

CAPITOLO 4

GEOCHIMICA

Lo studio geochimico è stato condotto su 64 campioni di rocce granitoidi, di cui 37 provenienti da corpi trondhjemitici, 21 da corpi granitici, 5 da corpi con caratteristiche intermedie e 1 da un corpo granodioritico. I contenuti in elementi maggiori sono stati analizzati tramite XRF presso il dipartimento di Scienze Geologiche di Catania. Gli elementi in traccia sono stati analizzati tramite “sodium peroxide fusion” mediante ICP-AES e ICP-MS alla SGS minerals services di Toronto, Canada. I contenuti di elementi maggiori ed in tracce per le rocce analizzate sono dati in (appendice B).

4.1 Elementi Maggiori

Sulla base dei contenuti degli elementi maggiori indicati da Barker (1979), del diagramma An-Ab-Or (fig. 4.1.1) di O'Connor (1965) modificato da Barker (1979) e di quello Q'(F)-Anor (Streckeisen e Le Maitre, 1979) (fig. 4.1.2), utilizzato per differenziare i diversi tipi di granitoidi non trondhjemitici (graniti e granodioriti), nonché, sulla base di specifici aspetti strutturali-tessiturali, i campioni relativi all'area di studio, possono essere divisi in:

- trondhjemitici s.s.;
- trondhjemitici alte in Na_2O ($\text{Na}_2\text{O} > 5.5\%$);
- trondhjemitici basse in CaO ($\text{CaO} < 1.5\%$);
- trondhjemitici basse in CaO alte in Na_2O ($\text{CaO} < 1.5\%$; $\text{Na}_2\text{O} > 5.5\%$);
- rocce transizionali;
- monzograniti;
- sienograniti;
- graniti ad alcali feldspati;
- granofiri;
- granodioriti.

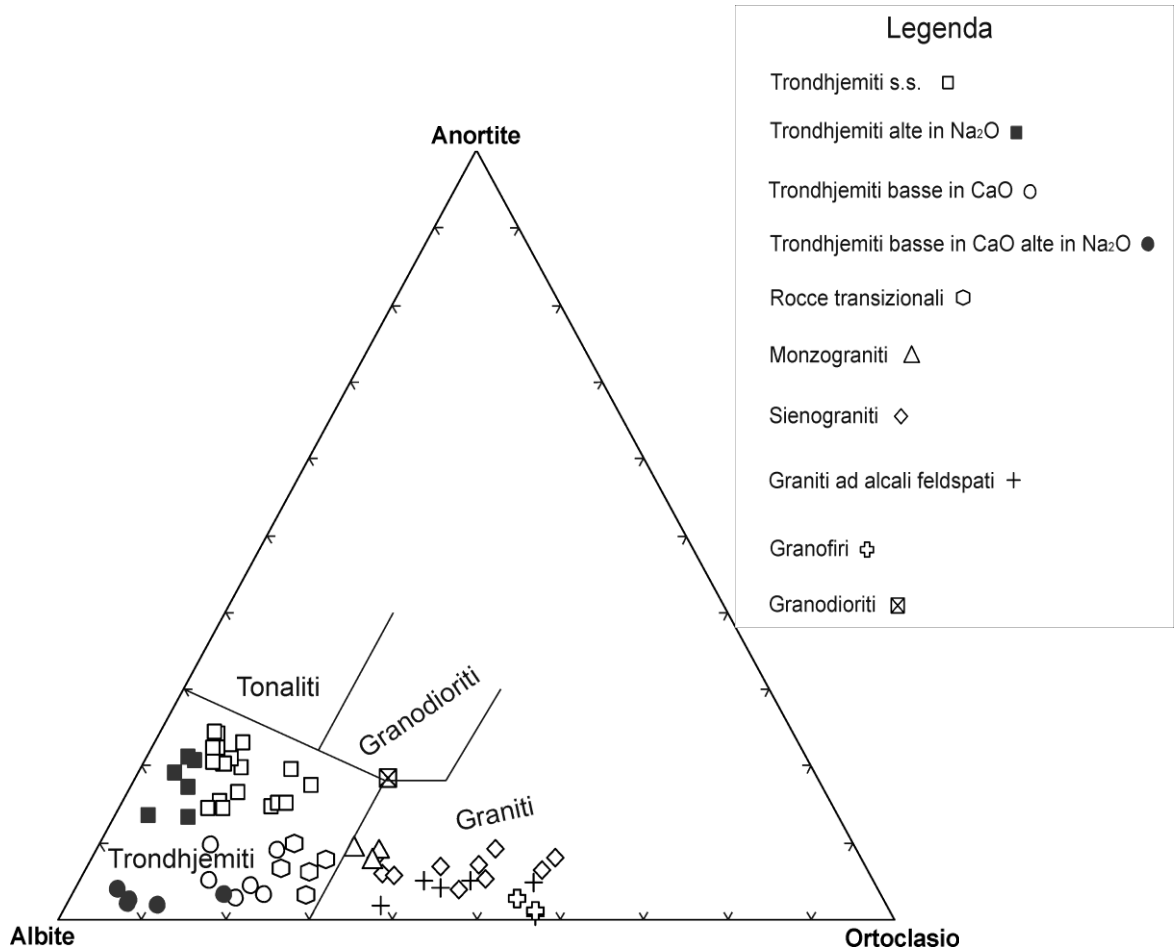


Fig. 4.1.1 Diagramma normativo An-Ab-Or (O'Connor, 1965). Campi da Barker (1979).

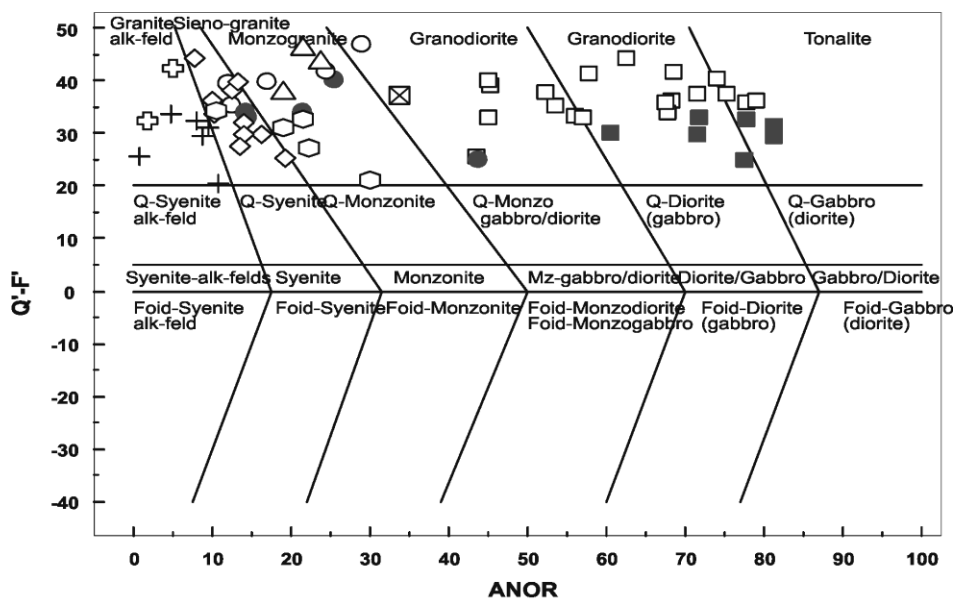


Fig. 4.1.2 Diagramma Q'(F')-Anor (Streckeisen e Le Maitre, 1979). (Simboli come in fig. 4.1.1).

Sul diagramma alcali-silice (fig. 4.1.3), tutti i campioni studiati mostrano un carattere sub-alcalino, eccetto due, facenti parte del gruppo dei graniti ad alcali feldspati.

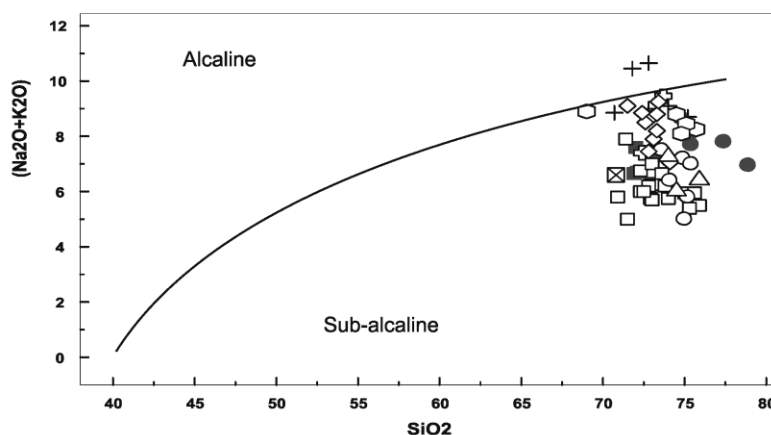


Fig. 4.1.3 Diagramma alcali-silice con la divisoria proposta da Irvine- Baragar (1971). (Simboli come in figura 4.1.1).

I contenuti in SiO_2 , per le diverse tipologie di campioni, vengono riportati di seguito: trondhjemiti s.s. e alte in Na_2O , tra 71% e 75.9 %, trondhjemiti basse in CaO alte in Na_2O , tra 73.6 % e 78.9 %, rocce transizionali tra 69.1 % e 75.8 %, graniti ad alcali feldspati tra 71.9 % e 75.2 %, sienograniti tra 71.5 % e 74.2 %, monzograniti tra 74% e 76 %, granodioriti 71 % e granofiri 72.4 % e 73.7 %. È importante notare, che le trondhjemiti e i graniti si collocano all'interno di un simile intervallo relativo alla SiO_2 %, quindi risulta improbabile un'evoluzione a partire dallo stesso fuso magmatico. Alcuni campioni trondhjemitici, riportati come alti in Na_2O , mostrano valori maggiori del 5.5 %, che rappresenta il valore massimo indicato da Barker (1979) per le rocce trondhjemitiche tipiche. Valori alti in Na_2O , corrispondono ad una maggiore percentuale modale di plagioclasti a composizione albitica oltre ad una maggiore presenza di biotite e minore K-feldspato. CaO risulta discriminante per le diverse tipologie di rocce studiate, infatti si ha, in media, 2.44 % per le trondhjemiti s.s. mentre 0.61 % in media per le trondhjemiti basse in CaO , in accordo con le analisi effettuate tramite SEM sui plagioclasti da cui si evince la maggiore presenza di plagioclasti a composizione albitica nelle trondhjemiti basse in CaO . Allo stesso modo, come già osservato durante l'analisi petrografica nei graniti, il contenuto di CaO dipende dalla percentuale modale e dalla composizione dei plagioclasti passando da un valore medio di 0.63 % per i graniti ad alcali feldspati, per un valore medio di 0.87 % nei sienograniti, ad un valore medio di 1.05 % nei monzograniti, quest'ultimo vicino a 1.07 % delle rocce transizionali.

Come mostra il diagramma di variazione (fig. 4.1.4), K_2O/Na_2O vs. $SiO_2\%$, le trondhjemiti mantengono costanti valori più bassi rispetto ai graniti all'aumentare di $SiO_2\%$.

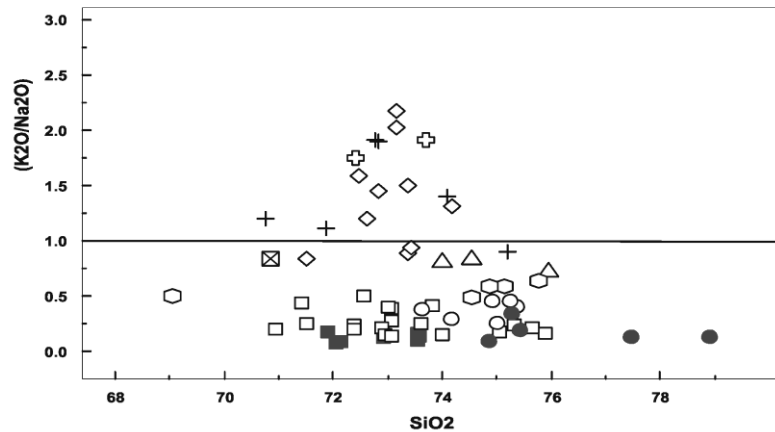


Fig. 4.1.4 Variazione del rapporto K_2O/Na_2O rispetto alla $SiO_2\%$. (Simboli come in fig. 4.1.1).

Il contenuto in K_2O nelle trondhjemiti è sempre sotto il 2.5 %, 3 % in media nelle rocce transizionali, mentre tra 2.74 % e 6.94 % nei graniti; tali variazioni, sono legate alle percentuali modali del feldspato potassico, della biotite e muscovite. Nel diagramma di variazione K_2O rispetto a SiO_2 (fig. 4.1.5), la maggior parte delle trondhjemiti ricade nella serie tholeiitica, le rocce transizionali nella serie calcalkalina ed infine, i graniti spaziano dalla serie calcalkalina alta in K alla serie shoshonitica.

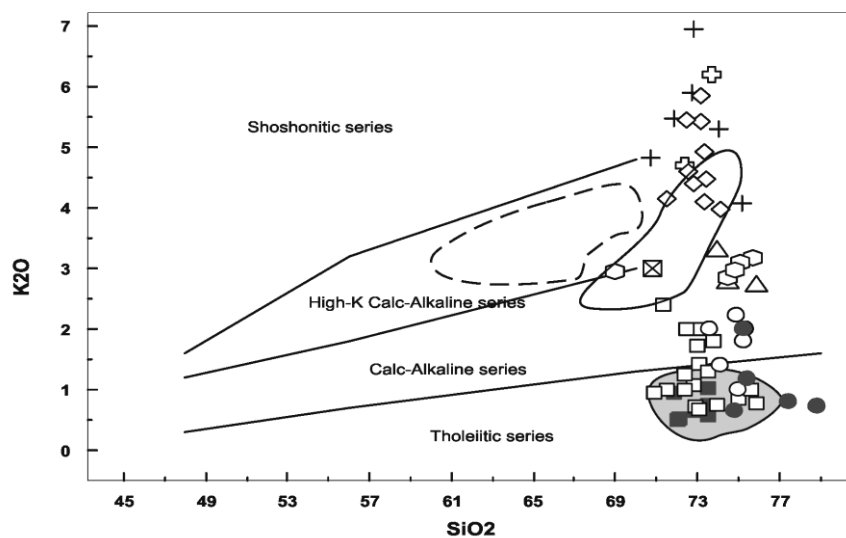


Fig. 4.1.5 Diagramma di variazione $K_2O\%$ rispetto a $SiO_2\%$ (dopo Peccerillo e Taylor, 1976) confrontato con i campi dei granitoidi calcalkalini (line tratteggiata) e peraluminosi (line continua) dell'OCP meridionale (D'Amico et al., 1982; Rottura et al., 1990, 1991) e delle trondhjemiti di Pizzo Bottino (area grigia) provenienti dall'area nord-orientale dei Monti Peloritani (Fiannacca, 2000); (Fiannacca et al., 2005). (Simboli come in fig. 4.1.1).

L'indice di saturazione in Al (**ASI**) mostra valori da debolmente peraluminosi a fortemente peraluminosi (fig. 4.1.6) e crescenti verso alti valori di SiO_2 . La distribuzione risulta casuale, anche se la maggior parte delle trondhjemiti e rocce transizionali, ricadono nel campo dei magmi di tipo I, mentre i graniti nel campo dei magmi di tipo S.

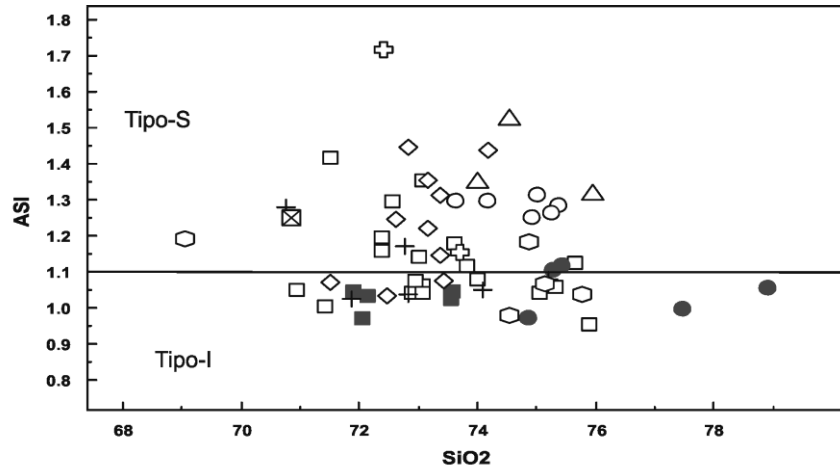


Fig. 4.1.6 Variazione dell'indice di peraluminosità rispetto a $\text{SiO}_2\%$. (simboli come in fig. 4.1.1).

Nei diagrammi di Harker (fig. 4.1.7), Al_2O_3 and TiO_2 sono correlati negativamente con SiO_2 mentre, gli altri ossidi non mostrano un ben definito trend magmatico, probabilmente a causa di processi post-magmatici. I graniti mostrano lo stesso intervallo in SiO_2 rispetto alle trondhjemiti, ma sono più poveri in CaO e Na_2O e più ricchi in K_2O . Le rocce transizionali sono più ricche in Na_2O e più povere in K_2O rispetto ai graniti.

Confrontando i granitoidi tardo-ercinici dell'OCP con i campioni dell'area di studio, i secondi mostrano differenti trend rispetto ai calcocalini e sono simili a quelli peraluminosi (D'Amico et al., 1982; Rottura et al., 1990, 1991), eccetto per le trondhjemiti e le rocce transizionali, sui diagrammi Na_2O , CaO e K_2O rispetto a SiO_2 . Trends simili si osservano per le trondhjemiti dell'area di studio con quelle relative all'area di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005) che tuttavia non comprendono tipi bassi in CaO .

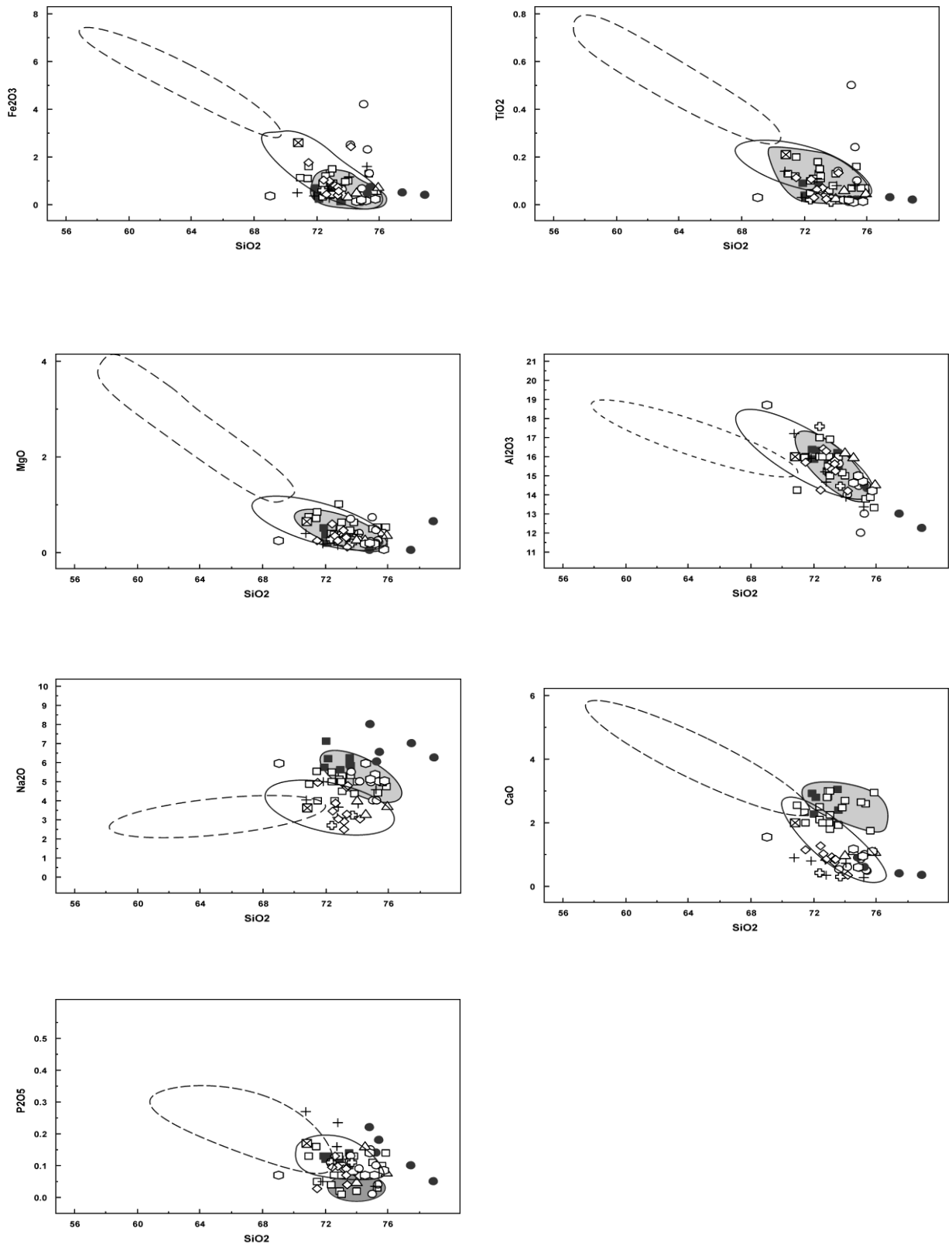


Fig. 4.1.7 Diagrammi di Harker per le trondhjemiti, i graniti e le rocce transizionali (simboli come in fig. 4.1.1) confrontati con i campi definiti da granitoidi calcalkalini (linea tratteggiata), peraluminosi (linea continua) dell'OCP meridionale (campi dopo D'Amico et al., 1982; Rottura et al., 1990, 1991) e trondhjemiti di Pizzo Bottino (area grigia) dei Monti Peloritani nord-orientali (campi dopo Fiannacca et al., 2005).

4.2. Elementi in tracce

Le rocce a composizione trondhjemitica, rispetto a quelle con composizione granitica, sono generalmente caratterizzate da tenori più elevati in Sr e più bassi in Rb. I contenuti maggiori in Sr si riscontrano nel gruppo delle trondhjemiti s.s., e in quelle alte in Na_2O , mentre, i più bassi nelle trondhjemiti povere in CaO, con picchi minimi in corrispondenza dei campioni con Na_2O elevato. I sienograniti, rispetto alle altre rocce a composizione granitica, sono caratterizzati da contenuti in Sr più elevati, i quali seppur dimezzati rispetto alle trondhjemiti s.s., sono confrontabili sia con le trondhjemiti basse in CaO che con le rocce transizionali. Il Rb, invece, presenta il picco massimo nei graniti ad alcali feldspati ed i valori più bassi nelle trondhjemiti tipo s.s., in particolar modo in quelle alte in Na_2O . Contenuti simili in Rb si hanno nelle rocce transizionali, nelle trondhjemiti basse in CaO e nei monzograniti (appendice B). Inoltre, il rapporto Rb/Sr, nella maggior parte delle rocce studiate è basso e si mantiene costante al variare del contenuto in SiO_2 . Fanno eccezione solo alcuni campioni appartenenti alle trondhjemiti basse in CaO e al gruppo basse in CaO alte in Na_2O , ed alcuni graniti ad alcali feldspati (fig. 4.2.1).

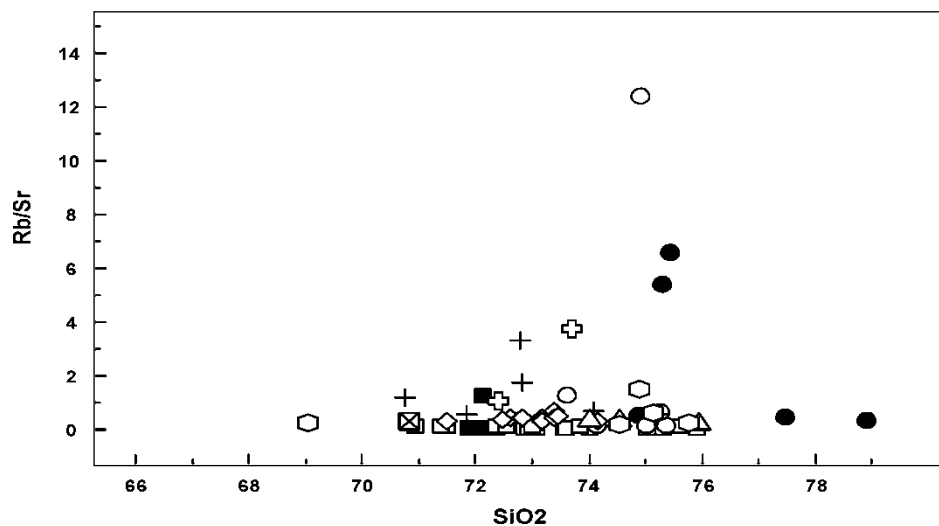


Fig. 4.2.1 Diagramma Rb/Sr vs. SiO_2 % (simboli come in fig. 4.1.1).

Nel diagramma Rb vs. Sr (fig. 4.2.2), proposto da Coleman e Peterman (1975), tutte le trondhjemiti s.s., la maggior parte del gruppo alte in Na_2O e del gruppo basse in CaO ricadono nel campo delle trondhjemiti continentali; mentre, la maggioranza dei graniti ad alcali feldspati, dei sienograniti e il campione di granodiorite, rientrano nel campo dei granofiri continentali.

Inoltre, in questo diagramma, si osserva che nessuna delle trondhjemiti basse in CaO alte in Na₂O ricade nei campi considerati.

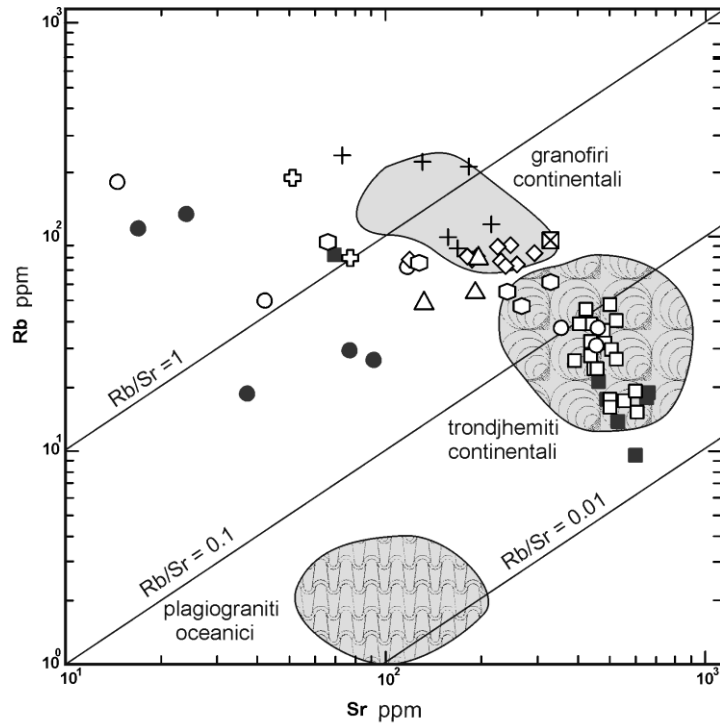


Fig. 4.2.2 Diagramma Rb vs. Sr (Coleman & Peterman, 1975). (Simboli come in fig. 4.1.1).

Il carattere continentale delle rocce a composizione trondhjemitica è ulteriormente confermato dal diagramma Yb vs. Al₂O₃ (fig. 4.2.3), proposto da Arth (1979), dove la maggior parte dei campioni, occupano il campo delle trondhjemiti continentali. Nel diagramma Sr/Y vs. Y (fig. 4.2.4), di Drummond e Defant (1990), quasi tutte ricadono all'interno del campo delle TTG alte in Al, eccetto due trondhjemiti tipo s.s., con valori più elevati del rapporto Sr/Y.

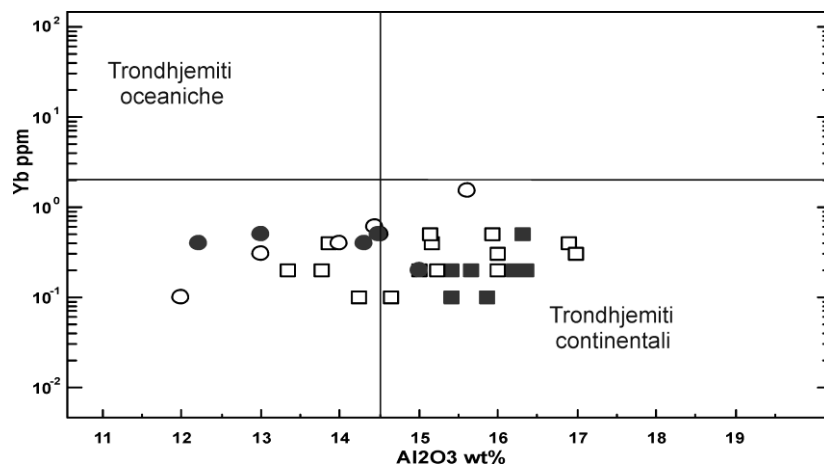


Fig. 4.2.3 Diagramma Yb vs. Al₂O₃ (Arth, 1979). (Simboli come in fig. 4.1.1).

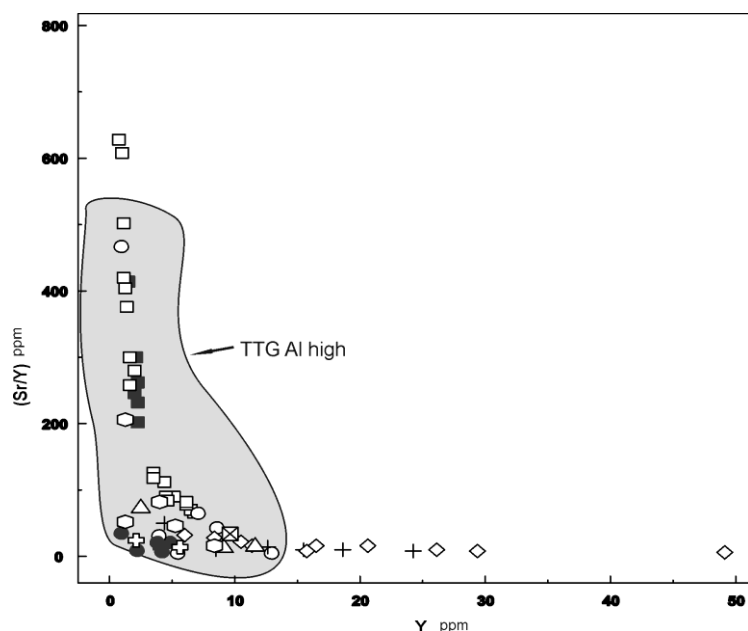


Fig. 4.2.4 Diagramma Sr/Y vs. Y (Dummond e Defant, 1990). (Simboli come in fig. 4.1.1).

Il comportamento delle rocce a composizione trondhjemitica, rispetto a quelle con composizione granitica, è stato ulteriormente osservato plottando insieme alla SiO_2 , in diagrammi di variazione, i contenuti di selezionati elementi in traccia (fig. 4.2.5). I dati sono stati confrontati con i campi definiti dai granitoidi calcalcalini e peralluminosi provenienti dall' OCP meridionale (Rottura et al., 1986, 1991) e dalle trondhjemiti di Pizzo Bottino provenienti dai Monti Peloritani nord-orientali (Fiannacca et al., 2005). Complessivamente, le rocce a composizione trondhjemitica, rispetto a quelle con composizione granitica, hanno tenori maggiori in Sr e minori in Rb e Ba, ed, inoltre, si collocano bene all'interno dei campi definiti dalle trondhjemiti di Pizzo Bottino. Nel diagramma di variazione dello Sr, si è osservata una netta separazione tra le trondhjemiti ed i gruppi dei graniti in corrispondenza del valore di 400 ppm; fanno eccezione le trondhjemiti basse in CaO caratterizzate da valori dello Sr variabili e particolarmente bassi nel caso delle alte in Na_2O . In questo diagramma, inoltre, le rocce a composizione granitica ed, in particolare, il gruppo dei sienograniti ricadono all'interno o in prossimità del campo dei granitoidi peralluminosi dell'OCP, mentre nessun campione si colloca nell'area dei granitoidi calcalcalini. In tutte le rocce studiate, tranne alcune eccezioni, i valori di Zr si mantengono sotto i 50 ppm all'interno di un intervallo della SiO_2 compreso tra 70 e 76 % in peso. Infine, nel diagramma di variazione del Ba, i sienograniti mostrano un ampio range di valori all'interno di un piccolo intervallo della silice.

Nel diagramma triangolare Rb-Ba-Sr (fig. 4.2.6), si osserva che la maggior parte delle trondhjemiti si colloca all'interno del campo descritto dalle rocce di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005), mentre, buona parte dei sienograniti e parte delle rocce transizionali, ricade nell'area dei granitoidi peralluminosi dell'OCP (Rottura et al., 1986, 1991). Infine, al di fuori delle aree considerate, si trovano per lo più i campioni appartenenti al gruppo delle trondhjemiti basse in CaO alte in Na₂O. Nel diagramma di variazione Sr vs. Ba (fig. 4.2.7), ancora una volta, le rocce a composizione trondhjemitica mostrano un comportamento differente rispetto alle altre tipologie di rocce studiate. In particolare, la maggior parte dei campioni di trondhjemiti formano un trend a correlazione negativa, mentre gran parte delle rocce a composizione granitica e di quelle transizionali formano trend simili con correlazione positiva. Nel diagramma Rb vs. K₂O (fig.4.2.8) si evidenzia come i campioni appartenenti alle diverse tipologie di rocce sono caratterizzate da diversi tenori nei due elementi.

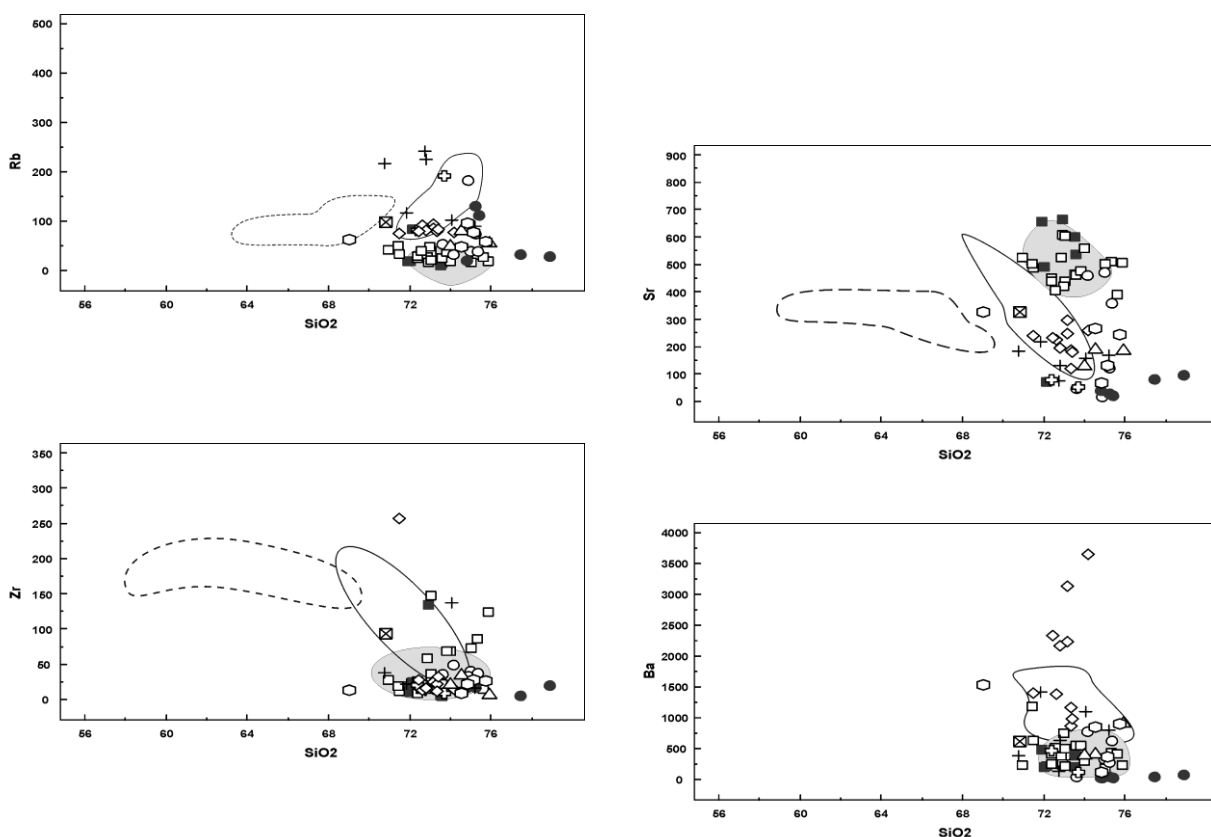


Fig. 4.2.5 Diagrammi di variazione del Rb, Sr, Zr e Ba vs. SiO₂ (simboli come in fig 4.1.1) confrontati con i campi definiti dai granitoidi calcalkalini (linea tratteggiata) e peralluminosi (linea continua) provenienti dall' OCP meridionale (campi dopo Rottura et al., 1986, 1991) e trondhjemiti di Pizzo Bottino (area grigia) provenienti dai Monti Peloritani nord-orientali (campi dopo Fiannacca et al., 2005).

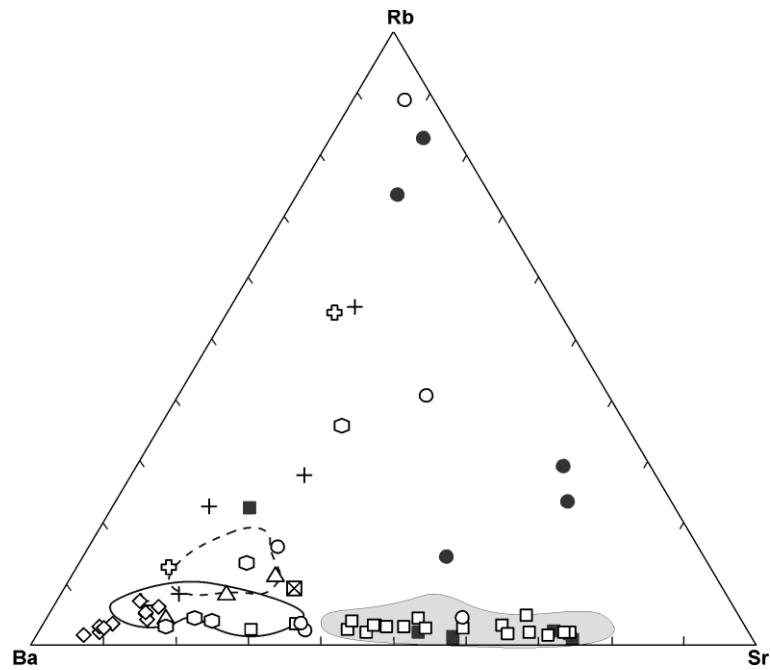


Fig. 4.2.6 Diagramma triangolare Rb-Ba-Sr (simboli come in fig. 4.1.1) confrontato con i campi definiti dai granitoidi calcocalcinali (linea tratteggiata) e peralluminosi (linea continua) provenienti dall' OCP meridionale (campi dopo Rottura et al., 1986, 1993) e trondhjemititi di Pizzo Bottino (area grigia) provenienti dai Monti Peloritani nord-orientali (campi dopo Fiannacca et al., 2005).

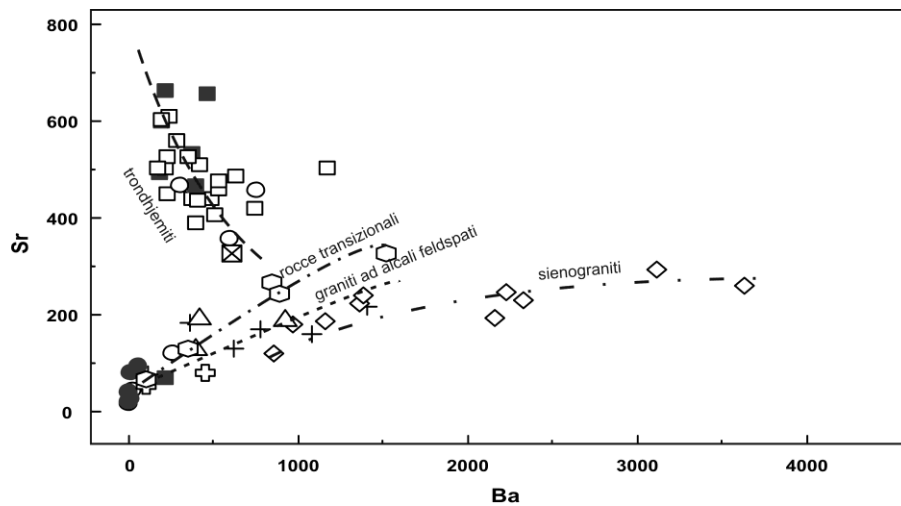


Fig. 4.2.7 Diagramma Sr (ppm) vs. Ba (ppm). (Simboli come in fig. 4.1.1).

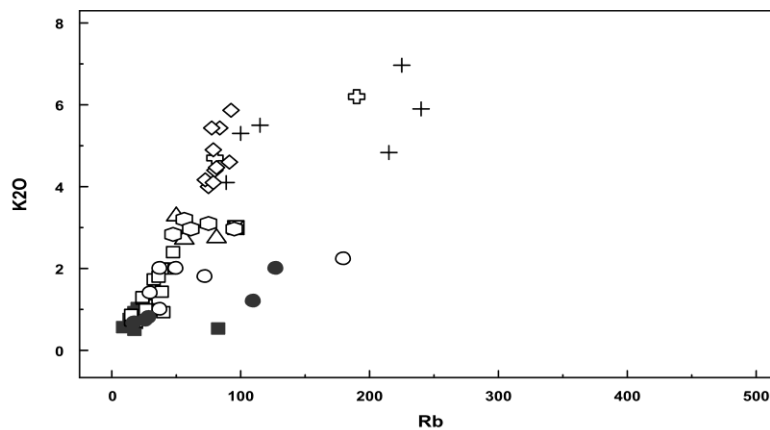


Fig. 4.2.8 Diagramma K_2O (wt %) vs Rb (ppm). (Simboli come in fig. 4.1.1).

Un'ulteriore caratterizzazione dei campioni studiati è stata effettuata sulla base dei diagrammi di discriminazione proposti da Pearce et al. (1984), (fig. 4.2.9 a,b,c,d), nei quali sono riportate le aree per i graniti di arco vulcanico (VAG), sin collisionali (syn COLG), intraplacca (WPG) e di dorsale oceanica (ORG). La maggior parte dei campioni analizzati rientra all'interno dei campi VAG e syn-COLG suggerendo, in tal modo, un'origine da ambiente orogenico.

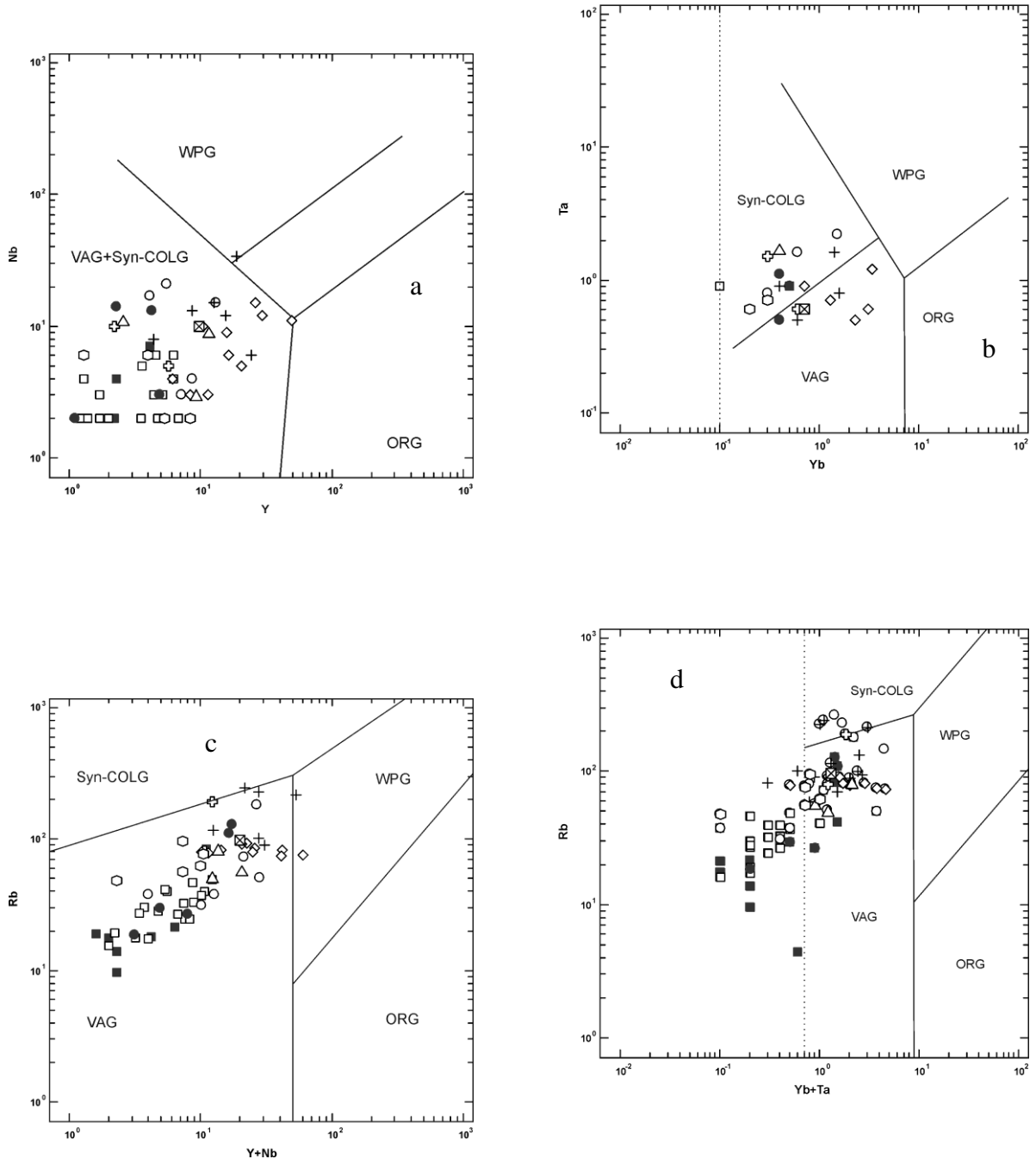
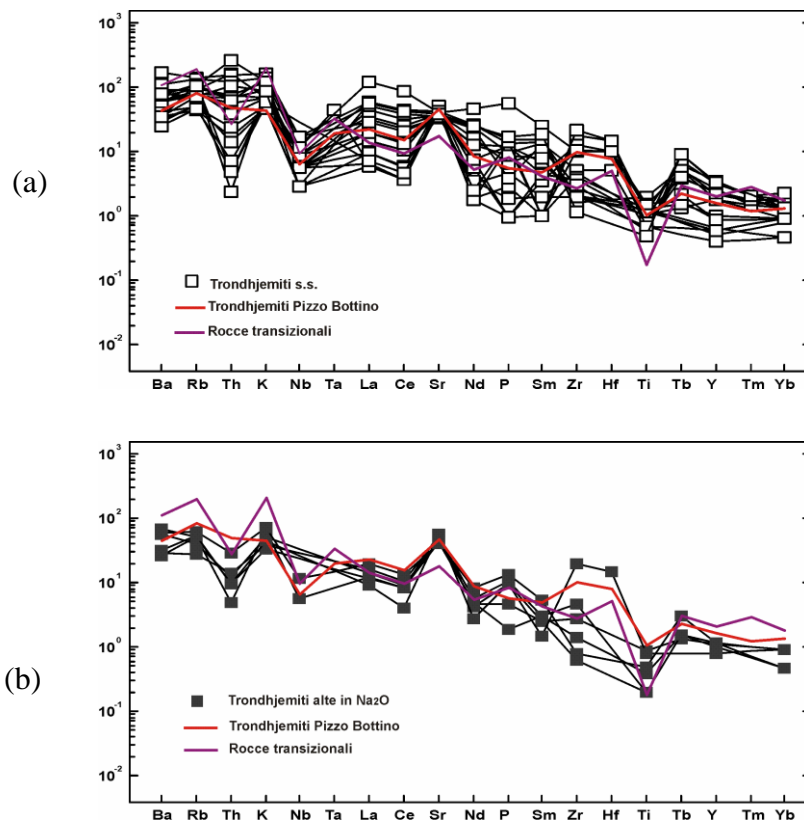


Fig. 4.2.9 a,b,c,d Diagrammi di discriminazione per le rocce granitiche proposti da Pearce (1984). VAG: graniti di arco vulcanico; Syn-COLG: graniti sin-collisionali; WPG: graniti intraplacca; ORG: graniti di dorsale oceanica. Nel diagramma (Yb+Ta) vs. Rb, le rocce che sono alla sinistra della linea tratteggiata, ricadono fuori dai campi descritti da Pearce.

I contenuti degli elementi in tracce, relativi le diverse tipologie di rocce studiate, sono stati plottati in diagrammi multielementi, normalizzati rispetto i valori condritici di Thompson (1982) e confrontati con i valori medi delle trondhjemiti di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005), delle rocce granitoidi dell'OCP (Rottura et al., 1991, 1993; Fiannacca et al., 2000) e delle rocce transizionali relative l'area di studio. Le rocce a composizione trondhjemitica mostrano, complessivamente, andamenti eterogenei, tuttavia, patterns confrontabili si riconoscono nelle trondhjemiti s.s. ed in quelle alte in Na_2O , in prevalenza caratterizzate da anomalie positive in K e Sr e negative in Th, Nb e Ti. Gli altri due gruppi (basse in CaO e basse in CaO alte in Na_2O) hanno, invece, dei trend più irregolari accomunati da una spiccata anomalia negativa del Ba. Rispetto ai dati di confronto, si è notato che i campioni appartenenti al gruppo s.s. e quelli alti in Na_2O (fig. 4.2.10 a,b) mostrano patterns simili alle rocce con composizione trondhjemitica dell'area di Pizzo Bottino, mentre si differenziano dalle rocce transizionali, rispettivamente, per una maggiore anomalia positiva in Sr ed una minore anomalia negativa in Ti, e per una maggiore anomalia negativa in Ba ed una anomalia positiva minore in K. Il gruppo delle trondhjemiti basse in CaO e basse in CaO alte in Na_2O (fig. 4.2.10 c,d) mostrano, invece, patterns più simili alle rocce transizionali, da cui differiscono per la maggiore anomalia negativa in Ba.



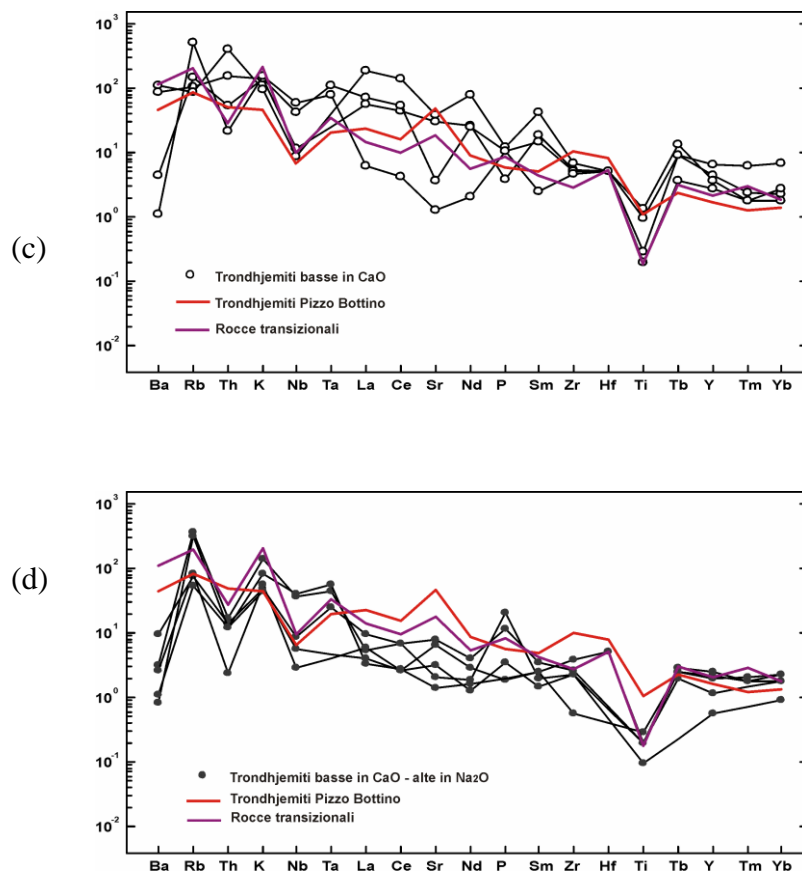
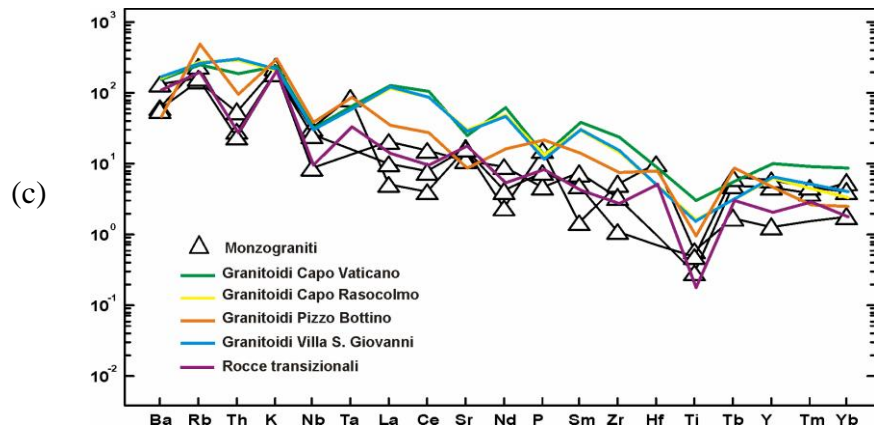
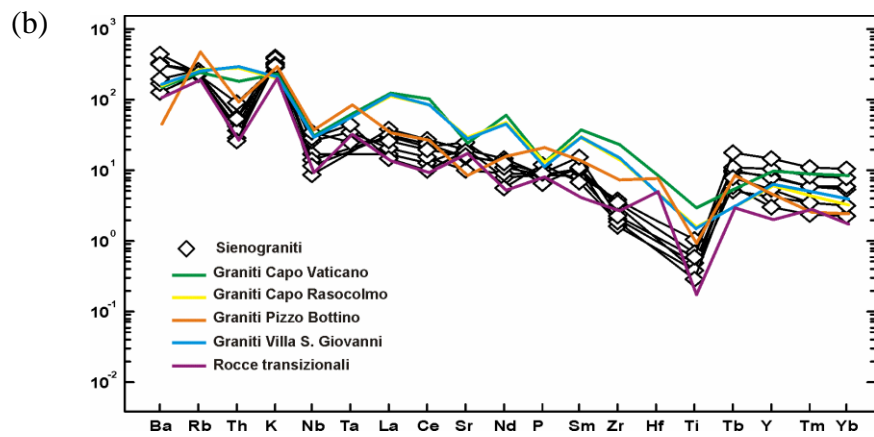
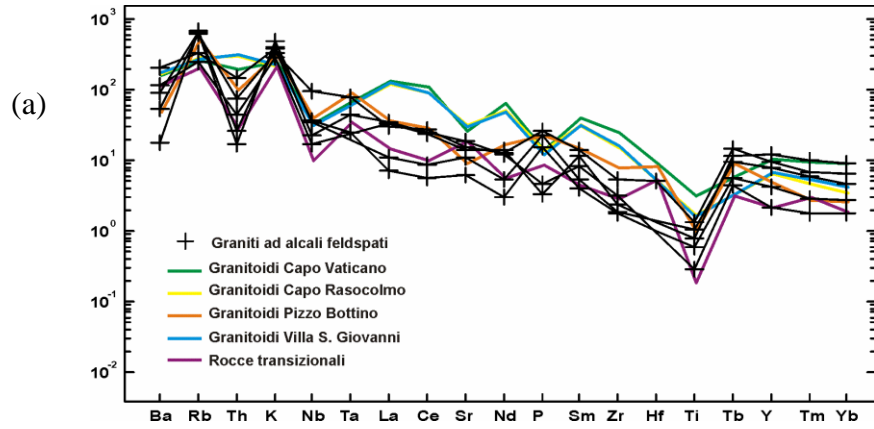


Fig. 4.2.10 (a,b,c,d) Diagrammi multielementi delle rocce con composizione trondhjemitica normalizzati rispetto ai valori condritici di Thompson (1982) e confrontati con i valori medi relativi le trondhjemiti di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005) e le rocce transizionali dell'area di studio.

Le rocce a composizione granitica mostrano, invece, rispetto le trondhjemiti sopra descritte, dei patterns complessivamente più regolari, come risulta evidente, in particolar modo, nei sienograniti. I campioni appartenenti ai graniti ad alcali feldspati, ai sienograniti, ai monzograniti ed ai granofiri (fig. 4.2.11 a, b, c, d) sono caratterizzati da un generale arricchimento in elementi incompatibili con picchi positivi per Rb e K e negativi per Ba, Th, Nb e Ti, a conferma del loro carattere orogenico, ed hanno composizione simile alle rocce transizionali; mentre le granodioriti (fig. 4.2.11, e) presentano maggiori contenuti in Th, Nb e Ti, e mostrano un trend confrontabile con i granitoidi di Villa san Giovanni, Capo Rasocolmo e Capo Vaticano.



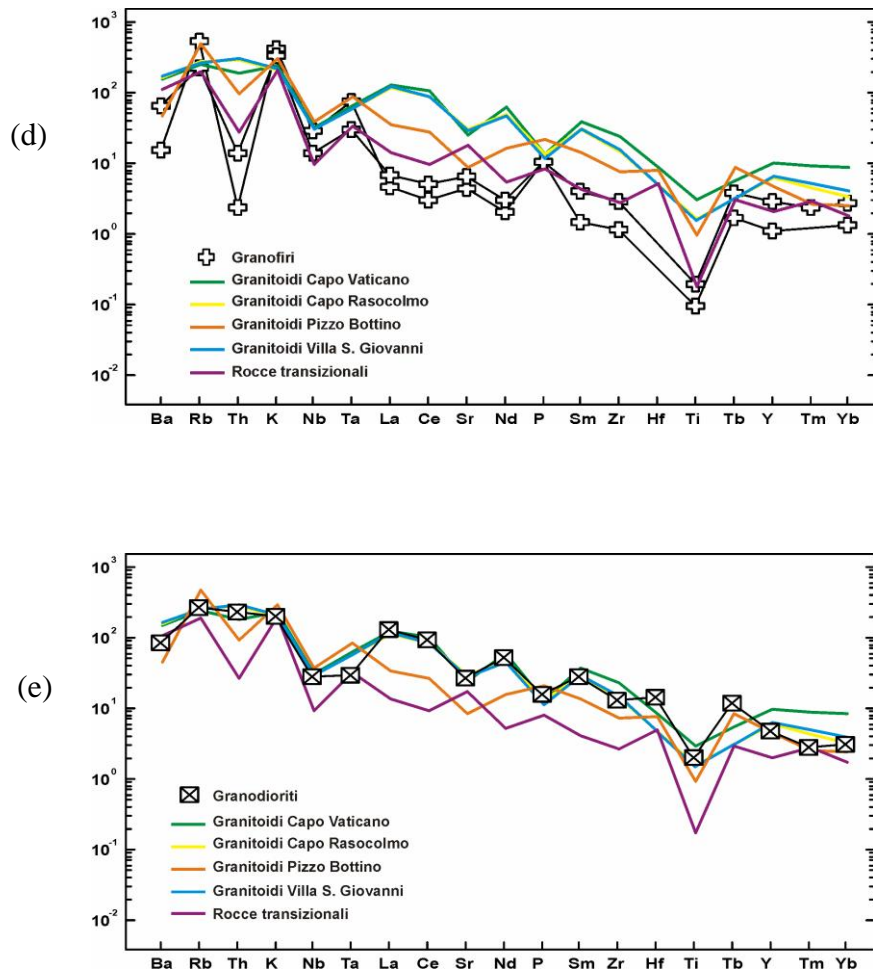


Fig. 4.2.11 (a,b,c,d,e) Diagrammi multielementi delle rocce con composizione granitica normalizzati rispetto ai valori condritici di Thompson (1982) e confrontati con i valori medi relativi le rocce granitoidi dell'OCP (Rottura et al., 1991, 1993), di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2000) e le rocce transizionali dell'area di studio.

4.3 REE

I dati relativi le terre rare, di tutti i campioni oggetto di studio, sono stati suddivisi sulla base dell'anomalia dell'europio e confrontati con i valori medi delle trondhjemitite di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005), delle rocce granitoidi dell'OCP (Rottura et al., 1991, 1993; Fiannacca et al., 2000) e delle rocce transizionali provenienti dall'area di studio (fig. 4.3.1; 4.3.2; 4.3.3; 4.3.4). Complessivamente le rocce con composizione trondhjemitica hanno patterns caratterizzati da un arricchimento in LREE, rispetto alle HREE, fatta eccezione solo per alcuni campioni, appartenenti ai tipi bassi in CaO alti in Na₂O. I campioni di trondhjemitite basse in CaO alte in Na₂O mostrano un scarso frazionamento delle LREE e delle HREE. Rispetto i dati di confronto (Fiannacca et al., 2005), tutti i campioni hanno trend simili a quelli dell'area di Pizzo Bottino, fa eccezione solo il gruppo delle basse in CaO alte in Na₂O che mostrano un pattern più simile a quello delle rocce transizionali.

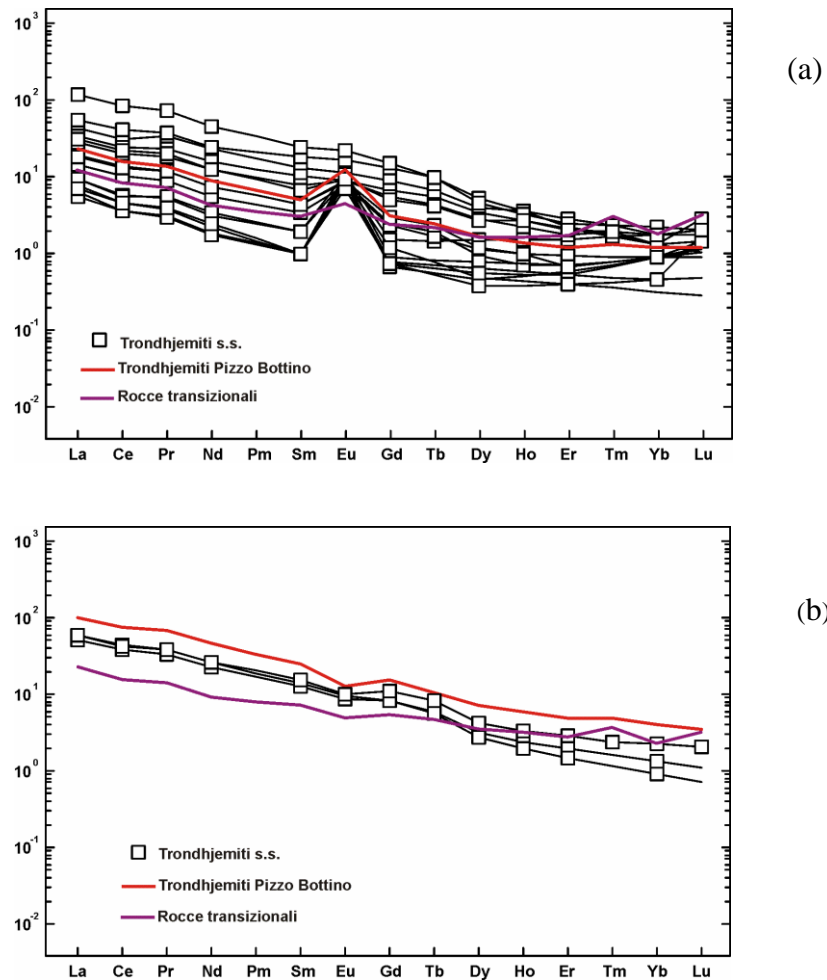


Fig. 4.3.1 Patterns delle REE nelle trondhjemitite s.s. normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). (a) anomalia positiva dell'Eu; (b) anomalia negativa dell'Eu.

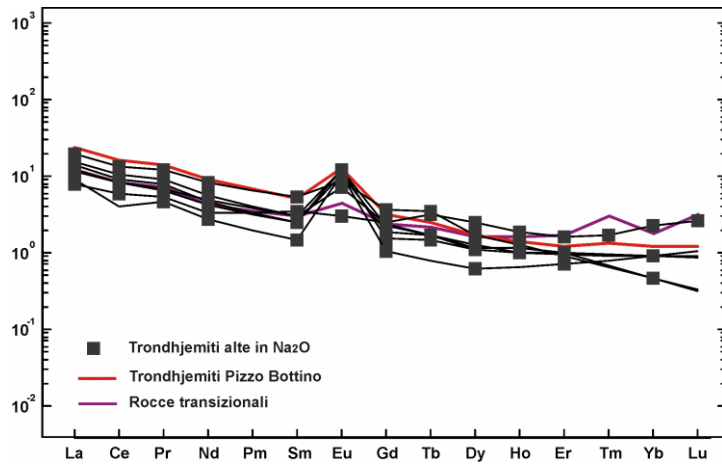
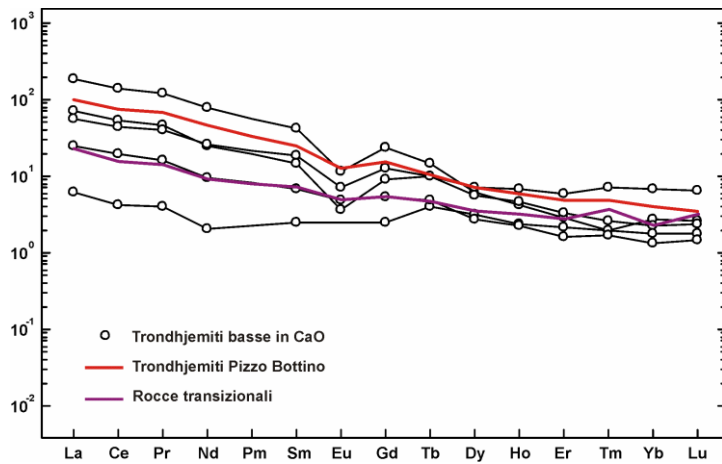
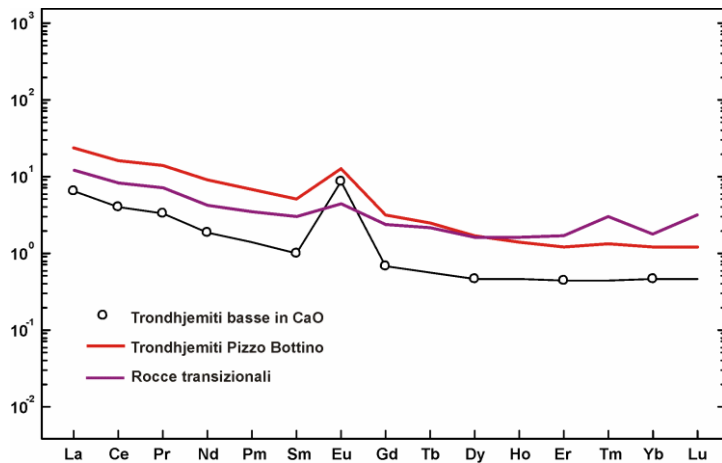


Fig. 4.3.2 Patterns delle REE nelle trondhjemiti alte in Na_2O normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia Eu positiva.



(a)



(b)

Fig. 4.3.3 Patterns delle REE nelle trondhjemiti basse in Ca, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). (a) anomalia negativa dell'Eu; anomalia positiva dell'Eu (b).

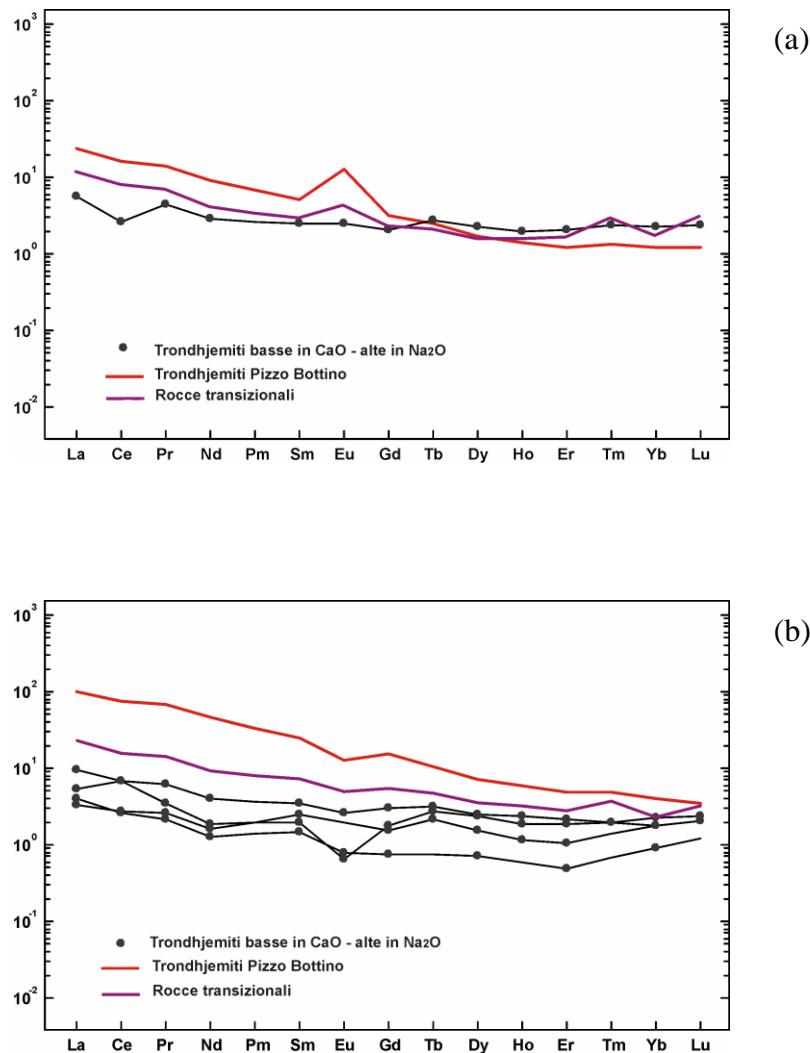


Fig. 4.3.4 Patterns delle REE nelle trondhjemiti basse in CaO alte in Na₂O, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). (a) anomalia positiva dell'Eu; (b) anomalia negativa dell'Eu.

Le rocce a composizione granitica sono caratterizzate da un'ampia variabilità nel contenuto in REE. I graniti ad alcali feldspati, i sienograniti con anomalia negativa dell'Eu e granodioriti mostrano un maggiore arricchimento in LREE rispetto alle HREE (fig. 4.3.6; 4.3.5; 4.3.9), comunque minore rispetto quello riscontrato nelle rocce a composizione trondhjemitica. Ad esclusione delle granodioriti, la maggior parte delle rocce granitiche risulta tuttavia, caratterizzata da uno scarso o assente frazionamento delle terre rare. Rispetto ai dati di confronto (Rottura et al., 1991, 1993; Fiannacca et al., 2000) i graniti ad alcali feldspati ed i sienograniti hanno patterns simili a quelli delle

rocce granitoidi di Pizzo Bottino; i monzograniti ed i granofiri alle rocce transazionali (fig. 4.3.7; 4.3.8) infine, le granodioriti ai granitoidi di Capo Rasocolmo.

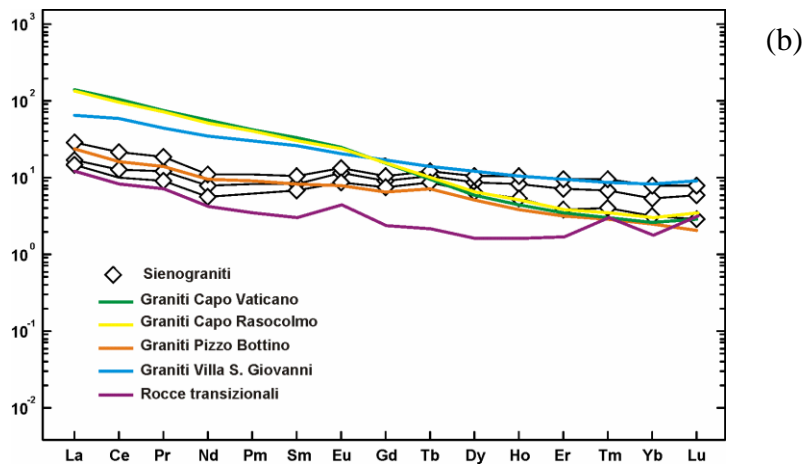
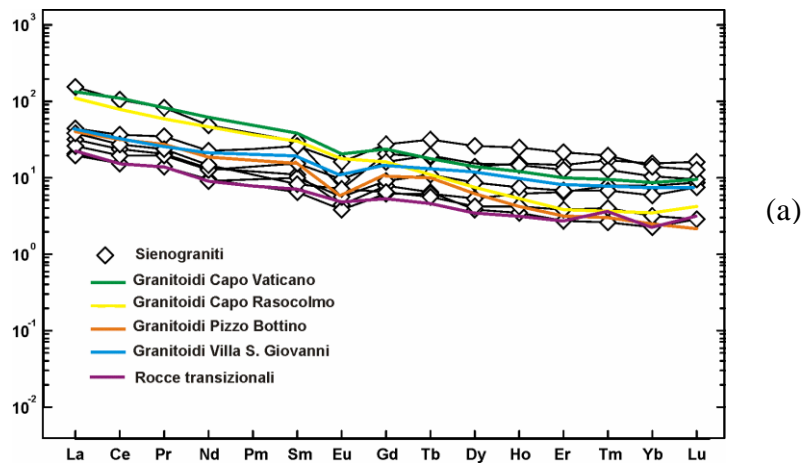


Fig. 4.3.5 Patterns delle REE dei sienograniti, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia negativa dell' Eu (a), anomalia positiva (b).

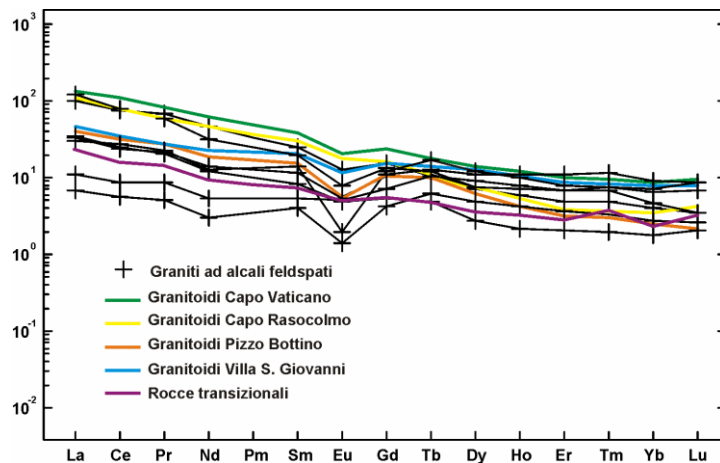


Fig. 4.3.6 Patterns delle REE nei graniti ad alcali feldspati, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia negativa dell' Eu.

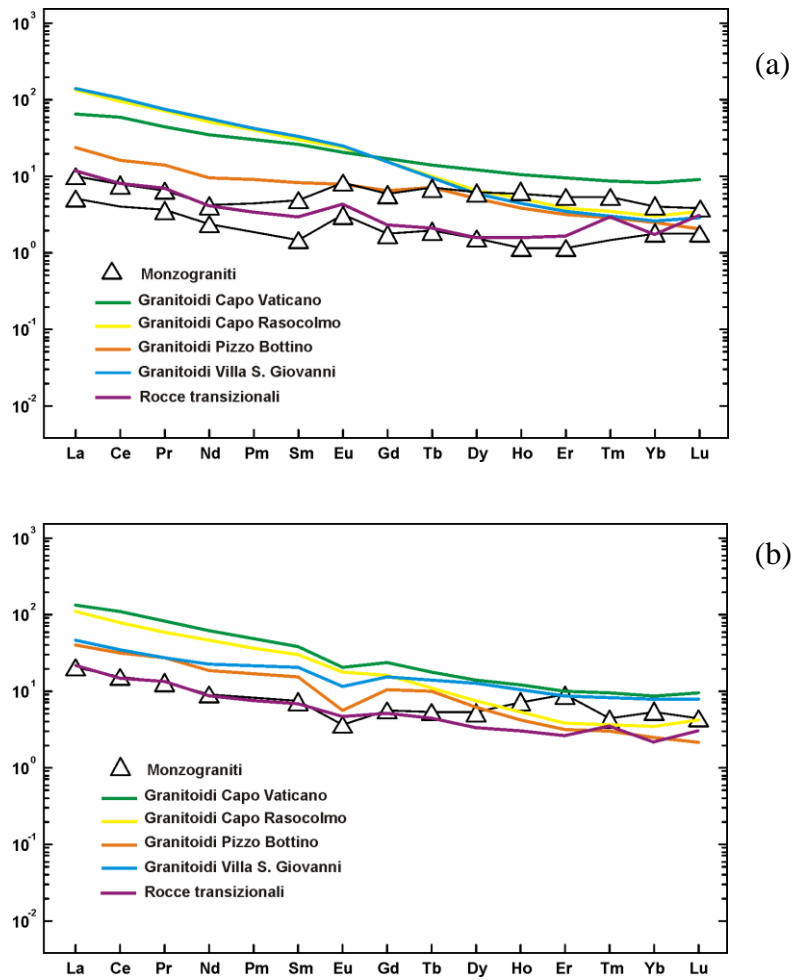


Fig. 4.3.7 Patterns delle REE nei monzograniti, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia positiva dell' Eu (a), anomalia negativa (b).

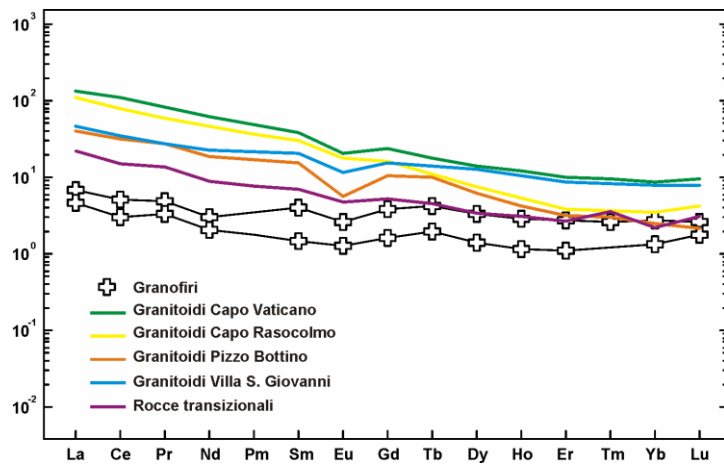


Fig. 4.3.8 Patterns delle REE nei granofiri, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia negativa dell'Eu .

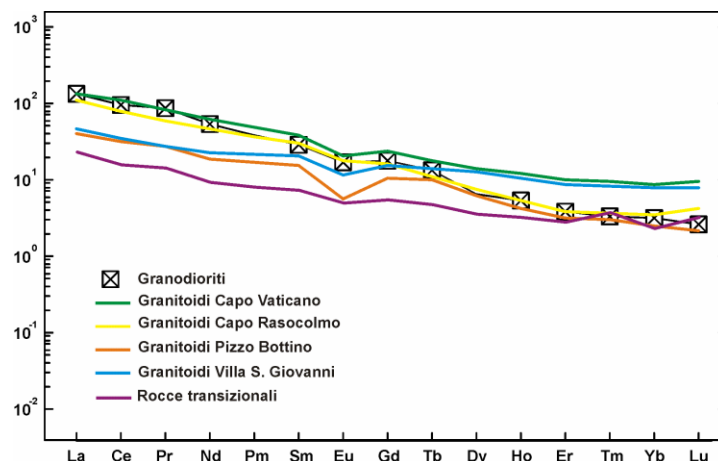


Fig. 4.3.9 Patterns delle REE nei graniti ipidiomorfi, normalizzati ai valori condritici di Nakamura (1974). Anomalia negativa dell'Eu.

Nei diagrammi, riportati in fig. 4.3.10 e 4.3.11, l'anomalia dell'Eu è stata confrontata con i contenuti di selezionati elementi maggiori e in traccia, al fine di verificare l'esistenza o meno di correlazioni. In particolare, le rocce con composizione trondhjemitica, in particolare il gruppo s.s., mostra una correlazione positiva del rapporto Eu/Eu^* con CaO e Na_2O e Sr ed una correlazione negativa con il K_2O , il Ba , il Rb , l' U e lievemente con il Th . Mentre, le rocce con composizione granitica mantengono un contenuto più o meno costante del rapporto Eu/Eu^* all'aumentare del tenore in questi elementi. Nei grafici relativi a SiO_2 , MgO e Fe_2O_3 i dati si distribuiscono in modo eterogeneo senza alcun trend.

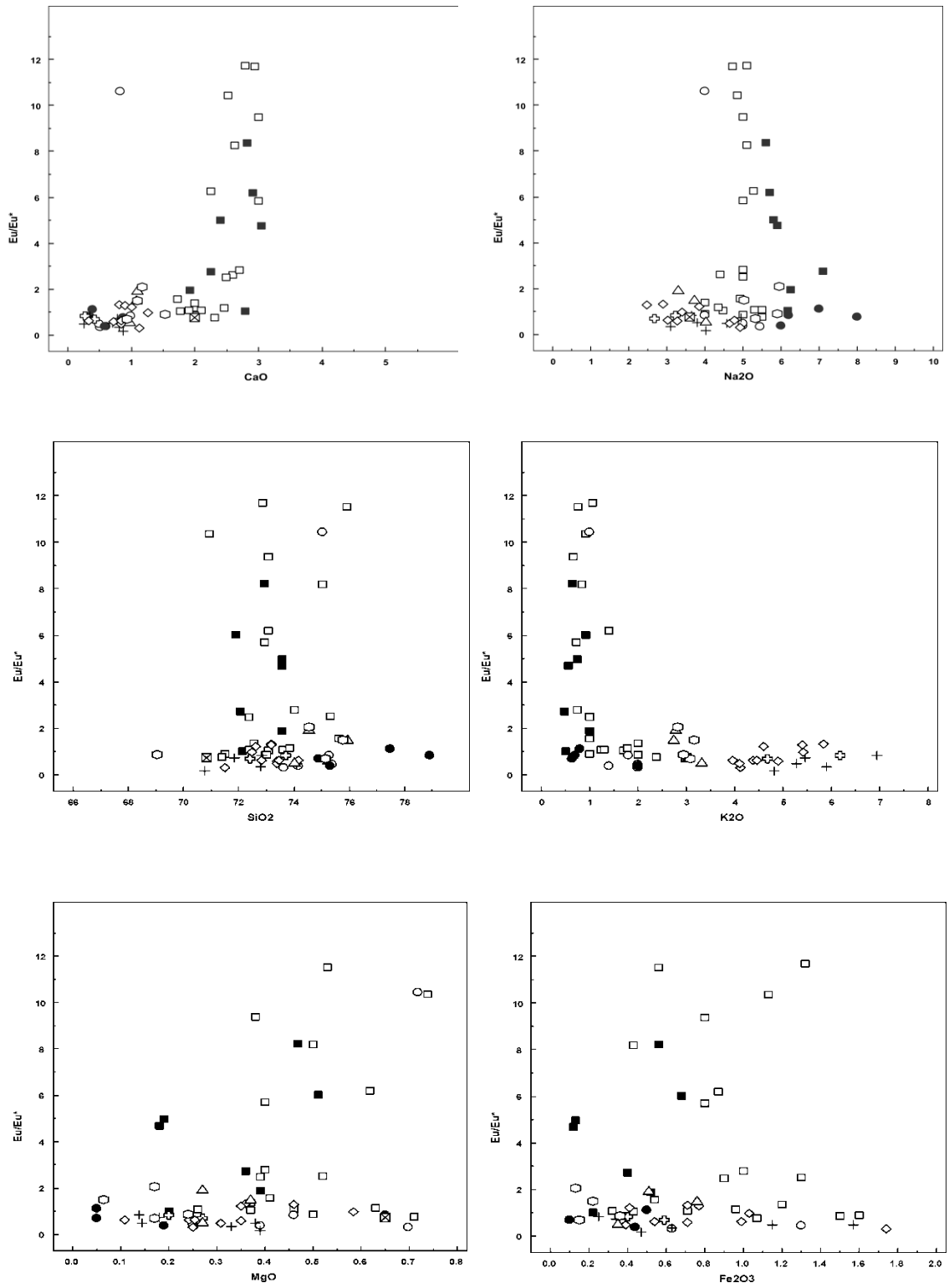


Fig. 4.3.10 Diagrammi di variazione tra Eu/Eu^* vs. selezionati elementi maggiori per tutti i gruppi di rocce.

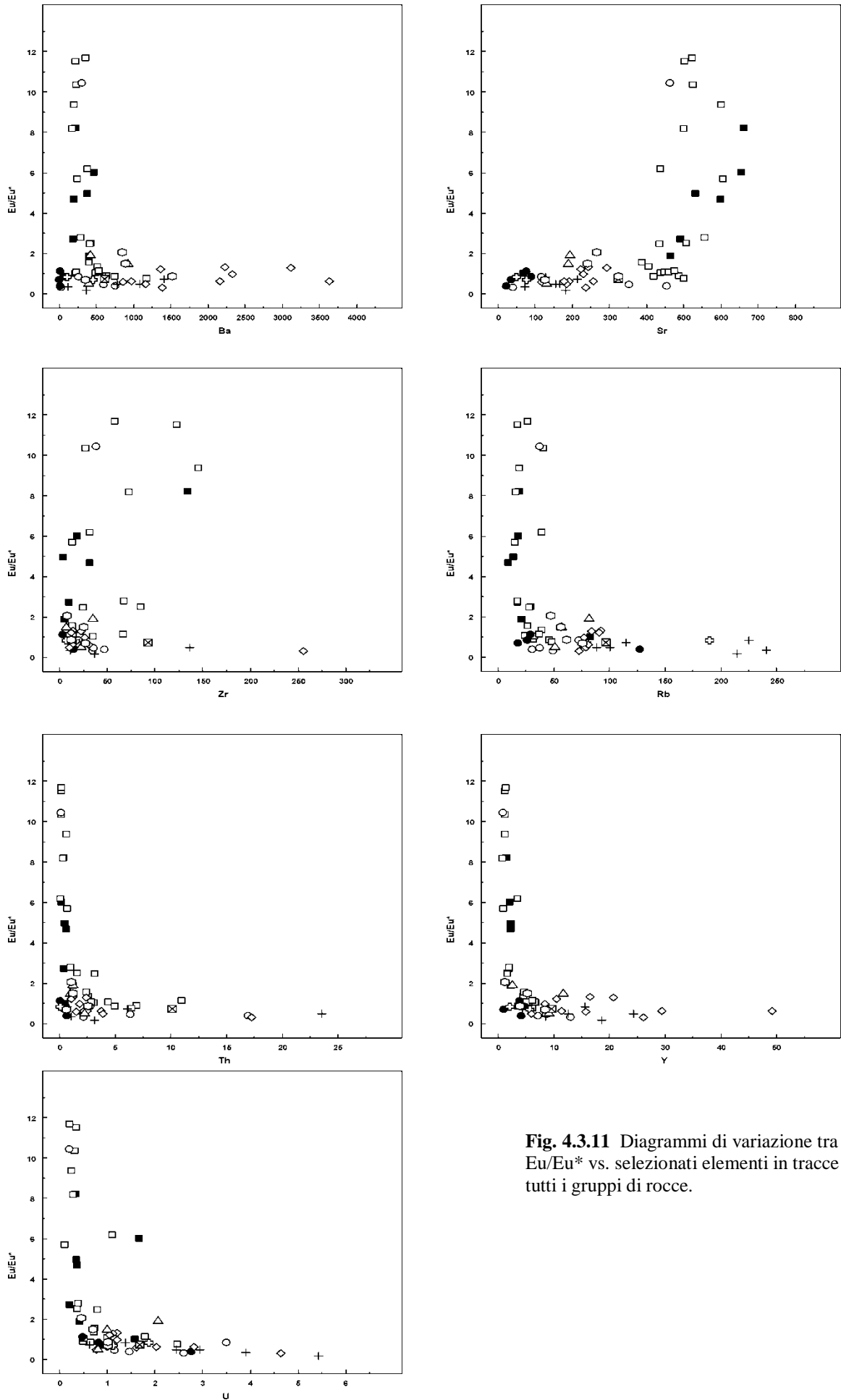


Fig. 4.3.11 Diagrammi di variazione tra Eu/Eu^* vs. selezionati elementi in tracce per tutti i gruppi di rocce.