina lungo una traversa longitudinale bordo-cuore-bordo del granato di figura 6.9.

6.3 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella

Le caratteristiche minerochimiche dei minerali delle migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite affioranti tra Punta Sirenella e Punta Bados sono state ampiamente descritte da Cruciani et al. (2008b). Di seguito si riporta per completezza una brevissima sintesi sulla composizione chimica dei minerali di queste rocce, rimandando al lavoro citato per ulteriori dettagli.

I cristalli di plagioclasio sono caratterizzati da un ampio cuore con composizione oligoclasio (Ab_{77-80}) circondato da un bordo di albite discontinuo e di spessore variabile. In alcuni cristalli di plagioclasio è stata osservata una zonatura, diretta o inversa, molto debole (variazioni <2-3% di Ab). In alcuni leucosomi il plagioclasio mostra un maggiore contenuto di anortite rispetto al mesosoma adiacente indicando la possibile presenza di plagioclasio restitico.

La biotite può essere classificata come un termine intermedio tra Al-annite e Al-flogopite. Nella biotite della matrice il Ti varia tra 0.3-0.4 a.p.f.u. mentre nella biotite che cresce sul granato il suo valore è soltanto 0.15 a.p.f.u. Il rapporto X_{Mg} varia tra 0.42 e 0.52 nella biotite della matrice mentre ha un valore intorno a 0.5 nella biotite che sostituisce il granato. Il contenuto di Ti e il rapporto X_{Mg} della biotite che cresce con la fibrolite è simile a quelli della biotite che cresce sul granato.

Il granato mostra una zonatura asimmetrica nella quale il Mn aumenta dal cuore al bordo sino a 6-7%. Questo aumento è accompagnato da un corrispondente decremento nelle componenti almandino e piropo (generalmente compresi tra 66-71% e 14-16%,

rispettivamente). Il contenuto di grossularite è piuttosto costante e si attesta intorno a 4-5%. La muscovite della matrice ha un contenuto di Si= 6.04-6.15 a.p.f.u., un contenuto di Ti=0.03-0.18 a.p.f.u. e Mg=0.08-0.16 a.p.f.u. Il Fe mostra un ridotto range di variazione compreso tra 0.09 e 0.14 a.p.f.u.. La muscovite retrograda a grana grossa che sostituisce la cianite ha un minore contenuto di Ti (0.005-0.029 a.p.f.u.) così come sono più bassi il Fe e il Mg (rispettivamente 0.06 e 0.08 a.p.f.u.). Il rapporto $K/(K + Na + Ca)$ delle muscoviti è piuttosto costante intorno a 0.90 in entrambi i tipi di muscovite.

7 Geochimica

Le analisi geochimiche degli elementi maggiori, su campioni selezionati prelevati nell'area oggetto di questa tesi, sono state condotte tramite spettrometro di fluorescenza a raggi X (XRF, Panalytical MagiX PW2540), situato presso i laboratori del dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche dell'Università di Cagliari e presso i laboratori ALS Geochemistry di Siviglia (www.alsglobal.com). Le analisi sugli elementi minori, in tracce e terre rare sono state effettuate tramite spettrometria di massa ad accoppiamento induttivo (ICP-MS) previa fusione e digestione acida dei campioni, presso gli stessi laboratori di Siviglia.

Nei precedenti capitoli sono state discusse separatamente le due aree di studio (Porto Ottiolu e Pittulongu-Punta Bados). Nel presente capitolo, al fine di agevolare i confronti tra i dati geochimici dei campioni analizzati e quelli acquisiti dalla letteratura, si discuteranno separatamente le diverse litologie (Ortogneiss, migmatiti paraderivate e corpi leucocratici).

7.1 Ortogneiss

Le analisi sono state condotte su circa 15 campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu (prevalentemente leucosomi) e su circa 12 campioni di ortogneiss di Punta Sirenella e Cala Libeccio. Le analisi di mesosomi dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu sono state integrate con quelle di Cruciani et al. (2001). Per il confronto tra i dati qui esposti e i dati relativi ad altri ortogneiss affioranti nella Sardegna nord-orientale (Lode-Mamone, Golfo Aranci, Capo Ferro, Cala Spada; da Perugini, 2003 e Giacomini et al., 2006) si rimanda al capitolo 9.

7.1.1 Elementi maggiori

Le analisi degli elementi maggiori e i minerali normativi (norma CIPW) di campioni rappresentativi di ortogneiss e ortogneiss migmatitici, di Porto Ottiolu e Punta Sirenella, sono riportate nelle tabelle 7.1, 7.2.

Porto Ottiolu

Gli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu sono caratterizzati da leucosomi e mesosomi ben distinguibili sulla base degli elementi maggiori. I primi sono più ricchi in SiO_2 (72.80-75.70%) e K_2O (4.02- 8.65%), rispetto ai secondi (SiO_2 =66.76-71.84% e K_2O =2.12-4.24%). Al contrario, tutti gli altri elementi maggiori mostrano concentrazioni inferiori nei leucosomi (Al_2O_3 =13.93-15.82%, Fe_2O_3 =0.19-0.74%, MgO =0.10-0.37%, MnO =0.01-0.03%, TiO_2 =0.03-0.09%, CaO =1.02-2.10% e Na_2O =1.41-3.47%), rispetto ai mesosomi (Al_2O_3 =14.9-16.47%, Fe_2O_3 =2.44-4.64%, MgO =1.05-1.44%, MnO =0.04-0.11%, TiO_2 =0.28-0.48%, CaO =2.52-2.96% e Na_2O =3.44-3.92%). Il P_2O_5 mostra concentrazioni simili tra leucosomi e mesosomi (rispettivamente 0.04-0.49% e 0.03-0.32%).

L'unica eccezione è rappresentata dal campione BD47, un leucosoma in zona di shear, che presenta caratteristiche intermedie tra leucosomi e mesosomi, mostrando un contenuto di ferro, magnesio, calcio sodio e titanio decisamente maggiore e un contenuto di potassio nettamente inferiore.

Il Fe₂O₃ mostra una marcata correlazione negativa con la silice, mentre sono più deboli le correlazioni, sempre negative con l' Al₂O₃ e il MgO.

I dati chimici sopra presentati sono coerenti con i dati petrografici; il maggiore contenuto di biotite nei mesosomi si traduce in un incremento degli ossidi di ferro, titanio e magnesio e in un minore contenuto di silice. La forte variabilità di Na₂O e K₂O e del loro rapporto (0.16-0.64; 3.92 in BD47), nei leucosomi è imputabile alla variabilità nel contenuto di plagioclasio e K-feldspato in essi riscontrata. Anche in questo caso si distingue nettamente il leucosoma in zona di shear (BD47), particolarmente ricco in plagioclasio e biotite. Il fosforo rispecchia la distribuzione ubiquitaria dell'apatite (e in minor misura della monazite), sebbene all'analisi petrografica sembri maggiormente presente nei mesosomi, in quanto è più facilmente visibile quando situata all'interno della biotite.

Tab. 7.1: Analisi in fluorescenza a raggi X e norma CIPW di campioni selezionati dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu. Campioni contrassegnati con l'asterisco da Cruciani et al., (2001). Concentrazioni espresse in peso % per gli ossidi e in percentuale per i minerali normativi.

SAMPLE	Leucosomi									Mesosomi					
	BD31	BD32	BD33	BD34	BD35	BD37	BD40	BD47	BD198	BD39M	BD197	MI34*	MI38*	MI102*	MI65*
SiO ₂	73.31	73.40	72.91	75.70	74.18	73.91	73.61	73.61	72.80	68.43	70.62	66.76	68.54	69.32	71.84
TiO ₂	0.06	0.05	0.09	0.05	0.02	0.09	0.04	0.23	0.03	0.48	0.34	0.48	0.36	0.37	0.28
Al ₂ O ₃	15.82	14.88	15.19	13.93	15.38	15.36	14.25	14.28	14.45	16.01	15.11	16.18	16.47	15.37	14.90
Fe ₂ O ₃	0.46	0.41	0.71	0.33	0.23	0.74	0.32	2.12	0.19	4.38	3.00	4.64	3.05	3.02	2.44
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.03	0.01	0.06	0.05	0.11	0.04	0.05	0.04
MgO	0.28	0.14	0.37	0.28	0.10	0.30	0.14	0.75	0.15	1.37	1.05	1.44	1.24	1.23	1.09
CaO	1.78	1.57	2.10	1.02	1.73	1.28	0.54	3.21	1.34	2.70	2.95	2.94	2.96	2.59	2.52
Na ₂ O	2.90	2.59	3.47	2.27	3.24	2.38	1.41	4.24	2.52	3.44	3.54	3.92	3.72	3.49	3.40
K ₂ O	5.07	6.31	4.02	8.12	5.05	7.54	8.65	1.08	6.82	4.24	2.63	2.12	2.48	3.42	2.92
P ₂ O ₅	0.49	0.07	0.07	0.26	0.13	0.30	0.04	0.10	0.15	0.32	0.12	0.26	0.16	0.36	0.03
LOI	0.60	0.27	0.38	0.70	0.29	0.49	0.41	0.36	0.65	0.42	0.67	1.15	0.98	0.78	0.54
Tot	100.77	99.70	99.30	102.65	100.34	102.40	99.42	100.01	99.11	101.86	100.08	100.00	100.00	100.00	100.00
%AN	18.68	25.00	25.25	14.94	22.05	18.05	16.81	29.81	21.05	27.98	31.59	27.98	30.23	26.22	29.96
Q	34.13	31.00	32.87	29.02	32.52	28.31	31.37	37.28	29.77	24.22	32.66	27.54	30.00	29.83	34.16
Or	29.92	37.50	23.99	47.04	29.82	43.74	51.63	6.41	40.95	24.78	15.65	12.71	14.82	20.39	17.36
Ab	24.50	22.04	29.69	18.82	27.36	19.75	12.05	36.00	21.70	28.76	30.17	33.65	31.83	29.80	28.95
An	5.63	7.35	10.03	3.31	7.74	4.35	2.44	15.29	5.78	11.17	13.93	13.07	13.79	10.59	12.38
C	3.49	1.12	1.51	0.18	1.75	1.62	1.70	0.56	0.84	1.60	1.38	2.75	2.70	2.10	1.65
Hy	0.69	0.35	0.93	0.68	0.26	0.74	0.35	1.89	0.38	5.00	2.63	5.84	3.12	3.09	2.73
Mt	-	-	-	-	-	-	-	0.55	-	2.84	2.56	2.91	2.57	2.45	1.24
Il	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.44	0.02	0.90	0.65	0.92	0.69	0.71	0.54
Hem	0.46	0.41	0.71	0.32	0.23	0.73	0.32	1.36	0.19	-	0.09	-	0.11	0.20	0.94
Ap	1.12	0.17	0.17	0.58	0.30	0.67	0.10	0.24	0.35	0.73	0.29	0.61	0.37	0.84	0.07
Ru	0.04	0.04	0.07	0.05	0.02	0.08	0.03	-	0.03	-	-	-	-	-	-

Tutti i campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu sono corindone e iperstene-normativi e contengono piccole quantità di ilmenite ed ematite; la magnetite è invece presente esclusivamente nei mesosomi. Anche l'apatite è sempre presente, in quantità variabili da 0.07 a 1.12%. La quantità di quarzo normativo è generalmente prossima al 30% (ad eccezione di due campioni), mentre ortoclasio e plagioclasio (Ab + An) sono variabili sia tra i diversi leucosomi, sia tra leucosomi e mesosomi. Nei mesosomi si riscontra infatti un maggiore contenuto di plagioclasio (40-50%) e una minore variabilità del rapporto tra feldspati, mentre nei leucosomi si osserva un maggiore contenuto di ortoclasio ed una forte variabilità tra i feldspati, entrambi compresi in un range che va da circa 20 a 50% a seconda dei campioni. Come evidenziato dalle analisi chimiche, il campione di leucosoma in zona di shear (BD47) mostra un elevato tenore di plagioclasio (>50%) e un contenuto insolitamente basso di ortoclasio (6.41%). Il plagioclasio normativo è oligoclasio nei leucosomi (An₁₅₋₂₅, con

l'eccezione del leucosoma in zona di shear) e oligoclasio-andesina nei mesosomi (An₂₆₋₃₂).

Punta Sirenella

I campioni di ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella sono stati suddivisi, sulla base di osservazioni di terreno, in ortogneiss, leucosomi e mesosomi. Questa scelta è stata dettata dalla necessità di differenziare le porzioni chiaramente migmatitiche (contenenti leucosomi ben distinti all'interno del mesosoma), da porzioni nelle quali non c'è una evidente segregazione di fuso ma solo una debole strutturazione in bande più chiare e più scure. A differenza di quanto osservato a Porto Ottiolu, le analisi chimiche degli elementi maggiori non evidenziano particolari differenze tra i diversi gruppi di campioni e per questo motivo si è ritenuto utile riportare anche i valori medi.

Tab. 7.2: Analisi in fluorescenza a raggi X e norma CIPW di campioni selezionati dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella. Concentrazioni espresse in peso % per gli ossidi e in percentuale per i minerali normativi.

SAMPLE	Ortogneiss					Leucosomi					Mesosomi			
	BD5	BD6	BD7L	BD7M	Avg	BD10	BD212	BD214L	BD216L	Avg	BD213	BD214M	BD216M	Avg
SiO ₂	76.64	72.10	79.35	76.91	76.25	79.40	77.89	77.09	78.91	78.32	76.96	75.96	78.14	77.02
TiO ₂	0.03	0.14	0.04	0.21	0.10	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.16	0.17	0.15	0.16
Al ₂ O ₃	13.86	15.88	13.22	11.80	13.69	11.53	11.99	13.42	12.02	12.24	11.90	11.94	12.35	12.06
Fe ₂ O ₃	0.50	1.49	0.49	2.42	1.22	0.34	0.36	0.26	0.51	0.37	1.68	1.82	1.74	1.74
MnO	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	0.11	0.38	0.16	0.46	0.28	0.22	0.17	0.13	0.14	0.16	0.34	0.34	0.32	0.33
CaO	1.09	0.57	0.46	0.56	0.67	0.71	0.64	1.19	0.65	0.80	0.93	1.03	0.90	0.95
Na ₂ O	4.88	4.47	3.56	3.28	4.05	2.86	2.72	4.20	2.87	3.16	3.28	3.19	3.44	3.30
K ₂ O	2.72	4.75	4.94	3.51	3.98	5.83	6.26	4.28	6.07	5.61	4.70	4.57	4.84	4.70
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04
LOI	0.66	0.80	0.40	0.73	0.65	0.71	0.53	0.26	0.20	0.42	0.28	0.33	0.31	0.30
Tot	100.51	100.63	102.65	99.94	100.93	101.66	100.63	100.88	101.45	101.15	100.27	99.41	102.24	100.64
%AN	11.42	6.44	6.68	8.50	8.26	5.45	8.13	12.60	7.50	8.42	12.29	14.99	11.93	13.07
Q	35.44	26.29	37.73	42.96	35.61	38.74	36.76	33.55	37.20	36.56	37.66	37.70	36.64	37.33
Or	16.10	28.10	28.53	20.91	23.41	34.13	36.95	25.13	35.44	32.92	27.76	27.27	28.06	27.70
Ab	41.36	37.88	29.46	28.02	34.18	23.96	22.96	35.31	24.00	26.56	27.72	27.23	28.59	27.85
An	5.33	2.61	2.11	2.60	3.16	1.38	2.03	5.09	1.95	2.61	3.89	4.80	3.87	4.19
C	0.94	2.44	1.20	1.68	1.56	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	1.17	0.65	0.43	0.76	0.75	0.05	0.04	0.14	0.07
Hy	0.27	0.95	0.40	1.16	0.70	-	0.12	0.11	-	0.06	0.82	0.83	0.72	0.79
Wo	-	-	-	-	-	0.12	-	-	0.04	0.04	-	-	-	-
Mt	-	-	-	1.59	0.40	-	-	-	-	-	-	0.03	-	0.01
Il	0.02	0.05	0.02	0.40	0.12	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.09	0.33	0.22	0.21
Hem	0.50	1.49	0.48	0.63	0.77	0.33	0.36	0.26	0.50	0.37	1.66	1.66	1.62	1.65
Ti	-	-	-	-	-	0.10	0.10	0.05	0.05	0.08	0.28	-	0.07	0.12
Ap	0.03	0.08	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.09	0.10	0.08	0.09
Ru	0.02	0.11	0.03	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-

SiO₂ e K₂O sono mediamente più abbondanti nei leucosomi (rispettivamente 78.32% e 5.61%) rispetto a mesosomi (77.02% e 4.70%) e ortogneiss (76.25% e 3.98%) ma sono presenti, all'interno di ciascun gruppo, dei campioni la cui composizione è comparabile a quella di campioni degli altri gruppi. L'Al₂O₃ varia da 11.80% a 15.88% e presenta una correlazione inversa con la SiO₂ essendo più concentrato negli ortogneiss (13.69%) rispetto a leucosomi e mesosomi (rispettivamente 12.24% e 12.06%). I contenuti di Fe₂O₃ e MgO sono funzione dell'abbondanza modale della biotite e sono perciò molto variabili negli ortogneiss (rispettivamente 0.49%-2.42% e 0.11%-0.46%) e più costanti nei leucosomi (0.26%-0.51% e 0.13-0.22%) e nei mesosomi (1.68-1.82% e 0.32-0.34%). Il CaO presenta una forte variabilità negli ortogneiss (0.46-1.09%) e, in minor misura nei leucosomi (0.64-1.19%), mentre risulta piuttosto costante nei mesosomi (0.90-1.03%). Un comportamento simile è mostrato dal

Na₂O, con una discreta variabilità in ortogneiss (3.28-4.88%) e leucosomi (2.72-4.2%) e scarsa variabilità nei mesosomi (3.19-3.44%). MnO e P₂O₅ hanno concentrazioni molto basse in tutti i campioni, comprese tra 0.01 e 0.04% per entrambi gli ossidi, e non mostrano una particolare affinità per nessuna delle tre tipologie di roccia. L'osservazione della norma CIPW evidenzia alcune differenze tra i tre gruppi. Gli ortogneiss sono corindone e iperstene-normativi e sono privi di diopside. Leucosomi e mesosomi sono invece privi di corindone e contengono pirosseni normativi in quantità inversamente proporzionali; nei leucosomi è predominante il diopside e l'iperstene è scarso o assente, nei mesosomi prevale l'iperstene e il diopside è presente in quantità minime (<0.15%). Tutti i campioni contengono ematite e quantità esigue di magnetite e ilmenite, quest'ultima più abbondante nei mesosomi. Il titanio è associato al rutilo negli ortogneiss (≤0.11%) e alla titanite nei leucosomi (≤0.10%) e nei mesosomi (≤0.28%). L'apatite è ubiquitaria ma in quantità molto basse (≤0.1%). Per quanto riguarda le fasi maggiori si osserva un contenuto di quarzo variabile negli ortogneiss (26-45%), e molto costante in leucosomi e mesosomi (34-39%). L'ortoclasio è generalmente più abbondante nei leucosomi (media 33%) rispetto a mesosomi (28%) e ortogneiss (23%). Il contenuto di plagioclasio è piuttosto costante in leucosomi (24-26%, ad eccezione di un campione) e mesosomi (circa 32%) mentre è più variabile negli ortogneiss (32-47%); la sua composizione normativa è omogenea ed è compresa tra albite, in ortogneiss e leucosomi, e oligoclasio nei mesosomi.

Confronto tra gli ortogneiss di Porto Ottilu e di Punta Sirenella

Da quanto sopra descritto emergono alcune chiare differenze tra gli ortogneiss di Porto Ottilu e quelli di Punta Sirenella. I primi sono generalmente meno ricchi in silice e più ricchi in allumina, suggerendo un protolite meno evoluto, e mostrano un maggiore contenuto di CaO e K₂O. L'ortogneiss di Porto Ottilu mostra una netta distinzione fra leucosomi e mesosomi riconoscibile dai contenuti di SiO₂ e K₂O (più abbondanti nei primi), e di Fe₂O₃, MgO, TiO₂, Na₂O e CaO (più abbondanti nei secondi). Questa distinzione è molto meno chiara negli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella che mostrano leucosomi e mesosomi chimicamente meno differenziati. Anche il contenuto di fosforo (e conseguentemente di apatite normativa) differenzia i due ortogneiss in quanto quelli di Punta Sirenella ne risultano impoveriti se confrontati con quelli di Porto Ottilu.

In figura 7.1 sono riportati alcuni diagrammi classificativi, basati sugli elementi maggiori e sui minerali normativi, comunemente utilizzati per le rocce magmatiche. Leucosomi e mesosomi sono indicati con gli stessi simboli in quanto le differenze tra di essi, sopra descritte, non sono tali da comportare un diverso comportamento all'interno dei diagrammi. I campioni di Porto Ottilu analizzati in questo lavoro e quelli provenienti dalla letteratura (Cruciani et al., 2001) sono riportati con gli stessi simboli per semplificare la rappresentazione. Il diagramma A/CNK-A/NK (Mainar & Piccoli, 1989) (Fig. 7.1a) mostra che la maggior parte dei campioni prelevati ricadono nel campo delle rocce peralluminose o al limite tra queste e le metalluminose. Nel diagramma di discriminazione Alkali-CaO vs SiO₂, (Frost & Frost, 2008) (Fig. 7.1b) la maggior parte dei campioni rientra nei campi delle rocce calcicoline o alcali-calciche ad eccezione di alcuni campioni di Porto Ottilu che rientrano nei campi delle rocce

calciche e di altri che rientrano nelle rocce alcaline. Questo diagramma evidenzia una forte dispersione dei campioni di Porto Ottiolu (nei quali rientrano sia campioni prelevati nell'ambito di questa tesi, sia i campioni di Cruciani et al., 2001) imputabile prevalentemente alla variabilità del contenuto di alcali precedentemente discusso (soprattutto K_2O) e di silice. Il carattere calcalino degli ortogneiss di Porto Ottiolu e Punta Sirenella è confermato anche dal diagramma AFM in figura 7.1c (Irvine & Baragar, 1971) nel quale, tutti i campioni ricadono all'interno della serie calcalina. Gli unici campioni che si discostano parzialmente da questo trend sono quelli dell'ortogneiss di Lodè-Mamone i quali plottano lungo la linea che separa le serie calcaline da quelle tholeiitiche.

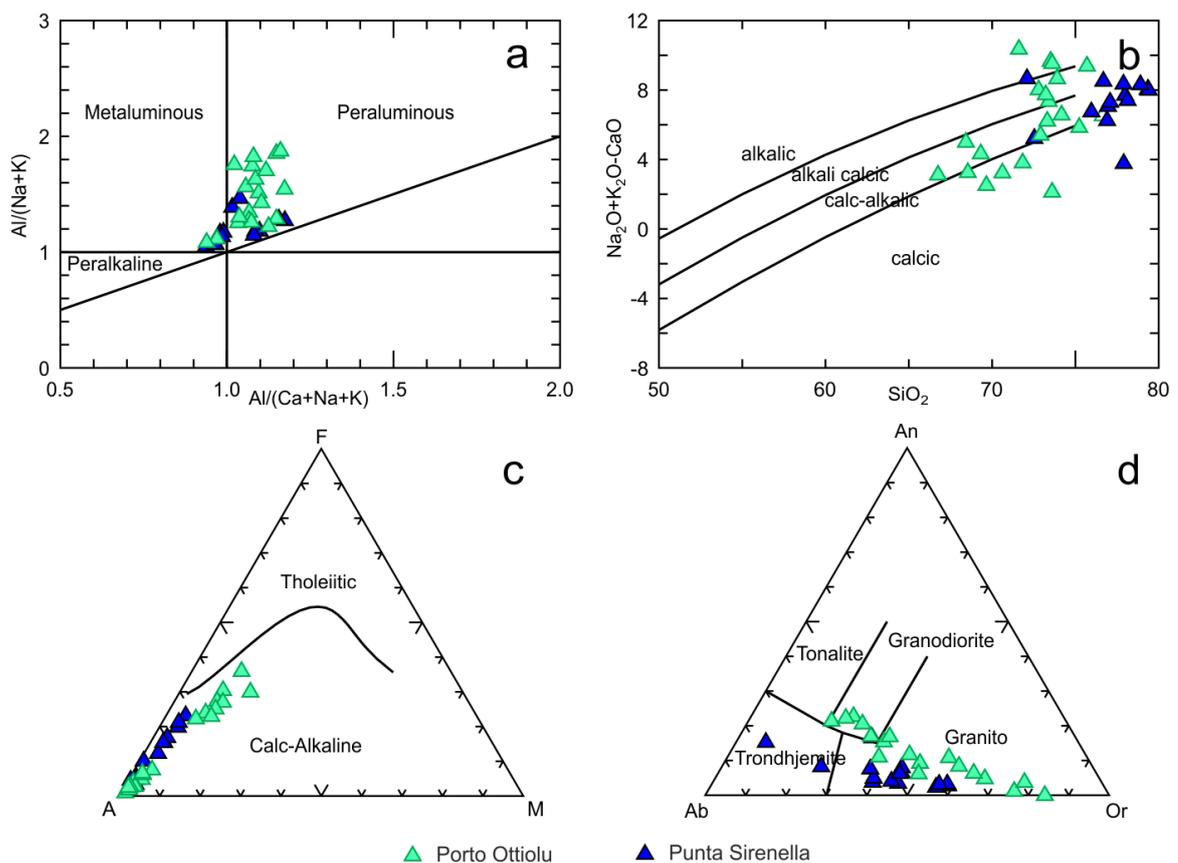


Fig. 7.1: Diagrammi classificativi basati sull'analisi degli elementi maggiori e sui minerali normativi. a) diagramma A/CNK-A/NK (Mainar & Piccoli, 1989); b) diagramma Alcali-CaO vs SiO_2 , (Frost & Frost, 2008); c) diagramma AFM (Irvine & Baragar, 1971); d) diagramma normativo Ab-An-Or (Barker, 1979).

In tutti i diagrammi sopra descritti si nota la forte omogeneità che caratterizza i campioni di ortogneiss di Punta Sirenella, nonostante questi comprendano sia gli ortogneiss *strictu sensu*, sia le porzioni migmatitiche (leucosomi e mesosomi). Il diagramma normativo Ab-An-Or di figura 7.1d (Barker, 1979) mostra che la maggior parte dei campioni ricade nel campo dei graniti ed evidenzia la dispersione dei campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu che spaziano dai graniti ricchi in K-feldspato, alle granodioriti. Gli ortogneiss di Punta Sirenella sono piuttosto omogenei ad eccezione di due campioni che, in virtù del basso contenuto in K_2O , ricadono nel campo delle trondhjemiti.

In figura 7.2 sono illustrati i diagrammi di Harker (1909) che riportano il trend di variazione di

alcuni elementi maggiori rispetto alla silice.

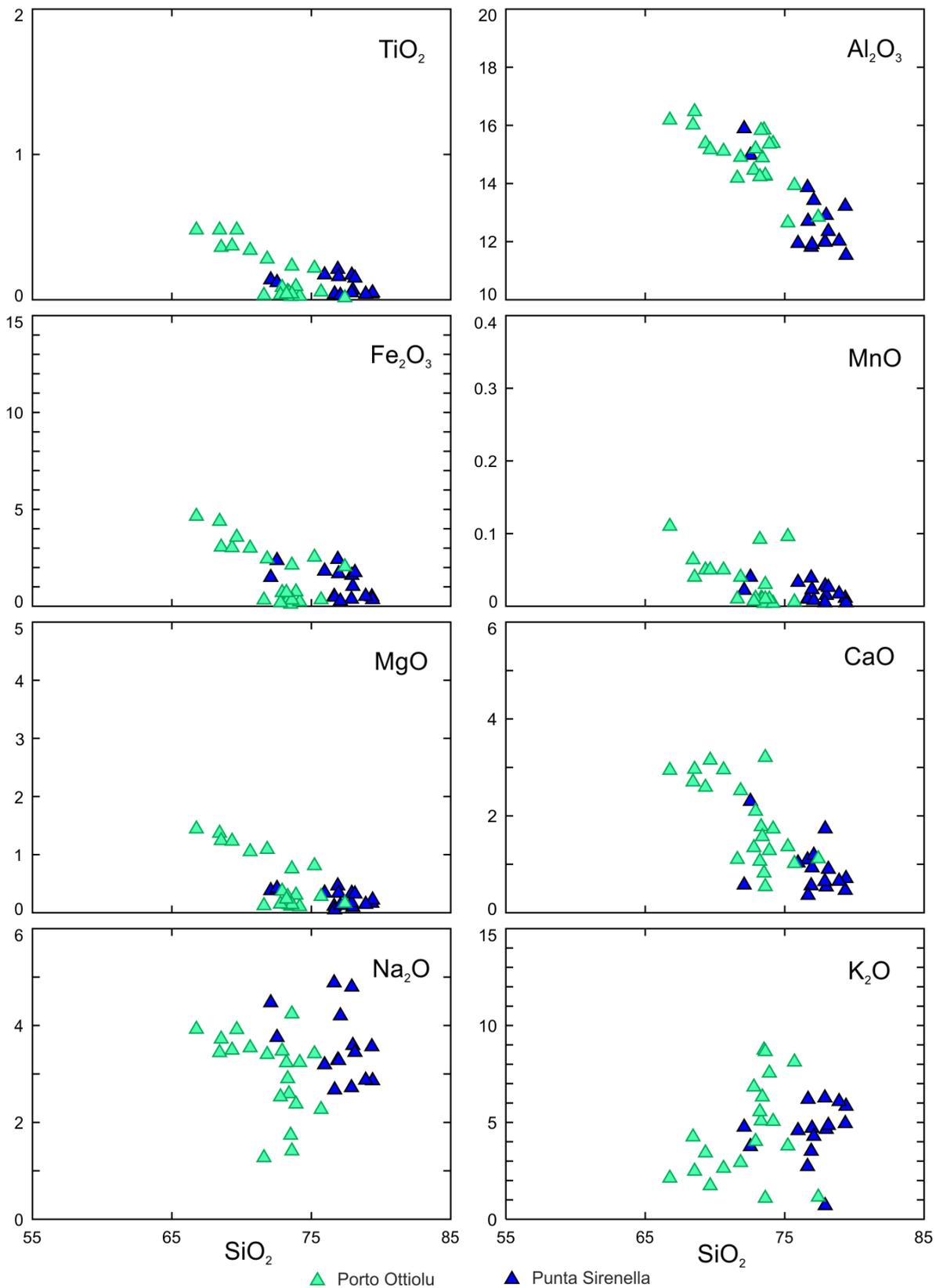


Fig. 7.2: Diagrammi di Harker (1909) di variazione di alcuni elementi maggiori rispetto alla silice.

I campioni di Punta Sirenella mostrano un contenuto di silice piuttosto costante e leggermente più elevato rispetto a quelli di Porto Ottolù, in virtù del quale costituiscono un

gruppo ben distinto. I diagrammi relativi agli ossidi metallici (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO) e all'ossido di calcio mostrano una correlazione negativa pressoché lineare che suggerisce un collegamento genetico tra i termini più mafici e quelli più sialici (Cocherie et al., 1994). Questo trend è molto comune nelle rocce granitoidi ed è legato alla diminuzione dell'abbondanza modale dei minerali ferromagnesiaci (soprattutto biotite) all'aumentare del contenuto di silice.

Nel diagramma relativo al manganese si osserva l'influenza del granato che porta due campioni di Porto Ottiolu (LI85 e MI86) ad allontanarsi dalla retta marcata dagli altri campioni. Il diagramma relativo al Na_2O mostra l'assenza di una chiara correlazione con la silice ascrivibile prevalentemente al fatto che il plagioclasio è presente in ugual misura nei campioni più acidi (leucosomi) e meno acidi (mesosomi). Al contrario, il K_2O è positivamente correlato con la silice (soprattutto nei campioni di Porto Ottiolu) a causa del maggiore contenuto di K-feldspato nei leucosomi. Il diagramma che riporta in ordinata la somma degli alcali, non mostrato, evidenzia dei valori costanti al variare della silice. Cocherie et al. (1994), notano lo stesso comportamento degli alcali nei graniti Sardi e lo imputano al fatto che i due elementi sono influenzati prevalentemente da feldspati alcalini e biotite, i cui contenuti rispettivamente aumentano e diminuiscono all'aumentare della silice rendendo la loro somma relativamente costante.

7.1.2 Elementi in tracce e terre rare

I dati relativi alle analisi di campioni degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu e Punta Sirenella sono riportati rispettivamente nelle tabelle 7.3 e 7.4. Per il confronto tra i dati qui esposti e i dati relativi ad altri ortogneiss della Sardegna nord-orientale, provenienti dalla letteratura, si rimanda al capitolo 9 nel quale verranno anche presentati i diagrammi di discriminazione delle rocce magmatiche, basati sul contenuto di elementi in tracce.

Porto Ottiolu

Come nel caso precedente si è scelto di integrare le analisi dei campioni di Porto Ottiolu acquisiti nell'ambito di questa tesi, con i dati riportati da Cruciani et al. (2001) i quali provengono dalla stessa area, in particolare il campione LI9 proviene dallo stesso leucosoma del campione BD34 (di questa tesi). Nel caso degli elementi maggiori questa integrazione non ha comportato particolari difficoltà in quanto tutti i campioni utilizzati rientrano negli stessi range (abbastanza ampi) di variabilità composizionale. Diversamente, nel caso di alcuni elementi minori ed in tracce, si rilevano delle discrepanze tra i risultati ottenuti nell'ambito di questa tesi e i dati pubblicati da Cruciani et al. (2001); in particolare, si osservano notevoli differenze per quanto riguarda le concentrazioni di Ba, Rb, Sr, Y, Nb e terre rare leggere.

Le differenze tra i due set di dati (analizzati in questo lavoro e di letteratura, da Cruciani et al., 2001) possono essere sintetizzate come segue:

- Ba; il suo contenuto è sempre maggiore nei campioni analizzati rispetto a quelli presenti in letteratura con differenze sino ad un ordine di grandezza. Inoltre nei campioni analizzati si riscontra una notevole differenza tra leucosomi (1530-3230 ppm, ad eccezione del leucosoma in zona di shear, BD47) e mesosomi (670 ppm), mentre nei campioni di

letteratura tale differenza non è riscontrata;

-Rb, Sr, Y; il contenuto è maggiore nei campioni provenienti dalla letteratura (Rb=283-397 ppm, Sr=728-1080 ppm, Y=61-197 ppm) rispetto a quelli analizzati (Rb=83-155 ppm, Sr=181-273 ppm, Y=6.2-16.3 ppm). In entrambi i set di dati, per Rb e Sr non si riscontrano sostanziali differenze tra leucosomi e mesosomi mentre, si osserva un leggero incremento di Y nei mesosomi rispetto ai leucosomi;

- Nb; il suo contenuto è compreso tra 2.3-9.3 ppm nei leucosomi provenienti dalla letteratura, mentre è generalmente <1 ppm nei leucosomi analizzati nell'ambito di questa tesi. Maggiore accordo si riscontra invece nei mesosomi nei quali la sua concentrazione varia da 8.1 ppm (questa tesi) a 8.15-10.94 ppm (Cruciani et al., 2001);

- Terre rare leggere; i contenuti di La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu sono più bassi nei campioni di leucosomi analizzati rispetto ai dati presenti in letteratura. Tali differenze non si osservano nei mesosomi le cui abbondanze sono relativamente omogenee tra i due set di dati.

Tab. 7.3: Analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare di campioni selezionati dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu. Campioni contrassegnati con l'asterisco, da Cruciani et al., 2001. Concentrazioni espresse in ppm. (BD198av è riferito al valore medio di due analisi dello stesso campione di leucosoma).

SAMPLE	Leucosomi											Mesosomi				
	BD32	BD33	BD34	BD35	BD37	BD40	BD47	BD198av.	LI9*	LI85*	LI34*	BD197	MI34*	MI38*	MI102*	MI65*
V	13	18	10	10	14	11	36	10	31	5	9	62	30	25	24	22
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	20.4	12.41	3.63	30	10.53	21.38	17.3	15.8
Ga	12.9	14.7	11.9	13.5	12.8	11.2	16.8	10.5	-	-	-	17.4	-	-	-	-
Rb	115	86	135.5	89.7	131	154.5	44.2	111	292	396	360	82.9	361	283	397	284
Sr	267	261	239	254	237	272	180.5	273	988	963	896	231	728	917	1024	1030
Y	6.4	6.9	11.6	6.2	14	32.5	10.1	7.8	61	153	80	16.3	197	80	213	78
Zr	27	42	34	17	41	9	106	10	162	28	54	168	156	126	131	125
Nb	<0.2	0.7	<0.2	<0.2	0.6	<0.2	3.4	0.6	9.28	3.08	2.31	8.1	10.94	9.04	8.15	6.99
Sn	2	2	1	1	1	1	2	1	-	-	-	3	-	-	-	-
Cs	2.26	2.49	2.44	1.75	2.52	1.72	2.05	1.56	8.75	3.08	2.39	3.57	5.74	4.9	7.09	4.41
Ba	2370	1530	2260	1675	2140	3230	96.2	2500	276	516	488	670	297	239	470	317
Hf	1	1.4	1.4	0.7	1.3	0.3	3.2	0.4	-	-	-	4.7	-	-	-	-
Ta	0.2	0.3	1.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.6	-	-	-	0.8	-	-	-	-
W	1	1	<1	1	1	1	1	1	1.73	3.36	0.4	1	0.85	1.02	1.39	1.05
Th	1.42	1.85	0.49	0.21	0.81	4.91	3.74	0.24	4.72	2.41	5.14	8.89	10.36	7.09	9.1	7.08
U	0.52	0.58	0.49	0.55	0.75	1.2	0.92	0.26	2.13	1.42	1.54	1.56	2.81	1.93	3.01	2.1
La	5.5	7.4	3.3	2.9	4.3	18.2	12.6	3.7	19.8	10.08	20.03	33.3	36.09	37.13	41.63	44.05
Ce	10.2	15.3	6.2	4.1	8.8	35.4	24.8	5.4	35.1	21.38	35.99	65.1	72.43	43.95	70.32	50.88
Pr	1.27	1.6	0.95	0.63	1.21	4.22	2.97	0.83	4.57	2.75	4.55	7.64	9.35	5.84	9.15	6.47
Nd	4.9	6.5	4.5	3	6.4	17	12	3.5	16.77	10.46	16.4	28.3	35.6	21.38	35.3	24.04
Sm	1	1.37	1.35	0.81	1.8	3.25	2.38	1.01	3.08	2.29	2.81	5	5.57	3.76	6.03	3.49
Eu	1.47	1.31	1.24	1.28	1.45	1.47	0.87	1.4	3.28	1.38	1.18	1.13	0.99	1.34	1.58	1.32
Gd	1	1.14	1.81	0.9	2.41	3.43	1.98	1.27	2.5	2.29	2.38	4.01	5.09	3.42	5.86	3.05
Tb	0.16	0.19	0.36	0.15	0.39	0.58	0.26	0.21	0.37	0.41	0.31	0.57	0.73	0.47	0.87	0.39
Dy	1.06	1.33	2.03	1.11	2.57	4.27	1.96	1.37	2.03	2.83	1.41	2.85	3.27	2.43	4.67	1.84
Ho	0.24	0.23	0.37	0.24	0.51	1.07	0.37	0.31	0.41	0.73	0.23	0.63	0.56	0.42	0.81	0.29
Er	0.78	0.64	1.03	0.62	1.28	3.16	1.12	0.8	1.23	2.81	0.66	1.71	1.56	1.00	2.08	0.81
Tm	0.12	0.12	0.14	0.1	0.16	0.52	0.2	0.1	0.2	0.56	0.12	0.32	0.24	0.13	0.29	0.12
Yb	0.52	0.58	0.72	0.55	0.89	3.29	1.28	0.64	1.34	4.49	0.87	2.1	1.79	0.82	1.6	0.75
Lu	0.07	0.07	0.09	0.06	0.12	0.5	0.17	0.09	0.25	0.78	0.15	0.34	0.31	0.14	0.3	0.13
ΣREE	28	38	24	16	32	96	63	21	91	63	87	153	174	122	180	138

Considerando che non è possibile stabilire con certezza se queste discrepanze siano imputabili a reali differenze tra i campioni o legate ad errori analitici, si è ritenuto opportuno procedere con la presentazione e discussione dei dati misurati nell'ambito di questa tesi e rimandare alla pubblicazione di Cruciani et al. (2001) per l'interpretazione dei dati riportati da questi ultimi autori.

Il contenuto totale di elementi minori e in tracce è mediamente più elevato nei leucosomi che nei mesosomi. In realtà questo dato è fortemente influenzato dal Ba che preso

singolarmente costituisce la maggior parte del totale (soprattutto nei campioni analizzati nell'ambito di questa tesi) e che essendo concentrato preferenzialmente nei feldspati, in particolare nel K-feldspato, tende ad essere più abbondante nei leucosomi. Al netto di tale elemento si osserva che il contenuto totale degli elementi minori e in tracce, è decisamente più abbondante nei mesosomi. Il Ba è relativamente costante nei campioni presi dalla letteratura mentre mostra una forte variabilità nei campioni analizzati, passando da 3230 ppm a 96.2 ppm; quest'ultimo dato è relativo al leucosoma in zona di shear che, come precedentemente evidenziato, mostra il più basso contenuto modale (e normativo) di K-feldspato. Inoltre il Ba nei campioni analizzati mostra una stretta correlazione positiva con il K₂O e una debole con Sr e Rb, anch'essi solitamente associati ai feldspati; tali correlazioni sono invece assenti nei campioni acquisiti dalla letteratura.

Zr, V, Hf e Th mostrano una marcata correlazione negativa con la Si₂O e correlazioni positive con Fe₂O₃, MgO e TiO₂ confermando l'osservazione petrografica secondo la quale le rocce più ricche in biotite (mesosomi e alcuni leucosomi) sono più ricche in fasi accessorie quali zircone, monazite e ossidi metallici che ospitano preferenzialmente questi elementi. Per contro, l'assenza di correlazioni tra il P₂O₅ e altri elementi maggiori consente di stabilire che l'apatite, la fase accessoria più abbondante, non si concentra preferenzialmente nei leucosomi o nei mesosomi.

L'analisi dei dati relativi alle terre rare evidenzia forti analogie tra i due set di dati nonostante le differenze precedentemente esposte. Tutti gli elementi appartenenti alla serie dei Lantanoidi sono positivamente correlati tra loro, ad eccezione dell'Eu che non mostra alcuna correlazione. Anche lo Zr è debolmente correlato positivamente con alcune terre rare, ma questo fatto non implica necessariamente la loro affinità con lo zircone; infatti, è stato notato che i campioni più ricchi di zircone sono più ricchi anche in altre fasi accessorie quali la monazite, la quale potrebbe essere la causa del maggiore contenuto in terre rare. È evidente inoltre la correlazione negativa delle terre rare con la silice a testimonianza del fatto che i campioni più sialici (leucosomi, ma anche i mesosomi più acidi) sono tendenzialmente più poveri in fasi accessorie e in minerali ferromagnesiaci che hanno maggiore affinità con le terre rare.

Il contenuto totale di terre rare (Σ REE) è fortemente variabile tra i due set di dati a causa del maggiore contenuto di terre rare leggere (LREE) riscontrato nei campioni presi dalla letteratura. Tale differenza è osservabile sia nei leucosomi, sia nei mesosomi.

I rapporti tra alcune terre rare normalizzate alle condriti secondo Sun & McDonough (1989) vengono comunemente utilizzati per indicare il grado di frazionamento delle terre rare stesse. Il rapporto La_N/Sm_N indica un grado di frazionamento delle LREE da basso a moderato, che varia tra leucosomi (1.54-4.15) e mesosomi (4.18-8.15). Il grado di frazionamento delle HREE, espresso dal rapporto Gd_N/Yb_N, è leggermente inferiore nonché meno variabile tra i diversi campioni ed è compreso tra 0.42 e 2.26 per i leucosomi, e tra 1.58 e 3.45 per i mesosomi. Il rapporto Ce_N/Yb_N, mostra i valori più elevati e più variabili, compresi in un range di 2.07-7.33 nei leucosomi e 8.61-18.84 nei mesosomi. In tutti i rapporti sopra descritti non si osservano differenze di rilievo tra campioni dei due set di dati. I pattern delle terre rare (normalizzati secondo Sun & McDonough, 1989) (Fig. 7.3) mostrano

chiare analogie tra tutti i campioni. Le LREE, mostrano un trend moderatamente inclinato verso l'Eu, mentre le HREE hanno un andamento debolmente inclinato (in accordo con il basso rapporto Gd_N/Yb_N), ad eccezione degli elementi compresi tra Ho e Yb tra i quali il frazionamento è quasi nullo. Gli unici due campioni contenenti granato (leucosoma LI85 e il mesosoma MI86 ad esso adiacente) sono invece caratterizzati da un arricchimento in HREE. Il pattern delle terre rare evidenzia inoltre alcune differenze tra leucosomi e mesosomi. I primi sono caratterizzati da un minore contenuto di LREE, particolarmente evidente per gli elementi compresi tra La e Nd, e mostrano anomalie positive più o meno marcate dell'Eu. Nei mesosomi l'Eu presenta differenti comportamenti: tre campioni mostrano deboli anomalie negative, due campioni sono privi di anomalie.

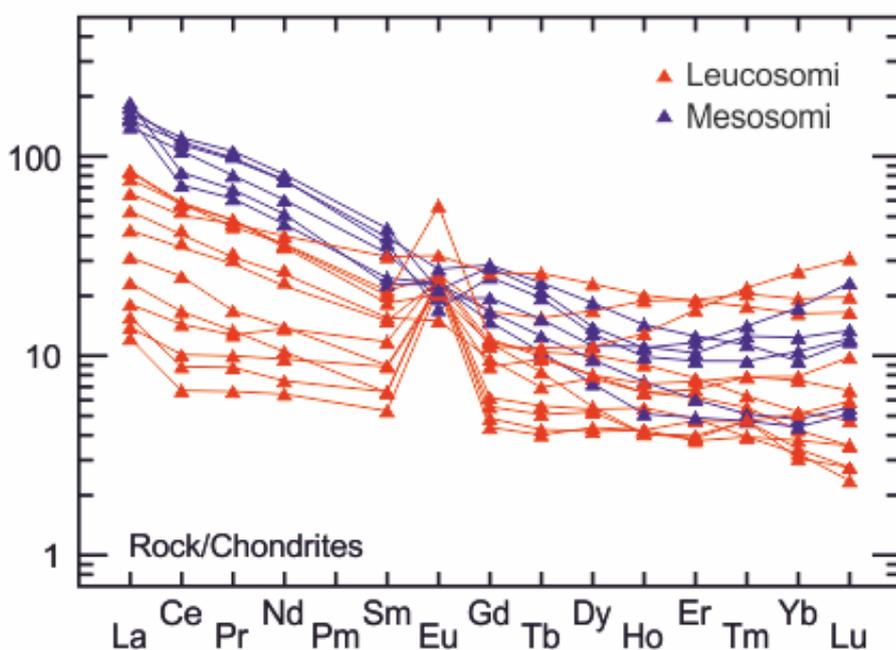


Fig. 7.3: Pattern delle terre rare dei campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu, normalizzati alle condriti secondo Sun & McDonough (1989).

Punta Sirenella

Nella tabella 7.4 sono esposti i dati relativi alle analisi di elementi in minori, in tracce e terre rare, relativi ai campioni di ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella. Come nel capitolo sulla petrografia e nel paragrafo sulla composizione chimica degli elementi maggiori, si è scelto di suddividere i campioni in: ortogneiss, provenienti dall'affioramento privo di segregazioni di fuso; leucosomi e mesosomi, provenienti dall'affioramento migmatitico. È stato inserito tra le analisi anche un campione di ortogneiss migmatitico di Cala Libeccio (BD153). Quest'ultimo è costituito da alternanze di leucosomi e mesosomi di spessore inferiore al centimetro, che non è stato possibile analizzare separatamente. Perciò, sebbene l'affioramento mostri chiare evidenze di fusione parziale, il campione verrà considerato come ortogneiss in quanto composto sia da leucosoma che da mesosoma.

Da una prima analisi dei dati presentati si possono effettuare alcune considerazioni preliminari:

- i campioni di ortogneiss a bande di Punta Sirenella (BD5 e BD6) mostrano contenuti di elementi minori e in tracce notevolmente differenti tra loro. In particolare BD6, proveniente da un livello ricco in biotite, ha concentrazioni doppie di molti elementi quali, Ba, Rb, Zr, Y, Cs

e concentrazioni molto più elevate di tutte le terre rare rispetto all'adiacente BD5.

- i campioni di leucosomi mostrano un certo grado di disomogeneità (minore rispetto agli ortogneiss). BD10 e BD214L sono molto simili tra loro ma differiscono sensibilmente dal terzo campione di leucosoma, BD216L, il quale presenta maggiori contenuti di terre rare e differenti rapporti tra Ba, Sr e Rb. Queste differenze possono essere spiegate dal diverso contenuto di granato e dai differenti rapporti tra i feldspati.

- i mesosomi sono molto simili tra loro ad eccezione dei contenuti di Ba e Sr che risultano molto differenti, probabilmente in virtù del diverso rapporto tra i feldspati.

- l'ortogneiss di Cala Libeccio differisce notevolmente per i contenuti di Ba e Sr (superiori fino ad un ordine di grandezza) e di terre rare leggere, mentre è affine al campione BD5 per gli altri elementi, in particolare le terre rare pesanti.

Tab. 7.4: Analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare di campioni selezionati dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella e di Cala Libeccio (contrassegnato con l'asterisco). Concentrazioni espresse in ppm.

SAMPLE	Ortogneiss			Leucosomi			Mesosomi	
	BD5	BD6	BD153*	BD10	BD214L	BD216L	BD214M	BD216M
V	8.00	13.00	12.00	8.00	<5	<5	8.00	8.00
Cr	10.00	10.00	10.00	10.00	<10	<10	<10	<10
Ga	18.70	20.60	16.70	14.10	17.90	14.30	16.60	17.50
Rb	106	233	94	156	107	144	125	144
Sr	27.9	35.9	205.0	54.6	96.4	65.8	101.5	49.1
Y	21.3	39.2	17.0	10.5	13.9	34.9	31.8	46.5
Zr	54	108	118	64	42	47	118	110
Nb	2.70	14.90	2.90	1.00	1.60	2.30	8.20	9.20
Sn	3.00	9.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00
Cs	2.13	4.88	1.17	1.43	1.31	1.03	3.26	1.89
Ba	95	191	835	301	382	278	543	303
Hf	2.60	4.30	4.10	3.10	2.00	2.30	4.50	4.40
Ta	0.80	5.60	0.40	0.40	0.10	0.10	0.50	0.90
W	2.00	1.00	<1	1.00	<1	<1	<1	<1
Th	4.04	13.75	8.07	3.60	2.12	11.25	12.10	11.75
U	2.19	8.37	1.79	1.65	2.04	2.44	3.28	4.41
La	4.80	17.00	23.30	4.30	4.90	9.00	20.70	18.80
Ce	10.10	36.60	46.10	8.20	7.70	19.40	43.40	38.40
Pr	1.20	4.68	5.36	1.04	0.93	2.50	5.37	4.97
Nd	4.70	18.50	20.60	4.60	3.70	10.60	20.50	19.00
Sm	1.36	4.91	3.96	1.08	0.97	2.77	4.84	4.97
Eu	0.15	0.20	1.08	0.34	0.40	0.32	0.50	0.34
Gd	2.17	5.52	3.22	1.18	1.35	3.43	5.03	5.43
Tb	0.48	0.99	0.47	0.24	0.29	0.66	0.74	1.11
Dy	3.36	6.15	3.00	1.40	2.03	5.18	5.17	7.87
Ho	0.71	1.31	0.58	0.32	0.49	1.23	1.13	1.57
Er	2.21	3.82	1.56	1.13	1.36	3.68	3.31	4.56
Tm	0.34	0.57	0.23	0.20	0.24	0.58	0.51	0.71
Yb	1.94	3.61	1.30	1.30	1.47	3.78	3.66	4.35
Lu	0.31	0.60	0.17	0.18	0.21	0.54	0.54	0.68
ΣREE	34	104	111	26	26	64	115	113

Il Ba mostra le concentrazioni più basse negli ortogneiss (95-191 ppm) e quelle più elevate nei leucosomi (278-382 ppm) e nei mesosomi, nei quali risulta fortemente variabile (303-543 ppm). Nell'ortogneiss di Cala Libeccio si osservano valori notevolmente maggiori (835 ppm). Analogo comportamento si osserva per lo Sr le cui concentrazioni più basse sono registrate negli ortogneiss di Punta Sirenella (27.9-35.9 ppm) e quelle più elevate in leucosomi (54.6-96.4 ppm) e mesosomi (49.1-101.5 ppm); Il valore più alto si registra nell'ortogneiss di Cala Libeccio (205 ppm). Il Rb mostra un comportamento opposto, con il valore lievemente più basso registrato nell'ortogneiss di Cala Libeccio (94 ppm) e concentrazioni più elevate e variabili nelle rocce di Punta Sirenella (105-233 ppm). Il Ba è correlato negativamente con il Rb e positivamente con lo Sr, mentre tra Rb e Sr c'è una correlazione negativa.

Zr, Hf e Th mostrano una correlazione negativa con la silice molto debole a causa del contenuto più o meno costante di quest'ultima. Sono più marcate le correlazioni positive con Fe_2O_3 , MgO e TiO_2 , che testimoniano la maggiore frequenza di zircone nei campioni più mesocratici, che sono più ricchi in biotite ma anche in fasi accessorie quali zircone, monazite e ossidi metallici. Nei vari diagrammi di correlazione tra gli elementi sopra menzionati si osserva il diverso comportamento del campione di Cala Libeccio il quale spesso ricade distante dalla retta di regressione che mette in relazione i campioni di Punta Sirenella.

L'analisi delle terre rare fornisce indicazioni simili a quelle riscontrate negli ortogneiss di Porto Ottiolu. In tutti i campioni le REE sono correlate positivamente tra loro, ad eccezione dell'Eu che non mostra alcuna correlazione. Anche lo Zr mostra deboli correlazioni positive con alcune REE, in particolare quelle leggere, anche se tale correlazione è poco evidente a causa della notevole dispersione dei punti. Un'ulteriore analogia tra i campioni di Porto Ottiolu e quelli di Punta Sirenella è la correlazione negativa delle terre rare con la silice, in particolare quelle leggere, a testimonianza della maggiore affinità di queste ultime per le fasi accessorie e per i minerali ferromagnesiaci, più frequenti nei campioni con minore contenuto di silice. Questa osservazione è ulteriormente suffragata dalla correlazione positiva tra il contenuto di REE (in particolare quelle leggere) e i contenuti di Fe_2O_3 , MgO e TiO_2 . Tutte le correlazioni sopra descritte sono più evidenti per le LREE e meno evidenti per le HREE che mostrano una maggiore dispersione dei punti.

I pattern delle terre rare dei campioni di Punta Sirenella (Fig. 7.4), normalizzati alle condriti (Sun & McDonough, 1989) evidenziano un grado di frazionamento delle REE da basso a moderato ($Ce_N/Yb_N = 1.43-3.29$). Il grado di frazionamento minore si registra a carico delle HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.75-1.26$) mentre è leggermente superiore per le LREE ($La_N/Sm_N = 2.24-3.26$). Tutti i rapporti sopra citati non mostrano differenze significative tra ortogneiss, leucosomi e mesosomi.

Decisamente differente è il pattern delle REE del campione di Cala Libeccio (BD153) il quale mostra un elevato grado di frazionamento ($Ce_N/Yb_N = 9.85$). Anche i rapporti La_N/Sm_N e Gd_N/Yb_N sono più elevati rispetto a quelli osservati nei campioni di Punta Sirenella (rispettivamente 3.8 e 2.05). I pattern delle REE (Fig. 7.4) mostrano curve debolmente inclinate nella prima parte (dal La al Sm) e quasi piatte nella seconda parte (dal Gd al Lu). L'Eu mostra marcate anomalie negative negli ortogneiss, nei mesosomi e in un leucosoma, e assenza di anomalie per i restanti leucosomi. Il campione di Cala Libeccio mostra una curva

con un'inclinazione più o meno costante per tutta la lunghezza del pattern (dal La al Lu) ed è privo di anomalie dell'Eu.

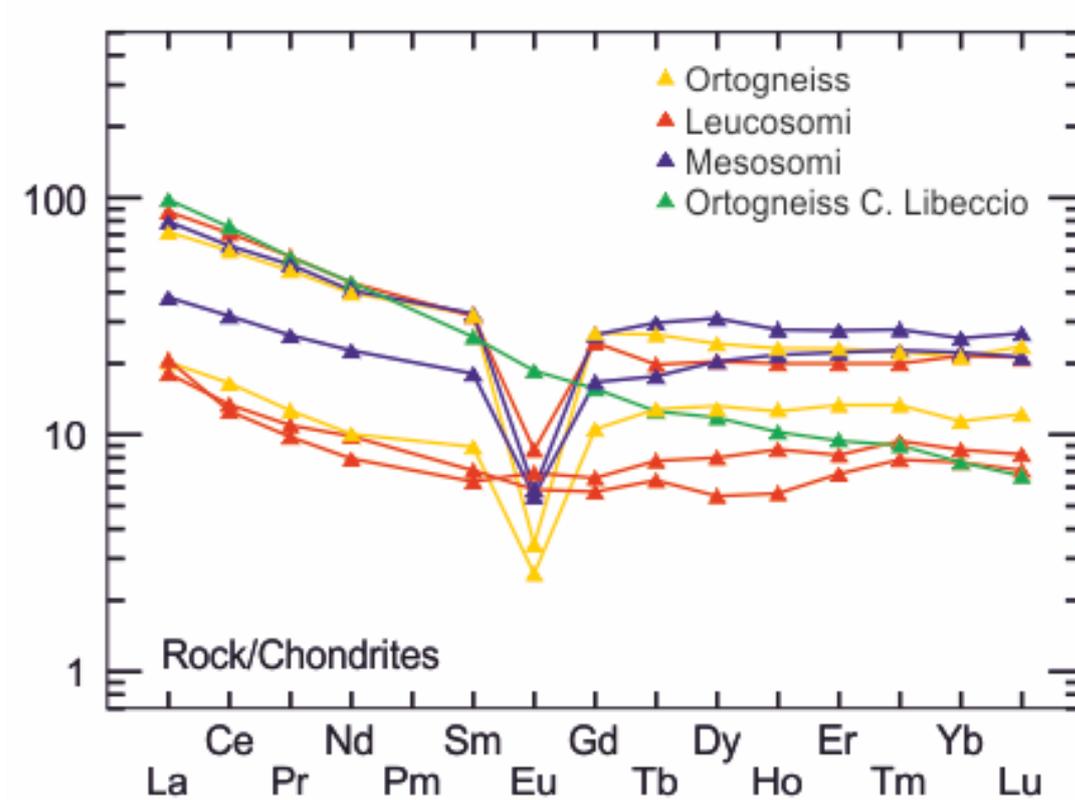


Fig. 7.4: Pattern delle terre rare normalizzate alle condriti (Sun & McDonough, 1989) dei campioni di ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella e Cala Libeccio.

7.2 Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu

7.2.1 Elementi maggiori

Sono stati analizzati 18 campioni (10 leucosomi e 8 mesosomi) di migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Le analisi degli elementi maggiori e le percentuali dei minerali normativi sono riportate nelle tabelle 7.5 (leucosomi) e 7.6 (mesosomi).

I leucosomi sono più ricchi in SiO_2 (75.41-82.90%) rispetto ai mesosomi i quali mostrano anche un range di variabilità notevolmente maggiore (56.95-75.43%). Il contenuto di Al_2O_3 è piuttosto costante nei leucosomi (13.23-14.23%) con l'eccezione di due campioni (BD193 e BD202L) il cui contenuto è decisamente inferiore (rispettivamente 10.29% e 10.85%) mentre è fortemente variabile nei mesosomi (9.04-20.95%). Anche CaO e Na_2O mostrano concentrazioni maggiori e più omogenee nei leucosomi (rispettivamente 1.73-3.74% e 2.90-4.59%) rispetto ai mesosomi (CaO =0.43-3.41% e Na_2O =0.44-3.24%). Gli ossidi di Fe, Mg, Mn e Ti hanno un comportamento opposto, con le concentrazioni più elevate nei mesosomi (Fe=5.27-9.25%, Mg=2.01-3.81%, Mn=0.05-0.13% e Ti=0.66-1.07%) rispetto ai leucosomi (Fe=0.29-1.66%, Mg=0.11-0.60%, Mn=0.004-0.06% e Ti=0.04-0.16%). Tutte le differenze tra leucosomi e mesosomi sopra descritte sono spiegabili con l'elevato contenuto di biotite

riscontrato in questi ultimi, che giustifica anche il maggiore contenuto di K₂O (2.14-5.93% contro 0.14-1.80%) ospitato prevalentemente nella biotite, e in minor misura nella muscovite, data la quasi totale assenza di K-feldspato. Il P₂O₅ è ugualmente distribuito nei leucosomi (0.04-0.27%) e nei mesosomi (0.12-0.23%) a testimonianza della distribuzione omogenea e ubiquitaria dell'apatite.

Tab. 7.5: Analisi chimiche degli elementi maggiori e minerali normativi (CIPW) di campioni selezionati di migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Concentrazioni espresse in peso % per gli ossidi e in percentuale per i minerali normativi.

SAMPLE	Leucosomi migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu									
	BD193	BD194a	BD194b	BD195L	BD199L	BD202L	BD203L	BD204L	BD205L	BD206L
SiO ₂	82.62	76.40	76.78	75.41	77.92	82.90	77.64	78.00	80.56	75.76
TiO ₂	0.08	0.04	0.05	0.08	0.06	0.03	0.06	0.05	0.04	0.16
Al ₂ O ₃	10.29	14.67	13.90	14.83	13.23	10.85	13.39	13.84	13.77	13.92
Fe ₂ O ₃	0.65	0.29	0.32	0.53	0.34	0.69	0.49	0.40	0.29	1.66
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.06	0.01
MgO	0.20	0.11	0.13	0.24	0.16	0.13	0.20	0.20	0.24	0.60
CaO	2.26	3.27	3.27	3.74	2.84	2.88	3.20	3.26	1.73	1.97
Na ₂ O	3.07	4.24	4.04	4.55	3.86	3.67	4.24	4.59	4.50	2.90
K ₂ O	0.47	0.61	0.55	0.39	0.58	0.14	0.31	0.29	1.39	1.80
P ₂ O ₅	0.09	0.18	0.26	0.27	0.13	0.04	0.08	0.14	0.08	0.06
LOI	0.45	0.57	0.67	0.79	0.70	0.33	0.40	0.43	0.71	0.87
Tot	100.19	100.39	99.98	100.84	99.83	101.66	100.01	101.20	103.37	99.69
%AN	27.87	28.33	28.64	29.12	27.69	27.90	28.74	27.06	16.65	26.47
Q	55.49	40.03	42.21	37.14	44.84	51.54	42.24	40.18	41.16	45.08
Or	2.86	3.64	3.31	2.32	3.51	0.84	1.88	1.72	8.09	10.98
Ab	28.44	38.50	36.98	41.12	35.49	33.27	38.66	41.23	39.70	26.86
An	10.99	15.22	14.84	16.90	13.59	12.88	15.59	15.30	7.93	9.67
C	0.93	1.68	1.47	0.85	1.55	-	0.51	0.42	2.04	4.27
Di	-	-	-	-	-	0.71	-	-	-	-
Hy	0.57	0.31	0.37	0.67	0.45	-	0.55	0.54	0.64	1.70
Wo	-	-	-	-	-	0.12	-	-	-	-
Mt	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	-
Il	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02
Hem	0.47	0.20	0.23	0.37	0.24	0.48	0.34	0.28	0.16	1.19
Ti	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-	-
Ap	0.19	0.38	0.54	0.57	0.27	0.09	0.18	0.29	0.16	0.13
Ru	0.05	0.02	0.03	0.05	0.03	-	0.04	0.03	-	0.10

Interessanti informazioni si ottengono dai diagrammi di correlazione tra la silice e gli altri elementi maggiori. Nei diagrammi sono stati inseriti come termini di paragone alcuni campioni di paragneiss di Giacomini et al. (2006) provenienti dalla zona di Golfo Aranci, per le cui analisi si rimanda al lavoro citato. Sebbene i paragneiss e le migmatiti paraderivate analizzate siano geograficamente distanti tra loro (rispettivamente Golfo Aranci e Porto Ottiolu) è ragionevole ipotizzare che essi derivino da protoliti simili. Infatti nei diagrammi di figura 7.5, i campioni di paragneiss occupano una posizione intermedia tra i mesosomi e i leucosomi. Durante la segregazione del fuso alcuni elementi tendono a concentrarsi in esso, impoverendo di conseguenza il mesosoma dal quale il fuso è stato estratto, mentre altri

elementi mostrano un comportamento opposto; perciò, in assenza di processi che portino ad una variazione di tali equilibri (allontanamento di elementi mobili dal sistema, reazioni tra leucosoma e mesosoma che portino alla formazione di melanosoma) il protolite dovrebbe avere caratteristiche intermedie tra leucosomi e mesosomi, mostrando un'affinità ai secondi tanto maggiore quanto minore è la percentuale di fuso estratto. I diagrammi presentati mostrano proprio tale situazione perciò l'assunzione di un protolite simile tra migmatiti e paragneiss risulta plausibile.

Tab. 7.6: Analisi chimiche degli elementi maggiori e minerali normativi (CIPW) di campioni selezionati di migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Concentrazioni espresse in peso % per gli ossidi e in percentuale per i minerali normativi.

Mesosomi migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu								
SAMPLE	BD195M	BD196	BD199M	BD200	BD201M	BD204M	BD205M	BD206M
SiO ₂	75.43	69.92	70.23	56.95	60.54	69.84	59.98	64.98
TiO ₂	0.69	0.78	0.74	1.07	0.93	0.66	0.86	0.80
Al ₂ O ₃	9.04	12.79	13.27	20.95	17.91	13.76	15.70	16.55
Fe ₂ O ₃	5.48	5.46	5.61	9.25	7.55	5.27	7.85	6.42
MnO	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07	0.05	0.13	0.06
MgO	2.16	2.09	2.26	3.81	2.60	2.01	3.40	2.58
CaO	0.99	2.11	2.03	0.46	2.78	2.05	3.41	0.43
Na ₂ O	1.12	2.51	2.44	0.44	3.24	2.79	2.47	0.52
K ₂ O	2.27	2.18	2.40	4.33	3.18	2.14	3.44	5.93
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.17	0.23	0.18	0.12	0.20	0.14
LOI	1.15	1.35	1.31	2.09	1.04	0.90	1.05	2.17
Tot	98.56	99.44	100.52	99.67	100.02	99.60	98.51	100.57
%AN	27.43	29.08	29.09	16.25	30.29	27.33	41.31	20.35
Q	54.04	37.77	36.88	27.86	16.97	35.87	17.33	32.23
Or	14.44	13.51	14.69	27.02	19.25	13.11	21.28	36.76
Ab	10.83	23.64	22.71	4.17	29.76	25.99	23.21	4.93
An	4.09	9.69	9.31	0.81	12.93	9.77	16.34	1.26
C	3.93	3.34	3.81	17.59	5.05	3.87	2.50	10.10
Di	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	8.78	8.00	8.75	17.63	11.74	7.84	15.07	10.73
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	2.47	2.50	2.43	2.84	2.60	2.34	2.58	2.52
Il	1.03	1.14	1.07	1.57	1.32	0.95	1.25	1.17
Hem	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.38	0.41	0.36	0.51	0.38	0.25	0.44	0.31
Ru	-	-	-	-	-	-	-	-

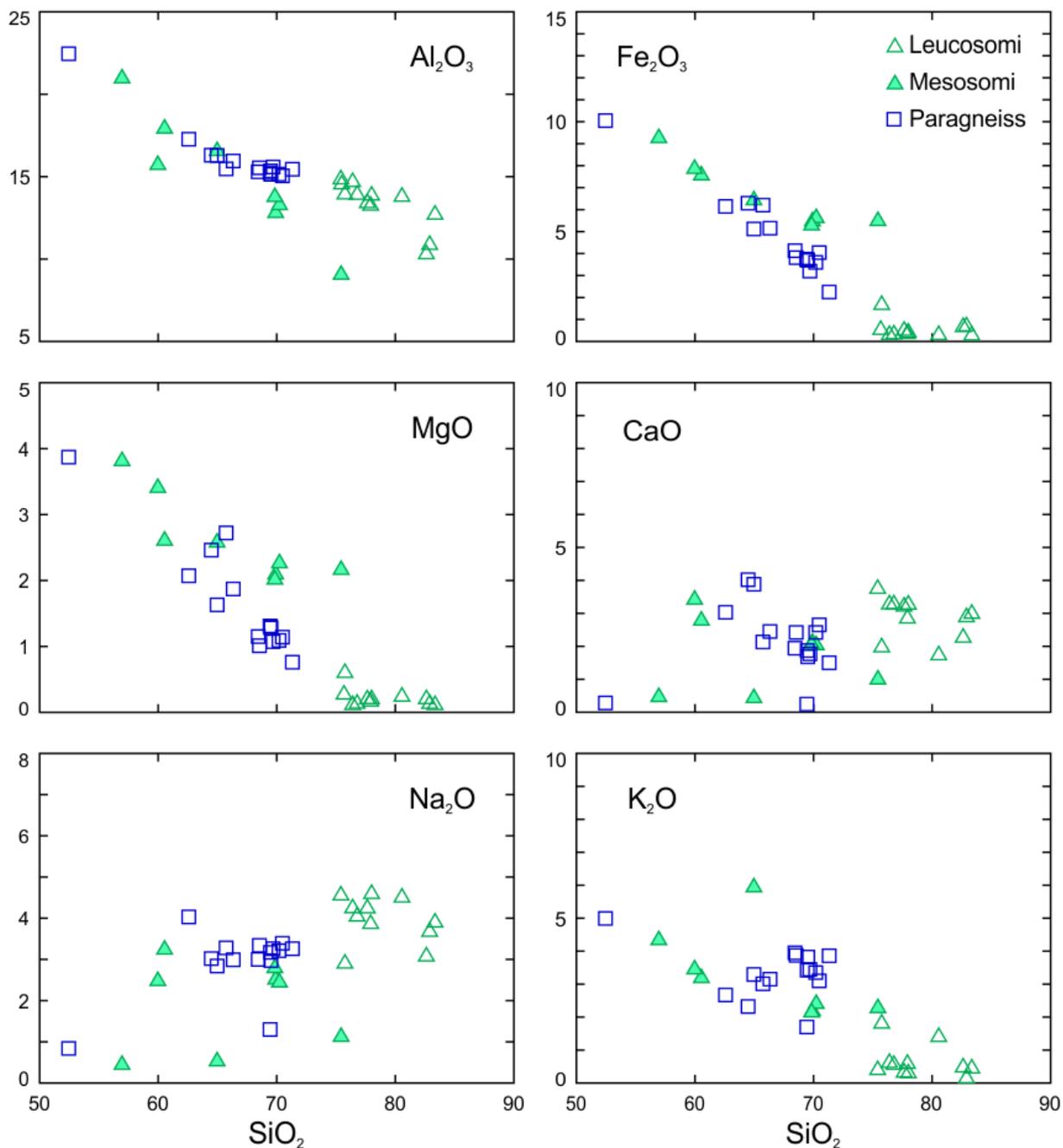


Fig. 7.5: Diagrammi di correlazione tra SiO₂ e altri elementi maggiori di campioni selezionati di migmatiti paraderivate (leucosomi e mesosomi) di Porto Ottiolu. I paragneiss riportati sono di Giacomini et al., 2006.

L'Al₂O₃ mostra una correlazione negativa con il SiO₂ in tutti i campioni, ma definisce due distinti gruppi, leucosomi e mesosomi + paragneiss che mostrano lo stesso trend negativo ma una diversa posizione nel diagramma; a parità di contenuto in SiO₂, l'Al₂O₃ è maggiormente concentrato nei leucosomi. Anche gli ossidi di Fe e Mg, come quelli di Mn e Ti (non mostrati), sono correlati negativamente con la silice e mostrano i valori maggiori nei mesosomi, quelli minori nei leucosomi e valori intermedi nei paragneiss. Il CaO non mostra correlazioni con la silice anche se i diversi gruppi di campioni rimangono comunque ben distinti in base al contenuto di silice. Gli alcali sono caratterizzati da una notevole dispersione dei dati e da correlazioni con la silice opposte; il Na₂O è correlato positivamente mentre il K₂O negativamente. In tutti i diagrammi i paragneiss risultano più vicini e

parzialmente sovrapponibili ai mesosomi piuttosto che ai leucosomi.

Un diagramma comunemente utilizzato per la classificazione delle rocce sedimentarie è quello proposto da Wimmenauer (1984), basato sui rapporti K_2O/Na_2O vs SiO_2/Al_2O_3 (Fig. 7.6). La maggior parte dei campioni di paragneiss e mesosomi ricade nel campo delle grovacche nelle vicinanze del limite con le grovacche pelitiche con l'eccezione di alcuni campioni pelitici. La somiglianza tra i mesosomi delle migmatiti di Porto Ottiolu e i paragneiss di Golfo Aranci conferma la similitudine tra i due protoliti. Il protolite di queste rocce era una roccia sedimentaria immatura, poco classata e ricca in quarzo, probabilmente derivante dal disfacimento di rocce magmatiche acide (Giacomini et al., 2006).

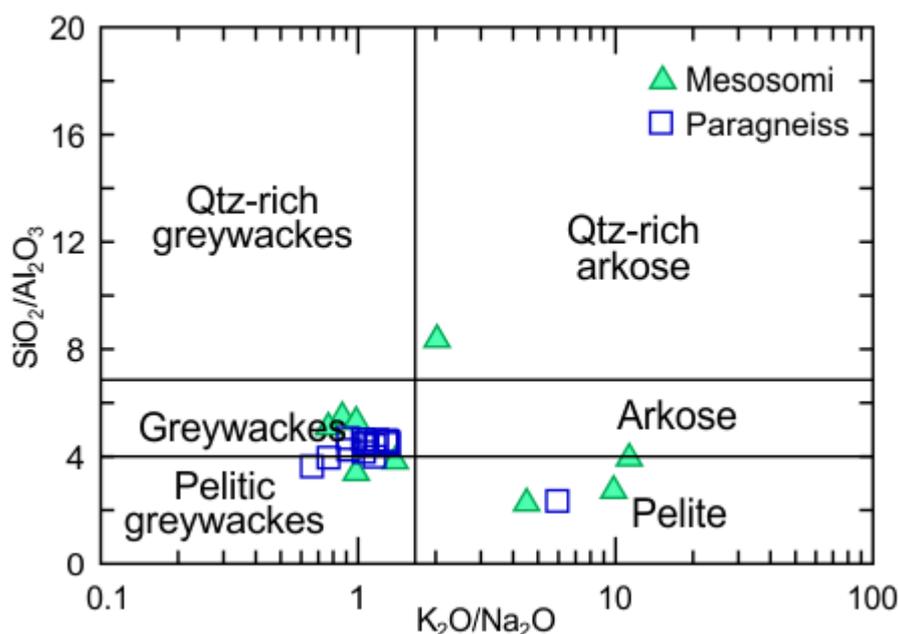


Fig. 7.6: Diagramma K_2O/Na_2O vs SiO_2/Al_2O_3 per la classificazione delle rocce sedimentarie (Wimmenauer, 1984, modificato). I mesosomi appartengono alle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu, i campioni di paragneiss sono di Giacomini et al. (2006).

I dati relativi alla norma CIPW (Tabb. 7.5, 7.6) mostrano che tutti i campioni di leucosomi e mesosomi sono corindone e iperstene normativi, ad eccezione di un leucosoma (BD202L) che prevede diopside e wollastonite normativi. La composizione del plagioclasio normativo è quasi sempre oligoclasica ed è piuttosto costante tra i leucosomi ($X_{An}=26.5-29.1$), e più variabile nei mesosomi ($X_{An}=20.4-30.3$), ad eccezione di singoli campioni che mostrano composizioni nettamente distinte dagli altri. Le differenze tra leucosomi e mesosomi possono essere così riassunte:

- il contenuto di quarzo normativo è fortemente variabile nei mesosomi (16.97-54.03%), mentre nei leucosomi è più costante (37.14-55.49%) e mediamente più elevato.
- i leucosomi mostrano contenuti minori di ortoclasio, corindone, iperstene e ilmenite normativi, rispetto ai mesosomi.
- i leucosomi contengono piccole quantità di ematite e sono privi di magnetite normativa, i mesosomi mostrano un comportamento opposto.
- i leucosomi mostrano bassi contenuti di rutilo normativo, totalmente assente nei mesosomi.

Nel diagramma normativo Ab-An-Or (Barker, 1979) i leucosomi hanno un comportamento intermedio tra le trondhjemiti e le tonaliti a causa del basso contenuto di ortoclasio normativo (e anche modale, come descritto nel § 5.1.1); un solo campione mostra composizione granodioritica (Fig. 7.7).

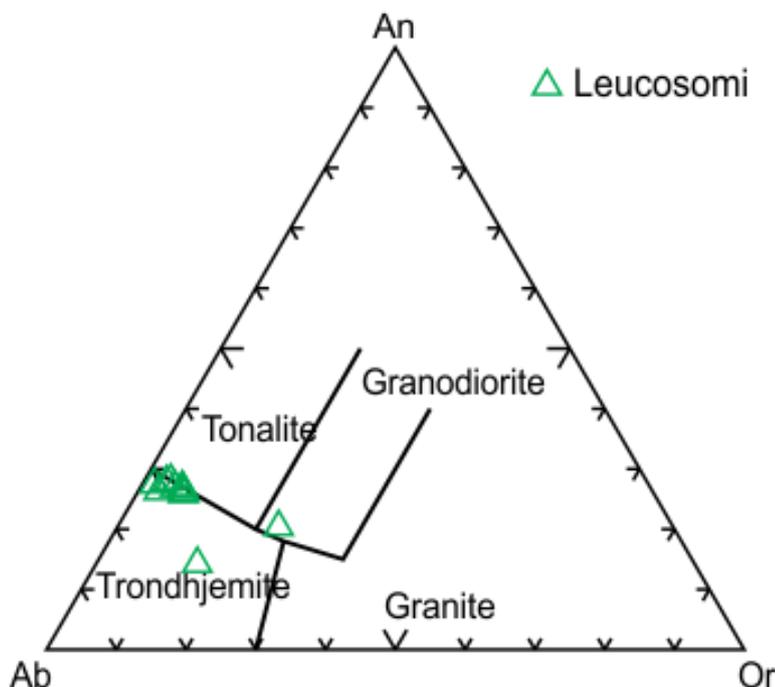


Fig. 7.7: Diagramma normativo Ab-An-Or (Barker, 1979) relativo ai campioni di leucosomi delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Spiegazione nel testo.

7.2.2 Elementi in tracce e terre rare

I dati relativi agli elementi minori, in tracce e terre rare, delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu, sono presentati nelle tabelle 7.7 e 7.8.

Nei leucosomi si osserva una differenza di un ordine di grandezza tra le concentrazioni del Rb (5.8-60.5 ppm) mentre lo Sr risulta meno variabile (245-573 ppm). I mesosomi mostrano un comportamento opposto, il Rb è più costante (86-207 ppm), mentre lo Sr varia di un ordine di grandezza tra un campione e l'altro (40.7-432 ppm). Il contenuto di Ba è più elevato nei mesosomi (296-963 ppm) rispetto ai leucosomi (55-437 ppm). Di conseguenza il rapporto Rb/Sr risulta inferiore nei leucosomi (valore medio circa 0.02, esclusi gli estremi) che nei mesosomi (mediamente 0.23-0.87 esclusi gli estremi), mentre il rapporto Sr/Ba mostra un comportamento opposto con valori più elevati nei leucosomi rispetto ai mesosomi (rispettivamente 1.18-4.42 e 0.35-0.92, escludendo gli estremi). Le variazioni di questi rapporti sono legate ai differenti contenuti modali di plagioclasio, più abbondante nei leucosomi, e biotite, più abbondante nei mesosomi.

Nb, Y, Zr, Th, Cr e V sono maggiormente concentrati nei mesosomi rispetto ai leucosomi e sono correlati positivamente tra loro. Si riscontrano inoltre correlazioni positive tra questi elementi e ossidi di Fe, Mg, Mn e Ti, e correlazioni negative con la silice. Questo comportamento è spiegabile con la maggiore affinità di questi elementi con le fasi restitiche e fasi accessorie (in particolare zirconio, ma anche ossidi metallici) che tendono a

concentrarsi nei mesosomi.

Diversi autori hanno proposto diagrammi per la discriminazione delle rocce sedimentarie. Un esempio è il diagramma Hf vs La/Th proposto da Floyd & Leveridge (1987) per il riconoscimento della sorgente dei sedimenti costituenti una roccia sedimentaria. In tale diagramma (Fig. 7.8) la maggior parte dei mesosomi e dei paragneiss ricadono nel campo delle rocce derivanti da una sorgente magmatica acida di arco vulcanico, in accordo con quanto precedentemente affermato. I leucosomi ricadono all'esterno dei campi in virtù del contenuto troppo basso di Hf.

Tab. 7.7: Analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare di leucosomi selezionati delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu. Concentrazioni espresse in ppm.

Leucosomi migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu									
SAMPLE	BD194a	BD194b	BD195L	BD199L	BD202L	BD203L	BD204L	BD205L	BD206L
V	13	12	12	10	7	13	8	7	31
Cr	10	10	10	10	<10	10	<10	<10	<10
Ga	11.6	11.1	12.6	10.3	8.9	11.8	10.1	11.6	13.2
Rb	13	12.3	12	14.2	5.8	15.4	13.7	60.5	53.8
Sr	573	565	462	535	245	560	535	310	351
Y	23.9	26.9	20.1	16.8	33	42.2	27.1	40	19.9
Zr	13	15	20	33	19	30	20	22	98
Nb	<0.2	<0.2	2.2	0.7	0.7	1.3	0.7	0.5	2.5
Sn	2	1	1	1	1	1	1	1	3
Cs	0.84	0.83	0.93	0.94	0.58	1.1	1.07	1.45	2.2
Ba	323	303	104.5	294	54.9	148	145.5	262	437
Hf	0.6	0.5	0.7	1.1	0.6	1	0.7	0.8	3.1
Ta	0.2	0.1	1.8	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3
W	1	1	<1	1	1	1	<1	<1	<1
Th	1.98	2.23	1.09	3.13	3.89	7.67	2.27	5.66	4.04
U	0.93	1.07	0.93	1.34	1.86	2.77	1.15	1.84	1.64
La	7.9	8.8	8.7	12.8	12.4	23.1	10.7	16.2	14.5
Ce	15.1	17.3	17.4	25.6	23.4	45.1	20.3	32.4	26
Pr	1.95	2.29	2.18	3	2.78	5.48	2.42	4.25	3.32
Nd	8.4	10.1	8.3	12.2	11.4	22.9	10.6	16.2	12.2
Sm	2.29	2.89	2.58	3.06	2.76	5.13	2.34	3.39	2.25
Eu	2.24	2.22	1.97	2.1	1.17	2.62	2.12	1.23	1.6
Gd	2.9	3.08	2.94	2.66	2.82	5.36	2.96	3.75	2.85
Tb	0.53	0.61	0.5	0.46	0.66	1.1	0.58	0.78	0.46
Dy	3.54	4.09	3.49	3.09	4.68	7.6	4.32	5.81	2.89
Ho	0.76	0.9	0.71	0.56	1.07	1.53	0.87	1.31	0.67
Er	2.45	2.65	1.98	1.57	3.54	4.57	2.74	4.17	1.93
Tm	0.36	0.44	0.3	0.2	0.6	0.64	0.47	0.55	0.3
Yb	2.27	2.45	1.72	1.62	3.6	4.01	2.53	3.59	1.96
Lu	0.34	0.36	0.24	0.21	0.46	0.56	0.37	0.52	0.3
ΣREE	51	58	53	69	71	130	63	94	71

Le LREE e le MREE mostrano concentrazioni più elevate nei mesosomi rispetto ai leucosomi, mentre le HREE mostrano concentrazioni comparabili tra i due gruppi. L'unica eccezione è

rappresentata dall'Eu che è più abbondante nei leucosomi. Le REE sono inoltre maggiormente frazionate nei mesosomi rispetto ai leucosomi come testimoniato dai loro rapporti normalizzati alle condriti (Sun & McDonough, 1989): i) il rapporto Ce_N/Yb_N mostra un moderato frazionamento e varia da 1.81 a 4.39 nei leucosomi e da 4.07 a 6.16 nei mesosomi; ii) il rapporto Gd_N/Yb_N (0.65-1.41 nei leucosomi e 1.32-1.82 nei mesosomi) denota un bassissimo frazionamento delle HREE; iii) il rapporto La_N/Sm_N indica un frazionamento moderato dei leucosomi (1.97-4.16) e dei mesosomi (3.05-3.54).

Tab. 7.8: Analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare di mesosomi selezionati della migmatite paraderivata di Porto Ottiolu. Concentrazioni espresse in ppm.

Mesosomi migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu								
SAMPLE	BD195M	BD196	BD199M	BD200	BD201M	BD204M	BD205M	BD206M
V	100	106	113	197	147	75	125	156
Cr	80	90	80	130	90	40	80	80
Ga	14.5	16.5	17.3	28.6	26.1	16.9	25	28.2
Rb	102	95.1	105	186	125.5	86	154.5	207
Sr	117	278	331	40.7	432	372	220	78.4
Y	30.9	28.1	30.4	40.7	37.1	40.3	31.7	52
Zr	224	242	219	224	205	182	166	146
Nb	11.8	11.9	12.1	15.9	13.9	8.2	10.2	11.2
Sn	4	4	4	7	4	3	4	7
Cs	6.39	5.6	6.3	10.6	8.07	5.21	9.51	10.55
Ba	334	370	370	682	467	296	339	963
Hf	5.7	6.5	5.5	6.2	5.6	5.3	4.9	4.4
Ta	1.1	1.1	1	1.2	1.2	0.9	1	0.9
W	2	2	2	3	3	1	8	5
Th	7.96	9.02	8.73	13.5	11.1	9.44	10.6	10.55
U	3.24	2.95	3.19	3.91	4.1	3.7	3.43	3.44
La	25.7	30.5	27.2	46.6	35.5	29.6	30.9	31.9
Ce	51.6	63.3	56.1	93.7	71.2	57	59	63.2
Pr	6.34	7.61	6.93	11.7	8.57	7.21	7.44	8.3
Nd	23.8	29.4	27.5	45.9	34.6	27.6	29.3	31.3
Sm	5.19	6.46	5.63	9	7.17	5.63	5.64	6.49
Eu	0.69	1.4	1.45	0.81	2.15	1.83	1.23	0.97
Gd	5.18	4.9	5.03	8.21	6.67	5.65	6.17	7.66
Tb	0.81	0.8	0.82	1.21	1.08	1.02	0.88	1.24
Dy	5.17	4.77	5.19	7.58	7.15	6.77	5.46	8.3
Ho	1.13	0.96	1.05	1.35	1.31	1.35	1.1	1.66
Er	2.89	2.56	2.99	4.27	3.72	3.76	3.24	5.15
Tm	0.43	0.42	0.4	0.56	0.46	0.52	0.47	0.71
Yb	2.81	3.07	2.6	4.36	3.21	3.33	2.81	4.31
Lu	0.4	0.41	0.36	0.59	0.44	0.41	0.4	0.67
Σ REE	132	157	143	236	183	152	154	172

In figura 7.9 sono riportati i pattern delle terre rare relativi ai leucosomi e mesosomi fin qui

discussi insieme ai pattern dei paragneiss di Golfo Aranci (da Giacomini et al., 2006). Come evidenziato dai rapporti sopra descritti, tutti i campioni mostrano curve debolmente inclinate nella prima parte (dal La al Sm) e quasi piatte nella seconda parte (dal Gd al Lu) soprattutto nei leucosomi. L'Eu mostra marcate anomalie negative nei mesosomi e anomalie positive nei leucosomi. I paragneiss (area in verde) mostrano pattern ben sovrapponibili ai mesosomi, sia per quanto riguarda l'andamento, sia per quanto riguarda i contenuti delle terre rare normalizzate, confermando ulteriormente la similitudine tra il protolite delle migmatiti di Porto Ottiolu e quello dei paragneiss di Golfo Aranci.

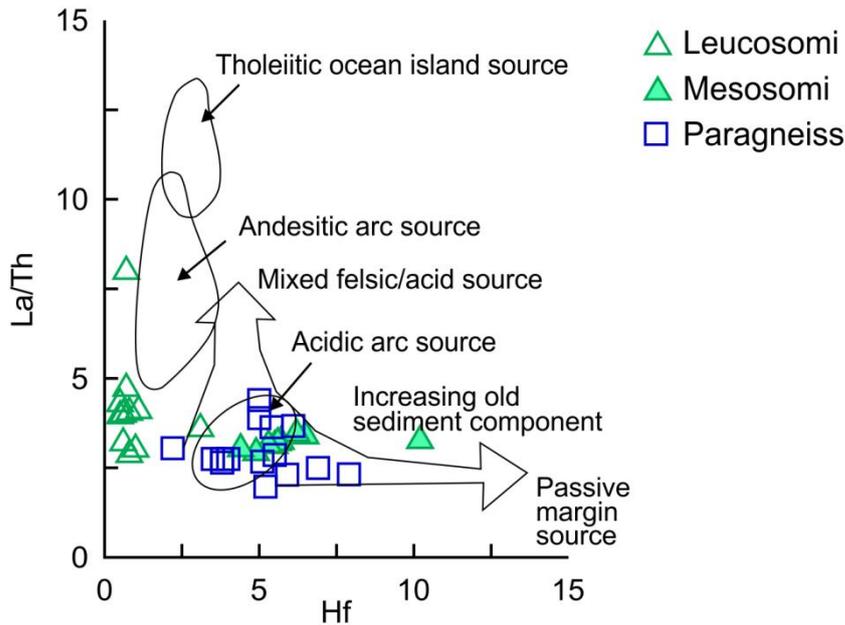


Fig. 7.8: Diagramma Hf vs La/Th per l'identificazione della sorgente delle rocce sedimentarie (Floyd & Leveridge, 1987).

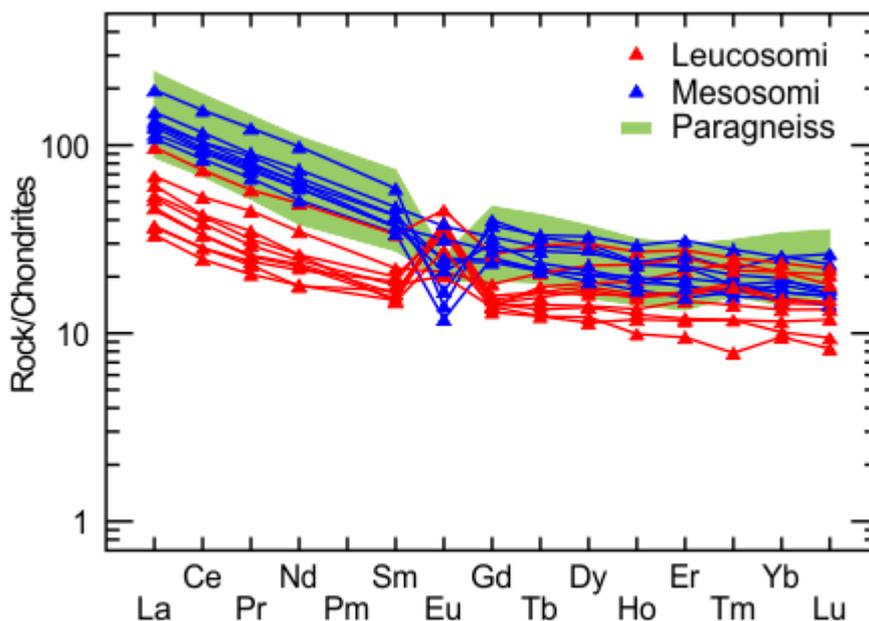


Fig. 7.9: Confronto tra i pattern delle terre rare, normalizzati alle condriti (Sun & McDonough, 1989) dei campioni di leucosoma e mesosoma delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu e i pattern dei paragneiss, rappresentati dall'area in verde (da Giacomini et al., 2006).

7.3 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite e paragneiss di Punta Sirenella

Per completezza, si riporta una sintesi dei dati geochimici relativi alle rocce paraderivate (paragneiss e migmatiti) affioranti nell'area di Punta Sirenella - Punta Bados acquisiti da Cruciani et al. (2008b).

7.3.1 Elementi maggiori

I leucosomi trondhjemitici hanno contenuti di SiO₂ (70.98-77.03%), CaO (1.24-3.72%) e Na₂O (3.65-5.27%) generalmente più elevati rispetto ai mesosomi adiacenti (*proximal hosts*) e ai paragneiss (SiO₂=55.85-73.04%, CaO=0.77-2.41%, Na₂O=1.79-3.82%). Al contrario, i leucosomi trondhjemitici mostrano concentrazioni inferiori di Al₂O₃ (13.48-16.12%), Fe₂O₃ (1.70-3.40%), MgO (0.40-1.53%), TiO₂ (0.20-0.45%) e K₂O (0.73-2.25%) rispetto ai mesosomi e ai paragneiss (Al₂O₃=13.27-19.20%, Fe₂O₃=2.28-9.08%, MgO=0.72-4.32%, TiO₂=0.33-1.26% e K₂O=1.37-4.60%). Sono stati rilevati inoltre leucosomi granitici le cui caratteristiche geochimiche, relativamente agli elementi maggiori, sono più simili a quelle dei paragneiss che a quelle dei leucosomi trondhjemitici. L'ampio range di variabilità degli elementi maggiori nei leucosomi è dovuto alla presenza di alcuni campioni che mostrano valori relativamente elevati di Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e K₂O probabilmente dovuti alla presenza di biotite restitica, che giustifica anche elevati tenori di Y, Th e REE.

La correlazione negativa di Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e K₂O con SiO₂ suggerisce che la composizione degli elementi maggiori sia stata controllata da partial melting o da processi di differenziazione metamorfica dato che la fusione preferenziale di quarzo e feldspati da una sorgente pelitica porta a maggiori concentrazioni di SiO₂ e minori concentrazioni di Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e Al₂O₃ nei leucosomi. Nel diagramma di classificazione di Wimmenauer (1984) la maggior parte dei campioni ricade tra i campi delle grovacche e delle grovacche pelitiche, mentre alcuni campioni rientrano in quello delle peliti.

Tutti i leucosomi sono corindone e iperstene normativi e hanno variabili contenuti di quarzo, albite, anortite e soprattutto ortoclasio (dal 4% dei campioni trondhjemitici al 19% di quelli granitici).

7.3.2 Elementi in tracce e terre rare

I leucosomi trondhjemitici e quelli granitici differiscono per il contenuto di Ba (rispettivamente 200-580 ppm e 340-700 ppm) che è generalmente più elevato nei secondi in virtù del maggior contenuto di K-feldspato. Rb e Sr appaiono invece simili tra i due tipi di leucosomi (leucosomi trondhjemitici: Rb=25-70 ppm; Sr=290-440 ppm; leucosomi granitici: Rb=35-102 ppm; Sr=200-500 ppm) a causa del fatto che il maggior contenuto di biotite restitica e muscovite retrograda, riscontrato nei leucosomi trondhjemitici, bilancia il minor contenuto di K-feldspato.

I leucosomi mostrano sistematicamente un minore contenuto di Cr, V, Zr, Nb and Zn rispetto ai mesosomi adiacenti ed ai paragneiss; la correlazione positiva tra questi elementi e Fe₂O₃, MgO e TiO₂ suggerisce che la loro concentrazione sia controllata prevalentemente da biotite e fasi accessorie quali ilmenite e zirconio.

I leucosomi trondhjemitici mostrano una discreta variabilità del contenuto totale di REE

($\Sigma\text{REE}=28-154$ ppm) e un pattern normalizzato per le condriti (McDonough & Sun, 1995) moderatamente frazionato ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=3.1-3.9$). Tutti questi leucosomi mostrano anomalie positive dell'Eu, tanto più marcate quanto minore è il contenuto totale di REE. Tra i leucosomi granitici si riscontra una variabilità del contenuto di REE ancora maggiore e un'anomalia dell'Eu talvolta marcata e talvolta assente.

I mesosomi e i paragneiss hanno contenuti totali di REE maggiori e più costanti ($\Sigma\text{REE}=159-250$ ppm) rispetto ai leucosomi. I pattern normalizzati per le condriti mostrano un frazionamento moderato e comparabile con quello osservato nei leucosomi ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=2.9-4.0$). L'Eu mostra una debole anomalia negativa in quasi tutti i campioni, con l'eccezione di un campione di paragneiss (metagrovacca).

7.4 Graniti e corpi leucocratici

L'area compresa tra Pittulongu a sud e Sos Aranzos a nord, è interessata da numerosi affioramenti di corpi leucocratici di aspetto gneissico, caratterizzati da una forte eterogeneità, dal punto di vista strutturale, tessiturale e composizionale (Capp. 3 e 5). Alcuni di essi sono discordanti rispetto alla scistosità regionale, altri si mettono in posto parallelamente ad essa; alcuni sono privi di strutturazione, mentre altri sono foliati e/o piegati. I contatti con le rocce ospitanti (solitamente paragneiss) sono talvolta marcati da strutture S-C e sottili fasce cataclastico-milonitiche che suggeriscono una messa in posto tardiva in regime fragile, talaltra piegati insieme ai paragneiss incassanti suggerendo che le due rocce fossero già in contatto al momento della deformazione. Anche dal punto di vista mineralogico si riscontra una notevole variabilità tra i diversi corpi; alcuni sono ricchi in muscovite e privi di biotite, mentre altri contengono discrete quantità di biotite; alcuni sono ricchi in K-feldspato, altri ne sono totalmente privi.

Le differenze sopra descritte (che sono solo alcune di quelle riscontrate), in particolare quelle di terreno, rendono difficile trarre conclusioni generali sull'origine e la messa in posto di tali corpi. Un valido supporto per la loro interpretazione può essere fornita dall'elaborazione dei dati geochimici. Alcuni di questi corpi, ritenuti maggiormente rappresentativi, sono stati perciò analizzati sia per gli elementi maggiori (tramite XRF), sia per gli elementi in tracce (tramite ICP-MS).

7.4.1 Elementi maggiori

In tabella 7.9 sono riportate le analisi chimiche degli elementi maggiori e i minerali normativi di alcuni corpi leucocratici e graniti affioranti nell'area compresa tra Pittulongu e Sos Aranzos, più un corpo leucocratico a granato proveniente da Porto Ottiolu. Il campione B5 (Punta Bados) è stato campionato da Cruciani (2003). Tutti i campioni mostrano analisi chimiche abbastanza simili e comparabili per la maggior parte degli elementi maggiori. La SiO_2 mostra valori costanti (75.05-78.17%) ad eccezione del campione BD124M (70.58%). Quest'ultimo proviene da un corpo affiorante a nord di Cala Banana il quale è caratterizzato da domini più chiari (BD124L) e altri più scuri (BD124M). Anche il contenuto di TiO_2 è sempre costante e molto basso (0.01-0.1%) ad eccezione di BD124M (0.51%). Fe_2O_3 e MgO seppur

maggiormente variabili mostrano comportamenti analoghi, con concentrazioni basse e piuttosto omogenee in tutti i campioni ($Fe_2O_3=0.4-1.08\%$ e $MgO=0.05-0.71\%$) ad eccezione di BD124M (rispettivamente $Fe_2O_3=3.57$ e $MgO=1.41\%$). Anche il campione BD28, proveniente da un corpo leucocratico ricco in granato di Porto Ottiolu, mostra un maggiore contenuto di Fe_2O_3 (2.04%) ma anche di MnO (0.32%), quest'ultimo essendo il valore più alto riscontrato tra tutti i corpi. I contenuti di CaO, Na_2O e K_2O , prevalentemente legati ai feldspati, rispecchiano la variabilità nelle abbondanze modali di tali minerali. Il CaO è generalmente basso (0.34-1.11%) ad eccezione dei campioni BD124L e BD124M (rispettivamente 3.07 e 2.65%) e del campione B5 (2.29%). Na_2O varia da 2.50% a 5.77% e non si osservano campioni che si discostino chiaramente dagli altri. Il K_2O varia da 2.29% a 6.19% nella maggior parte dei campioni ma alcuni campioni si discostano notevolmente mostrando valori decisamente inferiori: il campione B5 (0.66%) e i campioni BD124L e BD124M (rispettivamente 0.57 e 1.74%). L' Al_2O_3 tra 10.96-15.92% ma non si riscontrano campioni che si discostano nettamente dagli altri; appare correlato positivamente con Na_2O indicando che si concentra preferenzialmente nel plagioclasio. Il P_2O_5 mostra concentrazioni generalmente molto basse (≤ 0.1) ad eccezione di alcuni corpi di Punta Bados che variano da 0.33 a 0.69%. I diagrammi di Harker (non mostrati) non evidenziano particolari trend a causa del contenuto piuttosto costante di silice.

Tab. 7.9: Analisi chimiche degli elementi maggiori e minerali normativi (CIPW) di campioni selezionati di corpi leucocratici. Concentrazioni espresse in peso % per gli ossidi e in percentuale per i minerali normativi.

SAMPLE	Graniti			Corpi leucocratici										
	Sirenella		Ottiolu BD28	Pittulongu			Bados					Cala Banana		
	BD11	BD12		BD78	BD82	BD89	BD95	BD129	BD131	B5*	BD133	BD109	BD124L	BD124M
SiO_2	77.98	76.68	77.41	75.42	79.56	76.00	75.05	78.17	76.53	77.92	75.48	76.02	77.59	70.58
TiO_2	0.07	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.07	0.05	0.07	0.02	0.08	0.05	0.10	0.51
Al_2O_3	12.90	12.70	12.84	14.75	10.96	15.29	14.27	12.83	15.92	11.31	15.15	15.51	13.95	14.04
Fe_2O_3	1.03	0.47	2.04	0.83	0.99	0.59	0.93	0.40	0.86	1.08	0.83	0.49	0.70	3.57
MnO	0.02	0.01	0.32	0.05	0.04	0.05	0.05	-	0.01	0.11	0.03	0.02	0.01	0.03
MgO	0.09	0.05	0.16	0.07	0.04	0.18	0.27	0.16	0.27	0.71	0.19	0.16	0.36	1.41
CaO	0.53	0.36	1.11	0.34	0.52	0.36	0.71	0.43	0.84	2.29	0.44	0.64	3.07	2.65
Na_2O	3.59	2.67	2.76	3.35	2.50	3.86	3.18	3.28	4.10	3.55	4.62	5.77	4.89	4.03
K_2O	4.63	6.19	4.36	5.36	3.93	4.93	4.18	6.11	2.29	0.66	3.51	3.17	0.57	1.74
P_2O_5	0.03	0.02	0.04	0.11	0.03	0.10	0.53	0.33	0.07	0.69	0.33	0.13	0.10	0.12
LOI	0.27	0.62	0.29	0.69	0.42	0.60	0.77	0.65	1.60	1.67	1.13	0.97	0.79	1.02
Tot	101.14	99.81	101.35	100.97	99.02	101.96	100.13	102.40	102.55	100.01	101.78	102.93	102.13	99.69
%AN	7.15	6.46	17.58	3.19	9.65	3.10	0.03	0.00	9.21	17.70	0.01	4.35	24.71	25.41
Q	35.47	34.73	39.40	32.49	47.10	31.16	38.29	32.59	38.74	48.78	32.33	26.16	36.93	31.35
Or	27.46	37.39	26.07	31.85	24.15	28.85	25.15	35.85	13.52	4.05	20.64	18.24	3.33	10.51
Ab	32.31	24.51	25.06	30.24	23.35	34.28	29.12	29.27	36.69	33.09	41.25	50.43	43.61	37.12
An	2.49	1.69	5.35	1.00	2.49	1.10	0.01	0.00	3.72	7.12	0.00	2.29	14.31	12.64
C	1.18	1.12	1.81	3.37	1.95	3.47	5.38	0.88	5.80	2.54	4.27	1.82	-	1.13
Hy	0.26	0.14	0.62	0.20	0.11	0.49	0.76	0.43	0.74	2.04	0.51	0.44	0.99	4.11
Mt	-	-	1.60	0.12	0.03	0.08	-	-	-	0.23	-	-	-	2.15
Il	0.02	0.02	0.02	-	0.04	0.02	0.08	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.73
Hem	0.72	0.33	-	0.50	0.70	0.36	0.66	0.28	0.60	0.63	0.57	0.33	0.48	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-
Ap	0.05	0.04	0.08	0.22	0.06	0.21	1.43	0.68	0.14	1.50	0.85	0.26	0.21	0.26
Ru	0.03	0.02	-	-	-	-	0.01	0.03	0.04	-	0.03	0.02	0.04	-

I diagrammi di discriminazione basati sugli elementi maggiori (Fig. 7.10) evidenziano una certa omogeneità dei dati. Nel diagramma A/CNK vs A/NK (Mainar & Piccoli, 1989) (Fig. 7.10a) quasi tutti i campioni rientrano nel campo delle rocce peralluminose, ad eccezione di BD124L che ricade nel campo delle rocce metalluminose al limite con le peralluminose. Il campione BD124M ricade nelle rocce peralluminose ma si discosta dagli altri campioni, plottando in prossimità del suo corrispondente leucocratico (BD124L) e di B5. Tutti i campioni menzionati mostrano un basso contenuto di alcali che portano ad un aumento del rapporto A/NK. Anche nel diagramma SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost & Frost, 2008) (Fig. 7.10b), i campioni BD124L, BD124M e B5 sono distinti dagli altri campioni, ricadendo nel campo delle rocce calciche, mentre gli altri campioni si collocano tra le rocce calcalcaline e quelle alcali-calciche. Nel diagramma alcali-silice di figura 7.10c (Le Bas et al., 1986) tutti i campioni mostrano un carattere chiaramente riolitico.

La norma CIPW conferma una sostanziale omogeneità tra la maggior parte dei campioni. Quasi tutti infatti hanno contenuti di quarzo, ortoclasio e plagioclasio normativi poco variabili e tipici di graniti prossimi alle condizioni di minimum melt. Si differenziano nettamente solo i campioni BD124L-M (Cala Banana) e il campione B5 (corpo leucocratico a granato di Punta Bados), caratterizzati da un basso contenuto di ortoclasio normativo (3-14%) che conferisce loro un carattere trondhjemitico (Fig. 7.10d). Anche i campioni BD131 e BD109 ricadono nel campo delle trondhjemititi ma appaiono comunque ben distinguibili (anche dal punto di vista chimico) dagli altri campioni trondhjemitici, e più simili ai campioni granitici. In quasi tutti i campioni il plagioclasio normativo ha composizione albitica, ma nei campioni trondhjemitici assume composizione oligoclasica.

Tutti i campioni sono corindone e iperstene normativi e contengono minime quantità di fasi accessorie di ferro e titanio (magnetite, ematite, ilmenite e raramente titanite e rutilo). L'apatite è sempre presente in minime quantità (<0.3%) ad eccezione di alcuni campioni di Bados che ne sono più ricchi (0.7-1.5%).

L'analisi dei dati relativi agli elementi maggiori e ai minerali normativi non consente di determinare la natura dei protoliti di questi corpi, però fornisce utili indicazioni per alcuni di essi. In particolare, si evidenziano interessanti analogie tra i campioni dei corpi trondhjemitici (B5, BD124L e BD124M) e i leucosomi delle migmatiti paraderivate; il contenuto di CaO, relativamente elevato per dei corpi acidi, il basso contenuto di K_2O e di conseguenza il basso contenuto di ortoclasio normativo (e modale), la composizione marcatamente oligoclasica del plagioclasio normativo, indicano una possibile origine per anatessi da rocce sedimentarie per questi corpi. Gli altri corpi leucocratici sono simili, dal punto di vista chimico, sia agli ortogneiss, sia ai graniti (BD11, BD12) e questo non consente di trarre conclusioni sulla loro natura.

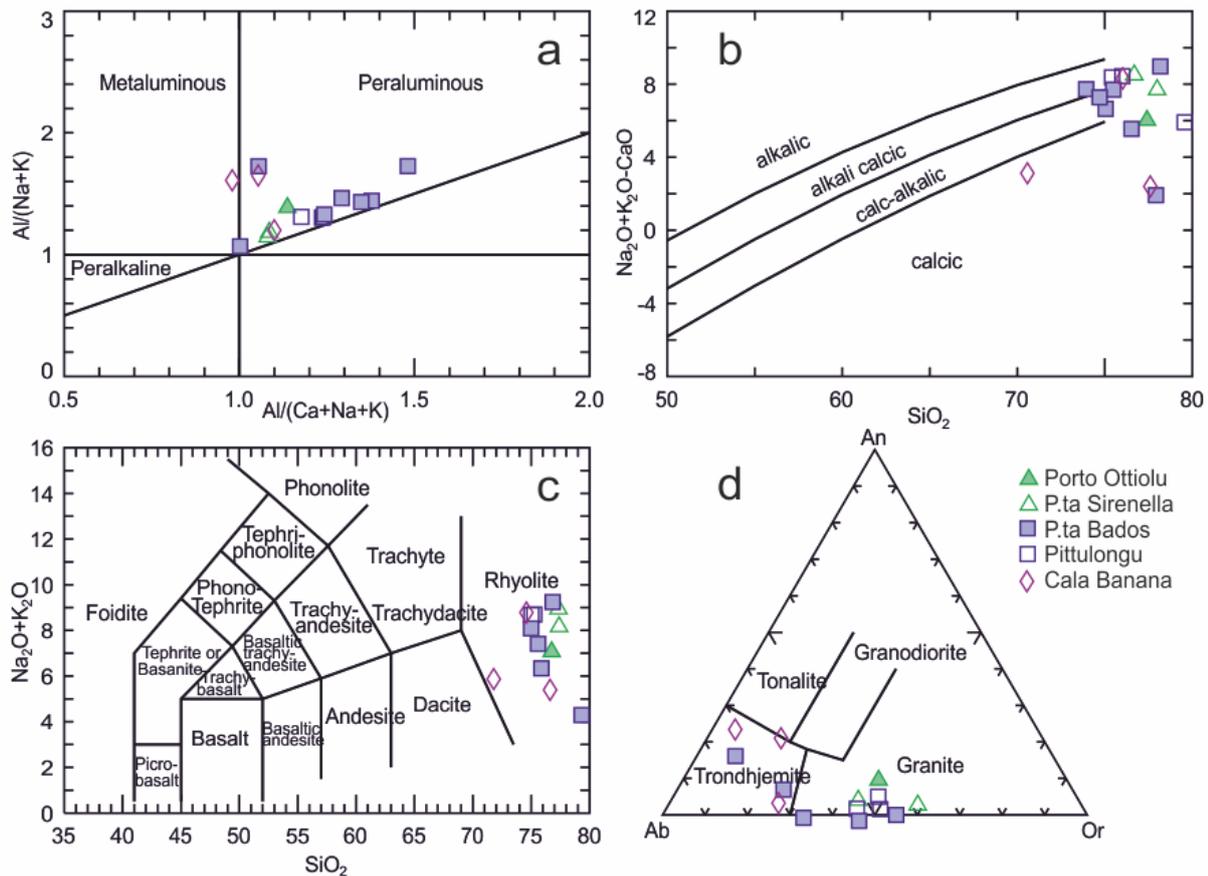


Fig. 7.10: Diagrammi classificativi basati sull'analisi degli elementi maggiori e sui minerali normativi. a) diagramma A/CNK-A/NK (Mainar & Piccoli, 1989); b) diagramma Alkali-CaO vs SiO_2 , (Frost & Frost, 2008); c) diagramma TAS (Le Bas et al., 1986); d) diagramma normativo Ab-An-Or (Barker, 1979).

7.4.2 Elementi in tracce e terre rare

In tabella 7.10 sono riportate le analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare dei corpi leucocratici più rappresentativi affioranti nell'area di studio. Il campione B5 è stato acquisito da Cruciani (2003).

Nei precedenti paragrafi sono stati trattati dati relativi a rocce simili tra le quali si potevano stabilire correlazioni tra elementi in tracce e identificare gruppi caratterizzati da chiare analogie nel contenuto di tali elementi. In questo caso invece si riscontra una forte eterogeneità tra i campioni, che rende difficile raggruppare i campioni sulla base di caratteristiche comuni. Il Rb è fortemente variabile (15.5-283 ppm) ed è positivamente correlato con il K_2O per la sua affinità per l'ortoclasio; i valori più bassi si riscontrano infatti nei campioni trondhjemitici. Si osserva inoltre l'assenza di correlazione con il Fe_2O_3 , che indica la scarsa affinità con la biotite e con Sr e Ba. I contenuti di Rb, Sr e Ba sono fortemente variabili. Al contrario, lo Sr è correlato negativamente con il K_2O e positivamente con $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ indicando una certa affinità per il plagioclasio; i valori maggiori si riscontrano nei campioni trondhjemitici (231-356 ppm), quelli più bassi nei graniti di Punta Sirenella e in alcuni corpi leucocratici di Pittulongu (18.8-35.2 ppm). Il Ba è molto variabile; il suo contenuto varia tra 28.2 e 370 ppm nella maggior parte dei campioni, ad eccezione di BD28

(corpo a granato di Porto Ottiolu di Fig. 3.1, 793 ppm) e BD89 (corpo a granato di Pittulongu di Fig. 3.22, 814 ppm). Non si osservano correlazioni apprezzabili tra il Ba e gli altri elementi maggiori e neanche tra Ba, Sr e Rb.

Tab. 7.10: Analisi chimiche degli elementi minori, in tracce e terre rare di corpi leucocratici selezionati affioranti nelle aree di studio. Il campione contrassegnato dall'asterisco da Cruciani, (2003). Concentrazioni espresse in ppm.

SAMPLE	Graniti		Corpi leucocratici										
	Sirenella	Ottiolu	Pittulongu			Bados					Cala Banana		
	BD12	BD28	BD78	BD82	BD89	BD95	BD129	BD131	B5*	BD133	BD109	BD124L	BD124M
V	8	11	7	9	8	7	9	8	4.4	6	7	18	55
Cr	10	10	10	10	10	10	10	<10	-	<10	10	10	30
Ga	17.7	11.5	22.4	14.6	15.7	25.6	14.3	17.6	-	23.6	16.6	13.5	16.7
Rb	241	75.5	144.5	133.5	137	168	283	81.1	26.61	242	117.5	15.5	63.2
Sr	18.8	151	35.1	19.2	153	40.5	98.4	157	231.02	88.5	107.5	356	323
Y	27.9	135.5	21.1	36.3	15.1	20.7	1.7	7.6	22.07	4.6	5.3	21.2	31.4
Zr	43	50	40	44	36	23	14	36	112.81	25	20	71	257
Nb	2.8	<0.2	7.7	2.6	2.8	15	2.3	5.6	0.99	17.3	7.4	<0.2	4.9
Sn	1	1	3	2	4	7.5	7	9	-	22	6	1	1
Cs	0.69	2.16	2.41	0.93	1.78	2.22	2.66	1.67	1.01	3.05	1.74	0.41	1.58
Ba	63.7	793	85.6	65.4	814	126.7	301	370	124.04	28.2	283	167.5	343
Hf	2.7	2	3	2.5	2.2	0.85	0.6	1.4	4.66	1	0.9	2.6	7.6
Ta	0.2	0.4	0.5	0.3	0.4	1.1	0.7	1.6	-	2.4	3.7	0.3	0.5
W	<1	1	2	1	2	2	<1	2	-	5	2	1	1
Th	14.25	5.69	5.69	5.32	5.07	0.46	2	1.25	0.41	1.83	0.83	7.13	17
U	2.16	2.76	3.86	1.98	2.33	10.05	2.44	2.08	4.71	11.8	1.29	1.58	3.76
La	9.2	13.8	2.4	8	3.3	3.05	2.7	7.7	5.68	2.1	2.1	18.1	41.8
Ce	22	27.4	6	18.1	7.2	6.7	3.9	13.5	12.59	3.1	3.4	36.3	84.5
Pr	3.08	3.35	0.9	2.41	1.06	0.795	0.35	1.61	1.87	0.33	0.26	4.38	9.74
Nd	13.5	13.7	4.1	9.6	4.6	3.35	1.5	6.2	8.75	1.5	1.4	16.7	38
Sm	4.97	3.47	2.1	3.36	1.87	1.51	0.22	1.29	2.43	0.37	0.28	3.53	8.02
Eu	0.06	0.92	0.07	0.09	0.64	0.11	0.38	0.62	0.9	0.03	0.3	1.72	1.69
Gd	5.34	6.11	3.23	3.71	2.45	1.94	0.18	1.13	2.77	0.5	0.35	3.51	6.75
Tb	0.95	1.51	0.64	0.77	0.43	0.47	0.02	0.17	0.62	0.1	0.08	0.5	0.97
Dy	5.47	16.6	3.8	5.56	2.81	3.37	0.29	1.22	3.61	0.91	0.74	3.43	5.24
Ho	0.97	5.03	0.63	1.27	0.4	0.57	0.03	0.21	0.71	0.16	0.15	0.7	1.04
Er	2.54	19.25	1.47	3.59	1.17	1.56	0.15	0.71	1.98	0.45	0.45	2.04	2.94
Tm	0.32	3.6	0.24	0.58	0.19	0.25	0.04	0.09	0.31	0.12	0.09	0.27	0.44
Yb	1.83	28.3	1.29	3.51	0.98	1.52	0.23	0.53	2.21	0.61	0.61	1.39	2.37
Lu	0.21	4.9	0.16	0.53	0.14	0.18	0.01	0.08	0.33	0.08	0.07	0.22	0.34
ΣREE	70	148	27	61	27	25	10	35	45	10	10	93	204

Dai contenuti di Ba, Sr e Rb si riescono a identificare due gruppi relativamente omogenei nei quali cioè i tre elementi mostrano concentrazioni comparabili. Il primo è costituito dai campioni trondhjemitici (B5, BD124L e BD124M), il secondo è costituito dal granito di Punta Sirenella (BD12) e due corpi leucocratici di Pittulongu (BD78 e BD82). Un terzo corpo di Pittulongu (BD89), sebbene situato a circa un metro di distanza dal BD78 e sia molto simile ad esso per aspetto e giacitura, mostra contenuti di Ba e Sr superiori di un ordine di grandezza rispetto agli altri corpi della stessa zona.

V e Cr mostrano basse concentrazioni (≤ 10 ppm) in quasi tutti i campioni, con l'eccezione di BD124M (V=55 e Cr=30 ppm) e di BD124L nel quale il V raggiunge i 18 ppm. A differenza di quanto osservato nei paragneiss e ortogneiss, non ci sono differenze apprezzabili tra questi elementi e elementi maggiori quali SiO_2 e Fe_2O_3 .

Y, Zr e Nb sono caratterizzati da concentrazioni piuttosto omogenee nella maggior parte dei campioni (rispettivamente 1.7-37.6 ppm, 14-71 ppm e 0.2-7.7 ppm). Fanno eccezione alcuni campioni quali BD28, particolarmente ricco in Y (135.5 ppm) probabilmente legato all'abbondanza di granato nel campione, BD5 e BD124M, arricchiti in Zr (rispettivamente 113 e 287 ppm) e BD133 che risulta debolmente arricchito in Nb (17.3 ppm). Tra questi elementi solo lo Zr è correlato positivamente con il Fe_2O_3 mentre gli altri non rivelano correlazioni con nessun elemento maggiore, né tra di loro.

L'utilizzo di diagrammi di discriminazione basati sugli elementi in tracce, come fatto in precedenza, in questo caso può risultare fuorviante in quanto non si conosce la natura, magmatica o sedimentaria, dei protoliti. Si ritiene utile tuttavia ricorrere a tali diagrammi quantomeno per la distinzione tra i vari corpi. I risultati ottenuti (Fig. 7.11) sono perciò da intendersi in senso relativo (distinzione tra i diversi corpi), piuttosto che assoluto (identificazione del reale protolite di questi corpi).

I diagrammi Yb + Ta vs Rb e Y + Nb vs Rb forniscono risultati concordanti. In entrambi, la maggior parte dei campioni ricade nel campo dei graniti di arco vulcanico, ad eccezione di due campioni di Punta Bados (BD129 e BD133) e del granito di Punta Sirenella (BD12) che occupano il campo dei graniti sin-collisionali e di BD28 (Porto Ottiolu) che ricade tra i graniti di dorsale oceanica e quelli intraplacca. Il diagramma Yb/Ta fornisce indicazioni contrastanti: il campione BD12 ricade pienamente nel campo dei graniti di arco, in virtù del basso contenuto di Ta; i campioni BD133 (Punta Bados) e BD109 (Cala Banana) ricadono nel campo dei graniti sin-collisionali; BD28 (Porto Ottiolu) plotta nel campo dei graniti di dorsale oceanica.

I risultati sopra esposti, sebbene non siano risolutivi in merito alla determinazione del protolite, forniscono lo spunto per alcune considerazioni:

- non si può determinare un'unica origine per tutti i corpi, e questo indica una forte eterogeneità dei protoliti e/o dei processi che hanno portato alla messa in posto di questi corpi.
- alcuni campioni ricadono in diversi campi a seconda dei diagrammi utilizzati in quanto non hanno una firma geochimica chiaramente distinguibile o, in altre parole, presentano caratteristiche intermedie tra diversi tipi di rocce.
- campioni provenienti dalle stesse zone, anche quando distanziati di pochi metri, presentano caratteristiche geochimiche differenti.

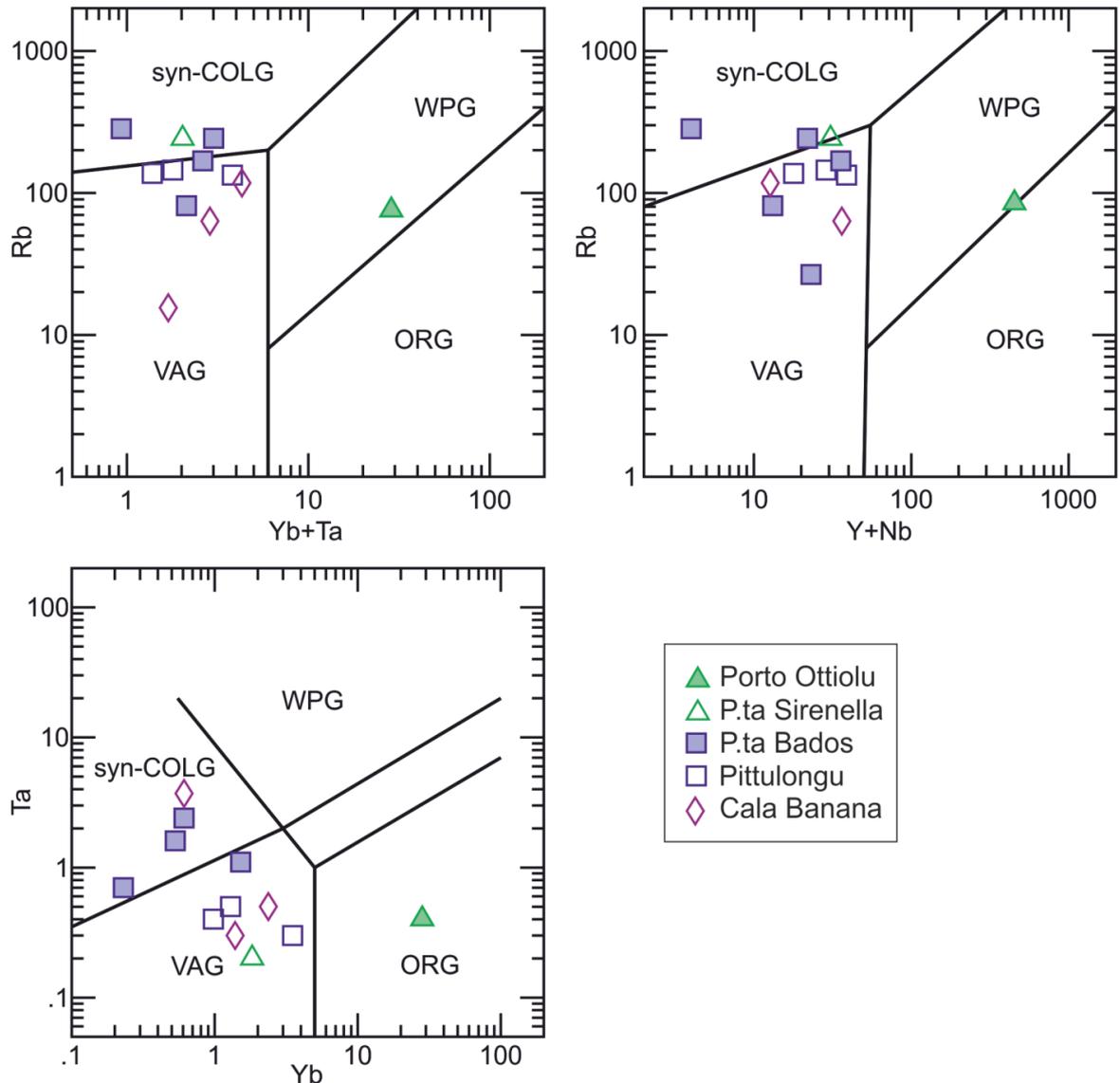


Fig. 7.11: Diagrammi di discriminazione dei graniti proposti da Frost & Frost (2008). WPG = graniti di intraplacca; syn-COLG=graniti sin-collisionali; VAG=graniti di arco vulcanico; ORG=graniti di dorsale oceanica.

L'analisi dei pattern delle terre rare evidenzia ulteriormente la complessità e la natura composita di questi corpi. I rapporti Ce_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N e La_N/Sm_N sono fortemente variabili tra un campione e l'altro. Questa eterogeneità crea problemi sia nella trattazione, sia nella rappresentazione perciò si è scelto di riportare i pattern in diagrammi separati nei quali sono accorpati i campioni simili, anche se provenienti da zone diverse (Fig. 7.12).

Un primo gruppo di campioni (Fig. 7.12a) è caratterizzato da un pattern quasi piatto per le LREE, da una debole anomalia positiva del Sm rispetto al Nd, e da una marcata anomalia negativa dell'Eu. Le HREE sono invece caratterizzate da un debole frazionamento in tre campioni, che però è assente in un quarto campione. A questo gruppo appartiene il granito di Punta Sirenella (BD12), due corpi leucocratici di Pittulongu (BD78 e BD82) e uno di Punta Bados (BD95). Questi corpi pur mostrando un pattern simile sono diversi tra loro per giacitura, tessitura e mineralogia. BD12 e BD78 sono privi di strutturazione, la loro giacitura è discordante rispetto alla foliazione e sono caratterizzati da abbondanti granati di dimensioni

submillimetriche, ma differiscono nel contenuto di fillosilicati; il primo contiene piccole quantità di biotite mentre la muscovite è quasi assente, il secondo è ricco in muscovite e totalmente privo di biotite. BD82 e BD95 sono invece foliati e allungati secondo la scistosità regionale. Tali differenze riscontrate sul terreno portano ad escludere una comune origine per questi corpi, nonostante l'affinità geochimica osservata.

Il secondo gruppo (Fig. 7.12b) comprende un campione di Pittulongu (BD89) e uno di Punta Bados (B5), entrambi caratterizzati da un pattern con una debole inclinazione che indica un basso frazionamento (Ce_N/Yb_N rispettivamente 2.04 e 1.58), e l'assenza dell'anomalia dell'Eu. Come nel caso precedente, i due campioni mostrano significative differenze strutturali, in virtù delle quali non si può asserire con certezza una comune origine.

Il terzo gruppo (Fig. 7.12c) è formato dai campioni di un unico corpo di Cala Banana-Nodu Pianu che mostra domini maggiormente leucocratici (BD124L) e mesocratici (BD124M) legati alla distribuzione disomogenea della biotite. Entrambi i pattern mostrano un frazionamento più o meno costante e elevato (Ce_N/Yb_N rispettivamente 7.25-9.90) ma differiscono per l'anomalia dell'Eu, debolmente positiva nel primo e debolmente negativa nel secondo. La forma dei pattern unita alle altre caratteristiche geochimiche precedentemente descritte (tenore in CaO relativamente elevato, basso contenuto di K_2O , carattere trondhjemitico), portano ad ipotizzare un protolite sedimentario per questo corpo. Potrebbe trattarsi di un grosso leucosoma mobilizzato proveniente dalle migmatiti paraderivate incassanti che al suo interno ospita porzioni mesocratiche parzialmente riequilibrata con il fuso. Non si conoscono tuttavia i rapporti strutturali con le rocce incassanti in quanto i contatti sono coperti da sedimenti di spiaggia.

Il diagramma in figura 7.12d mostra i pattern dei restanti corpi in località Porto Ottiolu (BD28) e Cala Banana-Punta Bados. Il campione BD28 mostra un forte arricchimento in terre rare pesanti, dovuto all'elevato contenuto di granato e una debole anomalia negativa dell'Eu. Il campione BD109 (Cala Banana) mostra un moderato frazionamento delle terre rare leggere ($La_N/Sm_N = 4.84$), un'anomalia positiva dell'Eu e un debole arricchimento in HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.47$). I campioni di Punta Bados BD109, BD131 e BD133 hanno pattern notevolmente differenti tra loro. Il primo è caratterizzato da una forte anomalia negativa dell'Eu, un discreto frazionamento delle HREE e da anomalie negative di Dy, Tm e Yb, mai riscontrate in altri campioni. Il secondo, appartenente ad un sottile corpo con giacitura filoniana e che sul terreno è stato descritto come granito si distingue per l'anomalia positiva dell'Eu generalmente non riscontrata nei graniti. Il terzo mostra un pattern delle LREE molto simile al precedente, ma si differenzia da esso per l'anomalia negativa dell'Eu e per un debole arricchimento in HREE.

In conclusione, i dati geochimici sia degli elementi maggiori che degli elementi in tracce e REE, uniti alle considerazioni fatte sul terreno, sebbene non consentano di effettuare una precisa discriminazione genetica tra questi corpi, permettono tuttavia di riconoscere talvolta alcune caratteristiche comuni e ricorrenti che ne consentono il raggruppamento almeno per alcuni di essi.

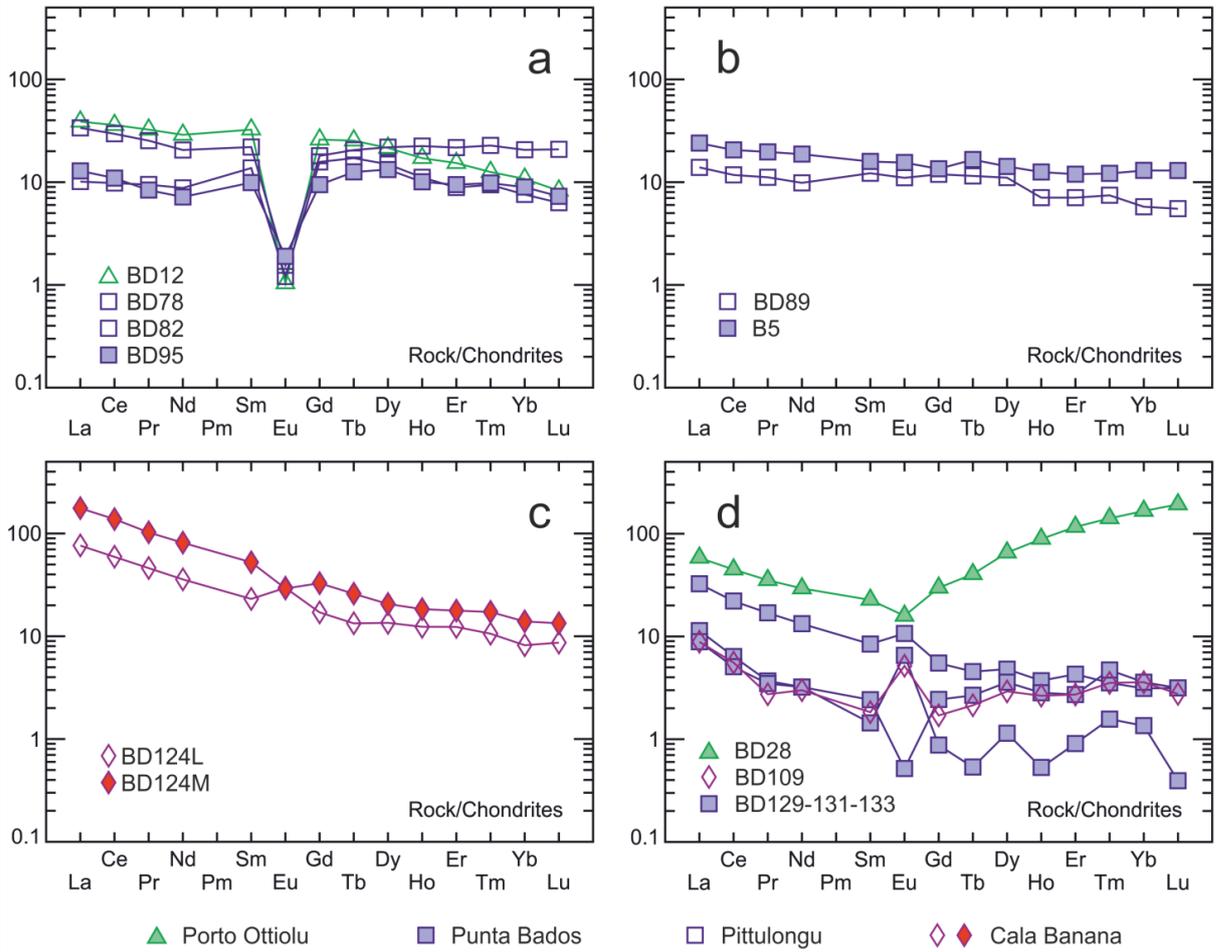


Fig. 7.12: Pattern REE di campioni di corpi leucocratici, normalizzati alle condriti (Sun & McDonough, 1989).

8 Modellizzazione termodinamica

8.1 Metodo

Il calcolo delle pseudosezioni P-T è stato condotto utilizzando il software Perple_X 6.6.7 secondo l'approccio di Connolly (1990) sulla base del dataset termodinamico e le equazioni di stato per l'H₂O di Holland & Powell (1998, aggiornato 2004). I risultati ottenuti con Perple_X sono stati confrontati e confermati con il calcolo delle stesse pseudosezioni con l'utilizzo del software Theriak-Domino sviluppato da Christian de Capitani (vedere de Capitani & Petrakakis, 2010 per revisione e caratteristiche generali del pacchetto software). Le pseudosezioni sono state calcolate nel sistema NCKFMASH + Ti (ad eccezione delle migmatiti paraderivate di Punta Sirenella per le quali il titanio non è stato considerato) nell'intervallo P-T di interesse 500-800°C, 0.1-1.5 GPa. Il ferro è stato considerato tutto come ferro bivalente, in quanto il contenuto di Fe³⁺ nei principali minerali (granato, biotite e mica chiara) è trascurabile e ossidi eventualmente contenenti Fe³⁺ sono presenti in tracce o, più frequentemente, del tutto assenti. MnO è stato trascurato sia per la scarsa concentrazione nelle rocce in esame (ben al di sotto di 1 wt.% in tutte le litologie), sia perché il suo utilizzo tenderebbe a sovrastimare il campo di stabilità del granato. Il contenuto di calcio è stato corretto in funzione del contenuto di P₂O₅ nell'ipotesi che tutto il fosforo sia legato al calcio a formare apatite di composizione ideale.

Le fasi considerate nel calcolo sono: biotite (Bt), mica chiara potassica (Wmca), mica chiara ricca in Na (Pa), clorite (Chl), granato (Grt), staurolite (St), cordierite (Crd), ortopirosseno (Opx), plagioclasio (Pl), albite (Ab), K-feldspato (Kfs), cianite (Ky), sillimanite (Sil), andalusite (And), zoisite (Zo), quarzo (Qtz) e melt (L) più ilmenite (Ilm), titanite (Ttn) e rutilo (Ru) laddove si considera anche il titanio. I modelli di soluzione solida sono quelli di Holland & Powell (1998) per la mica chiara potassica, il granato e la staurolite; Massonne (2010) per la mica chiara ricca in Na (paragonite); Powell & Holland (1999) per la biotite; Holland et al. (1998) per la clorite; Thompson & Hovis (1979) per gli alcali-feldspati; Newton et al. (1981) per il plagioclasio. È stato usato infine il modello per il melt aplogranitico di Holland & Powell (2001) e di White et al. (2001). Il contenuto di H₂O utilizzato è quello corrispondente ai valori di LOI misurati e la fase fluida è stata considerata con aH₂O=1.0. Sono stati considerati anche differenti contenuti di acqua allo scopo di ottenere informazioni sulla topologia delle pseudosezioni e quindi sulle relazioni tra le fasi a differenti contenuti di H₂O. Le pseudosezioni calcolate con Perple_X sono riportate come figure nel testo, quelle calcolate con Theriak-Domino vengono riportate in appendice.

Di seguito vengono riportate le modellizzazioni termodinamiche effettuate sulle principali litologie oggetto di questa tesi:

- ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu;
- migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu;
- ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella;
- migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella;
- corpo leucocratico ad andalusite di Pittulongu.

8.2 Ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu

8.2.1 Modellizzazione mesosomi – condizioni dell'anatessi

La composizione utilizzata nel calcolo della pseudosezione P-T, finalizzata alla modellizzazione del processo di anatessi, è stata ottenuta calcolando la media dei mesosomi analizzati nell'ambito di questa Tesi, integrati con l'aggiunta di quelli, provenienti dalla stessa località, riportati e analizzati da Cruciani et al. (2001) (Cap. 7, Tab. 7.1). Questi ultimi, sebbene mostrino differenze nel contenuto di elementi minori e in tracce, sono molto simili per il contenuto di elementi maggiori (Cap. 7).

In virtù del basso contenuto di fuso che caratterizza questi ortogneiss (stimato in 3-5%), si ritiene che la composizione dei mesosomi sia una valida approssimazione della composizione del protolite. È stata calcolata anche un'altra pseudosezione (non riportata) simulando la composizione di un ipotetico protolite che è stata ottenuta sommando la composizione media dei mesosomi normalizzati a 95% e la composizione media dei leucosomi normalizzati a 5%; la pseudosezione ottenuta è identica a quella ottenuta dalla composizione media dei mesosomi a conferma della validità dell'ipotesi che i mesosomi siano ragionevolmente rappresentativi del protolite.

La pseudosezione (Fig. 8.1) è dominata da campi quadri- e tri-varianti (rispettivamente grigio intermedio e grigio chiaro), ma sono presenti anche campi divarianti (bianco) e pentavarianti (grigio scuro). La biotite è presente in quasi tutto il range P-T di interesse, ad eccezione di un piccolo intervallo compreso tra 740-800°C e 0.1-0.4 GPa dove divengono stabili la cordierite e l'ortopirosseno. Anche la muscovite è presente in gran parte della pseudosezione e tende a scomparire all'aumentare della T e al diminuire della P dove viene sostituita dalla cianite o dalla sillimanite, rispettivamente. K-feldspato e quarzo sono ubiquitari.

L'identificazione delle condizioni dell'anatessi può essere effettuata, in prima approssimazione, tramite il riconoscimento del campo di stabilità della paragenesi corrispondente a quella osservata nell'ortogneiss migmatitico. Tutti i campioni sono caratterizzati da una associazione mineralogica che comprende $Wmca + Pl + Kfs + Bt + Qtz + Ilm \pm Grt$. Il solidus, che indica la temperatura minima per la comparsa del melt (640°C ad una pressione di circa 1.0 GPa), fornisce il limite inferiore di temperature per l'anatessi. Le temperature massime sono invece definite dalla scomparsa della muscovite con conseguente formazione di allumosilicati, che non sono mai stati osservati negli ortogneiss. Ad alte pressioni il limite è imposto dalla comparsa di titanite e rutilo, mai riscontrati negli ortogneiss. I campi di stabilità per le paragenesi osservate sono piuttosto ampi e vengono identificati in figura 8.1 con le linee tratteggiate.

Indicazioni più stringenti sono fornite dalle curve che rappresentano il volume di melt (Fig. 8.2a), dalle isoplete relative al rapporto Si/Al nel melt (Fig. 8.2b), dalle isomode del granato (Fig. 8.2c) e dalle isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica (Fig. 8.2d). Per la definizione delle condizioni P-T delle rocce in esame è stato seguito il metodo proposto da Massonne et al. (2013), che hanno dimostrato l'utilizzo geotermobarometrico dei rapporti molari del melt (in particolare Na/K e Si/Al) confrontati con quelli dei leucosomi in rocce anatettiche. In particolare questi autori hanno evidenziato come, a partire da pseudosezioni

calcolate sulla base della composizione media dei mesosomi si possono ottenere informazioni geotermobarometriche riguardanti il processo di anatessi mentre, sulla base di analoghe pseudosezioni calcolate sulla base della composizione media dei leucosomi, si possono ottenere informazioni sulle condizioni P-T di fine cristallizzazione delle fasi anatettiche e del melt.

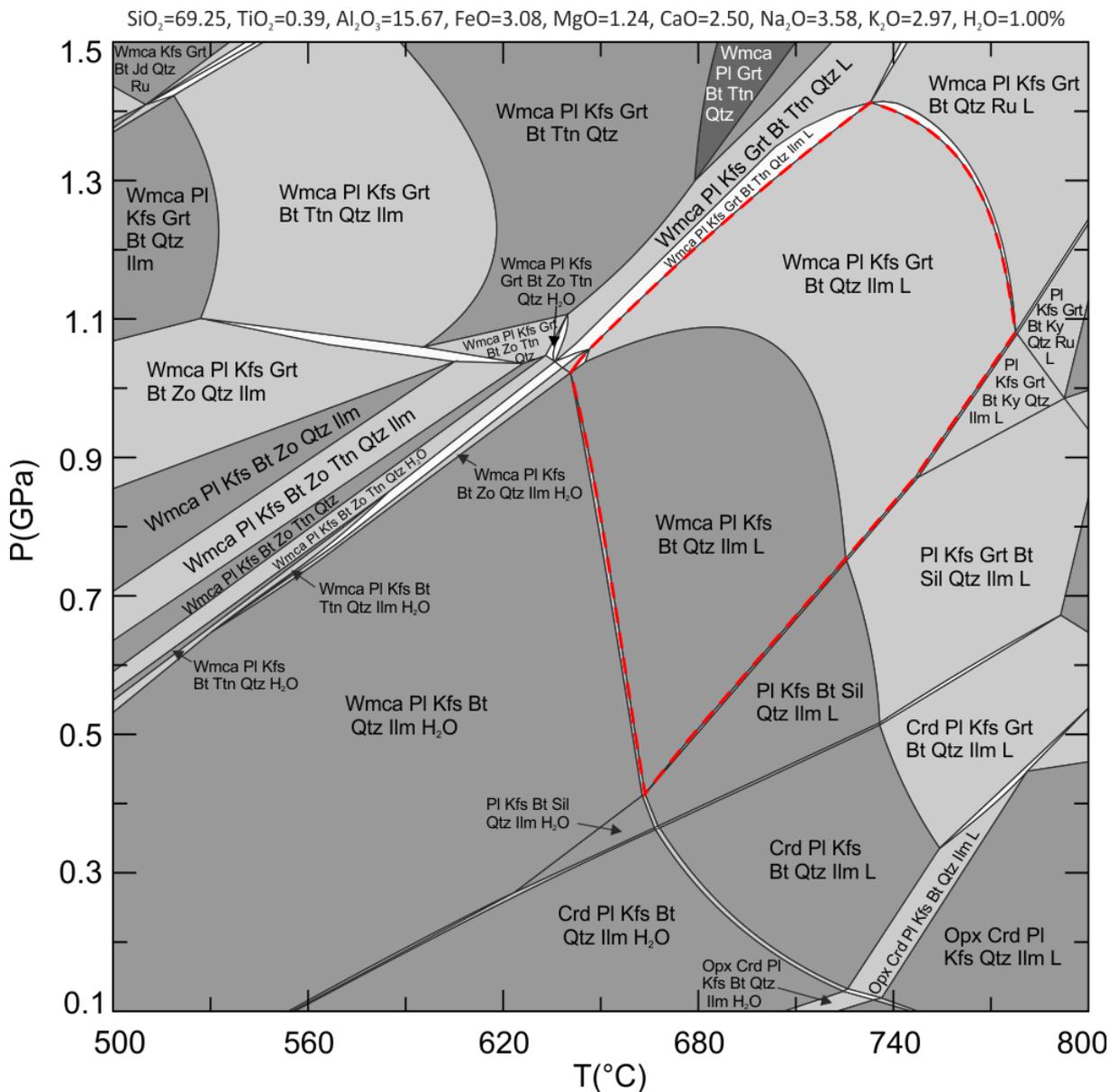


Fig. 8.1: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH + Ti per la composizione chimica media dei mesosomi dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu, con l'1 wt.% H₂O. La linea rossa tratteggiata indica i campi di stabilità delle paragenesi osservate. Campioni originali integrati con campioni da Cruciani et al. (2001).

Indicazioni più stringenti sono fornite dalle curve che rappresentano il volume di melt (Fig. 8.2a), dalle isoplete relative al rapporto Si/Al nel melt (Fig. 8.2b), dalle isode del granato (Fig. 8.2c) e dalle isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica (Fig. 8.2d). Per la definizione delle condizioni P-T delle rocce in esame è stato seguito il metodo proposto da Massonne et al. (2013), che hanno dimostrato l'utilizzo geotermobarometrico dei rapporti

molari del melt (in particolare Na/K e Si/Al) confrontati con quelli dei leucosomi in rocce anatettiche. In particolare questi autori hanno evidenziato come, a partire da pseudosezioni calcolate sulla base della composizione media dei mesosomi si possano ottenere informazioni geotermobarometriche riguardanti il processo di anatessi mentre, sulla base di analoghe pseudosezioni calcolate sulla base della composizione media dei leucosomi, si possono ottenere informazioni sulle condizioni P-T di fine cristallizzazione delle fasi anatettiche e del melt.

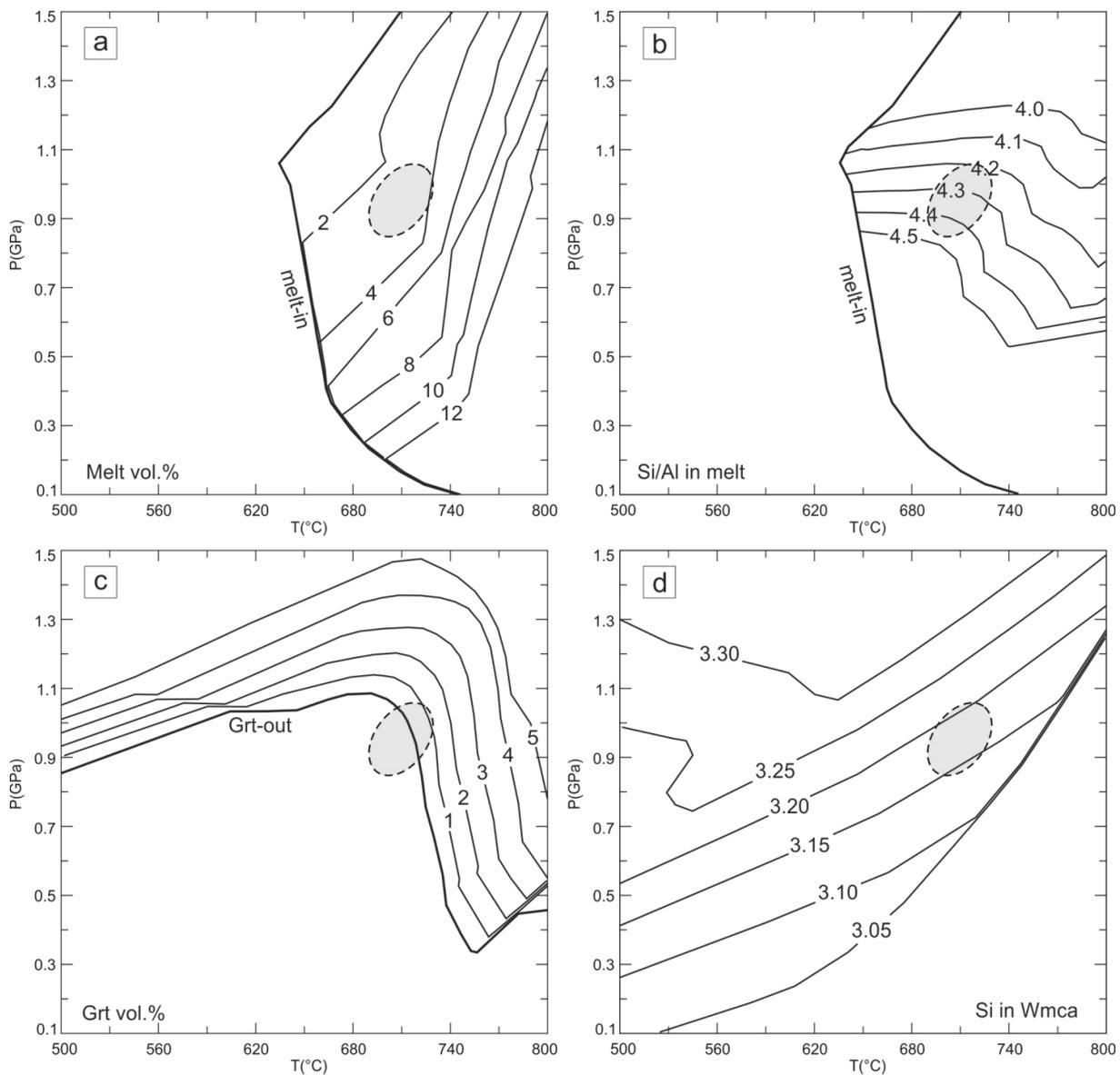


Fig. 8.2: a) curve che rappresentano il volume % di melt prodotto durante l'anatessi; b) isoplete del rapporto molare Si/Al nel melt; c) isomode del contenuto di granato in vol.%; d) isoplete del contenuto in Si nella mica chiara potassica (a.p.f.u.). L'ellisse rappresenta la stima delle condizioni P-T, le dimensioni dell'ellisse rappresentano l'errore stimato.

Ipotizzando un volume di fuso prodotto durante l'anatessi compreso tra 3-4 vol.% (compatibile con il volume dei leucosomi riscontrato sul terreno) e sulla base dei rapporti Si/Al nei leucosomi (valore medio 4.23) che, nell'ipotesi che questi ultimi rappresentino il melt originario coinciderebbero con gli stessi rapporti molari nel melt, e considerando

un'abbondanza modale del granato compresa tra 0-1 vol.% (riscontrata in sezione sottile), si ottengono condizioni P-T indicative dell'anatessi comprese tra 690-730°C e 0.85-1.05 GPa (Fig. 8.2). In tali condizioni P-T le isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica indicano valori compresi tra 3.15-3.20 a.p.f.u., compatibili con il contenuto mediamente riscontrato in piccole muscoviti relitte riconosciute e analizzate nei mesosomi. Queste ultime tuttavia mostrano zonature composizionali con un arricchimento di Si al cuore, che arriva a 3.27 a.p.f.u. (Tab. 6.5), indicando perciò delle condizioni di pressione ancora di poco superiori (~1.1 GPa a T~690°C, dove quest'ultima è limitata dal contenuto di granato). Ulteriori pseudosezioni (non mostrate) sono state calcolate variando il contenuto di H₂O; da queste pseudosezioni si osserva che, a parità di condizioni P-T, all'aumentare del contenuto di H₂O aumenta il volume di fuso prodotto, perciò la temperatura relativa alle condizioni di anatessi potrebbe anche risultare leggermente inferiore a quella ottenuta a seconda del contenuto di H₂O del protolite.

Le isoplete relative al rapporto Na/K nel melt (non mostrate) non hanno fornito valori confrontabili con i valori dello stesso rapporto nei leucosomi (valore medio 0.74). La discrepanza tra i rapporti Na/K nel melt e nei leucosomi si ritiene dovuta alla possibile presenza di feldspati cumulitici all'interno dei leucosomi. Infatti, la differente distribuzione di K-feldspato e plagioclasio nei leucosomi influisce debolmente sul rapporto Si/Al in quanto entrambi i minerali hanno contenuti simili dei due elementi (il plagioclasio è oligoclasio), mentre produce notevoli variazioni nel rapporto Na/K.

8.2.2 Modellizzazione leucosomi – cristallizzazione del melt

Al fine di definire le condizioni P-T finali di cristallizzazione del melt, è stata calcolata una pseudosezione P-T sulla base della composizione media dei leucosomi dell'ortogneiss migmatitico analizzati nell'ambito di questa tesi (Cap. 7, Tab. 7.1). Si è ritenuto opportuno determinare la bulk composition da utilizzare nel calcolo della pseudosezione sulla base del valore medio al fine di minimizzare l'influenza di eventuali fasi restitiche o cumulitiche che potrebbero essere contenute in alcuni leucosomi. Dalla media è stato escluso il campione di leucosoma in zona di shear (BD47) significativamente differente dal punto di vista geochimico rispetto agli altri leucosomi (si veda il Cap. 7).

La topologia della pseudosezione P-T (Fig. 8.3) è simile a quella della pseudosezione riportata in figura 8.1 (calcolata per la composizione chimica media dei mesosomi), seppur con alcune differenze;

- nella pseudosezione relativa alla composizione media dei leucosomi il granato è stabile a temperature e pressioni più elevate;
- la curva di solidus ha un andamento differente: subverticale, e quindi isoterma, alle alte pressioni nella pseudosezione relativa alla composizione media dei leucosomi, con pendenza positiva nella pseudosezione relativa alla composizione media dei mesosomi;
- nella pseudosezione relativa alla composizione media dei leucosomi nei campi LP-HT non si osserva la comparsa dell'ortopirosseno.

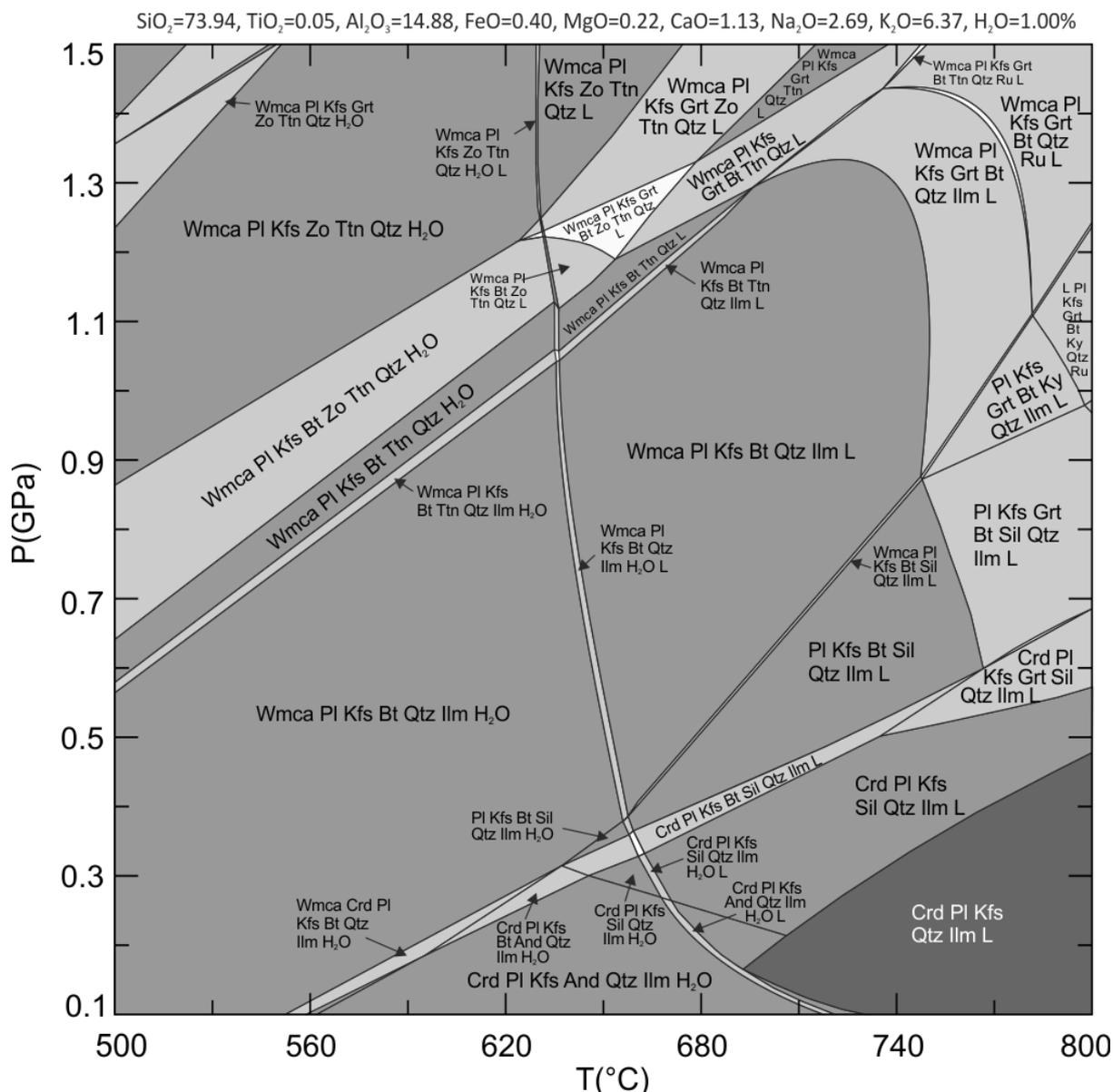


Fig. 8.3: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei leucosomi dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu, con l'1 wt.% H₂O. I campi di stabilità delle fasi osservate sono evidenziati dalla linea rossa tratteggiata.

I campi di stabilità della paragenesi osservata nei leucosomi (Wmca + Pl + Kfs + Bt + Qtz + Ilm ± Grt; linea rossa tratteggiata in Fig. 8.3) sono limitati a bassa temperatura dalla curva di solidus, ad alta pressione dalla comparsa di rutilo e titanite e ad alta temperatura dalla comparsa di allumosilicati che non sono mai stati osservati nelle rocce in esame. I campi di stabilità così definiti ricoprono un'ampia area nel campo P-T che risulta ampiamente sovrapponibile con la corrispondente area evidenziata nella pseudosezione relativa alla composizione media dei mesosomi. L'intersezione tra le isoplete del contenuto in Si nelle miche chiare potassiche (valore medio misurato nelle miche chiare retrograde dei leucosomi Si=3.08 a.p.f.u.) e la curva di solidus (Fig. 8.4) fornisce una stima delle condizioni P-T di fine cristallizzazione del melt durante il percorso retrogrado (P ~ 0.40-0.55 GPa e T ~ 630-670°C). Tra le numerose analisi di miche chiare ottenute nei leucosomi è stata riscontrata una notevole variabilità composizionale. Il valore di Si=3.08 a.p.f.u. è stato scelto come valore

medio rappresentativo delle miche chiare retrograde (che formano un cluster distinto nel diagramma di Fig. 6.3b), evitando di considerare i valori più elevati, non rappresentativi delle condizioni P-T della cristallizzazione completa, e quelli più bassi, probabilmente relativi a muscoviti cristallizzate in condizioni di sub-solidus.

Isoplete e isomode relative a differenti fasi contenute nei leucosomi (biotite, plagioclasio, granato) non hanno fornito ulteriori indicazioni sulle condizioni di fine cristallizzazione del melt, probabilmente perché alcune di esse potrebbero non rappresentare fasi anattetiche.

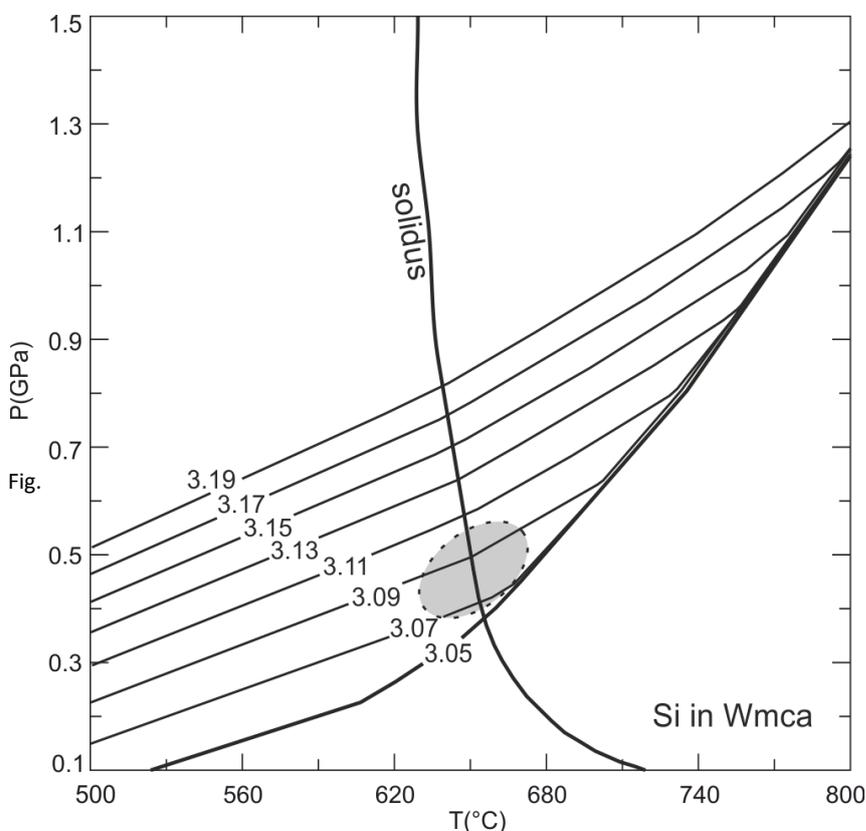


Fig. 8.4: Isoplete relative al contenuto in Si nella mica chiara potassica nei leucosomi dell'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu e curva di solidus. L'ellisse grigia indica le condizioni stimate di cristallizzazione completa del melt, le sue dimensioni indicano una stima dell'errore.

8.3 Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu

I metodi e i modelli di soluzione solida utilizzati nella modellizzazione delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu sono gli stessi precedentemente descritti per l'ortogneiss migmatitico.

8.3.1 Modellizzazione del mesosoma – condizioni dell'anatessi

La composizione utilizzata nel calcolo della pseudosezione P-T, finalizzata alla modellizzazione del processo di anatessi, è stata ottenuta calcolando la media dei mesosomi analizzati nell'ambito di questa Tesi (Cap. 7, Tab. 7.6), escludendo i termini che maggiormente si discostano composizionalmente dal valore medio ($\text{SiO}_2 > 70$ e $\text{SiO}_2 < 55$). Ulteriori pseudosezioni sono state calcolate sulla base della composizione di un ipotetico protolite, ottenuta sommando la composizione media dei mesosomi normalizzati a 90% e la composizione media dei leucosomi normalizzati a 10%; queste pseudosezioni (non mostrate)

sono molto simili a quelle ottenute dalla composizione media dei mesosomi a conferma della validità dell'ipotesi che i mesosomi possano essere ritenuti ragionevolmente rappresentativi del protolite.

La pseudosezione P-T (Fig. 8.5) è costituita prevalentemente da campi quadri-varianti (grigio intermedio) e subordinati campi tri-varianti (grigio chiaro), ma sono presenti anche campi di-varianti (bianco) e penta-varianti (grigio scuro). La biotite è stabile in gran parte del range P-T studiato, ad eccezione di alcuni campi LP-HT dove divengono stabili la cordierite e l'ortopirosseno. Anche la muscovite è presente in gran parte della pseudosezione e tende a scomparire all'aumentare della T e al diminuire della P dove viene sostituita dalla cianite o dalla sillimanite. Il plagioclasio è stabile quasi ovunque ad eccezione dei campi di alta pressione e bassa temperatura dove compare il clinopirosseno. Il K-feldspato è stabile in condizioni di MP-HT, dove si forma in risposta al processo di disidratazione della muscovite (dehydration melting di Patiño Douce & Harris, 1998), e in condizioni di bassa pressione dove si forma a spese della sillimanite. L'ilmenite, stabile in quasi tutto il range P-T di interesse, scompare in condizioni HP-HT a favore del rutilo.

L'identificazione delle condizioni dell'anatessi può essere effettuata, in prima approssimazione, tramite il riconoscimento del campo di stabilità della paragenesi corrispondente a quella osservata nelle migmatiti paraderivate. Tutti i campioni di mesosoma sono caratterizzati da una associazione mineralogica che comprende $Wmca + Pl + Bt + Qtz + Ilm + Sil \pm Ky \pm Grt$. I corrispondenti campi di stabilità nella pseudosezione P-T (evidenziati dalla linea tratteggiata in Fig. 8.5) sono delimitati dalla curva di solidus che indica la temperatura minima per la comparsa del melt (~670°C a 0.4GPa), dalla comparsa della cordierite a basse pressioni (mai osservata nei campioni) e dalla scomparsa della cianite e muscovite ad alte pressioni (0.9-1.1 GPa) ed alte temperature, rispettivamente. Il granato non è mai stato osservato nelle sezioni sottili provenienti dall'affioramento studiato, ma la sua presenza è stata segnalata in letteratura (Elter et al., 1986; Elter, 1987).

Vincoli sulle condizioni P-T sono forniti dalle curve che rappresentano il volume di melt prodotto durante l'anatessi (Fig. 8.6a), dalle isoplete relative al rapporto Si/Al nel melt (Fig. 8.6b), dalle isomode del granato (Fig. 8.6c) e dalle isoplete relative al contenuto di Si nella mica chiara potassica (Fig. 8.6d). Ipotizzando che: i) il volume di fuso prodotto durante l'anatessi corrisponda al volume dei leucosomi riscontrato sul terreno (~10%); ii) che i leucosomi rappresentino con buona approssimazione il melt originario e che quindi il rapporto molare Si/Al dei leucosomi (4.31-5.00, valore medio 4.72) sia comparabile con quello calcolato per il melt nella pseudosezione P-T; iii) l'abbondanza modale del granato sia inferiore al 5%; si ottengono condizioni P-T comprese tra ~0.6-0.9 GPa e ~690-720°C. Le isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica indicano, per tali condizioni P-T valori compresi tra 3.09-3.12 a.p.f.u., compatibili con i valori più elevati riscontrati nelle muscoviti analizzate che si attestano intorno a 3.11 a.p.f.u. (Tab. 6.6); da notare che sono stati riscontrati sporadicamente valori anche maggiori (fino a 3.18 a.p.f.u.) che indicano condizioni di pressione ancora superiori (~1.1 GPa) evidenziando come le condizioni di 0.6-0.9 GPa con ogni probabilità risentano di non trascurabili effetti di riequilibrio. La topologia della pseudosezione presentata sembrerebbe indicare che, nel caso delle migmatiti

paraderivate di Porto Ottiolu, l'anatessi sia cominciata al di sopra del solidus a pressioni intorno a 1.1 GPa con formazione dell'associazione Wmca + Pl + Bt + Grt + Qtz + Ilm + L. La cianite si sarebbe formata in seguito a decompressione allorché le rocce sono entrate nel campo di stabilità immediatamente sottostante (Wmca + Pl + Grt + Bt + Ky + Qtz + Ilm + L). Questo aspetto è anche reso evidente dal confronto con le condizioni P-T ottenute negli adiacenti ortogneiss (690-730°C e 0.85-1.05) che tendono ad indicare pressioni più elevate per il processo di anatessi. Sebbene il contenuto del 10-12% di melt possa apparire elevato rispetto alle osservazioni di campagna, prove di calcolo con contenuto di H₂O leggermente differente (1.5% invece che 2%) hanno dimostrato che il volume % di melt previsto può cambiare anche del 4-6% a parità di condizioni P-T.

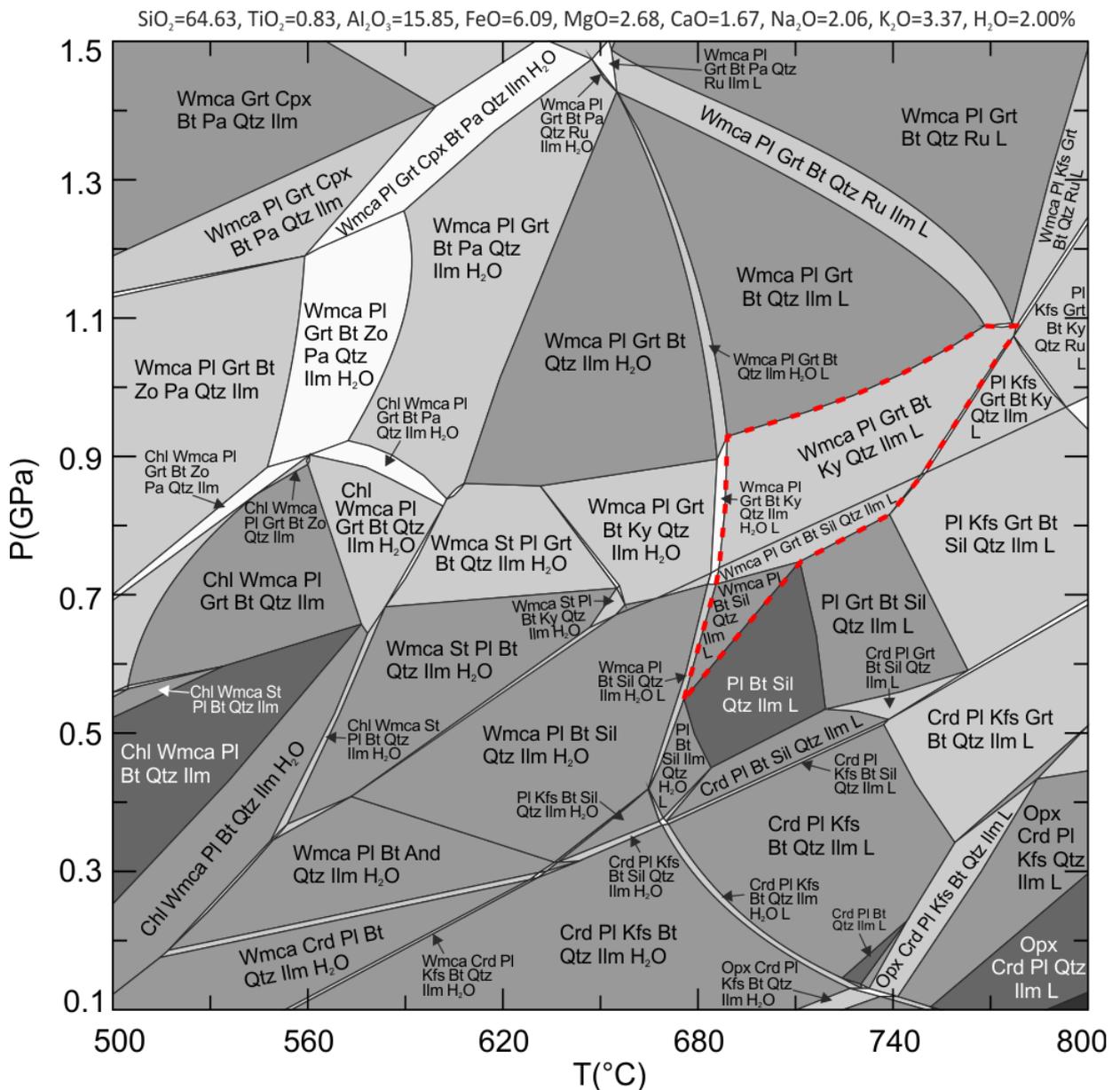


Fig. 8.5: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei mesosomi delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu, con il 2% di H₂O. La linea rossa tratteggiata indica le associazioni mineralogiche riscontrate nei mesosomi.

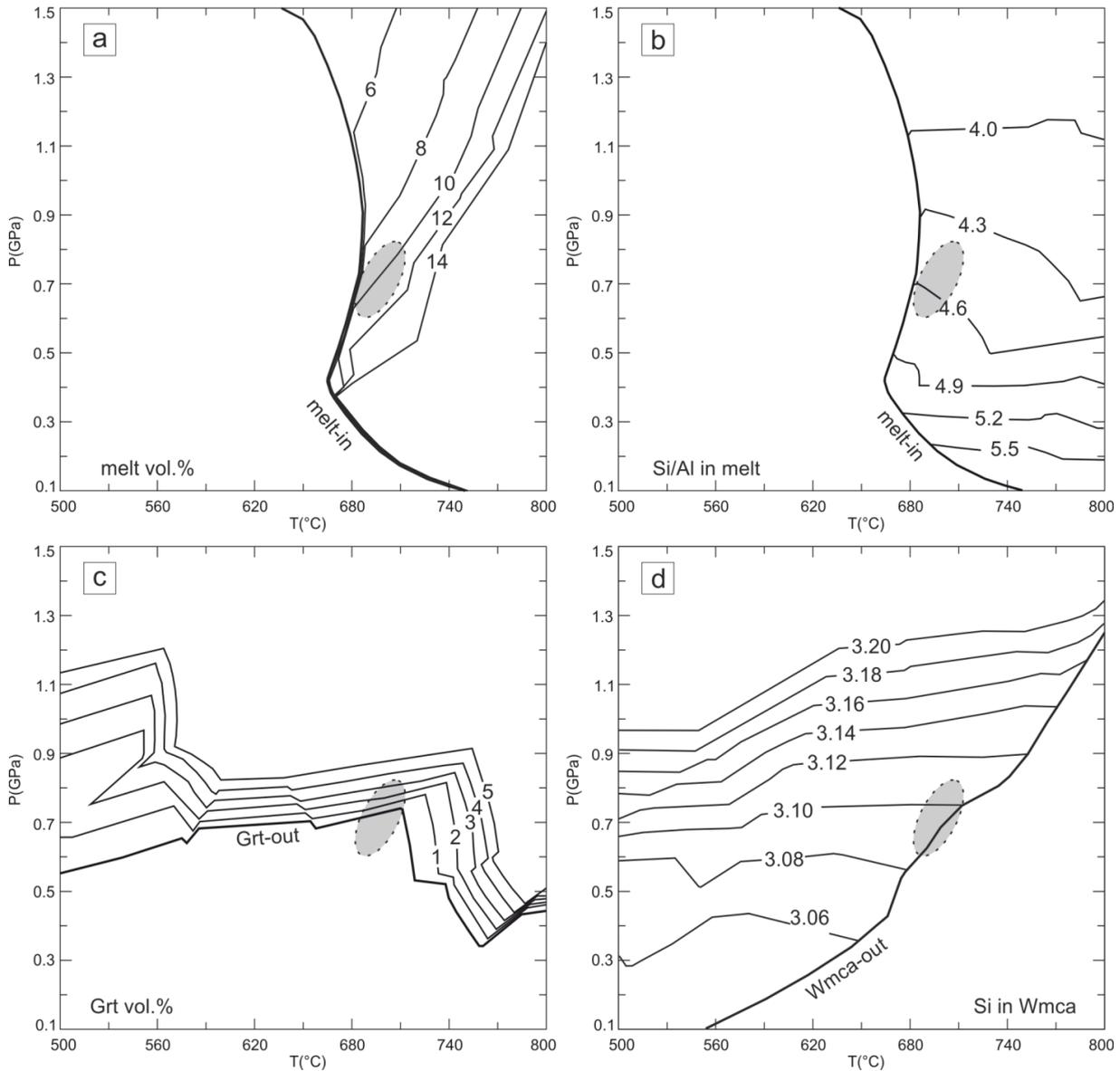


Fig. 8.6: a) curve che rappresentano il volume % di melt prodotto durante l'anatessi; b) isoplete del rapporto molare Si/Al nel melt; c) isomode del contenuto di granato in vol.%; d) isoplete del contenuto in Si nella mica chiara potassica. L'ellisse rappresenta la stima delle condizioni P-T, le dimensioni dell'ellisse rappresentano l'errore stimato.

8.3.2 Modellizzazione del leucosoma – cristallizzazione del melt

La pseudosezione dei leucosomi delle migmatiti paraderivate, finalizzata alla determinazione delle condizioni finali di cristallizzazione del melt, è stata calcolata sulla base della medie delle composizioni dei leucosomi analizzati. Tra i dieci campioni di leucosoma analizzati (Tab. 7.5), sette risultano piuttosto omogenei per quanto riguarda il contenuto degli elementi maggiori, mentre i restanti si differenziano chiaramente in particolare per il maggiore contenuto di silice (>80%) e per i minori contenuti di Al_2O_3 , CaO e Na_2O . Questi ultimi sono stati esclusi dal calcolo della composizione media utilizzata nella elaborazione della pseudosezione.

La pseudosezione è costituita da campi quadri-varianti (grigio intermedio) situati prevalentemente a basse pressioni e ad alte temperature. A partire dai 0.7 GPa diventano predominanti i campi tri-varianti (grigio chiaro) e di-varianti (bianco). Ad alte temperature e

basse pressioni compaiono anche campi penta- e esa-varianti. La biotite è stabile in gran parte dei campi in supra-solidus ad eccezione di quelli situati in condizioni di bassa pressione, dove diviene stabile la cordierite. In sub-solidus la biotite è stabile da basse a medie pressioni e scompare in condizioni di alta pressione (da 1.1 GPa a 500°C). Anche la mica chiara potassica è stabile in gran parte della pseudosezione P-T ma, all'aumentare della temperatura, viene progressivamente sostituita da andalusite + K-feldspato (a basse pressioni), sillimanite (a medie pressioni) o cianite (a pressioni da medie a elevate); si notano dei campi piuttosto ampi di coesistenza tra mica chiara e allumosilicati. Al di sopra dei 0.5-0.7 GPa il granato diviene stabile in quasi tutto il range di temperatura. Il titanio è ospitato prevalentemente nell'ilmenite che ad alte pressioni viene sostituita da titanite (a basse temperature) o rutilo (ad alte temperature). Il plagioclasio è quasi ubiquitario ad eccezione dei campi HP-LP dove divengono stabili zoisite e clinopirosseno. Il K-feldspato è concentrato in pochi campi situati a temperature intermedie e basse temperature, generalmente associato all'andalusite o alla sillimanite. Il riconoscimento delle condizioni P-T di fine cristallizzazione può essere effettuato tramite l'identificazione dei campi di stabilità nella pseudosezione P-T corrispondenti alla associazione mineralogica riconosciuta nei leucosomi. Tali campi sono limitati, a bassa temperatura dalla comparsa del melt, a basse pressioni, dalla comparsa della cordierite e ad alte pressioni ed alta temperatura dalla comparsa del rutilo. Vincoli più stringenti possono essere individuati tramite l'intersezione tra la curva di solidus e le isoplete composizionali di alcune fasi (Si nella mica chiara e X_{Mg} nella biotite, rispettivamente in Fig. 8.8a,b) e le isomode della cianite (Fig. 8.8c), secondo il metodo proposto da Cruciani et al. (2014). Il contenuto in Si rilevato nelle miche retrograde di Porto Ottiolu è generalmente compreso tra 3.06 e 3.08 a.p.f.u. sebbene siano stati registrati anche valori più elevati (fino a 3.11 a.p.f.u., Tab. 6.4); le isoplete relative a tali valori intersecano la curva del solidus in condizioni P-T comprese tra ~0.35-0.55 GPa e ~640-690°C. Condizioni P-T comparabili si ottengono dall'intersezione tra la curva di solidus e le isoplete relative al rapporto X_{Mg} nella biotite, per valori di quest'ultimo compresi tra 0.42 e 0.48, analoghi a quelli rilevati nelle biotiti analizzate all'interno dei leucosomi (Tab. 6.3). Una differente stima delle condizioni P-T è fornita dall'intersezione tra la curva di solidus e le isomode relative alla cianite che, per abbondanze modali > 0.2 vol.% indicano condizioni P-T di ~0.6-0.75 GPa e ~660-700°C. Tra queste due differenti stime si propende per una maggiore attendibilità delle prime. La cianite infatti, è stata rinvenuta solo in rari e piccoli relitti all'interno del plagioclasio e perciò non può essere ritenuta come appartenente alla paragenesi di equilibrio; inoltre le condizioni P-T indicate dalle isomode della cianite sono parzialmente sovrapponibili alle condizioni P-T ottenute precedentemente per il mesosoma. Al contrario, le condizioni P-T fornite dalle isoplete composizionali di mica chiara e biotite in intersezione con il solidus (ellissi in Fig. 8.8a, b) ricadono nei campi di stabilità di sillimanite e mica chiara e in particolare al limite del campo di stabilità di quest'ultima. Tale previsione è in accordo con la paragenesi riscontrata nei leucosomi che comprende mica chiara e sillimanite (Fig. 5.2d). Un'ulteriore conferma è fornita dall'osservazione di piccoli cristalli di K-feldspato nei leucosomi i quali, secondo le stime delle condizioni P-T dell'evento anatettico, non proverrebbe dalla disidratazione della muscovite, ma sarebbe un prodotto del

metamorfismo retrogrado. La pseudosezione in figura 8.7 mostra due piccoli campi di stabilità del K-feldspato adiacenti alla curva di solidus appena al di sotto del punto invariante IP1; si ritiene plausibile che durante il percorso retrogrado la roccia sia passata in prossimità di tale punto, portando alla cristallizzazione del K-feldspato, ma non al di sotto di esso perché in tal caso non si osserverebbe la cristallizzazione di muscovite retrograda (Spear et al., 1999). Si noti infine che la presenza del granato prevista dalla pseudosezione non è supportata dall'osservazione petrografica, sebbene quest'ultimo sia stato descritto in letteratura; tale discrepanza potrebbe essere giustificata dal fatto che la roccia si è riequilibrata a condizioni P-T inferiori rispetto ai campi di stabilità del granato stesso e che perciò quest'ultimo sia stato degradato durante il percorso retrogrado.

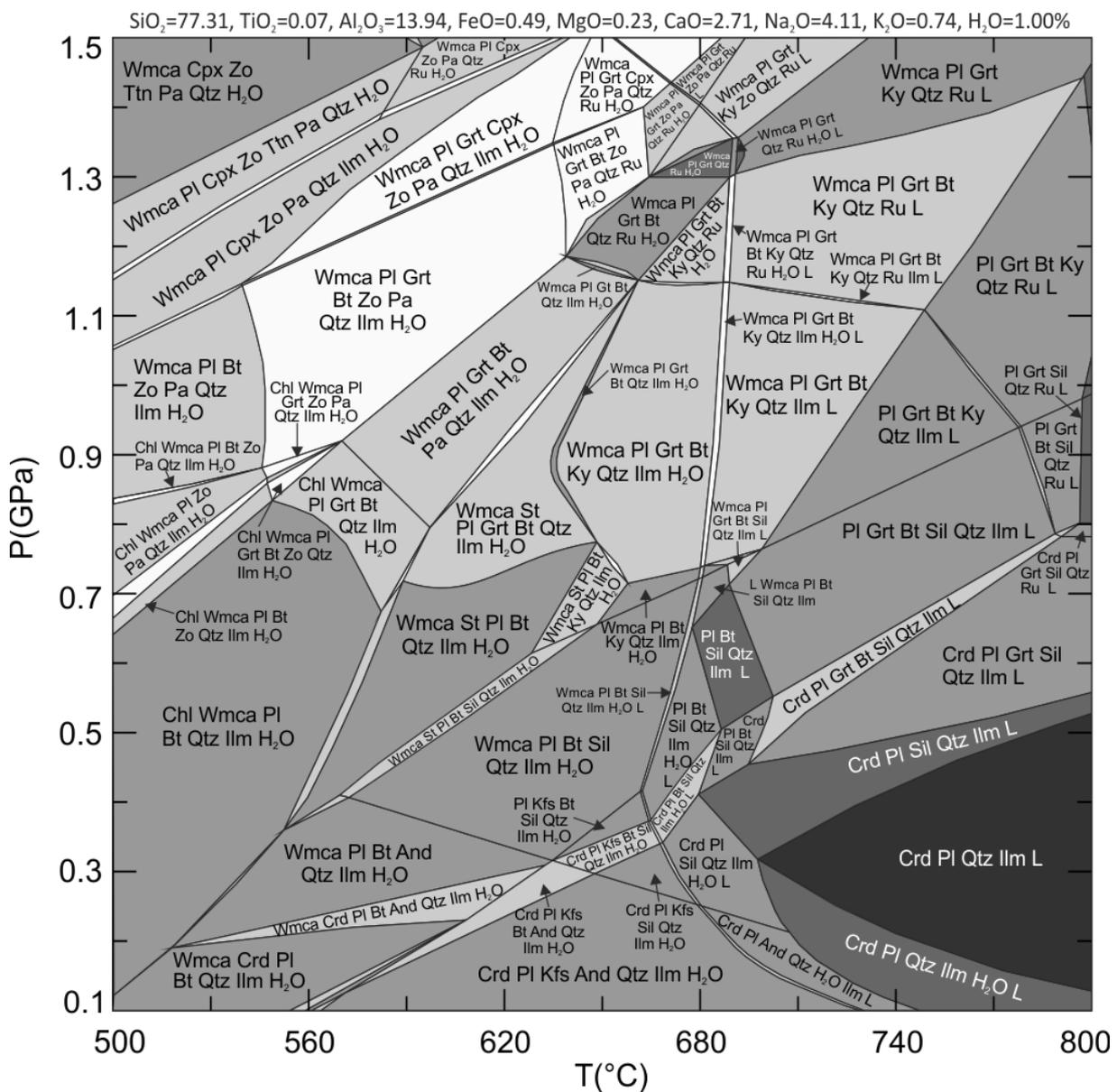


Fig. 8.7: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei leucosomi delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu, con l'1% di H₂O.

Ulteriori pseudosezioni sono state calcolate variando il contenuto di H₂O, (2% e 5%). Entrambe le pseudosezioni non mostrano significative differenze né nella topologia né nella

posizione della curva di solidus. Le uniche differenze riscontrate sono la maggiore ampiezza dei campi di coesistenza di melt e H₂O e la scomparsa della biotite a pressioni medie-elevate e temperature superiori ai 750°C. Tali differenze tuttavia non incidono sui campi di stabilità di interesse.

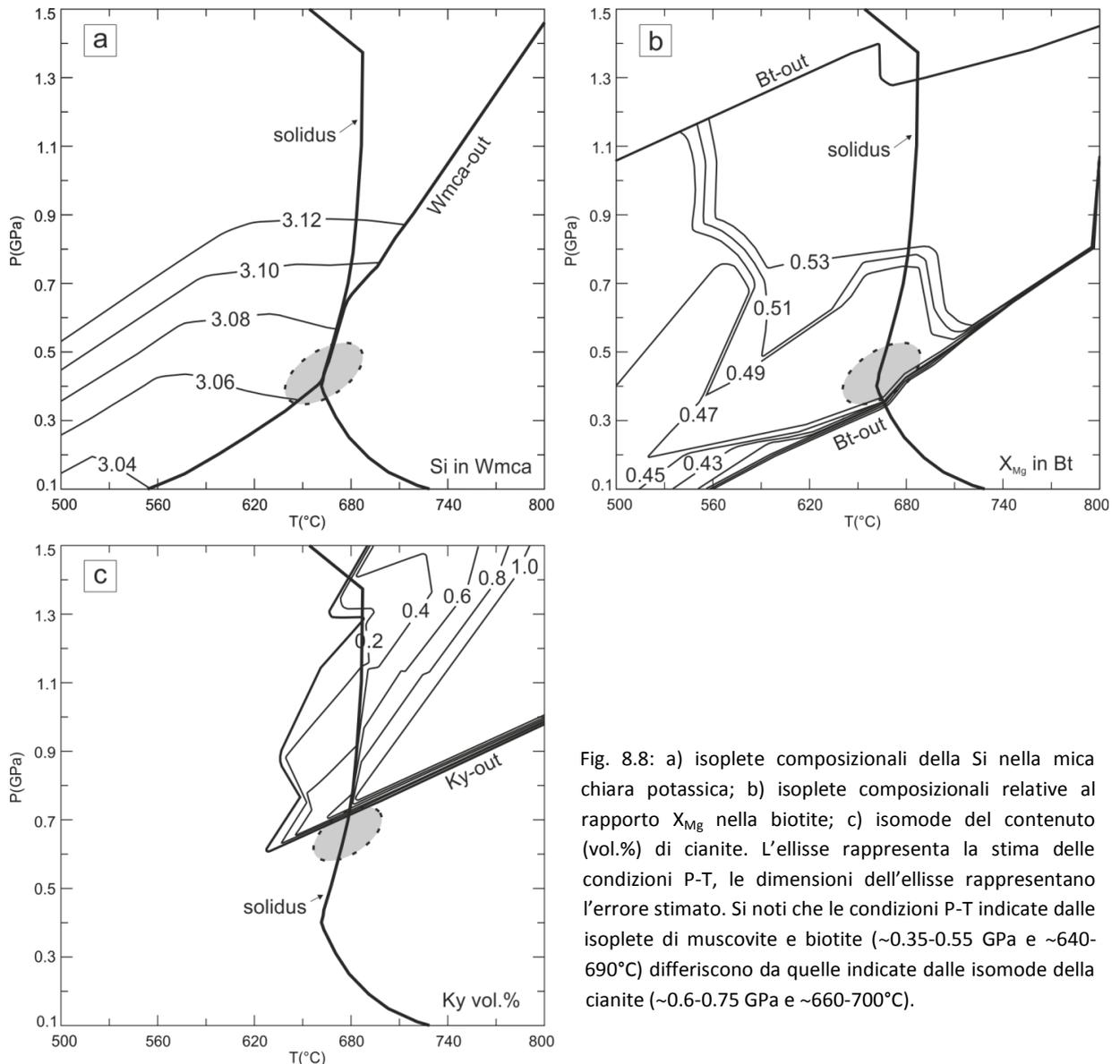


Fig. 8.8: a) isoplete composizionali della Si nella mica chiara potassica; b) isoplete composizionali relative al rapporto X_{Mg} nella biotite; c) isomode del contenuto (vol.%) di cianite. L'ellisse rappresenta la stima delle condizioni P-T, le dimensioni dell'ellisse rappresentano l'errore stimato. Si noti che le condizioni P-T indicate dalle isoplete di muscovite e biotite (~0.35-0.55 GPa e ~640-690°C) differiscono da quelle indicate dalle isomode della cianite (~0.6-0.75 GPa e ~660-700°C).

8.4 Ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella

L'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella è costituito da porzioni francamente migmatitiche, caratterizzate da tasche di leucosoma all'interno di mesosomi più ricchi in biotite, e porzioni prive di evidenti segregazioni di melt, che localmente mostrano alternanze di bande chiare e scure differenti dalle alternanze leucosomi/mesosomi (Cap. 3). La modellizzazione termodinamica è stata effettuata sulla base della media delle composizioni chimiche di campioni provenienti dalle porzioni migmatitiche nelle quali risulta più chiara la distinzione tra i prodotti della cristallizzazione dei fusi anatettici (leucosomi) e l'host rock (mesosoma).

8.4.1 Modellizzazione del mesosoma – condizioni dell'anatessi

La pseudosezione P-T, finalizzata alla modellizzazione del processo di anatessi, è stata ottenuta calcolando la media della composizione chimica dei mesosomi analizzati nell'ambito di questa Tesi (Cap. 7, Tab. 7.2). Il volume dei leucosomi negli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella è stimato intorno al 5%, perciò si può ritenere che il mesosoma rappresenti con buona approssimazione la composizione chimica del protolite, anche in considerazione della somiglianza riscontrata tra leucosomi e mesosomi dal punto di vista chimico. Una conferma della validità di tale assunto deriva dalle pseudosezioni calcolate sulla base della composizione chimica di un ipotetico protolite (ottenuta sommando la composizione media dei mesosomi normalizzati a 95% e la composizione media dei leucosomi normalizzati a 5%) che risultano molto simili a quelle ottenute dalla composizione media dei mesosomi.

La pseudosezione P-T (Fig. 8.9) è costituita da campi di stabilità molto ampi, prevalentemente quadri-varianti (grigio intermedio) e tri-varianti (grigio chiaro), ma sono presenti anche subordinati campi di-varianti (bianco) e penta-varianti (grigio scuro). La biotite è stabile in gran parte del range P-T studiato, ad eccezione di alcuni campi HT e L-MP dove diviene stabile l'ortopirosseno, e in condizioni di HP-LT dove compare il clinopirosseno. La muscovite è stabile in condizioni di pressione da media a alta (a partire da 0.7 GPa) e tende a scomparire all'aumentare della temperatura, a parità di pressione. Il plagioclasio è stabile in un ampio range P-T, ma in condizioni di HP-LT viene sostituito dall'albite. K-feldspato, quarzo e clinopirosseno sono ubiquitari. Quest'ultimo in realtà non è mai stato rinvenuto in nessuno dei campioni prelevati da quest'area; tuttavia le isomode del clinopirosseno (vol.%) (Fig. 8.10a) mostrano che, a temperature superiori alla curva di solidus, il suo contenuto non supera l'1%. I campi di stabilità delle paragenesi corrispondenti a quelle osservate nei mesosomi degli ortogneiss migmatitici delimitano un'area molto ampia della pseudosezione P-T. Tutti i campioni sono caratterizzati da una associazione mineralogica che comprende Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ilm \pm Wmca \pm Grt. I corrispondenti campi di stabilità di queste paragenesi nella pseudosezione P-T (evidenziati dalla linea tratteggiata in Fig. 8.9) sono delimitati dalla curva di solidus che indica la temperatura minima per la comparsa del melt (~620°C a 1.1 GPa), dalla comparsa dell'ortopirosseno ad alte temperature e pressioni da basse a medie. Le isomode relative al volume di fuso prodotto durante l'anatessi (Fig. 8.10b), al contenuto di granato (Fig. 8.10c) e di mica chiara potassica (Fig. 8.10d) forniscono dei vincoli utili per determinare le condizioni P-T dell'anatessi. Ipotizzando un volume di melt compreso tra 6-8% (leggermente superiore al volume stimato dei leucosomi) e conoscendo le abbondanze modali di granato e mica chiara (entrambi inferiori a 1%) si possono indicare condizioni P-T indicative del processo di anatessi comprese tra ~1.1-1.3 GPa e 670-720°C. Le isoplete relative alle principali fasi stabili (Si nella mica chiara, X_{Mg} nella biotite, X_{Ca} e X_{Mg} nel granato) non hanno fornito valori comparabili con quelli misurati sperimentalmente sugli stessi minerali nei mesosomi. I valori dei rapporti molari Si/Al determinati sperimentalmente nei leucosomi, confrontati con quelli previsti per il melt dalla pseudosezione nei valori riscontrati nei leucosomi, non hanno fornito valori compatibili con quelli indicati dalle isomode e dal volume del melt (Fig. 8.10), indicando

condizioni di pressione inferiori a 0.6 GPa.

Variando il contenuto di H₂O utilizzato nel calcolo della pseudosezione varia anche il contenuto di melt prodotto (a parità di condizioni P-T), perciò la temperatura relativa alle condizioni di anatessi potrebbe anche risultare leggermente differente rispetto a quella stimata. Si sottolinea inoltre che la quantità di melt prodotto durante l'evento migmatitico è un parametro di difficile quantificazione e non è strettamente coincidente con il volume dei leucosomi riscontrato sul terreno.

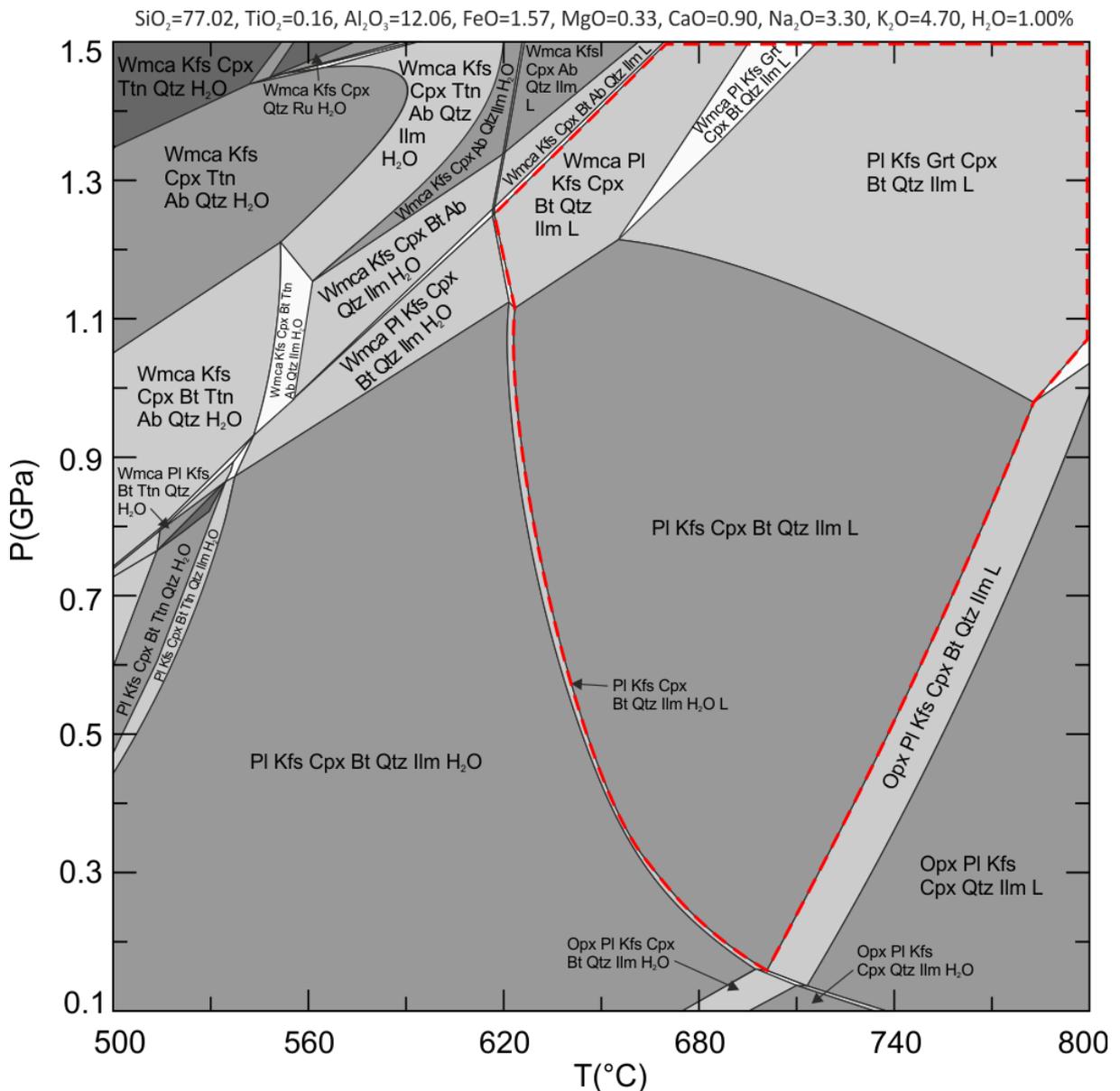


Fig. 8.9: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei mesosomi degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella, con l'1% di H₂O. La linea rossa tratteggiata evidenzia i campi di stabilità delle associazioni mineralogiche riscontrate nei mesosomi.

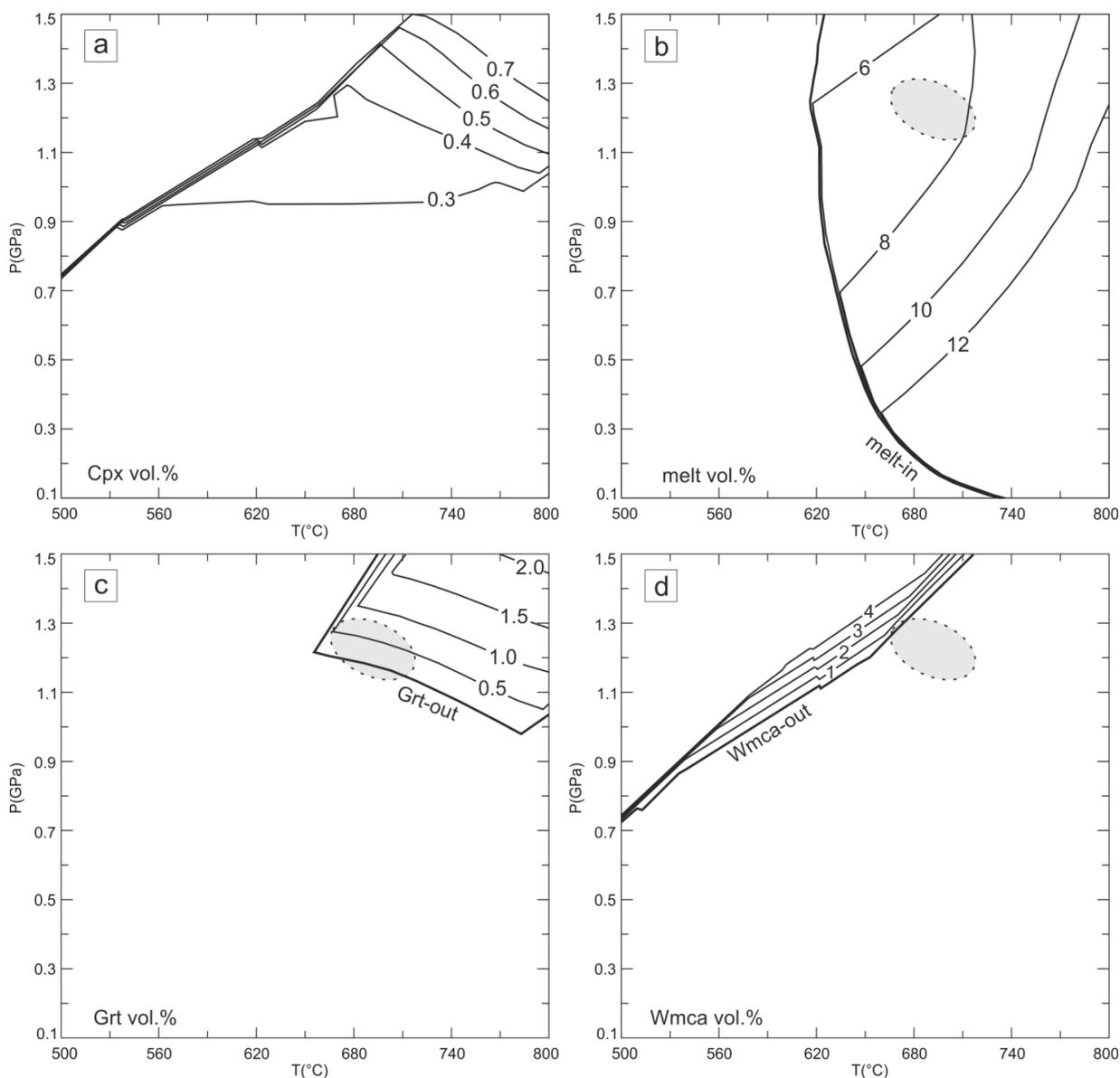


Fig. 8.10: a) isomode del contenuto di clinopirosseno in vol.%; b) curve che rappresentano il volume % di melt prodotto durante l'anatessi; c) isomode del contenuto di granato in vol.%; d) isomode del contenuto di mica chiara potassica in vol.%. L'ellisse rappresenta la stima delle condizioni P-T, le dimensioni dell'ellisse rappresentano l'errore stimato.

8.4.2 Modellizzazione del leucosoma – cristallizzazione del melt

La pseudosezione relativa ai leucosomi degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella (Fig. 8.11) è stata calcolata sulla base della composizione media dei leucosomi analizzati (Tab. 7.2) al fine di ottenere una maggiore rappresentatività e di minimizzare l'effetto prodotto dalle eventuali presenze di fasi restitiche. La pseudosezione è dominata da ampi campi quadri-varianti (grigio intermedio), subordinati campi tri-varianti (grigio chiaro), situati prevalentemente in condizioni di bassa temperatura, e rari campi penta-varianti (grigio scuro) e di-varianti (bianco).

La biotite è stabile in gran parte della pseudosezione e tende a scomparire in condizioni LP-HT e a pressioni da medie a elevate all'aumentare della temperatura. Analogamente a quanto osservato nella pseudosezione di figura 8.9, la mica chiara potassica diviene stabile a partire da pressioni medie e basse temperature (da 0.75 GPa a 500°C), mentre al crescere

della temperatura i suoi campi di stabilità si spostano a pressioni più elevate (Fig. 8.11). In sostanza, al di sotto dei 0.7 GPa la muscovite non è mai stabile nella pseudosezione P-T rappresentata in figura 8.11. Il plagioclasio è stabile in gran parte del range P-T di interesse ma diviene instabile in condizioni HP-LT dove è sostituito dall'albite (il calcio va a formare la zoisite); a pressioni ancora maggiori (>1.3 GPa) anche l'albite diventa instabile. Il granato è stabile solo in condizioni di alta pressione in due campi ristretti, uno a bassa temperatura e uno ad alta temperatura, a differenza di quanto accade nella pseudosezione P-T di figura 8.9 nella quale il granato risulta stabile in un'area notevolmente più ampia alle alte pressioni. L'ilmenite è presente in quasi tutti i campi situati a temperature maggiori del solidus (ad eccezione di quelli situati a pressioni >1.3GPa) e nei campi di bassa pressione nel sub-solidus; dove l'ilmenite diventa instabile è sostituita dalla titanite. K-feldspato, quarzo e clinopirosseno sono ubiquitari, quest'ultimo con contenuti modali, nell'area P-T di interesse, al di sotto dello 0.5%.

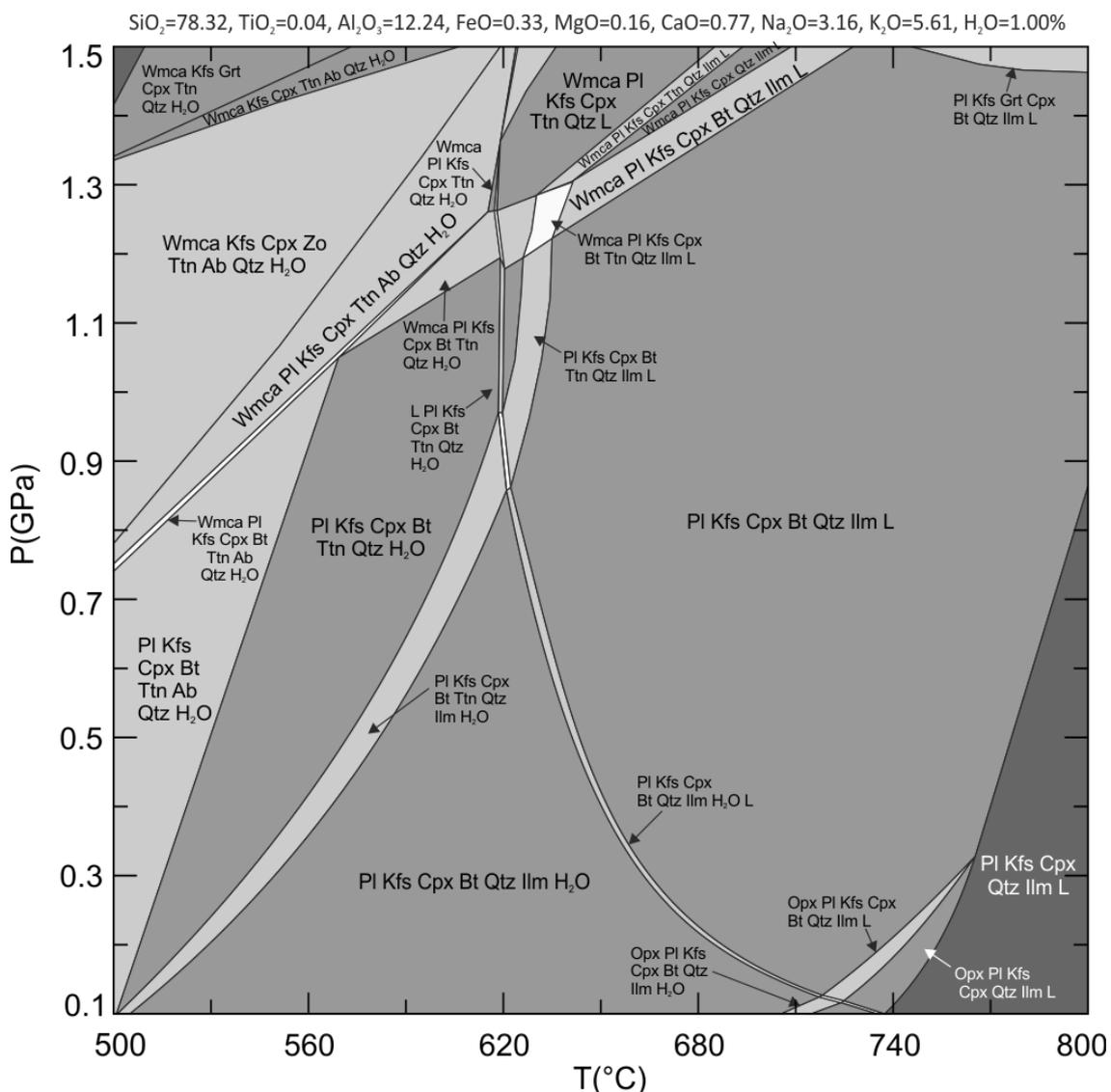


Fig. 8.11: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei leucosomii degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella, con l'1% di H₂O.

La determinazione delle condizioni P-T di fine cristallizzazione del melt, precedentemente

effettuata tramite l'intersezione del contenuto in Si nelle miche chiare e la curva di solidus non è in questo caso applicabile data l'assenza della muscovite nella pseudosezione P-T, alle condizioni P-T attese per la cristallizzazione completa del melt. In effetti, dal punto di vista tessiturale, all'interno dei leucosomi la muscovite è presente in contenuti modali minimi se non addirittura assente (Tab. 5.4). Quando presente la muscovite ha dimensioni estremamente ridotte e assume un aspetto generalmente anedrale e con contorni irregolari (Fig. 5.10f) che sembrano indicarne la non appartenenza all'associazione di equilibrio. Analogamente, il granato è presente in modeste percentuali (Tab. 5.4), in cristalli di piccole dimensioni e fortemente anedrali. Queste osservazioni suggeriscono che muscovite e granato, probabilmente a causa della cinetica di reazione, si siano preservati in condizioni metastabili durante il percorso retrogrado e non siano perciò, in questo caso specifico, indicativi delle condizioni finali P-T di cristallizzazione del melt.

8.5 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella

Di seguito vengono riportati i risultati delle pseudosezioni relative alle migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella - Punta Bados proposti da Cruciani et al. (2014), alla cui stesura e pubblicazione si è partecipato nell'ambito del dottorato.

8.5.1 Modellizzazione del mesosoma – condizioni dell'anatessi

La pseudosezione calcolata sulla base della composizione chimica media dei mesosomi (proximal host di Cruciani et al., 2008b) delle migmatiti pelitiche a cianite e sillimanite è riportata in figura 8.12a. Le figure 8.12b, c, d mostrano rispettivamente le isomode del vol.% di melt e le isoplete dei rapporti molari di Si/Al e Na/K. La pseudosezione di figura 8.12a è simile a quella ottenuta per la composizione chimica del protolite (non mostrata, vedere Cruciani et al. 2014 per un confronto) suggerendo che la composizione del protolite sia simile a quella delle metagrovacche pelitiche che rilevano una scarsa impronta anatettica. Tuttavia, si osservano alcune differenze tra le due pseudosezioni P-T:

- a) la curva del solidus appare a temperature leggermente inferiori (20-30°C) nella pseudosezione P-T calcolata per la composizione media delle metagrovacche pelitiche (protolite) rispetto a quella calcolata per la composizione media dei mesosomi, quindi la prima è più "fertile" della seconda;
- b) ad alte pressioni (> 0.9 GPa), il volume % di melt prodotto dall'anatessi delle metagrovacche pelitiche è leggermente inferiore a quello ottenuto dalla composizione media dei leucosomi.

Al fine di definire le condizioni P-T dell'anatessi, le isoplete dei rapporti molari Si/Al e Na/K sono state confrontate con gli stessi rapporti osservati nei leucosomi sulla base del metodo descritto da Massonne et al. (2013). Il rapporto Si/Al nei leucosomi trondhjemitici varia tra 3.6-4.8, con un valore medio di 4.01, mentre il rapporto Na/K varia tra 3.1 e 8.8, con un valore medio di 6.13 (rapporti da Cruciani et al., 2008b). I valori medi di tali rapporti definiscono delle condizioni P-T di $\sim 680^\circ\text{C}$ e 1.1 GPa. L'ampia variabilità dei rapporti Si/Al e Na/K può essere imputata al fatto che questi leucosomi non rappresentano il fuso puro

(Cruciani et al., 2008b) in quanto interessati dalla presenza di fasi restitiche. Vincoli più precisi delle condizioni P-T si possono ottenere dalla media dei rapporti Si/Al e Na/K di due leucosomi (270LT, 32LT) che non mostrano significativi contenuti di fasi restitiche (Cruciani et al., 2008b). Le isopleste dei valori medi dei rapporti molari di questi due campioni ($Si/Al = 3.88$ e $Na/K = 4.07$) si intersecano al limite tra il campo $Wmca + Pl + Grt + Bt + Qtz + L$ e il campo $Wmca + Pl + Grt + Bt + Qtz + Ky + L$ della pseudosezione a condizioni $P \sim 1.1-1.3$ e $T \sim 700-740^\circ C$ (Fig 8.11c,d), alle cui condizioni equivarrebbe una quantità di melt pari a 9-11 vol.% (Fig. 8.11b).

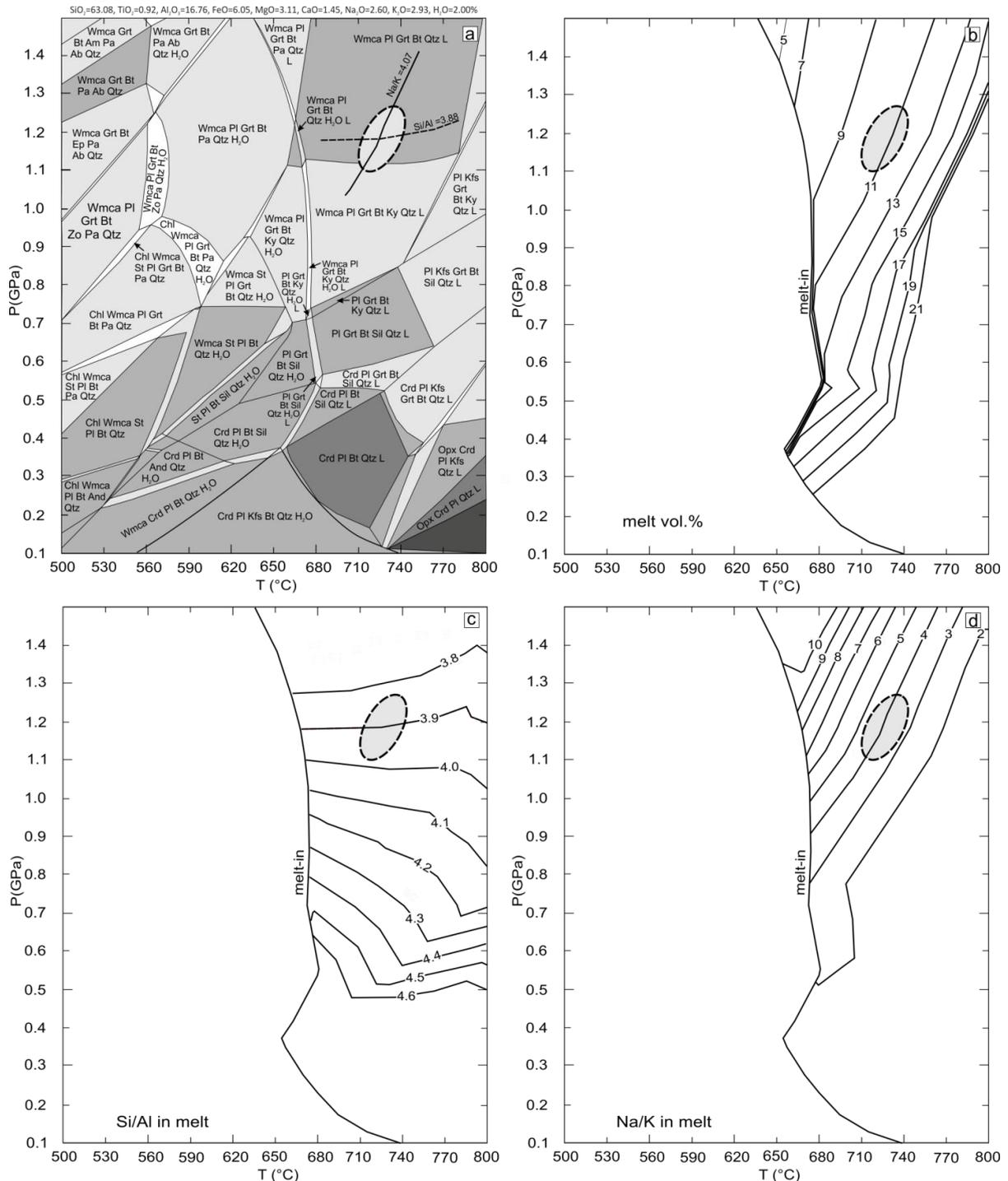


Fig. 8.12: a) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH per la composizione media dei mesosomi, con il 2 wt.% H₂O; b) isomode del contenuto di fuso in vol.%; c) isopleste del rapporto Si/Al nel fuso; d) isopleste del rapporto Na/K nel fuso. L'ellisse in grigio rappresenta le condizioni P-T stimate per l'anatessi. Da Cruciani et al. (2014) modificata.

8.5.2 Modellizzazione dei leucosomi trondhjemitici – cristallizzazione del melt

Nei complessi migmatitici sono comuni i leucosomi che non rappresentano più dei fusi puri ma che risentono anche dell'accumulo di feldspati. Inoltre, durante la segregazione di fusi anatettici, alcuni minerali di probabile origine peritettica e/o materiali appartenenti alle rocce incassanti possono essere incorporati nel fuso (Taylor & Stevens, 2010). In questi casi, l'utilizzo della composizione dei leucosomi come approssimazione del melt, appare ingiustificato. Tra i leucosomi trondhjemitici pubblicati da Cruciani et al. (2008b), quattro mostrano evidenze della presenza, nell'associazione mineralogica, di fasi restitiche, mentre i restanti due sono caratterizzati dalla presenza di zirconi, testimoniata da evidenze geochimiche.

Al fine di ridurre l'influenza delle fasi restitiche, la pseudosezione di figura 8.13a è stata calcolata sulla base della media delle composizioni chimiche dei leucosomi, riportate da Cruciani et al. (2008b) (Tab. 8.1). Il confronto tra le isomode di cianite, sillimanite (Fig. 8.13b) e biotite (Fig. 8.13c) con le abbondanze modali realmente osservate nei leucosomi ($Ky=3-4\%$, biotite $<5\%$), e il confronto tra le isoplete composizionali del X_{Mg} nella biotite (Fig. 8.13d) e il rapporto X_{Mg} realmente misurato nelle biotiti dei leucosomi trondhjemitici (0.42-0.52, Cruciani et al., 2008b) indicano delle condizioni di fine cristallizzazione del melt comprese tra 0.75-0.90 GPa e 660-730°C (ellisse dell'errore in Fig. 8.13). Le isoplete composizionali di almandino e grossularia nel granato (non mostrate) indicano che le condizioni P-T ottenute sono in accordo con il contenuto di almandino e grossularia riportati per i granati dei leucosomi trondhjemitici ($Alm=65-70\%$; $Grs=4-5\%$, Cruciani et al., 2008b).

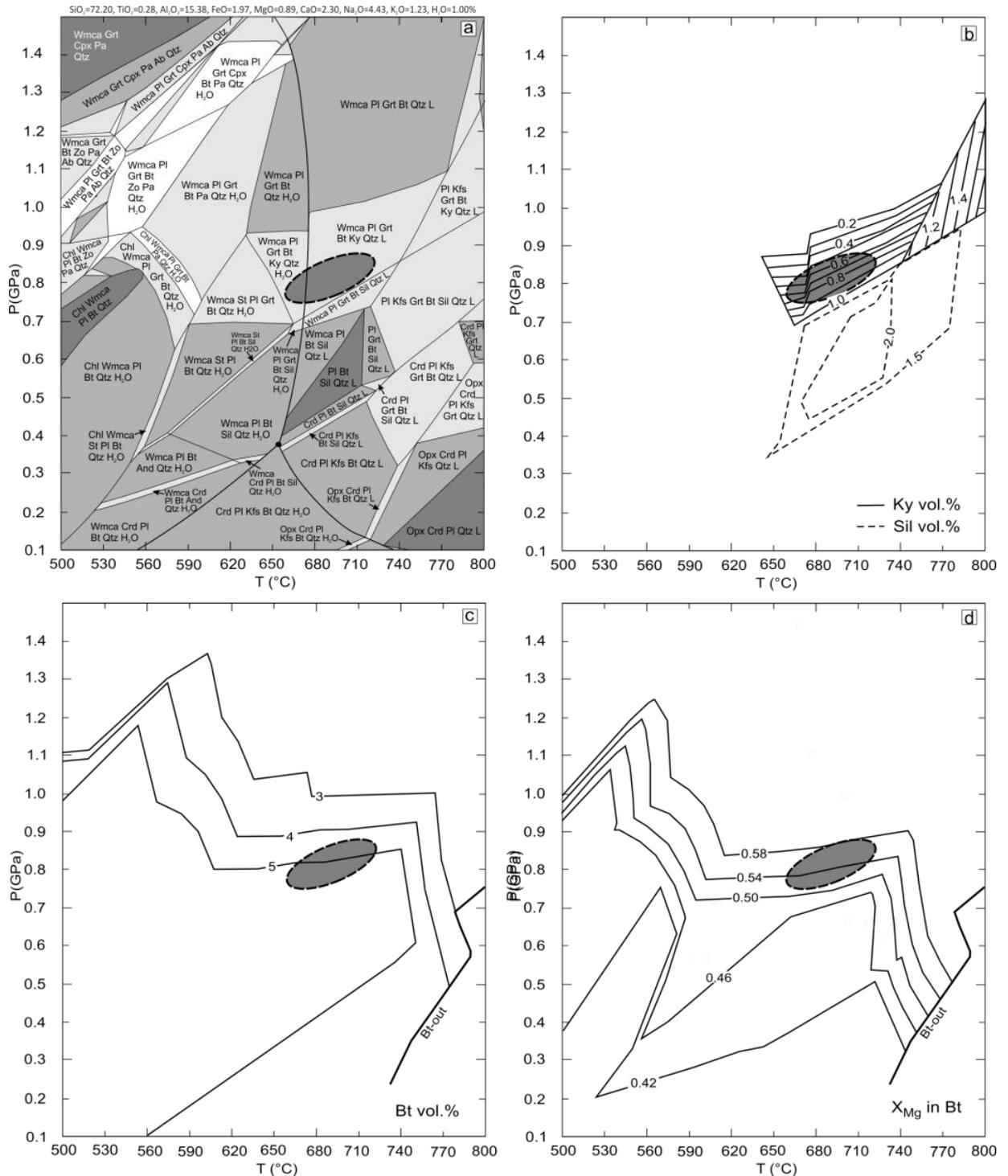


Fig. 8.13: a) pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH per la media delle composizioni dei leucosomi trondhjemitici, 1.5 wt.% H₂O (composizioni da Cruciani et al., 2008a); (b) isomode che mostrano le abbondanze modali di cianite e sillimanite in vol.%; c) isomode dell'abbondanza modale della biotite in vol.%; d) isoplete del rapporto X_{Mg} nella biotite. L'ellisse grigia rappresenta le condizioni P-T di fine cristallizzazione del melt. Da Cruciani et al. (2014) modificata.

8.6 Modellizzazione del corpo leucocratico di Pittulongu

Poche centinaia di metri a sud della spiaggia di Pittulongu, lungo la costa, affiora un corpo leucocratico di spessore metrico in contatto discordante con le migmatiti paraderivate (Fig. 3.22). Tra i diversi corpi leucocratici campionati, descritti e caratterizzati da un punto di vista

geochimico e minerochimico, affioranti nell'area di studio si è scelto di modellizzare questo corpo in quanto caratterizzato dalla presenza di andalusite, associata a granato, non riscontrata negli altri campioni.

La pseudosezione è stata calcolata sulla base della composizione chimica di un campione rappresentativo (BD78), nel sistema NCKFMASH + Ti considerando un contenuto di H₂O dell'1%, approssimativamente corrispondente alla LOI. Per il calcolo della pseudosezione sono stati utilizzati gli stessi modelli di soluzione utilizzati per le altre litologie, ad eccezione di quelli relativi ai feldspati, per i quali è stato utilizzato il modello feldspar (che nel file solution_model è stato suddiviso in feldspar1 e feldspar2 per plagioclasio e K-feldspato, rispettivamente) al posto dei modelli Pl(h) e San(TH).

La pseudosezione (Fig. 8.14) è costituita da ampi campi quadri-varianti (grigio) separati da campi trivarianti (grigio chiaro) e sostituiti, a pressioni medie-elevate, da campi penta-varianti (grigio scuro). La mica chiara potassica è stabile in gran parte del range P-T di interesse ad eccezione dei campi di bassa pressione, dove viene sostituita dall'andalusite o dalla sillimanite e a media pressione e alta temperatura dove è sostituita dalla cianite. La biotite è presente in un ampio range P-T in condizioni di bassa-media pressione e bassa-media temperatura; a temperature medio-elevate e basse pressioni diviene stabile la cordierite. Plagioclasio e ilmenite sono stabili in quasi tutto il range P-T ma in condizioni di elevata pressione vengono sostituiti rispettivamente da clinopirosseno e rutilo o titanite. Il granato compare a temperature superiori a 670°C e pressioni superiori a 0.25 GPa e rimane stabile in tutti i campi al di sopra di tali condizioni. K-feldspato e quarzo sono ubiquitari. La paragenesi osservata nel campione è costituita da Qtz + Pl + Kfs + Wmca + Grt + And ± Ilm. Tale associazione mineralogica non si riscontra in alcun campo della pseudosezione P-T in quanto nessuno di essi mostra la coesistenza tra andalusite e mica chiara potassica né tra granato e andalusite. Questo modello è compatibile con le osservazioni petrografiche e microstrutturali che evidenziano la presenza di muscovite euedrale ma anche di muscovite anedrale che cresce a spese dell'andalusite. L'eventuale instabilità del granato, non è invece chiaramente riconoscibile in quanto quest'ultimo è presente sia in cristalli anedrali fortemente fratturati, sia in cristalli euedrali. Il riconoscimento delle condizioni P-T di cristallizzazione completa, effettuato tramite l'intersezione delle isoplete composizionali del Si nella mica chiara potassica in corrispondenza dei valori 3.04-3.07 a.p.f.u. (pari a quelli misurati nel campione) con la curva di solidus, indica pressioni di circa 0.28-0.38 GPa e temperature di 630-660°C (Fig. 8.15), condizioni parzialmente coincidenti con i campi di stabilità dell'andalusite.

Le evidenze petrografiche e le informazioni derivanti dal modello termodinamico indicano chiaramente che le fasi mineralogiche osservate non sono all'equilibrio e suggeriscono un'evoluzione di questo corpo caratterizzata da una prima fase (genesì del fuso anatettico?) in condizioni di pressione media-elevata testimoniata dalla presenza del granato (le cui isoplete non forniscono però ulteriori indicazioni), una fase di cristallizzazione in condizioni di bassa pressione (testimoniata dalla presenza dell'andalusite) e un'ultima fase caratterizzata dalla diminuzione della temperatura che porta all'instabilità dell'andalusite che viene parzialmente sostituita dalla muscovite. Si può ipotizzare che questa evoluzione sia

caratterizzata da una cinetica relativamente rapida dato lo scarso riequilibrio del granato e la incompleta sostituzione dell'andalusite.

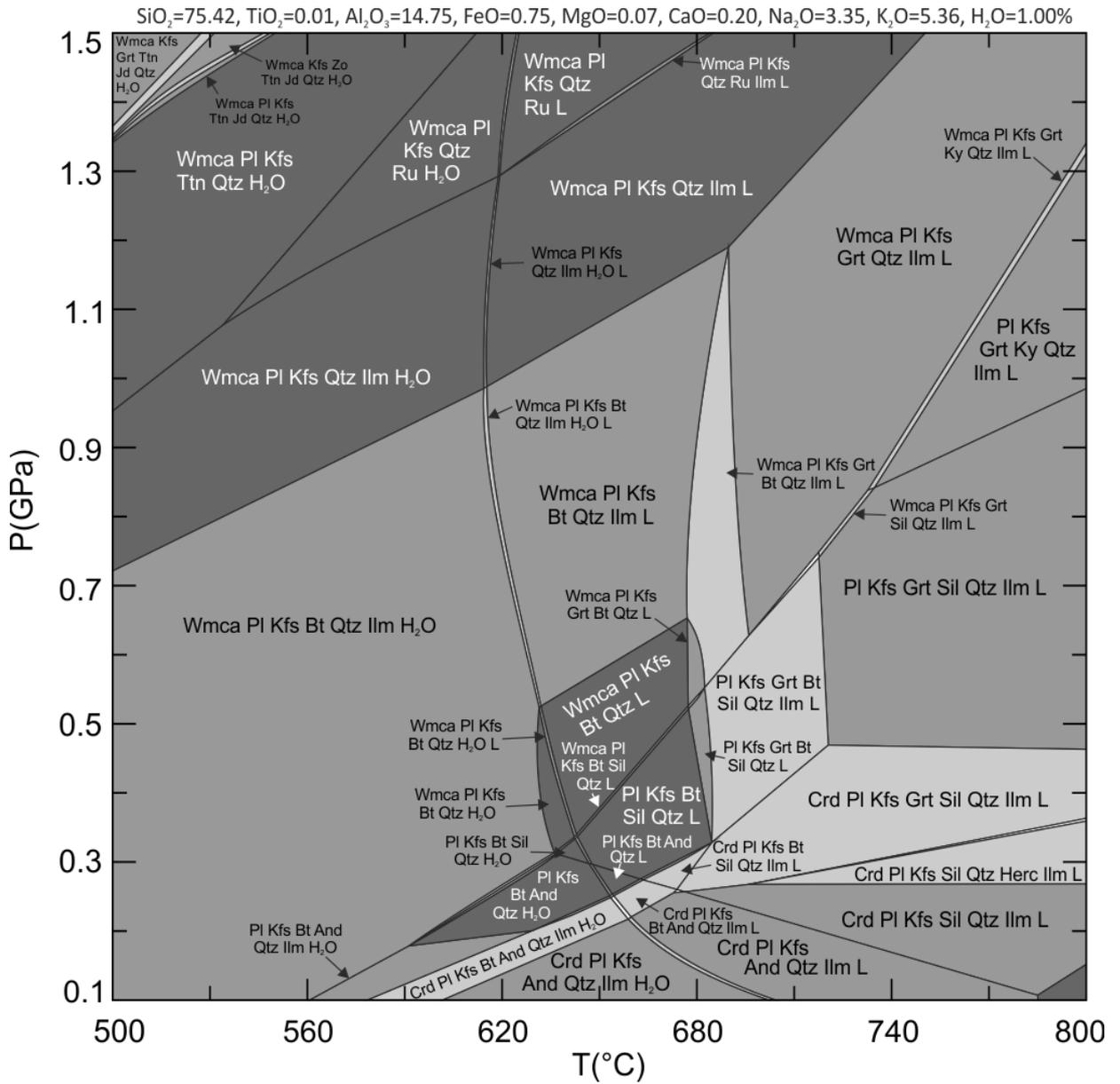


Fig. 8.14: Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH + Ti per la composizione chimica del campione BD78 del corpo leucocratico di Pittulongu, con l'1% di H₂O.

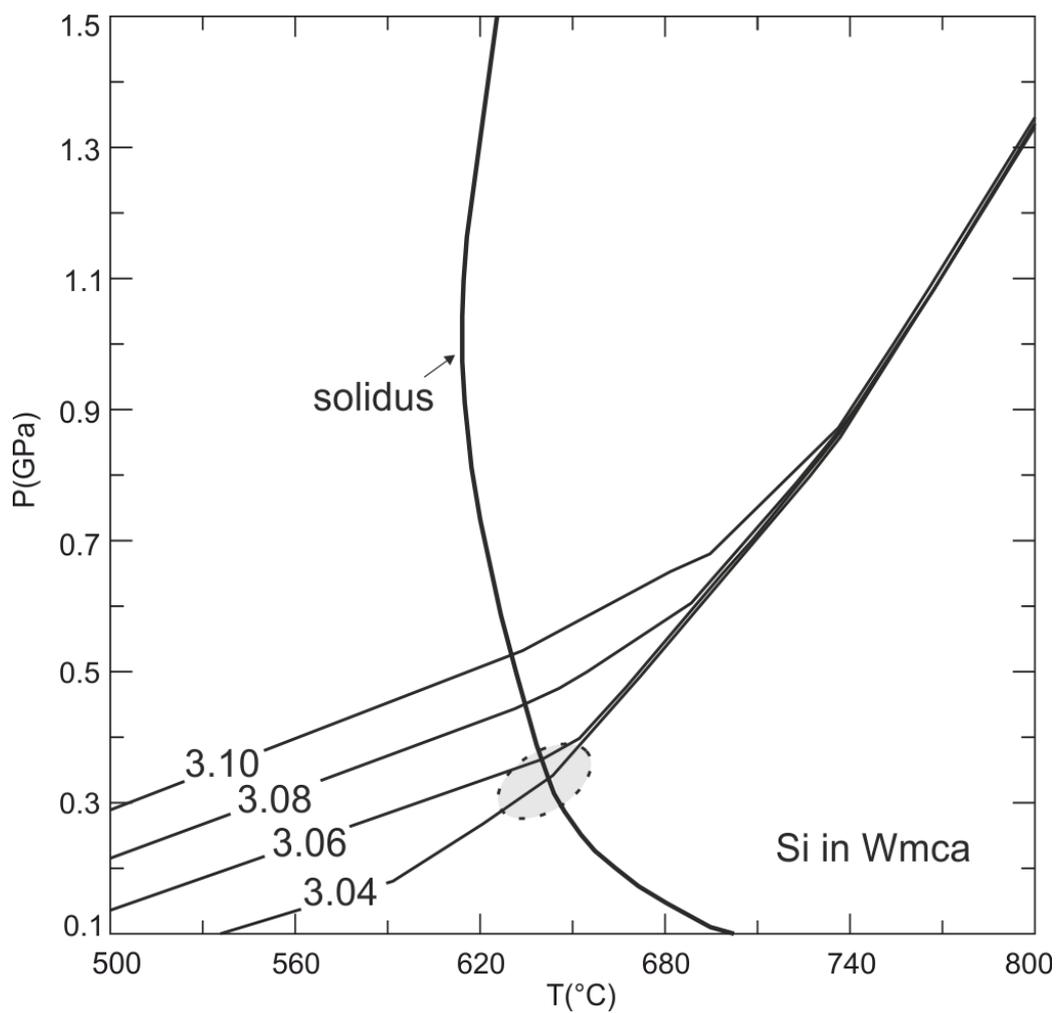


Fig. 8.15: isoplete composizionali della Si nella mica chiara potassica nel campione BD78 appartenente al corpo leucocratico di Pittulungu. L'ellisse rappresenta le condizioni P-T stimate per la completa cristallizzazione del melt, le dimensioni dell'ellisse rappresentano l'errore stimato.

9 Discussione

Nel presente capitolo verranno discussi i risultati ottenuti dall'analisi dei dati ottenuti nell'ambito di questa tesi con particolare attenzione agli aspetti geochemici, petrografici e petrologici. Nella prima parte saranno discussi i P-T path delle rocce modellizzate tramite l'approccio delle pseudosezioni (presentate nel Cap.8) che saranno confrontati con i P-T path delle stesse rocce ottenuti in studi precedenti (Cruciani et al., 2001; 2008a; 2014) e con quelli di altre metamorfite affioranti nella Sardegna NE (Giacomini et al., 2005; Cruciani et al., 2011; 2013a; Massonne et al., 2013). La seconda parte sarà dedicata alla discussione dei dati geochemici relativi agli ortogneiss di Porto Ottiolu e Punta Sirenella (presentati nel Cap. 7) che saranno confrontati con i dati provenienti dalla letteratura per altri ortogneiss affioranti nel basamento della Sardegna NE (ortogneiss di Lodè-Mamone, Perugini, 2003; ortogneiss di Golfo Aranci, Giacomini et al., 2006). Infine, i dati presentati saranno inseriti nel contesto geologico del basamento Varisico Sardo.

9.1 Evoluzione metamorfica e P-T path di Porto Ottiolu

9.1.1 Ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu

La modellizzazione degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu ha consentito di riconoscere due fasi dell'evoluzione metamorfica di queste rocce. Un primo stadio, riconosciuto dalla modellizzazione della composizione chimica media dei mesosomi, e indicato come evento anatettico, è vincolato da:

- volume (%) di melt prodotto, assimilato al volume dei leucosomi riscontrati sul terreno;
- rapporto Si/Al nel melt, che si ipotizza compatibile con lo stesso rapporto osservato nei leucosomi;
- abbondanza modale del granato;
- contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica.

Tali vincoli hanno indicato condizioni P-T di 0.85-1.05 GPa e 690-730°C (Fig. 9.1a), sebbene la presenza di miche chiare di pressione ancora superiore (1.1 GPa) suggeriscano un certo grado di riequilibrio di queste rocce che oblitera le reali condizioni del picco termico.

Le condizioni P-T relative alla completa cristallizzazione del melt sono state determinate dalla modellizzazione termodinamica della composizione media dei leucosomi sulla base dell'intersezione tra la curva di solidus e le isoplete relative al contenuto di Si nella mica chiara retrograda allineata secondo la S_2 , escludendo i valori di Si troppo bassi che potrebbero essere relativi a miche chiare formatesi in condizioni di subsolidus. La stima così ottenuta indica temperature di 630-670°C e pressioni di 0.40-0.55 GPa (Fig. 9.1b).

Le condizioni P-T così determinate sono potenzialmente affette da fenomeni di riequilibrio durante il percorso retrogrado. Si è evidenziato infatti come i mesosomi degli ortogneiss migmatitici contengano rari relitti di mica chiara ad elevato tenore di silicio (fino a 3.27 a.p.f.u.), che corrispondono a pressioni di 1.1 GPa a 690°C dove il limite di temperatura è parzialmente vincolato dal contenuto di granato; ipotizzando però che l'attuale contenuto di

granato (<1 vol.%) non sia rappresentativo del contenuto originario, in quanto parzialmente degradato, si possono ipotizzare condizioni P-T più elevate (~1.2 GPa a ~720°C). Il fatto che il granato non sia in equilibrio è supportato dal fatto che la sua composizione non è compatibile con le isoplete composizionali calcolate dal modello. Gli ultimi stadi del percorso retrogrado non sono determinabili, ma l'ulteriore decompressione è testimoniata dalla presenza di miche chiare retrograde a basso contenuto di silice (<3.05 a.p.f.u.). Il percorso P-T retrogrado (Fig. 9.2), delineato tramite il riconoscimento dei due stadi sopra descritti, indica una forte decompressione legata all'esumazione (da 1.1 a 0.4 GPa) accompagnata dalla diminuzione di temperatura di 60-100°C.

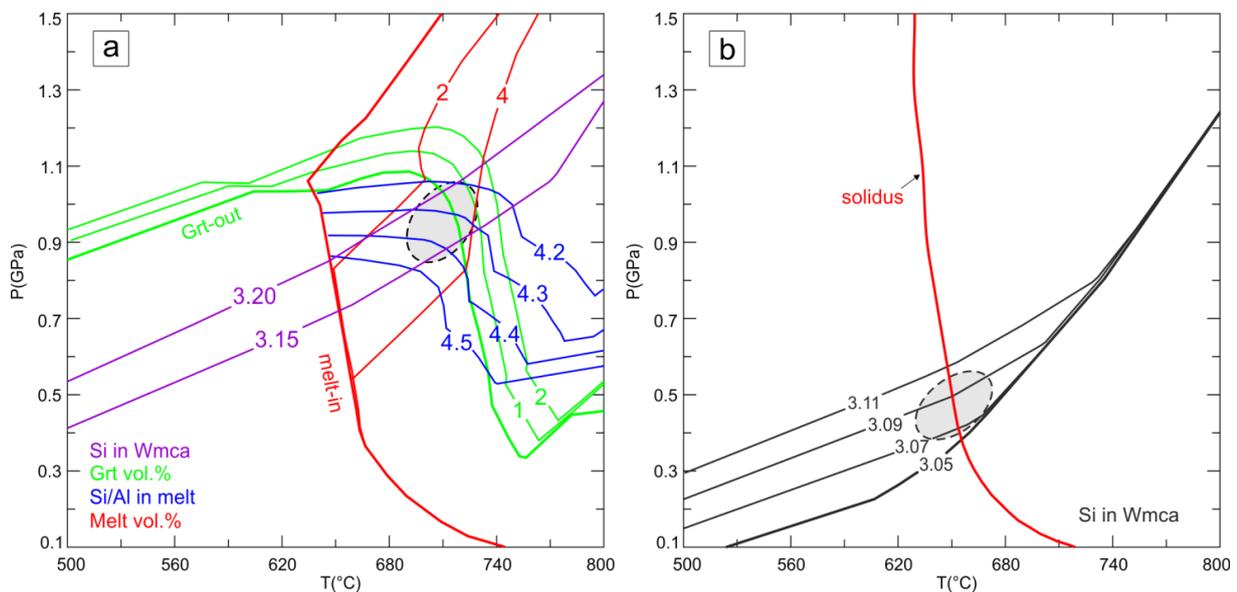


Fig. 9.1: Stima delle condizioni P-T dell'evento migmatitico (a) e della completa cristallizzazione del melt (b). Le isoplete/isomode sono quelle riportate in figura 8.2 e 8.4, rispettivamente, qui sovrapposte per evidenziare il vincolo delle condizioni P-T.

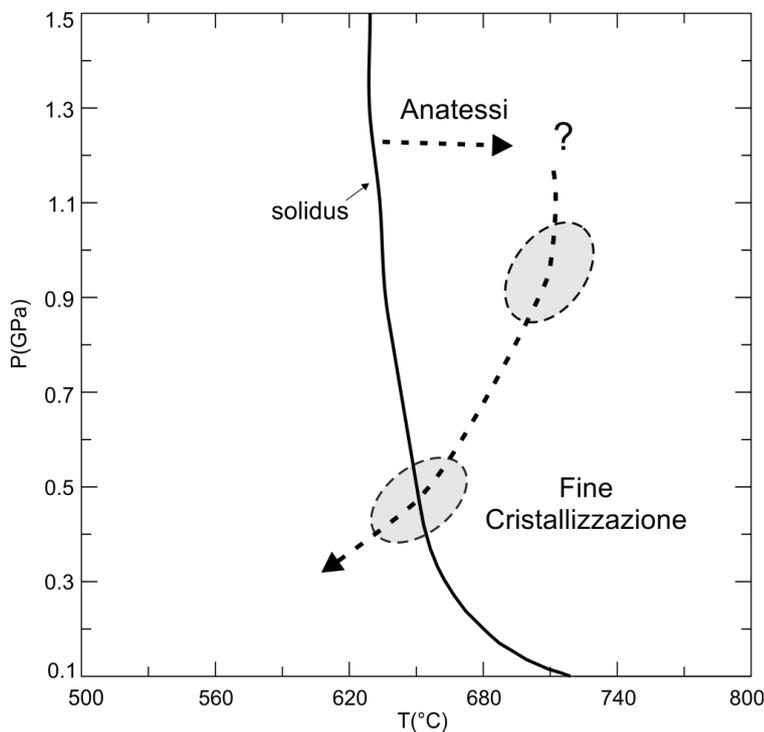


Fig. 9.2: P-T path relative agli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu.

9.1.2 Migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu

La modellizzazione delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu ha fornito risultati in parte comparabili con quelli relativi agli ortogneiss migmatitici. Analogamente a questi ultimi si riscontra la presenza di fasi, quali mica chiara ad elevato tenore di Si e relitti di cianite preservati nel plagioclasio, che testimoniano condizioni di pressione medio-alta (fino a 1.1 GPa). Tuttavia, a differenza degli ortogneiss, il picco termico registrato da queste rocce è relativo ad uno stadio di riequilibrio in condizioni P-T inferiori e comprese tra 0.6-0.8 GPa e 680-710°C. Tali condizioni P-T, determinate dal modello calcolato sulla base della composizione media dei mesosomi, sono state individuate tramite l'intersezione delle isoplete e isomode delle seguenti fasi (Fig. 9.3a):

- volume (%) di melt prodotto, assimilato al volume dei leucosomi riscontrati sul terreno;
- rapporto Si/Al nel melt, che si ipotizza compatibile con lo stesso rapporto medio osservato nei leucosomi;
- abbondanza modale del granato;
- contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica ricca in Si.

Le condizioni P-T relative alla totale cristallizzazione del melt sono state determinate, per la composizione media dei leucosomi, tramite l'intersezione tra la curva di solidus e le isoplete composizionali di Si nella mica chiara retrograda e del rapporto X_{Mg} nella biotite (Fig. 9.3b). Tali condizioni sono stimate in 0.35-0.55 GPa, 640-690°C e risentono del riequilibrio di queste fasi durante il percorso di esumazione, che portano ad una diminuzione del contenuto in silicio nella mica chiara e del rapporto X_{Mg} nella biotite. Anche le abbondanze modali delle fasi tendono a variare durante il percorso retrogrado. Le isomode della mica chiara mostrano infatti che il suo contenuto tende a diminuire progressivamente con la decompressione contestualmente ad un incremento della sillimanite mentre, attraversata la curva di solidus verso le basse temperature, il suo contenuto tende nuovamente ad aumentare. Questa previsione è coerente con l'osservazione petrografica che evidenzia la presenza di cristalli di mica chiara chiaramente retrograda al cui interno sono preservati sottili aghi di fibrolite. Il contenuto di sillimanite previsto dal modello, analogamente a quanto osservato nelle migmatiti paraderivate di Punta Sirenella (si veda sotto), è inferiore a quello effettivamente riscontrato nei campioni; Cruciani et al. (2014) imputano questa differenza a processi metasomatici che hanno contribuito alla formazione di fibrolite in condizioni di subsolidus.

Il P-T path determinato per le migmatiti paraderivate (Fig. 9.4) comprende perciò due stadi; il primo indica condizioni di riequilibrio a condizioni P-T inferiori al picco termico subito dalla roccia, il secondo indica le presunte condizioni P-T relative alla fine della cristallizzazione. Tra questi due stadi si verifica una decompressione di circa 0.4 GPa e una diminuzione di temperatura di circa 40-60°C anche se è probabile che siano sensibilmente shiftati verso basse pressioni.

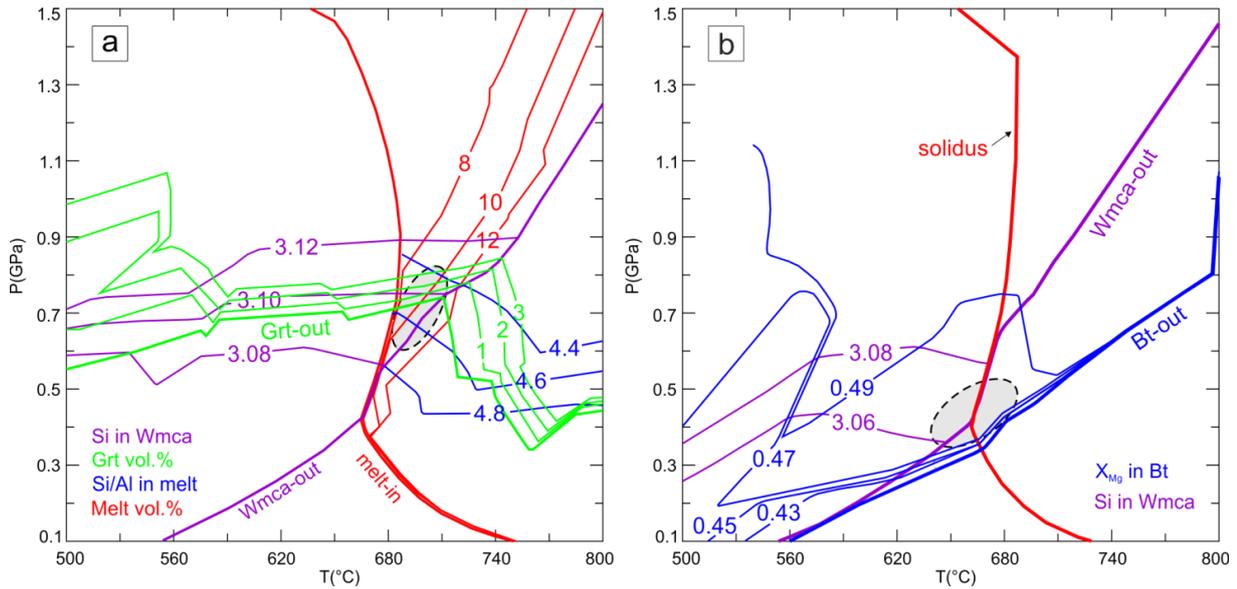


Fig. 9.3: a) Stima delle condizioni P-T per il picco termico (riequilibrato); b) stima delle condizioni P-T di cristallizzazione completa del melt. Le isoplete/isomode sono quelle riportate in figura. 8.6 e 8.8, rispettivamente, qui sovrapposte per evidenziare il vincolo delle condizioni P-T.

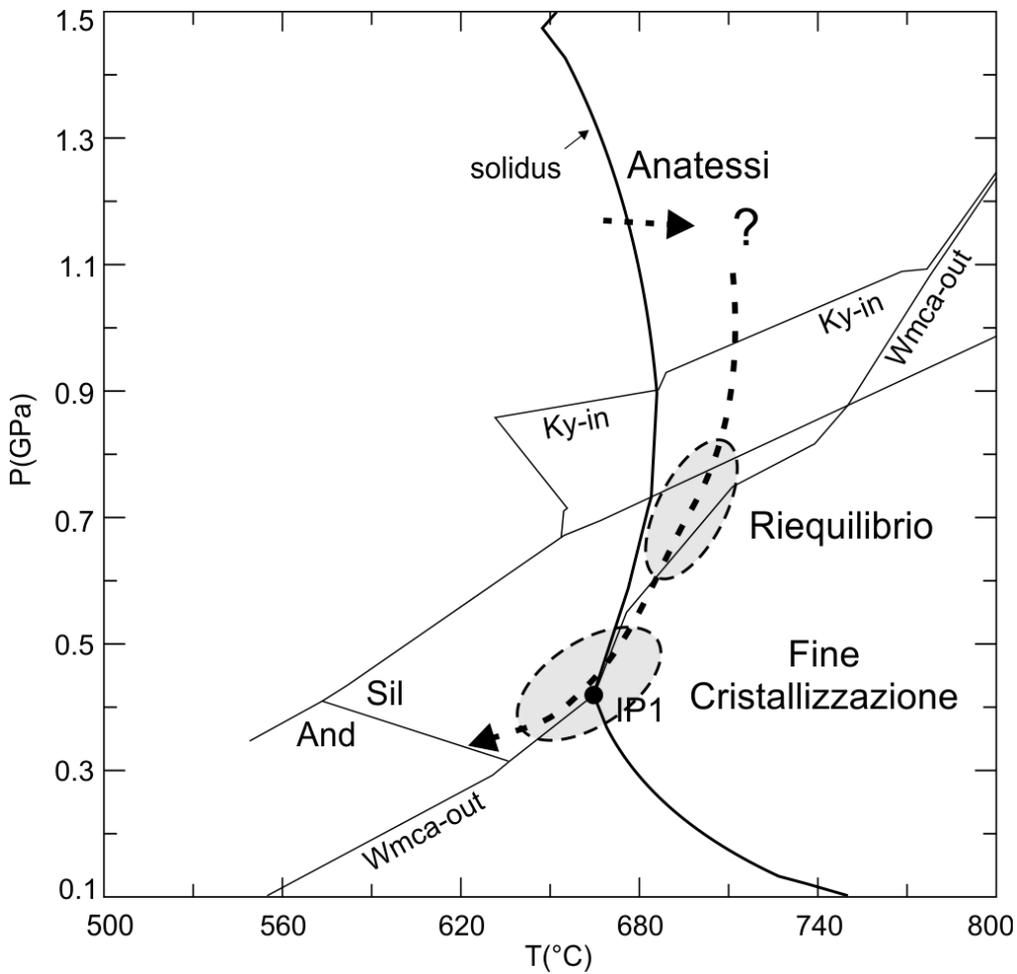


Fig. 9.4: P-T path relativo alle migmatiti paraderivate di Porto Ottolievu. Le curve dei campi di stabilità di allumosilicati e mica chiara, e la curva di solidus sono ridisegnate dalla pseudosezione relativa alla composizione media dei mesosomi (Fig. 8.5).

9.1.3 Confronto tra i P-T path di Porto Ottiolu

Le migmatiti orto e paraderivate di Porto Ottiolu forniscono analoghe indicazioni termobarometriche come evidenziato dal confronto tra i rispettivi P-T path (Fig. 9.5). Entrambe le litologie registrano una pressione di circa 1.1 GPa (indicata dal contenuto di Si nella mica chiara e da relitti di cianite) ma non forniscono indicazioni sulla temperatura relativa a queste condizioni di pressione. Il primo stadio P-T determinabile è relativo, in entrambi i casi, a condizioni di riequilibrio che risulta più marcato nelle migmatiti paraderivate. Le condizioni P-T stimate per la cristallizzazione del melt sono piuttosto compatibili tra le due litologie soprattutto per quanto riguarda la pressione mentre la temperatura varia di circa 20°C. Non è stato possibile stabilire dei vincoli sulle condizioni P-T dell'esordio dell'evento anatettico, cioè quando il percorso P-T ha attraversato la curva di solidus verso le alte temperature.

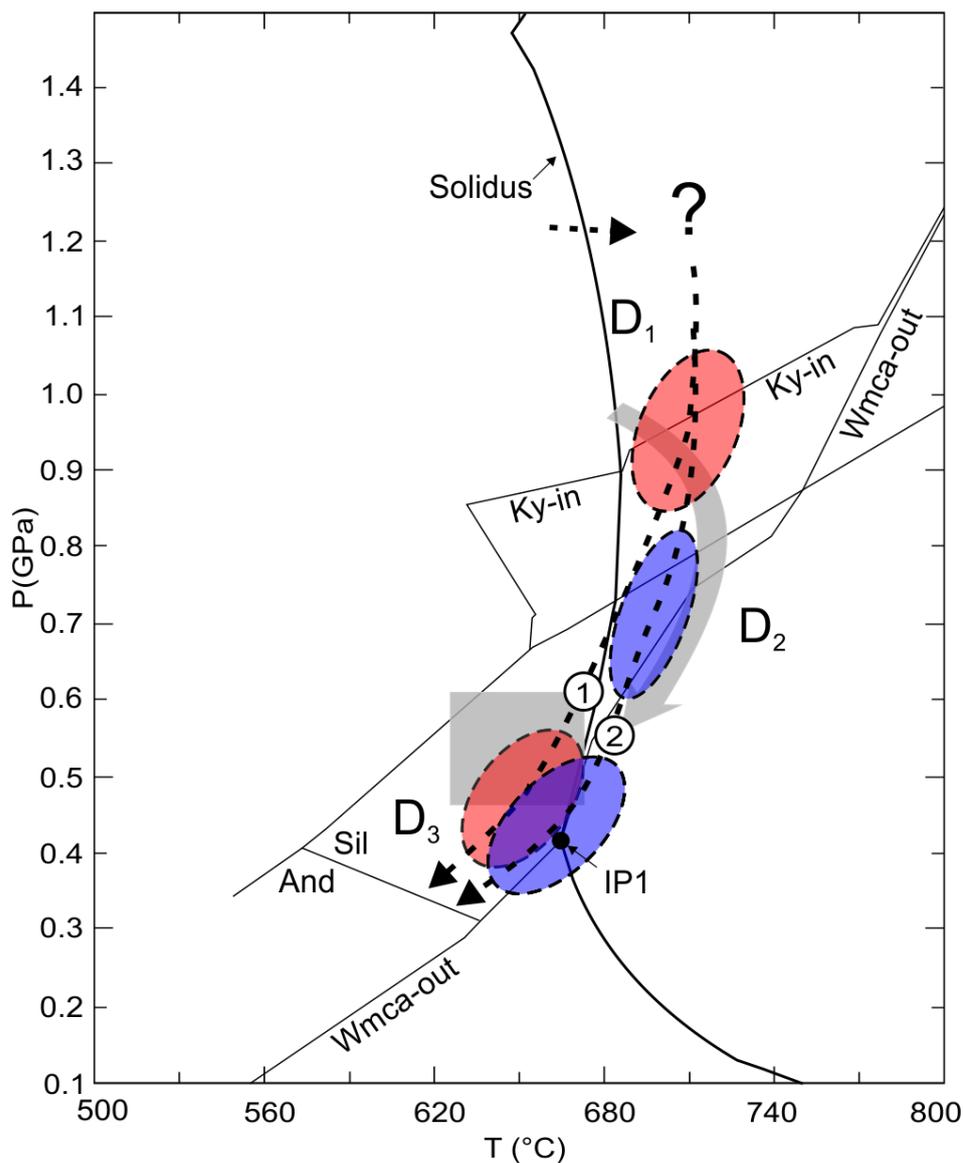
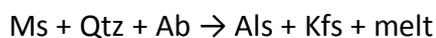


Fig. 9.5: P-T paths determinati per gli ortogneiss migmatitici (1, ellissi rosse), e per le migmatiti paraderivate (2, ellissi blu) di Porto Ottiolu, confrontati con il P-T path determinato per la stessa zona da Cruciani et al. (2001, freccia e dal quadrato grigio). Le curve dei campi di stabilità di allumosilicati e mica chiara, e la curva di solidus sono ridisegnate dalla pseudosezione relativa alla composizione media dei mesosomi delle migmatiti paraderivate (Fig. 8.5)

Precedenti studi condotti sulla stessa area da Cruciani et al. (2001), con la geotermobarometria convenzionale, mostrano analogie con i risultati qui esposti sebbene differiscano nella stima della pressione relativa alla cristallizzazione completa del melt. Secondo gli autori, l'evento metamorfico M_1 è testimoniato dalla presenza di rari relitti di cianite nelle migmatiti paraderivate e segna il probabile inizio dell'evento migmatitico in condizioni di alta pressione. Il successivo evento metamorfico M_2 rappresenta il probabile picco termico che oblitera l'evento M_1 e che viene attribuito a condizioni P-T di 0.6-0.8 GPa e 700-720°C, fortemente in accordo con quelle stimate in questo studio sulle migmatiti paraderivate ma inferiori a quelle stimate per gli ortogneiss migmatitici. L'ultimo evento metamorfico M_3 è marcato dallo sviluppo di muscovite retrograda come risultato della degradazione di K-feldspato e allumosilicati a formare muscovite e albite in condizioni P-T di 0.4-0.55 GPa e 630-670°C, compatibili con quelle qui determinate per la completa cristallizzazione dei leucosomi. Una importante differenza tra il modello presentato in questo lavoro e quello presentato da Cruciani et al. (2001) consiste nelle reazioni di produzione del melt. Secondo Cruciani et al. (2001) il partial melting sarebbe stato promosso dalla disidratazione della muscovite che ha prodotto il K-feldspato osservato nei leucosomi delle migmatiti paraderivate secondo la reazione descritta da Patiño Douce e Harris (1998):



Al contrario, secondo il modello ottenuto tramite l'approccio delle pseudosezioni, le condizioni P-T raggiunte dalla roccia durante il picco termico non sarebbero sufficienti per la reazione di disidratazione della muscovite, perciò la produzione del melt sarebbe favorita dalla sola presenza di H_2O libera (H_2O fluxed melting), analogamente a quanto osservato nelle migmatiti paraderivate di Punta Sirenella (Cruciani et al., 2014). In questo caso la presenza di rari cristalli di K-feldspato nei leucosomi sarebbe spiegabile con il passaggio, durante il percorso retrogrado, in prossimità del punto invariante IP1. Secondo Spear et al. (1999), il raffreddamento a pressioni inferiori al IP1 causa la cristallizzazione del melt e produce H_2O libera che si presume esca dalla roccia; perciò non rimane H_2O disponibile per la formazione di muscovite retrograda. Al contrario, il raffreddamento a pressioni superiori al IP1 causerà la cristallizzazione del melt in presenza di H_2O dissolta nel melt che sarà quindi disponibile per la formazione di muscovite retrograda. Nelle migmatiti paraderivate di Ottiolu, la presenza di abbondante muscovite retrograda indica che durante il raffreddamento il percorso P-T non sia passato al di sotto dell'IP1 ma la presenza del K-feldspato indica condizioni P-T prossime al IP1.

L'ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu ospita una lente ettometrica di metabasiti retrocesse in facies anfibolitica con relitti di paragenesi eclogitica (eclogiti di Punta de li Tulchi). Un recente studio petrologico (Cruciani et al., 2012) è stato condotto su queste metabasiti tramite l'approccio delle pseudosezioni secondo il metodo proposto da Groppo et al. (2007a,b) che consiste nell'utilizzare, quali bulk compositions, le effettive composizioni chimiche dei microdomini coinvolti nelle singole reazioni, calcolate sulla base della composizione chimica delle fasi reagenti e dei coefficienti stechiometrici dedotti dalle reazioni bilanciate. Questo studio riconosce la seguente evoluzione metamorfica:

a) percorso progrado pre-simpletitico, suddiviso in un primo evento a 660-680°C e 1.6-1.8

GPa, e un secondo evento a 660-700°C e 1.7-2.1 GPa;

b) percorso retrogrado, caratterizzato dalla formazione di simplettiti e corone, suddiviso in tre stadi: i) corone di $\text{Opx}+\text{Pl}_1$ formatesi a temperature $>800^\circ\text{C}$ e pressioni di 1.0-1.3 GPa; ii) simplettiti di Cpx_2+Pl_1 e corone di $\text{Ilm}+\text{Pl}_1$, che si sviluppano a temperature $>800^\circ\text{C}$ e pressioni di 0.9-1.2 GPa; iii) corone di Pl_2+Amp_3 che si sviluppano in un ampio range di temperatura 730-830°C e pressioni di 0.8-1.1 GPa.

Il confronto tra l'evoluzione metamorfica delle metabasiti e quella delle migmatiti adiacenti è possibile solo per il percorso retrogrado del P-T path in quanto il percorso progrado non appare determinabile dal punto di vista geotermobarometrico nelle migmatiti. Il confronto tra i P-T path mostra una certa compatibilità, in termini di pressione, tra l'evento migmatitico rilevato nell'ortogneiss migmatitico (0.85-1.05 GPa) e l'ultimo stadio del percorso retrogrado delle metabasiti (formazione di corone di Pl_2+Amp_3 a 0.8-1.1 GPa). Le temperature invece non sono correlabili in quanto quelle determinate per le metabasiti sono superiori (730-830°C). Si noti tuttavia che l'elevata temperatura determinata per le metabasiti è fortemente influenzata dal contenuto di H_2O utilizzato nel calcolo delle pseudosezioni e che una riduzione di quest'ultimo da 1% (utilizzato nella modellizzazione) a 0.5% porterebbe ad una riduzione della temperatura di circa 50°C (Cruciani et al., 2012). La temperatura del picco termico calcolata per le metabasiti di Punta de li Tulchi è superiore di 40-50°C rispetto a quella ottenuta per le metabasiti di Golfo Aranci (Giacomini et al., 2005) e di circa 100°C rispetto a quella determinata per le metabasiti di Punta Orvili (Cruciani et al., 2011). Tuttavia, è difficile stabilire se la differenza tra i picchi termici determinati per le tre località rifletta delle reali differenze di temperatura e/o sia dovuta a differente attività di H_2O (Fig. 9.6).

Un tentativo di determinare eventuali condizioni di alta pressione negli ortogneiss migmatitici e di delinearne quindi il percorso progrado del P-T path è stato effettuato tramite la ricerca di relitti di fasi di alta pressione all'interno degli zirconi. È noto infatti che testimonianze di eventi metamorfici di alta pressione, oblitterati dal metamorfismo retrogrado, sono talvolta preservate da microinclusioni di fasi quali fengite, onfacite, coesite e diamante (tra gli altri, Ye et al., 2000; Carswell et al., 2003; Massonne e Nasdala, 2003) all'interno degli zirconi. La ricerca di tali fasi è stata condotta, tramite spettroscopia Raman, su tre campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu. Tuttavia, ad oggi le uniche fasi rinvenute all'interno degli zirconi si sono rivelate essere soltanto apatite, microclino, quarzo e rare muscoviti.

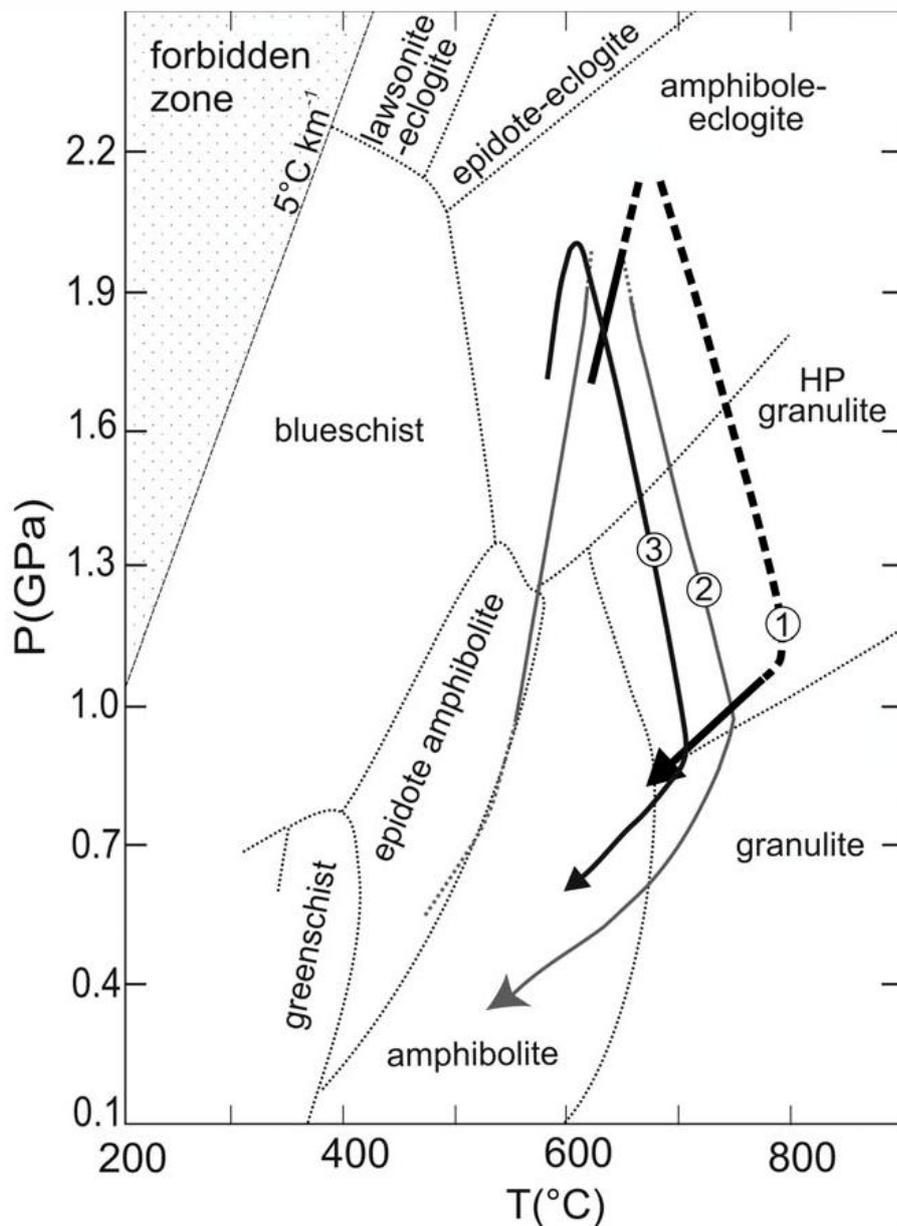


Fig. 9.6: Confronto tra i P-T path relativi alle eclogiti retrocesse di Punta de li Tulchi (P-T path 1, Cruciani et al., 2012), Golfo Aranci (P-T path 2, Giacomini et al., 2005) e Punta Orvili (P-T path 3, Cruciani et al., 2011).

9.2 Evoluzione metamorfica e P-T path di Punta Sirenella

9.2.1 Ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella

La modellizzazione degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella ha consentito di riconoscere esclusivamente le condizioni P-T dell'evento migmatitico, stimate in ~1.1-1.3 GPa e 670-720°C. Tali condizioni sono state determinate dall'intersezione delle isomode relative al contenuto di granato e mica chiara e in base al contenuto di melt prodotto durante l'anatessi, ipotizzato simile al volume dei leucosomi riscontrato sul terreno (Fig. 9.7a). La stima effettuata potrebbe essere affetta da possibili errori in quanto determinata esclusivamente sulla base del confronto tra le abbondanze modali di alcune fasi

mineralogiche e del contenuto (vol.%) di fuso prodotto previste dal modello e quelle effettivamente riscontrate sui campioni. Tali abbondanze possono essere soggette a variazioni dovute al riequilibrio (ad esempio la mica chiara); nel caso del volume di melt prodotto è da rilevare che esso non corrisponde al volume dei leucosomi (Kriegsman, 2001) e che la stima è fortemente affetta dal contenuto di H₂O utilizzato nella modellizzazione. Tuttavia, il parziale accordo tra le condizioni P-T determinate per gli ortogneiss e quelle ottenute per le adiacenti litologie (si veda sotto, Par. 9.2.3) suggerisce l'attendibilità delle stime delle condizioni P-T così determinate.

Il percorso retrogrado dell'ortogneiss migmatitico non è stato determinato in quanto non sono stati identificati vincoli geobarometrici da incrociare con la curva di solidus; la scomparsa della mica chiara dalle associazioni mineralogiche stabili, avviene ad alte pressioni (circa 1.1 GPa) ed è coerente con l'osservazione di rari e piccoli relitti di mica chiara fortemente degradati (Fig. 5.10f). Inoltre, il modello prevede elevati tenori in silicio nella mica chiara (>3.22 a.p.f.u.), mentre le miche chiare analizzate nei leucosomi non superano i 3.12 a.p.f.u., indicando che sono fortemente riequilibrare. La presenza di piccole miche chiare eudrali apparentemente retrograde e di altre che crescono sul K-feldspato non è invece prevista dal modello. Anche il granato, la cui abbondanza modale è inferiore all'1%, appare instabile in quanto presente in piccoli relitti anedrali, con contorni irregolari e crescite di biotite che ne indicano la reazione incipiente; tale osservazione petrografica è in accordo con il modello termodinamico che ne prevede la scomparsa al di sotto dei 0.9 GPa.

La ricostruzione del P-T path dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella (Fig. 9.7b) prevede perciò un solo vincolo rappresentato dalle condizioni P-T massime registrate ipotizzate coincidenti con le condizioni dell'anatessi. Un segmento di P-T path progrado può essere tracciato, in via ipotetica, attraverso il campo di stabilità della mica chiara potassica. Per il percorso retrogrado invece si può solo indicare una generica decompressione, senza alcun vincolo termobarometrico preciso.

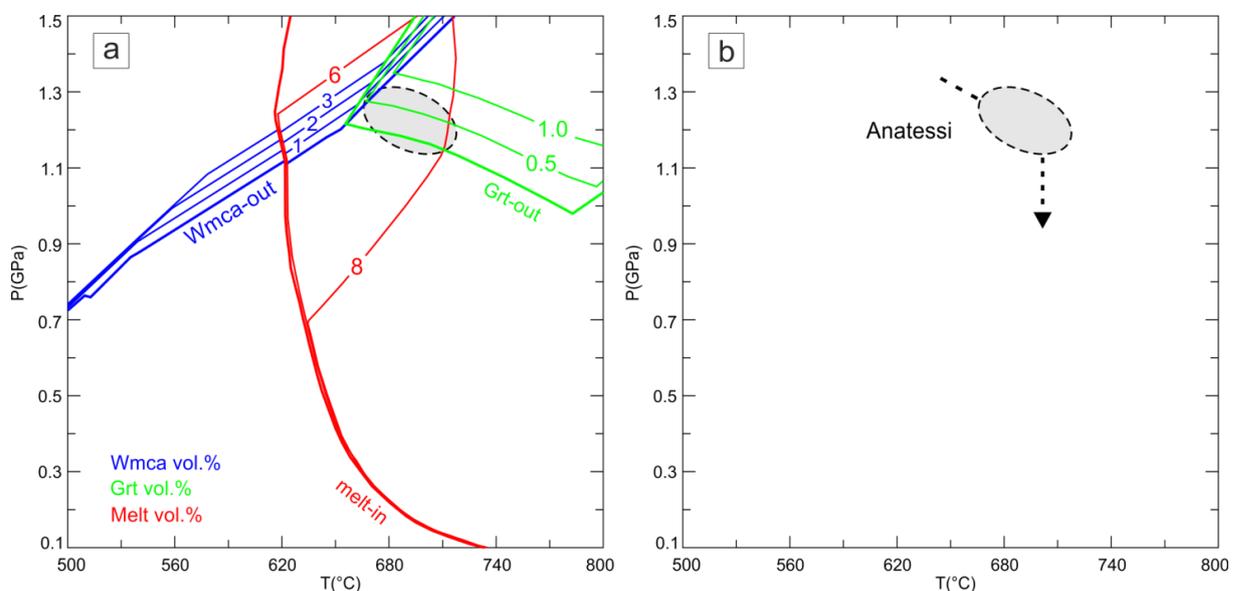


Fig. 9.7: a) Stima delle condizioni P-T per il picco termico. Le isodee sono quelle riportate in figura 8.10, qui sovrapposte per evidenziare il vincolo delle condizioni P-T; b) P-T path dell'ortogneiss migmatitico di Punta Sirenella.

9.2.2 Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella

Nell'ambito di questo dottorato si è partecipato alla stesura e pubblicazione di uno studio (Cruciani et al., 2014) sull'evoluzione metamorfica e sulla determinazione delle condizioni P-T delle migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite affioranti in località Punta Sirenella. Di seguito si riportano le considerazioni conclusive di questo lavoro.

La modellizzazione termodinamica di queste rocce ha consentito di identificare le condizioni P-T dell'evento anatettico e quelle relative alla fine della cristallizzazione del melt. Le condizioni dell'evento anatettico sono state determinate dal volume di melt prodotto (ipotizzando che sia approssimativamente simile al volume dei leucosomi riscontrati) e dai rapporti molari di Si/Al e Na/K nel melt confrontati con gli stessi rapporti riscontrati nei leucosomi trondhjemitici. Le condizioni P-T così determinate sono $P \sim 1.1-1.3$ e $T \sim 700-740^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9.8a). Le condizioni di cristallizzazione completa del melt sono state stimate dall'intersezione tra la curva del solidus, le isomode di cianite e biotite (presupponendo che queste abbiano cristallizzato dal melt), e le isoplete del rapporto X_{Mg} nella biotite (Fig. 9.8b); è stata così determinata una pressione di 0.75-0.90 GPa e una temperatura di 660-730°C.

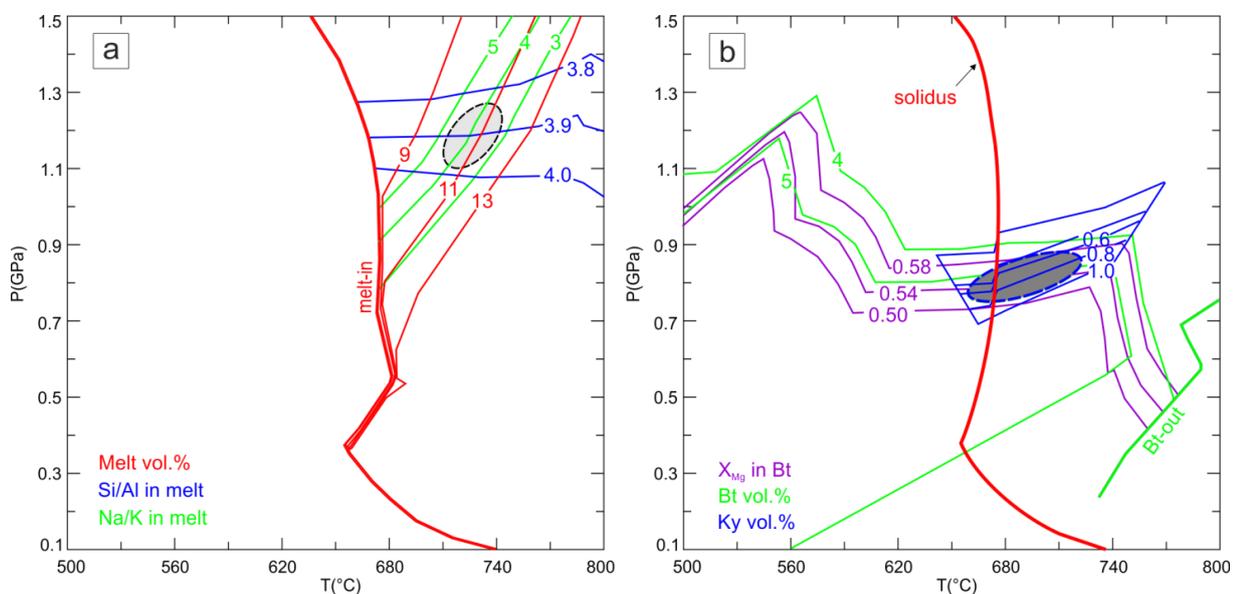


Fig. 9.8: Migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite di Punta Sirenella: a) Stima delle condizioni P-T per l'evento migmatitico; stima delle condizioni P-T di cristallizzazione completa del melt. Le isoplete/isomode sono quelle riportate in figura 8.12 e 8.13, rispettivamente, qui sovrapposte per evidenziare il vincolo delle condizioni P-T.

La modellizzazione con l'approccio delle pseudosezioni P-T indica che il protolite delle migmatiti paraderivate ad allumosilicati (cianite e sillimanite) fu soggetto a partial melting in condizioni di alta pressione con un contenuto di H_2O di circa 1.5-2.0wt.%. Tali stime del contenuto H_2O sono leggermente superiori rispetto al volume percentuale di leucosomi riscontrato sul terreno, stimato in 3~5% (Cruciani et al., 2008b). La successiva decompressione e la debole diminuzione di temperatura hanno portato alla cristallizzazione del melt e a formare, tra le altre fasi, cianite e biotite. Il percorso P-T è rappresentato in figura 9.9 dove l'ellisse superiore è relativa all'evento anatettico e quella inferiore è relativa alla fase terminale di cristallizzazione del melt. L'ulteriore evoluzione P-T retrograda non può

essere determinata dall'analisi delle pseudosezioni delle rocce studiate. Tuttavia qualche vincolo nel percorso retrogrado può essere individuato dal confronto tra le abbondanze modali attese e quelle realmente riscontrate delle fasi mineralogiche retrograde (i.e. muscovite e sillimanite). È di particolare interesse, ad esempio, determinare se la sillimanite si sia formata in coesistenza con il melt o quando quest'ultimo era già cristallizzato. Le abbondanze modali della fibrolite sono inferiori al 10% nei leucosomi mentre raggiungono il 20% nei mesosomi. Dato che le isomode della sillimanite nei campi in cui questa coesiste con il melt prevedono un'abbondanza modale di massimo il 2% (Fig. 8.13b) gran parte della sillimanite deve essersi formata in subsolidus con il contributo di processi metasomatici su larga scala. Per quanto riguarda la formazione della mica chiara, le isomode (non mostrate) indicano che lungo il P-T path delle migmatiti paraderivate ad allumosilicati il suo contenuto tende a diminuire finché coesiste con il melt mentre, attraversata la curva di solidus verso temperature inferiori il suo contenuto aumenta nuovamente. Questa osservazione indica che la mica chiara retrograda inizia a formarsi quando la roccia supera il punto invariante IP1 del sistema NCKFMASH al di fuori del campo di stabilità del melt; infatti il contenuto di mica chiara è compatibile solo con i campi di stabilità in condizioni di subsolidus, testimoniando la crescita di questa fase in risposta a reazioni retrograde.

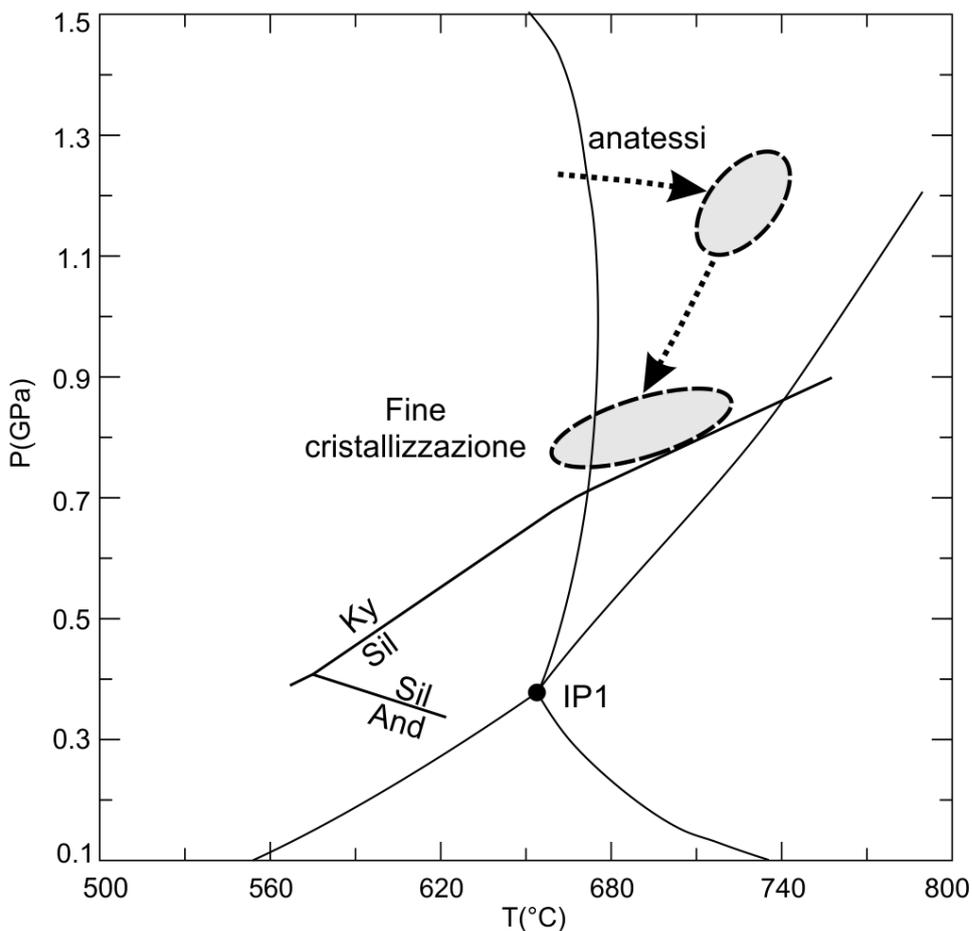


Fig. 9.9: P-T path relativo alle migmatiti paraderivate ad allumosilicati di Punta Sirenella (da Cruciani et al., 2014, modificato).

9.2.3 Confronto tra i P-T path di Punta Sirenella

Le condizioni P-T e i P-T path ottenuti per gli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella e per le migmatiti paraderivate ad allumosilicati di Punta Sirenella-Punta Bados, elaborati tramite le pseudosezioni precedentemente discusse, vengono qui confrontati con i dati ottenuti per le stesse migmatiti paraderivate tramite la geotermobarometria convenzionale (Cruciani et al., 2008a) e con i P-T path proposti da Massonne et al. (2013) per le adiacenti migmatiti ad anfibolo. In figura 9.10 sono mostrati i P-T path relativi alle rocce sopra menzionate. Il confronto tra le condizioni P-T ottenute per le migmatiti paraderivate riportate da Cruciani et al. (2014) sono comparabili con quelle riportate da Cruciani et al. (2008b) per le stesse rocce, anche se si osservano due principali differenze:

- a) pressione e temperatura dell'evento anatettico stimate tramite il metodo delle pseudosezioni (Cruciani et al., 2014) sono maggiori di quelle ottenute tramite la geotermobarometria convenzionale (Cruciani et al., 2008b);
- b) il P-T path da Cruciani et al. (2008b) è definito anche a basse temperature sulla base dei dati ottenuti dallo studio delle inclusioni fluide.

La discrepanza tra le due stime P-T dell'evento anatettico è solo apparente. Infatti, secondo Cruciani et al. (2008a) le temperature più elevate ottenute (con il geotermometro Grt-Bt) sono da considerare prossime ma non coincidenti con il picco termico del metamorfismo Varisico in Sardegna. Analogamente, le pressioni ottenute tramite il geobarometro GASP probabilmente non riflettono il picco di pressione raggiunto durante l'anatessi. Perciò queste condizioni P-T rappresenterebbero condizioni registrate lungo il percorso di raffreddamento (e decompressione) dal partial melting (rappresentato dal cuore del granato) all'ultimo riequilibrio in facies anfibolitica. Secondo Cruciani et al. (2008a) nelle migmatiti di Punta Sirenella, solo il percorso retrogrado può essere ricostruito in quanto il picco metamorfico tende ad obliterare il percorso progrado.

Pressioni e temperature stimate per il partial melting (~1.1-1.3 GPa e ~700-740°C) e per la completa cristallizzazione del melt (~0.75-0.90 GPa e ~660-730°C) ottenute da Cruciani et al. (2014) sulle migmatiti paraderivate ad allumosilicati, sono compatibili con quelle proposte da Massonne et al. (2013) per le adiacenti migmatiti ad anfibolo (partial melting: 1.3 GPa e 700°C; cristallizzazione completa del melt: 0.9 GPa e 680°C) con le quali le migmatiti paraderivate hanno condiviso gran parte della storia metamorfica e deformativa. Risultano in accordo anche le condizioni dell'evento anatettico determinate in questa tesi per gli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella, per i quali sono state stimate pressioni di ~1.1-1.3 GPa e temperature di 670-720°C. L'ampia variabilità del range di temperatura è legata al fatto che l'unico vincolo termometrico è rappresentato dal volume di melt di cui non si conosce l'esatta entità e che è soggetto a forti variazioni al variare del contenuto di H₂O.

Nell'area di studio compresa tra Olbia e Golfo Aranci affiorano, oltre alle migmatiti paraderivate, numerosi corpi di ortogneiss migmatitici e metabasiti con relitti di paragenesi eclogitica e granulitica i quali registrano differenti picchi termici e barici. Giacomini et al. (2005) stimano che la formazione delle migmatiti si sia verificata in condizioni di 0.8 GPa e 680-750°C in facies anfibolitica. Le eclogiti ospitate nelle migmatiti nell'area di Golfo Aranci registrano un picco barico di 1.9 GPa ad una temperatura di 650°C (Giacomini et al., 2005, P-

T path 2 in figura 9.6). Le anfiboliti ultrafemiche di Montiggiu Nieddu, nei pressi di Punta Bados, preservano relitti della paragenesi granulitica a pressioni di circa 0.8-1.0 GPa e temperature di 700-740°C (Ghezzi et al., 1979; Franceschelli et al., 2002) e uno stadio di riequilibrio in facies anfibolitica a 0.4-0.6 GPa e temperature di 570-650°C.

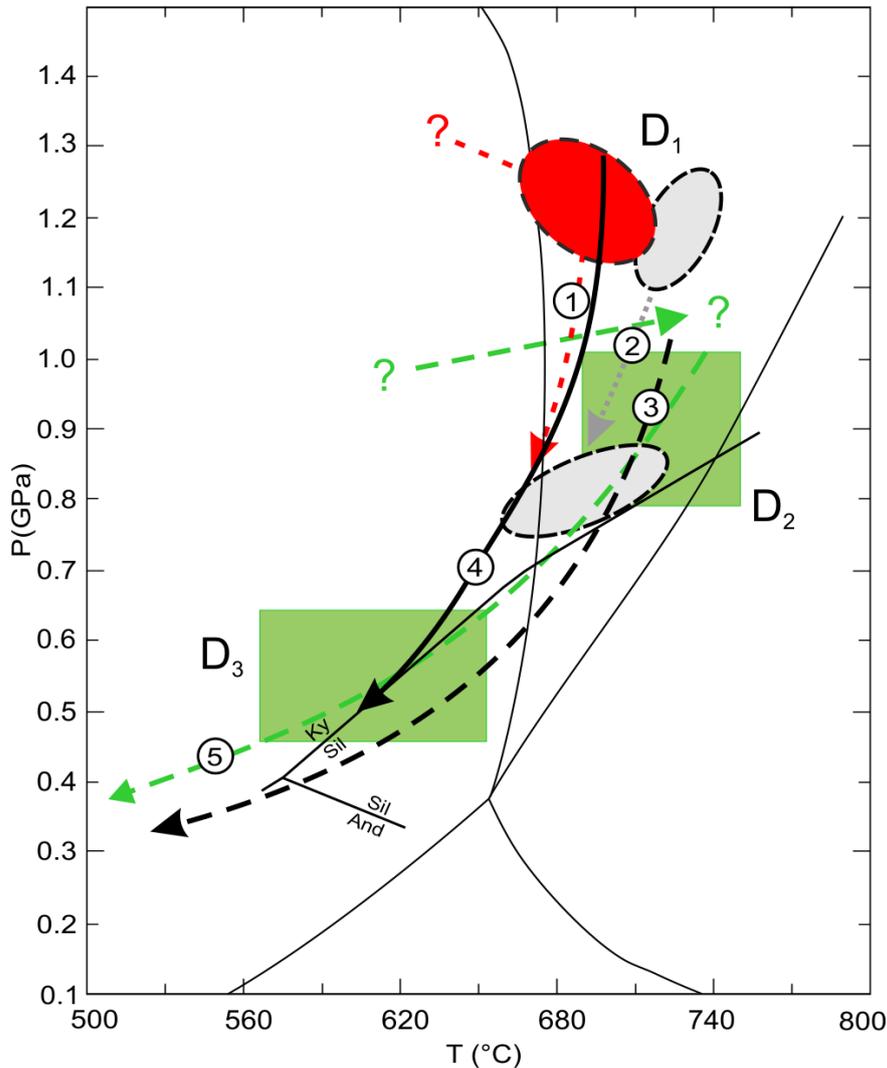


Fig. 9.10: Confronto tra i P-T path di migmatiti e granuliti affioranti nell'area di Punta Sirenella-Punta Bados. P-T path 1, linea rossa tratteggiata; ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella; l'ellisse in rosso indica le condizioni P-T dell'evento migmatitico. P-T path 2, linea tratteggiata in grigio; migmatiti paraderivate ad allumosilicati determinato con il metodo delle pseudosezioni (Cruciani et al., 2014); le ellissi grigio rappresentano le condizioni P-T dell'evento migmatitico (in alto) e della cristallizzazione del melt (in basso). P-T path 3, linea nera tratteggiata; migmatiti paraderivate ad allumosilicati, determinato con la geotermobarometria convenzionale (Cruciani et al., 2008b). P-T path 4, linea nera continua; migmatiti ad anfibolo (Massonne et al., 2013). P-T path 5, linea verde tratteggiata; granuliti di Montiggiu Nieddu (Franceschelli et al., 2002); il rettangolo verde in alto è relativo alle condizioni del picco termico, quello in basso indica uno stadio di riequilibrio in facies anfibolitica. Curva di melt e punto triplo degli allumosilicati sono riportati dalla figura 8.13a.

9.3 Geochimica degli ortogneiss del nord-Sardegna

Al fine di inquadrare gli ortogneiss studiati nel contesto più ampio del magmatismo pre-Varisico, i dati fin qui presentati verranno confrontati con i dati presenti in letteratura relativi ad altri ortogneiss della Sardegna nord-orientale. Gli studi geochimici più recenti sono stati condotti da Perugini (2003) sugli ortogneiss di Lodè-Mamone, Capo Ferro e Cala Spada, e da e Giacomini et al. (2006) sugli ortogneiss di Golfo Aranci e Punta Bados. Si è scelto di utilizzare i provenienti da questi lavori (per i quali si rimanda alle pubblicazioni citate) come termini di paragone, con gli ortogneiss analizzati nell'ambito di questa tesi (Porto Ottiolu e Punta Sirenella)

9.3.1 Confronto tra dati sperimentali e dati di letteratura

Elementi maggiori

In figura 9.11 sono riportati alcuni diagrammi classificativi comunemente utilizzati per le rocce magmatiche. Leucosomi e mesosomi sono indicati con gli stessi simboli in quanto le differenze tra di essi, descritte nel Cap. 7, non sono tali da comportare un diverso comportamento all'interno dei diagrammi. I campioni di Porto Ottiolu analizzati in questo lavoro e quelli provenienti dalla letteratura (Cruciani et al., 2001) sono riportati con gli stessi simboli per semplificare la rappresentazione. Il diagramma A/CNK-A/NK (Mainar & Piccoli, 1989) (Fig. 9.11a) mostra che la maggior parte dei campioni prelevati ricade, seppure con un'ampia variabilità, nel campo delle rocce peralluminose o al limite tra queste e le metalluminose. Gli unici campioni che si differenziano chiaramente sono gli ortogneiss di Lodè (Perugini, 2003) che plottano nel campo delle rocce metalluminose. Nel diagramma di discriminazione Alkali-CaO vs SiO₂, (Frost & Frost, 2008) (Fig. 9.11b), si osserva che la maggior parte dei campioni rientra nei campi delle rocce calcicaline o alcali-calciche ad eccezione di alcuni campioni di Porto Ottiolu che rientrano nei campi delle rocce calciche e di altri che rientrano nelle rocce alcaline. Questo diagramma evidenzia una forte dispersione dei campioni di Porto Ottiolu (nei quali rientrano sia campioni prelevati nell'ambito di questa tesi, sia i campioni di Cruciani et al., 2001) imputabile prevalentemente alla variabilità del contenuto di alcali (soprattutto K₂O) e di silice. Si distinguono inoltre i campioni di ortogneiss di Lodè-Mamone i quali, seppur ricadenti negli stessi campi degli altri campioni, sono caratterizzati da un minore contenuto di silice e alcali e da un maggiore contenuto di calcio. Il carattere calcicalino degli ortogneiss del nord Sardegna è confermato anche dal diagramma AFM in Fig. 9.11c (Irvine & Baragar, 1971) nel quale, nonostante la notevole dispersione dei punti, si osserva come tutti i campioni ricadano all'interno della serie calcicalina. Gli unici campioni che si discostano parzialmente da questo trend sono quelli dell'ortogneiss di Lodè-Mamone i quali plottano lungo la linea che separa le serie calcicaline da quelle tholeiitiche. Secondo Perugini (2003), gli ortogneiss di Lodè deriverebbero da un protolite meno evoluto rispetto a quello degli augen-gneiss (rispettivamente granodiorite e granito ad alcali feldspati) la cui genesi sarebbe da imputare a due distinti fenomeni: mixing tra un magma felsico evoluto ed uno mafico, seguito dalla cristallizzazione frazionata. In tutti i diagrammi sopra descritti si nota la forte omogeneità che caratterizza i campioni di ortogneiss di Punta Sirenella, nonostante questi comprendano sia gli ortogneiss *strictu*

sensu, sia le porzioni migmatitiche (leucosomi e mesosomi). Il diagramma normativo Ab-An-Or di figura 9.11d (Barker, 1979) mostra che la maggior parte dei campioni ricade nel campo dei graniti ed evidenzia la dispersione dei campioni di ortogneiss migmatitico di Porto Ottiolu che spaziano dai graniti ricchi in K-feldspato, alle granodioriti. A differenza dei diagrammi precedenti, non si osservano grosse differenze tra ortogneiss e augen-gneiss di Lodè-Mamone i quali plottano entrambi nel campo dei graniti. Si osserva inoltre una certa disomogeneità nei campioni di Punta Sirenella, evidenziata dalla presenza di due campioni che, in virtù del basso contenuto in K_2O , ricadono nel campo delle trondhjemiti.

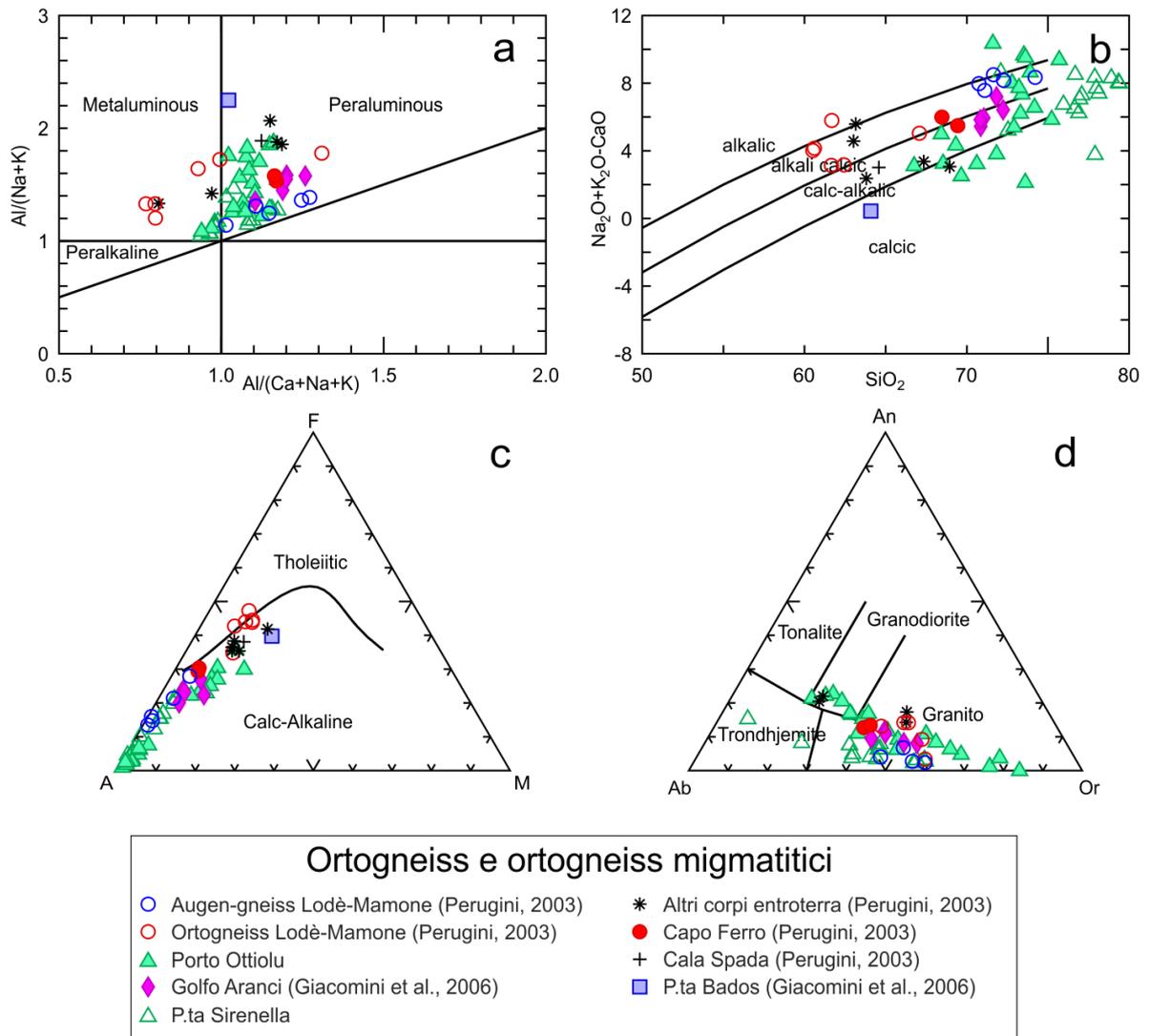


Fig. 9.11: Diagrammi classificativi basati sull'analisi degli elementi maggiori e sui minerali normativi. a) diagramma A/CNK-A/NK (Mainar & Piccoli, 1989); b) diagramma Alkali-CaO vs SiO_2 , (Frost & Frost, 2008); c) diagramma AFM (Irvine & Baragar, 1971); d) diagramma normativo Ab-An-Or (Barker, 1979).

In figura 9.12 sono illustrati i diagrammi di Harker (1909) che riportano il trend di variazione di alcuni elementi maggiori rispetto alla silice. I diagrammi degli ossidi metallici (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO) e dell'ossido di calcio mostrano una correlazione negativa pressoché lineare che suggerisce un collegamento genetico tra i termini più mafici e quelli più sialici (Cocherie et al., 1994). Questo trend, piuttosto comune nelle rocce granitoidi è ascrivibile alla diminuzione dell'abbondanza modale dei minerali ferromagnesiaci (soprattutto biotite)

all'aumentare del contenuto di silice. Si discostano da questo trend i campioni di ortogneiss di Lodè e alcuni campioni di corpi minori prelevati nell'entroterra di Porto Ottiolu (Perugini, 2003) i quali denotano un impoverimento in alluminio, già evidenziato dal carattere metalluminoso precedentemente descritto.

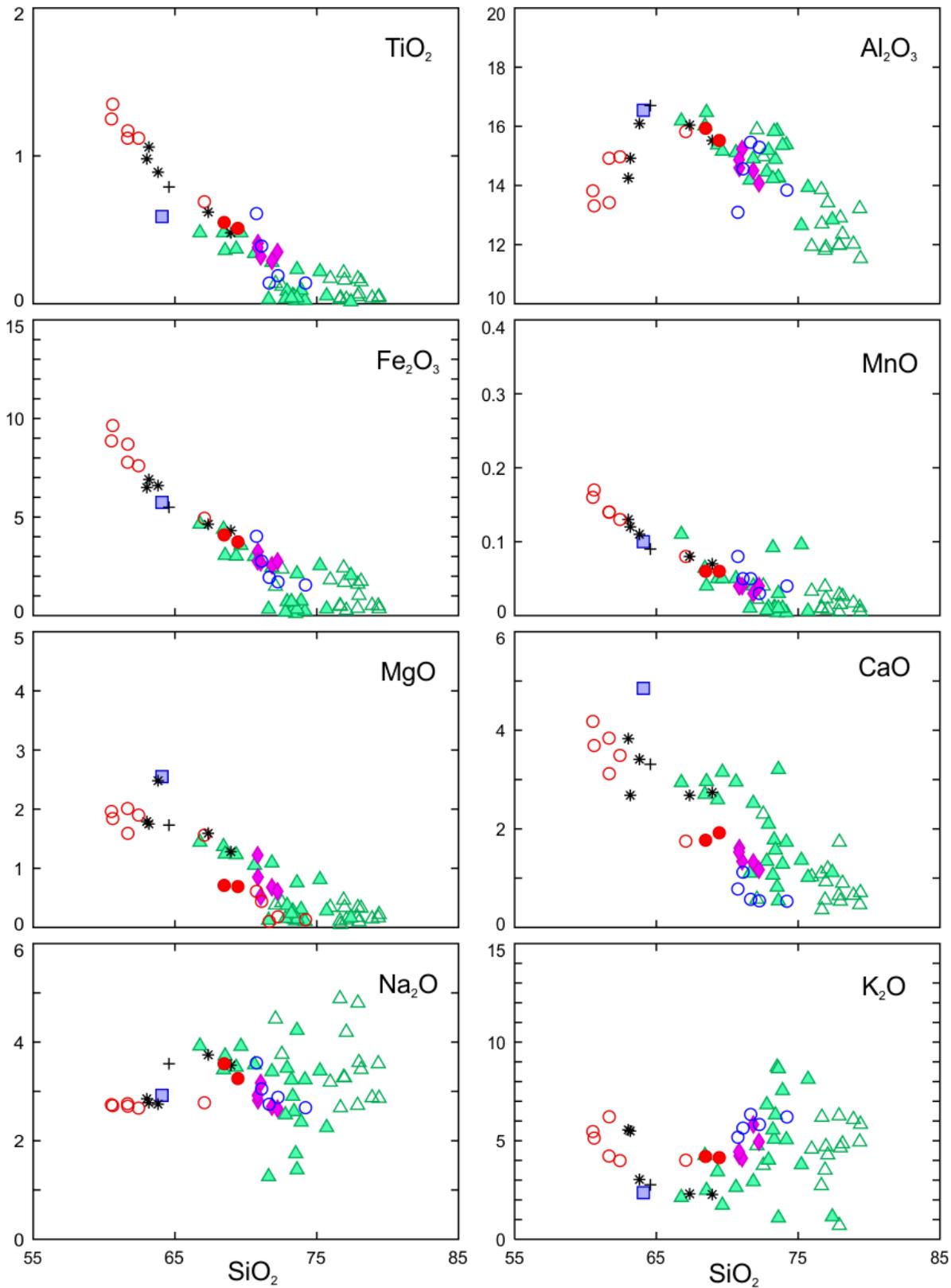


Fig. 9.12: Diagrammi di Harker (1909) di variazione di alcuni elementi maggiori rispetto alla silice (simboli come in figura 9.10).

Nel diagramma relativo al manganese si osserva l'influenza del granato che porta due campioni di Porto Ottiolu ad allontanarsi dalla retta marcata dagli altri campioni. I diagrammi relativi agli alcali mostrano invece dei trend curvilinei, convesso per il sodio e concavo per il potassio, parzialmente mascherati dalla notevole dispersione dei campioni più acidi (Punta Sirenella e Porto Ottiolu), legata alla disomogeneità nelle abbondanze di feldspati e di fillosilicati. Il diagramma che riporta in ordinata la somma degli alcali (non mostrato) evidenzia dei valori costanti al variare della silice. Cocherie et al. (1994), notano lo stesso comportamento degli alcali nei graniti Sardi e lo imputano al fatto che i due elementi sono influenzati prevalentemente da feldspati alcalini e biotite, i cui contenuti rispettivamente aumentano e diminuiscono all'aumentare della silice rendendo la loro somma relativamente costante.

Elementi in tracce e contesto geodinamico

A partire dai primi anni '70 numerosi autori (tra gli altri Pearce & Cann, 1971, 1973; Arth, 1979; Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Eby, 1992; Pearce, 1996; Verma et al., 2010, 2012) hanno studiato la distribuzione di elementi in tracce e terre rare in rocce magmatiche provenienti da differenti contesti geodinamici e hanno elaborato diagrammi di discriminazione degli ambienti geodinamici basati su alcuni di questi elementi, in particolare Nb, Y, Rb, Yb, Ta, ma anche Ga, Th e altri. I diagrammi più comunemente utilizzati sono quelli proposti da Pearce et al. (1984), rappresentati in figura 9.13 i quali riconoscono 4 differenti ambienti geodinamici: i) graniti sin-collisionali (Syn-COLG); ii) graniti di arco vulcanico (VAG); iii) graniti di intraplacca (WPG); iv) graniti di dorsale oceanica (ORG). Questi diagrammi sono stati concepiti per la discriminazione di rocce magmatiche perciò il loro utilizzo nella classificazione degli ortogneiss deve essere attentamente valutato in quanto questi ultimi potrebbero aver subito modificazioni geochimiche durante il metamorfismo, soprattutto per quanto riguarda gli elementi più mobili quali il Rb. Tuttavia, la notevole coerenza tra i dati riportati consente di ritenere che i diagrammi proposti da Pearce et al. (1984) siano piuttosto affidabili nella determinazione dell'ambiente geodinamico di messa in posto dei protoliti ignei.

Nei diagrammi sono stati riportati sia i campioni analizzati nell'ambito di questa tesi, sia i dati di letteratura provenienti da Cruciani et al. (2001), Perugini (2003) e Giacomini et al. (2006). I campioni provenienti da affioramenti migmatitici non sono stati suddivisi in leucosomi e mesosomi in quanto, nonostante le differenze descritte nel Cap. 7, mostrano comportamenti analoghi nei diagrammi di discriminazione.

I diagrammi $Y+Nb/Rb$ e Y/Nb (Fig. 9.13a e 9.13b) mostrano che tutti i campioni analizzati nell'ambito di questa tesi, nonché la maggior parte di quelli acquisiti da Perugini (2003) e Giacomini et al. (2006) ricadono nel campo dei graniti di arco vulcanico (VAG). I campioni di ortogneiss di Porto Ottiolu di Cruciani et al. (2001) si differenziano ricadendo nel campo dei graniti di intraplacca (WPG), nel diagramma $Y+Nb/Rb$ e in quello dei graniti di dorsale oceanica (ORG) nel diagramma Y/Nb . Questo comportamento è legato al contenuto notevolmente più elevato di Y, ma anche di Nb e Rb riscontrato in questi campioni. Il diagramma $Yb+Ta/Rb$ (Fig. 9.13c) e il diagramma Yb/Ta (non riportato) confermano

l'attribuzione dei protoliti degli ortogneiss ad un contesto geodinamico di arco vulcanico. In questo grafico i campioni di Perugini (2003) e Cruciani et al. (2001) non sono stati plottati in quanto questi autori non riportano i contenuti di Yb e Ta. Per quanto riguarda i campioni analizzati nell'ambito di questa tesi, si può osservare che tutti i campioni di ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu e Punta Sirenella ricadono negli stessi campi pur mostrando alcune differenze, in particolare nel contenuto di Nb, più elevato nei primi, e di Y, più elevato nei secondi probabilmente a causa del maggiore contenuto di granato.

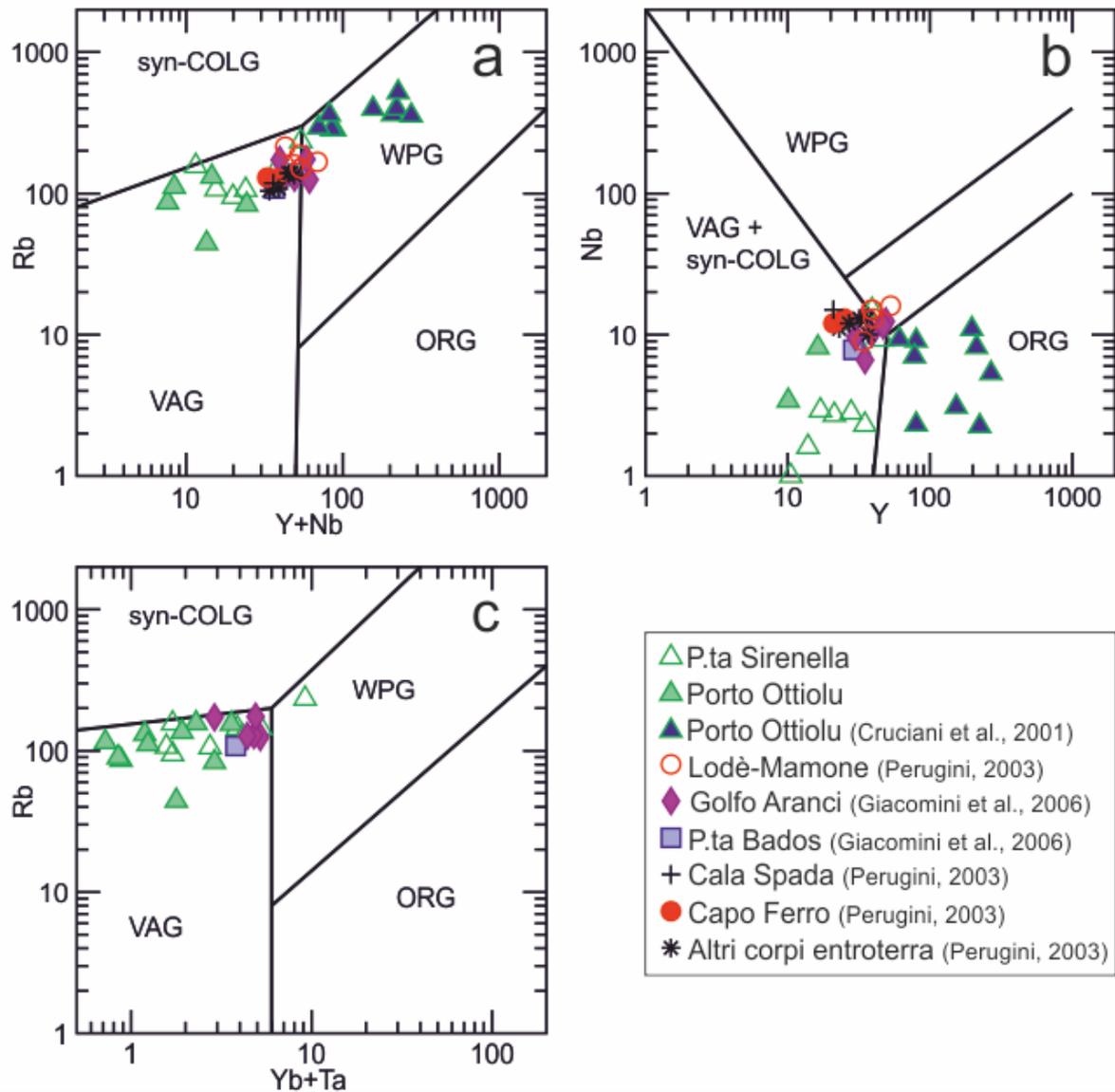


Fig. 9.13: Diagrammi di discriminazione tettonica di rocce granitoidi (da Pearce et al., 1984). a) diagramma Y+Nb/Rb; b) diagramma Y/Nb; c) diagramma Yb+Ta/Rb. Interpretazione nel testo.

Recentemente Verma et al. (2012) hanno contestato l'efficacia di questi diagrammi nel discriminare i granitoidi di contesti tettonici collisionali (Syn-COLG) e hanno riscontrato altre criticità quali la presenza di aree di incerta attribuzione tra i campi WPG e ORG (diagrammi Y/Nb e Yb/Ta) e l'utilizzo del Rb (elemento relativamente mobile) nei diagrammi Y+Nb/Rb e Y+Ta/Rb. Tuttavia, gli stessi autori, concordano nel ritenere questi diagrammi attendibili per

quanto riguarda la discriminazione dei granitoidi di arco vulcanico (VAG), quali quelli analizzati in questo studio. Un'ulteriore conferma dell'attendibilità di questi diagrammi è data dal confronto con il diagramma ternario Hf-Rb/10-Ta*3 (Fig. 9.14) proposto da Harris et al. (1986). Tutti i campioni riportati su di esso ricadono nel campo dei graniti di arco vulcanico con l'unica eccezione di un campione di leucosoma di Porto Ottiolu che si colloca al limite col campo dei graniti sin-collisionali.

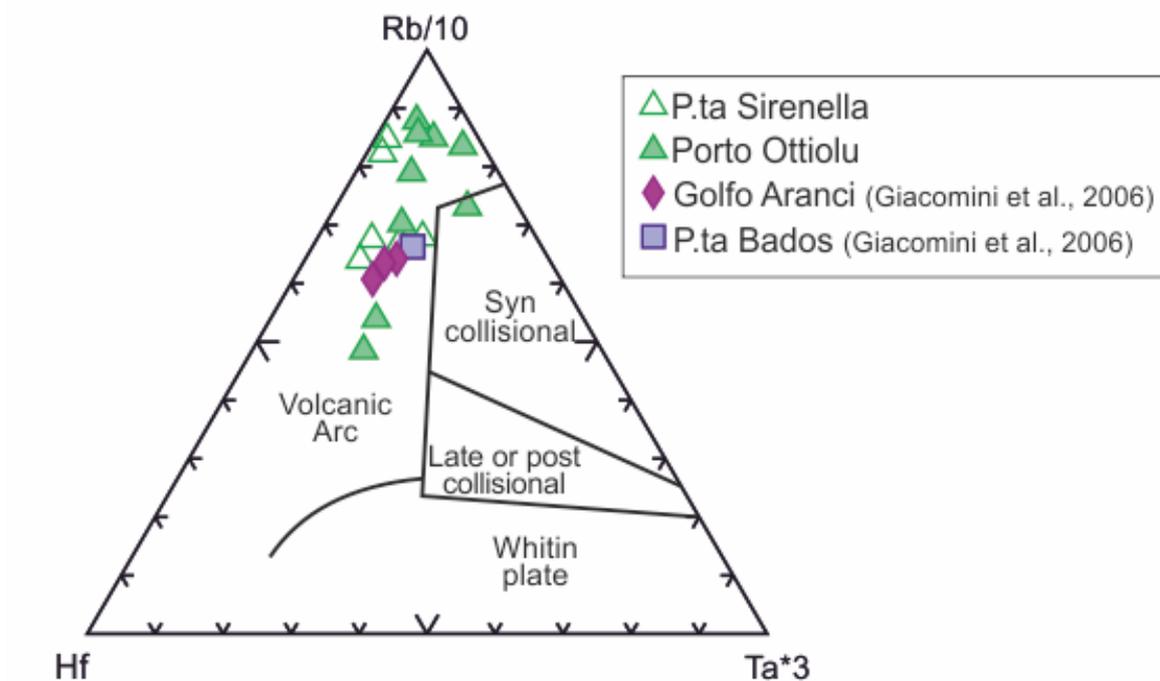


Fig. 9.14: Diagramma Hf-Rb/10-Ta*3 di discriminazione delle rocce magmatiche proposto da Harris et al. (1986). Spiegazione nel testo.

I diagrammi multi-elemento (Spider Diagram) normalizzati ai basalti di dorsale oceanica (NMORB, secondo Sun & McDonough, 1989) forniscono ulteriori informazioni sulla affinità geochemica delle rocce analizzate. In figura 9.15a e 9.15b sono mostrati gli Spider Diagrams relativi ai dati reperiti dalla letteratura (Giacomini et al., 2006; Perugini 2003, rispettivamente); entrambi mostrano un pattern simile, caratterizzato da marcate anomalie negative di Nb e Ti e una marcata anomalia positiva del K. Queste caratteristiche sono riscontrate anche nei pattern relativi a Porto Ottiolu (Fig. 9.15c) e Punta Sirenella (Fig. 9.15d) i quali presentano anche alcune differenze:

- entrambi i pattern mostrano un' ampia variabilità nei contenuti della maggior parte degli elementi in tracce, imputabile al fatto che in essi sono riportati sia i mesosomi (che costituiscono la migliore approssimazione alla composizione del protolite), sia i leucosomi i quali sono ulteriormente differenziati rispetto al protolite. Lo shift verso il basso dei range composizionali è legato al minore contenuto in elementi in tracce mostrato dai leucosomi.
- le anomalie negative di Nb e soprattutto Ti sono molto più marcate. Si consideri che nei campioni di Porto Ottiolu il Nb è spesso inferiore al detection limit (D.L.) perciò per tali campioni l'elemento non viene plottato; l'anomalia negativa è quindi ancora maggiore

rispetto a quanto mostrato dal diagramma.

- gli ortogneiss di Porto Ottiolu mostrano una marcata anomalia negativa del Th, che nasconde quella relativa al Ba e una anomalia positiva dello Sr non riscontrabile in letteratura.

In figura 9.15e sono mostrate le sovrapposizioni tra i vari pattern al fine di apprezzarne al meglio analogie e differenze.

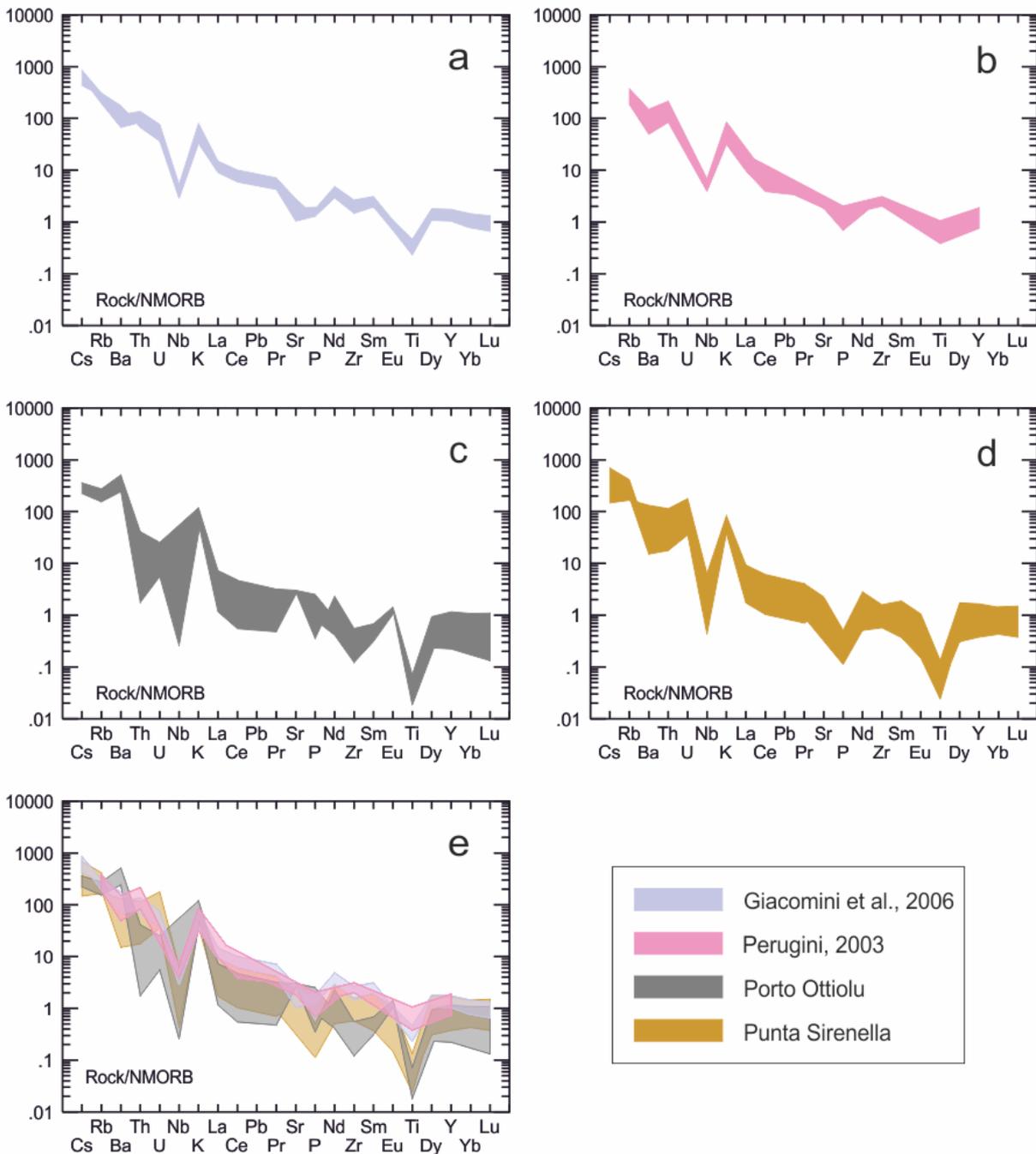


Fig. 9.15: Diagrammi multi-elemento (Spider Diagram) relativi agli ortogneiss sopra descritti. Vengono presentati separatamente i pattern relativi ai campioni acquisiti dalla letteratura: a) Giacomini et al. (2005); b) Perugini (2003); e quelli relativi ai campioni analizzati nel corso di questo studio: c) Porto Ottiolu; d) Punta Sirenella.; e) i quattro pattern sovrapposti per evidenziarne analogie e differenze.

Nonostante le differenze descritte, la forma di tutti i pattern e la posizione delle anomalie sono compatibili con quelle tipiche di rocce granitoidi ad affinità calcalkalina (Pearce et al.,

1984) tipiche di contesti geodinamici di arco vulcanico correlato a subduzione, in accordo con i diagrammi di discriminazione sopra discussi. Numerosi autori (a partire da Memmi et al., 1983; Beccaluva et al., 1985; Carmignani et al., 1986) avevano già evidenziato la presenza di una suite calcicalina Ordoviciano nel basamento paleozoico Sardo, rappresentata sia da granitoidi (oggi ortogneiss), sia da prodotti effusivi e piroclastici (oggi metavulcaniti) affioranti prevalentemente nella Sardegna centro-meridionale. Alle stesse conclusioni è giunto Cruciani (2003) che ha identificato la stessa affinità e origine per gli ortogneiss di Punta Sirenella e Punta Bados.

9.3.2 Inquadramento degli ortogneiss nell'ambito del magmatismo dell'Ordoviciano medio

Il basamento Varisico Sardo è interessato da un magmatismo calcicalino medio-Ordoviciano i cui prodotti, effusivi e intrusivi, sono ampiamente diffusi dalla zona esterna alla zona assiale. Questo ciclo magmatico si manifesta prevalentemente nella zona a falde, con la presenza di prodotti vulcanici e vulcanoclastici (oggi metavulcaniti). Nella zona assiale sono presenti invece numerosi corpi intrusivi (oggi ortogneiss) che sulla base dei dati geocronologici e geochimici sono ritenuti essere i corrispettivi intrusivi delle metavulcaniti della zona a falde (Helbing e Tiepolo, 2005; Giacomini et al., 2006; Cruciani et al., 2008a). Lo sviluppo di questo evento magmatico, caratterizzato da un forte diacronismo, è legato all'impostazione di un arco magmatico di tipo andino lungo il margine settentrionale del Gondwana, oggi rappresentato dal basamento Sardo (Carmignani et al., 1994; Oggiano et al., 2010; Gaggero et al., 2012).

Sono disponibili, in letteratura, diverse datazioni di questo ciclo magmatico. Nel complesso metamorfico di alto grado (HGMC), l'ortogneiss di Golfo Aranci è stato datato a 469 ± 3.7 Ma (Giacomini et al., 2006) e quello di Tanaunella a 458 ± 7 Ma (Helbing e Tiepolo, 2005); il protolite igneo delle migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella è stato datato a 452 ± 3 e 461 ± 12 Ma (Cruciani et al., 2008). Nel L-MGMC, Helbing e Tiepolo (2005) riportano un'età di 474 ± 13 Ma per il protolite dei porfiroidi di Lula e 456 ± 14 Ma per il protolite dell'ortogneiss di Lodè. I primi sono i prodotti del vulcanismo calcicalino medio-Ordoviciano che caratterizza la zona a falde, intercalati in una sequenza vulcano sedimentaria di basso grado metamorfico (scisti di Orune), mentre i secondi sono considerati come il corrispettivo intrusivo di tale vulcanismo. Nella zona a falde esterne il vulcanismo calcicalino medio-Ordoviciano è particolarmente diffuso e dai numerosi dati radiometrici disponibili si osserva che le età maggiori sono riscontrabili nelle unità tettoniche più superficiali, mentre le età più recenti sono ottenute dalle metavulcaniti delle unità più profonde (Unità del Monte Grighini, 447 ± 4.3 Ma, Cruciani et al., 2013b). In figura 9.16 è riportata una rappresentazione schematica della distribuzione delle metavulcaniti (con le relative datazioni) dalla zona esterna al L-MGMC passando per la zona a falde.

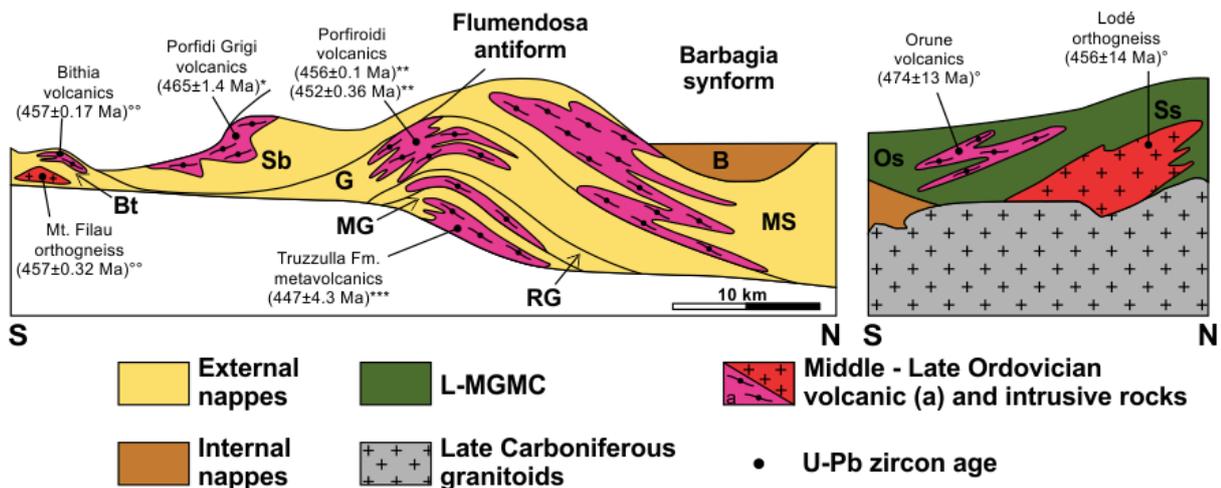


Fig. 9.16: Sezione schematica del basamento Varisico Sardo dalla zona sterna alla zona assiale che mostra la distribuzione delle età radiometriche (U/Pb su zirconi) del magmatismo Ordoviciano nelle differenti unità tettoniche (da Cruciani et al., 2013, modificato). Bt, Unità di Bithia; Sb, Unità del Sarrabus; MG, Unità del Monte Grighini; RG, Unità del Rio Grappa; G, Unità del Gerrei; MS, Unità di Meana Sardo; B, Unità della Barbagia; Os, Scisti di Orune; Ss, scisti di Siniscola. *Oggiano et al. (2010); **Dack (2009); ***Cruciani et al. (2013); °Helbing e Tiepolo (2005); °°Pavanetto et al. (2012).

La distribuzione delle età radiometriche dei prodotti del vulcanismo calcocalcino medio-Ordoviciano all'interno del basamento Varisico Sardo ha condotto Cruciani et al. (2013b) a formulare le seguenti conclusioni:

- durante il Paleozoico inferiore le successioni della Sardegna Varisica furono interessate dall'impostazione di un arco vulcanico di tipo Andino che ha prodotto un magmatismo della durata approssimativa di 30Ma, dall'Ordoviciano medio (474-464Ma) all'Ordoviciano superiore 450-447Ma che precede il successivo ciclo magmatico alcalino dell'Ordoviciano superiore-Siluriano (440 ± 1.7 Ma nell'Unità del Gerrei, Oggiano et al., 2010);
- i prodotti di questo ciclo (effusivi ed intrusivi) sono diffusi in tutto il basamento Sardo, dalla zona esterna alla zona assiale. Le differenze tra le età di messa in posto indica il diacronismo di questo ciclo probabilmente legato alla migrazione dell'attività magmatica verso il cratone (Gondwana), ossia verso sud secondo le attuali coordinate.
- Al limite tra l'Ordoviciano medio e l'Ordoviciano superiore alcune porzioni dell'arco magmatico erano ancora attive, mentre altre avevano già cessato la loro attività e iniziavano a subire l'erosione.

La notevole affinità geochimica tra gli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu e Punta Sirenella e gli ortogneiss di Golfo Aranci, Lodè-Mamone, Capo Ferro, Cala Spada, porta a ritenere che i protoliti di tutti questi corpi appartengano al medesimo ciclo magmatico medio-Ordoviciano, nonostante l'assenza di dati radiometrici che confermino tale ipotesi. Le evidenze geochimiche a supporto di questa tesi possono essere così riassunte:

- il carattere calcocalcino comune a tutti i corpi sopra citati;
- il medesimo comportamento all'interno dei diagrammi di discriminazione per le rocce magmatiche, che indica un contesto geodinamico di arco vulcanico legato alla

subduzione;

- l'analoga distribuzione degli elementi in tracce e delle terre rare;
- l' analogia tra gli spider diagrams (normalizzati agli NMORB), sia per quanto riguarda il trend del pattern, sia per quanto riguarda le concentrazioni dei singoli elementi;
- la presenza delle stesse anomalie, negative per Nb e Ti e positive per il K.

9.4 Evoluzione tettono-metamorfica del basamento della Sardegna settentrionale

La ricostruzione dei P-T path qui presentati ha consentito di delineare l'evoluzione delle migmatiti affioranti nelle aree di studio (Porto Ottiolu e Punta Sirenella-Punta Bados), a partire dal picco termico, assimilato alle condizioni dell'anatessi, agli ultimi stadi di cristallizzazione del melt.

Unendo le stime delle condizioni P-T effettuate in questo lavoro e quelle provenienti dalla letteratura si può indicare il picco termico del metamorfismo come compreso tra 670-740°C a pressioni di 1.1-1.3 GPa per Punta Sirenella, e compreso tra 690-730°C a pressioni di 0.85-1.05 GPa per Porto Ottiolu. Le condizioni di P-T di fine cristallizzazione del melt sono invece comprese tra ~0.75-0.90 GPa e ~660-730°C a Punta Sirenella, e 0.35-0.55 GPa - 630-690°C a Porto Ottiolu. La notevole differenza che intercorre tra le condizioni P-T stimate per le migmatiti di Punta Sirenella e per quelle di Porto Ottiolu è con tutta probabilità legata al maggiore riequilibrio di queste ultime, come ampiamente discusso in precedenza, e non ad effettive differenze nell'evoluzione P-T delle due aree. Non si esclude inoltre che anche le condizioni P-T determinate per le migmatiti di Punta Sirenella (in particolare le condizioni dell'evento anatettico) siano a loro volta affette da fenomeni di riequilibrio.

Nell'ambito di questo studio non sono state ottenute nuove informazioni sull'evoluzione metamorfica precedente il picco termico. D'altra parte, secondo Cruciani et al. (2008a; 2014a) e Massonne et al. (2013), non è possibile determinare il percorso progrado del P-T path nelle migmatiti di quest'area in quanto obliterato dal picco termico; Giacomini et al. (2005) tuttavia, hanno ricostruito un ipotetico percorso progrado nelle migmatiti paraderivate e negli ortogneiss di Golfo Aranci.

I dati strutturali, geochimici, petrologici e i P-T path ottenuti per le migmatiti di Porto Ottiolu e Punta Sirenella, unitamente alle informazioni provenienti dalla letteratura, consentono di delineare un'evoluzione geodinamica coerente con alcuni modelli presentati nel capitolo 2, e di inquadrare la Sardegna nel contesto più ampio dell'orogenesi Varisca. Considerando quale esempio il modello di Rossi et al., 2009 mostrato in figura (2.2) si riscontrano infatti le evidenze del ciclo magmatico medio-Ordoviciano calcalcino (rappresentato dagli ortogneiss affioranti nelle aree di studio) correlato all'impostazione di un arco vulcanico di tipo andino legato alla subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine nord-Gondwaniano. La successiva fase di rifting che porta all'apertura del bacino di retroarco è testimoniata dal magmatismo alcalino dell'Ordoviciano superiore – Siluriano inferiore. La successiva fase convergente (Siluriano-Devoniano) porta alla chiusura dell'Oceano Sud Armoricano tramite una zona di subduzione diretta verso nord; questa fase è coerente con l'osservazione dei relitti di paragenesi eclogitica riscontrati nelle metabasiti affioranti nelle

aree di studio (Punta de li Tulchi presso Porto Ottiolu, e Iles nei pressi di Golfo Aranci) ma anche in altre zone della zona assiale (Punta Orvili, Giuncana, etc.). Tra il Devoniano superiore e il Carbonifero si assiste alla collisione continentale, con conseguente ispessimento crostale, che produce il metamorfismo Barroviano e, nel HGMC, l'evento migmatitico. Le fasi finali dell'orogenesi sono caratterizzate dall'esumazione testimoniata dal percorso retrogrado registrato dalle metamorfite della zona assiale.

Un recente modello, proposto da Cruciani et al. (2015c) e Carosi et al. (2015) suggerisce che l'evento di alta pressione pre-Varisico abbia interessato sia il L-MGMC, sia il HGMC (Fig. 9.17a,b); questa ipotesi è supportata dal fatto che le metabasiti con relitti di paragenesi eclogitica sono presenti in entrambi i complessi, e dal fatto che un evento è stato riconosciuto anche negli scisti a cloritoide nei pressi di Lula (Cruciani et al., 2013) i quali registrano pressioni fino a 1.8 GPa (a temperature di 460-500°C) durante il percorso progrado. Sebbene siano state appositamente ricercate negli zirconi delle migmatiti oggetto di questa tesi, ad oggi, non sono state rinvenute fasi che testimonino la presenza di un metamorfismo di alta pressione. L'evento di alta pressione è correlato all'impostazione di un sistema di subduzione diretto verso nord.

Successivamente si osserva l'impilamento delle falde che ha prodotto il metamorfismo Barroviano con un gradiente crescente da SW verso NE. L'evento anatettico, si è verificato in condizioni di alta pressione (1.1-1.3 GPa o superiori) e a temperature comprese tra la facies anfibolitica e la facies granulitica. Tali condizioni sarebbero state raggiunte durante l'ispessimento crostale correlato alle prime fasi dell'orogenesi Varisica (sin-D₁ o pre-D₂). Alcuni autori rilevano la presenza di un evento migmatitico precoce (eo-Varisico secondo Corsi e Elter, 2006; da pre a sin-D₁ secondo Carosi et al., 2009).

Durante la fase finale di ispessimento crostale inizia una tettonica transpressiva attivata da zone di shear con direzione NW-SE e senso di movimento top-to-the-S che dà inizio all'esumazione del HGMC (Fig. 9.17c). L'esumazione del HGMC prosegue durante la successiva fase D₂ (Fig. 9.17d), caratterizzata da zone di shear transtensive prevalentemente destre; la conseguente decompressione associata ad una debole diminuzione della temperatura, porta alla totale cristallizzazione del melt in condizioni di pressione di 0.75-0.90 GPa (Punta Sirenella) e temperature di poche decine di gradi inferiori al picco termico. La fase decompressiva è evidenziata, nelle migmatiti paraderivate, dal passaggio dal campo di stabilità della cianite al campo di stabilità della sillimanite con conseguente cristallizzazione di quest'ultima secondo la S₂. Alcune delle più precoci intrusioni appartenenti al ciclo U2 si mettono in posto in regime transpressivo tra 320 e 310Ma (Casini et al., 2012). L'ulteriore decompressione, associata ad una diminuzione di temperatura più accentuata, produce la cristallizzazione della muscovite tardiva che cresce, generalmente priva di orientazione preferenziale, a spese della sillimanite. In alcune aree del basamento della zona assiale (e.g. Asinara: Carosi et al., 2004; Anglona: Carosi et al., 2009; Goceano: Casini e Oggiano, 2008) si osserva un metamorfismo LP-HT che viene imputato alla notevole anomalia termica prodotta dalla messa in posto del batolite Sardo-Corso. Ulteriori fasi deformative tardive, ancora in regime transpressivo, e un'ultima fase estensionale testimoniano la fine del ciclo orogenico e portano alla definitiva esumazione del basamento

metamorfico di alto grado.

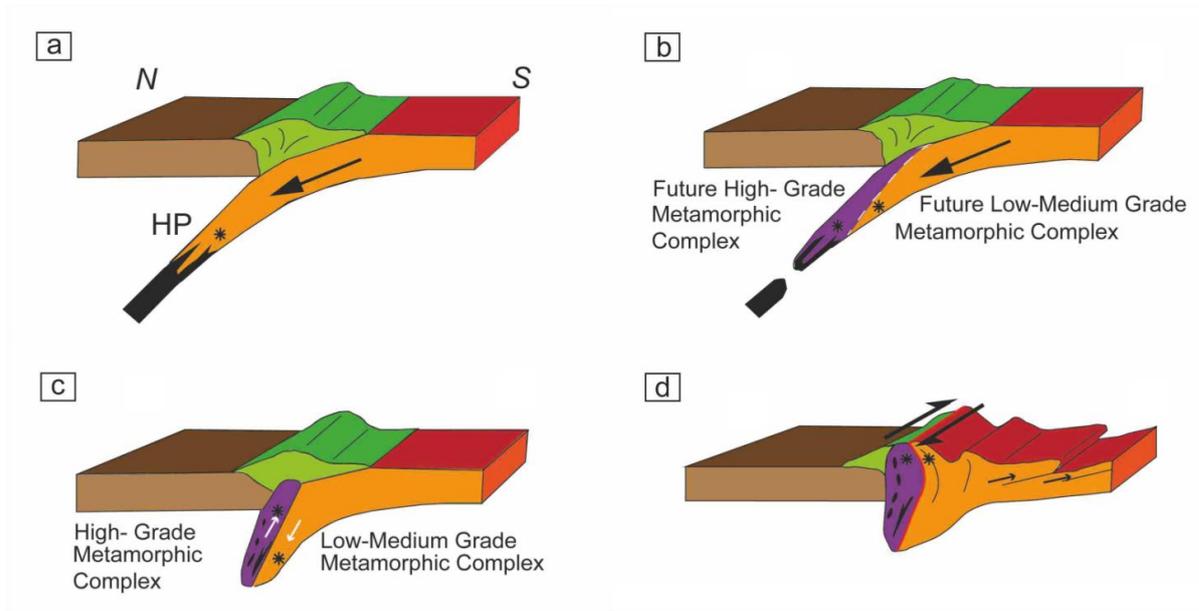


Fig. 9.17: Modello di evoluzione tettonica della Sardegna Varisca. a) 1° stadio collisionale a 360-340 Ma; esordio della fase deformativa D_1 e metamorfismo HP nella crosta oceanica e continentale; b) fase tettonica D_1 ; metamorfismo HP nel futuro HGMC e nella porzione più profonda del L-MGMC; c) ultimi stadi della fase tettonica D_1 ; sovrascorrimento del HGMC sopra il L-MGMC, esumazione del HGMC mentre il L-MGMC continua ad essere subdotto; d) fase tettonica D_2 durante l'impostazione di un regime transpressivo tra il HGMC e il L-MGMC. Esumazione con una componente di movimento obliquo (prima sinistro, poi destro). Arancione e rosso, crosta continentale del Gondwana; viola, porzioni di crosta più profonde che subiscono metamorfismo HP; nero, crosta oceanica; verde, livelli cristallini superficiali della catena Varisca; marrone, hinterland. Da Carosi et al. (2015) e Cruciani et al. (2015) (modificato).

Conclusioni

Le ricerche effettuate nei tre anni di dottorato hanno condotto a diversi risultati tra i quali i più importanti sono:

- Lo studio litologico e geo-petrografico delle migmatiti orto e paraderivate affioranti nelle aree di Porto Ottiolu e Punta Sirenella nonché delle altre litologie affioranti (metabasiti, anfiboliti a bande, corpi leucocratici, noduli calcosilicatici) ha contribuito al miglioramento delle conoscenze finora esistenti e ha consentito di produrre una carta geologica schematica di un'ampia area compresa tra Pittulongu e Sos Aranzos.

- Il campionamento su vasta scala ha permesso di riconoscere variazioni a scala locale delle differenti litologie e identificare gli affioramenti di maggiore interesse, nonché di caratterizzare le varie litologie dal punto di vista petrografico, microstrutturale, minerochimico e geochimico.

- Le analisi geochimiche condotte su numerosi campioni di ortogneiss di Porto Ottiolu e Punta Sirenella hanno consentito di stabilire la notevole affinità geochimica tra questi corpi e altri ortogneiss affioranti nella Sardegna settentrionale i quali sono attribuiti al ciclo magmatico calcalino dell'Ordoviciano medio. Future datazioni radiometriche potranno fornire ulteriore conferma di questa ipotesi.

- Le analisi geochimiche condotte sulle migmatiti pelitiche di Porto Ottiolu hanno consentito di identificare il protolite, una grovacca/grovacca pelitica immatura e poco classata, probabilmente derivante dal disfacimento di rocce magmatiche acide. È stata riconosciuta inoltre una forte affinità con altri paragneiss studiati nel nord-est Sardegna.

- La modellizzazione termodinamica, effettuata prevalentemente tramite le abbondanze modali di differenti fasi, i volumi di melt prodotti, i rapporti molari di Si/Al e Na/K nel melt e le analisi minerochimiche di muscovite e biotite ha consentito di determinare le condizioni P-T prossime alle condizioni di anatessi (picco termico) e alla completa cristallizzazione del melt. Le condizioni P-T e i P-T path determinati sono in accordo con i dati provenienti dalla letteratura, sebbene si ritiene siano affette da un certo grado di riequilibrio, particolarmente evidente nell'area di Porto Ottiolu. La correlazione tra le fasi deformative e gli eventi metamorfici ha consentito di ascrivere l'evento anatettico ad una fase sin-D₁ – pre-D₂, la completa cristallizzazione del melt alla fase D₂, e le ultime fasi di riequilibrio alla fase D₃.

Ringraziamenti

La presente tesi è stata prodotta durante la frequenza del corso di dottorato in Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Cagliari, A.A. 2012/2013 - 2014/2015, XXVIII ciclo, con il supporto di una borsa di studio finanziata da fondi INPS G.E.I. "Doctor J".

Ringrazio i miei tutors per l'aiuto, la pazienza, e il tempo dedicato in questi tre anni.

Ringrazio il Prof. M. Franceschelli per i consigli, gli insegnamenti e la disponibilità.

Ringrazio il Prof. H.-J. Massonne (Universität Stuttgart) per l'ospitalità offerta presso il proprio istituto e per l'aiuto e i preziosi suggerimenti che mi ha fornito. Un grazie va anche allo staff di tecnici operanti presso l'istituto; dott T. Theye e Mr. M. Schmelz per il supporto tecnico, dott. Opitz per avermi fatto sentire come a casa.

Ringrazio il Prof. F.M. Elter per i consigli durante il rilevamento di terreno, per gli spunti di riflessione, il materiale che mi ha fornito, nonché per l'accurata revisione che ha notevolmente migliorato la qualità di questo lavoro.

Ringrazio il Dott. G. Carcangiu (Laboratorio per la didattica e ricerca per la salvaguardia dei beni culturali "Colle di Bonaria") per le analisi SEM, e la Dott.ssa S. Ferrando (Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino) per le analisi Raman.

Un grazie sentito va a tutti i tecnici che hanno coadiuvato il mio lavoro; dott.ssa F. Podda per le analisi in Laser Ablation, S. Noli per la realizzazione delle sezioni sottili e S. Vacca.

Ringrazio amici e colleghi che mi hanno supportato in questi tre anni in particolare la dott.ssa M.E. Spano per le stimolanti discussioni e i preziosi consigli e la dott.ssa E. Dore per l'aiuto insostituibile nell'opera di correzione di questa tesi e per il sostegno morale nell'ultimo stressante periodo di scrittura.

Un ringraziamento speciale va infine alla mia famiglia, per avermi supportato e incoraggiato durante tutto il percorso di studi.

Bibliografia

- ARTH J.G. (1979). Some trace elements in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In Barker F. ed.: *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam: 123-132.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1966). *Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris: 262, 436-439.
- BARKER F. (1979). *Trondhjemite: Definition, environment, and hypotheses of origin*. In Barker F. ed.: *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam: 1-12.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G., RICCI C.A. (1985). *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia: 40, 57-72.
- BERNHARDT H.-J. (2010). *MINCALC-V5, a non EXCEL based computer program for general electron-microprobe mineral analyses data processing*. IMA 20th General Meeting 2010: Acta Mineralogica-Petrographica. Abstract Series: 6, 869 p.
- BROWN M. (2001). *Orogeny, migmatites and leucogranites: a review*. Proceedings of the Indian Academy of Science (Earth and Planetary Science): 110, 313-336.
- BROWN M. (2002). *Retrograde processes in migmatites and granulites revisited*. Journal of Metamorphic Geology: 20, 25-40.
- CALVINO F. (1959). *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia: 81, 489-556.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G., PETRINI R. (1992). *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta: 5, 101-118.
- CAPUZZO N., HANDLER R., NEUBAUER F., WETZEL A. (2003). *Post-collisional rapid exhumation and erosion during continental sedimentation: the example of the late Variscan Salvan-Doré basin (Western Alps)*. International Journal of Earth Sciences: 92, 364-379.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1992). *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: L. Carmignani, F.P. Sassi (Eds). Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP No. 276: Newsletter 5, 61-82.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1994). *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta: 7(1), 31-47.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982). *Lineamenti del basamento Sardo*. In: Guida alla geologia del Paleozoico Sardo. Guide geologiche regionali. Società Geologica Italiana: 11-23.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979). *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Memorie della Società Geologica Italiana: 20, 57-84.

- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., PASCI S. (2001). *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia: 60, 283 p.
- CAROSI R., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MONTOMOLI C. (2015). *The Variscan basement of Sardinia*. Field guide to the excursion of the 29th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, 5-8 September 2014. Società Geologica Italiana, Geological Field Trips, 114 p.
- CAROSI R., DI PISA A., IACOPINI D., MONTOMOLI C., OGGIANO G. (2004). *The structural evolution of the Asinara Island (NW Sardinia, Italy)*. *Geodinamica Acta*: 17(5), 309-329.
- CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. (2008). *Deformazione traspressiva e metamorfismo Barroviano nelle Baronie (Sardegna settentrionale)*. GIGS Catania, 26-29 Febbraio 2008, Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, Note Brevi: 1, 68-70.
- CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C., IACOPINI D. (2005). *Post collisional transpressive tectonics in northern Sardinia (Italy)*. *Journal of the Virtual Explorer Electronic edition*, ISSN 441-8142: 19(3), 1-18.
- CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. (2009). *Deformation during exhumation of medium- and high-grade metamorphic rocks in the Variscan chain in northern Sardinia (Italy)*. *Geological Journal*: 44, 280-305.
- CAROSI R., MONTOMOLI C., TIEPOLO M., FRASSI C. (2012). *Geochronological constraints on post-collisional shear zones in the Variscides of Sardinia (Italy)*. *Terra Nova*: 24, 42-51.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. (1991). *Differences in the structural evolution of tectonic units in central-southern Sardinia*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*: 110, 543-551.
- CAROSI R. & OGGIANO G. (2002). *Transpressional deformation in NW Sardinia (Italy): insights on the tectonic evolution of the Variscan belt*. *Comptes Rendus Geoscience*: 334, 287-294.
- CAROSI R. & PALMERI R. (2002). *Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks*. *Geological Magazine*: 139(5), 497-511.
- CARSWELL D.A., TUCKER R.D., O'BRIEN P.J., KROGH T.E. (2003). *Coesite micro-inclusion and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogites in the Western Gneiss Region of Norway*. *Litho*: 67(3), 181-190
- CASINI L., CUCCURU S., MAINO M., OGGIANO G., TIEPOLO M. (2012). *Emplacement of the Arzachena Pluton (Corsica-Sardinia Batholith) and the geodynamics of incoming Pangaea*. *Tectonophysics*: 544-545, 31-49.
- CASINI L. & OGGIANO G. (2008). *Late orogenic collapse and thermal doming in the northern Gondwana margin incorporated in the Variscan chain: a case study from the Ozieri Metamorphic Complex, northern Sardinia, Italy*. *Gondwana Research*: 13, 396-406.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A., SARRIA E., SERRI R., CALZIA P. (2003). *Reconstruction of igneous, tectonic and sedimentary events in the latest Carboniferous-Early Permian Seui basin (Sardinia, Italy), and evolutionary model*. *Bollettino Società Geologica Italiana, Volume speciale n.2*, 99-117.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984). *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamiques dans le cadre Méditerranéen*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*: 298, 889-894.

- CLEMENS J.D. & HOLNESS M.B. (2000). *Textural evolution and partial melting of arkose in a contact aureole: A case study and implications*. *Visual Geosciences*: 5, 1-14.
- COCHERIE A., ROSSI P., FANNING C.M., GUERROT C. (2005). *Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France)*. *Lithos*: 82, 185-219.
- COCHERIE A., ROSSI P., FOUILLAC A.M., VIDAL P. (1994). *Crust and mantle contributions to granite genesis - An example from the Variscan batholith of Corsica, France studied by trace-elements and Nd-Sr-O-isotope systematics*. *Chemical Geology*: 115, 173-221.
- COCKS L.R.M. & TORSVIK T.H. (2005). *Baltica from the late Precambrian to mid Paleozoic: the gain and loss of a terrane's identity*. *Earth-Science Reviews*: 72, 39-66.
- COCOZZA T. (1979). *The Cambrian of Sardinia*. *Memorie della Società Geologica Italiana*: 20, 163-187.
- CONNOLLY J.A.D. (1990). *Multivariable phase diagrams: an algorithm base on generalized thermodynamics*. *American Journal of Science*: 290, 666-718.
- CONTI P., CARMIGNANI L., FUNEDDA A. (2001). *Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. *Tectonophysics*: 332, 255-273.
- CORSI B., ELTER F.M., FAURE M., GHEZZO C. (1998). *Late Hercynian shear zones in NE Sardinia*. In: *Géologie du Massif des Maures. Réunion spécialisée BRGM-SGF, Le Plan de la Tour (Var)*, 6.
- CORSI B. & ELTER F.M. (2006). *eo-Variscan (Devonia?) melting in the High Grade Metamorphic Complex of the NE Sardinia Belt (Italy)*. *Geodinamica Acta*: 3(4), 155-164.
- CORSINI M., BOSSE V., FÉRAUD G., DEMOUX A., CREVOLA G. (2010). *Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France)*. *International Journal of Earth Sciences*: 99, 327-341.
- CORSINI M. & ROLLAND Y. (2009). *Late evolution of the southern Europea Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence*. *Comptes Rendus Geoscience*: 341, 214-223.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L., OGGIANO G., PAQUETTE J.-L. (2004). *Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan Chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps*. *Ophioliti*: 29(2), 125-144.
- COSTAMAGNA L.G., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M. (2008). *The Bithia Formation, upper part of an Infracambrian?-Early Cambrian Tecto-Sedimentary Cycle in Soutwestern Sardinia (Italy)*. *Rendiconti online Società Geologica Italiana*: 2, 1-2.
- COSTAMAGNA L.G., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. (2012). *A volcano-sedimentary sequence with albitite layers in the Variscan basement of NE Sardinia: a petrographical and geochemical study*. *Periodico di Mineralogia*: 81(2), 179-204.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W., HOLLAND J.G. (2000). *Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage*. *Terra Nova*: 12 (4), 171-180.

- CRUCIANI G. (2003). *Evoluzione metamorfica e petrogenesi di migmatiti della zone assiale della catena varisica della Sardegna*. Tesi di Dottorato.
- CRUCIANI G., DINI A., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., UTZERI D. (2010). *Metabasite from the Variscan belt in NE Sardinia, Italy: within-plate OIB-like melts with very high Sr and low Nd isotope ratios*. *European Journal of Mineralogy*: 22, 509-523.
- CRUCIANI G., FANCELLO D., FRANCESCHELLI M., SCODINA M., SPANO M.E. (2014). *Geothermobarometry of Al silicate-bearing migmatites from the Variscan chain of NE Sardinia, Italy: a P-T pseudosection approach*. *Periodico di Mineralogia*: 83(1), 19-40.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., CAREDDA A.M., CARCANGIU G. (2001). *Anatexis in the Hercinian basement of NE Sardinia, Italy: a case study of the migmatite of Porto Ottiolu*. *Mineralogy and Petrology*: 71, 195-233.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., ELTER F.M., PUXEDDU M., UTZERI D. (2008b). *Petrogenesis of Al-silicate-bearing trondhjemitic migmatites from NE Sardinia, Italy*. *Lithos*:102, 554-574.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROppo C. (2011). *P-T evolution of eclogite-facies metabasite from NE Sardinia, Italy: insights into the prograde evolution of Variscan eclogites*. *Lithos*: 121, 135- 150.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROppo C., OGGIANO G., SPANO M.E. (2015a). *Re-equilibration history and P-T path of eclogites from Variscan Sardinia, Italy: a case study from the medium-grade metamorphic complex*. *International Journal of Earth Sciences*: 104, 797-814.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROppo C., SPANO M.E. (2012). *Metamorphic evolution of nonequilibrated granulitized eclogite from Punta de li Tulchi (Variscan Sardinia) determined through texturally controlled thermodynamic modelling*. *Journal of Metamorphic Geology*: 30, 667-685.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., JUNG S., PUXEDDU M., UTZERI D. (2008a). *Amphibole-bearing migmatites from the Variscan Belt of NE Sardinia, Italy: Partial melting of mid-Ordovician igneous source*. *Lithos*: 105, 208-224.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., LANGONE A., PUXEDDU M., SCODINA M. (2015b). *Nature and age of pre-Variscan eclogite protoliths from the Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex of north-central Sardinia (Italy) and comparisons with coeval Sardinian eclogites in the northern Gondwana context*. *Journal of the Geological Society*: 172, 792-807.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MARCHI M., ZUCCA M. (2002). *Geochemistry of metabasite from NE Sardinia, Italy: nature of protoliths, magmatic trend, and geotectonic setting*. *Mineralogy and Petrology*, 74, 25-47.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MASSONNE H.-J., CAROSI R., MONTOMOLI C. (2013a). *Pressure temperature and deformational evolution of high pressure metapelites from Variscan NE Sardinia, Italy*. *Lithos*: 175-176, 272-284.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MUSUMECI G., SPANO M.E., TIEPOLO M. (2013b). *U-Pb zircon dating and nature of metavolcanics and metarkoses from the Monte Grighini Unit: new insights on late Ordovician magmatism in the Variscan belt in Sardinia, Italy*. *International Journal of Earth Scientist*: 102, 2077-2096.
- CRUCIANI G., MONTOMOLI C., CAROSI R., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. (2015c). *Continental collision from two perspectives: a review of Variscan metamorphism and deformation in northern Sardinia*. *Periodico di*

- Mineralogia: 84(3B), 657-699.
- DACK A.V. (2009). *Internal structure and geochronology of the Gerrei Unit in the Flumendosa area, Variscan External Nappe Zone, Sardinia, Italy*. PhD Thesys, Boise State University, 116 p.
- DE CAPITANI C. & PETRAKAKIS K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak / Domino software. *American Mineralogist*: 95, 1006-1016.
- DEER W.A., HOWIE A., ZUSSMAN J. (1986). *An interdiction to rock-forming minerals*. 17th Longman Ltd, 528 p.
- DELAPERRIÈRE E. & LANCELOT J. (1989). *Datation U-Pb sur zircon de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*: 309, 835-842.
- DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. (1992). *Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (Internal and External) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles*. In: Carmignani L., Sassi F.P. (Eds). *Contribution to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza*. IGCP N. 276: Newsletter, vol. 5 Siena, 33-44.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984). *Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico Sardo*. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali Memorie*: 91, 141-154.
- DI VINCENZO G., CAROSI R., PALMERI R. (2004). *The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ ⁴⁰Ar-³⁹Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia*. *Journal of Petrology*: 45, 1013-1043.
- EBY G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*: 20, 641-644.
- ELTER F.M. (1987). *La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della catena ercinica della Sardegna*. Tesi di Dottorato, 122 p.
- ELTER F.M., CORSI B., CRICCA P., MUZIO G. (2004). *The south-western Alpine foreland: correlation between two sectors of the Variscan chain belonging to "stable Europe": Sardinia-Corsica and Maures Massif (south-eastern France)*. *Geodinamica Acta*: 17, 31-40.
- ELTER F.M., DI VINCENZO G., GHEZZO C., SARRIA E. (1993). *Late Hercynian Shear Zones in the Sardinian-Corsica microplate*. In: *Late orogenic extension in mountains belts*. Montpellier, France, BRGM: 2019, 64-65.
- ELTER F.M., ELTER P., EVA C., EVA E., KRAUS R.K., PADOVANO M., SOLARINO S. (2011). *Strike-slip geometry inferred from the seismicity of the Northern-Central Apennines (Italy)*. *Journal of Geodynamics*: 52(5), 379-388.
- ELTER F.M., FAURE M., GHEZZO C., CORSI B. (1999). *Late Hercynian shear zones in northeastern Sardinia (Italy)*. *Géologie de la France*: 2, 3-16.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1986). *The geology of northern Sardinia*. In: Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C., Ricca C.A., (Eds.) *Guide-book to the excursion on the paleozoic basement of Sardinia*. IGCP Project No.: 5, Newsletter, special issue: 87-102.

- ELTER F.M. & GHEZZO C. (1995). La Golfo Aranci Shear Zone (Sardegna NE): una zona di taglio polifasica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*: 144,147-154.
- ELTER F.M., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. (1990). *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. *Tectonophysics*: 176, 387-404.
- ELTER F.M. & PADOVANO M. (2010). *Discussion of 'deformation during exhumation of medium- and high-grade metamorphic rocks in the Variscan chain in northern Sardinia (Italy) by Carosi et al.'*. *Geological Journal*: 45, 481-482.
- ELTER F.M., PADOVANO M., KRAUS R.K. (2010). *The Variscan HT metamorphic rocks emplacement linked to the interaction between Gondwana and Laurussia plates: structural constraints in NE Sardinia (Italy)*. *Terra Nova*: 22, 369-377.
- ELTER F.M. & PALMERI R. (1992). *The calc-silicate marble of Tamarispa (NE Sardinia)*. In: Carmignani L., Sassi F.P. (eds.), *Contributions to the Geology of Italy with special regards to the Paleozoic basement*, Newsletter 5, 117-122.
- ELTRUDIS A., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PORCU R. (1995). *Discontinuous metamorphic zonation in the Paleozoic units of the Hercynian chain of SW Sardinia, Italy: Evidence from structural and illite crystallinity data*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*: 75, 201-211.
- FERRARA G., RICCI C.A., RITA F., (1978). *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. *Contribution to Mineralogy and Petrology*: 68(1), 99-106.
- FERRÉ E. C. & LEAKE B. E. (2001). *Geodynamic significance of early orogenic high-K crustal and mantle melts: example of the Corsica Batholith*. *Lithos*: 59(1), 47-67.
- FETTES D. & DESMONS J. (2007). *Metamorphic rocks - a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 244 p.
- FLOYD P.A. & LEVERIDGE B.E. (1987). *Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones*. *Journal of the Geological Society*, London: 144, 531-542.
- FRANCESCHELLI M., CARCANGIU G., CAREDDA A.M., CRUCIANI G., MEMMI I., ZUCCA M. (2002). *Transformation of cumulate mafic rocks to granulite and re-equilibration in amphibolite and greenschist facies in NE Sardinia, Italy*. *Lithos*: 63, 1-18.
- FRANCESCHELLI M., ELTRUDIS A., MEMMI I., PALMERI R., CARCANGIU G. (1998). *Multi-stage metamorphic re-equilibration in eclogitic rocks from the Hercynian basement of NE Sardinia (Italy)*. *Mineralogy and Petrology*: 62, 167-193.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1982). *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide geologiche regionali: 137-149.
- FRANCESCHELLI M., PANNUTI F., CARCANGIU G. (1991). *The formation of fibrolite nodules in a package of melanocratic gneisses from the Hercynian basement of NE Sardinia, Italy*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*: 71, 427-439.
- FRANCESCHELLI M., PANNUTI F., PUXEDDU M. (1990). *Texture development and PT time path of psammitic*

- schist from the hercynian chain of NW Sardinia (Italy)*. European Journal of Mineralogy: 2, 385-398.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F., FADDA S. (1992). *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zones of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. Carmignani, F.P. Sassi (Eds.). Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP No. 276: Newsletter, 5, 127-135.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G. (2005b). *Variscan metamorphism in Sardinia, Italy: review and discussion*. In: (eds.) Carosi R., Dias R., Iacopini D. e Rosenbaum G. The southern Variscan belt. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition: Volume 19, Paper 2.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G., DINI A., LOI M. (2005a). *Layered amphibolite sequence in NE Sardinia, Italy: remnant of a pre-Variscan mafic silicic layered intrusion?* Contributions to Mineralogy and Petrology: 149, 164-180.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G., UTZERI D. (2007). *Metabasites with eclogite facies relics from Variscides in Sardinia, Italy: a review*. International Journal of Earth Sciences: 96, 795-815.
- FRASSI C., CAROSI R., MONTOMOLI C., LAW R.D. (2009). *Kinematics and vorticity of flow associated with postcollisional oblique transpression in the Variscan Axial Zone of northern Sardinia (Italy)*. Journal of Structural Geology: 31, 1458–1471.
- FROST B.R. & FROST C.D. (2008). *A geochemical classification for feldspathic igneous rocks*. Journal of Petrology: 49, 1955-1969.
- FUNEDDA A. (2009). *Foreland- and hinterland-verging structures in fold-and-thrust belt: an example from the Variscan foreland of Sardinia*. International Journal of Earth Science: 98 (7), 1625-1642.
- GAGGERO L., OGGIANO G., FUNEDDA A., BUZZI L. (2012). *Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the north Gondwana margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy)*. The Journal of Geology: 120, 273-292.
- GANDIN A. (1987). *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter: 7, 151-165.
- GARBARINO C., NAITZA S., RIZZO R., TOCCO S., BARCA S., FORCI A., SERRI R. (2005). *New evidence of Pre-Hercynian volcanics from Southern Sulcis (Southwestern Sardinia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana: 124, 69-85.
- GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1979). *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale*. Memorie della società geologica Italiana: 20, 23-38.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982). *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C., Ricca C.A., (Eds.) Guida alla geologia del Paleozoico Sardo. Società geologica italiana. Guide geologiche regionali: 165-182.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. (2005). *Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe*. Lithos: 82, 221-248.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C., GULDBRANSEN H., (2006). *The geodynamic evolution of the*

Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology: 152, 19-42.

GIACOMINI F., DALLAI L., CARMINATI E., TIEPOLO M., GHEZZO C. (2008). *Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of south-east Corsica (France)*. Journal of Metamorphic Geology: 26(4), 403-426.

GROPPO C., LOMBARDO B., CASTELLI D., COMPAGNONI R. (2007a). *Exhumation history of the UHPM Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, as inferred from a phengite-amphibole eclogite*. International Geology Review:49, 142-168.

GROPPO C., LOMBARDO B., ROLFO F., PERTUSATI P.C. (2007b). *Clockwise exhumation path of granulitized eclogites from the Ama Drime range (Eastern Himalayas)*. Journal of Metamorphic Geology:25, 51-75.

HARKER A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London: 384 p.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. (1986). *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward MP, Reis AC (eds) Collision tectonics. Geological Society London Special Publication: 19, 67–81.

HASALOVÁ P., SCHULMANN K., LEXA O., ŠTÍPSKÁ P., HROUDA F., ULRICH S., HALODA J., TÝCOVÁ P. (2008). *Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration of orthogneiss: a new model based on quantitative microstructural analysis*. Journal of Metamorphic Geology: 26, 29-53.

HELBING H. (2003). *No suture in the Sardinian Variscides: a structural, petrological and geochronological analysis*. PhD Thesis. Universität Tübingen, 190 p.

HELBING H., FRISCH W., BONIS P.D. (2006). *South Variscan terrane accretion: Sardinian constraints on the intra-Alpine Variscides*. Journal of Structural Geology: 28, 1277-1291.

HELBING H. & TIEPOLO M. (2005). *Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution*. Journal of the Geological Society of London: 162, 689-700.

HOLLAND T.J.B. & POWELL R. (1998). *An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrologic interest*. Journal of Metamorphic Geology: 16, 309-343.

HOLLAND T.J.B. & POWELL R. (2001). *Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset*. Journal of Petrology: 42, 673-83.

HOLLAND T.J.B., BAKER J., POWELL R. (1998). *Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. European Journal of Mineralogy: 10,395-406.

HOLNESS M.B. & SAWYER E.W. (2008). *On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites*. Journal of Petrology: 49, 1343–1363.

IACOPINI D., CAROSI R., MONTOMOLI C., PASSCHIER CW. (2008). *Strain analysis and vorticity of flow in the northern Sardinian Variscan belt: recognition of a partitioned oblique deformation event*. Tectonophysics: 446, 77–96.

IRVINE T. N. & BARAGAR W. R. A. (1971). *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences: 8, 523–548.

- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1983). *The Infrakambrian Bithia-Formation – its facies development in SW-Sardinia*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, Stuttgart: 24, 369-384.
- KRIEGSMAN L.M., 2001. *Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites*. Lithos 56, 75–96.
- LAURENZI M.A., DEL MORO A., MUSUMECI G., PARDINI G. (1991). *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive Complex (Sardinia, Italy)*. Terra Abstract: 3, 501-502.
- LE BAS M. J., LE MAITRE R.W., STECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986). *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology: 27, 745-750.
- LEONE F., HAMMAN W., LASKE R., SERPAGLI E., VILLAS E. (1991). *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-Sardic Ordovician sequence in South-West Sardinia*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana: 30, 201-235.
- LUDWIG K.R. & TURI B. (1989). *Paleozoic age of Capo Spartivento orthogneiss, Sardinia*. Chemical Geology: 79, 147-153.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G., SQUADRONE A. (1989). *Geochemistry and Rb/Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Periodico di Mineralogia: 58, 25-43.
- MANIAR P. D. & PICCOLÌ P. M. (1989). *Tectonic discriminations of granitoids*. Geological Society of America Bulletin: 101, 635–643.
- MARCHILDON N. & BROWN M. (2002). *Grain-scale melt distribution in two contact aureole rocks: implications for controls on melt localization and deformation*. Journal of Metamorphic Geology: 20, 381–396.
- MASSONNE H.-J. (2010). *Phase relations and dehydration behaviour of calcareous sediments at very-low to low grade metamorphic conditions*. Periodico di Mineralogia: 79, 21–43.
- MASSONNE H.-J., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M. (2013). *Geothermobarometry on anatectic melts – a high pressure Variscan migmatite from northeast Sardinia*. International Geology Review: 55(12), 1490-1505.
- MASSONNE H.-J. & NASDALA L. (2003). *Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany*. American Mineralogist: 88(5-6), 883-889.
- MATTE P. (2001). *The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*. Terra Nova: 13, 117-121.
- MCDONOUGH W.F. & SUN S.S. (1995). *The composition of the Earth*. Chemical Geology: 120, 223–253.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1983). *Further geochemical data on the pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. In: Sassi F., Szederkényi T. (eds.) Correlation of Variscan and Pre-variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain belt. IGCP N.5: Newsletter 5, 87-91.

- MUSUMECI G. (1992). *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia; Monte Grighini Complex. In: Symposium "Palaeozoic orogenies in Europe: Tectonics, magmatism and evolution". Geodinamica Acta: 5, 119-133.*
- NEWTON R.C., CHARLU T.V., KLEPPA O.J. (1981). *Thermochemistry of the high structural state plagioclases. Geochimica et Cosmochimica Acta: 44, 933-941.*
- OGGIANO G., CASINI L., MAMELI P., ROSSI P. (2007). *Long lived dextral strike-slip tectonics in the southern Variscan belt: evidence from two syn-kinematic intrusions in north Sardinia. Geologie de la France: 2, 142.*
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988). *I graniti peralluminosi sin-tettonici nell'area Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorficti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna settentrionale). Bollettino della Società Geologica Italiana: 113, 105-115.*
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1992). *Geologia della catena ercinica in Sardegna-Zona Assiale. Struttura della Catena Ercinica in Sardegna: Guida all'Escursione sul basamento paleozoico. Gruppo Informale Geologia Strutturale: 147-177, Siena.*
- OGGIANO G., GAGGERO L., FUNEDDA A., BUZZI L., TIEPOLO M. (2010). *Multiple early Paleozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U-Pb age evidence from the southern Variscan branch (Sardinia, Italy). Gondwana Research: 17(1), 44-58.*
- PADOVANO M., DÖRR W., ELTER F.M., GERDES A. (2014). *The East Variscan Shear Zone: Geochronological constraints from the Capo Ferro (NE Sardinia, Italy). Lithos: 196-197, 27-41.*
- PADOVANO M., ELTER F.M., PANDELI E., FRANCESCHELLI M. (2012). *The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe. International Geology Review: 54, 957-970.*
- PALMERI R., FANNING M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (2004). *SHRIMP dating of zircons in eclogites from the Variscan basement in north-eastern Sardinia (Italy). Neues jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte: 2004(6), 275-288.*
- PAQUETTE J.-L., MÉNOT R.-P., PIN C., ORSINI J.-B. (2003). *Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. Chemical Geology: 198, 1-20.*
- PATIÑO DOUCE A.E. & HARRIS N., (1998). *Experimental constrains on Himalayan anatexis. Journal of Petrology: 39(4), 689-710.*
- PAVANETTO P., FUNEDDA A., NORTHRUP C.J., SCHMITZ M., CROWLEY J., LOI A. (2012). *Structure and U-Pb zircon geochronology in the Variscan foreland of SW Sardinia, Italy. Geological Journal: doi: 10.1002/gj.1350.*
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1971). *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth and Planetary Science Letters: 12(3), 339-349.*
- PEARCE J.A. & CANN J. R. (1973). *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters: 19, 290-300.*
- PEARCE J.A. (1996). *A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) Trace Element*

- Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes: 12, 79-113.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.V., TINDLE A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*: 25(4), 956-983.
- PERUGINI D. (2003). The Ordovician gneisses of north-eastern Sardinia (Italy): hypotheses for the petrological evolution of their protoliths. *Periodico di Mineralogia*: 72(3), 49-67.
- PETERMAN E.M. & GROVE M. (2010). *Growth conditions of symplectic muscovite + quartz: Implications for quantifying retrograde metamorphism in exhumed magmatic arcs*. *Geology*: 38(12), 1071-1074.
- PILLOLA G.L., LEONE F., LOI A. (1995). *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos International Symposium, Guide-book. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari* (suppl. vol. 65, 1995): 27-62.
- PITTAU-DEMELIA P. & DEL RIO M. (1982). *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni Paleozoiche della Sardegna*. In: Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C., Ricci C.A. 1982. Guida alla geologia del Paleozoico Sardo. Guide geologiche regionali. Società Geologica Italiana: 33-35.
- POLI G., GHEZZO C., CONTICELLI S. (1989). *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholiths: implications for magma genesis*. *Lithos*: 23, 247-266.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1999). *Geochemical modeling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica batholiths: the case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy*. *Lithos*: 46, 553-571.
- POWELL R. & HOLLAND T. (1999). Relating formulations on the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*: 84, 1-14.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. E MAUFFRET A. (1984). *The Western Mediterranean basin geological evolution*. *Marine Geology*: 55, 447-477.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991). *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith*. *Tectonophysics*: 195, 319-346.
- ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009). *A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent*. *Comptes Rendus Geosciences*: 341, 224-238.
- SASSI F.P. & VISONÀ D. (1989). *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. Progemisa SpA Cagliari, (relazione inedita).
- SAWYER E.W. (1999). *Criteria for the recognition of partial melting*. *Physics and Chemistry of the Earth*: 24, 269-279.
- SAWYER E.W. (2001). *Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks*. *Journal of Metamorphic Geology*: 19, 291-309.
- SCHULZ B. & VON RAUMER J. (1993). *Syndeformational uplift of Variscan high-pressure rocks (Col de Bérard, Aiguilles-Rouges Massif, Western Alps)*. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*: 144, 104-120.
- SPEAR F.S., KOHN M.J., CHENEY J.T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and*

Petrology: 134, 17-32.

SPERANZA F., VILLA I.M., SAGNOTTI L., FLORINDO F., COSENTINO D., CIPOLLARI P., MATTEI M. (2002). *Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence*. Tectonophysics: 374, 231-251.

STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002). *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*. Earth and Planetary Science Letters: 196, 17-33.

STAMPFLI G.M., VON RAUMER J., WILHEM C. (2011). *The distribution of Gondwana derived terranes in the early Paleozoic*. In Gutiérrez-Marco J.C., Rábano I. and García-Bellido D., eds, *The Ordovician of the World*: Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero: 14, 567–574.

STRECKEISEN A.L. (1976). *To each plutonic rock its proper name*. Earth Science Reviews, International Magazine for Geo-Scientists, Amsterdam: 12, 1-33.

SUN S. S. & MCDONOUGH W. F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In Saunders, A.D., and Norry, M. J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication: 42, 13–345.

TAYLOR J. & STEVENS G. (2010). *Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: evidence from Archaean mid-crustal anatexites*. Lithos: 120, 277-292.

THOMPSON J.B. & HOVIS G.L. (1979). *Entropy of mixing in sanidine*. American Mineralogist: 64, 57-65.

TOMMASINI S., POLI G., HALLIDAY A.N. (1995). *The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith*. Journal of Petrology: 36, 1305-1332.

VERMA S.P., VERMA S.K., PANDARINATH K., RIVERA-GÓMEZ M.A. (2010). *Evaluation of recent tectonomagmatic discrimination diagrams and their application to the origin of basic magmas in Southern Mexico and Central America*. Pure and Applied Geophysics: 168(8), 1501-1525.

VERMA S.K., PANDARINATH K., VERMA S.P. (2012). *Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks*. International Geology Review: 54(3), 325-347.

VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V.E. (1992). *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results, EOS trans. AGU, 73, fall Meeting Suppl., 147 (Abstract)*.

VIGLIOTTI M. & LANGENHEIM V.E. (1995). *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova: 7, 424-435.

VON RAUMER J.F., BUSSY F., STAMPFLI G.M. (2009). *The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework*. Comptes Rendus Geoscience: 341, 239-252.

VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M., BOREL G., BUSSY F., (2002). *The organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin*. International Journal of Earth Sciences: 91, 35-52.

VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M., BUSSY F. (2003). *Gondwana-derived microcontinents – the constituents of*

the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics: 365, 7-22.

VON RAUMER J.F., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B., STAMPFLI G.M. (2013). *Pre-Mesozoic Alpine basements- Their place in the European Paleozoic framework*. Geological Society of America Bulletin: 125, 89-108.

WHITE R.W., POWELL R., HOLLAND T.J.B. (2001). *Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH)*. Journal of Metamorphic Geology: 19, 139-53.

WIMMENAUER W. (1984). *Das praevariszische Kristallin im Schwarzwald*. Forschritte Mineralogie: 62, 69-86.

YE K., YAO Y., KATAYAMA I., CONG B., WANG Q., MARUYAMA S. (2000). *Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss*. Lithos:52(1), 157-164.

ZORPI M.J., COULON C, ORSINI J.B., COCIRTA C. (1989). *Magma mingling, mixing, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoids plutons*. Tectonophysics: 157, 315-329.

Appendice
Pseudosezioni Theriak-Domino

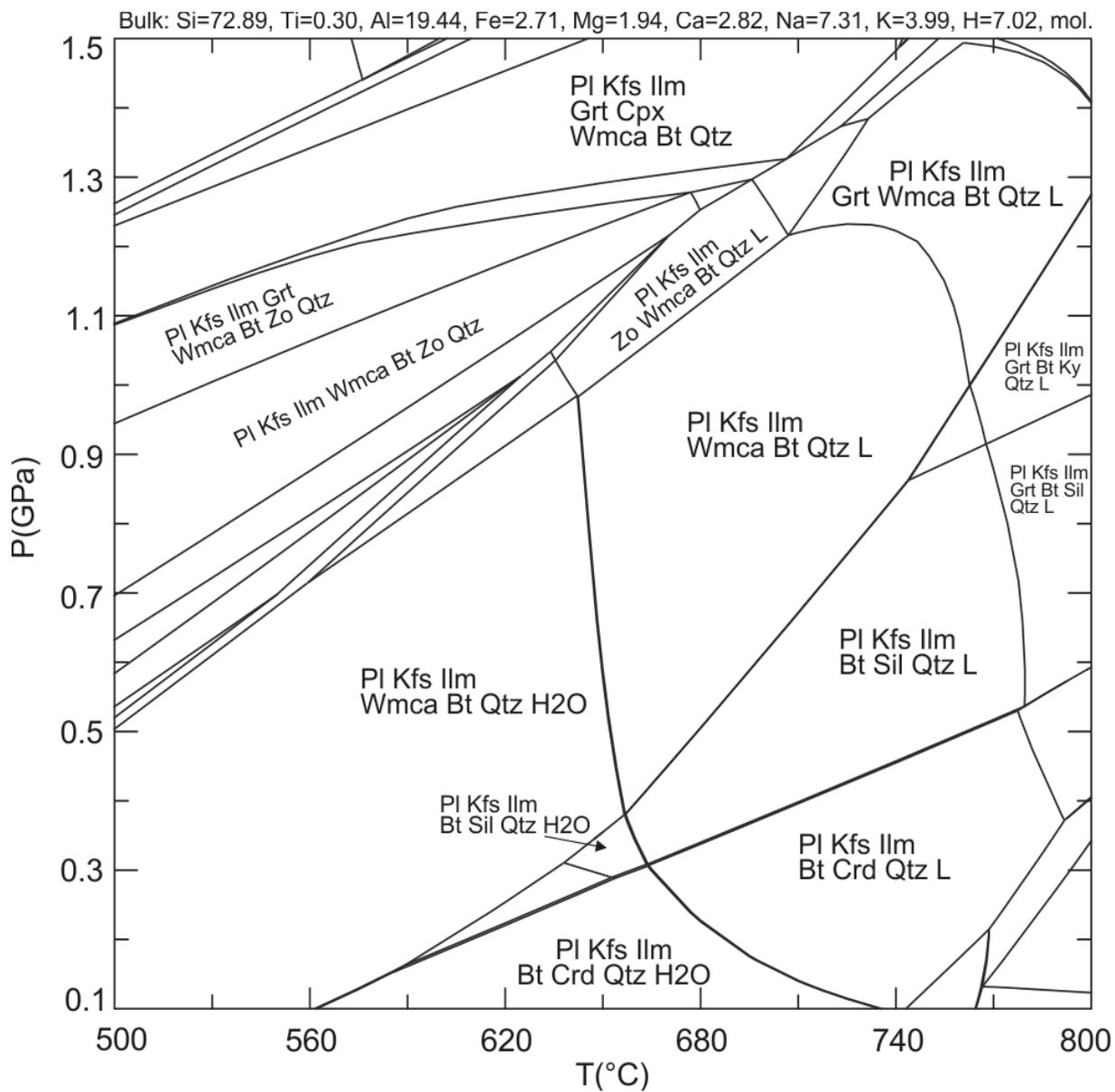


Fig. 1: Pseudosezione P-T calcolata, con Theriak-Domino, nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei mesosomi degli ortogneiss migmatitici di Porto Ottiolu, con l'1% di H₂O. Cfr. con figura 8.1.

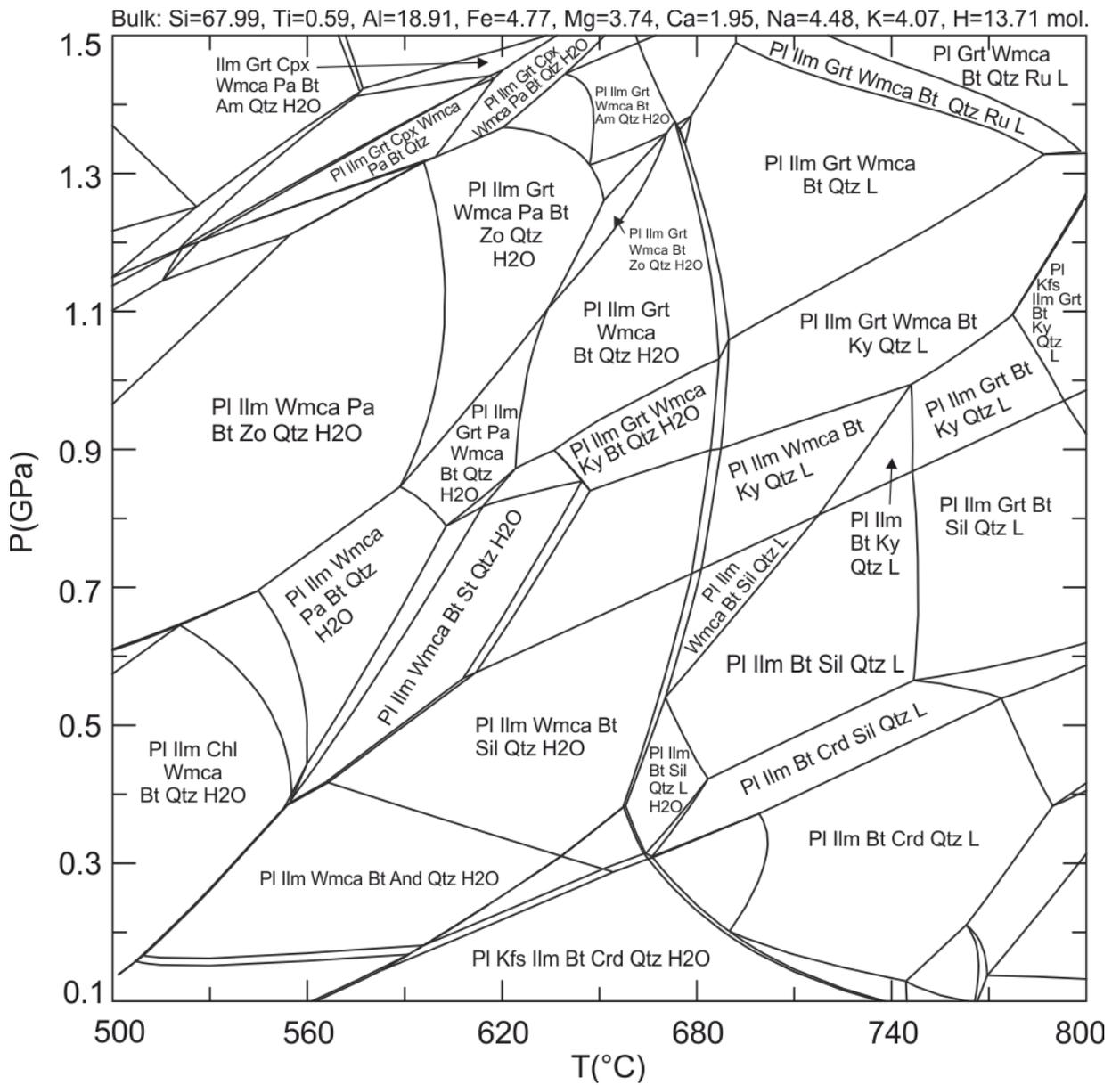


Fig. 2: Pseudosezione P-T calcolata, con Theriak-Domino, nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei mesosomi delle migmatiti paraderivate di Porto Ottiolu, con l'2% di H₂O. Cfr. con figura 8.5.

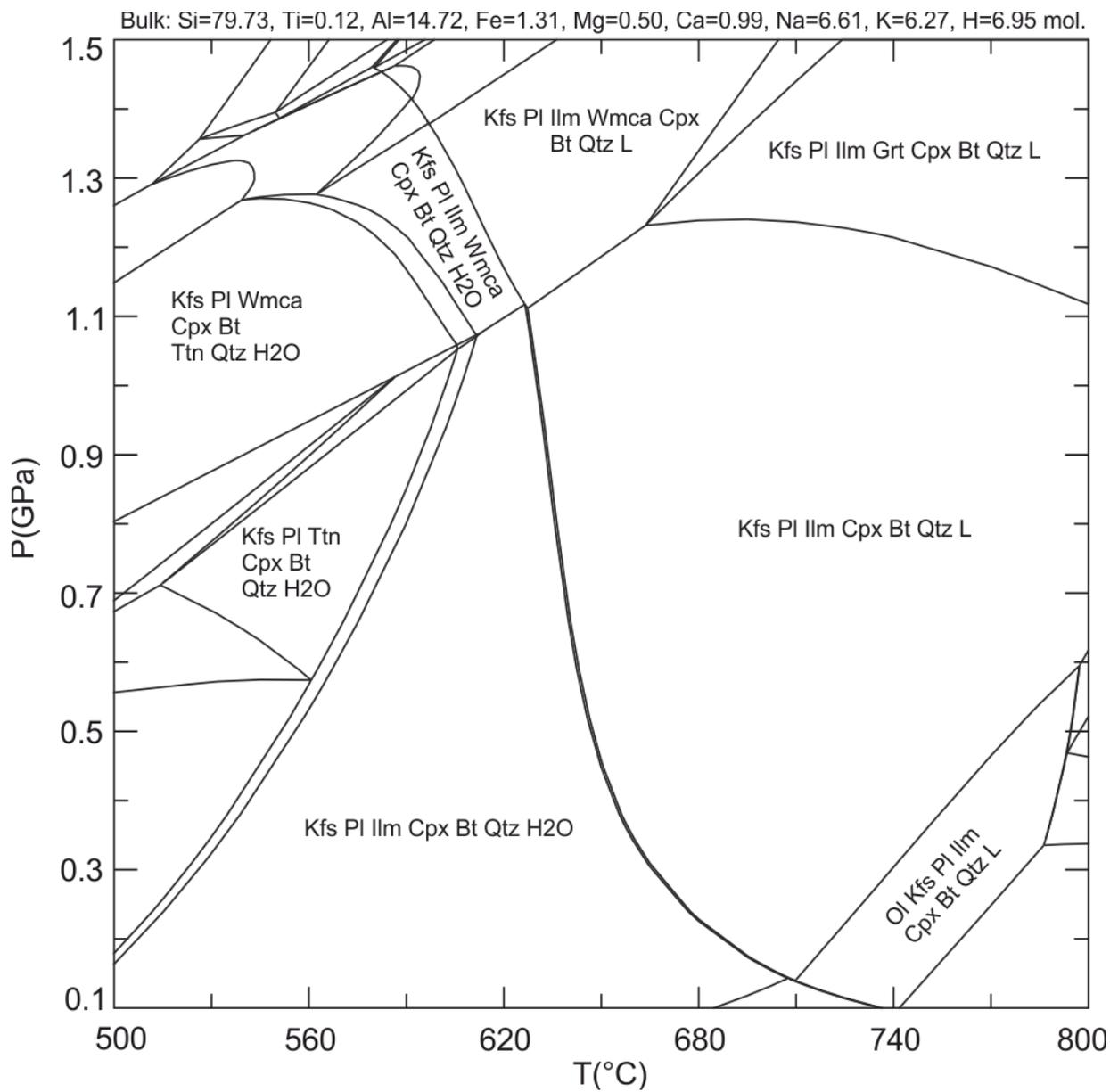


Fig. 3: Pseudosezione P-T calcolata, con Theriak-Domino, nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica media dei mesosomi degli ortogneiss migmatitici di Punta Sirenella, con l'1% di H₂O. Cfr. con figura 8.9.

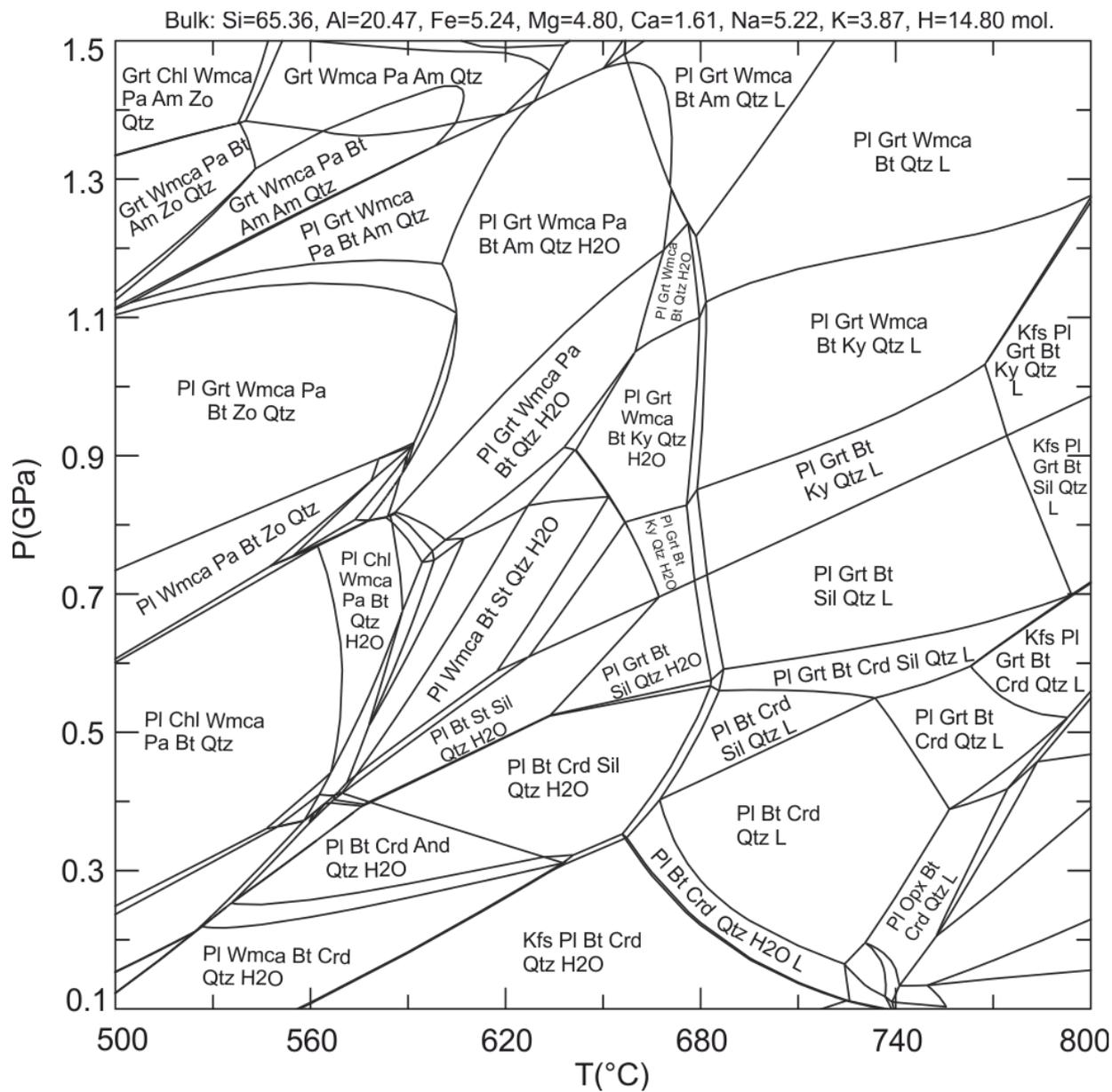


Fig. 4: Pseudosezione P-T calcolata, con Theriak-Domino, nel sistema NCKFMASH per la composizione chimica media dei mesosomi delle migmatiti paraderivate di Punta Sirenella, con l'2% di H_2O . Cfr. con figura 8.12a.

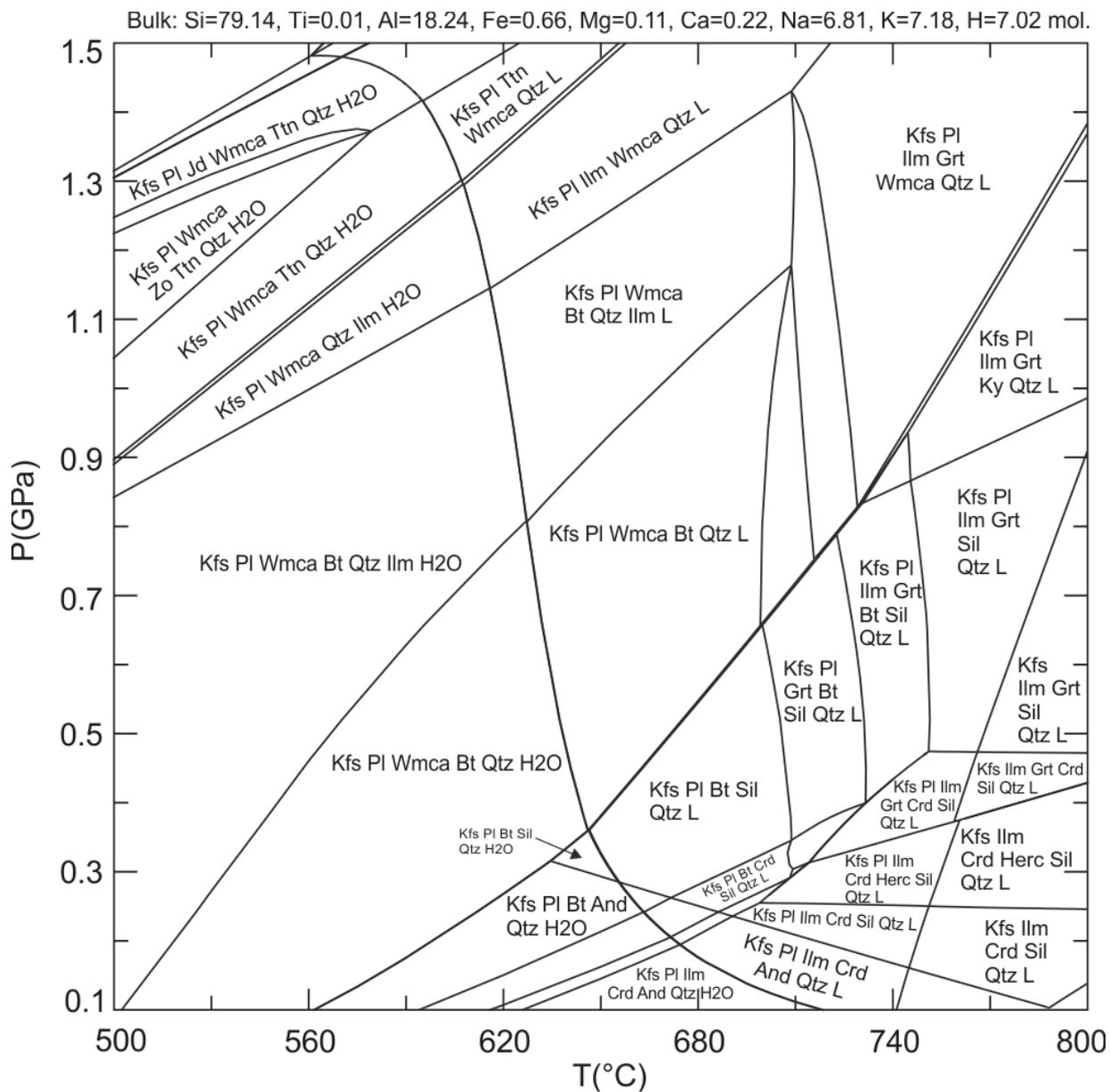


Fig. 5: Pseudosezione P-T calcolata, con Theriak-Domino, nel sistema NCKFMASH+Ti per la composizione chimica del campione BD78 del corpo leucocratico di Pittulongu, con l'1% di H₂O. Cfr. con figura 8.14.