

MAGMATISMO IN AREA TRAPANESE IN RELAZIONE ALL'EVOLUZIONE GEODINAMICA DELLA TETIDE

STEFANO BELLIA, GIUSEPPE LUCIDO

PASQUALE MARIO NUCCIO, MARIANO VALENZA

Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, via Archirafi n. 36, Palermo

RIASSUNTO. — Sono state estese le indagini precedentemente condotte sulle vulcaniti Sicane (LUCIDO et al., 1978), a quelle meso-cenozoiche dell'intero dominio Trapanese. Tenuto conto dello stato di conservazione delle rocce esaminate, si è fatto ricorso al dosaggio degli elementi poco mobili durante l'alterazione.

Nell'areale considerato è stata individuata una chiara evoluzione temporale del magmatismo che sembra essere in stretta relazione con le fasi di apertura della Tetide. I dati acquisiti confermano la presenza, nella Sicilia Occidentale durante il Meso-Cenozoico, di un magmatismo continentale a carattere generalmente alcalino.

Sulla base di considerazioni geochimiche e petrologiche vengono avanzate alcune restrizioni alle caratteristiche della sorgente magmatica posta nel mantello ad una profondità di un centinaio di chilometri. Si perviene inoltre alla conclusione che la sorgente durante il Lias abbia migrato avvicinandosi al limite crosta-mantello, intorno al Lias-Dogger, generando liquidi a tendenza toleica in corrispondenza della fase di separazione delle placche e dell'avvio del processo di spreading.

In tempi successivi, la sorgente è tornata a migrare verso profondità maggiori, generando liquidi magmatici che, con l'esaurirsi del processo di spreading, hanno dato luogo alle manifestazioni alcaline del Cretaceo e dell'Eocene.

ABSTRACT. — The previous investigations carried out on the Sicilian volcanics (LUCIDO et al., 1978) have been extended to the meso-cenozoic volcanics of the entire Trapanese area.

In the region taken into consideration an evident temporal evolution in the magmatism occurred that seems to be related to the opening of the Tethys. The data acquired confirm the presence in western Sicily of a generally alkaline continental magmatism during the meso-cenozoic.

Based on geochemical and petrological considerations several restrictions to the characters of the magma source located at a depth of one hundred kilometres in the mantle are proposed. Also the conclusion is reached that the magma source mi-

grated during the Lias nearing, during the Lias Dogger, the limit between crust and mantle. This occurred concomitantly with plate separation and the beginning of the spreading processes and generated liquids having a tholeiitic tendency.

Later on the magma source migrated back to greater depths, generating magmatic liquids which, towards the end of the spreading processes, gave place to alkaline manifestations during the Cretaceous and the Eocene.

Introduzione

Le ricostruzioni paleogeografiche proposte nell'ultimo decennio per l'area mediterranea, concordano tutte nel postulare l'esistenza durante il Mesozoico, di un paleomargine continentale Nord-Africano a cui sono attribuibili un certo numero di piattaforme e bacini (WEZEL e RYAN, 1971; DEWEY et al., 1973; SCANDONE et al., 1975; D'ARGENIO, 1976).

Dal Trias al Miocene, la Sicilia Occidentale è stata interessata da una tettonica prevalentemente distensiva legata ai fenomeni di rifting della Tetide. Tale tettonica distensiva ha provocato la formazione di zone instabili con manifestazioni fissurali, i cui prodotti, pillow lavas, ialoclastiti e brecce, si rinvengono oggi intercalati nelle sequenze sedimentarie (GIUNTA e LIGUORI, 1973; CATALANO e D'ARGENIO, 1978).

Lo studio delle rocce vulcaniche, basato su discriminanti geochimiche, ha avuto, negli ultimi anni, un ruolo di primissimo ordine nel chiarire l'evoluzione geodinamica di intere regioni e risulta particolarmente utile nei casi in cui le rocce si presentano non del tutto preservate a causa dell'alterazione

(BLOXAM e LEWIS, 1972; PEARCE e CANN, 1973; FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976 e 1977).

Recentemente in uno studio sulle rocce magmatiche del bacino Sicano (Sicilia Occidentale), sono state individuate interessanti relazioni fra l'evoluzione magmatica e la tettonica meso-cenozoica di questo bacino (LUCIDO et al., 1978). Il presente studio si propone di estendere tali ricerche al limitrofo dominio Trapanese allo scopo di avere un quadro più completo ed unitario di quella che è stata l'evoluzione geodinamica di una significativa porzione del margine continentale meridionale della Tetide.

Inquadramento geologico

Per la sua complessa storia geologica, la regione mediterranea è un'area che ha suscitato particolare interesse nella formulazione di modelli attualistici a scala globale.

A partire dal Trias Superiore, l'evoluzione geotettonica della Sicilia è nei suoi tratti essenziali ampiamente in accordo con i movimenti della placca Africana rispetto al blocco Euroasiatico (ALVAREZ e GOHRBANDT, 1970; CAIRE, 1970; MCKENZIE, 1970; LAUBSCHER, 1971; SMITH, 1971; DEWEY et al., 1973; BARBERI et al., 1974; BERNOULLI e JENKIS, 1974; D'ARGENIO, 1976; SCANDONE et al., 1977).

L'isola di Sicilia, fra gli Appennini e le Maghrebidi rappresenta una parte fondamentale dell'orogene alpidico in cui si rinvengono parecchi elementi strutturali differenti. In particolare, secondo le ricostruzioni paleogeografiche più recenti della Sicilia Occidentale (GIUNTA e LIGUORI, 1973; SCANDONE et al., 1974; CATALANO e MONTANARI, 1979), questa porzione del margine meridionale della Tetide, da Nord verso Sud appare così costituita:

- Piattaforma carbonatica Panormide;
- Bacino Imerese;
- Dominio Trapanese;
- Bacino Sicano;
- Piattaforma carbonatica Saccense.

All'inizio del Giura il dominio Trapanese è caratterizzato da una vasta piattaforma carbonatica, delimitata dal bacino Imerese a Nord e da un bacino prossimo all'avampese a Sud (Bacino Sicano).

Successivamente, in concomitanza con l'apertura della Tetide, e durante tutto il Giurassico Medio e Superiore, l'area Trapanese e le zone adiacenti divengono instabili a causa di una tettonica distensiva molto attiva con la formazione di faglie caratterizzate da notevoli rigetti sub-verticali. Durante tale periodo si registrano numerose manifestazioni vulcaniche fissurali a carattere basico, alle quali sono riferibili gli affioramenti vulcanici di Alcamo (Lias Dogger), San Carlo (Dogger), Rocca Palumba e Vicari (Bajociano), Segesta e Sciacca (Malm). La piattaforma Trapanese viene suddivisa in zone ad assetto strutturale diverso, creando una generale morfologica a «sea-mounts». A Nord una parte di essa resta sollevata delineando, nel Giura Superiore il solco di Erice e quella che viene definita piattaforma intermedia o Piattaforma Nord-Trapanese (GIUNTA e LIGUORI, 1972; GIUNTA et al., 1978-79).

Durante il Cretaceo e l'Eocene le sollecitazioni tettoniche a carattere distensivo diminuiscono di intensità, la subsidenza dei bacini si arresta e la profondità di questi tende rapidamente a diminuire nel tempo, a causa dei notevoli apporti terrigeni di piattaforma. Associate a questa fase si rinvennero le effusioni magmatiche di M. Sparagio (Albino-Cenomaniano), Torrente Forgia e Custonaci (Cretaceo Superiore-Eocene).

A partire dall'Albiano e per tutto il Cretaceo Superiore un ulteriore collasso tettonico provoca nel solco di Erice l'arrivo di frane sottomarine provenienti dalla piattaforma intermedia con la formazione di depositi clastici (GIUNTA e LIGUORI, 1973). Legato al solco di Erice e di età Albiano-Cenomaniana, è l'affioramento a pillows ed ialoclastiti di M. Erice.

Infine, durante l'Oligo-Miocene si instaura una tettonica compressiva che porterà alla formazione della catena Maghrebide-Appenninica.

Descrizione petrografica

Le rocce vulcaniche che ricadono nell'area presa in esame presentano macroscopicamente notevoli analogie petrografiche. Esse mostrano generalmente una struttura porfirica o afanitica e presentano un grado di alterazione variabile. L'ubicazione e l'età degli affioramenti è riportata in tab. 1.

TABELLA 1

Ubicazione ed età degli affioramenti studiati

Campioni	Località	Lat. N.	Long. E	Età
Al-1/4	Alcamo	37°57'31"	12°57'59"	Lias-Dogger
R-5/10A	Rocca Palumba	37°48'05"	13°40'11"	Bejociano
V-11/14/B	Vicari	37°49'45"	13°33'12"	Bejociano
SC-15/17	San Carlo (Ag.)	37°35'35"	13°14'34"	Dogger
M-18/20	Sclacca	37°32'24"	13°07'23"	Mela
ER-21/22	Erice	33°02'27"	12°34'57"	Albiano-Cenomaniano
SP-23/28	M. Sparagio	33°03'35"	12°43'30"	Albiano-Cenomaniano
C-29/31	Custonaci	33°04'45"	12°39'43"	Cretaceo Sup. Eocene
F-32/35	T. Forgia	33°03'30"	12°39'43"	Cretaceo Sup. Eocene

L'osservazione al microscopio rivela per le lave di Alcamo, una tessitura intersertale con aghetti di sanidino e talora una tessitura a feltro di minutissimi feldspati associati a calcite. A causa dell'alterazione, la massa di fondo si presenta in alcuni casi opaca e talora ricca di concentrazioni celadonitiche. Sono poi riconoscibili soltanto dall'habitus originari fenocristalli di olivina, mentre sono frequenti cristalli di plagioclasio in discreto stato di conservazione. È da notare come in tutte le vulcaniti di Alcamo è assente il pirosseno, ciò peraltro è stato sistematicamente confermato per via roentgenografica.

Le rocce ialoclastiche di M. Erice mostrano relitti di fenocristalli di originari plagioclasii e pirosseni.

I campioni relativi all'affioramento di Segesta risultano abbondantemente immersi in una matrice carbonatica e per il loro grado di alterazione non risultano petrograficamente leggibili.

Gli altri affioramenti sono essenzialmente caratterizzati dalla paragenesi pirosseno, plagioclasio e talora olivina, con pasta di fondo che generalmente varia da microcristallina a vetrosa. Fra i componenti accessori sono frequenti ilmenite, magnetite e apatite.

Il pirosseno è generalmente a composizione augitica ($\hat{c}\hat{\gamma}$ 45°). L'intervallo composizionale del plagioclasio, laddove misurabile, è compreso entro termini labradoritici. Nei campioni del Torrente Forgia e di Custonaci mancano veri fenocristalli di plagioclasio; inoltre l'osservazione di strutture glomerofiriche di femici, suggerisce che su questi prodotti abbiano agito fenomeni di differenziazione gravitativa. È stato possibile determinare la composizione dell'olivina solo laddove migliori erano le condizioni di conservazione. Le determinazioni eseguite per via

roentgenografica (YODER e SAHMA, 1957) su frazioni arricchite, relative ai campioni dell'affioramento di T. Forgia, hanno indicato un contenuto in forsterite del 72-76%. Mentre la magnetite è praticamente ubiquitaria, l'ilmenite e l'apatite risultano particolarmente abbondanti nelle vulcaniti del T. Forgia e di Custonaci.

Infine in quasi tutte le vulcaniti studiate, sono frequenti inclusioni calcitiche che, sulla base di indagini geochimiche e petrografiche, sono state considerate resti di materiale inglobato dal magma durante la sua risalita (LUCIDO et al., 1980).

Chimismo

I campioni presi in esame, oltre a presentare differenti gradi di alterazione, contengono quantità variabili di carbonato sia come inclusioni che in forma dispersa sulla matrice della roccia.

Allo scopo di pervenire alla composizione della componente silicatica, le polveri dei campioni sono state trattate seguendo lo schema riportato in fig. 1. Tutti i campioni sono stati analizzati mediante fluorescenza X, con correzioni completa degli effetti di matrice (FRANZINI et al., 1975). I costituenti

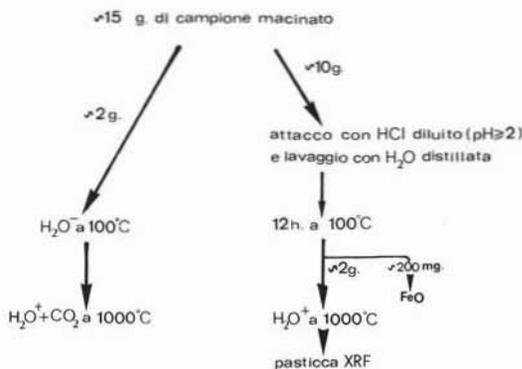


Fig. 1. — Schema della procedura utilizzata nell'analisi chimica dei campioni.

maggiori di alcuni campioni ritenuti rappresentativi delle vulcaniti studiate sono riportati nella tab. 2.

Il contenuto relativamente elevato e variabile di H_2O mette chiaramente in evidenza il differente grado di alterazione dei campioni.

TABELLA 2

Composizione degli ossidi maggiori, espressi in % in peso, di alcuni campioni rappresentativi di vulcaniti del dominio trapanese

	A1-2	R-6	R-10	V-11	V-14	SC-15	SC-16	M-18	ER-21	SP-23	SP-26	C-29	F-33	F-34
SiO ₂	55.30	52.59	47.34	47.89	52.97	49.42	51.31	50.51	47.79	45.99	49.48	49.29	48.42	52.59
Al ₂ O ₃	16.63	13.54	10.97	11.98	10.14	13.63	15.67	13.58	8.68	10.56	9.94	9.36	7.75	14.14
Fe ₂ O ₃	6.12	7.39	8.06	9.12	8.88	10.35	9.25	8.64	10.93	6.63	5.90	6.61	7.03	8.07
FeO	0.76	0.90	2.55	4.15	0.95	3.00	2.63	2.40	0.90	3.33	3.10	4.12	5.17	3.86
MgO	1.10	5.05	7.75	7.06	7.99	1.34	1.01	3.95	7.74	6.05	6.49	5.70	9.90	2.68
CaO	3.90	6.45	7.47	2.36	0.38	1.98	4.43	6.59	3.96	10.78	9.11	10.71	8.20	3.50
Na ₂ O	2.93	2.95	1.99	2.35	1.56	1.76	3.01	2.60	0.00	0.00	2.09	1.76	2.24	2.75
K ₂ O	4.15	0.03	0.54	2.76	2.00	5.92	4.76	1.91	1.25	1.09	0.19	0.53	1.67	4.43
TiO ₂	2.33	2.62	3.68	3.25	2.24	2.67	2.69	2.79	2.27	3.93	3.45	3.88	3.40	4.21
MnO	0.23	0.03	0.14	0.06	0.02	0.04	0.06	0.10	0.04	0.15	0.09	0.16	0.18	0.07
P ₂ O ₅	0.41	0.33	0.59	0.41	0.07	0.79	0.40	0.33	0.68	1.32	0.53	0.99	1.31	1.08
H ₂ O ⁻	2.72	3.84	4.21	2.61	4.97	2.96	1.48	2.74	7.26	4.80	5.10	2.84	1.44	2.20
H ₂ O ⁺	3.13	4.28	4.88	5.44	8.13	6.50	4.05	4.00	9.32	6.05	4.78	4.75	3.89	3.64
	99.71	100.00	100.17	99.44	100.30	100.36	100.75	100.14	100.82	100.68	100.25	100.70	100.60	100.22

Un altro dato significativo in tal senso è il basso contenuto in Na₂O di alcuni campioni, talora anche al di sotto dei limiti di rilevabilità (ER-21, SP-23). All'interno dei singoli affioramenti, nonostante l'alterazione, sono riconoscibili variazioni nel chimismo imputabili a fenomeni di differenziazione (M. SPARAGIO, T. FORGIA).

Il contenuto di Zr, determinato mediante XRF, unitamente a quello di Y e Nb, determinato mediante spettrografia di emissione ad arco, sono riportati nella tabella 3. In tabella 4 sono riportati i risultati delle analisi spettrografiche semiquantitative relative ai lantanidi e ad un gruppo di altri elementi in tracce.

Considerazioni geochimiche

Considerato l'elevato grado di alterazione dei campioni studiati, è stato possibile accertare il tipo magmatico a cui appartengono, utilizzando alcune discriminanti geochimiche basate sul contenuto di alcuni elementi poco mobili sia minori (TiO₂-P₂O₅) che in tracce (Zr, Y, Nb). In fig. 2 è riportato il diagramma Nb/Y-Zr/P₂O₅ che consente di discriminare i basalti alcalini da quelli toleiti (FLOYD e WINCHESTER, 1975). A parte alcuni campioni appartenenti agli affioramenti di Roccapalumba che ricadono nel campo dei basalti toleiti, tutti gli altri ricadono nel campo dei basalti alcalini. Una ulteriore precisazione del tipo magmatico è possibile farla mediante il diagramma Zr/TiO₂-Nb/Y

(WINCHESTER e FLOYD, 1977). Anche in questo diagramma (fig. 3) il maggiore numero di campioni ricade nel campo dei basalti alcalini; viene inoltre riconfermato il carattere sub-alcalino di alcuni campioni (Roccapalumba) ed infine viene messa in evidenza la presenza di basaniti-nefeliniti tra i campioni del Torrente Forgia e Monte Sparagio. La presenza di magmi con carattere spiccatamente alcalino e toleítico, unitamente alla presenza di termini transizionali è possibile

TABELLA 3

Dosaggio di Y e Nb, mediante spettrografia ottica ad arco, e di Zr, mediante XRF

Campioni	Zr	Y	Nb	Campioni	Zr	Y	Nb
A1-1	120	20	20	M-18	168	26	30
A1-2	120	20	30	M-19	189	26	30
A1-3	110	24	20	M-20	202	28	35
A1-4	140	20	20	ER-21	230	40	70
R-5	100	22	10	ER-22	203	37	78
R-6	140	25	15	SP-23	266	33	112
R-7	130	25	11	SP-24	275	30	73
R-7A	90	18	<10	SP-25	292	28	80
R-8	220	25	46	SP-26	247	33	74
R-9	170	26	32	SP-27	259	23	53
R-10	260	32	50	SP-28	271	28	48
R-10A	213	28	26	C-29	251	36	105
V-11	220	27	39	C-30	260	35	100
V-12	250	28	47	C-31	249	39	95
V-13	150	25	17	F-32	440	40	140
V-14	66	18	<10	F-33	410	40	140
V-14A	130	17	10	F-34	320	38	100
V-14B	120	23	16	F-35	245	32	82
SC-15	108	28	28				
SC-16	127	29	34				
SC-17	121	20	30				

Dati espressi in ppm.

TABELLA 4

Analisi semiquantitative, mediante spettrografia ottica ad arco, relative ai lantanidi e ad un gruppo di altri elementi in tracce

	A1-2	R-6	R-10	V-11	V-14	SC-15	SC-16	ER-21	SP-23	SP-26	F-33	F-34
La	19	<14.7	<14.7	<14.7	<14.7	35	33	35	63	59	71	44
Ce	39	<63.2	<63.2	<63.2	<63.2	--	--	60	--	--	120	110
Pr	<68	<10	<10	<10	<10	--	--	<68	--	--	<68	<68
Nd	<46	<68.1	<68.1	<68.1	<68.1	--	--	<46	--	--	<46	<46
Sm	<46	<6.81	<6.81	<6.81	<6.81	--	--	<46	--	--	<46	<46
Eu	2	<1	1.34	1.72	<1	--	--	2.2	--	--	4.2	3.3
Gd	<6.8	33.8	<21.5	<21.5	<21.5	--	--	<6.8	--	--	<6.8	<6.8
Tb	<32	<14.7	<14.7	<14.7	<14.7	--	--	<32	--	--	<32	<32
Dy	<32	<14.7	<14.7	<14.7	<14.7	--	--	<32	--	--	<32	<32
Ho	<6.8	<3.16	<14.7	<3.16	<3.16	--	--	<6.8	--	--	<6.8	<6.8
Er	<10	<4.64	<4.64	<4.64	<4.64	--	--	<10	--	--	<10	<10
Tm	<4.6	<3.16	<3.16	<3.16	<3.16	--	--	<4.6	--	--	<4.6	<4.6
Yb	2.1	2.45	1.72	1.92	1.14	--	--	1.6	--	--	2.2	3.1
Lu	<22	<6.81	<6.81	<6.81	<6.81	--	--	<22	--	--	<22	<22
Ba	140	22.6	141	134	14.7	--	--	880	--	--	380	520
Sr	310	190	212	190	88.9	--	--	45	--	--	780	640
Cu	50	52.5	33.2	30.9	21.5	--	--	55	--	--	72	76
Ni	36	102	82.9	93.6	74.2	--	--	88	--	--	320	250
Sc	22	16.1	10.6	11.9	7.58	--	--	9.9	--	--	19	20
V	130	98.4	80.4	78.8	52.2	--	--	58	--	--	130	120
Co	28	24.6	19.5	20.5	14.2	--	--	25	--	--	50	43
Cr	270	180	183	197	98.3	209	198	140	182	190	470	180
Zn	130	92.9	98.6	75.3	60.2	--	--	94	--	--	130	110
Pb	<22	73.5	<46.4	<46.4	62.4	--	--	<22	--	--	<22	<22
Pb	<10	5.86	4.56	4.00	2.59	--	--	<10	--	--	12	<10

La deviazione standard per ogni singola lettura può variare tra + 50 % e - 33 %.

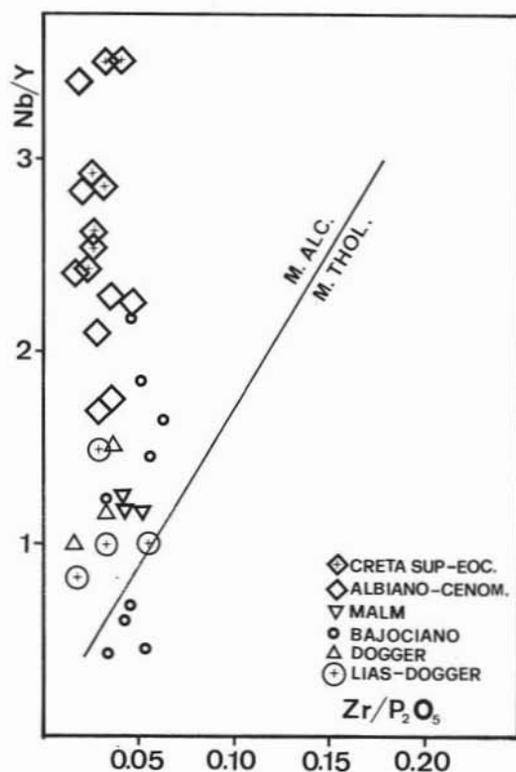


Fig. 2. — Diagramma Nb/Y-Zr/P₂O₅ (FLOYD e WINCHESTER, 1975). I campioni si dispongono lungo una serie alcalino-toleitica.

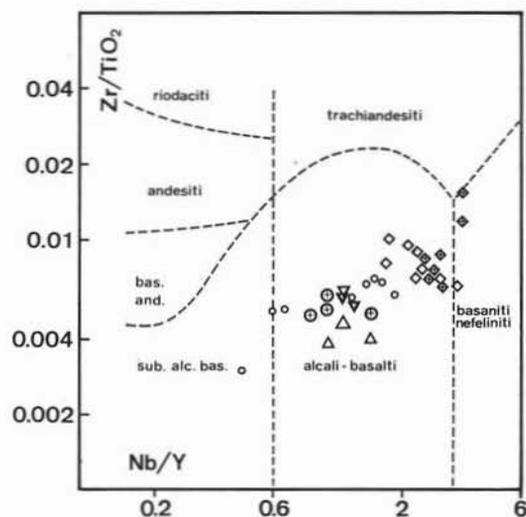


Fig. 3. — Diagramma Zr/TiO₂-Nb/Y (WINCHESTER e FLOYD, 1977). Mentre la maggior parte delle vulcaniti ricade nel campo dei basalti alcalini, alcuni campioni ricadono nel campo dei basalti sub-alcalini ed altri in quello delle basaniti e nefeliniti. Simboli come in fig. 2.

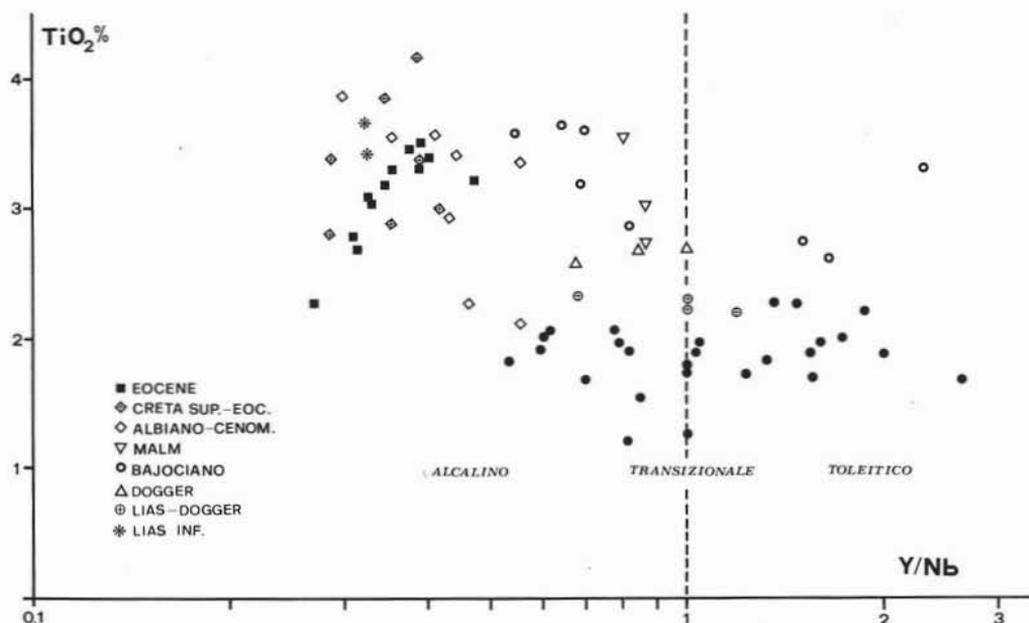


Fig. 4. — I campioni del trapanese (simboli vuoti) vengono confrontati, in questo diagramma, con quelli del bacino Sicano (simboli pieni). Oltre a discriminare chiaramente i basalti alcalini da quelli transizionali e da quelli toleitici, si evidenzia l'analogia del magmatismo trapanese con quello del limitrofo bacino Sicano. I più elevati tenori di TiO_2 nei campioni trapanesi sono attribuiti ad un più avanzato stato di alterazione. I dati delle vulcaniti del bacino Sicano da LUCIDO et al. (1978).

evidenziarla anche dal grafico TiO_2 -Y/Nb (fig. 4). Tale diagramma mette tra l'altro in luce l'analogia del vulcanismo che ha interessato l'area trapanese con quello che, nello stesso arco di tempo, interessava il limitrofo bacino Sicano (LUCIDO et al., 1978). L'unica differenza rilevabile consiste nel fatto che i campioni del trapanese hanno mediamente un contenuto in TiO_2 leggermente più elevato. Tale differenza è probabilmente dovuta al minor grado di alterazione degli affioramenti appartenenti al bacino Sicano.

Considerate le analogie che il magmatismo meso-cenozoico mostra in queste due aree limitrofe, riferibili al margine meridionale continentale della Tetide, si è ritenuto opportuno valutare congiuntamente le caratteristiche di questo vulcanismo al fine di avere un quadro più ampio della sua genesi ed evoluzione in relazione ai fenomeni geodinamici che hanno interessato quell'area. In fig. 5, nel diagramma Zr/Y -Zr, i campioni ricadono nel campo dei « within plate basalts » con leggere dispersioni soprattutto nel senso della oceanizzazione. Inoltre nello stesso diagramma si osserva una variazione consistente

nell'ampiezza del vettore « a » e una limitata variazione nel vettore « b » per quasi

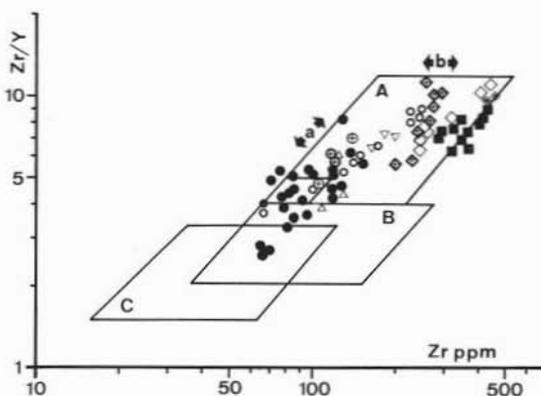


Fig. 5. — Diagramma discriminante per i basalti interni alle placche (A), basalti medio-oceanici (B) e basalti di arco (C) secondo PEARCE e NORRY (1979). I campioni ricadono nel campo A, con leggere dispersioni soprattutto nel senso dell'oceanizzazione. Le significative differenze nei vettori « a » e « b » per i vari gruppi di vulcaniti sono attribuibili a variazioni nel grado di rifusione parziale, a rifusione progressiva, ad eterogeneità della sorgente. Simboli come in fig. 4.

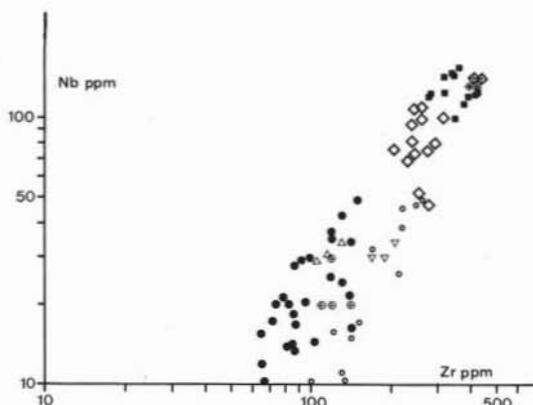


Fig. 6. — Diagramma di variazione Nb-Zr (PEARCE e NORRY, 1979). Le vulcaniti a composizione intermedia del Lias-Dogger mostrano un contenuto di Nb e Zr minore rispetto ai termini progressivamente più basici del Malm del Cretaceo, dell'Eocene e del Lias inferiore. Tale trend, peraltro coerente con quelli mostrati nei diagrammi Y-Zr e TiO_2 -Zr non riportati, risulta incoerente con fenomeni di cristallizzazione frazionata. Simboli come in fig. 4.

tutte le vulcaniti raggruppate per età. Considerato il significato geochimico di questi due vettori (PEARCE e NORRY, 1979), le variazioni del vettore « a » tra i vari gruppi sono attribuibili:

- a variazione nel grado di fusione parziale di una lherzolite a granato;
- a processi di progressiva rifusione;
- ad eterogeneità della sorgente.

È da notare che variazioni dello stesso vettore « a » all'interno di ciascun gruppo potrebbero anche essere spiegate in termini di cristallizzazione frazionata. Inoltre la rilevante differenza tra i valori del vettore « b » delle vulcaniti del Lias inferiore e del Cretaceo Superiore-Eocene rispetto a quelli del Lias-Dogger è spiegabile in termini di rifusione parziale, di « zone refining » o di cristallizzazione frazionata. Considerato il notevole intervallo temporale intercorrente tra la messa in posto delle vulcaniti studiate (Lias Inf.-Eocene), risulta difficilmente ammissibile una loro interrelazione genetica attraverso processi di cristallizzazione frazionata, pur non escludendo la possibilità che tali processi possano essersi manifestati all'interno di alcuni gruppi di vulcaniti. D'altra parte, mediante l'uso di diagrammi binari del tipo Nb-Zr (fig. 6), Y-Zr e TiO_2 -Zr, si è potuto verificare la incoerenza dei trends esibiti dai

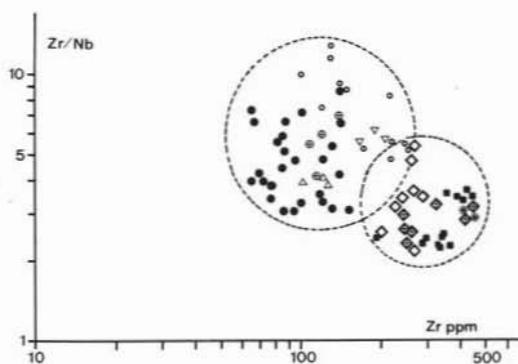


Fig. 7. — Diagramma di variazione Zr/Nb-Zr (PEARCE e NORRY, 1979). Sono distinguibili un raggruppamento di vulcaniti con basso contenuto di Zr ed alto rapporto Zr/Nb del Lias-Dogger e un raggruppamento del Malm, del Cretaceo-Eocene e del Lias inferiore con alti tenori di Zr e basso rapporto Zr/Nb, che suggeriscono l'esistenza di sorgenti diverse per le vulcaniti alcaline rispetto a quelle transizionali e toleittiche. Simboli come in fig. 4.

campioni, in riferimento a fenomeni di cristallizzazione frazionata (PEARCE e NORRY, 1979). Nel diagramma Zr/Nb-Zr (fig. 7) si osserva un'estrema variabilità del rapporto Zr/Nb. È comunque possibile individuare due raggruppamenti:

- uno riferibile ai termini alcalini con un valore del rapporto Zr/Nb intorno a 3 e mediamente un contenuto di Zr compreso tra 200 e 500 ppm;
- l'altro più disperso, riferibile ai termini transizionali e toleittici, con valori del rapporto Zr/Nb intorno a 7 ed un contenuto di Zr compreso tra 60 e 250 ppm.

Poichè il coefficiente di distribuzione globale di Zr e Nb tra un solido a composizione peridotitica e il liquido sono quasi uguali, ne consegue che il rapporto Zr/Nb risulta praticamente indipendente dalla percentuale di rifusione e dai fenomeni di cristallizzazione frazionata, e pertanto tale rapporto è particolarmente informativo sulla sorgente magmatica (PEARCE and NORRY, 1979). I due raggruppamenti sopra citati suggeriscono pertanto l'esistenza di sorgenti diverse per le vulcaniti alcaline rispetto a quelle transizionali e toleittiche. Ulteriori informazioni sui processi genetici ed evolutivi possono essere messe in evidenza utilizzando opportunamente coppie di elementi in traccia, di cui uno ipermagmatofilo (con coefficiente di distribu-

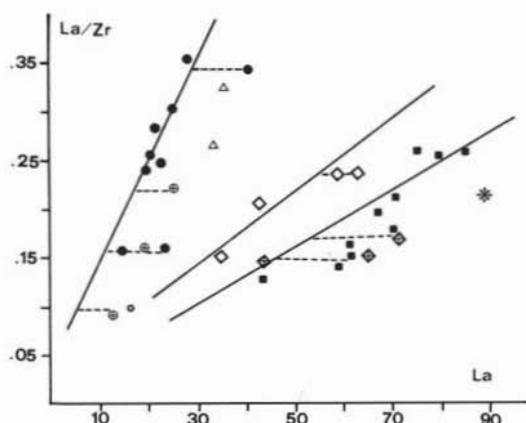


Fig. 8. — Diagramma La/Zr-La. Sono evidenziati allineamenti a diversa pendenza per i campioni aventi differente età. Ciò suggerisce, in accordo con fig. 7, l'esistenza di sorgenti diverse per le vulcaniti alcaline rispetto a quelle transizionali e tolelitiche. Inoltre il tratteggio suggerisce la presenza di limitati fenomeni di differenziazione.

zione D tra solido e liquido minore di 0,01) e l'altro magmatofilo (con valore di D minore di 0,1) (TREUIL e JORON, 1975; ALLEGRE e MINSTER, 1978; MINSTER e ALLEGRE, 1978).

Plottando in un diagramma il rapporto C^H/C^M contro C^H (dove C^H è la concentrazione dell'elemento ipermagmatofilo e C^M la concentrazione di quello magmatofilo) è possibile evidenziare:

Processi di rifusione parziale

In tali processi il rapporto C^H/C^M è una funzione lineare di C^H secondo l'equazione

$$\frac{C^H}{C^M} = \frac{C^H_0}{C^M_0} + \frac{\bar{D}^M}{C^M_0} \cdot C^H \quad (1)$$

in cui C_0 indica le concentrazioni iniziali nel solido e D è il coefficiente totale di distribuzione tra solido e liquido. E precisamente all'aumentare della quantità di rifusione diminuiscono sia il rapporto C^H/C^M che C^H .

Processi di cristallizzazione frazionata

In tali processi il rapporto C^H/C^M rimane praticamente costante, mentre aumenta C^H .

Caratteristiche composizionali della sorgente

L'intercetta della retta (equazione 1) è infatti eguale al rapporto dei due elementi in traccia nel solido iniziale.

La pendenza della stessa retta espressa dal rapporto D^M/C^M_0 , pone dei limiti alla composizione mineralogica e chimica della sorgente.

Una coppia di elementi in traccia che ha le sopracitate proprietà è costituita dal La (ipermagmatofilo) e dallo Zr (magmatofilo). In fig. 8 è riportato il rapporto La/Zr contro La, per le vulcaniti studiate. I campioni aventi la stessa età si dispongono con andamenti lineari, mentre campioni aventi età differente ricadono lungo rette a diversa pendenza. All'interno di alcuni gruppi è possibile distinguere dei trends sub-orizzontali attribuibili a fenomeni di differenziazione. È da notare che i campioni più alcalini ricadono lungo rette a minore pendenza. Considerando il significato geochimico che la pendenza ha in questo diagramma, le variazioni di questo parametro suggeriscono che i vari gruppi di campioni derivino da sorgenti diverse. Le differenze nella sorgente possono essere dovute:

- 1) ad un progressivo impoverimento nel solido di partenza del contenuto di Zr man mano che ci si sposta verso termini meno alcalini e di conseguenza di età diversa;
- 2) ad una variazione del coefficiente totale di distribuzione dello Zr. Questo implicherebbe una modificazione composizionale del mantello in termini quanto meno mineralogici, ma probabilmente anche chimici (LEEMAN, 1977; SHAW, 1977).

I punti 1) e 2) possono giustificare la distribuzione osservata nel diagramma, sia se considerati alternativamente che in concordanza di effetti.

Allo scopo di valutare globalmente l'evoluzione nel tempo del carattere del vulcanismo Sicano-Trapanese, tutti i campioni sono stati inseriti in un grafico che ha come ordinata il grado di alcalinità e come ascissa il tempo (fig. 9). Il grado di alcalinità è espresso dal prodotto $Nb/Y \cdot Zr$. Il rapporto Nb/Y è di per sé un parametro discriminante tra magmi alcalini, transizionali e tolelitici (FLOYD e WINCHESTER, 1975), ed il contenuto di Zr, nel nostro caso (cfr. fig. 6)

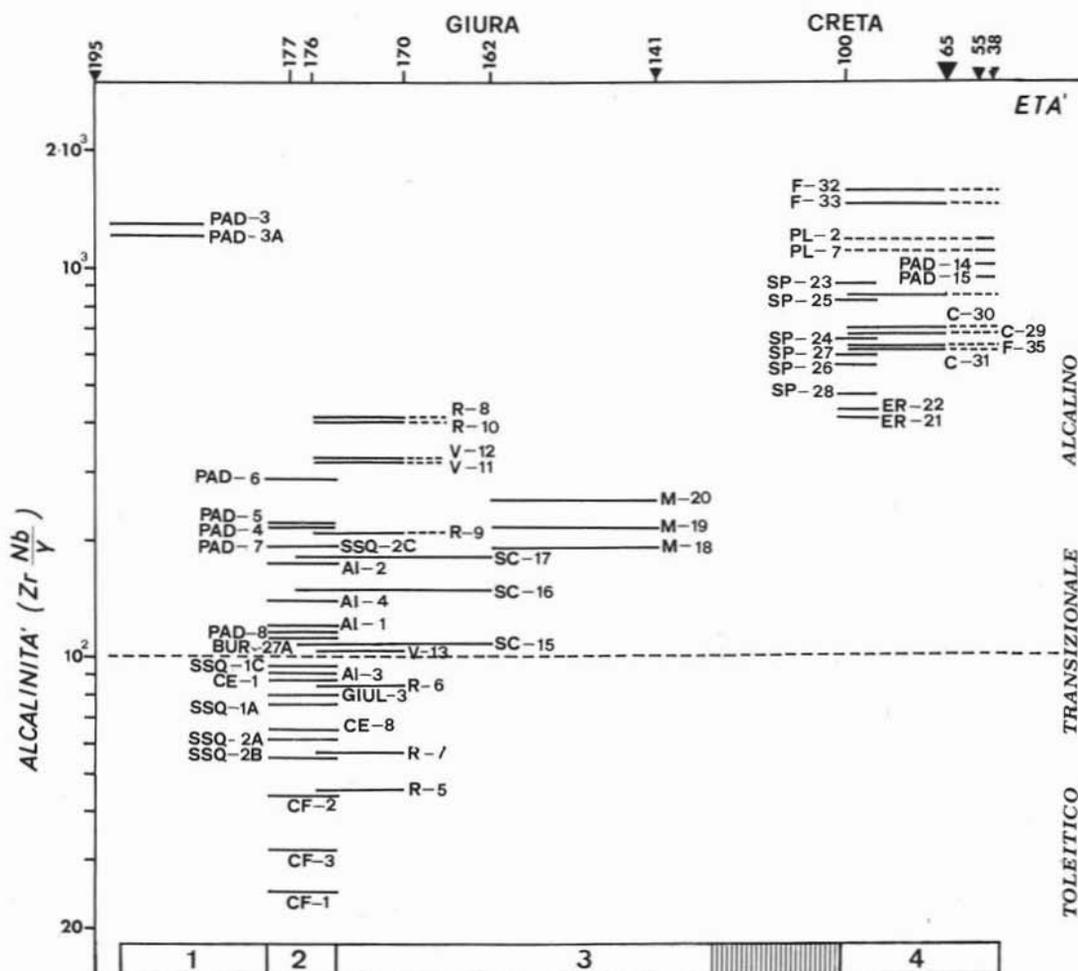


Fig. 9. — Diagramma di variazione del grado di alcalinità $(Nb/Y \cdot Zr)$ - Età dei campioni (espressi in milioni di anni), per le vulcaniti del dominio trapanese e del bacino Sicano. Il magmatismo fortemente alcalino del Lias Inferiore durante il Lias-Dogger, evolve rapidamente verso termini transizionali e toleitici. Si osserva quindi un progressivo passaggio verso termini sempre più alcalini, che raggiungono i caratteri più decisi nel Cretaceo Superiore-Eocene. Le scale sono logaritmiche. I settori numerati in basso indicano le corrispondenti fasi dell'evoluzione geodinamica: 1 - Fasi iniziali del rifting continentale. 2 - Fase di separazione della placca Euroasiatica da quella Africana. 3 - Avvio del processo di spreading dell'oceano della Tetide in aree poste a settentrione. 4 - Fasi tensive terminali, prima dell'instaurarsi della tettonica compressiva (GIUNTA e LIGUORI, 1972; SCANDONE, 1975; CATALANO e D'ARGENIO, 1978).

è pure esso correlabile al grado di alcalinità delle vulcaniti.

Pertanto il prodotto $Nb/Y \cdot Zr$ in definitiva risulta un parametro molto efficace per definire il grado di alcalinità delle vulcaniti studiate. Nel grafico di fig. 9 si osserva che ad un vulcanismo fortemente alcalino del Lias inferiore, segue un magmatismo del Lias-Dogger che evolve rapidamente verso termini transizionali e toleitici. A questa fase,

segue una lenta evoluzione nel tempo del magmatismo verso termini progressivamente più alcalini, che raggiunge caratteri più decisi nel Cretaceo Superiore ed Eocene.

Una tale evoluzione non sembra ragionevolmente giustificabile con fenomenologie del tutto casuali né tantomeno sono invocabili fenomeni generici di eterogeneità del mantello.

L'insieme delle caratteristiche geochimiche

considerate ed in particolare la distribuzione nei diagrammi sopra riportati coerentemente concorrono:

1) ad escludere una relazione genetica globale legata a fenomeni di cristallizzazione frazionata;

2) che i processi genetici, per i vari gruppi di vulcaniti, abbiano avuto luogo in zone del mantello aventi caratteristiche mineralogico-petrografiche e/o chimiche differenti;

3) che la sorgente abbia migrato nel tempo, tornando alla fine verso porzioni del mantello aventi caratteristiche simili a quelle da cui aveva avuto inizio il ciclo magmatico;

4) che a tale migrazione della sorgente siano associati diversi gradi di rifusione parziale e/o fenomeni di zone refining. In quest'ultima ipotesi va notato che necessariamente i fusi più alcalini devono avere percorso il maggiore spazio nel mantello e pertanto la sorgente relativa deve porsi a maggiore profondità. Non è inoltre da escludere una concorrenza di effetti dei due processi.

D'altra parte, in relazione all'ultimo punto, va messo in evidenza come il contenuto di TiO_2 nelle vulcaniti studiate sia decisamente più elevato nei termini più alcalini che in quelli a tendenza toleítica (fig. 4). Tenuto conto che nei fusi derivati da un parente peridotitico, il contenuto di TiO_2 aumenta all'aumentare della pressione (MACGREGOR, 1969), indipendentemente dal grado di alcalinità (CHAYES, 1966), ne consegue che i magmi alcalini del Lias Inferiore e del Cretaceo Superiore-Eocene si sono generati a profondità maggiori di quelli transizionali e toleíticos del Giura Medio e Superiore.

Evoluzione del magmatismo

JORON et al. (1978) hanno suggerito una zonazione verticale del mantello attribuibile ad una differenziazione anteriore ai fenomeni di espansione, verosimilmente più vecchia di un miliardo di anni (MANHES et al., 1977).

JORON e TREUIL (1977) mediante l'uso degli elementi in tracce magmatofili hanno tuttavia riscontrato similitudini nella composizione delle sorgenti per i magmi formati in domini strutturali e geodinamici comparabili. Inoltre, le analogie con altre zone affette da rifting continentale, suggeriscono che il regime termico del mantello evolve in modo

similare, dando luogo a serie magmatiche comparabili (LUCIDO et al., 1978). Pertanto, i risultati acquisiti nel presente lavoro consentono di formulare il seguente modello di evoluzione del magmatismo, dal Lias Inferiore all'Eocene, in funzione del regime geodinamico del margine meridionale della Tetide.

I. Una perturbazione termica profonda determina la fusione parziale dell'ordine di pochi percento) nel mantello superiore, ad una profondità dell'ordine del centinaio di chilometri. I fusi prodotti in presenza di CO_2 , con $CO_2/CO_2 + H_2O \geq 0,1$ (EGGLER, 1977) hanno carattere alcalino e risultano arricchiti in elementi magmatofili per il probabile concorso di processi di « zone rifting ». Tali fusi daranno luogo alle effusioni più alcaline del Lias Inferiore.

II. La completa attivazione di celle convettive nel mantello determinerà, durante il Lias-Dogger, la separazione della placca Euroasiatica da quella Africana, e la formazione dell'oceano della Tetide in aree poste più a settentrione. Man mano che la perturbazione termica si propaga alle porzioni superiori del mantello, i fusi prodotti a profondità via via minori, assumono un carattere transizionale, rapidamente evolvente verso termini toleíticos.

III. In seguito alla migrazione dei margini continentali, le porzioni litosferiche si allontaneranno dall'asse di spreading a più alto flusso di calore. L'andamento termicamente retrogrado delle geoisoterme, nelle porzioni del mantello corrispondenti, modificherà il magmatismo del margine continentale meridionale della Tetide. Questo, durante il Giurassico, assumerà un carattere progressivamente più alcalino, sia perchè i fusi vengono generati a profondità maggiori, che per una diminuita percentuale di fusione parziale del mantello.

IV. Durante il Cretaceo, in concomitanza con l'intensificarsi dello spreading dell'Atlantico Meridionale e all'inversione del senso del movimento della placca Africana rispetto a quella Euroasiatica (BARBERT et al., 1978), si arresta il processo di espansione dell'Oceano della Tetide. Le geoisoterme nel mantello migrano in senso centripeto e pertanto, nel dominio trapanese e nel bacino

Sicano, le manifestazioni magmatiche del Cretaceo Superiore-Eocene assumono carattere alcalino. Tali manifestazioni possono essere considerate come le ultime effusioni connesse a faglie profonde prima dell'instaurarsi della tettonica compressiva nell'area

considerata o, alternativamente, come delle risalite magmatiche lungo zone di trascorrenza, in una tettonica già compressiva.

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEGRE C.J., MINSTER F.J. (1978) - *Quantitative models of trace elements behaviour in magmatic processes*. Earth Planet. Sci. Lett., 38 (1), 37-52.
- ALVAREZ W., GOHRBANDT K. (1970) - *Geology and history of Sicily*. PESL, Tripoli, 231-243.
- BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R., VILLARI L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europa plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidences from Sicily*. Earth Plan. Sc. Letters, 22, 123-132.
- BERNOULLI D., JENKINS H.C. (1974) - *Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. Soc. of Econom. Paleontologist and Mineralogist, 19, 129-152.
- BLOXAM T.W., LEWIS A.D. (1972) - *Ti, Zr and Cr in some british pillow lavas and their petrogenetic affinities*. Nature, 237, 134-136.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting, Geology and History of Sicily*. P.E.S.L., Tripoli, pp. 145-170.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspatic restoration across western Sicily*. Geol. Rom., 17, 145-159.
- CATALANO R., MONTANARI L. (1979) - *Geologia dei Monti di Trabia - Termini Imerese e dei Monti Sicani (Fogli Bagheria e Termini Imerese, Sicilia Centro-Settentrionale)*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. della Società Nazionale di Scienze Lettere e Arti in Napoli, serie IV, vol. XLVI.
- CHAYES F. (1964) - *A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans*. Jour. Geophys. Research, 69, pp. 1573-1588.
- D'ARGENIO B. (1976) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area Mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., 13/2, 1976, 28 pp.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973) - *Plate Tectonics and the evolution of the Alpine System*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- EGGLER D.H., HOLLOWAY J.R. (1977) - *Partial melting of peridotite in the presence of H₂O and CO₂: principles and review*. Magma Genesis, 96, 15-36.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) - *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- GIUNTA G., LIGUORI V. (1972) - *La geologia dell'estremità nord-occidentale della Sicilia*. Riv. Min. Sic., 23, 136-138, 165-226.
- GIUNTA G., LIGUORI V. (1973) - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 903-924.
- GIUNTA G., COSENTINO P., BONARDI G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. (1978-79) - *Atti dell'Istituto di Geofisica Mineraria*. Un. di Palermo.
- JORON J.L., TREUIL M. (1977) - *Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau*. Bull. Soc. Geol. France, 7, XIX, 1197-1205.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M. (1978) - *Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur*. Bull. Soc. Géol. France, 1978, 7, XX, 521-531.
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *The larg-scale kinematics of the western Alps and the Northern Apennines and its palinspatic implications*. Am. Journ. Sc., 271, 193-226.
- LEEMAN W.P. (1977) - *Comparison of Rb/Sr-U/Pb, and rare earth characteristics of sub-continental and sub-oceanic mantle regions*. Magma Genesis, 96, 149-168.
- LUCIDO G., NUCCIO P.M., VALENZA M., GIUNTA G. (1978) - *Magmatism in the Sicano basin (Sicily) related to meso-cenozoic tectonics of the north-african paleomargin*. Miner. Petrogr. Acta, 22, 55-69.
- LUCIDO G., NUCCIO P.M., LEONE G., LONGINELLI A. (1980) - *Amygdaloidal basalts: isotopic and petrographic evidence for non-diagenetic crustal source of carbonate inclusions*. T.M.P.M., 27, 113-128.
- MACGREGOR I.D. (1969) - *The system MgO-SiO₂-TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts*. Am. Journ. Sci., 267A, 342-363.
- MANHES G., DUPRÉ B., HAMELIN B., ALLEGRE C.J. (1977) - *Composition isotopique du plomb des roches basaltiques et hétérogénéités du manteau*

- à diverses échelles. Bull. Soc. Geol. France, 7, XIX, 1189-1195.
- McKENZIE D.P. (1970) - Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226, 236-243.
- MINSTER J.F., ALLEGRE C.J. (1978) - Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse Problem of batch partial melting in volcanic suite, 68, 1, 37.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contr. Miner. Petrol., 69, 1, 33-47.
- SCANDONE P. (1975) - Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area. Nature, 256, 117-119.
- SCANDONE P., GIUNTA G., LIGUORI V. (1977) - The connection between the Apulia and Sahara Continental Margins in the Southern Apennines and in Sicily. Mem. Soc. Geol. It., XIII/2.
- SHAW D.M. (1977) - Trace element behaviour during anatexis. Magma Genesis, 96, 189-213.
- SMITH A.G. (1971) - Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2039-2070.
- TREUIL M., JORON J.L. (1975) - Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatique. Exemples de l'Afar et de la dorsale Médiatlantique. Rend. SIMP, XXXI, I, 125-174.
- WEZEL F.C., RYAN W.B.F. (1971) - Flysch, margini continentali e zolle litosferiche. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 90, fasc. 2, 249-268.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 28, 459-469.
- WINCHESTER J.S., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325-343.
- YODER H.S., SAHAMA T.G. (1957) - Olivine X-ray determinative curve. Am. Mineralogist, 42, 475-491.