

MARCELLO CARAPEZZA *, PAOLO FERLA *, P. MARIO NUCCIO *, MARIANO VALENZA *

CARATTERI PETROLOGICI E GEOCHIMICI DELLE VULCANITI DELL'ISOLA « FERDINANDEA » **

RIASSUNTO. — Le frammentarie informazioni che si hanno sul magmatismo dell'isola Ferdinandea ci hanno spinto ad approfondire l'indagine sui prodotti eruttati al fine di una loro migliore caratterizzazione e di un ampliamento delle attuali conoscenze geodinamiche sul Canale di Sicilia.

Campioni di rocce provenienti da quell'isola sono stati rintracciati in alcune collezioni da museo; essi sono costituiti da piroclastiti, pomici ecc.; quei campioni sono stati successivamente confrontati con altri che si è riusciti a raccogliere direttamente e che avevano fra di loro anche delle lave.

Lo studio delle vulcaniti eseguito con metodologie geochimiche e petrografiche ha consentito di individuare che esse sono tutte riconducibili ad un magmatismo alcalino e che, pur provenendo da episodi vulcanici verosimilmente diversi (1831-1863), presentano un chimismo abbastanza uniforme tipico dei basalti alcalini. Un maggiore dettaglio riguardante i rapporti di concentrazione di alcuni elementi minori permette di ricondurre la genesi dell'apparato eruttivo ad un magmatismo di zona distensiva posta all'interno di una placca continentale.

Su uno dei campioni di lava compatta (basalto alcalino olivino) sono state inoltre effettuate determinazioni della fugacità d'ossigeno in funzione della temperatura, con il metodo della doppia cella ad elettrolita solido. Tali determinazioni sono state eseguite nell'intervallo compreso fra 800° C e 1200° C. Esse hanno portato a misurare dei valori di fugacità, certamente poco comuni, che ricadono nell'intervallo compreso fra quelli rappresentativi dei buffers QFM (quarzo-fayalite-magnetite) e MW (magnetite-wustite), ma soprattutto in prossimità di questi ultimi. La spiegazione più plausibile dei bassi valori riscontrati può venire dall'ipotesi di una rapida risalita del magma da un « reservoir » posto ad una certa profondità, dopo aver subito fenomeni di frazionamento principalmente di olivina.

ABSTRACT. — The scanty amount of informations available on the magmatism of the Ferdinandea Island induced us to investigate it more thoroughly, also with the aim of broadening our knowledge of the geodynamic of the Sicilian Channel.

We found some Ferdinandea Island rock samples in a few museum collections. They were made up of pyroclastics and pumices. Subsequently these samples were compared with others taken directly from the Island, among which were some lavas.

Although from volcanic episodes probably very different from one another (1831-1863), the vulcanites, studied with geochemical methods, have a uniform chemistry typical of alkaline magmatism. Further details on the concentration ratios of some minor elements permitted us to link the genesis of the eruptive apparatus to the magmatism of a distensive area found inside a continental plate.

Further investigations were carried out on one compact lava sample (alkaline olivine basalt) to determine the oxygen fugacity with respect to the temperature, using the double cell-solid electrolyte method, under conditions between 800° C and 1200° C. The results were somewhat uncommon falling between the representative buffers QFM (quartz-fayalite-magnetite) and MW (magnetite-wustite), but nearer the latter. The most plausible explanation of these low values

* Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Palermo, via Archirafi 36, 90123 Palermo. ** Ricerca eseguita col contributo finanziario del C.N.R..

for f_{O_2} would be that of a rapid ascension of the magma from a fairly deep « reservoir », after having undergone fractionation phenomena, especially of the olivine.

Introduzione

Un'intensa attività vulcanica ha caratterizzato il Canale di Sicilia in tempi geologici recenti ed in tempi storici. La maggior parte di questa attività è stata sottomarina e ciò spiega perchè le conoscenze che ne abbiamo siano molto scarse e, spesso, occasionali come, ad esempio, quelle ottenute dagli studi per il *metanodotto Tunisia-Sicilia*. Ma altra parte è stata invece subaerea e basterà citare gli apparati

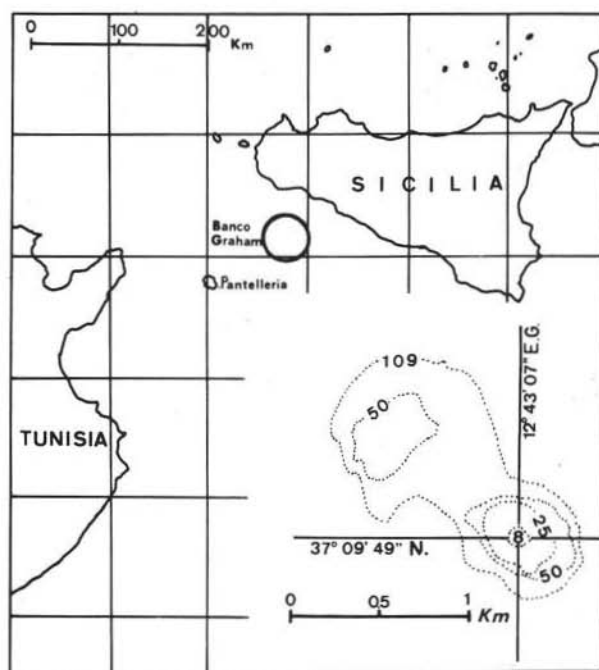


Fig. 1. — Posizione geografica del Banco Graham (ex isola Ferdinandea) e suo profilo.

eruttivi che, in successivi stadi evolutivi, originarono Pantelleria e più ad oriente, quello di Linosa. Un caso singolare per tutte le vicissitudini cui diede lungo è quello che portò il 12 luglio 1831 alla nascita ed alla effimera vita di un'isola disputata da varie Nazioni prima che fosse spazzata via dal mare per divenire un semplice banco sottomarino geograficamente definito « Banco Graham ». L'isola, essendo nel dominio del Regno delle Due Sicilie ebbe, dal suo Re, il nome di Ferdinandea, ma fu chiamata anche Nerita (e quindi figlia di Nereo), Graham dagli inglesi, Julia dai francesi che la battezzarono dal mese in cui era nata (juillet) e tanti altri (fig. 1).

Tali eventi vennero ampiamente descritti da diversi studiosi del tempo di varie nazionalità (vedi bibliografia riportata).

Dato il particolare interesse che la nascita di un nuovo vulcano emergente dal mare (fig. 2), suscitò nel mondo scientifico dell'epoca, in una zona facilmente accessibile, campioni di rocce dell'isola Ferdinandea furono conservati in diversi musei ed alcuni di essi, diventati preziosi dopo la scomparsa dell'isola, furono anche analizzati.

I primi studi risalgono al secolo scorso (ABICH, 1841; FOERSTNER, 1883). Tuttavia si deve a WASHINGTON, ai primi del Novecento (1909), il primo studio petrografico accurato di una scoria dell'eruzione del 1831 a composizione basaltica (feldspar-basalt), nella quale l'autore riconosce talune peculiarità quali elevato tenore in TiO_2 , ed alto rapporto FeO/Fe_2O_3 .



Fig. 2. — Stampa dell'epoca raffigurante l'eruzione del 1821.

LINCIO (1927) descrive un altro campione proveniente dall'isola, forse appartenente all'eruzione del 1863, data la natura lavica, al contrario dei prodotti esclusivamente scoriacei e pomicei dell'eruzione precedente. L'autore accennato riconosce una basanite olivinica, con nefelina abbondante, confermando il carattere alcalino dei magmi di questo vulcano.

Sempre della stessa eruzione del 1863 si ha più recentemente notizia attraverso l'analisi su una pomice chiara attribuita all'isola Ferdinandea (SANTORO e BALDANZA, 1971) di composizione notevolmente diversa dalle rocce dell'isola precedentemente studiate. Gli autori accennano alla possibilità di complessi fenomeni di assimilazione di rocce sedimentarie da parte di un magma sialico ricadente in area orogenica.

In verità il vulcanismo del Canale di Sicilia, confermando i dati degli autori più antichi, appare alcalino e chiaramente sub-crustale anche in base ai risultati sui rapporti isotopici dello stronzio delle rocce appartenenti a Pantelleria e Linosa (BARBERI et al., 1969; MARINELLI, 1975).

Dal punto di vista geologico, il Banco Graham sorge su di un basamento correlabile ai Monti Iblei (Carta Geologica d'Italia, Foglio 5: Sicilia, 1976).

Le conoscenze frammentarie che si hanno su questo vulcano e l'interesse ad approfondire le conoscenze sulla geodinamica del Canale di Sicilia, ci hanno spinto a riprendere l'esame del carattere geochimico petrografico e vulcanologico dell'effimera isola Ferdinanda.

I campioni di rocce provenienti da quell'isola sono stati rintracciati in alcune collezioni da museo; essi erano invariabilmente costituiti da pomici, piroclastiti, ecc.; tali campioni sono stati successivamente confrontati con altri che si è riusciti a raccogliere direttamente.

In particolare sono stati analizzati i seguenti tipi litologici:

1. a) campione di lava bollosa (FERD. 0);
2. a) campione di scoria nera (BG);
b) campione di scoria rossastra (FERD. 3) con porzioni vetrose mammelliformi contenente talora inclusi biancastri di origine sedimentaria;
c) campioni di pomici di colore scuro provenienti dal Museo di Termini Imerese FERD. I-II e più chiare FERD. III-IV;
3. a) campioni di cineriti stratificate (FERD. 1 - FERD. 2 e 2B).

Tranne i campioni di pomici e lapilli del museo di Termini Imerese, prelevati con sicurezza durante l'eruzione del 1831, tutti gli altri campioni sono stati prelevati sul posto; in particolare, il BG è stato campionato il 15-8-1977 durante ricerche sottomarine del C.B.M. (Consulenza Biologia Marina di Genova), e tutti gli altri con la collaborazione di alcuni pescatori di Sciacca (1976).

I campioni si riferiscono pertanto anche alla successiva eruzione del 1863.

Petrografia e Chimismo

Il campione di lava FERD. 0 all'osservazione microscopica mostra una struttura porfirica olocristallina. Si riconoscono fenocristalli di plagioclasio, pirosseno ed olivina, immersi in una pasta di fondo microcristallina intersertale, costituente circa il 60 % della roccia.

Si possono distinguere tre generazioni di plagioclasio costituite rispettivamente da fenocristalli idiomorfi e generalmente zonati, da individui aventi dimensioni minori; e da una terza generazione costituita dai cristalliti della pasta di fondo.

Sia per i pirosseni che per l'olivina si riconoscono almeno due generazioni: una di fenocristalli idiomorfi e l'altra in pasta di fondo.

La magnetite è presente sotto forma di inclusi nei plagioclasii, nei pirosseni e nella pasta di fondo.

I plagioclasii sono predominanti, mostrano geminazioni secondo le leggi dell'albite e dell'albite-Carlsbad ed hanno una composizione mediamente labradoritica (65 % An).

In ordine di abbondanza seguono i pirosseni, con composizione augitica ($C\gamma \approx 45^\circ$) e quindi le olivine, aventi un contenuto di circa l'85 % in forsterite.

Tutti i campioni sono stati analizzati mediante fluorescenza X, con correzione completa degli effetti di matrice sia riguardo i costituenti maggiori che taluni elementi in tracce (FRANZINI et al., 1975; LEONI e SAITTA, 1976), (Tab. 1 e 2).

TABELLA 1
Analisi chimiche. Ferro totale come Fe_2O_3 ()*

	FERD1	FERD2	FERD2B	FERDI	FERDII	BG	FERDO	FERD3	FERDIII	FERDIV
SiO ₂	52.94	50.74	49.66	47.55	47.35	46.71	46.05	43.43	56.04	52.23
TiO ₂	3.11	3.39	3.36	3.02	3.06	3.13	2.95	0.93	1.09	0.91
Al ₂ O ₃	15.39	16.22	16.07	15.91	16.05	16.05	15.77	28.67	21.55	19.41
Fe ₂ O ₃	10.41	11.21	12.03	12.68	12.53	12.55	13.22	15.53	8.52	9.12
MnO	0.11	0.15	0.16	0.19	0.19	0.17	0.29	0.08	0.07	0.06
MgO	3.81	3.35	3.83	4.99	4.81	6.25	5.51	2.14	2.81	2.91
CaO	6.16	6.95	6.97	8.15	8.28	8.01	11.39	4.34	1.54	3.92
K ₂ O	1.39	1.59	1.58	1.62	1.68	1.60	1.01	1.67	2.89	2.81
Na ₂ O	1.62	3.10	3.01	3.55	3.72	3.09	2.97	0.54	1.26	4.38
P ₂ O ₅	0.54	0.71	0.73	0.67	0.71	0.70	0.75	0.27	0.10	0.14
PF	4.52	2.59	2.61	1.68	1.61	1.75	0.09	2.41	4.11	4.11

(*) FERD. 0, FeO = 8,71 %.

TABELLA 2
Costituenti minori (ppm)

	FERD1	FERD2	FERD2B	FERDI	FERDII	BG	FERDO	FERD3	FERDIII	FERDIV
Rb	41	36	35	40	36	31	19	73	150	153
Sr	530	-	-	-	-	-	567	-	210	320
Y	24	27	37	32	38	39	33	183	24	23
Zr	261	324	325	307	280	313	136	198	152	154
Nb	59	71	77	62	69	72	43	36	24	25
Ni	-	-	-	-	-	-	92	-	-	-

Il ferro ferroso è stato riportato nell'unico campione in cui tale dato appariva significativo (campione di lava FERD. 0).

In base ai costituenti maggiori e minori si osservano diverse analogie tra i vari campioni; secondo la classificazione di RITTMAN (1973) il campione di lava FERD. 0 è un tipico alcali-basalto abbastanza simile ai campioni di scoria e di pomici scure, mentre i campioni di cineriti mostrano una composizione tendenzialmente più hawaiiitica, rilevabile per il contenuto relativamente più basso del MgO, del CaO e del ferro, nonché per il contenuto leggermente più alto della SiO₂.

Il diagramma discriminante di PEARCE (1976) (fig. 3) mette in evidenza l'appartenenza delle rocce studiate ai magmi alcalini interni alle placche. L'allineamento secondo F₂ potrebbe essere legato a processi di incipiente differenziazione magmatica di tipo gravitativo.

Il carattere non oceanico delle vulcaniti dell'isola Ferdinandea, unitamente a quello del Canale di Sicilia più in generale, viene evidenziato nettamente mediante il diagramma $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (PEARCE et al., 1975) (fig. 4).

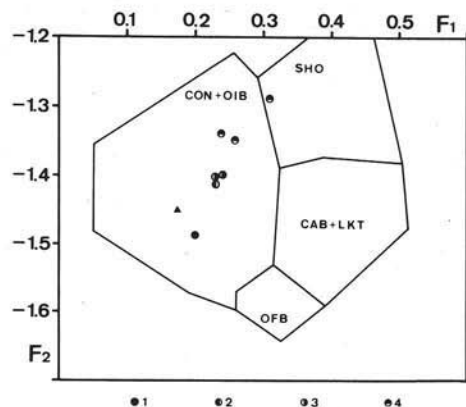


Fig. 3. — Diagramma $F_1\text{-}R_2$ secondo PEARCE (1976). CON+OIB: basalti continentali ed isole oceaniche; SHO: shoshoniti; CAB+LKT: basalti calc-alcinali+tholeiiti a basso contenuto di K; OFB: basalti di fondo oceanico: 1: campione FERD. 0; 2: campione BG; 3: campioni I e II; 4: campioni 1-2-2B; Δ : campione di pomice (analisi di WASHINGTON, 1909).

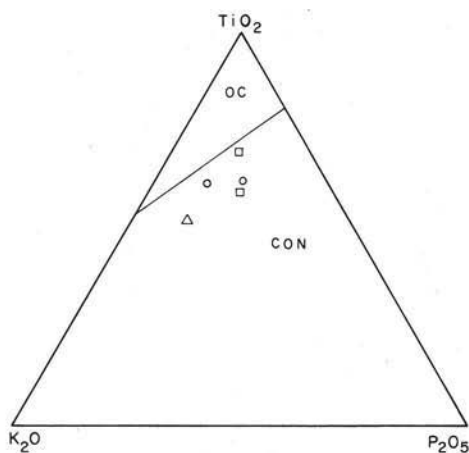


Fig. 4. — Diagramma $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ secondo PEARCE et al. (1975). OC = campo dei basalti oceanici; CON = campo dei basalti continentali. Δ = Linosa B₆; $\square$ = Pantelleria P₂ e P₁ (da BARBERI et al., 1969); $\circ$ = campioni FERD. 0 e FERD. 1.

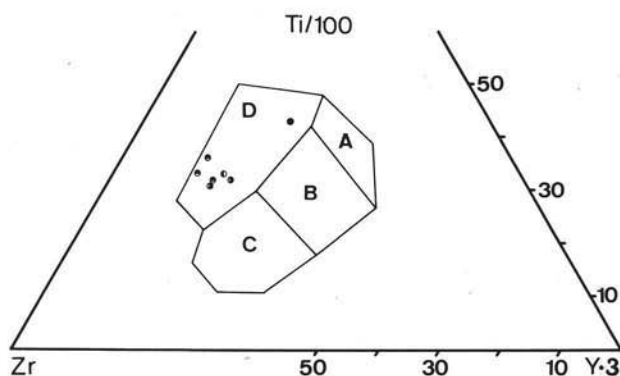


Fig. 5. — Diagramma $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}\cdot 3$ secondo PEARCE e CANN (1973). I nostri campioni cadono nel campo D dei basalti all'interno delle placche. I simboli come in fig. 3.

In termini di costituenti minori tuttavia le lievi differenze notate, risultano ancora meno evidenti come è possibile rilevare dalle figg. 5, 6, 7 relative ai diagrammi $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}\cdot 3$ di PEARCE e CANN (1973); $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5$ di WINCHESTER e FLOYD (1976) e $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ (1977). In questi diagrammi discriminanti viene

confermato il carattere alcalino-basaltico di questo magmatismo fissurale di tipo distensivo.

Le lievi differenze rilevabili tra il campione di lava e gli altri prodotti effusivi non sono molto significative. È probabile che si tratti di termini lievemente differenziati rispetto al campione di lava. Questo d'altra parte ha un contenuto in $\text{NiO} = 0,017\%$ che secondo SARO H. (1977) è già indicativo di basalti differenziati per frazionamento di olivina a profondità; mentre valori di 0,030-0,035 % sarebbero tipici di basalti primari in equilibrio con il mantello, aventi percentuali di MgO tra 10,0 % e 12,5 %.

Taluni campioni, analizzati a parte, FERD. 3, III e IV, nei quali erano state notate differenze di colore (pomici chiare) o veri e propri inclusi biancastri, hanno mostrato elevati contenuti in alluminio, potassio, rubidio e relativa diminuzione in zirconio, titanio ecc.. Queste rocce, che per taluni elementi sembrano avere comportamento geochimico simile

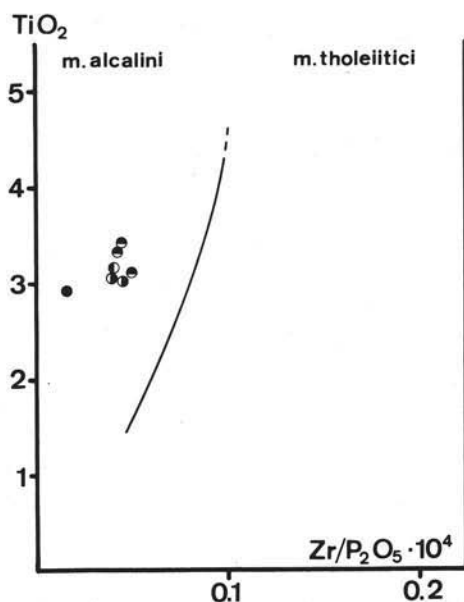


Fig. 6. — Diagramma $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5 \times 10^4$ secondo WINCHESTER e FLOYD (1976) separante i magmi alcalini dai tholeiitici. I simboli come in fig. 3.

a quello delle vulcaniti calc-alkaline, in

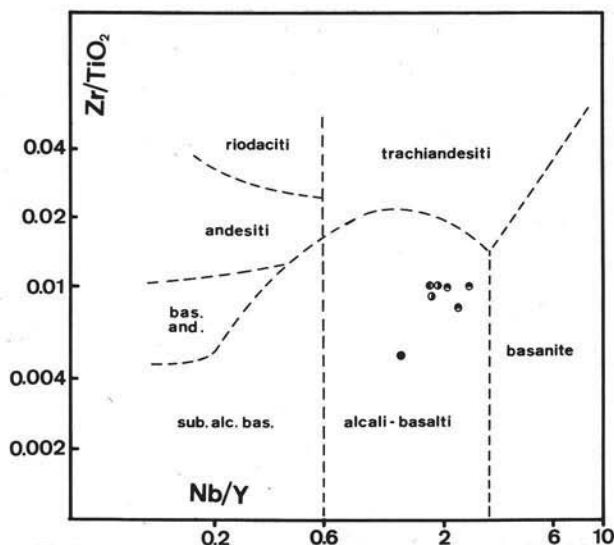


Fig. 7. — Diagramma $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ secondo WINCHESTER e FLOYD (1977). I simboli come in fig. 3.

verità mostrano delle chiare anomalie rilevabili nei molti diagrammi discriminanti utilizzati; per esempio nel diagramma di CHURCH (1975), qui non riportato, cadono al di fuori del campo delle rocce ignee. Si ritiene quindi che tali campioni siano stati contaminati con sedimenti di tipo pelitico-arenaceo.

In definitiva, nonostante siano stati analizzati prodotti diversi (lave, lapilli, piroclastiti, ecc.), probabilmente appartenenti ad eventi eruttivi diversi (1831-1863), non si osservano vistose variazioni composizionali.

Misure di f_{O_2} in funzione di T nel campione di lava

Sin da quando DARKEN e GURRY (1945) per primi quantizzarono gli equilibri di ossido-riduzione nel loro studio sul sistema Fe-O, l'interesse sul ruolo della f_{O_2} nella petrologia e in generale nei problemi geologici è notevolmente aumentato.

mi geologici è notevolmente aumentato.

È ormai univocamente accettato che la fugacità dell'ossigeno (f_{O_2}) è uno dei parametri intensivi più importanti che controlla il corso della differenziazione di un magma. Non sono invece altrettanto chiari i meccanismi che controllano la f_{O_2} di un magma.

Un'ipotesi estremamente interessante su tali meccanismi per un magma basaltico, è stata avanzata da SATO (1978, in corso di pubblicazione). Secondo tale autore le maggiori variazioni di f_{O_2} in un magma basaltico sono causate principalmente dal comportamento di quegli elementi che danno origine alla fase gassosa che lo accompagnano (es.: H_2O , CO_2 , H_2 , S_2 , O_2 ecc): tra questi i più importanti sono da ritenersi carbonio e idrogeno. Il carbonio è infatti l'elemento che controlla la f_{O_2} di un magma dal mantello fino alla risalita all'interno della crosta, dove la reazione con l' H_2O , accompagnata dalla perdita di H_2 , causa la completa ossidazione del carbonio a CO e CO_2 . A profondità relativamente modeste continua la perdita preferenziale di H_2 da parte del magma causandone l'ossidazione; tale ossidazione viene eventualmente bloccata dalla cristallizzazione di magnetite o dall'estensivo degassamento di SO_2 . È appunto la complessa combinazione di tali fenomeni di degassamento e cristallizzazione di fasi solide capaci di frazionare Fe^{+2} o Fe^{+3} che determina i valori di f_{O_2} di un magma basaltico che viene alla luce.

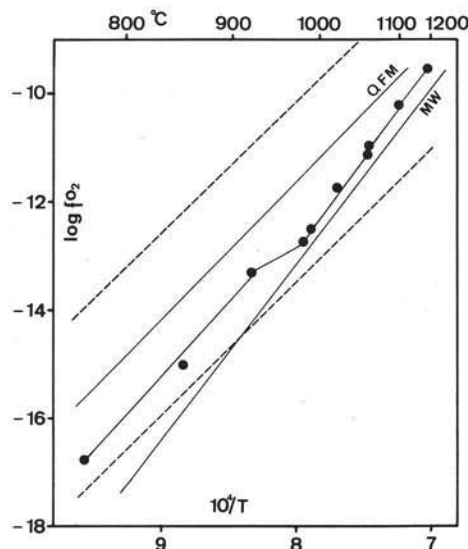


Fig. 8. — Diagramma $\log f_{O_2} - 1/T \times 10^4$. QFM (quarzo-fayalite-magnetite); MW (magnetite-wüstite). Le linee tratteggiate delimitano il campo dei valori di f_{O_2} per i basalti terrestri secondo CARMICHAEL e NICHOLLS (1967).

Tali fenomeni, e quindi i valori di f_{O_2} , sono anche correlabili alla dinamica di risalita di un magma, nel senso che risalite veloci nella crosta e quindi in superficie, tenderanno a produrre magmi che rifletteranno le condizioni più riducenti del mantello. Infatti i suddetti magmi non sostano sufficientemente a lungo a profondità tali da consentire il verificarsi di quei fenomeni che ne aumentano il grado di ossidazione (es.: perdita di H_2 o cristallizzazione di fasi contenenti Fe^{+2} come olivine, pirosseni ecc.).

Tali condizioni sono state per esempio chiaramente riscontrate misurando i valori di f_{O_2} di campioni di rocce e di singoli minerali nei vari strati della intrusione basica di Skaergaard (SATO e VALENZA, in corso di pubblicazione).

Pertanto l'assenza di vistosi fenomeni di differenziazione (che contribuiscono a documentare soste prolungate) e l'evidenza di valori relativamente bassi di f_{O_2} concorrono a individuare che le risalite di un magma siano state improvvise e veloci; di contro, soste prolungate nella crosta superiore molto ricca in H_2O provocano una notevole perdita preferenziale di H_2 , essendo questo gas estremamente più mobile degli altri gas magmatici, e spostando quindi l'equilibrio della reazione



verso destra con conseguente aumento della f_{O_2} e, di conseguenza, del grado di ossidazione del magma.

Si ritiene pertanto che le misure di f_{O_2} in rocce vulcaniche, unitamente ad osservazioni petrografiche e geochimiche, siano in grado di fornire preziose informazioni oltre che sulla genesi dei magmi, anche sulla loro dinamica di risalita.

Le determinazioni della f_{O_2} in funzione della temperatura sono state effettuate sul campione di lava compatta FERD. 0, adottando il metodo della doppia cella ad elettrolita solido (SATO, 1971). Tali determinazioni sono state eseguite nell'intervallo compreso fra 800° C e i 1200° C (fig. 8). Nella stessa figura è riportato anche il campo dei valori di fugacità dell'ossigeno medi dei basalti (CARMICHAEL e NICHOLLS, 1967). Appare evidente come i risultati ottenuti siano relativamente poco comuni: i valori di f_{O_2} ricadono nell'intervallo compreso tra quelli rappresentativi dei buffers QFM (quarzo-fayalite-magnetite) e MW (magnetite-wüstite); ma soprattutto in prossimità di quest'ultimi, rivelando condizioni particolarmente ridotte del magma.

I valori della f_{O_2} in funzione della temperatura rivelano inoltre, tra i 950° ed i 970° C, una lieve variazione, per cui dopo un andamento ad alta temperatura parallelo alla linea MW, a più bassa temperatura si ha un regime parallelo alla QFM.

La variazione di pendenza della curva nel piano f_{O_2} -T è strettamente legata alla segregazione di fasi che selettivamente, per quel valore di T, estraggono dal liquido Fe^{+2} . Questo fenomeno tende a far aumentare il rapporto Fe^{+3}/Fe^{+2} del liquido residuo, e quindi il suo grado di ossidazione, fino a quando non diventa stabile una fase che preferenzialmente separa dal fuso Fe^{+3} (es. magnetite). Quando i due effetti si bilanciano (950° C) tutto il fuso è cristallizzato e l'andamento

della f_{O_2} in fusione di T ritorna ad essere lineare, e con una pendenza che può essere diversa.

L'aspetto più interessante del nostro caso è dato pertanto dai valori complessivamente bassi di f_{O_2} .

Considerazioni conclusive

Le eruzioni avvenute nel Canale di Sicilia nel 1831 e nel 1863 diedero luogo alla formazione di un'isola vulcanica dall'effimera vita, nota col nome di Ferdinandea.

Dalle cronache e dalle stampe dell'epoca a noi pervenute sembra che tali manifestazioni abbiano avuto caratteristiche del tutto simili all'effusione in mare recentemente osservata durante la nascita del Surtsey.

Nell'eruzione del 1831 la breve attività del vulcano si estinse senza che vi fossero colate terminali subaeree, per cui l'edificio di materiali piroclastici fu rapidamente eroso dal mare. Nella successiva eruzione del 1863 si ebbero le stesse fenomenologie; rimase tuttavia per qualche tempo emergente dal mare uno scoglio, costituente verosimilmente la lava del condotto.

I vari prodotti analizzati, eterogeneamente campionati e provenienti da eruzioni diverse, esibiscono un chimismo relativamente uniforme.

I contenuti di Ni e di MgO, nel campione di lava da noi analizzato, testimonierebbero fenomeni di frazionamento di olivina che hanno interessato tale magma ad una certa profondità. D'altra parte i bassi valori di fugacità dell'ossigeno, misurati nello stesso campione, indicherebbero che tale sosta è avvenuta in condizioni tali da non permettere una estensiva perdita preferenziale di idrogeno, che ne avrebbe aumentato il grado di ossidazione (sistema probabilmente chiuso).

Infine, i prodotti effusivi esaminati, caratterizzati dai bassi valori di f_{O_2} anzidetti e da una certa uniformità nel chimismo, indicherebbero una rapida risalita del magma da un possibile «reservoir».

Queste occasionali ma relativamente rapide risalite di magma sarebbero inoltre anche caratterizzate da locali ed incomplete assimilazioni di sedimenti.

Il significato tettonico del magmatismo che ha dato luogo alla formazione dell'isola Ferdinandea coincide con quello più generale del Canale di Sicilia.

Le discriminazioni geochimiche adottate ci indicano infatti trattarsi di un magmatismo distensivo alcalino interno a placche di tipo continentale.

Pertanto, in accordo con le evidenze geologiche e con i dati geofisici disponibili per quest'area, il magmatismo associato al «rift di Pantelleria» non sembra essere legato a fenomeni di incipiente oceanizzazione.

BIBLIOGRAFIA

- ABICH H. (1841) - *Vulkanische Erscheinungen etc....* Braunschweig, p. 72.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G., INNOCENTI F. (1969) - *Strontium isotopic composition of some recent basic volcanites of the Southern Tyrrhenian Sea and Sicily Channel*. Contr. Miner. Petrol., 23, 157-172.
- CARMICHAEL I. S. E., NICHOLLS J. (1967) - *Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks*. Journ. Geoph. Res., 72, 4665-4687.
- CHIAPPISI S. (1959) - *L'Isola Giulia-Ferdinandea*. Roma.
- CHIESI G. (1896) - *La Sicilia illustrata nella storia, nell'arte, nei paesi*. Milano.
- CHURCH B. N. (1975) - *Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks*. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 257-263.
- DARKEN L. S., GURRY R. W. (1945) - *The system iron-oxygen. I - The wustite field and related equilibria*. J. Am. Chem. Soc., 67, 1398-1412.
- DAVY J. (1832) - *Some account of a new volcano in the Mediterranean*. Phil. Trans. Royal Soc. London, part II, 238-254.
- FOERSTNER H. (1883) - *La roccia dell'Isola Ferdinandea e i suoi rapporti con le più recenti lave di Pantelleria e dell'Etna*. Recensione in Boll. Regio Comit. Geol. It., 14, 318-326.
- FRANZINI M., LEONI L., SAITTA M. (1975) - *Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X basata sulla correzione completa degli effetti di matrice*. Rend. S.I.M.P., 31, 365-378.
- FUCHS C. (1881) - *Vulcani e terremoti*. Milano, p. 290.
- GATTA L. (1882) - *L'Italia, sua formazione, suoi vulcani e terremoti*. Hoepli ed., Milano.
- GEMMELLARO C. (1831) - *Relazione dei fenomeni del nuovo vulcano sorto dal mare fra la costa di Sicilia e l'isola di Pantelleria, nel mese di luglio 1831*. Acc. Gioenia, Catania, 8, 271-298.
- HOFFMANN F. (1831) - *Lettera del Sig. Hoffmann al Sig. Duca di Serradifalco intorno al nuovo vulcano presso la città di Sciacca*. Giorn. Sc. Lett. Arti Sicilia, 101, 138-148.
- HOFFMANN F. (1831) - *Lettera al Cav. Nicolò Cacciatore, direttore del R. Osservatorio di Palermo sull'attuale stato del nuovo vulcano presso la Città di Sciacca*. Gior. Sc. Lett. Arti, 106, 3-15.
- LEONI L., SAITTA M. (1976) - *X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards*. Rend. SIMP, 32.
- LINCIO G. (1927) - *Studio di una roccia del Banco Graham*. Atti Soc. Sc. Lett. N. S. degli At. Soc. Ling. Sc. Nat. Geogr., 6, 235-249.
- MAGLIENTI D. (1846) - *Storia del vulcano sottomarino in Sciacca*. Appendice alla descrizione delle acque termominerali e stufe di Sciacca, Palermo.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. Geology of Italy, Tripoli (L.A.R.), 165-219.
- MERCALLI G. (1883) - *Geologia d'Italia. Vulcani e fenomeni vulcanici*. 117-121 pp..
- MEUNIER S. (1883) - *Sur une serie de roches rapportées en 1831 de l'île Giulia par Constant Prevost*. Mem. Mus. Geol. Paris, 46-52 pp..
- MISURACA F. (1952) - *L'Isola Ferdinandea, vulcano sottomarino*. Kronion, 1.
- PEARCE J. A. (1976) - *Statistical analysis of major element patterns in basalts*. J. Petrol., 17, 15-43.
- PEARCE J. A., CANN J. R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses*. Earth Pl. Sc. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE T. H., GORMAN B. E., BIRKETT T. C. (1975) - *The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts*. Earth Pl. Sc. Lett., 24, 419-426.
- PREVOST C. (1831) - *Descente a l'île Giulia*. Revue des Deux Mondes, 1, 393-40.
- PREVOST C. (1835) - *Jontes au memoire de M. C. Prevost sur l'île Giulia*. Mem. Soc. Geol. France, 12, 91-124.
- RIITMANN A. (1973) - *Stable mineral assemblage of igneous rocks*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

- SANTORO A., BALDANZA B. (1971) - *L'assimilazione magmatica nei prodotti dell'eruzione del 1863 dell'isola Giulia*. Stromboli, 12, 33-38.
- SATO H. (1977) - *Nikel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and measure of the degree of olivine fractionation*. Lithos, 10, 113-128.
- SATO M. (1971) - *Electrochemical measurement and control of oxygen fugacity and other gaseous fugacities with solid electrolytes sensors*. In G. C. HULMER, Ed., *Research Techniques for high pressure and high temperature*. Springer, New York, 43-99.
- SATO M. (1978) - *Role of gas forming element in oxido-reduction of magma*. J. Geoph. Res.,
- SMYTH W. H. (1832) - *Some remarks on an error respecting the site and origin of Graham Island*. Phil. Trans., 2, 225-258.
- TONTA L. (1925) - *Avvisi ai naviganti* - Ist. Idrog. R. Marina - Banco Graham. Nr. 189-396 e Nr. 197-416.
- WASHINGTON H. S. (1909) - *The submarine eruption of 1831 and 1891 near Pantelleria*. Am. Jour. Sc., 27, 131-150.
- WINCHESTER J. A., FLOYD P. A. (1975) - *Magma type geochemical discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth Pl. Sc. Lett., 28, 459-469.
- 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.