

LE METAVULCANITI A CHIMISMO ANDESITICO DEL PERMO-CARBONIFERO BRIANZONESE (ALPI MARITTIME):

Caratterizzazione petrografica e chimica e tentativo di
interpretazione geodinamica

LUCIANO CORTESOGNO

Istituto di Petrografia dell'Università, corso Europa, 16123 Genova

MASSIMO ODDONE

Ist. di Chimica Generale dell'Università, Lab. di Radiochimica, viale Taramelli, 27100 Pavia

MARIO OXILIA (†), MARIO VANOSI

Istituto di Geologia dell'Università, Strada Nuova 65, 27100 Pavia

RICCARDO VANNUCCI

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, via M. Oddi 14, 61029 Urbino

RIASSUNTO. — Nell'ambito del Permo-Carbonifero metamorfico del Brianzonese ligure sia esterno che interno è caratteristica la presenza di prodotti lavici e vulcanoclastici acidi, prevalenti ed a chimismo « andesitico » (« Formazione di Eze »), subordinati. Questi ultimi, oggetto della presente nota, affiorano per lo più intercalati a metasedimenti fini e risultano complessivamente pressochè coevi delle prime sporadiche manifestazioni acide, ma leggermente più antichi della principale fase riolitica, eopermica.

Alcuni filoni ed una colata rinvenuti nel massiccio cristallino di Calizzano sono verosimilmente da ricollegare, per caratteri petrografici e geochimici e per posizione geologica, alle vulcaniti di Eze.

I prodotti lavici, pur interessati da più fasi formative, di cui almeno una scistogena, conservano abbastanza riconoscibili le strutture primarie. I prodotti piroclastici appaiono fortemente ricristallizzati con strutture e paragenesi tipiche di rocce prasinitiche.

Le rocce, ed in particolare i prodotti piroclastici, mostrano evidenze di processi di mobilizzazione chimica, almeno in parte precedenti gli eventi metamorfici. Lo studio dettagliato di questi processi di mobilizzazione porta tuttavia a concludere che, almeno per i prodotti lavici, le variazioni in SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe totale, TiO_2 sono mediamente poco importanti.

Molti degli elementi in tracce e le terre rare sembrano inoltre utilizzabili ai fini della caratterizzazione magmatica delle metavulcaniti di Eze e di Calizzano che, pur mostrando analoga natura generalmente « andesitica » e comune affinità calcalkalina, sembrano riconducibili a processi evolutivi differenti.

I caratteri geochimici suggeriscono come più probabili tre diverse ipotesi genetiche: 1) processi di frazionamento diversi, a livelli cristallini, a partire da un magma basaltico originatosi nel mantello; 2) fusione parziale di materiale del mantello costituito da peridotiti a granato o a spinello; 3) anatessi crostale con diversi gradi di fusione di una crosta profonda non omogenea a temperature elevate (1100° C).

La mancanza di un quadro dell'orogenesi ercinica nella Neo-Europa sufficientemente dettagliato ed unanimemente accettato non consente di stabilire se sussista una correlazione tra la tendenza calcalkalina del magmatismo permo-carbonifero ed eventuali meccanismi subduittivi. L'ipotesi subduittiva lascerebbe comunque inspiegati alcuni fatti, quali: la tettonica di tipo block-faulting presente in superficie; la mancanza di trends preferenziali nella distribuzione sia delle lave, sia degli elementi geochimici più significativi; il lungo intervallo di tempo intercorso tra l'eventuale subduzione e la venuta a giorno delle lave; la sostanziale contemporaneità delle rioliti precoci e delle andesiti.

Gli autori propongono pertanto un modello alternativo, altrettanto ipotetico di quello subduittivo, ma apparentemente più adatto a spiegare i fatti suddetti, nel quale l'anatessi crostale è causata da affondamenti isostatici conseguenti all'ispessimento crostale verosimilmente generato dalla fase sudetica. L'enorme successiva produzione di rioliti ignimbritiche, verosimilmente derivata da anatessi di crosta superiore, è difficilmente giustificabile con i soli movimenti isostatici; essa potrebbe però essere stata agevolata dalla creazione di numerose fratture, lungo le quali risalirono le ignimbriti, e da un concomitante innalzamento delle geosoterme.

ABSTRACT. — The permo-carboniferous metamorphic terrains of the outer and inner Ligurian Briançonnais are characterized by the presence of lavas and volcanogenic sediments both rhyolitic, predominant, and andesitic (« Eze Formation »), subordinate.

These last ones, studied in this work, are generally intercalated into fine metasediments and appear on the whole to be contemporary of the first scattered rhyolitic products, but slightly older than the principal, lower permian, ones.

On account of petrographic and geochemical characters and of geologic position, some dykes and one lava-flow found in the Calizzano crystalline massif should be ascribed to Eze andesites.

The lavas are interested by various deformation events, of which one giving schistosity. The original porphyritic textures with phenocrysts of plagioclase and sometimes clino and orthopyroxene, hornblende, biotite, quartz are frequently maintained. The groundmass exhibits intersertal textures. The embayed quartz may be referred to assimilation of sialic material.

The pyroclastic products are strongly recrystallized showing paragenesis and texture typical of prasinic rocks.

Pre-metamorphic weathering processes and change in rock chemistry during the metamorphism affect the lavas and particularly the pyroclastic products. A detailed study to establish the nature of chemical change suggests negligible, especially in the lavas, movements of SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 tot., TiO_2 . Most of trace elements and REE are also useful to define the magmatic character.

On these basis the geochemical data lead to define the analyzed rocks as andesites with calc-alkaline affinity. However different evolutionary processes seem to characterize the Eze and Calizzano lavas.

The geochemical data are consistent with three different hypothesis: 1) fractional crystallization from primary basaltic magmas of mantle origin involving plagioclase + pyroxene or plagioclase + hornblende; 2) melting of mantle material represented by both spinel and garnet peridotite; 3) direct anatexis at high temperatures (1100°C) with different degrees of partial melting of deep continental crust.

The lack of a sufficiently detailed and universally well agreed picture of the hercynian event within « Neo-Europa » plate prevents to state whether or not the calc-alkaline trend of permo-carboniferous magmatism is linked to a subduction mechanism.

In any way, this hypothesis leaves some facts unexplained, e.g.: block-faulting structures in the upper Palaeozoic covers; lack of preferred trends in the areal distribution of lavas as well as of significant geochemical elements; long span of time between the possible subduction event and the outpouring of lavas; practically contemporary effusion of early rhyolites and andesites.

For the genesis of andesites, an alternative solution, better fitting the above mentioned aspects, may be found in crustal anatexis caused by isostatic sinking, as a consequence of possible crustal thickening generated by sudetian phase.

The following large quantities of rhyolitic ignim-

brites, probably produced by crustal anatexis, seem hardly interpretable on the grounds of buoyant movements alone; but they could have been favoured both by the newly created numerous fractures, along which ignimbrites were driven to surface, and by a concomitant rise of geotherms.

1. Inquadramento geologico

L'esistenza di metabasiti nel Permo-Carbonifero del Brianzone ligure è nota da tempo; esse sono state infatti segnalate e brevemente descritte da vari autori, tra i quali ZACCAGNA (1937), BELLINI (1964), BLOCH (1966), CERRO et al. (1969).

Nelle note illustrative della II edizione del foglio Albenga-Savona al 100.000, BONI et al. (1971) hanno istituito per queste metabasiti la « Formazione di Eze », nella quale vengono riuniti prasiniti e vari tipi di scisti cloritici e cloritico-epidotici, considerati come prodotti del metamorfismo alpino su originari litotipi andesitici, sia lavici che piroclastici, di età compresa tra il Permiano medio ed il Carbonifero medio.

In base alle messe a punto ed agli studi più recenti (VANOSI, 1980; CORTESOGNO et al., 1982) si può tracciare il seguente quadro schematico, relativo alla distribuzione orizzontale e verticale delle metabasiti di Eze.

BRIANZONESE INTERNO

Consta sostanzialmente di quattro unità tettoniche (fig. 1), di cui le due più interne (Bagnaschino e Calizzano-Savona) formate unicamente da metamorfiti pre-namuriane. Nella più esterna di esse, il massiccio di Calizzano, abbiamo tuttavia rinvenuto alcuni filoni ed una colata formati da metabasiti, che abbiamo esaminato per confrontarle con quelle della Formazione di Eze.

Le due unità più esterne (Pamparato-Murialdo e, all'esterno, Mallare) hanno invece un Permo-Carbonifero discretamente sviluppato. L'unità di Pamparato-Murialdo affiora in tutto il settore brianzone interno, mentre quella di Mallare è osservabile solo ad E del meridiano di Ceva.

Nell'unità di Pamparato-Murialdo il Permo-Carbonifero inizia localmente con paragneiss arcosici (*Paragneiss di Lisio*), assegnati dubitativamente al Namuriano, e, a luoghi, ricoperti da metaroliti calcicoline (*Metaroliti di C. Lisetto*).

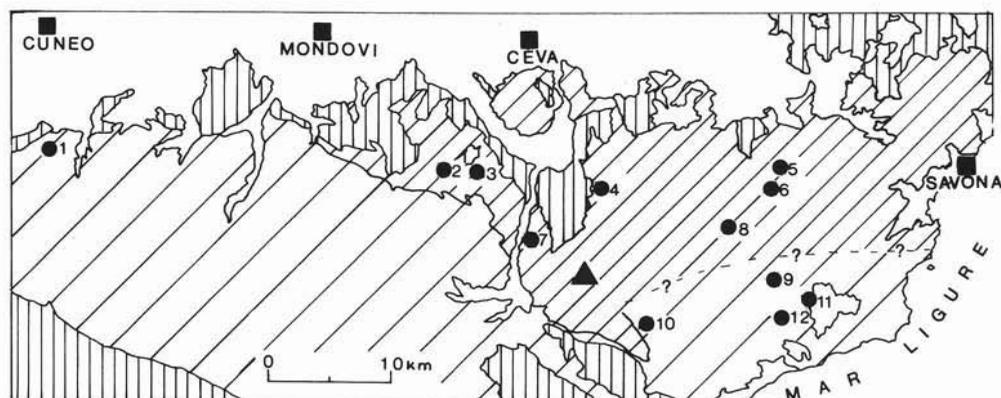


Fig. 1. — Carta tettonica schematica con ubicazione degli affioramenti studiati. - *In bianco*: coperture da oligoceniche a quaternarie. *Rigato obliquo*: unità tettoniche Brianzonesi interne (linee fitte), intermedie ed esterne (linee spaziate). *Rigato verticale*: altre unità tettoniche. ● = metabasiti di Eze: 1 = dintorni di Tetti Rosbella (campioni 2907-2908); 2 = d. di Pamparato (2512-2514); 3 = d. di Viola (2912-2915); 4 = d. di Muraglia (2923-2926); 5 = d. di Fornelli (2952-2953); 6 = d. di Codevilla (2950-2951); 7 = d. di Pianchiosso (2920-2922); 8 = d. di Bric Pellazza (2889-2891); 9 = d. di Eze (2954); 10 = d. di Bardinetto (2934); 11 = d. di Fegliano (2955-2960); 12 = d. di Magliolo (2861-2865). ▲ = metabasiti di Calizzano (dintorni del colle del Quazzo: campioni 2804-2819).

Seguono metasedimenti fini, che possono essere ricchi di grafite (*Filladi di Murialdo*) o con livelli grafitici sporadici, intercalati a scisti quarzo-micacei e scisti a cloritoide ed intimamente associati a metaderivati di prodotti lavici e piroclastici, più o meno rimaneggiati, a chimismo intermedio (*Scisti di Viola*). Quando le metavulcaniti compaiono in affioramenti abbastanza cospicui, cartografabili separatamente dai parascisti, esse possono essere distinte come *Formazione di Eze*.

In base a varie considerazioni (CORTE-SOGNO et al., 1982) le formazioni predette sono state assegnate al Carbonifero più alto.

Nell'unità di Mallare il posto delle *Filladi di Murialdo* è preso da metasedimenti da grossolani a fini, localmente con flore, datati al Westfaliano superiore-Stefaniano (*Formazione di Ollano*): in essi sono localmente presenti livelli riolitici a carattere prevalentemente piro e/o epiclástico. La successione permo-carbonifera comporta anche metavulcaniti di Eze associate a parascisti « banali » e culmina con metarioliti e metavulcanoclastiti acide (*Porfiroidi del Melogno*), assegnate al Permiano inferiore (e medio?).

BRIANZONESE INTERMEDIO ED ESTERNO

È caratterizzato da due sole unità dotate

di abbondante tegumento permo-carbonifero: quella di Ormea e quella di M. Carmo, affioranti rispettivamente a W e ad E del meridiano di Ceva.

Nella prima, a tetto della Formazione di Ollano (cui si associano localmente piroclastiti acide), si trovano direttamente i Porfiroidi del Melogno. Nella seconda la stratigrafia dei terreni permo-carboniferi è meno facilmente accertabile; vi compaiono cospicui affioramenti di metavulcaniti della Formazione di Eze, strutturalmente associate a metasedimenti fini, quasi sempre privi di grafite (*Scisti di Gorra*), la cui età non può essere precisata (Stefaniano?, Permiano inferiore?); affiorano anche i Porfiroidi del Melogno, senza che sia possibile stabilire con sicurezza le loro relazioni stratigrafiche con gli Scisti di Gorra.

Riepilogando, si può dire che le metavulcaniti che abbiamo studiato si trovano sia nel Brianzese interno che, con minore frequenza, in quello esterno. Dove la loro posizione stratigrafica è meglio riconoscibile, esse appaiono associate a successioni di metasedimenti fini, probabilmente del Carbonifero più alto e risultano complessivamente più antiche della principale fase riolitica eopermica, ma contemporanee o successive alle prime sporadiche manifestazioni acide.

2. Dati geologici e petrografici

I materiali esaminati possono essere divisi in due gruppi: quelli provenienti dalla Formazione di Eze, o da intercalazioni di metavulcaniti entro gli Scisti di Viola, entro le Filladi di Murialdo o gli Scisti di Gorra e quelli provenienti dal Massiccio di Calizzano, rispettivamente indicati, d'ora innanzi, come « Metavulcaniti di Eze » e « Metavulcaniti di Calizzano » (fig. 1).

2.1. METAVULCANITI DI EZE

È bene precisare che l'impossibilità di ricostruire una successione stratigrafica sicura non permette di accertare se le intercalazioni di metavulcaniti di Eze presenti a diversi livelli entro le varie formazioni metasedimentarie corrispondono ad un unico orizzonte ripiegato insieme con gli scisti o, come sembra assai più probabile, a successive vene laviche e piroclastiche.

La natura stessa dei contatti primari è ovunque cancellata dalle fasi deformative alpine. Come regola generale i corpi lavici e piroclastici risultano accostati ai metasedimenti secondo una foliazione che, a seconda dei litotipi, ha carattere di clivaggio di crenulazione o di strain-slip, fino a scistosità (S_2). Si tratta di una struttura che deforma una scistosità sin-metamorfica preesistente, la quale a sua volta mostra localmente di essere multipla (S_{1a} , S_{1b}) (CORTESOGNO et al., 1982; MESSIGA et al., 1982).

Risulta pertanto impossibile fornire valori attendibili di spessore e accertare l'eventuale esistenza di masse originariamente discordanti. I corpi lavici più massicci, con spessore apparente di diverse decine di metri, sono quasi ovunque intercalati a livelli più scistososi che, presentando spesso vari indizi di rimaneggiamento, derivano verosimilmente da prodotti vulcanoclastici. Il carattere vulcanoclastico di questi livelli e fenomeni più o meno spinti di rimaneggiamento sedimentario possono spiegare la presenza di termini a composizione intermedia tra vulcaniti e metasedimenti.

Presi nel loro insieme, i prodotti vulcanodetritici risultano assai più diffusi e potenti di quelli lavici. È da sottolineare il fatto che si tratta sempre di materiali detritici fini (taglie dei clasti inferiori ai 2 mm, con componente pelitica abbondante), senza in-

tercalazioni nè di livelli nè di singoli elementi grossolani: è questo uno dei caratteri che li distinguono dalle piroclastiti acide (anche molto grossolane) intercalate alla Formazione di Ollano e probabilmente all'incirca coeve di quella di Eze.

I livelli lavici hanno struttura blastoporfirica con fenocristalli generalmente non grandi ma relativamente abbondanti (5-10 %). La natura dei fenocristalli varia abbastanza nettamente nei diversi affioramenti: in quelli presso Eze (fig. 1, punto 9) sono relativamente abbondanti i fenocristalli di plagioclasio (3-6 mm) e molto più scarsi quelli di biotite cloritizzata; in quelli presso Muraglia (punto 4) compaiono fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio, mentre negli affioramenti di Feglino (punto 11) si hanno fenocristalli di orneblenda bruna (fino ad 1 cm), plagioclasio ed inoltre pseudomorfo di clorite ed attinolute su probabili ortopirosseni, spesso circondati da corone di orneblenda. Le andesiti di Feglino contengono inoltre abbastanza frequentemente piccoli xenocristalli di quarzo con evidenti strutture di corrosione, più raramente con strutture apparentemente granofiriche.

In tutti i campioni è frequente ilmenite in granuli scheletrici relativamente grandi ed in quelli di Feglino compaiono talvolta individui euedrali di apatite millimetrica.

Benchè generalmente idiomorfi, il clinopirosseno e l'orneblenda, che può anche assumere struttura pecilitica, includono con una certa frequenza microfenocristalli di plagioclasio; nei plagioclasio, che si presentano sia come individui isolati che come aggregati di cristalli, sono talvolta ancora riconoscibili zonature concentriche.

La pasta di fondo conserva talvolta strutture intersertali riconoscibili (Feglino, Muraglia). Fenocristalli e microliti plagioclasici sono completamente sostituiti da albite, pumpeyite, Fe-epidoto, sericite, mentre i minerali femici sono parzialmente trasformati in clorite ed attinolute; occasionalmente possono essere completamente sostituiti da pumpeyite. In alcuni casi (Muraglia) si può osservare la comparsa di anfibolo sodico (crossite) su cui successivamente si accresce attinolute.

La pasta di fondo è completamente trasformata in aggregati di albite, pumpeyite,

epidoto, clorite, titanite, phengite, quarzo, ossidi opachi e talvolta biotite verde ed attinolite.

Rispetto alle fasi deformative, epidoto, pumpellyite ed attinolite mostrano più fasi di crescita precedenti alla S_2 su cui possono parzialmente ricristallizzare miche, cloriti ed albite, quest'ultima localmente anche in strutture porfiroblastiche ocellari.

Complessivamente le microstrutture relative agli eventi metamorfici sembrano indicare, nella maggior parte dei casi, mobilitazioni relativamente modeste suggerendo che le più importanti modificazioni chimiche sono intervenute prima del metamorfismo alpino.

I livelli piroclastici non conservano in genere relitti di strutture primarie; solo nelle metavulcaniti dei dintorni di Fornelli (fig. 1, punto 5) sono stati riconosciuti fenocristalli plagioclasici. L'intensità delle deformazioni ed il grado di ricristallizzazione appaiono nettamente più pronunciati che nei livelli lavici. Il carattere polifasico dell'evoluzione metamorfica è evidenziato dalla presenza, a zone, di anfiboli sodici che hanno subito più fasi deformative; generalmente i caratteri strutturali e paragenetici, tipici di rocce prasinitiche, indicano una completa ricristallizzazione successiva alla S_1 , talvolta parziali ricristallizzazioni successive alla S_2 . L'associazione più frequente comprende albite, clorite, epidoto, titanite, con comparsa più o meno frequente di attinolite, mica bianca, biotite verde, quarzo, stilpnomelano, magnetite, apatite, pirite. Molti campioni presentano tuttavia composizioni quasi biminerliche ad albite e clorite (ovarditi); molto localmente sono anche presenti forti concentrazioni di carbonati.

Al passaggio con i sedimenti incassanti si possono avere termini inquinati da frazioni detritiche. Nei livelli piroclastici risultano piuttosto diffuse intercalazioni caratterizzate da estesa crescita diablastica di tormalina, generalmente accompagnata da pirite abbondante (campione 2908, dintorni di Tetti Rossella; fig. 1, punto 1); nei casi più estremi la roccia può essere costituita esclusivamente da tormalina, quarzo e pirite. La tormalina appare rispetto ad S_1 di crescita pre e post-cinematica, mentre la pirite appare sempre in porfiroblasti postcinematici.

Non sembra accertabile se i processi di

natura metasomatica responsabili di queste concentrazioni in tormalina siano intervenuti in condizioni premetamorfiche o se siano la conseguenza di fasi precoci del metamorfismo alpino.

2.2. METAVULCANITI DI CALIZZANO

Il massiccio di Calizzano, costituito da metamorfiti prenamuriane (gneiss ed anfiboliti con metamorfismo prealpino polifasico ed ortogneiss granitoidi, con una sola fase metamorfica prealpina) è privo del tegumento permo-carbonifero.

Le metavulcaniti in questione sono state osservate in due distinti affioramenti lungo la strada Calizzano-Garessio. Il primo di questi è situato all'altezza del Crocefisso, a 5,25 km partendo dal bivio di Calizzano. Qui affiorano, a distanza di circa 30 m l'uno dall'altro, quattro filoni con la stessa giacitura e con spessore analogo (circa 50 cm), intrusi in gneiss biotitici a grana grossa in netta discordanza con la foliazione metamorfica prealpina. I filoni, petrograficamente molto simili tra loro, presentano una struttura microporfirica con fenocristalli abbondanti (oltre il 20 %) di plagioclasio (0,5-1 mm) e molto più rari (circa 1 %) di clinopirosseno (0,2-0,8 mm); sono presenti pseudomorfi di clorite ed Mg-riebeckite su microcristalli femici non riconoscibili. La mesostasi è costituita da un aggregato ofitico di microliti plagioclasici con subordinato materiale interstiziale in origine forse vetroso.

I filoni presentano evidenti bordi raffreddati (chilled margins).

La tessitura può essere debolmente fluidale parallelamente al filone, e sono frequenti vacuoli (fino a 2-3 mm) riempiti da clorite o da calcite e calcedonio.

I plagioclasii sono sostituiti da albite e scarsa sericite ed i pirosseni presentano orli di clorite ed anfibolo sodico (crossite, Mg-riebeckite); nella matrice si ha sviluppo di titanite molto abbondante (fino al 20 %), clorite, albite, anfibolo glaucofanico, sericite, rara biotite verde e pirite.

Talvolta si sviluppa un debolissimo clivaggio metamorfico per isorientazione dei fillosilicati e successivamente un clivaggio di microfratturazione.

Il secondo affioramento, ubicato lungo la

TABELLA 1
Composizione chimica e norma C.I.P.W. delle metavulcaniti di Eze

	2924	2954	2957	2958	2960	2512	2514	2913	2915	2920	2951	2953A	2953B	2908
SiO ₂	51.75	60.02	55.26	54.14	51.34	60.97	62.70	51.57	53.76	60.16	69.68	52.55	53.83	62.62
TiO ₂	.65	.53	.67	.52	.60	.73	.86	.66	.65	.72	.12	.57	.82	.38
Al ₂ O ₃	17.03	16.57	16.71	17.03	16.22	17.79	21.04	15.61	18.02	17.13	14.00	18.61	17.72	17.08
Fe ₂ O ₃ ⁺	9.03	8.32	7.87	7.95	8.85	4.29	2.42	10.85	9.94	6.95	8.33	8.31	9.65	9.31
MnO	.18	.07	.12	.17	.27	.10	.05	.23	.14	.09	.12	.11	.15	.06
MgO	5.58	1.93	4.49	5.18	6.88	2.45	2.98	9.01	7.32	3.97	7.65	8.61	8.06	3.67
CaO	6.01	2.38	5.84	6.09	5.49	3.38	.54	6.64	2.13	.75	1.01	1.25	1.74	.34
Na ₂ O	3.42	4.09	3.71	3.42	3.14	4.02	2.83	1.79	2.28	4.71	3.45	4.44	3.43	1.24
K ₂ O	3.70	3.99	2.49	3.62	3.89	2.52	2.68	.59	2.47	2.56	.45	1.55	.58	1.86
P ₂ O ₅	.27	.12	.18	.13	.14	.57	.09	.21	.12	.12	.13	.14	.13	.03
L.O.I.	2.35	1.91	2.55	1.79	3.13	3.10	3.46	2.79	3.15	2.86	3.96	3.75	3.84	3.33
Tot.	99.97	99.93	99.89	100.04	99.95	99.92	99.65	99.95	99.98	100.02	99.91	99.88	99.96	99.92
NORMA C.I.P.W.														
Q		10.52	4.23	.96		17.50	30.33	8.04	12.53	13.62	22.56	2.84	13.16	38.90
C		1.48				3.66	12.71	.45	8.01	5.53	6.33	7.66	8.62	12.48
Or	21.86	23.57	14.71	21.39	21.69	14.89	15.83	3.48	14.59	15.12	2.65	9.16	3.42	10.99
Ab	28.93	34.60	31.39	28.93	26.72	34.01	23.94	15.14	19.29	39.85	29.19	37.57	29.02	10.49
An	20.19	11.02	21.58	20.42	19.17	13.04	2.09	31.57	9.78	2.93	4.09	5.35	7.71	1.49
Wo/Di	3.28		2.59	3.73	3.02									
En/Di	2.07		1.62	2.37	2.00									
Fs/Di	1.00		.81	1.11	.79									
En/Hy	1.79	4.80	9.56	10.52	4.12	6.10	7.42	22.43	18.22	9.88	19.05	21.44	20.07	9.13
Fs/Hy	.86	6.12	4.80	4.91	1.58	2.51	.66	8.30	7.39	4.72	6.91	6.14	6.90	7.18
Fo/Ol	7.02				7.76									
Fa/Ol	3.75				3.47									
Mt	4.34	4.01	3.79	3.84	4.17	2.07	1.17	5.23	4.79	3.34	4.01	4.00	4.65	4.49
Il	1.23	1.00	1.27	.98	1.20	1.38	1.63	1.25	1.23	1.36	.22	1.08	1.55	.72
Ap	.63	.28	.42	.30	.33	1.35	.21	.49	.28	.28	.33	.30	.33	.07
Simbolo	●	●	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	*

● = campioni meno alterati; ○ = prodotti di tipo piroclastico o a evidente rimaneggiamento.

stessa strada, a 1,15 km a NE del precedente, consta di una massa di metavulcanite, dello spessore apparente di una quindicina di metri, della quale i due soli margini visibili corrispondono l'uno ad una faglia, l'altro ad un contatto apparentemente non tettonico con ortogneiss granitoidi.

Il contatto è molto netto e discordante con la scistosità degli gneiss; la vulcanite

presenta, in prossimità del contatto, una larga zona (almeno 1 m) a grana molto fine, quindi si hanno varie alternanze centimetriche e decimetriche con variazioni di grana anche brusche. Le parti a grana maggiore conservano la struttura intersertale originaria con plagioclasti idiomorfi (circa 1 mm) molto abbondanti ed ilmenite in aggregati scheletrici (fino al 10 % in volume); piccoli

TABELLA 2
Metavulcaniti di Eze: dati relativi agli elementi in tracce

	2924	2954	2957	2958	2960	2512	2514	2913	2915	2920	2951	2953A	2953B	2908
Cr	43	48	56	45	70	67	84	53	80	59	88	88	59	65
Ni	90	68	85	60	72	64	57	65	60	72	68	58	65	75
V	180	150	165	185	165	170	155	180	175	160	200	185	175	170
Nb	5	4	8	5	10	4	6	3	5	3	10	8	4	10
Y	25	20	45	20	45	25	30	25	30	20	50	35	30	35
Zr	295	368	269	271	279	195	225	259	271	369	262	332	371	180
Hf	4.2	5.5	3.9	3.5	3.2	.4	1.2	3.8	3.6	5.2	3.4	6.1	4.2	1.9
U	.9	6.1	.4	1.0	1.0	4.8	7.1	.7	1.7	4.1	.9	3.1	.8	.4
Th	7.6	20.9	12.6	8.7	9.8	2.4	11.2	6.3	6.2	12.8	8.3	10.9	6.1	2.2
Zr/TiO ₂	.05	.07	.04	.05	.05	.03	.03	.04	.04	.05	.22	.06	.05	.05
Nb/Y	.20	.20	.18	.25	.22	.16	.20	.12	.17	.15	.20	.23	.13	.29
La	26	66	27	23	23	45	19	21	22	40	38	39	25	17
Ce	46	104	59	46	44	25	51	78	51	84	52	73	42	18
Nd	18	38	20	20	24	9	17	27	13	26	20	28	16	9
Sm	7.2	11.5	7.1	7.3	8.1	2.2	2.9	10.2	3.7	9.0	7.7	10.1	6.9	1.2
Eu	1.16	.91	1.47	1.32	1.27	.80	.91	1.40	1.30	1.46	1.31	1.47	1.12	.61
Tb	.91	1.19	.86	1.04	.84	1.30	2.70	1.34	.79	1.38	1.31	1.21	.71	.79
Yb	2.97	3.35	2.92	2.41	1.88	1.31	2.30	3.01	2.86	3.31	1.34	2.09	2.14	1.62
Lu	.51	.51	.61	.36	.39	.21	.27	.58	.54	.33	.26	.21	.71	.47
La/Yb	8.7	19.7	9.2	9.5	12.2	34.3	8.4	7.0	7.7	12.1	28.4	18.7	11.7	10.5
Tb _N /Yb _N	1.06	1.23	1.02	1.50	1.55	3.44	4.07	1.54	.96	1.45	3.39	2.01	1.15	1.69
Sm/Eu	6.2	12.6	4.8	5.5	6.4	2.7	3.2	7.3	2.8	6.2	5.9	6.9	6.2	2.0
Eu/Eu ⁺	.56	.29	.73	.62	.58	.76	.55	.47	1.04	.48	.54	.52	.61	1.0

Simboli come in tab. 1.

individui (0,2 mm) di quarzo arrotondato, verosimilmente xenocristalli, sono presenti in percentuali fino al 3-5 % in volume. La scarsa matrice è costituita da miche phenitiche e clorite.

Nelle zone a grana più fine si possono riconoscere microfenocristalli di plagioclasio (1-3 mm) generalmente abbondanti, con piccoli cristalli di quarzo corrosi da vetri.

Una scistosità S_1 , finemente pieghettata, talvolta con sviluppo di debole clivaggio (S_2), è evidenziata dalla deformazione delle strutture primarie e dall'isorientamento dei fillosilicati. I minerali metamorfici sono rappresentati da albite, mica bianca, quarzo, clorite,

titanite, anfibolo sodico, stilpnomelano, apatite, magnetite e pirite.

3. Dati geochimici

Sono stati determinati gli elementi maggiori, minori ed in tracce (REE comprese) su 22 campioni scelti in modo da rappresentare nelle aree di affioramento più importanti i diversi litotipi.

L'analisi degli elementi maggiori è stata effettuata secondo quanto indicato in BASSO e MAZZUCOTELLI (1975). Cr, Ni e V sono stati dosati per assorbimento atomico (MAZZUCOTELLI et al., 1976); Nb, Zr e Y per colorimetria dopo separazione su resine a

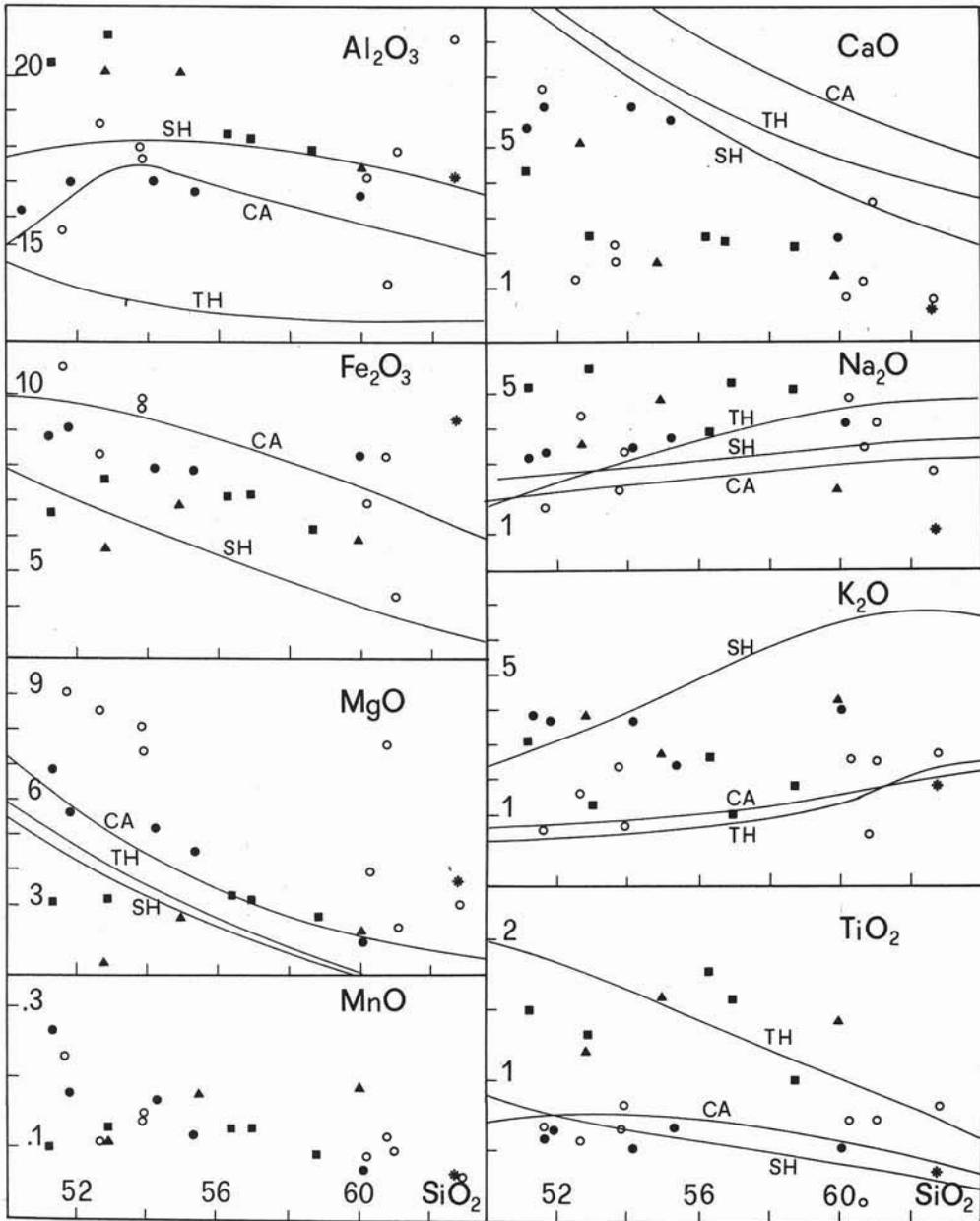


Fig. 2. — Diagrammi di variazione dei principali ossidi rispetto alla silice. In figura sono riportati i principali trends per le serie tholeiitiche (TH), calcalkaline (CA) e shoshonitiche (SH). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

scambio ionico (MAZZUCOTELLI et al., 1977a, 1977b e 1978). I restanti elementi in tracce e le terre rare sono stati determinati mediante attivazione neutronica strumentale e radiochimica (BENEDETTI et al., 1977; MELONI et al., 1978).

3.1. CARATTERI CHIMICI ED EFFETTI DELLE MOBILIZZAZIONI CHIMICHE SECONDARIE

3.1.1. *Metavulcaniti di Eze*

La composizione chimica è riportata in tab. 1 accanto ai relativi valori normativi.

Nel complesso i termini lavici sono caratterizzati da valori di SiO_2 compresi tra 51 e 60 %, tenori elevati in Fe tot. , Al_2O_3 e MgO , bassi e costanti in TiO_2 e P_2O_5 . Una maggiore variabilità è presente nei prodotti piroclastici che, in particolare, evidenziano contenuti in SiO_2 e MgO elevati.

I valori di Na_2O e K_2O risultano nelle vulcaniti apprezzabilmente costanti, con valori assoluti di K_2O molto prossimi a quelli di Na_2O ; CaO presenta valori sensibilmente inferiori alla media soltanto nel campione 2954, per il quale potrebbero essere spiegati da una maggiore differenziazione in senso acido, riscontrata anche per altri elementi, e/o mobilizzazioni secondarie di cui esiste qualche indizio.

Nel complesso la forte variabilità di CaO , Na_2O e K_2O nei prodotti piroclastici suggerisce per questi elementi la possibilità di mobilizzazioni importanti e quindi una certa cautela nell'interpretazione dei relativi contenuti anche per le lave.

I diagrammi di variazione degli ossidi (fig. 2) mostrano scostamenti dai trends caratteristici di serie magmatiche più modesti per Al , Fe tot. , Mg , Ti e più accentuati per Ca , Na , K ; tali scostamenti sembrano attribuibili a processi secondari di alterazione, ai quali possono essere ricollegati i valori elevati di quarzo e corindone normativi (fig. 1). Nei prodotti vulcanoclastici, inoltre, gli alti valori di quarzo e corindone normativi sono verosimilmente condizionati anche da inquinamento sedimentario.

Significativo è ad esempio il fatto che i valori più elevati in quarzo e corindone siano riscontrabili nel campione 2908 (fig. 1, punto 1), fortemente idrotermalizzato, e nel campione 2514 (fig. 1, punto 2) proveniente da un affioramento in cui sono riconoscibili tracce di apporti detritici.

D'altronde il carattere di sottosaturazione (presenza di olivina normativa) di due campioni (2924, 2960; fig. 1, rispettivamente punti 4 e 11) sembra doversi attribuire ad allontanamento di SiO_2 , forse durante processi di cloritizzazione delle frazioni vetrose.

La possibilità di una corretta interpretazione del carattere magmatico originario è stata verificata attraverso l'analisi degli effetti chimici dovuti a processi secondari anche mediante idonei diagrammi.

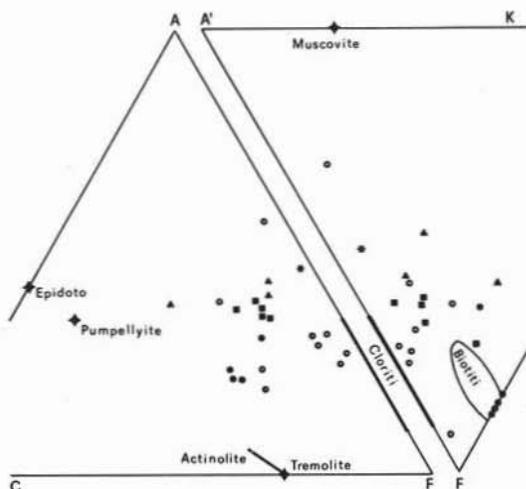


Fig. 3. — Diagrammi ACF e A'KF (WINKLER, 1967). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

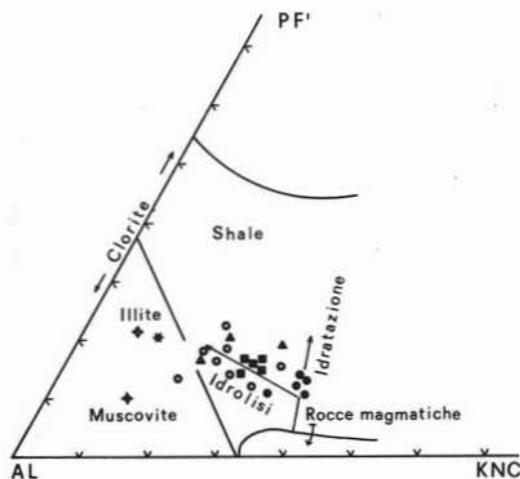


Fig. 4. — Diagramma AL-PF'-KNC (DE LA ROCHE, 1975). $Al = 5/3 Al$; $PF' = 37,04$ (L.O.I. + $0,1 \text{ Fe}_2\text{O}_3$); $KNC = K + Na + 2 \text{ Ca}$. $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{ferro totale come } \text{Fe}_2\text{O}_3$. - Simboli come da tabelle 1 e 3.

I diagrammi ACF e A'KF (fig. 3) mostrano una sostanziale sovrapposizione della maggior parte dei prodotti lavici al campo delle rocce basaltiche e andesitiche (WINKLER, 1967), mentre i prodotti piroclastici si differenziano progressivamente verso il campo delle cloriti e/o quello dei minerali argillosi.

Il diagramma AL-PF'-KNC (fig. 4) mostra una distribuzione dei prodotti lavici preva-

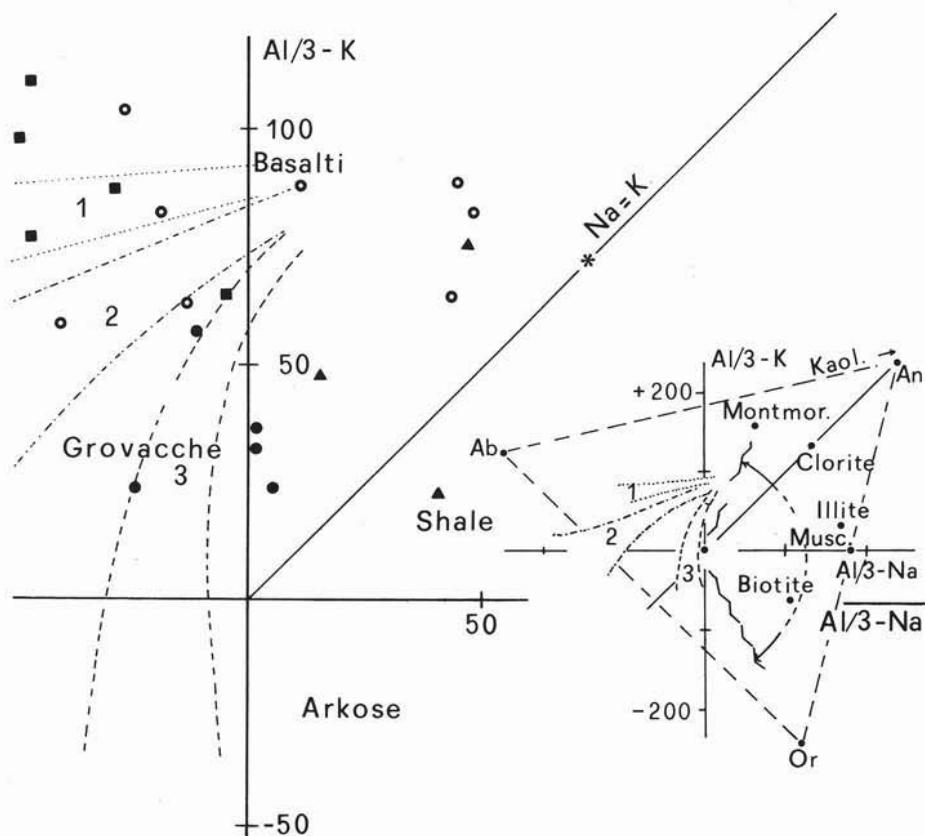


Fig. 5. — Diagramma (Al/3-K)-Al/3-Na di DE LA ROCHE (1968). - 1 = campo delle spiliti; 2 = campo delle serie alcaline; 3 = campo delle serie calc alcaline e tholeiitiche. - Simboli come da tabelle 1 e 3.

lentamente nel senso di fenomeni di idratazione, mentre risulta molto ridotto lo spostamento nel senso di processi di idrolisi; questi appaiono invece rilevanti nei prodotti piroclastici, i quali nel diagramma (Al/3)-(Al/3-Na) di fig. 5 si dispongono, rispetto ai prodotti lavici secondo due trends: il primo relativo a processi di spilitizzazione, il secondo a prevalenti processi di cloritizzazione. Tale duplice tendenza può essere facilmente spiegata da trasformazioni, forse in condizioni diagenetiche, soprattutto delle frazioni vetrose e dei plagioclasti; lo scostamento è particolarmente marcato per i campioni 2512 e 2514, che rappresentano piroclastiti probabilmente rimaneggiate, e per il campione idrotermalizzato (2908).

Tenendo conto delle limitazioni derivanti dai processi di mobilizzazione precedentemente discussi ed interpretando i dati anche sulla base di considerazioni tratte dallo stu-

dio petrografico sembra possibile interpretare le composizioni chimiche medie (tab. 5) nel senso di un'originaria composizione latitica e latianandesitica o comunque di un carattere genericamente andesitico (fig. 6) di questo evento.

Tale caratterizzazione sembra sostanzialmente confermata dagli elementi in tracce ed in particolare da quelli ritenuti meno mobilizzabili: i tenori in Cr, V, Y e Nb sono infatti corrispondenti o molto prossimi a quelli riportati in letteratura per lave di tipo andesitico (TAYLOR et al., 1969; JAKES e WHITE, 1972; WINCHESTER e FLOYD, 1977) pur con valori alquanto elevati di Ni e Zr (tab. 2).

3.1.2. Metavulcaniti di Calizzano

Le composizioni chimiche relative alla colata e ai filoni di Calizzano sono riportate in tab. 3 accanto ai corrispondenti valori

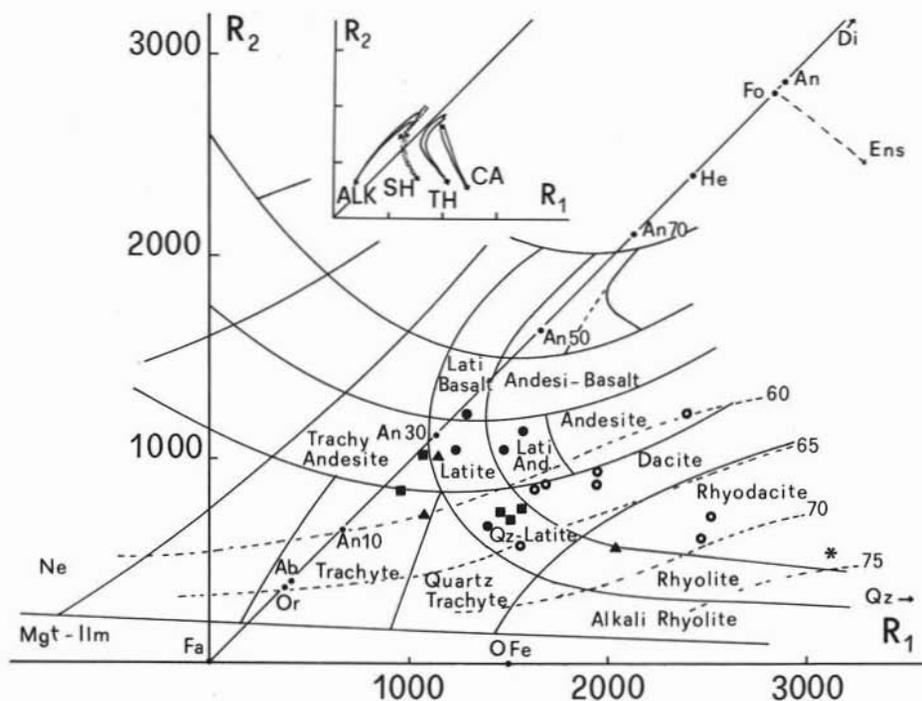


Fig. 6. — Diagramma R_1R_2 (DE LA ROCHE et al., 1980). - $R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$; $R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$. - Simboli come da tabelle 1 e 3.

normativi: i filoni e la colata presentano tra loro marcate analogie composizionali, anche per quanto concerne gli elementi in tracce (tab. 4). In particolare le metavulcaniti di Calizzano presentano una certa variabilità in SiO_2 con valori compresi tra 52 e 59 %, tenori molto elevati in Al_2O_3 , contenuti medi in Fe tot., MgO , P_2O_5 e TiO_2 , quest'ultimo notevolmente costante. Il calcio ha valori variabili, ma generalmente bassi sia nella colata che nei filoni, mentre il sodio presenta tenori particolarmente elevati nei filoni e il potassio valori sensibilmente maggiori nella colata.

I diagrammi di variazione degli ossidi (fig. 2) evidenziano anche per le metavulcaniti di Calizzano processi di mobilizzazione secondaria di una certa importanza. Sui diagrammi ACF e $A'KF$ la composizione sia dei filoni che delle colate si discosta in maniera abbastanza sensibile dai campi di rocce ignee corrispondenti. In particolare lo spostamento verso il lato AF sembra indicativo di una importante perdita in calcio; ciò è in accordo anche con le osservazioni petrografiche:

i plagioclasti primari sono infatti pseudomorfosati da albite mentre il calcio è fissato quasi esclusivamente dalla trasformazione di ilmenite in titanite. Per quanto riguarda la colata il più marcato spostamento verso il vertice A e rispettivamente il lato $A'K$, unitamente alla diffusa sericitizzazione dei plagioclasti e della matrice, porterebbero piuttosto a considerare fenomeni di argillificazione.

Il diagramma $AL-PF'-KNC$ (fig. 4) indica processi di idratazione e idrolisi più intensi per la colata che per i filoni. La fig. 5 mostra la tendenza a fenomeni di cloritizzazione e sericitizzazione per la colata, verosimilmente, almeno in parte, attribuibili all'alterazione di prodotti vetrosi in ambiente diagenetico. Lo stesso diagramma mostra invece per i filoni un netto spostamento verso il campo delle spiliti.

Le metavulcaniti di Calizzano, rispetto a quelle di Eze, mostrano (fig. 6) una tendenza a composizioni leggermente più acide (latitiche e quarzolatitiche). Tale tendenza potrebbe essere tuttavia apparente e dipen-

TABELLA 3
Composizione chimica e norma C.I.P.W.
delle metavulcaniti di Calizzano

	2815	2817	2819	2804B	2806A	2808A	2809A	2807A
SiO ₂	52.77	54.89	59.24	52.80	53.31	56.88	58.64	56.23
TiO ₂	1.21	1.61	1.46	1.36	1.51	1.58	1.03	1.78
Al ₂ O ₃	20.16	20.10	17.36	21.27	20.42	18.14	17.84	18.42
Fe ₂ O ₃ ⁺	5.68	6.88	5.78	7.51	6.68	7.19	6.21	7.12
MnO	.11	.18	.19	.13	.10	.13	.09	.13
MgO	1.38	2.70	2.24	3.10	2.95	3.16	2.71	3.16
CaO	5.02	1.71	1.33	2.48	3.41	2.11	2.06	2.40
Na ₂ O	3.59	4.98	2.26	5.75	5.05	5.33	5.05	3.91
K ₂ O	3.94	2.62	4.26	1.36	2.06	.97	1.89	2.57
P ₂ O ₅	.21	.24	.19	.27	.25	.30	.34	.27
L.O.I.	5.82	3.96	4.89	3.89	4.20	4.00	3.97	3.92
Tot.	99.89	99.87	99.90	99.92	99.94	99.79	99.83	99.91
NORMA C.I.P.W.								
Q	3.26	7.34	23.59	3.05	3.96	12.15	12.89	13.11
C	1.36	6.53	7.06	6.47	4.38	5.20	4.55	5.48
Or	23.28	15.48	25.17	8.03	12.23	5.73	11.16	15.18
Ab	30.37	42.13	19.12	48.65	42.44	45.10	42.73	33.08
An	23.53	6.91	5.35	10.54	15.01	8.51	8.00	10.14
En/By	3.43	6.72	5.57	7.71	7.33	7.86	6.74	7.86
Fs/By	2.90	3.36	2.72	4.21	3.03	3.56	3.60	3.17
Mt	2.74	3.32	2.78	3.62	3.24	3.47	3.00	3.45
Il	2.29	3.05	2.77	2.58	2.88	3.00	1.95	3.38
Ap	.49	.56	.45	.63	.59	.71	.80	.63

Simbolo ▲ ▲ ▲ ■ ■ ■ ■ ■

□ = campioni provenienti dai filoni; △ = campioni appartenenti alla colata.

dere dall'allontanamento secondario di calcio suggerito dalla tendenza spilitica di queste rocce.

Una sostanziale rassomiglianza si osserva invece per gli elementi in tracce (tab. 4) che presentano valori caratteristici di rocce a chimismo intermedio; lo zirconio, come nelle metavulcaniti di Eze, mostra valori notevolmente elevati rispetto a quelli tipici di rocce andesitiche.

3.2. CONSIDERAZIONI PETROGENETICHE

In alcune vulcaniti meglio conservate è possibile riconoscere una prima nucleazione di plagioclasio, seguita da cristallizzazione di orneblenda (Feglino) o clinopirosseno (Mu-

TABELLA 4
Metavulcaniti di Calizzano: dati relativi
agli elementi in tracce

	2815	2817	2819	2804B	2806A	2808A	2809A	2807A
Cr	16	10	14	16	20	21	17	18
Ni	21	29	29	37	20	30	23	22
V	147	156	154	214	138	148	184	115
Nb	8	6	6	7	8	7	8	8
Y	30	20	20	25	25	20	25	25
Zr	381	353	356	271	164	271	400	209
Hf	6.3	5.7	6.5	4.2	4.4	3.7	8.5	4.1
U	3.9	1.5	1.9	.9	1.0	.8	1.3	.9
Th	0.9	6.0	8.1	5.4	5.1	4.2	6.5	5.0
Zr/TiO ₂	.03	.02	.02	.02	.02	.02	.04	.01
Nb/Y	.27	.30	.30	.28	.32	.35	.32	.32
La	41	33	29	16	17	16	29	27
Ce	91	62	63	64	47	100	59	54
Nd	30	30	33	15	27	23	25	25
Sm	8.6	6.9	7.1	4.1	6.3	6.0	10.9	8.2
Eu	2.29	2.31	2.67	2.06	2.16	2.26	2.49	2.81
Tb	1.00	1.11	1.49	.68	.96	.95	.92	.79
Yb	3.61	4.21	4.01	3.21	3.42	2.96	3.15	2.89
Lu	.57	.70	.80	.56	.64	.55	.81	.54
La/Yb	11.4	7.8	7.2	5.0	5.0	5.4	9.2	9.3
Tb _N /Yb _N	.96	.91	1.29	.74	.97	1.11	1.01	.95
Sm/Eu	3.8	3.0	2.7	2.0	2.9	2.6	4.4	2.9
Eu/Eu ⁺	.95	1.07	1.11	1.67	1.10	1.19	.89	1.31

Simboli come in tab. 3.

taglia, Calizzano), ancora con plagioclasio. Per la relativa scarsità e la pressochè completa trasformazione non è possibile riconoscere l'ordine di cristallizzazione per biotite e ortopirosseno.

Considerando condizioni vicine alla saturazione in H₂O la cristallizzazione di orneblenda potrebbe essere avvenuta a pressioni più probabili dell'ordine di 10-12 kbs (YODER e TILLEY, 1962; CAWTHORN e O'HARA, 1976) e comunque non superiori a circa 20 kbs (YODER, 1976; WYLLIE, 1979; GREEN, 1972).

I cristalli di quarzo, frequenti in alcuni prodotti lavici (Feglino, Calizzano), sia per i loro caratteri strutturali (individui arrotondati e corrosi), che per il chimismo della roccia, che non sembra giustificare una importante cristallizzazione precoce di quarzo, vanno ritenuti come xenocristalli dovuti ad

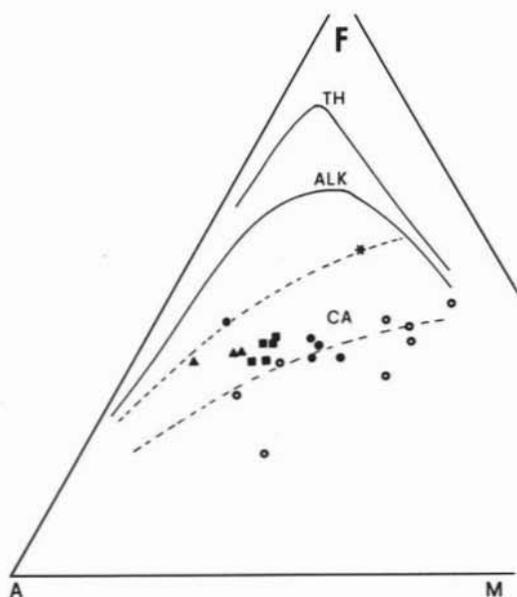


Fig. 7. — Diagramma AFM. I trends di variazione delle serie tholeiitiche (TH), alcalibasaltiche (ALK) e calcaline (CA) sono tratti da RINGWOOD (1974). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

assimilazione di materiali cristallini acidi.

L'esame delle modificazioni indotte sul chimismo da fattori secondari porta a ritenere che tra gli elementi maggiori, Ti, Fe, Mg ed Al siano relativamente poco mobilizzati, ad eccezione di pochi casi estremi, peraltro facilmente individuati.

Sembra quindi corretto tentare una caratterizzazione in senso magmatologico basata su questi elementi e sugli elementi in tracce considerati poco mobili. Una interpretazione dei dati relativi a Na, K, Ca, che tra l'altro indicherebbero una tendenza K-andesitica per la maggior parte dei campioni meno trasformati, non sembra invece sufficientemente affidabile nonostante la relativa costanza dei valori in alcune vulcaniti.

I diagrammi di variazione degli ossidi (fig. 2) indicano un carattere essenzialmente calcalkalino, confermato anche sul diagramma AFM (fig. 7), dove, sia pure con le limitazioni già discusse, le metavulcaniti di Calizzano risulterebbero maggiormente differenziate rispetto a quelle di Eze.

Analoghe indicazioni di carattere calcalkalino sono fornite dai diagrammi di MIYASHIRO (1975) riportati in fig. 9 e dai con-

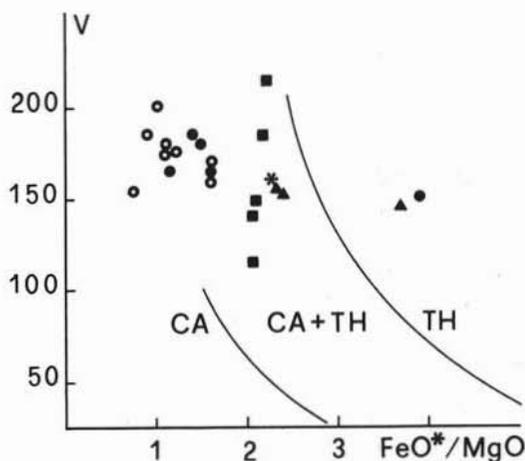
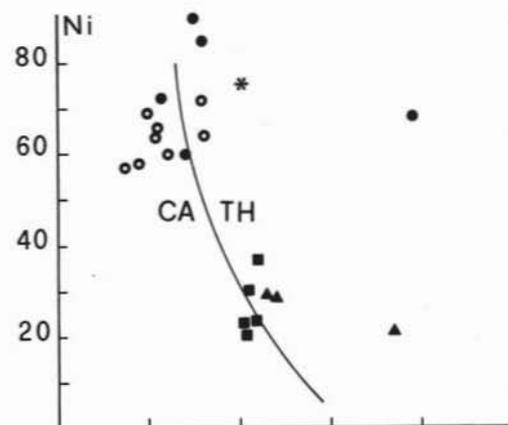
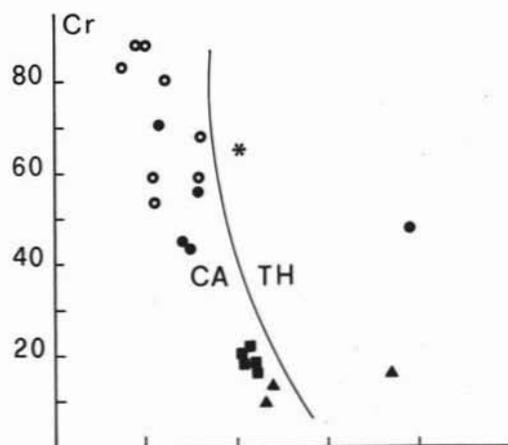


Fig. 8. — Variazione di Cr, Ni e V rispetto al rapporto FeO^*/MgO (FeO^* = ferro totale come FeO). I campi di appartenenza delle serie tholeiitiche (TH) e calcaline (CA) sono tratti, in forma non-logaritmica, da MIYASHIRO e SHIDO (1975). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

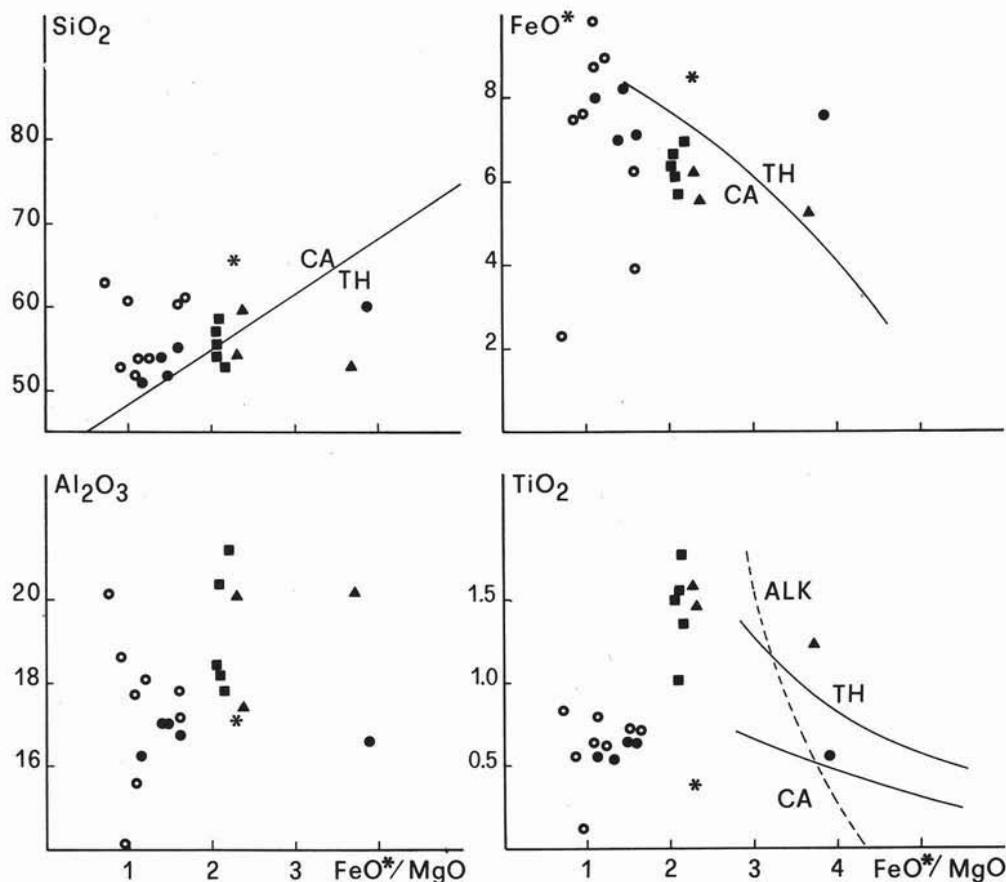


Fig. 9. — Diagrammi di MIYASHIRO (1975) in funzione del rapporto FeO^*/MgO (FeO^* = ferro totale come FeO). Sono riportati i campi di appartenenza delle serie tholeiitiche (TH), calcalcine (CA) e, limitatamente al titanio, alcaline (ALK, linea tratteggiata). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

tenuti di alcuni elementi in tracce, quali Cr, Ni, Y, Nb e Zr (figg. 8 e 10). Va tuttavia osservato che mentre le variazioni di Cr e Ni e i rapporti Nb/Y sono in accordo con composizioni andesitiche e con un carattere calcalcino, i rapporti Zr/TiO₂, a causa degli elevati tenori in Zr, risultano in parte spostati verso termini più alcalini (fig. 10).

Nel diagramma di fig. 11 (PEARCE et al., 1977) la caratterizzazione geochemica corrisponde a quella di lave di tipo « orogenico », legate a margini continentali attivi; analoga caratterizzazione potrebbe essere indicata sulla base delle variazioni di Cr e Ni rispetto al rapporto FeO^*/MgO (fig. 8).

Alcuni parametri, suggeriti da BAILEY

(1981) quali indicatori di ambiente tettonico, come i contenuti in La e Ce, il contenuto totale in REE, i rapporti La/Yb, Th/U e Zr/Y, caratterizzerebbero i campioni esaminati come « orogenici », legati a margini continentali di elevato spessore (di tipo Andino).

Mentre tale indicazione per le metavulcaniti di Eze è pressochè costante, per quelle di Calizzano risulta meno univoca: alcuni dei parametri utilizzati indicherebbero infatti talora caratteri di margine continentale di spessore ridotto.

Nonostante l'analoga affinità calcalcina le metavulcaniti di Eze e quelle di Calizzano non sembrano, per alcuni caratteri geochemici, riconducibili ad un unico evento magmatico, ma piuttosto a due diversi episodi nell'ambito di uno stesso contesto geodinamico.

Tale ipotesi sembra particolarmente suffragata dai diagrammi di variazione in fun-

TABELLA 5

Valori medi e deviazioni standard dei contenuti in elementi maggiori e alcune tracce

	1		2		3		4	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	54.60	3.49	57.03	4.50	55.87	3.68	55.57	2.47
TiO ₂	.59	.07	.64	.23	1.43	.20	1.45	.28
Al ₂ O ₃	16.71	.34	17.49	2.07	19.21	1.60	19.22	1.53
Fe ₂ O ₃	8.40	.52	7.59	2.92	6.11	.67	6.94	.51
MnO	.16	.07	.12	.05	.16	.04	.12	.02
MgO	4.81	1.83	6.26	2.67	2.11	.67	3.02	.19
CaO	5.16	1.57	2.18	2.02	2.69	2.03	2.49	.54
Na ₂ O	3.56	.36	3.37	1.02	3.61	1.36	5.02	.68
K ₂ O	3.54	.60	1.68	1.00	3.61	.87	1.77	.62
P ₂ O ₅	.17	.06	.19	.16	.21	.03	.29	.04
L.O.I.	2.35	.54	3.36	.45	4.89	.93	4.00	.12
Tot.	99.96	.06	99.91	.11	99.89	.02	99.88	.06
Cr	52	11.0	72	14.4	13	3.1	18	2.1
Ni	75	12.3	64	5.1	26	4.6	26	7.0
V	169	13.9	175	14.1	152	4.7	160	39.2
Nb	6	2.5	5	2.5	7	1.1	8	.5
Y	31	12.9	31	9.0	23	5.8	24	2.2
Zr	296	41.3	274	70.4	363	15.4	263	88.9
Hf	4.1	.91	3.3	1.86	6.2	.41	5.0	2.00
U	1.9	2.36	2.6	2.31	2.4	1.29	1.0	.16
Th	11.9	5.35	7.4	3.76	8.3	2.46	5.2	.83
Zr/TiO ₂	.05	.01	.06	.06	.02	.01	.02	.01
Nb/Y	.21	.03	.18	.05	.29	.02	.32	.02
La/Yb	11.9	4.57	15.41	9.78	8.81	2.23	6.78	2.28
Th _N /Yb _N	1.27	.24	2.19	1.14	.96	.14	1.05	.21
Sr/Ba	7.1	3.15	4.8	2.07	3.0	.87	3.1	.56
Ba/Ba ⁺	.56	.16	.66	.22	1.04	.08	1.23	.29

1 = metavulcaniti di Eze, campioni meno alterati; 2 = metavulcaniti di Eze, prodotti piroclastici o a evidente rimaneggiamento; 3 = metavulcaniti di Calizzano, colata; 4 = metavulcaniti di Calizzano, filoni.

zione del rapporto FeO⁺/MgO (figg. 8 e 9), dai tenori in elementi compatibili quali Fe, Mg, Cr, Ni e Y più bassi e dai valori più elevati in Ti e P nelle metavulcaniti di Calizzano e di Eze attraverso fenomeni di frazionamento.

Nb, Hf e Zr mostrano valori medi più elevati nelle vulcaniti di Calizzano che in quelle di Eze, senza che si possa individuare un trend continuo tra i due gruppi; U e Th mostrano una distribuzione sostanzialmente

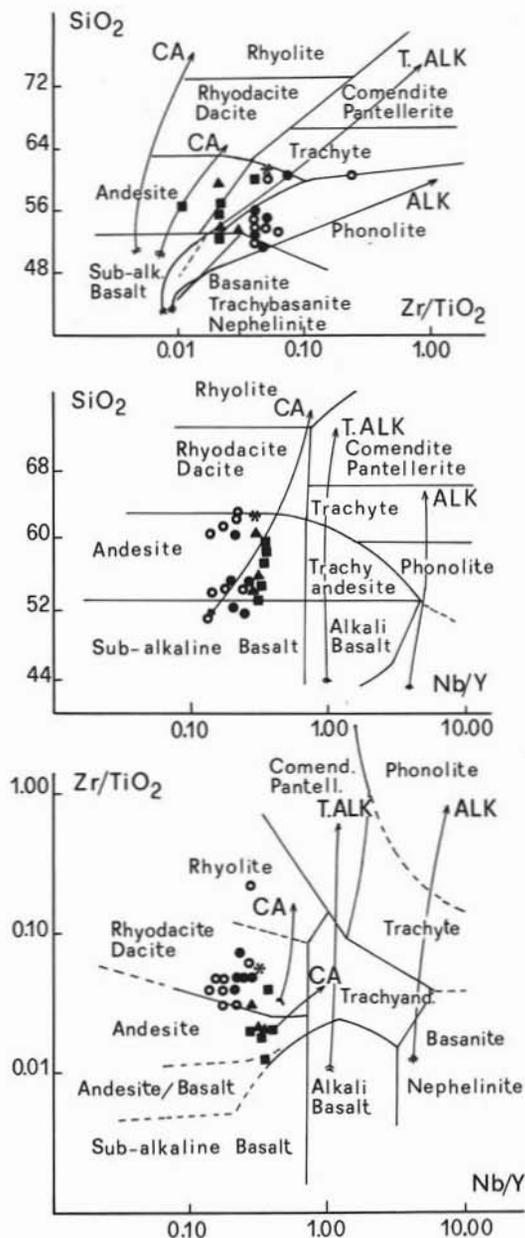


Fig. 10. — Diagrammi SiO₂-Zr/TiO₂, SiO₂-Nb/Y e Zr/TiO₂-Nb/Y di WINCHESTER e FLOYD (1977). Sono riportati alcuni trends tipici di serie calcalkaline (CA), transizionali alcaline (T.ALK) e alcaline (ALK). - Simboli come da tabelle 1 e 3.

irregolare che, almeno per l'uranio, sembrerebbe influenzata da fenomeni secondari.

Le metavulcaniti di Eze (fig. 12) presentano un'evidente frazionamento relativo del-

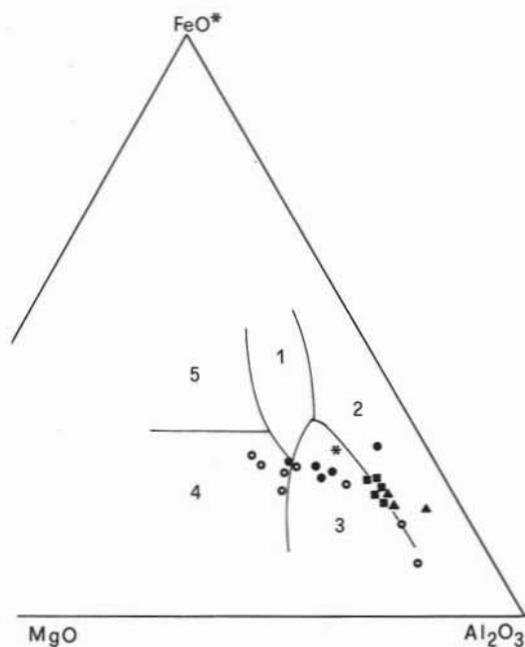


Fig. 11. — Diagramma $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ (FeO^* = ferro totale come FeO) secondo PEARCE et al. (1977). Gli ambienti tettonici indicati sono: 1 = «continental»; 2 = «spreading center island»; 3 = «orogenic» (archi di isole e margini continentali attivi); 4 = «ocean ridge and floor»; 5 = «ocean island». - Simboli come da tabelle 1 e 3.

le REE ($La/Yb \cong 12$) e un debole frazionamento delle HREE ($Tb_N/Yb_N \cong 1,3$), con una significativa anomalia negativa in Eu ($Eu/Eu^* \cong 0,6$). Il fatto che tale distribuzione venga mantenuta, sia pure con più ampia dispersione, anche nei prodotti piroclastici (ad eccezione al solito dei campioni 2512, 2514 e 2908) e soprattutto la notevole omogeneità di comportamento nei prodotti lavici porta a ritenere che la mobilitazione secondaria di questi elementi sia mantenuta entro limiti tali da non inficiare una più approfondita interpretazione dei dati.

La presenza di anomalia negativa in Eu potrebbe essere spiegata ammettendo una separazione di plagioclasio oppure sostenendo un'origine del magma per fusione parziale di rocce contenenti plagioclasio, con concentrazione di quest'ultimo nel residuo di fusione. In alternativa l'anomalia in Eu può essere considerata un carattere ereditato dalla sorgente, ossia già esistente nella roccia di partenza.

Il frazionamento delle HREE dipende in gran parte dalla quantità di granato presente nel residuo. Il granato infatti è il solo minerale che presenta $K_{s/l}^{Yb}$ notevolmente più alti che $K_{s/l}^{Tb}$ ed è pertanto in grado di produrre frazionamenti all'interno delle HREE (ARTH, 1976). La presenza di rapporti $Tb_N/Yb_N > 1$ ed il relativo frazionamento LREE/HREE suggerisce che il liquido originario sia stato in equilibrio con granato. Quest'ultimo pertanto doveva essere presente nella sorgente.

Il frazionamento delle LREE è funzione, oltre che delle concentrazioni iniziali nella sorgente, del grado di fusione parziale di quest'ultima. Le distribuzioni osservate possono essere imputate pertanto o a bassi gradi di fusione parziale o a gradi più elevati seguiti da cristallizzazione frazionata.

Le metavulcaniti di Calizzano (fig. 13) si differenziano per minori frazionamenti relativi delle REE ($La/Yb \cong 9$ nella colata, $\cong 7$ nei filoni) e nell'ambito delle HREE ($Tb_N/Yb_N \cong 1$) e per presenza di anomalia negativa in Eu. Al contrario si osserva in alcuni campioni una leggera anomalia positiva in Eu.

Tali caratteri indicano la mancanza di un ruolo significativo del granato nel residuo, eliminando sorgenti di tipo eclogitico (CAMERON e HANSON, 1982). D'altra parte la mancanza di anomalia negativa in Eu esclude la possibilità di processi di fusione parziale di rocce e plagioclasio con quest'ultimo concentrato nel residuo di fusione. I patterns osservati sono invece compatibili con una fusione elevata (25-30 %) di una peridotite priva di granato seguita da frazionamento di olivina e pirosseno per spiegare i bassi tenori in Ni, Cr e V (MANETTI et al., 1979).

Modelli diversi possono essere tuttavia ipotizzati considerando fenomeni di frazionamento ad opera di prevalente orneblenda, che presenta infatti più alti valori di $K_{s/l}$ per le REE intermedie rispetto a quelle pesanti (ARTH, 1976). Un frazionamento solido-liquido a partire da un magma composizionalmente più basico con separazione di orneblenda e plagioclasio produce una diminuzione del rapporto Tb_N/Yb_N senza dar luogo ad anomalie negative in Eu a causa del basso valore di $K_{s/l}^{Eu}$ dell'orneblenda rispetto a Sm e Gd (ARTH e BARKER, 1976).

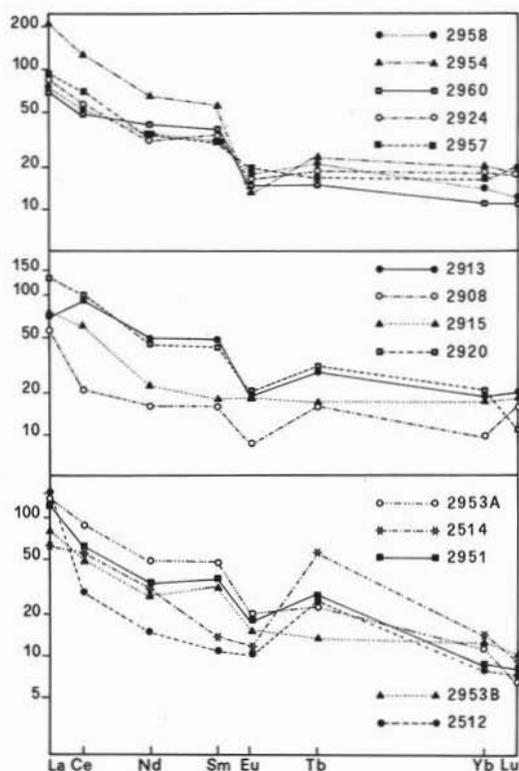


Fig. 12. — Distribuzione delle Terre Rare nelle metavulcaniti di Eze. I valori sono normalizzati a quelli condritici utilizzando i dati di HASKIN et al. (1968). I « patterns » riportati sono relativi ai campioni meno alterati provenienti dalle effusioni di tipo massiccio (*riquadro superiore*) e ai prodotti di tipo piroclastico a diverso grado di rimaneggiamento (*riquadro intermedio e inferiore*).

che compensa così l'effetto prodotto dalla separazione di plagioclasio.

Tale comportamento dell'orneblenda fa pertanto ritenere compatibile con i patterns osservati la fusione parziale di una anfibolite (con granato assente o in piccole quantità) senza che sia necessaria la completa fusione del plagioclasio, purchè l'orneblenda svolga un ruolo primario nel residuo di fusione (ARTH et al., 1978). In tale modello troverebbe spiegazione la leggera anomalia positiva in Eu osservata.

Per le considerazioni precedenti, i patterns geochemici osservati nelle vulcaniti di Eze e di Calizzano potrebbero essere compatibili con una fusione di crosta oceanica subdotta, riequilibrata in facies anfibolitica, mentre sembrano da escludere paragenesi eclogitiche.

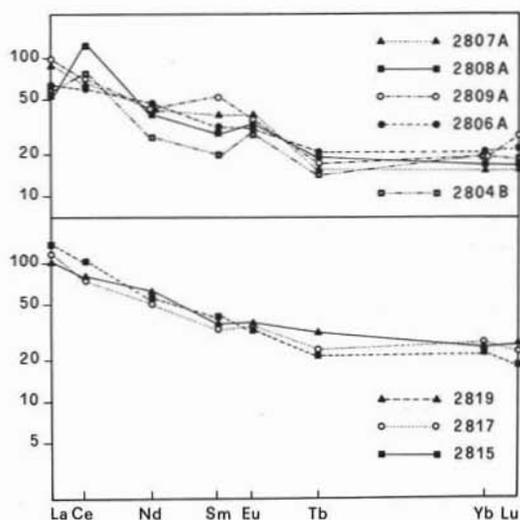


Fig. 13. — Distribuzione delle Terre Rare nelle metavulcaniti di Calizzano. I valori sono normalizzati a quelli condritici utilizzando i dati di HASKIN et al. (1968). I « patterns » riportati sono relativi ai filoni (*riquadro superiore*) e alla colata (*riquadro inferiore*).

Tuttavia se i costituenti fondamentali di questa crosta oceanica sono normali tholeiiti abissali, ai gradi di fusione parziali richiesti per generare fusi andesitici (30-40 % in peso, GREEN e RINGWOOD, 1968), questi ne avrebbero ereditato, indipendentemente dalle fasi che contribuiscono alla fusione, i bassi tenori in LREE. I tenori in LREE rendono poco probabile tale ipotesi.

In conclusione si possono quindi avanzare diverse ipotesi genetiche.

Per le metavulcaniti di Eze:

1) processi di cristallizzazione frazionata a livelli crostali, a partire da un magma basaltico originato nel mantello, controllati essenzialmente da plagioclasio \pm pirosseno (CAMERON e HANSON, 1982);

2) limitato grado di fusione (< 10 %) di peridotite e granato del mantello in condizioni idrate ad alta pressione (KUSHIRO et al., 1972) e cristallizzazione frazionata di olivina, pirosseno e plagioclasio;

3) anatessi crostale di una sorgente anfibolitica o granulitica, a temperatura di circa 1100° C (WYLLIE, 1977); la presenza di plagioclasio e granato nel residuo indicherebbe pressioni inferiori a 18-23 kbs (YODER

e TILLEY, 1962; RINGWOOD e GREEN, 1964; GREEN e RINGWOOD, 1967).

Per le metavulcaniti di Calizzano:

1) processi di cristallizzazione frazionata a livelli cristallini a partire da un magma basaltico controllati essenzialmente da orneblenda con plagioclasio eventualmente subordinato (CAMERON e HANSON, 1982);

2) fusione parziale di una peridotite a spinello seguita da frazionamento ad opera di olivina e pirosseno (MANETTI et al., 1979);

3) anatessi crostale di rocce anfibolitiche o granulitiche controllata da orneblenda residuale.

Nel caso in cui si considerino processi di fusione del mantello la presenza di xenocristalli di quarzo implicherebbe comunque assimilazione di materiale crostale, rendendo di fatto ancor più problematico l'approccio geochimico. Pertanto, tenendo conto anche della mancanza di dati sicuri su composizione della crosta e gradienti geotermici nell'ercinico, non sembra che i soli parametri geochimici possano essere discriminanti tra i vari modelli proponibili.

4. Considerazioni conclusive

4.1. ETÀ DEL VULCANISMO DI CALIZZANO

Un primo dato che emerge dalla ricerca effettuata concerne la probabile età permocarbonifera delle metavulcaniti di Calizzano. Esse sono infatti posteriori all'evento ercinico e precedono il metamorfismo, probabilmente meso-alpino (MESSIGA et al., 1982), di alta pressione.

Con tali limiti, debbono avere età compresa tra il Carbonifero superiore e l'Eocene. Durante questo intervallo di tempo nel dominio Brianzonese e nell'adiacente Prepiemontese sono note tre fasi magmatiche: quella meso-triassica, che avrebbe generato solo cineriti (GABY e GALLI, 1964; CORTESOGNO et al., 1982); quella giurassica, conosciuta solo nel Prepiemontese di C. Morteo (CORTESOGNO et al., 1981).

Le analogie petrografiche e geochimiche con le metavulcaniti di Eze fanno ritenere di gran lunga più probabile l'età permocarbonifera anche per quelle di Calizzano.

Da questa conclusione discendono due interessanti corollari.

Anzitutto, risulta accertato che anche nei settori più interni del dominio Brianzonese, dai quali provengono le falde di zoccolo prive di copertura, quali il « massiccio » di Calizzano, si sono avute manifestazioni vulcaniche « andesitiche » analoghe a quelle riconosciute nei settori più esterni.

In secondo luogo, poichè la colata ricopre direttamente gli ortogneiss granitoidi, si ha la conferma che nel Carbonifero superiore il massiccio di Calizzano doveva far parte dell'area soggetta a smantellamento, di cui abbiamo recentemente (CORTESOGNO et al., 1982) supposto l'esistenza per giustificare i clasti di metamorfiti presenti nella Formazione di Ollano.

4.2. TIPO DELL'ATTIVITÀ VULCANICA ANDESITICA

Venendo ora all'attività « andesitica » nel suo complesso (metavulcaniti di Eze e di Calizzano), osserviamo che le condizioni giaciture indicherebbero l'esistenza di vari episodi effusivi; una certa differenza nei caratteri magmatologici sembra inoltre verificata dal confronto tra le metavulcaniti di Eze e di Calizzano.

L'associazione di lave e prodotti piroclastici indica un'attività mista e suggerisce che i centri di emissione fossero ubicati nella stessa area in cui si sono accumulati i prodotti vulcanici.

Da segnalare infine che (nei limiti imposti: dalla mobilitazione subita dalle rocce; dal campionamento effettuato, che potrebbe essere stato insufficiente; dall'area esaminata, forse non abbastanza estesa) non è stato possibile riconoscere una « polarità geochimica »: le quantità percentuali di elementi geochimicamente significativi presenti nelle andesiti delle diverse località mostrano infatti variazioni « casuali », non ordinate in rapporto alla distribuzione spaziale delle lave.

4.3. LE CONDIZIONI GEOLOGICHE LOCALI

I dati locali che debbono essere inquadrati, se si vuol tentare un'interpretazione in chiave geodinamica dell'attività andesitica, riguardano: a) la distribuzione temporale e spaziale di quest'ultima; b) il contesto

geologico di superficie in cui è inserita; *c*) la caratterizzazione magmatica, dei suoi prodotti; *d*) il processo petrogenetico che l'ha generata.

Distribuzione temporale e spaziale

Dal punto di vista temporale, come abbiamo osservato, l'attività andesitica si inserisce tra le manifestazioni riolitiche, acide e piroclastiche, di modesta consistenza, di presumibile età westfaliana (superiore?), rispetto alle quali essa è probabilmente almeno in parte coeva, e l'enorme attività riolitico-riodacitica (dati non pubblicati) a carattere prevalentemente ignimbrico, dell'Eopermico, che è complessivamente più recente.

Dal punto di vista spaziale, i dati in nostro possesso sembrano indicare (CORTE-SOGNO et al., 1982) che gli episodi della « trilogia » rioliti-andesiti-rioliti si sono manifestati in tutto il dominio Brianzese, apparentemente senza differenze apprezzabili: l'ineguale distribuzione attuale degli affioramenti (in parte evidenziata anche nella fig. 1) è infatti il risultato di un'erosione differenziale (permo-triassica, giurassica e cretacea) che ha maggiormente asportato le ignimbrite eopermiche nei settori interni, mentre le ha spesso conservate in quelli esterni.

Contesto geologico di superficie

Il contesto tettonico indica che nel Brianzese ligure, dopo la fase sudetica, che sviluppa scistosità e paragenesi anfibolitiche, le fasi asturiana e saaliana si manifestarono in superficie con la formazione di blocchi diversamente sollevati e ribassati, rispettivamente sedi di intenso smantellamento e di accumulo di notevoli quantità di sedimenti detritici anche grossolani (CORTE-SOGNO et al., 1982). Il quadro, quale è deducibile dai dati di superficie, non sembra connesso a fenomeni compressivi, ma piuttosto a movimenti essenzialmente verticali lungo piani di taglio, quali possono essere attesi nelle fasi tardive di un'orogenesi, quando i meccanismi di compensazione isostatica giocano un ruolo preminente.

Caratterizzazione magmatica e processo petrogenetico

Come s'è visto nel cap. 3, le andesiti han-

no affinità magmatica essenzialmente calcicalina, analogamente a quanto accade alle rioliti westfaliane (CORTE-SOGNO et al., 1982) ed a quelle permiane (dati non pubblicati).

Per quanto riguarda il processo petrogenetico un'origine da fusi basaltici attraverso processi di cristallizzazione frazionata e l'intervento di inquinamento crostale sembra compatibile con i dati petrografici e geochemici. Mancano tuttavia i prodotti intermedi della differenziazione. Inoltre se l'attività acida fosse dovuta a rialzo termico indotto dai processi di fusione del mantello, sembra esistere una notevole sproporzione tra l'entità delle effusioni riolitiche e quella delle manifestazioni a carattere più basico.

In un'ipotesi alternativa i fusi andesitici potrebbero derivare da fusione parziale di rocce anfibolitiche e/o granulitiche. Le differenze tra le metavulcaniti di Eze e quelle di Calizzano sarebbero dovute a diverse percentuali di granato nella sorgente e al controllo esercitato da plagioclasio o orneblenda nel residuo di fusione.

In questo caso i fusi andesitici (come quelli riolitici westfaliani e, in base ad indicazioni per ora incomplete, permiani) potrebbero essere riconducibili a fenomeni di anatessi crostale.

4.4. INQUADRAMENTO NELLA «NEO-EUROPA» ED IPOTESI SUBDUTTIVE

Poichè l'affinità calcicalina delle vulcaniti permo-carbonifere è del tipo di quella che si osserva negli attuali margini continentali attivi, nasce spontanea l'idea di far derivare i magmi tardo-ercinici da eventi subduttivi. D'altra parte, la tettonica a block-faulting di superficie non appare favorevole a tale interpretazione.

Prima di respingerla, è opportuno tentare di collocare l'area che abbiamo esaminato nel contesto paleogeografico e paleogeodinamico ercinico, tenendo presente che l'ipotesi subduttiva deve soddisfare le seguenti condizioni: *a*) esistenza di un piano di subduzione; *b*) immersione e *c*) localizzazione del piano stesso congruenti con l'ubicazione delle vulcaniti; *d*) età della subduzione non troppo precoce in rapporto a quella delle lave.

Si può anzitutto osservare che la coesistenza di dati geologico-strutturali di super-

ficie che non rivelano energiche fasi compressive con un magmatismo permo-carbonifero a tendenza calcalina è comune, oltre che nel Brianzese ligure, anche nel Brianzese classico e si ritrova, nello stesso periodo, anche in Provenza, in Sardegna, in Corsica (D'AMICO, 1979; BECCALUVA et al., 1979; DEBELMAS, 1980; BOURROUILH et al., 1980) e, probabilmente, in Toscana (BAGNOLI et al., 1979).

Tutte queste regioni appaiono accomunate da un'analogia storia magmatica tardo-ercinica, non limitata alla caratterizzazione calcalina, ma estesa anche alla successione temporale e di prodotti generati: nelle aree dove le paleovulcaniti sono sufficientemente rappresentate, quelle andesitiche (più o meno associate ad altre riolitiche, precoci) precedono infatti quelle riolitiche principali. Nelle predette regioni il vulcanismo si accompagna a formazioni sedimentarie che mostrano buona correlabilità, essendo tutte associazioni di tettofacies di tipo tardo- e post-orogeno, sprovviste di connotati « compressivi ». L'evento tetto-genetico sinmetamorfico energeticamente compressivo è infatti precedente, appartenendo alla fase sudetica sia nel Brianzese ligure, sia nel blocco corso-sardo (CARMIGNANI et al., 1979), sia in Toscana (BAGNOLI et al., 1979).

Sulla base di queste consistenti analogie, appaiono accettabili i numerosi schemi paleogeografici (ad es.: WESTPHAL et al., 1976; ARTHAUD e MATTE, 1977; VAI, 1979; SCOTTESE et al., 1979; AUTRAN e COGNÉ, 1980; ZWART e DORNSIEPEN, 1980; RAU e TONGIORGI, 1981), che collocano le predette regioni in posizioni più o meno prossime l'una all'altra, suscettibili di aver condiviso un'analogia storia ercinica.

Quest'ultima, tuttavia, per le aree predette e, più in generale, per la « placca » dell'Europa mediterranea, è lungi dall'essere chiarita.

Non tutti gli autori, ad esempio, concordano sull'esistenza di una « Paleotetide » tra la placca in questione e quella africana (cfr. RAU e TONGIORGI, 1980) e, anche tra coloro che l'ammettono, vi sono — come è chiaramente messo in evidenza da VAI (1979) — notevoli differenze circa i suoi limiti, in particolare quello occidentale (cfr., ad es.: HSÜ, 1971; DEWEY et al., 1973; VAI, 1975; LO-

RENZ e NICHOLLS, 1976; FRISCH, 1979; MARINELLI et al., 1980).

Una subduzione della « Paleotetide » all'Europa sud-occidentale, con piano immergente verso i settori settentrionali, è proposta da quasi tutti gli autori che partono dall'ammissione che questo oceano sia esistito nel Devoniano; l'età del fenomeno è collocata dai più nel Carbonifero medio-superiore. Benchè per i settori che ci interessano non siano state formulate, a quanto ci risulta, precise ipotesi geodinamiche, si può ritenere che la collocazione del magmatismo calcalino in un contesto compressivo, fatta da diversi autori, sia da essi implicitamente giustificata mediante la subduzione predetta.

Ma, se le ricostruzioni relativamente tagliate all'interno della « Neo-Europa » (cfr., ad es.: LORENZ, 1976; VAI, 1979) sono attendibili, un legame diretto tra subduzione della « Paleotetide » e magmatismo calcalino appare come un'ipotesi forse troppo semplicistica: la placca sud-europea viene infatti presentata come un mosaico di microplacche, dai contorni irregolari, tra le quali le interazioni indotte dall'evento ercinico (subduzioni, obduzioni, rotazioni, trascorrenze) furono varie, complesse e forse differenziate nel tempo. Alcuni settori con crosta continentale si accavallarono l'uno sull'altro, apparentemente senza l'interposizione di crosta oceanica, con meccanismi di taglio ensialico; tipico appare, in tale contesto, l'esempio del blocco corso-sardo recentemente messo in evidenza da CARMIGNANI et al. (1979).

Dalla sommaria rassegna sopra riportata emerge dunque anzitutto che formano tuttora oggetto di controverse congetture l'esistenza e la giacitura del piano di subduzione. Per quanto concerne la posizione e l'età di quest'ultimo, alle incertezze relative alle ricostruzioni regionali si sommano le incognite di carattere più generale, relative al possibile massimo distanziamento nel tempo tra l'evento subduzionale e quello magmatico ed alla distanza orizzontale massima tra la zona di subduzione e quella del corrispondente arco magmatico.

Non si deve infatti dimenticare che tra la tetto-genesi teoricamente associabile a processi subduzionali, di età sudetica, e le prime manifestazioni magmatiche, asturiane, po-

trebbero essere interscambi circa 30 M.A. e che, a seconda della ricostruzione paleogeografica che si adotta, l'ipotetico intervallo arco-fossa potrebbe aver avuto ampiezza assai considerevole (eccessiva?).

In conclusione, non ci sembra che esistano consistenti dati di fatto che avvalorino l'ipotesi di una relazione genetica tra il magmatismo tardo-ercinico ad affinità calcocalcina delle Alpi Marittime e meccanismi subduttivi, anche se il quadro paleogeodinamico generale non consente di escluderla.

Per contro, come detto, i dati geochimici non lasciano riconoscere nella distribuzione areale degli elementi più significativi quel trend che in teoria dovrebbe essere associato ad una subduzione. Inoltre, il quadro geotettonico « non compressivo » locale appare comune anche alle aree presumibilmente più prossime alla nostra durante il Permo-Carbonifero.

4.5. IPOTESI ALTERNATIVE

Sembra dunque lecito chiedersi se non siano preferibili modelli alternativi a quello subduttivo, nei quali i dati di superficie che abbiamo raccolto appaiono meglio inquadrabili.

Modelli di tale tipo sono stati suggeriti, per ragioni e periodi diversi, da vari autori.

Per la genesi del magmatismo medio-triassico delle Dolomiti, ad affinità da calcocalcina a shoshonitica, associato in superficie a fenomeni prevalentemente distensivi, CASTELLARIN et al. (1979) propongono un evento subduttivo limitato alla crosta profonda ed al lid, scollati dalla crosta superiore. Prescindendo dalla discussione sulle possibilità geofisiche di un tale fenomeno, occorre comunque osservare che la situazione geologica dolomitica, nella quale sono pur sempre documentate anche a livello superficiale una fase compressiva ladinica ed un'evoluzione magmatica nello spazio e nel tempo da termini basici (BOSELLINI et al., 1982), non sembra facilmente identificabile con quella tardo-ercinica delle Alpi Marittime, nelle quali tali evidenze mancano.

LORENZ e NICHOLLS (1976), considerando il magmatismo a tendenza calcocalcina del Permo-Carbonifero, ammettono — in analogia a quanto proposto da SCHOLZ et al. (1971) per l'attività magmatica tardo-ceno-

zoica del Great Basin — che la fase distensiva tardiva, posteriore agli eventi subduttivi, fu determinata dalla risalita di un diapiro del mantello superiore, capace contemporaneamente di fratturare la crosta soprastante e di indurvi per anatessi la genesi di magmi calcocalcinali.

Sostanzialmente analoga è l'interpretazione del magmatismo oligocenico dei settori interni delle Alpi Occidentali, con caratteri da calcocalcino ad ultrapotassico, proposta da DAL PIAZ et al. (1979), per i quali il magmatismo stesso non è legato ad eventi subduttivi, ma all'effetto combinato del duomo termico lepontino e dei movimenti isostatici della parte centrale della catena.

L'interesse di queste ultime ipotesi consiste, tra l'altro, nell'ammissione della possibilità di esistenza di un magmatismo calcocalcino indipendente da fenomeni compressivi e da margini continentali attivi.

Tale possibilità, già messa in luce, del resto, da vari autori per ignimbriti riolitiche calcocalcine (cfr. FISCHER e SCHMINCKE, 1978) e per qz-K-andesiti permiane del Trentino (BARGOSSO et al., 1981), appare invocabile anche in altri diversi contesti geologici, quali, ad esempio, quelli associati alle rioclasti calcocalcine del Dogger prepiemontese delle Alpi Marittime (CORTESOGNO et al., 1981) e, forse, quelli connessi con le andesiti calcocalcine dei Campi Flegrei (DI GIROLAMO et al., 1976).

Alla luce delle ipotesi e della casistica sopra illustrate e delle considerazioni petrogenetiche già svolte, appare possibile interpretare anche il vulcanismo andesitico permio-carbonifero delle Alpi Marittime come derivato da anatessi crostale non connessa a fenomeni subduttivi.

Infatti, se, prescindendo da questi ultimi, si ipotizza che la fase sudetica abbia prodotto l'appilamento di falde, analogamente a quanto messo in luce, ad esempio, nella Sardegna di NW (CARMIGNANI et al., 1979), il relativo ispessimento crostale avrebbe causato — in un sistema precedentemente in equilibrio isostatico e con gradienti geotermici normali — un affondamento della crosta pari a circa l'80 % dello spessore aggiunto.

In funzione dell'entità di quest'ultimo, potrebbero essere state toccate temperature adatte all'anatessi nella crosta inferiore: in-

fatti, temperature dell'ordine dei 1100° C, atte a generare fusi andesitici, sembra possano esistere, al di sotto di aree continentali recentemente orogenizzate (quali debbano essere state nel Permo-Carbonifero quelle delle Alpi Marittime) a profondità dell'ordine dei 60-70 km (CHAPMAN e POLLACK, 1977).

Benchè manchino dati sia sullo spessore della crosta tardo-ercinica delle Alpi Marittime, sia sulla composizione della sua parte inferiore (quella superiore essendo verosimilmente costituita dagli stessi litotipi — gneiss, anfiboliti, granitoidi — oggi affioranti nei massicci cristallini liguri), si può ipotizzare che la mancata produzione di fusi a composizione più basica delle andesiti sia attribuibile agli insufficienti livelli termici raggiunti e/o alla composizione chimica media della crosta sottoposta ad anatessi.

In questo quadro troverebbe giustificazione anche la mancanza nelle andesiti sia di trends geochimici preferenziali, sia di particolari allineamenti lungo fasce corrispondenti ad archi magmatici, fenomeni che in teoria si dovrebbero entrambi osservare se vi fosse una loro connessione con zone subduitive.

Al tempo stesso, come già più volte osservato, i movimenti isostatici sembrano rendere ragione delle strutture a blocchi sollevati e ribassati, strettamente associate, nello spazio e nel tempo, al vulcanismo predetto.

Il meccanismo isostatico, forse anche senza

l'intervento di gradienti geotermici particolarmente anomali, che peraltro non possiamo escludere, potrebbe spiegare genesi, carattere e distribuzione dell'evento andesitico.

Occorre però domandarsi se tale interpretazione possa giustificare anche la successiva fase acida, quasi sprovvista di rocce a chimismo intermedio o basico, caratterizzata dalla produzione di quell'enorme quantità di fusi a tendenza calcicalina rappresentata in superficie dalle ignimbrite eopermiche e, molto probabilmente, in profondità, da granitoidi.

A tale proposito osserviamo che all'eventuale continuazione del ruolo di un meccanismo isostatico potrebbe essersi accoppiato un rialzo termico tale da indurre, in settori crostali anche più elevati dei precedenti, condizioni favorevoli alla produzione in gran quantità di fusi prevalentemente acidi; di tale rialzo una locale testimonianza superficiale, forse tardiva, potrebbe essere rappresentata dall'evento metamorfico termico permiano osservato nello zoccolo penninico delle Alpi Occidentali (cfr. BOCQUET, 1976).

Ringraziamenti. — Si ringraziano il Prof. C. D'AMICO e il Prof. G. VENTURELLI per la lettura critica del manoscritto.

Lavoro eseguito dalle Unità di Genova e Pavia del «Gruppo Alpi» del C.N.R. (contr. n. 80.01057.05 e 81.02008.05), nel quadro W2 del progetto «Dynamics and evolution of the lithosphere» (contr. M.P.I. 40 %, 1982). Pubblicazione n. 17 sul tema «Compared structural evolution of sectors of southern and western Alps and northern Apennines».

BIBLIOGRAFIA

- ARTH J.H. (1976) - *Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications.* J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 41-47.
- ARTH J.G., BARKER F. (1976) - *Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas.* Geology, 4, 534-536.
- ARTH J.G., BARKER F., PETERMAN Z.E., FRIEDMAN I. (1978) - *Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemitite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas.* J. Petrol., 19, 289-316.
- ARTHAUD F., MATTE PH. (1977) - *Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques crété-mésozoïques.* Bull. Soc. Géol. France, 19, 833-840.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - *La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne.* 26^e Congr. Geol. Intern., Colloque C6, 90-111.
- BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P., TONGIORGI M. (1970) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Pa-*

- leozoic basement. Mem. Soc. Geol. It., 20, 99-116.
- BAILEY J.C. (1981) - *Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites*. Chem. Geol., 32, 139-154.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE PH., RIBEIRO A. (1980) - *La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques*. 26° Congr. Geol. Intern., Colloque C6, 233-246.
- BARGOSI G.M., D'AMICO C., DI BATTISTINI G., LANDINI F. (1981) - *Le K-andesiti inferiori atesine tra Nogarè e Serso (Trento)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., 37 (2), 719-738.
- BASSO R., MAZZUCOTELLI A. (1975) - *Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di rocce e minerali*. Per. Min., 44, 1, 5-40.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L., MACCIOTTA G. (1979) - *Petrology and tectonic setting of the palaeozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 97.
- BELLINI A. (1964) - *Nuove osservazioni petrografiche e geologiche sul cristallino delle Alpi liguri e del Savonese in particolare*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 2, 99-191.
- BENEDETTI A., CIONI R., MAZZUCOTELLI A., OTTONELLO G. (1977) - *Determination of several trace elements in some international standard rock sample by instrumental and radiochemical neutron activation analysis*. Ofioliti, 2, 19-28.
- BLOCH J.P. (1966) - *Le Permien du domaine Briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations crété-triasiques*. Atti Symposium sul Verucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 99-115.
- BOCQUET J. (1976) - *Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo Brianzese*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 271-284.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1971) - *Note illustrative alla carta geologica d'Italia. Foglio 92-93, « Albenga-Savona »*. Tip. Salomone, Roma.
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., DOGLIONI C., GUY F., LUCCHINI F., PERRI M.C., ROSSI P.M., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E. (1982) - *Magmatismo e tettonica del Trias delle Dolomiti*. « Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale », Soc. Geol. It., 189-210.
- BORROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUEIRARD S., GUITARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R., ORSINI J.B. (1980) - *Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée*. 26° Congr. Geol. Intern., Colloque C6, 159-188.
- CABY R., GALLI J. (1964) - *Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise*. C. R. Acad. Sci., 259, 417-420.
- CAMERON K.L., HANSON G.N. (1982) - *Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico*. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1489-1503.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979) - *È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., 20, 47-55.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 57-84.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A., SOMMAVILLA E. (1979) - *Middle Triassic magmatism in Southern Alps. II: a geodynamic model*. Riv. Ital. Paleont., 85, 1111-1124.
- CAWTHORN R.G., O'HARA M.J. (1976) - *Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis*. Amer. J. Sci., 276, 309-329.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1969) - *Osservazioni preliminari sulle rocce verdi del Permo-Carbonifero Brianzese ligure*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. e nat., 46, 737-745.
- CHAPMAN D.S., POLLACK H.N. (1977) - *Regional Geotherms and Lithosphere Thickness*. Geology, 5, 5.
- CORTESOGNO L., GIANOTTI R., OXILIA M., VANNUCCI R., VANOSI M. (1982) - *Genesi ed evoluzione dello zoccolo pre-mesozoico in alcuni settori del Brianzese ligure interno*. Rend. Soc. Miner. Petrol., 38 (1), 219-260.
- CORTESOGNO L., OXILIA M., ROYANT G., VANOSI M., VIVIER G. (1981) - *Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures*. Ecl. geol. Helv., 74, 569-585.
- CORTESOGNO L., ROSSI P.M., VANNUCCI R. (1982) - *Episodi vulcanici in successioni carbonatiche medio triassiche piemontesi (Cogoleto, Liguria)*. Riv. It. Paleont., 88 (1), 21-44.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G., SCOLARI A. (1979) - *Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal north-western Alps*. Mem. Soc. Geol., 32, 4-16.
- D'AMICO (1979) - *General picture of hercynian magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. Newsletter, 1, 33-68.
- DEBELMAS J. (ed.) (1980) - *Introduction à la géologie du SE de la France*. Géol. Alp., vol. 56, pp. 13-96.
- DE LA ROCHE H. (1968) - *Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: une guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques*. C.R. Acad. Sci., Paris, 267, Sér. D, 39-42.
- DE LA ROCHE H. (1975) - *Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites*. Sci. de la Terre, 20 (75-76), 165-200.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - *A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂ diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature*. Chem. Geol., 29, 183-210.
- DEWEY J.F., PITMANN W.C. III, RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine system*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3138.
- DI GIROLAMO P., NARDI G., ROLANDI G., STANZIONE D. (1976) - *Occurrence of calc-alkaline two-pyroxene andesites from deep bore-holes in the Phlegrean Fields*. Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli, 43, 1-29.

- FISCHER R.V., SCHMINCKE H. (1978) - *Les ignimbrites*. In GIROD M. (Ed.) - *Les roches volcaniques*. Pétrologie et cadre structurel, Doin, Paris.
- FRISCH W. (1979) - *Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps*. Tectonophysics, 60, 121-139.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967) - *The genesis of basaltic magmas*. Contr. Mineral. Petrol., 15, 103-190.
- GREEN T.H. (1972) - *Crystallization of Calc-Alkaline Andesites under controlled High Pressure Hydrous Conditions*. Contr. Mineral. Petrol., 34, 150-166.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1967) - *Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions*. Earth Planet. Sci. Letters, 3, 481-489.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1968) - *Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite*. Contr. Mineral. Petrol., 18, 105-162.
- HASKIN L.A., HASKIN M.A., FREY A.F., WELDEMAN T.R. (1968) - *Relative absolute terrestrial abundances of Rare Earths*. In AHRENS (Ed.) - *Origin and distribution of the elements*. Pergamon Press, 889-912.
- HSÜ K.J. (1971) - *Origin of the Alps and Western Mediterranean*. Nature, 233, 44-48.
- KUSHIRO I., SHIMIZU N., NAKAMURA Y., AKIMOTO S. (1972) - *Composition of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: a preliminary report*. Earth Planet. Sci. Lett., 14, 19-25.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1972) - *Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29-40.
- LORENZ V. (1976) - *Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences*. Nature, 262, 374-377.
- LORENZ V., NICHOLLS I.A. (1976) - *The Permian-Carboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics*. In H. FELKE (Ed.) - *The continental Permian in Central, West and South Europe*, p. 313-342. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht-Olanda.
- MANETTI P., PECCERILLO A., POLI G. (1979) - *REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednogie (Bulgaria)*. Chem. Geol., 26, 51-63.
- MARINELLI M., VIEL G., FARABEGOLI E. (1980) - *Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco sialico*. L'Ind. Min., 6, 1-14.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFI F. (1976) - *Ion-exchange separation and atomic-absorption determination of fifteen major, minor and trace elements in silicates*. Talanta, 23, 879-882.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFI F. (1977 a) - *Ion-exchange separation and spectrophotometric determination of trace amounts of niobium in silicate rocks*. Analyst, 102, 825-830.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFI F. (1977 b) - *Determination of trace amounts of zirconium in silicates by cation exchange chromatography and spectrophotometry with xylenol orange*. Talanta, 24, 11, 690-692.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFI F. (1978) - *Spectrophotometric determination of trace amounts of yttrium in silicates after cation exchange separation with DL-2-Hydroxybutyric acid*. Anal. Chim. Acta, 99, 365-369.
- MELONI S., ODDONE M., MAZZUCOTELLI A., VANNUCCI R., BOY M. (1978) - *Determinazione di tracce di terre rare nelle rocce e nei minerali mediante attivazione neutronica*. Ofioliti, 3, 45-56.
- MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B., VANOSI M. (1982) - *Fasi metamorfiche e deformazioni alpine nel Brianzese e nel Prepiemontese-Piemontese esterno delle Alpi Liguri: un possibile modello evolutivo*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38 (1), 261-280.
- MIYASIRO A. (1975) - *Volcanic rock series and tectonic setting*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 3, 251-269.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. (1975) - *Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel*. Am. Jour. Sci., 275, 265-277.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977) - *The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 121-132.
- RAU A., TONGIORGI M. (1980) - *Alcune ipotesi sulla storia pre-giurassica del futuro margine continentale nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 23-31.
- RAU A., TONGIORGI M. (1981) - *Some problems regarding the paleozoic paleogeography in Mediterranean western Europe*. Jour. Geol., 89, 663-673.
- RINGWOOD A.E. (1974) - *The petrological evolution of island arc systems*. J. Geol. Soc. London, 130, 183-204.
- RINGWOOD A.E., GREEN D.H. (1964) - *Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovicic discontinuity*. Nature, 201, 566-567.
- SCHOLZ C.H., BARAZANGI M., SBAR M.L. (1971) - *Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic inter arc basin*. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 2979-2990.
- SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VON DER VOO R., ZIEGLER A.M. (1979) - *Paleozoic base maps*. Jour. Geol., 87, 217-277.
- TAYLOR S.R., KAYE M., WHITE A.J.R., DUNCAN A.R., EWART A. (1969) - *Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 275-286.
- VAI G.B. (1975) - *Hercynian basin evolution of the Southern Alps*. In: «Geology of Italy», E.S.S.L.A.R., 1, 293-298.
- VAI G.B. (1979) - *Tracing the Hercynian structural zones across «Neo-Europa»: an introduction*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 39-45.
- VANOSI M. (1980) - *Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la mer Ligure: un aperçu schématique*. Mem. Sci. Geol., 34, 101-142.
- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P. (1976) - *Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. Tectonophysics, 30, 141-157.

- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20, 325-343.
- WINKLER H.G.F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York.
- WYLLIE P.J. (1977) - *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophys., 43, 41-71.
- YODER H.S. Jr. (1976) - *Generation of basaltic magmas*. Nat. Acad. Sci. Washington D.C., 265 pp.
- YODER H.S. Jr., TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. J. Petrol., 3, 342-532.
- ZACCAGNA D. (1937) - *I fogli 91 («Boves») e 92 («Albenga») della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000*. Mem. Acc. Lun. Sc. G. Capellini, 18, 3-25.
- ZWART H.J., DORNSIEPEN U.F. (1980) - *The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe: a tentative model*. 26° Congr. Geol. Intern., Colloque C 6, 226-232.