

C. D'AMICO*, A. DEL MORO**, A. FREDDO, G. PARDINI**

STUDIO RADIOMETRICO DELLE IGNIMBRITI RIOLITICHE ATESINE, GRUPPO SUPERIORE

RIASSUNTO. — Sono analizzate varie ignimbriti riolitiche (fenocristalli Qz-Sa-Pl-Bi, medio P.I. = 43, chimismo acido — $\text{SiO}_2 = 72,5\%$ —, subalcalino — $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \approx 8\%$ — e $\text{K} > \text{Na}$) del gruppo superiore atesino del permiano inferiore, raccolte in due aree della parte meridionale del sistema vulcanico: cave di Albiano e catena Rujoch-Fregasoga (Trentino).

Un'isocrona Rb/Sr, roccia totale, su 15 campioni, è eccessivamente dispersa e corrisponderebbe ad un'età di 239 ± 8 m.a., con rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7103$. Singole età di otto biotiti danno valori tra 263 e 274 m.a. Una retta isocrona costruita con 8 biotiti dà valori di 267 ± 2 m.a..

L'età di ca. 270 m.a. è attribuita al vulcanesimo, in accordo con la posizione stratigrafica e con l'età delle comagmatiche plutoniti erciniche sudalpine.

Un'isocrona costruita con 8 feldspati corrisponde a valori di 226 ± 8 m.a.. I feldspati si sono quindi comportati come sistemi aperti tendenti a riequilibrarsi a ca. 225 m.a. con $T < 300^\circ\text{C}$ (biotite non influenzata).

Nella catena Rujoch-Fregasoga ci sono minori fasce cataclastiche con vene di barite. Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7130$ di una barite è compatibile con l'ipotesi che le stesse soluzioni idrotermali abbiano generato le vene di barite e lisciviato le rocce riequilibrando i feldspati.

Si definiscono quindi due eventi: il vulcanesimo permiano a ca. 270 m.a. e un evento idrotermale triassico di bassa T a ca. 225 m.a..

ABSTRACT. — We have investigated several rhyolitic ignimbrites from the Upper Group of the « Atesino Porphyry Plateau », Lower Permian, from two locations in the southern part of the volcanic outcrops: Albiano quarries and the Rujoch-Fregasoga (Trento) ridge. These ignimbrites are characterized as follows: phenocrysts Qz-KF-Plag-Bi; P.I. = 43; $\text{SiO}_2 = 72.5\%$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \approx 8\%$; $\text{K} > \text{Na}$.

A whole rock Rb/Sr correlation diagram with 15 samples shows excessive scatter of the data points. An « errorchron » through all the data points would correspond to an age of 239 ± 8 m.y. and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7103$. Single Rb/Sr ages on 8 biotites (assuming an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710$) range from 263 to 274 m.y.. An isochron fitted through the 8 biotites gives an age of 267 ± 2 m.y..

The age of about 270 m.y. is attributed to the volcanism, in good accordance with stratigraphic position and with ages of the comagmatic Hercynian plutonic rocks of the Southern Alps.

An isochron through 8 feldspar data points yields an age of 226 ± 8 m.y.. The feldspars therefore must have behaved as open systems, with isotopic reequilibration at about 225 m.y., but at $T < 300^\circ\text{C}$ (biotites not affected).

In the Rujoch-Fregasoga ridge minor cataclastic bands with barite veins are found. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value measured on one barite sample (0.7130) is consistent with the hypothesis that the same hydrothermal solutions leached the country rocks (feldspar reequilibration) and deposited the barite veins.

Thus two events are defined: the Permian volcanism at approximately 270 m.y. and a Triassic low-hydrothermal event at about 225 m.y..

* Istituto di Mineralogia e Petrografia, Bologna. ** Laboratorio di Geocronologia e Geochimica Isotopica, C.N.R., Pisa. IGCP, Projects N. 5 and N. 106.

1. - Inquadramento

Il sistema vulcanico atesino del Permiano inferiore si stende per almeno 2000 km² in Trentino-Alto Adige e si correla con manifestazioni della stessa età non solo nel Sudalpino (Alpi Bresciane e Orobiche, Varesotto-Luganese), ma in più luoghi sia delle Pennidi, che delle Elvetidi e in piccola misura delle Austridi. Fuori delle Alpi analoghe manifestazioni compaiono un po' ovunque nella meso-Europa (Sardegna, Francia meridionale) nei Carpazi, ecc.. Ciò a testimoniare che le vulcaniti atesine sono rappresentanti di eventi di grande diffusione e importanza nei tempi tardo-ercinici.

La conoscenza delle vulcaniti permiane è molto eterogenea. Da quanto è dato sapere, i caratteri delle sequenze litostratigrafiche possono variare molto, anche su non grandi distanze (p. es. cfr. D'AMICO e GHEZZO, 1963 vs. CASSINIS et al., 1975 e CASSINIS e PEYRONEL PAGLIANI, 1976; D'AMICO, 1979). I problemi di correlazione sono del tutto aperti.

Il sistema atesino è non solo uno dei più ampiamente affioranti, ma anche uno dei meglio conosciuti, almeno nelle sue linee generali; si ha un unico modello fondamentale di sequenza, sia nel Trentino (D'AMICO e GHEZZO, 1963; D'AMICO et al., 1969; D'AMICO, 1979), sia in Alto Adige (MITTEMPERGHER, 1958, 1963; BRONDI et al., 1970; BRONDI e MITTEMPERGHER, 1974) e precisamente:

- 1) *Gruppo inferiore* con lave, ignimbriti, tufi e sedimenti vulcanogenici. Composizioni andesitiche, qz-andesitiche, latitandesitiche, dacitiche, riodacitiche, riolitiche e trachiriolitiche (D'AMICO e SEGATTA, 1979), con complessiva prevalenza delle composizioni mesosiliciche su quelle acide. Mineralizzazioni in vene e impregnazioni polimetalliche a ricca ganga quarzosa con minori barite e fluorite.
- 2) *Gruppo superiore* con grande prevalenza di ignimbriti, riodacitiche al di sotto e riolitiche al di sopra. In minor misura sono presenti lave, soprattutto in domi, tufi e/o clastiti vulcanogeniche. Mineralizzazioni in vene e filoni a fluorite e barite, povere di solfuri.

In Alto Adige il gruppo superiore è suddiviso in due sottogruppi (gruppo intermedio e gruppo superiore, in BRONDI et al., 1970), per la presenza di un importante episodio clastico che li separa.

Le rocce dei due gruppi sono in uno stato di alterazione idrotermale pressoché generale; nel gruppo inferiore (op. cit. e MURARA, 1966) è in connessione con le mineralizzazioni polimetalliche; è meno avanzato nel gruppo superiore, e in particolare nel sottogruppo riolitico considerato in questo lavoro, dove rocce discretamente conservate non sono rare.

L'età è sempre stata considerata permiana inferiore (op. cit.) su base geologica, tranne per un periodo di discussione (v. GIANNOTTI, 1958; MITTEMPERGHER, 1958) in cui si è prospettata l'idea di un'età tardo-carbonifera, poi respinta (v. p. es. LEONARDI et al., 1961). Su questa base, e utilizzando le conoscenze petrochimiche del tempo, D'AMICO (1964) propose di considerare un legame cogenetico tra le vulcaniti atesine e le plutoniti sudalpine di Cima d'Asta, di cui già si conosceva

l'età tardo-ercinica (FERRARA et al., 1962), che è stata successivamente confermata e precisata (BORSI et al., 1974). La « provincia tardo-ercinica tridentina » vulcanico-plutonica così proposta appare in accordo con tutti i dati ottenuti in seguito ed ha assai probabilmente un significato più ampio e generale, nelle Alpi e fuori.

Questo lavoro ha lo scopo di dare una conoscenza radiometrica finora mancante sulle vulcaniti atesine. Esso è iniziato con una ricerca su tre formazioni ignim-

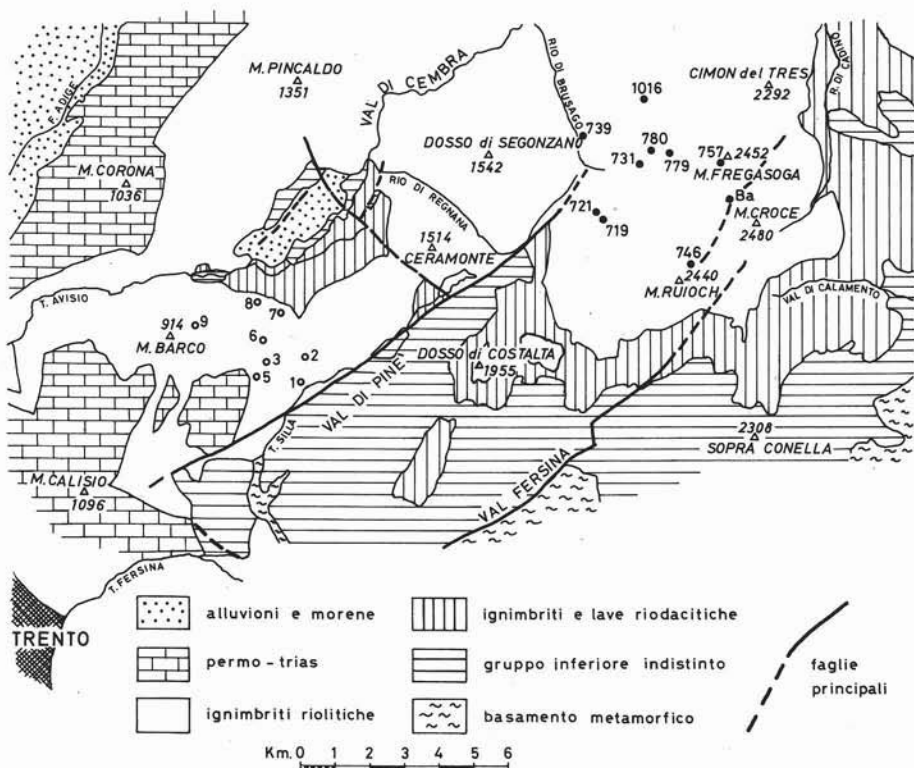


Fig. 1. — Cartina geologica schematica dell'area in studio. Con il cerchietto vuoto sono contrassegnati i campioni siglati DAV; con il cerchietto pieno quelli siglati VA. Ba indica l'ubicazione dei filoni di barite.

briche (riolacitica inferiore, riolacitica superiore, riolitica superiore), con determinazioni Rb/Sr roccia totale. I dati ottenuti sono apparsi contraddittori, con isocrone non soddisfacenti e indicanti età inferiori a quelle stratigrafiche. Di qui è nata la necessità di analizzare in modo più compiuto e articolato una per una le tre formazioni. Si è iniziato da quella riolitica superiore, che poteva dare un maggior numero di riferimenti, per la diffusa presenza di biotite fresca.

2. - Petrografia e petro-geochimica

Sono state scelte due zone campione (fig. 1): l'area delle cave di Albiano e le pendici occidentali della catena Rujoch-Fregasoga.

Le rocce sono note nei loro caratteri (op. cit.), anche per il loro diffuso uso in costruzioni: compatte, a fitte fissurazioni secondo più sistemi, dei quali uno prevalente; colore grigio, grigio-violaceo, rossastro; struttura porfirica seriatata con indice porfirico tra 40 e 50 e fenocristalli fino a 4-5 mm di quarzo, plagioclasti, sanidino e biotite (tab. 1). Prevalgono forme irregolari, scheggie nei primi tre minerali, accanto a forme ad anse (quarzo) o arrotondate (feldispati); forme idiomorfe o subedrali sono non frequenti nei feldispati ma usuali nella biotite, che può essere piegata per costipamento. Apatite, zircone, Fe-ossidi sono accessori comuni; l'ortite è più scarsa e la tormalina rara.

TABELLA 1

Composizione modale delle rioliti ignimbritiche del versante occidentale Rujoch-Fregasoga

	n = 70	
	\bar{X}	σ
quarzo	16,4	3,0
sanidino	8,0	2,0
plagioclasio	14,2	2,8
biotite	4,1	1,1
pasta di fondo	57,3	4,4

TABELLA 2

Composizione chimica delle rioliti ignimbritiche del versante occidentale Rujoch-Fregasoga

	n = 9	
	\bar{X}	σ
SiO ₂	72,64	0,61
TiO ₂	0,32	0,02
Al ₂ O ₃	13,70	0,29
FeO tot.	2,51	0,07
MnO	0,06	0,01
MgO	0,69	0,08
CaO	0,82	0,38
Na ₂ O	3,44	0,56
K ₂ O	4,61	0,39
P ₂ O ₅	0,08	0,01
H ₂ O	1,14	0,11
Rb	203	11
Sr	115	24
Ba	342	34
Nb	14	1
Y	30	3
Zr	154	13
Sc	6	0,3
Cr	17	3

La pasta di fondo quarzo-feldispatica, talora con biotite minuta o macchiettature opache, va da cripto- a microcristallina a felsitico-petroselciosa a microgranofirica. Queste tessiture caratterizzano singole rocce, oppure si possono trovare sfumate e mescolate in uno stesso campione. Si riconoscono motivi eutaxitici e pseudofluidali per schiacciamento, variamente sfumati e cancellati dalla cristallizzazione, come pure relitti fantasmi di pomici. Questi motivi sono frequenti nell'area delle cave di Albiano, molto meno frequenti nell'area Rujoch-Fregasoga. Dove compaiono, rivelano una chiara fenomenologia di devettrificazione, confermata dalla presenza di rare porzioni vetrofiriche in Val di Cembra (URANI, 1980).

Uno studio modale è stato eseguito soltanto nella zona Rujoch-Fregasoga (FREDDO, 1980), con dati riassunti in tab. 1. La dispersione non è molto ampia, malgrado le misure risentano di un alto errore di conteggio perchè eseguite su

una sola sezione sottile per campione. La grande omogeneità compositiva così rivelata è veramente eccezionale, se si pensa che si mantiene su spessori che raggiungono i 600 metri.

Nella zona delle cave di Albiano è stato fatto solo uno studio petrografico qualitativo, che rivela una notevole ma non completa analogia (v. tessiture pasta di fondo, alterazione dei plagioclasti e qualche dato geochimico), nella pur comune natura riolitica e nella comune appartenenza formazionale.

Non sono state trovate rocce del tutto inalterate. Anche le meno alterate hanno i plagioclasti in buona parte trasformati. I relitti primari sono oligoclasico-andesinici ($An_{27-33} AT$), intersecati da vene e/o chiazze di albite, carbonati, sericite, in minor misura calcedonio e talora K-feldispato. I carbonati sono comuni nell'area delle cave di Albiano, mentre mancano o quasi nell'altra zona, ove sono diffusi aggregati sericitico-argillosi. Sono comuni anche le rocce con plagioclasti del tutto albitizzati e torbidi.

Il K-feldispato è più integro, solo affetto abbastanza spesso da strie di patine argillose. Normalmente è sanidino con basso $2Vx$ ($< 20^\circ$). Di rado è pertitizzato e allora $2Vx$ diviene molto grande.

Anche la biotite è assai spesso integra, a parte frequenti orli di segregazione di Fe-ossidi, prodotti evidentemente durante la degassazione effusiva. È data da termini ricchi in ferro, con Y, Z bruno neri. Più rara è una parziale o totale cloritizzazione.

Esistono tuttavia porzioni ove le rocce sono più alterate, con trasformazioni molto più avanzate e diffuse.

La composizione chimica degli elementi maggiori e di alcuni minori sono in tab. 2, limitatamente all'area dei versanti ovest Rujoch-Fregasoga. La tipologia riolitica subalcalina è molto chiara (si veda anche il rapporto Y/Nb) e viene confermata la notevole omogeneità della popolazione. Solo CaO e Na_2O , in minor misura K_2O , hanno una dispersione sensibile, evidentemente legata soprattutto alle alterazioni dei plagioclasti. Senza dubbio si è verificata una perdita di CaO rispetto alle quantità originarie: il campione meno alterato contiene 1,54 % CaO, che dovrebbe avvicinarsi al contenuto originario.

Gli elementi minori rivelano anch'essi una notevole omogeneità. I valori di tab. 2 rientrano tutti in valori abbastanza usuali per rioliti, tranne Zr, un po' alto e Cr, che dà valori eccezionalmente alti per composizioni riolitiche; a questi valori si potrà dare un significato quando si avranno altri dati regionali.

Un primo confronto geochimico del tutto preliminare può essere fatto con rioliti permiane dell'Alto Adige (CORADOSSI e ZANAZZI, 1968) che danno valori di Zr di media un po' più bassi, di Rb un po' più alti e di Sr decisamente più bassi. Riguardo Rb e Sr, diversità significative si hanno anche tra le due zone qui studiate (tab. 3 e cfr. questa con tab. 2); alle differenze non si può dare quindi un significato regionale. Il problema geochimico degli elementi minori dovrà essere ripreso in altra sede.

3. - Dati radiometrici

3.1. « Isocrona delle rocce totali ed età Rb/Sr delle biotiti »

In tab. 3 sono riportati i dati analitici dei 15 campioni di « roccia totale » utilizzati per questo studio radiometrico. Una volta poste in un diagramma $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ contro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 2), alcune rocce risultano disperse oltre l'errore sperimentale, intorno ad una isocrona media avente un'età di 239 ± 8 m.a. ed un valore di composizione isotopica iniziale dello stronzio uguale a $0,7103 \pm 0,0006$ (1σ). Tale dispersione può essere dovuta o all'associazione di rocce non comagmatiche (e pertanto possedenti all'origine un valore diverso della composizione isotopica

TABELLA 3
Dati analitici delle rocce totali

Campione	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DAV 1	251	59	12.32	0.7537 ⁺⁵
DAV 2	224	91	7.12	0.7361 ⁺⁴
DAV 3	226	80	8.22	0.7385 ⁺⁶
DAV 5	258	74	10.16	0.7443 ⁺⁶
DAV 6	276	75	10.70	0.7448 ⁺¹⁰
DAV 7	272	58	13.56	0.7564 ⁺⁵
DAV 8	202	97	6.05	0.7315 ⁺⁴
DAV 9	222	98	6.58	0.7323 ⁺⁴
VA 719	208	138	4.36	0.7258 ⁺³
VA 721	189	101	5.42	0.7273 ⁺²
VA 731	192	150	3.69	0.7234 ⁺²
VA 739	192	149	3.73	0.7233 ⁺²
VA 779	199	98	5.88	0.7296 ⁺²
VA 780	196	103	5.51	0.7288 ⁺²
VA 1016	210	120	5.05	0.7266 ⁺³

dello stronzio), oppure da rocce che nella loro storia post-eruttiva si siano comportate, in misura diversa, come sistemi Rb-Sr aperti. Nel nostro caso la seconda ipotesi pare la sola proponibile su base petrografica e per i dati che seguono.

Le età ottenute da otto separati biotitici (tab. 4) hanno dato valori sistematicamente e nettamente più alti, tra 274 e 263 m.a.. La differenza tra questi valori di età e quello ottenuto con le rocce totali indica che le rocce, successivamente alla loro formazione, sono state parzialmente depauperate del loro ^{87}Sr radiogenico e/o del loro Sr comune, e/o sono state arricchite in Rb.

Le età delle biotiti sono state calcolate assumendo 0,710 come valore del rapporto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}}$ che, come vedremo, rappresenta il valore più probabile della composizione isotopica iniziale dello stronzio per queste rocce (v. 3.2). Per eliminare questa incertezza e nello stesso tempo per non calcolare l'età delle miche con la coppia biotite+roccia totale corrispondente (poichè le rocce si sono comportate come sistemi Rb-Sr aperti), è stata costruita una retta isocrona con gli otto separati biotitici ottenendo un'età di 267 ± 2 m.a. ed un rapporto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}}$

uguale a $0,7171 \pm 0,0052$ (1σ) (fig. 3). Si è potuto così accertare anche la comagmaticità delle biotiti analizzate, in virtù della insignificante dispersione dei punti rappresentativi intorno all'isocrona. Il valore di età conseguito (267 ± 2 m.a.) risulta spostato verso quelli minimi fra la gamma dei valori ottenuti per le singole

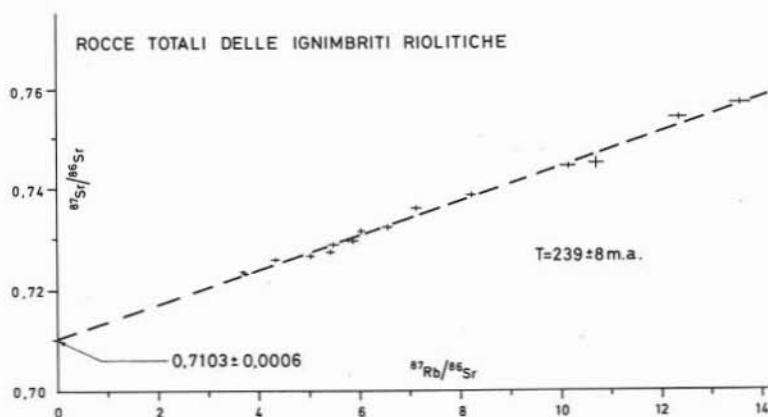


Fig. 2. — Retta dei minimi quadrati costruita con i campioni di roccia totale.

TABELLA 4
Analisi Rb/Sr delle biotiti e di una clorite

Campione	Minerale	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ETA* m.a.
VA 719	biotite	416	14,5	85,7	$1,0419 \pm 3$	272 ± 4
VA 739	biotite	425	10,8	119,7	$1,1770 \pm 6$	274 ± 4
VA 746	biotite	528	4,9	353,7	$2,0676 \pm 57$	270 ± 4
VA 757	biotite	736	5,3	471,7	$2,5053 \pm 39$	268 ± 4
VA 779	biotite	609	6,6	294,2	$1,8175 \pm 42$	263 ± 4
VA 780	biotite	577	7,7	234,6	$1,5983 \pm 8$	265 ± 4
DAV 1	biotite	605	3,7	571,9	$2,9234 \pm 41$	272 ± 4
DAV 2	biotite	624	9,9	195,0	$1,4601 \pm 11$	270 ± 4
DAV 9	clorite	102	36,3	8,1	$0,7407 \pm 5$	(265 ± 7)

* Assumendo ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) iniz. = 0,710; $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

biotiti. Inoltre, questa età risulta leggermente più bassa di quella attesa, nell'ipotesi di una contemporaneità delle ignimbriti con le plutoniti di Cima d'Asta (D'AMICO, 1964; v. anche 4). Ciò potrebbe essere dipeso dagli effetti dell'alterazione post-magmatica, quantunque siano analizzate solamente biotiti fresche all'esame microscopico. Al fine di una verifica definitiva, si è controllato il comportamento di Rb e Sr in una clorite del campione DAV 9 separata ed analizzata (tab. 4), per vedere se eventuali cloritizzazioni potessero alterare i rapporti isotopici.

Come si può notare in tab. 4, le variazioni del Rb e dello Sr in seguito

alla trasformazione mineralogica sono notevoli ma con una variazione proporzionale dei rapporti $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, rivelando per la clorite un valore di età molto vicino a quello delle biotiti. Da ciò è chiaro che un'eventuale piccola cloritizzazione delle biotiti non avrebbe alterato l'età effettiva; pertanto le differenze riscontrate fra le età nella tab. 4 e nella fig. 3 sono in massima parte di natura sperimentale.

Alla luce di quanto detto, il valore medio delle età ottenute (attorno a 270 m.a.) rappresenta con buona probabilità quello reale delle biotiti, che, considerando il rapido raffreddamento, delle rocce in esame, possiamo assumere praticamente coincidente con quella degli espandimenti ignimbrici. Si deduce quindi che queste manifestazioni vulcaniche sono avvenute immediatamente dopo l'intrusione delle plutoniti di Cima d'Asta (v. 4).

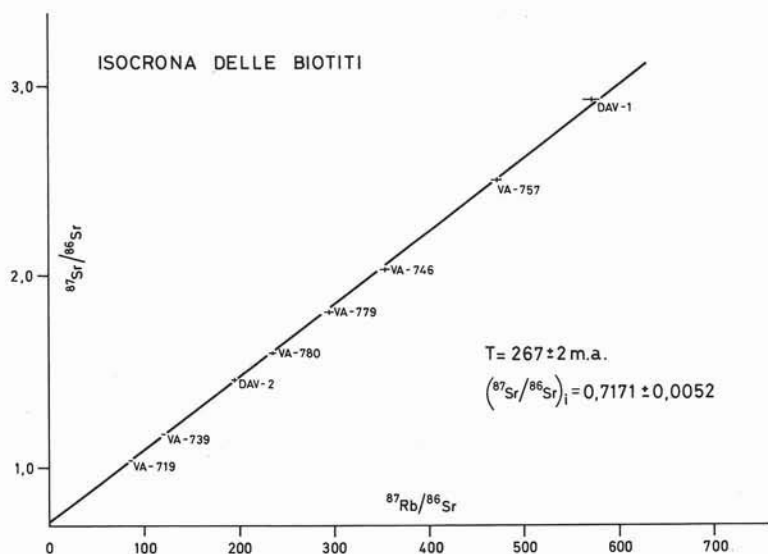


Fig. 3. — Isocrona delle biotiti.

3.2. Dati Rb-Sr dei feldispati

Se inseriamo i punti rappresentativi del K-feldispatto e del plagioclasio (compresi i loro prodotti di trasformazione pseudomorfica descritti in cap. 2) di quattro campioni di roccia (tab. 3) in un diagramma $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ contro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 4) si può osservare che essi assumono una posizione che è sistematicamente al di sotto della retta isocrona delle biotiti posta come riferimento ed inoltre che essi risultano allineati su un'isocrona corrispondente ad un'età di 226 ± 8 m.a.. Questo dato permette di affermare che questi due maggiori componenti delle rocce, a differenza della biotite, si sono comportati come sistemi aperti dopo la deposizione delle ignimbriti.

Il problema è quello di assegnare oppure no un significato geologico al disturbo isotopico e/o chimico all'interno delle rocce; ossia occorre stabilire se

l'apertura del sistema delle due fasi minerali è stata subcontemporanea all'effusione e quindi l'allineamento dei punti è del tutto casuale; ovvero se si è manifestata molto più tardi in diretta connessione con qualche evento di portata regionale.

Se consideriamo il valore della composizione isotopica iniziale dello Sr ricavato

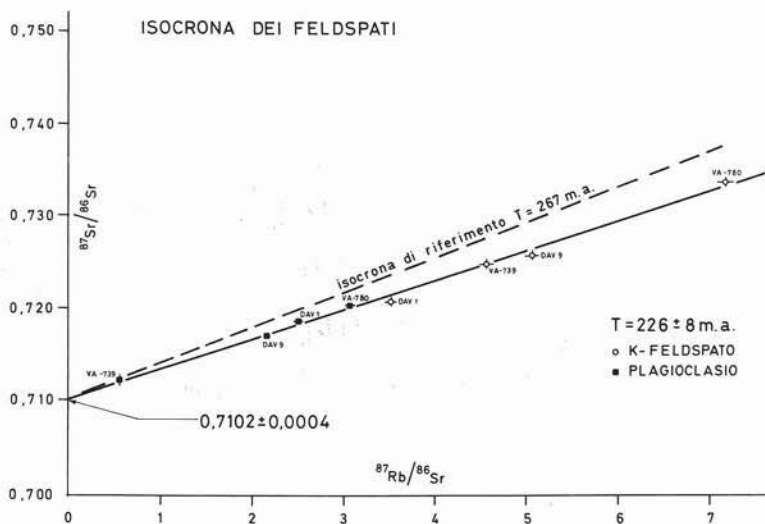


Fig. 4. — Isocrona dei K-feldspati e dei plagioclasti (e delle loro trasformazioni pseudomorfe).

TABELLA 5
Dati analitici dei feldspati

Campione	Minerale	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DAV 1	K-feldspato	278	229	3.52	0.7209 \pm 2
"	plag. (+qz)	56	64	2.51	0.7186 \pm 3
DAV 9	K-feldspato	357	204	5.06	0.7258 \pm 5
"	plag. (+qz)	128	171	2.17	0.7170 \pm 3
VA 739	K-feldspato	364	231	4.56	0.7248 \pm 1
"	plagioclasio	82	422	0.56	0.7123 \pm 6
VA 780	K-feldspato	443	179	7.17	0.7337 \pm 3
"	plag. (+qz)	19	18	3.07	0.7204 \pm 3

dall'isocrona dei feldspati ($0,7102 \pm 0,0004$), possiamo notare che esso è simile a quello ottenuto con l'isocrona delle rocce totali $0,7103 \pm 0,0006$. Ciò significa che anche il valore del rapporto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}}$ ricavato dall'isocrona delle biotiti ($0,7171$), che è affetto da un'alta incertezza ($\pm 0,0052$) a causa della notevole distanza dall'origine dell'isocrona dei punti rappresentativi le biotiti, deve necessariamente essere considerato corretto solo nei valori intorno a $0,710$. Inoltre, il valore di questo

rapporto isotopico si allinea anche con quelli ottenuti per le plutoniti di Cima d'Asta (BORSI et al., 1974 e cap. 4) che sono state considerate facenti parte della stessa provincia magmatica (D'AMICO, 1964). Queste osservazioni portano a concludere che il valore 0,710 rappresenta sia la composizione originaria dello Sr presente in queste rocce sia quella presente nei feldispati 225 m.a. fa. Questo apparente paradosso ci suggerisce che la riomogenizzazione isotopica dello Sr nei feldispati e nei loro prodotti pseudomorfici, 225 m.a. fa, non sia stata conseguita attraverso una riequilibrio del rapporto isotopico su un valore medio dello Sr presente, ma tramite una completa espulsione degli atomi di ^{87}Sr radiogenico, prodotti fino ad allora da parte dei due minerali, con un ritorno della composizione isotopica dello Sr al valore presente 45 m.a. prima, ossia 270 m.a. fa (vedi referenze bibliografiche citate più avanti).

La perdita di ^{87}Sr radiogenico da parte di questi due minerali, che viceversa in genere si comportano da accettori di atomi di questo tipo, e l'integrità isotopica delle biotiti fanno escludere una mobilitazione ed una diffusione atomica causate da un rialzo termico (la conservazione dell'età primaria delle biotiti implica temperature inferiori ai 300°C) ma fanno supporre piuttosto una mobilitazione chimica che avrebbe interessato in maniera selettiva i minerali presenti nelle rocce. Le alterazioni pseudomorfe descritte si pongono in linea con questa supposizione.

Quello delle vulcaniti atesine rappresenta un esempio di disturbo nel sistema Rb-Sr su campioni di roccia totale, che si aggiunge a molti altri che hanno interessato prodotti vulcanici e metavulcanici acidi (FARQUHARSON e RICHARDS, 1975; J. BERNARD-GRIFFITH et al., 1977; R. T. PIDGEON, 1978; H. N. A. PRIEM et al., 1978; fra i più recenti) e per i quali sono sempre state addotte motivazioni di ordine termico e/o chimico. Non sempre gli effetti che hanno prodotto l'instaurarsi di una nuova isocrona sono stati associati ad eventi geologici ben definiti, ma sempre hanno condotto ad un abbassamento dell'età radiometrica delle rocce totali.

Nel caso delle vulcaniti atesine, l'alterazione postmagmatica è molto diffusa. Ciò è stato finora riferito all'azione delle soluzioni idrotermali provenienti dallo stesso magma.

Considerando però il dato conseguito con l'isocrona dei feldispati è difficile trovare una diretta relazione temporale fra le trasformazioni sinvulcaniche ed il momento di chiusura del loro sistema Rb-Sr. È infatti impossibile che lo stadio di cristallizzazione idrotermale sia durato 40-50 m.a., come risulterebbe dalla differenza fra l'età delle biotiti e delle manifestazioni eruttive e l'età dei feldispati attuali. È molto più ragionevole l'ipotesi di associare l'origine delle soluzioni idrotermali agli effetti di un'attività geologica di 225 m.a., cioè mediotriassica, che trova palesi espressioni tettoniche e magmatiche in tutte le Alpi meridionali.

Per verificare la ragionevolezza di questa ipotesi, ipotizziamo, ad absurdum, che la retta passante per i vari punti relativi ai feldispati rappresenti una linea di mixing, ossia che l'isocrona in questione sia fittizia e costituisca il risultato di un processo di interazione, avvenuto 270 m.a. fa, fra i due feldispati di derivazione magmatica e le soluzioni deuterizzanti, isotopicamente distinte. In questo

caso i rapporti isotopici di partenza dello stronzio nei vari concentrati minerali avrebbero assunto valori correlati negativamente ai rispettivi rapporti Rb/Sr per riuniformarsi successivamente (225 m.a. fa) sul valore comune di 0,710. In primo luogo, ciò che rende improbabile questa interpretazione è costituito dal valore relativamente basso della composizione isotopica dello stronzio aggiunto in un secondo tempo dalle soluzioni idrotermali. Infatti, il valore più basso calcolato per il rapporto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}}$ fra gli otto feldispati analizzati risulterebbe uguale a 0,7062, spostando ad un valore simile o addirittura a valori più bassi quello dello stronzio secondario: troppo bassi per materiali di provenienza crostale. Inoltre, seguendo questa ipotesi risulterebbe del tutto incongruo il fatto che lo Sr legato a due fasi diverse di uno stesso evento magmatico presentasse caratteristiche isotopiche significativamente diverse. Un altro punto sfavorevole emerge dal confronto delle presunte composizioni isotopiche iniziali dello stronzio insediatisi nei reticoli cristallini del K-feldispato e del plagioclasio coesistenti nella stessa roccia. Nel caso specifico del campione VA 739 i due minerali predetti avrebbero avuto rispettivamente un rapporto isotopico iniziale dello stronzio pari a 0,7073 e 0,7102, il che avrebbe determinato un gradiente isotopico troppo marcato per poter essere ammesso.

3.3. *Analisi Rb/Sr di un filone di barite*

Nella catena Rujoch-Fregasoga esistono linee di frattura e minori faglie NNE-SSW mineralizzate irregolarmente a barite. Per indagare se il deposito idrotermale della barite coincide con la trasformazione idrotermale dei feldispati, avvenuta 225 m.a. fa, è stata determinata la composizione isotopica dello stronzio in una vena di barite (campione VA 1033). Il valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in esso misurato e che è risultato essere uguale a $0,7130 \pm 0,0003$, rappresenta praticamente quello originario a causa del bassissimo rapporto Rb/Sr presente ($4 \cdot 10^{-5}$). Il rapporto isotopico dello stronzio misurato è simile a quello medio delle ignimbriti campionate nella zona in cui è presente il filone di barite, 225 m.a. fa. Infatti, con un rapporto $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ uguale a 4,8 (pari a quello medio delle rocce suddette), la composizione isotopica dello Sr in un sistema chiuso aumenta di 0,0030 nell'intervallo di tempo di 45 m.a.. A partire quindi dalla composizione isotopica iniziale dello Sr delle rocce in esame (0,710) si raggiungerebbe nell'arco di tempo di 45 m.a. un valore analogo a quello caratterizzante la barite. Questa corrispondenza isotopica ci suggerisce che le stesse soluzioni idrotermali, oltre a dar luogo al processo di idrotermalismo che ha interessato le ignimbriti, sono responsabili della genesi delle vene di barite, una volta caricate dello stronzio relativamente radiogenico liberato dal K-feldispato e dal plagioclasio.

4. - Considerazioni conclusive

Da quanto precede si possono trarre alcune conclusioni sui punti seguenti:

4.1. - Le effusioni ignimbritiche riolitiche superiori del sistema vulcanico atesino sono da porre a ca. 270 m.a., nella parte alta del permiano inferiore, basandosi

sull'età Rb/Sr delle biotiti. Ciò si accorda bene con la collocazione stratigrafica del vulcanesimo atesino e precisa un'età decisamente tardo-ercinica.

Tale età si rivela un po' più giovane di quella delle plutoniti di Cima d'Asta, considerate comagmatiche con le vulcaniti atesine. Infatti i dati già pubblicati in BORSI et al. (1974), ricalcolati secondo YORK (1966) ed utilizzando la costante di decadimento del $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{anno}$ (STEIGER R. H. e JÄGER E., 1977), vanno corretti come segue rispetto al valore dato allora di 264 m.a..

Per i graniti di Caoria-Canal S. Bovo l'isocrona va posta a 274 ± 2 m.a., con $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}} = 0,7100 \pm 0,0003$. Per le plutoniti di Val Calamento il valore dell'isocrona è 275 ± 9 m.a., con $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}} = 0,7086 \pm 0,0007$.

In base a questi dati si porrebbe quindi un distacco di ca. 5 m.a. tra l'insediamento delle plutoniti studiate radiometricamente e le ignimbriti riolitiche, che sono le ultime e più acide venute vulcaniche atesine. Naturalmente sull'affidabilità completa di una simile comparazione è bene usare prudenza ed attendere, per codificare la successione geocronologica, ulteriori dati che sono in programma.

4.2. - Il valore $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{iniz.}}$ attorno a 0,710 conferma quanto era supponibile in base alla petrografia e petrogeochimica, a considerazioni petrologiche generali e al raffronto comagmatico con le plutoniti: vale a dire una provenienza crustale dei magmi riolitici.

4.3. - Un dato nuovo e inatteso è stato invece l'età troppo giovane della cattiva isocrona roccia totale a 239 m.a., che è evidentemente un'isocrona apparente per ringiovanimento, spiegabile attraverso l'isocrona a 226 m.a. dei feldispati, in probabilissima connessione con la parziale alterazione degli stessi (maggiore nei plagioclasti, minore nel K-feldispato). Motore di questo evento geocronologico non è certamente un evento metamorfico-termico generale, di cui non si ha traccia, nè un riscaldamento oltre i 300° (dato che la biotite mantiene la sua età di 270 m.a.), ma un'azione idrotermale particolarmente attiva sui feldispati e che produce alcuni effetti metasomatici: perdita di Ca e in minor misura di Na. Si è costretti, nel quadro geologico delle Alpi Meridionali, ad attribuire questa azione agli eventi tettonici e magmatici del trias medio, messi a fuoco negli ultimi anni soprattutto nella vicina area delle Dolomiti (†PISA G. et al., 1979; CASTELLARIN A. et al., 1979).

4.4. - L'inquadramento radiometrico della barite, posta in vena in una faglia, nello stesso evento di alterazione idrotermale dei feldispati e di rimobilizzazione di Rb e Sr, indica l'esistenza di una tettonica medio-triassica (d'altra parte prevedibile) nelle vulcaniti permiane e inoltre dà indicazioni di apporti triassici e non solo tardo-ercinici alle mineralizzazioni entro le vulcaniti atesine.

APPENDICE

Procedure analitiche

Le « rocce totali » sono state ricavate da campioni di roccia varianti nelle dimensioni da 1 fino a 10 kg. I concentrati di KF, plagioclasio e biotite sono

ottenuti utilizzando sia la tecnica dei liquidi pesanti sia l'azione di separatori magnetici (CARPCO e FRANTZ).

Le concentrazioni del Rb e dello Sr sono state determinate mediante la tecnica analitica della diluizione isotopica, utilizzando come traccianti, rispettivamente, il ^{87}Rb (98 %) e lo ^{84}Sr (99,89 %).

L'aggiunta di questi due traccianti è avvenuta contemporaneamente per le rocce totali e per i feldspati; viceversa, nel caso delle biotiti (aventi un alto rapporto Rb/Sr) l'aggiunta è avvenuta separatamente su due aliquote diverse della soluzione del campione. Nel primo caso l'incertezza analitica della determinazione del rapporto $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ è stata stimata uguale a $\pm 1,5\%$; nel caso delle biotiti tale incertezza è superiore.

Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, che è stato determinato su aliquote di soluzioni contenenti il tracciante ^{84}Sr è stato ottenuto sulla base di 3-4 analisi ripetute, costituite da 50 rapporti ciascuna. La riproducibilità di questo rapporto è stata valutata $\pm 0,0002$.

Tutte le analisi, sia quelle di Rb sia quelle dello Sr, sono state effettuate con uno spettrometro di massa Varian Mat modello TH5, direttamente collegato ad un raccogliitore ed elaboratore di dati fornito dalla Laben. Le isocrone, i cui parametri sono riportati con un errore pari ad una deviazione standard, sono state calcolate applicando il metodo di YORK (1966) ed utilizzando la costante di decadimento del $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ /anno.

Le analisi chimiche sono state effettuate in fluorescenza a raggi X con controllo su standard, Na_2O e K_2O per spettrofotometria alla fiamma, MgO all'A.A. e H_2O per calcinazione in forno.

Ringraziamenti. — Vengono ringraziati il Prof. F. LUCCHINI e le Dott.sse M. C. NANNETTI e V. MINGUZZI dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia di Bologna che hanno avviato e guidato A. FREDDO alle analisi chimiche.

Si ringraziano inoltre i Sigg. U. GIANNOTTI e S. TONARINI per le analisi allo spettrometro di massa, il Sig. C. QUERCIOLI per la sua opera determinante nella separazione dei minerali ed il Sig. P. AGOSTINI per l'esecuzione dei disegni compresi nel testo.

Contributo M.P.I. (Bologna) e fondi C.N.R. (Pisa).

BIBLIOGRAFIA

- ARMSTRONG R. L. (1978) - *Pre-Cenozoic Phanerozoic Time Scale-Computer File of Critical Dates and Consequences of New and In-Progress Decay-Constant Revisions*. In: « Contributions to the Geologic Time Scale », ed. Cohee G. V., Glaessner M. F., Hedberg H. D., 1978, 73-91.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J. M. e DUTHOU J. L. (1977) - *Radiometric evidence for an Acadian Tectonometamorphic Event in Western Massif Central Francais*. Contrib. Mineral. vol. 61, 199-212.
- BORSI S., D'AMICO C. e DEL MORO A. (1974) - *Studio radiometrico delle rocce intrusive del massiccio di Cima d'Asta (Trentino)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 13, 145-159.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI C., RICCI A. e SABATINI G. (1970) - *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. Nota I - Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Serentina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., s. A, vol. 77, 157-200.

- BRONDI A. e MITTEMPERGER M. (1974) - *Complesso vulcanico atesino*. In: « Note esplicative, F.o 027 Bolzano », Servizio Geologico d'Italia.
- CASSINIS G., ORIGONI GIOBBI E. e PEYRONEL PAGLIANI G. (1975) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sul permiano della Bassa Val Caffaro (Lombardia Orientale)*. Atti Ist. Geologia Univ. Pavia, vol. 25, 17-73.
- CASSINIS G. e PEYRONEL PAGLIANI G. (1976) - *Le permien des Prealpes Lombardes Orientales*. In: « The continental Permian in Central, West and South Europe », D. Reidel Publ. Co., 148-168.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P. L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. e SOMMAVILLA E. (1979) - *Middle triassic magmatism in Southern Alps. II - A geodynamic model*. Riv. Ital. Pal. Strat., vol. 85, Assereto e Pisa G. Symposium, Bergamo, giugno 1979.
- CORADOSI N. e ZANASSI P. F. (1968) - *Sr, Rb, Zr nelle ignimbriti del Trentino-Alto Adige: considerazioni geochimiche*. Ist. Min., Perugia, pp. 24.
- D'AMICO C. (1964) - *Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina*. Miner. Petrogr. Acta, vol. 10, 157-176.
- D'AMICO C. (1979) - *General Picture of Hercynian Magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. In: Sassi F. P. Ed., IGCP n. 5, Newsletter, vol. 1, 33-68.
- D'AMICO C. e GHEZZO C. (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, vol. 9, 289-306.
- D'AMICO C., NARDIN M. e SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*. Note ill. Carta Geologica d'Italia, F.o 21 (Trento), pp. 79.
- D'AMICO C. e SEGATTA G. (1979) - *Le lave africane riolitico-trachiriolitiche del Lagorai sud-occidentale (Trentino) nel sistema vulcanico atesino del permiano, gruppo inferiore*. Miner. Petrogr. Acta, vol. 23, 239-255.
- FARQUHARSON R. B. e RICHARDS J. R. (1976) - *Isotopic Remobilization in the Mount Isa Tuff Beds*, Chem. Geol., vol. 16, 73-88.
- FERRARA G., HIRT B., LEONARDI P. e LONGINELLI A. (1962) - *Datazione assoluta di alcune rocce del massiccio intrusivo di Cima d'Asta*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., serie A, vol. 2, 3-15.
- FREDDO A. (1980) - *Rilevamento geologico e studio petrografico della catena Rujoch-Fregasoga (Trentino)*. Tesi di laurea, Università di Bologna.
- GIANNOTTI G. P. (1958) - *La serie Permo-Carbonifera nelle Alpi centro-orientali*. CNRN, St. e Ric., vol. 1, 291-325.
- LEONARDI P., ROSSI D. e SACERDOTI M. (1961) - *Ricerche geologico-petrografiche sulle vulcaniti paleozoiche del Trentino sud-orientale*. Rend. Soc. Min. It., vol. 17, 379-392.
- MITTEMPERGER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino Alto Adige. I. Contributo CNRN St. e Ric.*, vol. 2, 61-146.
- MITTEMPERGER M. (1963) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, vol. 2.
- MURARA G. (1966) - *Le mineralizzazioni a solfuri misti nelle vulcaniti atesine, formazione andesitica, dell'alta Val Fersina (Trentino)*. Atti Symp. Inter. sui Giacimenti minerali delle Alpi, vol. 2, 471-493.
- PIDGEON R. T. (1978) - *3450 m.y. - old Volcanics in the Archean Layered Greenstone Succession of the Pilbara Block, Western Australia*. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 37, 421-428.
- †PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P. L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. e SOMMAVILLA E. (1979) - *Middle Triassic Magmatism in Southern Alps. I - A review of general data*. Riv. Ital. Pal. Strat., vol. 85, Assereto e Pisa G. Symposium, Bergamo, giugno 1979.
- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., SCHERMERHORN L.J.G., VERDURMEN E.A. TH., VERSCHURE R.H. (1978) - *Sr Isotopic Homogenization through whole-rock systems under Low-Greenschist Facies Metamorphism in Carboniferous Pyroclastics at Aljustrel (Southern Portugal)*. Chem. Geol., vol. 21, 307-314.
- STEIGER R. H. e JAEGER E. (1977) - *Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology*. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 36, 359-362.
- URANI F. (1980) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle vulcaniti atesine della Val di Cembra orientale (Trentino)*. Tesi di laurea, Università di Bologna.
- YORK D. (1966) - *Least-squares fitting of a straight line*. Can. J. Phys., vol. 44, 1079-1086