

CAPITOLO 7

PETROGENESI

Attraverso lo studio multidisciplinare eseguito sui corpi granitoidi affioranti nel settore nord-orientale dei Monti Peloritani, si è cercato di elaborare un modello petrogenetico che tenga conto dei risultati ottenuti e di modelli genetici proposti dalla letteratura pregressa. Tali modelli sono essenzialmente riconducibili a fusione parziale o differenziazione di una sorgente o di un parent mafico, metasomatismo sodico su originari protoliti granitici e fusione parziale di rocce metasedimentarie, come già discusso da Fiannacca (2000) e Fiannacca et al., (2005).

7.1 Sorgente metaigne

Fusi di composizione tonalitico-trondhjemitica si possono generare in zone di subduzione in cui la litosfera oceanica viene subdotta (Drummond e Defant, 1990). Nel caso di crosta oceanica calda e giovane, lungo lo slab si raggiunge il solidus della tholeiite, con produzione di fusi impoveriti in HREE ed elevato rapporto La/Yb, lasciando come fasi residuali granato e/o orneblenda. Trondhjemitite generate in tale ambiente inoltre, presentano alti contenuti in Sr (>300 ppm), bassi Rb/Sr (< 0.15), K/Rb (<550 ppm), Y (<15 ppm) e Nb (<10 ppm) i quali sono in accordo con i dati ottenuti per le trondhjemitite studiate. Rapp e Watson, (1995), tramite studi sperimentali, riproducono liquidi trondhjemitici per fusione parziale di basalti e anfiboliti migmatitiche (fig. 7.1.1).

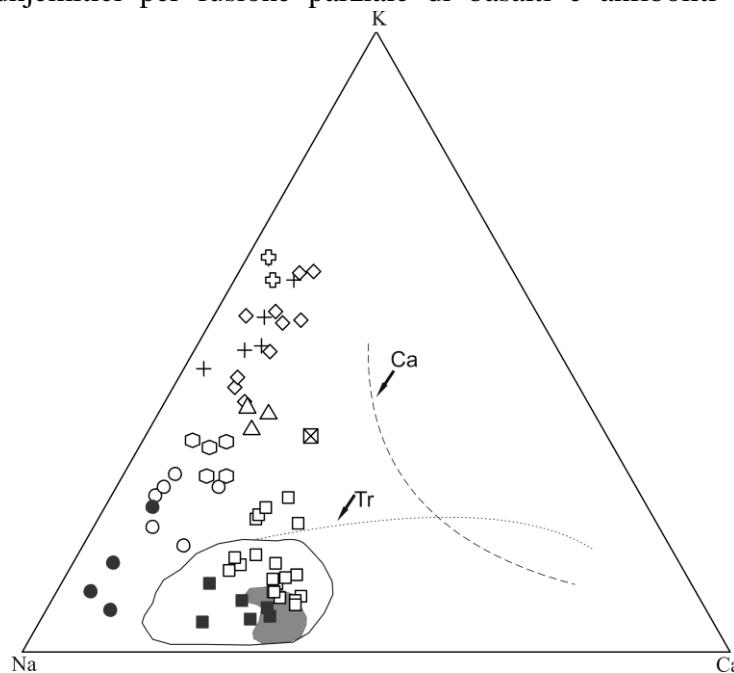


Fig 7.1.1 Collocazione delle rocce studiate sul diagramma Na-K-Ca a confronto con il campo relativo alla composizione dei magmi prodotti dalla fusione parziale di anfiboliti migmatitiche basse in K e di basalti alti in Al e bassi in K a pressioni comprese tra 8 e 22 Kbar. L'area grigia rappresenta le trondhjemitite di Pizzo Bottino (Fiannacca et al., 2005), CA indica il trend calcocalcino e Tr il trend trondhjemitico di Arth et al., (1979) per la suite della Finlandia sud-occidentale. (Dati da Rapp e Watson, 1995). (Simboli come in fig. 4.1.1).

Liquidi formati in zone di subduzione sono caratterizzati da elevati contenuti in Ni, Cr e MgO (Johnson, 1997) e hanno La_N compreso tra 40 e 150, rapporto isotopico dello Sr < 0.705 e del Nd > 0.5129 (Martin 1999), i quali risultano in contrasto con i valori geochimici delle rocce studiate. Inoltre, fusi di composizione tonalitico-trondhjemitica possono generarsi per fusione parziale di basamento di archi di isola o della crosta inferiore continentale come proposto da Barnes et al. (1992) e Petford e Atherton (1996). Anche in questo caso, sia per i contenuti di $K_2O > 1,86$ che per la diffusa presenza di enclaves mafiche generalmente associate a questo tipo di trondhjemiti e ai confronti tra i rapporti isotopici di Sr e Nd, risulta improbabile una medesima genesi per le rocce dell'area studiata. Una diversa origine rispetto alla fusione diretta di sorgente metaignea viene supportata anche dalle analisi isotopiche considerando i valori fortemente negativi dell' ϵ_{Nd} i quali, indicano nella maggior parte dei casi un dominante contributo metasedimentario. Questo risulta in accordo con le analisi SHRIMP sui "cores" ereditati che danno seri vincoli sul coinvolgimento di materiale detritico di differenti età, anche se, solo per le trondhjemiti, si potrebbe ipotizzare un parziale coinvolgimento di materiale igneo di derivazione mantellica risieduto all'interno della crosta continentale prima di andare in fusione.

7.2 Metasomatismo

Rocce granitoidi a composizione trondhjemitica possono essere il risultato di processi di metasomatismo alcalino su preesistenti graniti, tramite l'interazione di fluidi ricchi in Na. Drummond et al. (1986) descrivono le caratteristiche principali per discriminare questo tipo di trondhjemiti da altre formatesi attraverso processi di cristallizzazione frazionata o fusione parziale. Sebbene tali caratteristiche sono spesso confrontabili con le trondhjemiti dell'area di studio, esiste il vincolo per cui la messa in posto dei granitoidi metasomatizzati che rappresenterebbero i protoliti di partenza dovrebbe essere antecedente all'età di messa in posto delle trondhjemiti considerate. Una delle caratteristiche petrografiche principali osservate nelle trondhjemiti prodotte per metasomatismo alcalino, è la sostituzione di plagioclasio a spese di k-feldspato originale a formare strutture chess-board fino ad avere solamente isole di microclino su plagioclasio nello stadio finale. Tali strutture sono state riscontrate nelle albiti metasomatiche della Sardegna sud-orientale (Pirinu et al., 1996) e nelle trondhjemiti di Pizzo Bottino dei Peloritani nord-orientali (Fiannacca et al., 2005).

Le stesse strutture riguardano alcuni campioni analizzati petrograficamente durante questo lavoro di ricerca ma, similmente a quelle relative all'area adiacente di Pizzo Bottino e alle trondhjemiti di Rockford, risultano presenti con un plagioclasio a composizione oligoclasica anziché albitica. Anche lo studio geochimico, tramite i diagrammi di Harker, non ha mostrato evidenti trend magmatici eccetto che per Al_2O_3 , ma trend che potrebbero essere imputati a sopravvenute modificazioni post-magmatiche attraverso scambio di elementi durante circolazioni di fluidi. Inoltre, considerando il diagramma ternario Na-K-Ca (fig. 7.2.1), nessun gruppo dei campioni studiati segue trend magmatici e le trondhjemiti sembrano fittare abbastanza la linea retta che rappresenta il trend metasomatico del granito di Rockford.

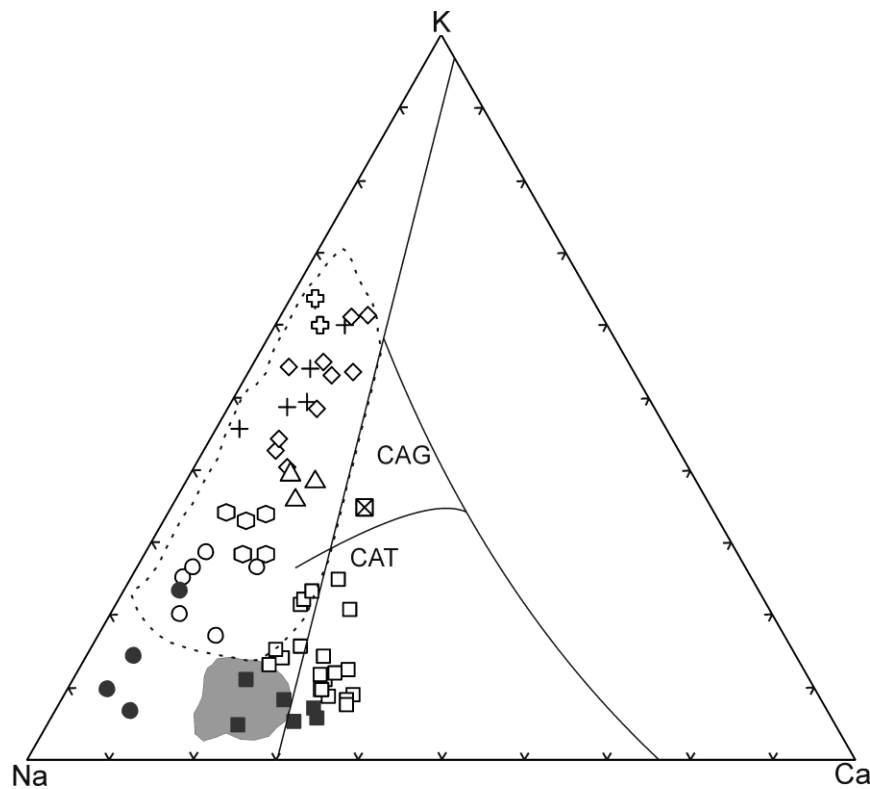


Fig. 7.2.1 Distribuzione dei campioni dell'area di studio (simboli come in fig. 4.1.1) nel diagramma ternario Na-K-Ca (cationi, % in peso) dopo Barker et al., 1981. L'area racchiusa dalla linea tratteggiata e l'area grigia racchiudono rispettivamente i campi di variazione di 92 granitoidi peraluminosi e pegmatiti-apliti dell'OCP e delle trondhjemiti di Pizzo Bottino. La linea retta indica il trend metasomatico del granito di Rockford. CAG: trend calcalcalino granitico; CAT: trend calcalcalino trondhjemitico. (Dati e riferimenti in Atzori et al., 1984; Drummond, 1986; Fiannacca et al., 2005).

Osservando il diagramma di variazione Rb vs. Na₂O (fig. 7.2.2) nel quale viene rappresentato il trend metasomatico del granito di Rockford (Drummond, 1986), si osserva un trend simile rispetto ai campioni trondhjemitici dell'area di studio.

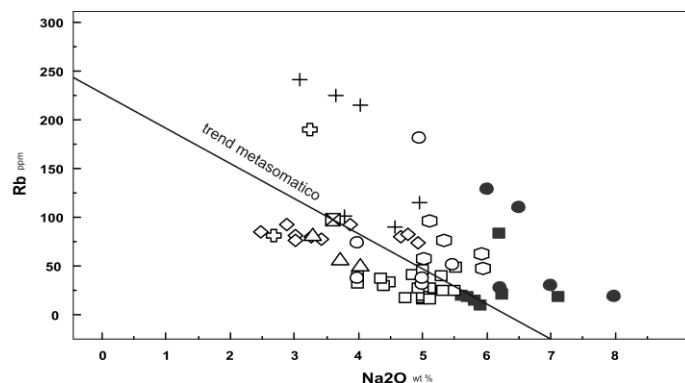


Fig. 7.2.2 Diagramma di variazione Rb vs. Na₂O per le rocce dell'area di studio. La linea continua rappresenta il trend metasomatico del granito di Rockford (da Drummond, 1986). (Simboli come in fig. 4.1.1)

Il quadro relativo ad una genesi per processi metasomatici delle trondhjemititi viene complicato dal confronto delle età ottenute sulle monaziti di trondhjemititi e graniti discusse nel precedente capitolo, in quanto, proprio le rocce a composizione granitica considerate presumibilmente i protoliti di partenza, risultano coeve alle stesse trondhemiti. Infine, nei cristalli di zircone esaminati, non si è riscontrata nessuna evidenza tessiturale che può suggerire una dissoluzione parziale durante il metasomatismo.

7.3 Sorgente metasedimentaria

Legami tra le intrusioni granitoidi sia a composizione granitica che trondhjemitica ed i metasedimenti migmatitici, sono evidenti a partire dal rilevamento geologico durante il quale, septa metamorfici si ritrovano all'interno dei corpi granitoidi studiati. In accordo con le osservazioni di campagna, aggregati metamorfici, come visto durante lo studio petrografico, sono presenti nella maggior parte dei casi nei campioni a composizione granitica e nelle trondhjemititi, in particolare del gruppo basse in CaO. Patiño Douce e Harris (1998), hanno ottenuto, sperimentalmente, fusi a composizione trondhjemitica e granitica, dalla fusione di rocce metapelitiche, in particolare scisti muscovitici e scisti muscovitici-biotitici a tormalina provenienti dalla catena Himalayana, tramite fusione per deidratazione e fusione con aggiunta da 1 a 4 wt % di H₂O. La maggiore presenza di H₂O diminuisce il solidus di plagioclasio e quarzo, i quali fondono a temperatura minore di 750°C e provoca fusione congruente della muscovite. Il risultato è una roccia ricca in plagioclasio e quarzo con assenza di intercrescite di K-feldspato + sillimanite + biotite, le quali sono caratteristiche di fusi per deidratazione. Inoltre l'aumento di pressione aumenta il campo di stabilità della muscovite e riduce quello del plagioclasio. Confrontando i dati relativi alle rocce in studio con i range composizionali ottenuti dalla fusione sperimentale di metapeliti (fig. 7.3.1), si osserva una buona sovrapposizione tra graniti e fusi sperimentali per deidratazione mentre, si sovrappongono maggiormente le rocce transazionali al campo di fusi di metapeliti con aggiunta di H₂O, rispetto alle trondhjemititi che chimicamente risultano più impoverite in K₂O e arricchite in Na₂O. Il maggiore contenuto in Na₂O potrebbe essere relativo ad un aumento di pressione (Patiño Douce e Harris, 1998) che risulta in alcuni casi associato anche ad aumento di CaO e Al₂O₃. Inoltre, plottando la composizione dei campioni studiati nei diagrammi sperimentali di Patiño Douce. (1999), (fig. 7.3.2) i graniti, si sovrappongono, o sono molto vicini, alla composizione di un fuso prodotto da fusione per deidratazione di metapeliti felsiche e sono distintamente differenti da una sorgente di peliti mafiche. Mentre le trondhjemititi non mostrano nessun evidente legame con le sorgenti considerate, solo nel caso del diagramma CaO/Al₂O₃ vs. CaO+Al₂O₃ sembrano seguire la linea LP nel che rappresenta la linea di reazione a bassa pressione tra metapeliti e un componente basico.

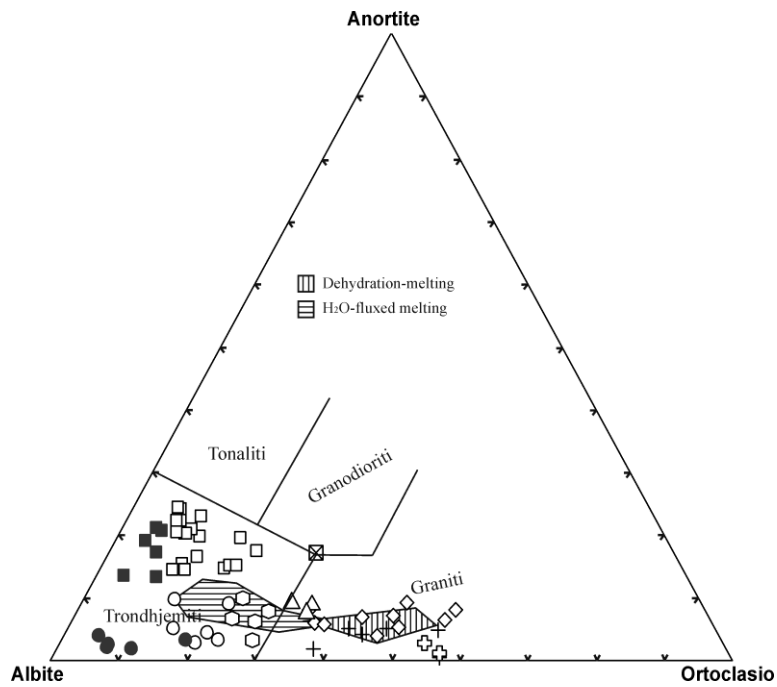


Fig. 7.3.1 Range composizionali di fusi generati sperimentalmente da metapeliti (aree a righe) confrontate con trondhjemiti, graniti, rocce transizionali e granodioriti dell'area di studio. (da Patiño Douce e Harris, 1998). Simboli come in fig. 4.1.1.

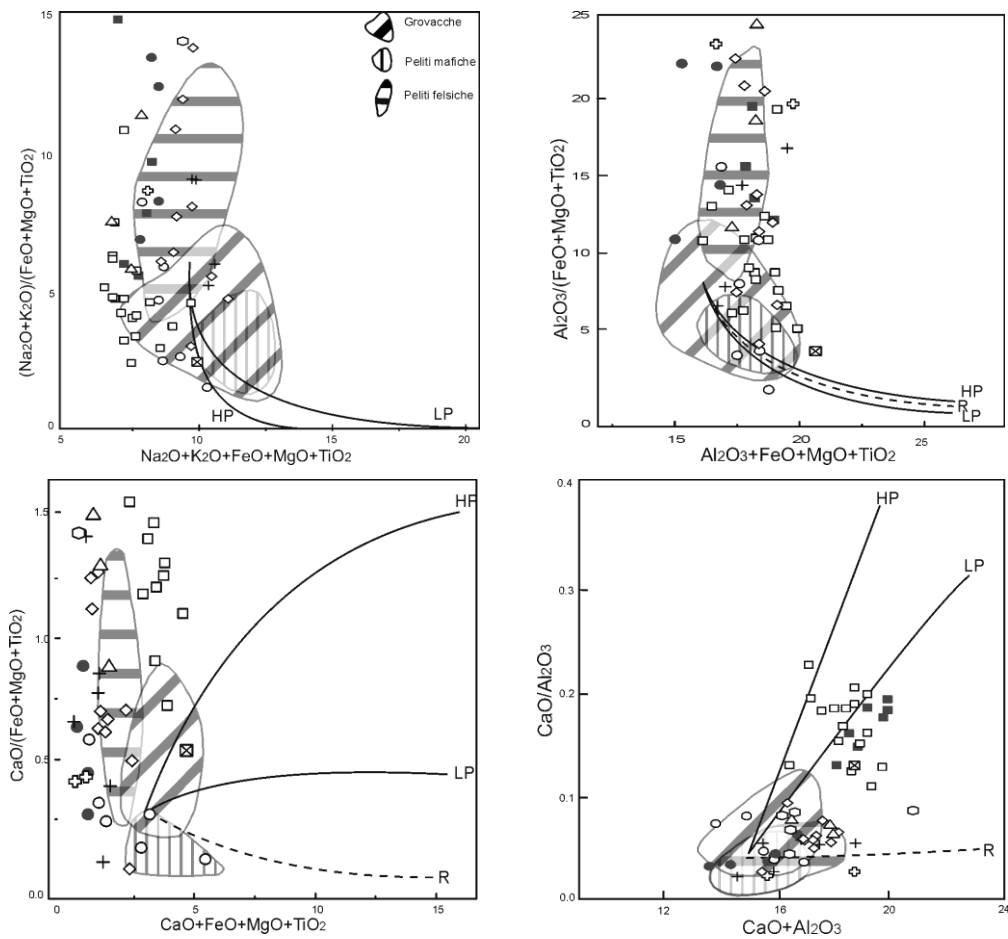


Fig. 7.3.2 Trondhjemiti, graniti e rocce transizionali (simboli come in fig. 4.1.1), confrontati con fusi sperimentalmente prodotti da fusione per deidratazione di differenti tipi di metasedimenti. Le linee continue rappresentano curve di reazione che modellizzano composizioni di fuso prodotte da ibridizzazione di olivine tholeiitiche alte in Al con metapeliti (Patiño Douce., 1999).

Questo risulta in accordo con le analisi isotopiche, dato che, sulla base delle evidenze mostrate nel diagramma ϵ_{Nd} vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{300}$ (fig. 5.1.1) si potrebbe indicare un'origine dei protoliti delle rocce di studio da sorgenti simili a quelle dei graniti peraluminosi dell'OCP. In particolare, le trondhjemitite e granodioriti si collocano sulle linee di mixing semplice tra un componente basaltico e crosta metasedimentaria, che potrebbe essere il risultato dell'intervento di una componente basica durante la formazione del relativo fuso iniziale da metasedimenti. I valori negativi dell' ϵ_{Nd} e i rapporti relativamente bassi $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{300}$ sono in accordo anche con semplice fusione di metasedimenti della crosta inferiore (Taylor e McLellan, 1985; Del Moro et al., 1999). Tali valori, sono compatibili in particolare con quelli ottenuti da Del Moro et al. (2000) per metapeliti e metagrovacche in facies granulitica delle Serre settentrionali. Un importante contributo a supporto dell'ipotesi di una genesi da rocce metasedimentarie si è avuto tramite i dati relativi ai "cores" ereditati. L'abbondanza di essi nelle trondhjemitite indica il dominante contributo sedimentario e potrebbe essere legata ad un magma saturo in zirconio o relativamente freddo per dissolvere pre-esistenti cristalli di zirconio o assimilati durante la genesi e la messa in posto del corpo magmatico. Infatti, la grande differenza di età dei cores (fig. 7.3.3), (fig. 7.3.4) e le diverse forme riscontrate (fig. 6.5.1.1), suggeriscono la natura detritica dei cores. Tuttavia, la presenza di cristalli simili a quelli rinvenuti in rocce gabbriiche osservati nella trondhjemitite etrogranulata V4B è coerente con l'ipotesi di partecipazione di una componente basica durante la genesi.

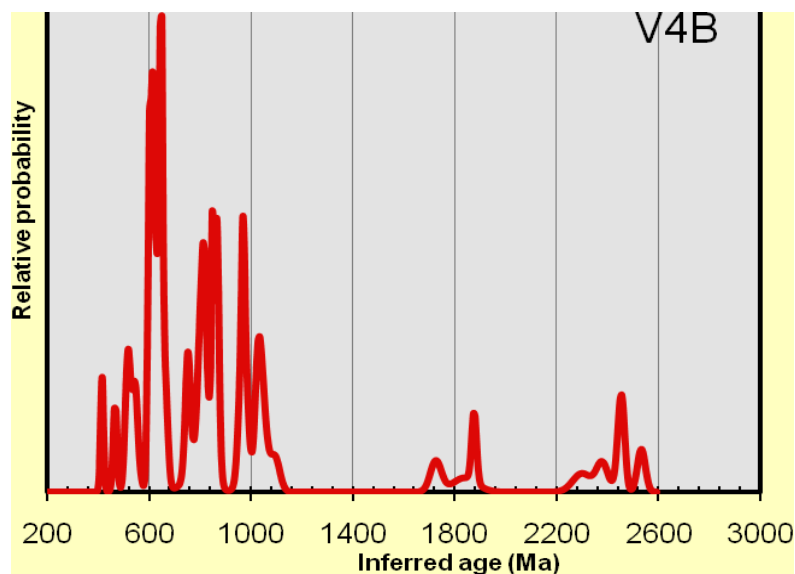


Fig. 7.3.3 Istogramma relativo alle età degli "inheritance cores" del campione V4B

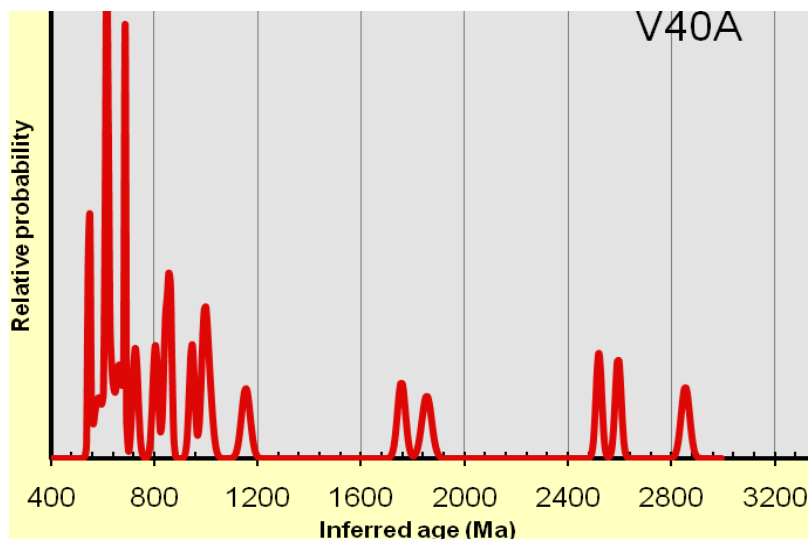


Fig. 7.3.4 Istogramma relativo alle età degli “inheritance cores” del campione V40A.

Gli zirconi ereditati presenti nella trondhjemite eterogranulare V4B (appendice D) si possono dividere in sette gruppi in funzione del range di età:

- (gruppo A) età compresa tra 415.6 ± 5.6 Ma e 466.7 ± 7.4 Ma;
- (gruppo B) età compresa tra 512.2 ± 9.3 Ma e 597.1 ± 5.1 Ma;
- (gruppo C) età compresa tra 612.1 ± 7 Ma e 648.2 ± 4 Ma;
- (gruppo D) età compresa tra 788.3 ± 17.7 Ma e 852.9 ± 3.9 Ma;
- (gruppo E) età compresa tra 967.5 ± 17.8 Ma e 1051.5 ± 16.7 Ma;
- (gruppo F) età compresa tra 1708 ± 24.5 Ma e 1876.5 ± 9.5 Ma;
- (gruppo G) età compresa tra 2300.4 ± 35.9 Ma e 2447.9 ± 13.1 Ma.

Gli zirconi ereditati presenti nella trondhjemite equigranulare V40A (appendice D) si possono dividere negli stessi gruppi della trondhjemite eterogranulare eccetto il gruppo A il quale in tal caso risulta assente:

- (gruppo A) assente;

- (gruppo B) età compresa tra 547.2 ± 4 Ma e 585.6 ± 18.9 Ma;
- (gruppo C) età compresa tra 614.4 ± 12.4 Ma e 725.2 ± 10.2 Ma;
- (gruppo D) età compresa tra 803.2 ± 10.3 Ma e 861.1 ± 7.2 Ma;
- (gruppo E) età compresa tra 945.8 ± 10.1 Ma e 1153 ± 16.5 Ma;
- (gruppo F) età compresa tra 1622 ± 12.1 Ma e 1853.2 ± 18.7 Ma;
- (gruppo G) età compresa tra 2377 ± 14.1 Ma e 2621.7 ± 32.9 Ma.

Il **gruppo A**, presente solo nella trondhjemite eterogranulare, è probabilmente da imputare all'imprecisione della posizione del punto analisi posto tra core e sovra crescita magmatica.. Il **gruppo B**, corrisponde all'età del magmatismo granitico ampiamente diffuso in molti terreni del settore meridionale europeo, legato allo stadio tardo collisionale dell'orogenesi Pan-Africano/Cadomiana al margine settentrionale del Gondwana o alla transizione a margine passivo (Villeneuve & Cornée, 1994; Zulauf et al., 1999; Murphy et al., 2001; Linnemann et al., 2004; Zeck et al., 2004; Gasquet et al., 2005; Avigad et al., 2007; Micheletti et al., 2007). Le età relative al **gruppo C**, sono comuni nei terreni Pan-Africani e sono state considerate, legate al periodo di attività ignea durante la subduzione e la costruzione dell'arco da Linnemann & Romer, (2002), relative alla chiusura dell'oceano e la collisione continente-arco da Gasquet et al, (2005) e alla fase tardo collisionale da Villeneuve & Cornée, (1994). Queste età suggeriscono una sorgente sedimentaria prodotta dall'erosione della catena orogenica Pan-Africana situata nel margine settentrionale del Gondwana. Il **gruppi D, E** ed **F**, rappresentano insieme il gap di circa 900 Ma (c. 800-1700 Ma) che viene usato da molti autori ed in particolare da Linnemann et al, (2004) per escludere la provenienza dal settore ovest Africa e considerare una provenienza dal cratone amazzonico. Comunque, età Grenvilliane sono state registrate anche nei sedimenti provenienti dalla piattaforma Arabica e quindi possono indicare una potenziale sorgente sita nel settore est Africa appartenente ai terreni del peri-Gondwana. Il **gruppo G**, con età Paleoproterozoica è stato indicato da diversi autori (Schenk, 1990; Trombetta et al., 2004; Micheletti et al., 2007; Fiannacca et al., 2008), relativo a zirconi detritici presenti nel basamento italiano del settore meridionale della Catena Ercinica.

Nella granodiorite V33, gli zirconi ereditati (appendice D) hanno un intervallo dell'età ristretto intorno ai 550Ma (fig. 7.3.5), e potrebbero rappresentare una possibile sorgente metaigneae coinvolta anche nella petrogenesi delle trondhjemiti nelle quali, sono presenti nuclei della medesima età (gruppo B).

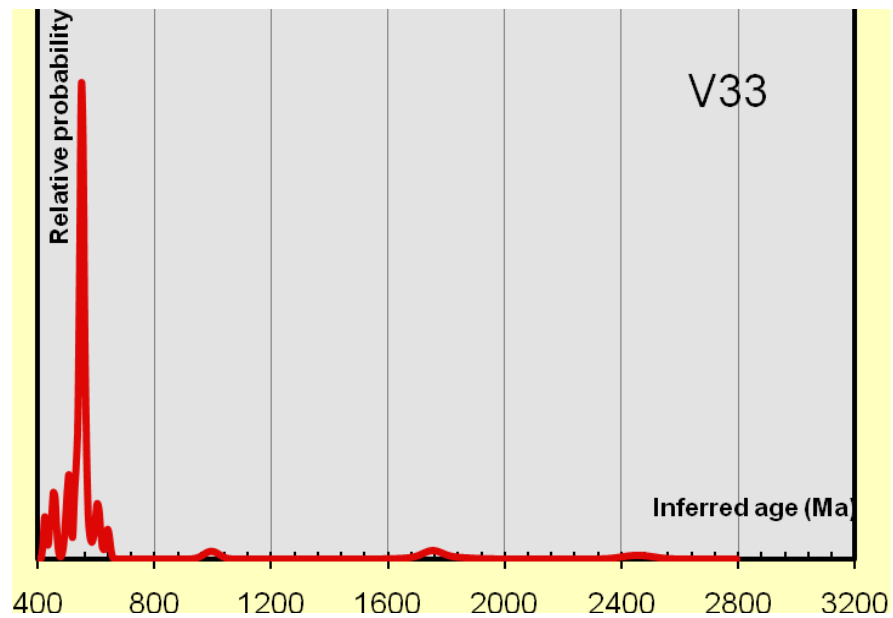


Fig. 7.3.5 Istogramma relativo alle età degli "inherited cores" del campione V33.