

## CARATTERI MINERALOGICI E PETROGRAFICI DEGLI XENOLITI METAMORFICI ASSOCIATI ALLA BRECCIA VULCANICA AFFIORANTE PRESSO PUNTA DELLA LINGUA (ISOLA DI PROCIDA, NAPOLI)

LEONARDO LEONI

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, via S. Maria 53, 56100 Pisa

**RIASSUNTO.** — Vengono riportati e discussi i risultati di uno studio di carattere mineralogico e petrografico condotto su 25 campioni di xenoliti (riferibili a rocce sedimentarie metamorfosate) associati alla breccia vulcanica affiorante presso punta della Lingua, isola di Procida (Campi Flegrei, Napoli).

Gli xenoliti contenuti nella breccia appartengono a due tipi litologici fondamentali: rocce arenaceo-siltose e rocce carbonatiche (con un rapporto tra le prime e le seconde di circa 1:15).

Gli xenoliti carbonatici sono tutti metamorfici; l'associazione mineralogica che li caratterizza è: calcite,  $\pm$  dolomite, forsterite, spinello,  $\pm$  Mg-montmorillonite, quest'ultimo pseudomorfo su di un originario minerale cubico ad abito ottaedrico. Le caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche di queste rocce indicano che esse sono state sottoposte ad un primo evento metamorfico che ha portato, insieme alla ricristallizzazione dei carbonati ed alla parziale dissociazione della dolomite, alla formazione di forsterite, spinello e forse periclase (?). A questo evento ne è seguito un secondo (forse con circolazione di fluidi) caratterizzato da temperature più basse (350°-400° C) e pressioni totali ( $P_{tot} = P_t$ ) relativamente basse (500-1000 bars); tale evento sarebbe responsabile della formazione della Mg-montmorillonite a scapito del periclase.

Gli xenoliti arenaceo-siltosi, anch'essi quasi tutti metamorfici, si dividono in due gruppi fondamentali. Il primo gruppo comprende rocce a sanidino, diopside,  $\pm$  quarzo, plagioclasio o scapolite; le condizioni di metamorfismo di queste rocce sono caratterizzate da temperature molto elevate (750°-800° C) e pressioni totali relativamente basse (500-1000 bars). Il secondo gruppo comprende rocce contenenti quarzo, K-feldspato (detritico), calcite,  $\pm$  plagioclasio,  $\pm$  scapolite,  $\pm$  diopside,  $\pm$  anfibolo,  $\pm$  granato,  $\pm$  montmorillonite,  $\pm$  fluorite.

Le condizioni di metamorfismo sono in questo caso caratterizzate da temperature più basse delle precedenti (250°-450° C), pressioni totali relativamente basse (500-1000 bars), pressioni parziali di  $CO_2$  trascurabili.

**ABSTRACT.** — Petrographical, mineralogical and chemical data on 25 ejecta deriving from the sedimentary basement beneath the volcanic area of Procida island (Phlegrean Fields, Napoli) are reported.

The ejecta were collected in a volcanic «breccia» outcropping near punta della Lingua (Procida island). The pyroclastic deposit was probably formed during the first Phlegrean Period by the activity of a small volcanic center located near Punta della Lingua, in an area now submerged.

Most of the ejecta are fragments of metamorphosed clastic deposits (siltstones) and carbonate sediments.

All the carbonate xenoliths are metamorphic; they consist of calcite  $\pm$  dolomite + forsterite + spinel  $\pm$  Mg-montmorillonite; this last mineral is pseudomorph on a primary cubic phase, probably periclase. Mineralogical and textural characteristics indicate two distinct metamorphic processes. The first process, with characters of contact metamorphism, took place at high temperatures ( $> 600^\circ C$ ); it caused the recrystallization of the carbonate matrix as well as the formation of forsterite, spinel and periclase. The second metamorphic process, characterized by hydrothermal metamorphism, took place at lower temperatures (350°-400° C); it principally caused the formation of the Mg-montmorillonite from periclase. Both such events occurred at relatively low pressure ( $P_{tot} = P_t = 500-1000$  bars).

Among the siltstone xenoliths two groups of rocks may be distinguished. A group includes rocks characterized by parageneses of the type: sanidine + diopside  $\pm$  quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  scapolite. These xenoliths represent fragments of «skarn» produced at high temperatures ( $> 700^\circ C$ ) and low pressures ( $P_{tot} = P_t = 500-1000$  bars) through magma-country rocks interactions.

The other group includes rocks characterized by mineralogical associations of the type: quartz + K-feldspar (detritic) + calcite  $\pm$  plagioclase  $\pm$  scapolite  $\pm$  diopside  $\pm$  amphibole  $\pm$  garnet  $\pm$  montmorillonite  $\pm$  fluorite. These xenoliths are the produced of a metamorphism occurring at tem-

TABELLA 1 a  
Composizione mineralogica dei prodotti carbonatici

Camp.	Frazione carbonatica	Frazione non carbonatica	MgCO <sub>3</sub> nella calcite (moli%).	T°C
IP36	Calcite (70%), dolomite (3%).	Brucite (24%), quarzo, albite, adularia.	1.5	370 <sup>a</sup> 230 <sup>b</sup>
IP37	Calcite (75%), dolomite (6%).	Mg-montmorillonite, fosterite, spinello.	2.0	400 300
IP38	Calcite (75%), dolomite (8%).	Mg-montmorillonite, fosterite, spinello.	2.0	400 300
IP40	Calcite (97%).	Fosterite, spinello.	n.d.	— —
IP41	Calcite (63%), dolomite (4%).	Mg-montmorillonite, fosterite, spinello.	1.5	370 230
IP43	Calcite (78%), dolomite (10%).	Mg-montmorillonite, fosterite, spinello.	1.5	370 230
IP44	Calcite (78%), dolomite (7%).	Mg-montmorillonite, fosterite, spinello.	1.5	370 230

(in parentesi le percentuali in peso di alcuni minerali fondamentali)

a) Valori di temperatura calcolati con l'equazione proposta da RICE J.M. (1977). b) Valori di temperatura calcolati con l'equazione proposta da SHEPPARD e SCHWARCZ (1970).

TABELLA 1 b  
Composizione mineralogica qualitativa e quantitativa dei prodotti arenaceo-siltosi

peratures ranging from 250° to 450° C and at total pressures of about 500-1000 bars. The minerals' equilibrium in these rocks also point out a metamorphic environment characterized by a low activity of CO<sub>2</sub> and a more or less important circulation of fluids.

### Premessa

I Campi Flegrei costituiscono una delle regioni italiane potenzialmente più promettenti per quanto concerne le risorse energetiche di natura geotermica. Per questo motivo da alcuni anni sono in corso in questa regione intense ricerche di carattere vulcanologico, geologico e geofisico. Queste ricerche, sebbene abbiano un carattere prevalentemente applicativo (l'obiettivo è quello di individuare orizzonti produttivi economicamente sfruttabili), rivestono un'importanza scientifica rilevante in quanto contribuiscono ad una migliore conoscenza della complessa storia geologica della regione.

Nell'ambito di questo programma di ricerche è stato svolto lo studio degli xenoliti metamorfici provenienti dal basamento sedimentario sottostante questa area vulcanica.

Lo studio di queste rocce infatti, oltre a fornire indicazioni sulla natura litologica del basamento sedimentario sottostante, permet-

Camp.	Qz	Pg	Kf	Sc	Musc	Anf	Di	Gr	Cc	Fluor	Somma
IP3/2	tr.	28	35	—	—	—	24	—	7	—	94
IP9	—	17	46	—	—	—	29	—	6	—	98
IP26	10	—	37	14	—	—	33	—	tr.	—	94
IP28	17	—	40	10	—	—	14	—	16	—	97
IP4	35	20	7	—	tr.	—	18	si	13	3.7	96.7
IP6	28	15	11	—	tr.	—	24	—	17	6.2	101.2
IP7	30	7	6	—	tr.	—	12	—	35	6.0	97
IP10	—	—	—	26	—	—	48	si	18	—	92
IP13	30	8	10	—	tr.	—	—	40	3.0	—	91
IP15	25	20	15	—	—	6	14	si	18	tr.	98
IP16	32	—	—	26	—	—	19	—	18	tr.	97
IP17	29	19	5	—	—	—	18	si	20	tr.	93
IP19	25	18	10	tr.	—	—	16	—	23	tr.	93
IP20	25	8	8	8	—	—	26	si	12	6.4	93.4
IP24	24	18	8	—	—	—	17	—	26	tr.	96
IP34	22	18	9	—	tr.	—	—	23	4.1	—	76.1
IP39	20	14	6	—	tr.	25	—	si	20	7.2	93.2
IP41	25	15	15	—	—	—	10	—	30	tr.	95

(i numeri rappresentano % in peso)

Qz = quarzo; Pg = plagioclasio; Kf = feldspato potassico; Sc = scapolite; Musc = muscovite; Anf = anfibolo; Di = diopside; Gr = granato; Cc = calcite; Fluor = fluorite.

te di conoscere, attraverso la ricostruzione dei fenomeni metamorfici, le trasformazioni mineralogiche subite dal basamento stesso. Inoltre la determinazione delle condizioni

chimico-fisiche che hanno accompagnato il metamorfismo è di fondamentale importanza ai fini della ricostruzione di un modello del campo geotermico, per la formulazione del quale non si può prescindere da alcuni parametri quali profondità, dimensioni ed ubicazione della camera magmatica all'interno del basamento sedimentario.

Il contributo che lo studio degli xenoliti metamorfici provenienti dal basamento sedimentario può dare ai fini di una valutazione dei parametri sopra citati è stato recentemente puntualizzato da BARBERI e LEONI (1980). Questi autori, attraverso lo studio dei proietti metamorfici (per lo più di natura carbonatica) del Somma-Vesuvio, hanno potuto non solo confermare la presenza di una camera magmatica all'interno del basamento carbonatico sottostante questo apparato vulcanico, ma di questa dare una stima della profondità ed avanzare alcune ipotesi sulla sua probabile dimensione e forma.

### I campioni studiati

Tutte le rocce esaminate sono state raccolte in una breccia vulcanica affiorante nell'isola di Procida presso punta della Lingua.

Il livello piroclastico campionato costituisce un'eccezione in tutta l'area flegrea essendo l'unico nel quale abbondano xenoliti di natura sedimentaria.

Esso affiora lungo il litorale che dal porticciolo dell'isola conduce a punta della Lingua: ha uno spessore di circa 3-4 m, è costituito da elementi grossolani disposti caoticamente ed ha alla base scorie saldate la cui quantità aumenta procedendo in direzione di punta della Lingua. È probabile che la messa in posto della breccia sia da ricondursi all'attività di un apparato vulcanico situato in prossimità di punta della Lingua in una zona attualmente invasa dal mare.

La breccia presenta caratteristiche vulcanologiche (VIGHI, 1950) e chimico-petrografiche (PESCATORE e ROLANDI, 1981) molto simili a quelle della breccia affiorante nel promontorio di Procida, in posizione antistante all'isola omonima, presso punta di Torre di Fumo.

Analogamente a quest'ultima potrebbe appartenere al I Periodo Flegreo (DE LORENZO, 1904) ed essersi quindi messa in posto durante l'attività esplosiva di vulcani

secondari, disposti in direzione tirrenica, formatesi in seguito allo sprofondamento della caldera flegrea (RITTMANN, 1950).

### Metodologie di studio

La caratterizzazione mineralogica, chimica e petrografica dei proietti è stata eseguita principalmente attraverso osservazioni ottiche in sezione sottile, analisi diffrattometriche ai raggi-X ed analisi chimiche in fluorescenza-X. Le tecniche diffrattometriche ai raggi-X, insieme alle osservazioni ottiche (queste ultime integrate dall'uso del tavolo universale) hanno permesso la caratterizzazione mineralogica qualitativa e quantitativa dei proietti.

Mediante la diffrattometria di polvere a raggi-X sono state condotte analisi mineralogiche quantitative; la concentrazione di ogni singola fase è stata ottenuta attraverso la relazione:

$$\frac{I_i}{I'_i} = \frac{C_i (\mu/\rho)'_p}{(\mu/\rho)_c} \quad (1)$$

dove  $I_i$  e  $I'_i$  rappresentano rispettivamente l'intensità di un riflesso del minerale  $i$  contenuto nel campione analizzato e quello dello stesso riflesso di un campione di minerale puro utilizzato come standard di riferimento;  $C_i$  la concentrazione del minerale  $i$ ;  $(\mu/\rho)'_p$  e  $(\mu/\rho)_c$  rispettivamente i coefficienti di assorbimento di massa del minerale puro (standard di riferimento) e del campione analizzato, per la radiazione  $\text{CuK}\alpha$ . Questi coefficienti sono stati calcolati in base alla composizione chimica, utilizzando i dati riportati in: *International tables for X-ray crystallography*, vol. III.

Le analisi chimiche della roccia totale sono state eseguite in fluorescenza-X, seguendo la metodologia proposta da FRANZINI e LEONI (1972), per  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , F ed in assorbimento atomico per MgO.  $\text{CO}_2$  ed  $\text{H}_2\text{O}$  sono state determinate come perdita alla calcinazione a  $900^\circ\text{C}$  ed FeO per titolazione.

Le analisi chimiche su singoli minerali sono state eseguite in microsonda elettronica c/o l'Istituto di Mineralogia di Modena, mentre i parametri di cella di alcuni minerali fondamentali sono stati calcolati mediante

TABELLA 2 a  
Composizione chimica dei proietti carbonatici

Camp.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.
IP36	1.16	0.01	0.32	0.10	—	0.02	18.25	40.08	0.12	0.05	0.01	39.90
IP37	8.14	0.04	0.41	0.55	—	0.01	11.84	45.97	0.01	0.02	0.01	33.02
IP38	7.13	0.06	0.92	0.95	—	0.02	6.14	45.75	0.12	0.03	0.01	38.84
IP40	1.26	0.02	0.31	0.36	—	0.02	1.40	54.70	0.01	0.02	0.01	41.92
IP41	12.92	0.02	0.30	0.21	—	0.02	18.57	37.25	0.01	0.03	0.01	30.68
IP43	6.36	0.01	0.17	0.25	—	0.02	6.62	45.86	0.13	0.03	0.01	40.56
IP44	6.16	0.04	0.46	0.86	—	0.02	5.10	48.74	0.03	0.03	0.01	38.56

P.C. = perdita alla calcinazione a 900° C.

TABELLA 2 b  
Composizione chimica dei proietti arenaceo-siltosi

Camp.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	F
IP3/2	55.27	0.58	13.74	1.75	2.06	0.25	4.09	11.73	3.92	3.29	0.11	3.21	500(ppm)
IP9	55.89	0.55	13.98	1.17	3.01	0.27	4.05	10.80	3.74	3.91	0.10	2.55	500
IP26	56.40	0.41	10.92	3.91	3.10	0.61	5.24	12.15	2.34	4.24	0.22	0.44	500
IP28	57.32	0.29	8.80	1.23	1.75	0.15	2.30	14.05	1.42	5.34	0.14	7.21	550
IP4	64.75	0.31	7.27	1.68	0.37	0.09	3.55	11.92	2.69	1.17	0.30	5.90	1.51(%)
IP6	57.45	0.29	7.15	1.89	0.39	0.10	4.28	17.55	1.65	1.59	0.15	7.50	2.80
IP7	42.69	0.20	4.71	1.23	0.41	0.10	2.14	28.69	0.83	0.85	0.13	18.02	2.50
IP10	46.40	0.23	5.32	1.55	2.02	0.42	7.18	23.57	2.02	0.42	0.12	10.75	0.33
IP13	42.61	0.14	5.18	2.03	0.01	0.98	1.15	26.03	0.69	1.49	0.16	19.53	1.47
IP15	54.93	0.32	9.42	3.08	0.23	0.07	2.39	16.67	2.23	2.20	0.12	8.34	0.40
IP16	59.19	0.26	6.71	1.32	1.35	0.13	3.52	16.76	1.99	0.45	0.14	8.18	0.75
IP17	57.62	0.26	6.77	1.93	0.45	0.11	3.50	17.05	1.95	0.85	0.22	9.27	1.03
IP19	55.54	0.22	5.50	1.12	1.17	0.11	3.05	19.95	1.88	1.36	0.15	9.95	0.64
IP20	60.86	0.21	7.31	2.05	1.18	0.10	4.04	13.61	2.41	1.24	0.17	6.82	1.98
IP24	53.55	0.21	6.08	1.58	0.49	0.10	3.11	20.47	1.43	1.07	0.15	11.76	0.97
IP34	57.64	0.13	6.25	3.02	0.01	0.13	6.12	13.44	1.88	1.05	0.16	10.17	0.74
IP39	52.56	0.22	6.43	4.59	0.01	0.13	6.74	17.49	1.00	1.22	0.37	9.23	3.20
IP42	53.12	0.24	5.81	0.85	1.14	0.10	1.60	20.12	1.84	2.05	0.14	12.99	0.13

P.C. = perdita alla calcinazione a 900° C.

raffinamento di minimi quadrati utilizzando dati raccolti su diffrattogrammi di polvere.

### Le caratteristiche mineralogiche, chimiche e petrografiche dei proietti

La composizione mineralogica qualitativa e quantitativa dei proietti è riportata nelle tabelle 1 a e 1 b (<sup>1</sup>), la composizione chimica nelle tabelle 2 a e 2 b. Per le rocce carbonatiche costituite da calcite e dolomite viene riportato anche il contenuto di MgCO<sub>3</sub> (mo-

li %) in soluzione solida nella calcite, quale si misura in diffrattometria di polvere a raggi-X.

Sulla base delle caratteristiche petrogra-

(<sup>1</sup>) I contenuti di calcite, dolomite, quarzo, plagioclasio, K-feldspato e diopside riportati nelle tabelle 1 a e 1 b sono stati determinati attraverso la relazione (1); i contenuti di scapolite ed anfibolo sono stati calcolati normativamente sulla base dei dati chimici e mineralogici della roccia totale, quelli della fluorite in base ai tenori in fluoro.

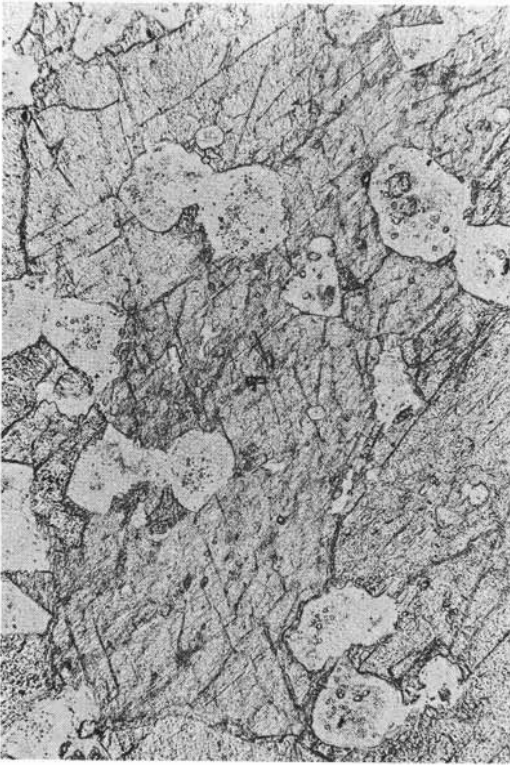


Fig. 1. — Proietto carbonatico metamorfico. Le zone chiare a bassa rifrazione rappresentano aggregati cristallini di Mg-montmorillonite. Nicol //, 100 x.

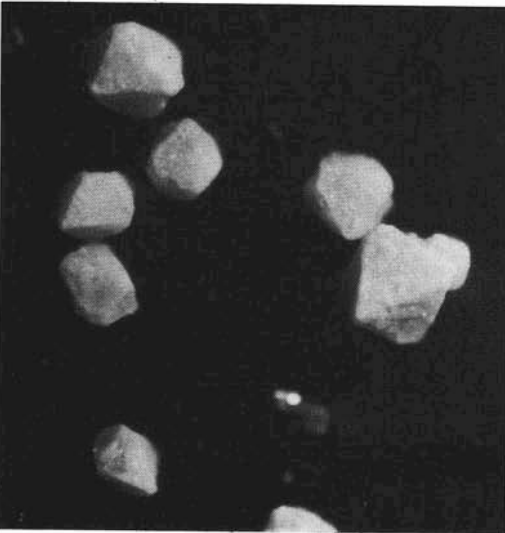


Fig. 2. — Aggregati cristallini di Mg-montmorillonite isolati dalla matrice carbonatica. È ben visibile la forma ottaedrica. Nicol //, 80 x.

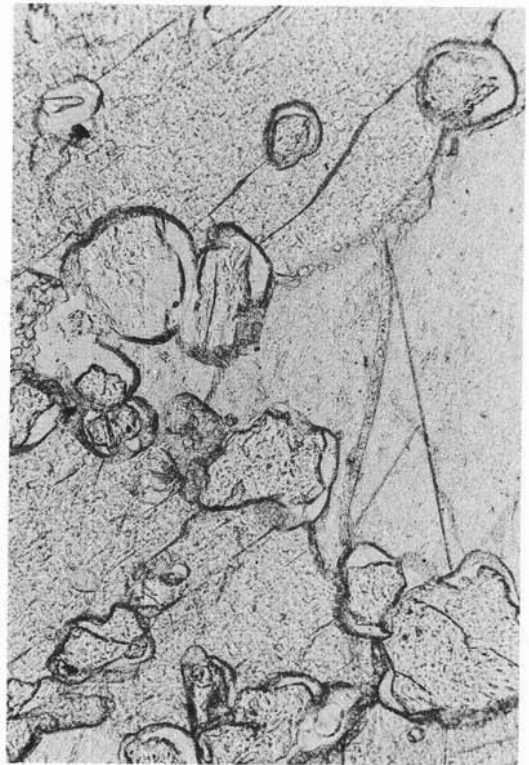


Fig. 3. — Proietto carbonatico metamorfico. Cristalli di forsterite parzialmente trasformati in Mg-montmorillonite. Nicol //, 100 x.

fiche, mineralogiche e chimiche le rocce in esame possono essere suddivise in due gruppi fondamentali: rocce carbonatiche (metamorfiche), rocce arenaceo-siltose (metamorfiche e non metamorfiche).

#### ROCCE CARBONATICHE METAMORFICHE

##### *Caratteri mineralogici e petrografici*

Questi proietti sono costituiti prevalentemente da calcite e/o dolomite e presentano la tipica tessitura saccaroide (le dimensioni dei grani sono comprese tra 100 e 600  $\mu$ ). I cristalli di calcite e/o dolomite sono spesso fratturati; lungo le fratture è presente materiale carbonatico microcristallino secondario.

I minerali non carbonatici associati a questo tipo di rocce sono rappresentati da forsterite e spinello s.s.; fa eccezione il campione IP 36 dove ai minerali carbonatici si associano brucite e piccole quantità di quar-

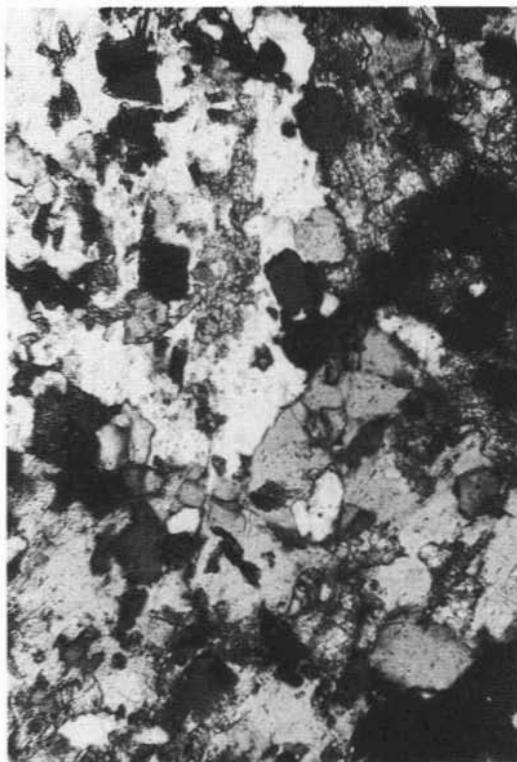
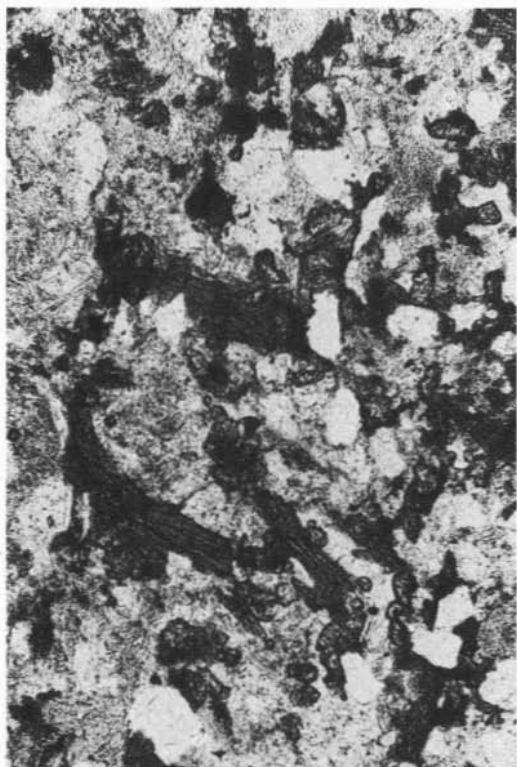


Fig. 4. — Proietto di natura arenaceo-siltosa metamorfosato (camp. IP 15). Sono ben evidenti, nella matrice, i cristalli di anfibolo e granato. Nicol //, 120 x.

Fig. 5. — Proietto di natura arenaceo-siltosa metamorfosato. Plaghe peciloblastiche di scapolite. Nicol +, 120 x.

zo, albite e forse adularia (questo campione presenta una grana decisamente più piccola degli altri).

Nei proietti carbonatici a fosterite e spinello è inoltre presente un minerale fillosilicatico (fig. 1). Esso si presenta sempre in aggregati microcristallini di forma ottaedrica (fig. 2), di dimensioni comprese tra 50 e 150  $\mu$ . Si tratta di un minerale secondario, pseudomorfo su di un minerale cubico preesistente; talvolta (camp. IP 40) questo minerale secondario orla i cristalli di fosterite (fig. 3). Il diffrattogramma di polvere a raggi-X mostra pochissimi riflessi interpretabili come riflessi di un minerale fillosilicatico; l'analisi in microsonda di alcuni aggregati cristallini (camp. IP 38 e IP 43) indica trattarsi di un minerale chimicamente riferibile ad una montmorillonite di solo magnesio. Su di esso sono in corso studi più accurati al fine di meglio definirne le caratteristiche mineralogiche e cristallografiche.

#### *Caratteri chimici*

I valori dei rapporti MgO/CaO degli xenoliti carbonatici sono compresi tra 0,02 e 0,61 e coprono l'intero intervallo di composizione delle rocce carbonatiche. Per quanto concerne le caratteristiche chimiche di questi proietti, il numero limitato di campioni non consente alcun confronto specifico sia con gli xenoliti carbonatici del Somma-Vesuvio (SAVELLI, 1968; BARBERI e LEONI, 1980), sia con le rocce costituenti il basamento carbonatico mesozoico affiorante nella regione campana. Si può tuttavia ragionevolmente pensare che analogamente ai proietti carbonatici del Somma-Vesuvio, anche quelli esaminati possano provenire dal basamento carbonatico mesozoico che, anche nell'area studiata, si suppone essere presente.

#### ROCCE ARENACEO-SILTOSE (METAMORFICHE E NON METAMORFICHE)

##### *Caratteri mineralogici e petrografici*

La maggior parte dei proietti appartiene

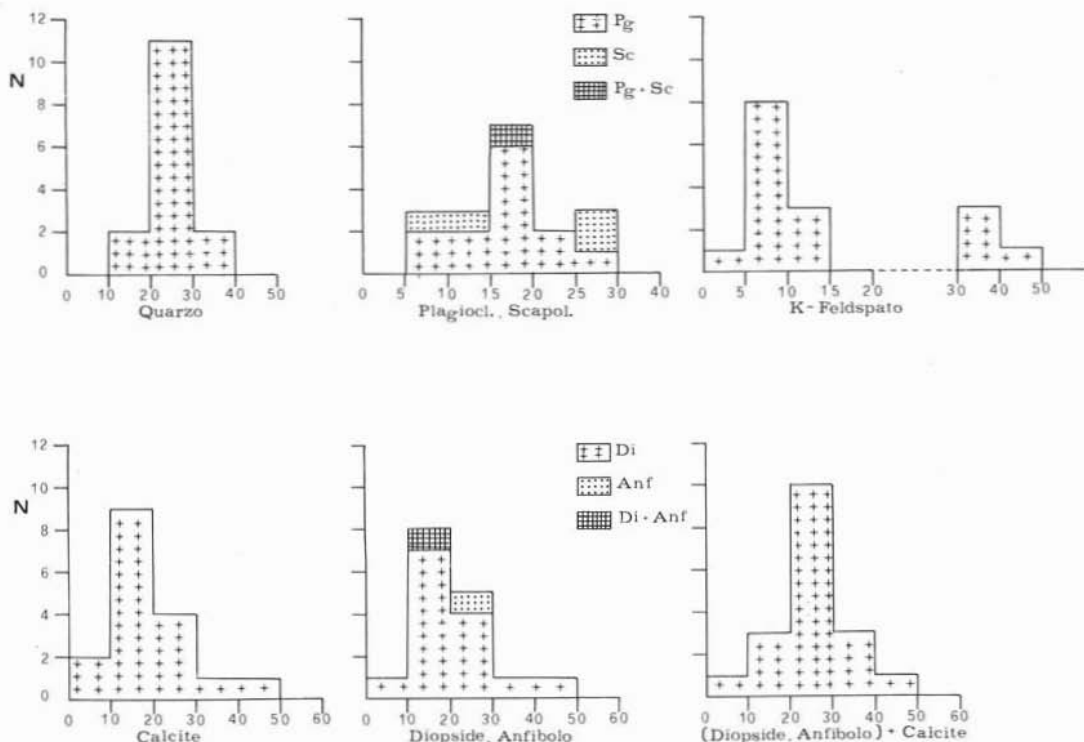


Fig. 6. — Variazione delle quantità di quarzo, plagioclasio + scapolite, K-feldspato, diopside + anfibolo, calcite, diopside + anfibolo + calcite, negli xenoliti di natura arenaceo-siltosa.

a questo tipo litologico; nella breccia campionata il rapporto tra proietti carbonatici e quelli arenaceo-siltosi è di circa 1:15.

Queste rocce presentano generalmente una grana medio-fine (50-150  $\mu$ ); i minerali detritici sono rappresentati prevalentemente da quarzo, da feldspati (K-feldspato e qualche volta plagioclasio) e da rara muscovite; accessori: apatite, zircone e rari cristalli di tormalina. Il cemento è carbonatico (calcite) sebbene non si possa escludere in origine anche la presenza di materiale argilloso; in seguito ai processi metamorfici, è talora rimasta nel cemento, oltre a calcite, anche scarsa montmorillonite.

Il plagioclasio presenta caratteristiche mineralogiche variabili. Negli xenoliti caratterizzati da un più alto grado metamorfico (camp. IP 3/2, IP 9), esso ha una composizione andesinica ed uno stato strutturale intermedio tra quello di alta e di bassa temperatura. Negli altri campioni sono generalmente presenti due plagioclasii, entrambi con stato strutturale di bassa temperatura: uno

limpido (neoformato) di composizione  $Ab_{85}An_{15}$ , l'altro, detritico, molto meno abbondante e non sempre presente, è di aspetto torbido ed ha una composizione  $Ab_{70}An_{30}$ . Nei campioni IP 34 ed IP 13 infine compare un terzo plagioclasio di natura detritica (qualche cristallo) con stato strutturale di alta temperatura e di composizione  $Ab_{45}An_{55}$ .

Il K-feldspato è presente come minerale di neoformazione (sanidino) nei campioni IP 3/2, IP 9, IP 26, IP 28; la composizione è in questo caso piuttosto variabile ( $Or_{50}-Or_{80}$ ) e lo stato strutturale compreso tra quello di un sanidino di alta e di bassa temperatura. Nei rimanenti campioni il K-feldspato è presente come minerale detritico; la composizione è abbastanza costante ( $Or_{78}-Or_{82}$ ) e lo stato strutturale intermedio tra quello di un massimo microclino ed un ortoclasio; è sempre pertitico e torbido.

I granuli dei minerali detritici, quarzo compreso, sono a contorno spigoloso; le dimensioni, sebbene possano variare da campione a campione, si mantengono all'interno

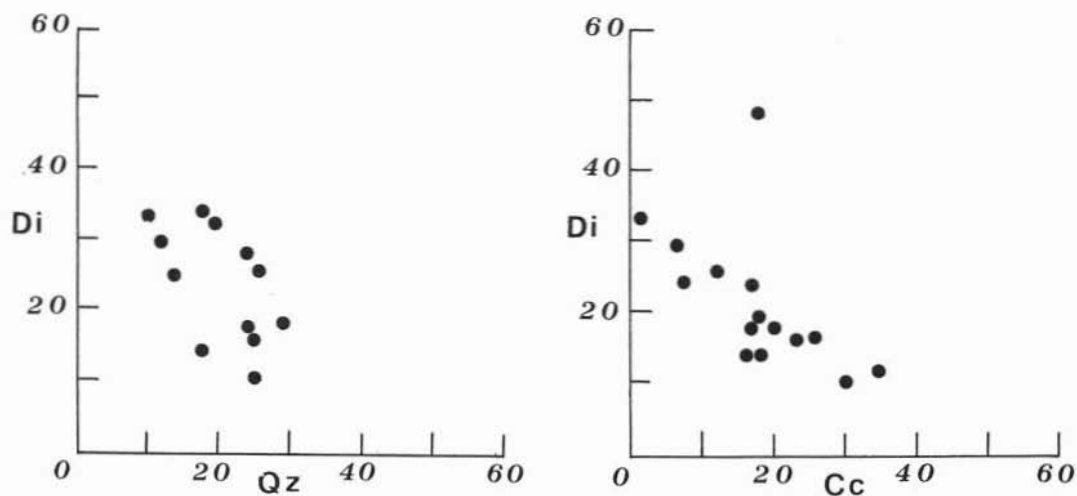


Fig. 7. — Correlazione inversa tra le coppie calcite-diopside (fig. 7 a) e quarzo-diopside (fig. 7 b) negli xenoliti arenaceo-siltosi.

di uno stesso xenolite piuttosto costanti; soltanto nel campione IP 15 è stata osservata una leggera stratificazione con alternanze di materiale più fine e grossolano. Nei campioni IP 13 e IP 14 la presenza di sanidino e plagioclasio di alta temperatura detritici indica un apporto di materiale di origine vulcanica.

Quasi tutti gli xenoliti di natura arenaceo-siltosa, come appare dai dati mineralogici riportati nelle tabelle 1 a e 1 b sono stati interessati da fenomeni metamorfici. Soltanto i campioni IP 13 e IP 34 (contenenti materiale detritico di origine vulcanica) non contengono minerali di origine metamorfica o comunque minerali che possano fornire una testimonianza di azioni metamorfiche di medio-basso grado; in questi campioni il solo minerale neoformato è un plagioclasio molto acido ( $Ab_{95}An_5$ ).

I minerali legati al metamorfismo, oltre a sanidino e plagioclasio, sono rappresentati da pirosseno (di composizione diopsidica), granato, scapolite e raramente anfibolo.

Il diopside è il minerale più comune ed abbondante tra i minerali metamorfici. Se si escludono i campioni IP 3/2, IP 9, IP 26, IP 28 (nei quali è di aspetto generalmente limpido) si presenta sempre di aspetto torbido.

Il granato, anch'esso piuttosto comune, si presenta sempre in piccoli cristalli di aspetto eudrale con tonalità di colore sul giallo

chiaro; il granato contenuto nei proietti IP 15 e IP 10 ha una composizione  $Gross_{65}Andr_{35}$  e  $Gross_{80}Andr_{20}$  rispettivamente.

La scapolite è presente soltanto in alcuni proietti: forma sempre plaghe peciloblastiche (fig. 5) e generalmente si ritrova nei campioni dove manca il plagioclasio (fanno eccezione i campioni IP 20 e IP 19 ove coesiste con questo minerale). La sua composizione, molto variabile, è compresa tra il 30 % ed il 90 % in molecola meionitica.

L'anfibolo è presente soltanto in due campioni (IP 15 e IP 39) dove forma piccoli cristalli allungati (fig. 4), riuniti in fasci, di colore rosso bruno, fortemente pleocroici; la sua composizione è di tipo tremolitico-actinolitico. Il colore rosso bruno ed il forte pleocroismo sono probabilmente dovuti a parziale ossidazione del ferro.

Nei campioni IP 39, IP 24, IP 34 è stata accertata inoltre la presenza di montmorillonite. Tale minerale è stato identificato sulla base di diffrattogrammi di polvere a raggi-X su preparati orientati, trattati e non trattati con glicerina, utilizzando frazioni granulometriche inferiori a  $2 \mu$ , saturate con  $Mg^{++}$ . Con ogni probabilità questo minerale rappresenta ciò che è rimasto del materiale argilloso che con la calcite costituiva il materiale cementante delle rocce originarie.

Infine, ad eccezione dei campioni IP 3/2, IP 26, IP 9, IP 28, dove tra i minerali metamorfici è presente sanidino, tutti gli altri



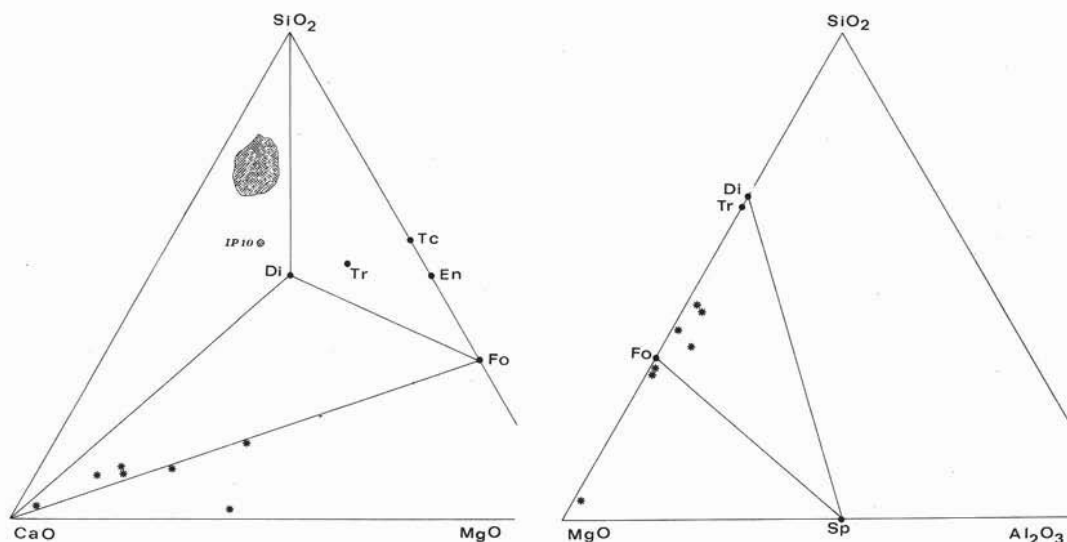


Fig. 8. — Posizione dei proietti carbonatici metamorfici (\*) nei diagrammi triangolari  $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$  (fig. 8 a) e  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$  (fig. 8 b). Nel diagramma  $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ , l'area punteggiata rappresenta la posizione degli xenoliti arenaceo-siltosi metamorfici.

xenoliti contengono piccole quantità di fluorite.

I dati sperimentali relativi alle caratteristiche mineralogiche e chimiche dei minerali fondamentali dei proietti sono riportate in appendice.

Negli istogrammi di fig. 6 viene illustrata la variazione delle quantità dei minerali fondamentali dei proietti arenaceo-siltosi. L'anfibolo, presente in due soli campioni è stato rappresentato nell'istogramma del diopside, la scapolite, osservata in cinque campioni, nell'istogramma del plagioclasio.

Gli istogrammi di fig. 6 indicano che le quantità di plagioclasio e quarzo seguono una distribuzione normale (le quantità di questi minerali non permettono cioè di differenziare gruppi diversi di campioni); viceversa le quantità di K-feldspato presentano una distribuzione bimodale.

Ciò permette di individuare due gruppi di xenoliti: un gruppo con un contenuto medio di K-feldspato di circa il 10 %, l'altro con un contenuto medio di circa il 35 %. Questa distinzione assume un significato maggiore se si considera che i campioni a basso contenuto di K-feldspato hanno microclino od ortose, mentre quelli ad alto contenuto di K-feldspato, sanidino.

Le quantità di calcite e diopside mostrano, come appare dai relativi istogrammi, una maggiore dispersione; l'istogramma relativo alla somma delle quantità dei due minerali presenta tuttavia una distribuzione normale.

Tale andamento è conseguente al fatto che calcite e diopside rappresentano rispettivamente un reagente ed un prodotto delle reazioni metamorfiche. Ciò risulta evidente dal diagramma riportato in fig. 7 a dove si osserva una buona correlazione (negativa) tra diopside e calcite; una simile correlazione, anche se meno significativa, esiste anche tra quarzo e diopside (fig. 7 b).

#### I caratteri chimici

Le variazioni chimiche degli xenoliti arenaceo-siltosi sono strettamente legate a quelle mineralogiche; esse sono da ricondursi principalmente al diverso rapporto tra frazione detritica e cemento ed all'interno di quest'ultimo, tra componente carbonatica e componente argillosa.

Le caratteristiche chimiche sembrano indicare che la maggior parte dei proietti arenaceo-siltosi derivino da sedimenti litologicamente molto simili, la composizione chimica dei quali non sembra aver subito sostanziali cambiamenti durante i processi metamorfici, salvo rare eccezioni.

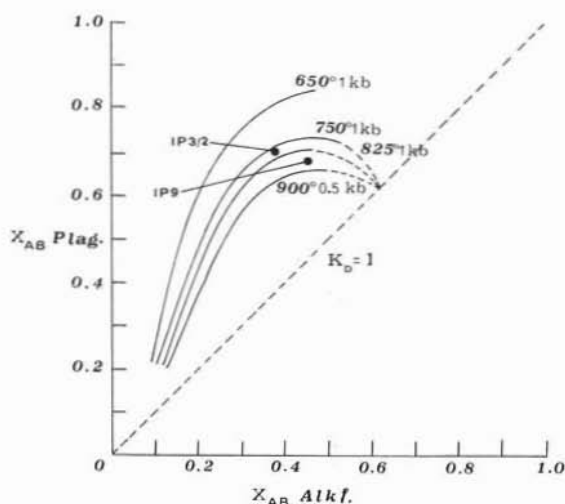


Fig. 9. — Diagramma mostrante la variazione della distribuzione dell'albite tra plagioclasio e K-feldspato all'equilibrio a varie temperature ed a pressioni d'acqua comprese tra 0,5 ed 1 kb (SECK, 1971). ● = « skarn » a sanidino, diopside, ± quarzo, plagioclasio.

I campioni IP 3/2, IP 9, IP 26, IP 28, contenenti quantità notevoli di K-feldspato (sanidino) possono infatti appartenere allo stesso tipo di sedimenti; tali xenoliti possono essere considerati come frammenti di « skarn » e come tali aver subito variazioni di chimismo in seguito ad apporti di materiale magmatico (in particolare alcali).

I campioni IP 13 e IP 34 che, per molti aspetti, presentano caratteri chimici simili a quelli degli altri proietti, per il fatto di contenere sanidino e plagioclasio di alta temperatura detritici e minerali non tipicamente metamorfici, potrebbero appartenere a sedimenti litologicamente diversi e forse stratigraficamente più superficiali.

Circa la probabile sorgente degli xenoliti arenaceo-siltosi rimangono molte incertezze. Essi infatti potrebbero provenire o da depositi clastici di età quaternaria e/o da depositi clastici di età terziaria (flysch) che si suppone essere rappresentati nel basamento sedimentario sottostante l'area flegrea.

La mancanza di dati di letteratura di riferimento (soprattutto di carattere litologico, stratigrafico e petrografico) non permette di attribuire la provenienza di questi xenoliti ad uno e/o all'altro tipo di sedimenti.

Occorre a questo proposito richiamare l'at-

tenzione sul fatto che le caratteristiche chimiche degli xenoliti arenaceo-siltosi sono simili a quelle dei proietti metamorfici, della stessa natura litologica, studiati da BARBERI e LEONI (1980) e provenienti dal basamento sedimentario sottostante l'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio.

## Condizioni di metamorfismo

### Proietti carbonatici

Le caratteristiche mineralogiche e petrografiche di questi xenoliti indicano che le rocce dalle quali essi provengono sono state sottoposte a metamorfismo. La presenza in quasi tutti i proietti carbonatici di calcite e dolomite permette di utilizzare il contenuto di  $MgCO_3$  (moli %) nella calcite per stimare le temperature di metamorfismo (GOLDSMITH e GRAF, 1955, 1958; GOLDSMITH e JOENSUU, 1955; GOLDSMITH e NEWTON, 1969).

Per il calcolo delle temperature sono state utilizzate due diverse equazioni: la prima proposta da SHEPPARD e SCHWARCZ (1970), la seconda da RICE (1977). I valori di temperatura ottenuti con le equazioni proposte da questi autori sono riportati in tabella 1 a.

Le temperature calcolate con l'equazione di SHEPPARD e SCHWARCZ (1970) ( $\log MgCO_3 = T \cdot 1,727 \cdot 10^{-3} - 0,223$ ) oscillano tra 250° e 300° C mentre quelle calcolate con l'equazione di RICE (1977)

$$(\log X_{MgCO_3}^{Cc} = \frac{-1690}{T} + 0,795) \text{ tra}$$

370° e 400° C.

I dati relativi al sistema  $SiO_2$ -CaO-MgO- $H_2O$ - $CO_2$  indicano che l'associazione paragenetica Cc-Dol-Fo può essere stabile in condizioni di  $T$ ,  $P_{tot}$ ,  $P_{CO_2}$ ,  $P_{H_2O}$  assai diverse. Tuttavia, anche a pressioni relativamente basse (500 bars) la temperatura limite alla quale tale associazione paragenetica può formarsi, non può essere di molto inferiore ai 400° C (SKIPPEN, 1974).

I dati relativi alle relazioni di fase tra calcite, dolomite, quarzo, tremolite, diopside, fosterite, clorite e spinello nel sistema  $SiO_2$ -MgO- $Al_2O_3$ - $H_2O$ - $CO_2$ , in presenza di calcite (RICE, 1977) indicano inoltre che a  $P_{tot} = 1$  kb, l'associazione spinello-dolomite-

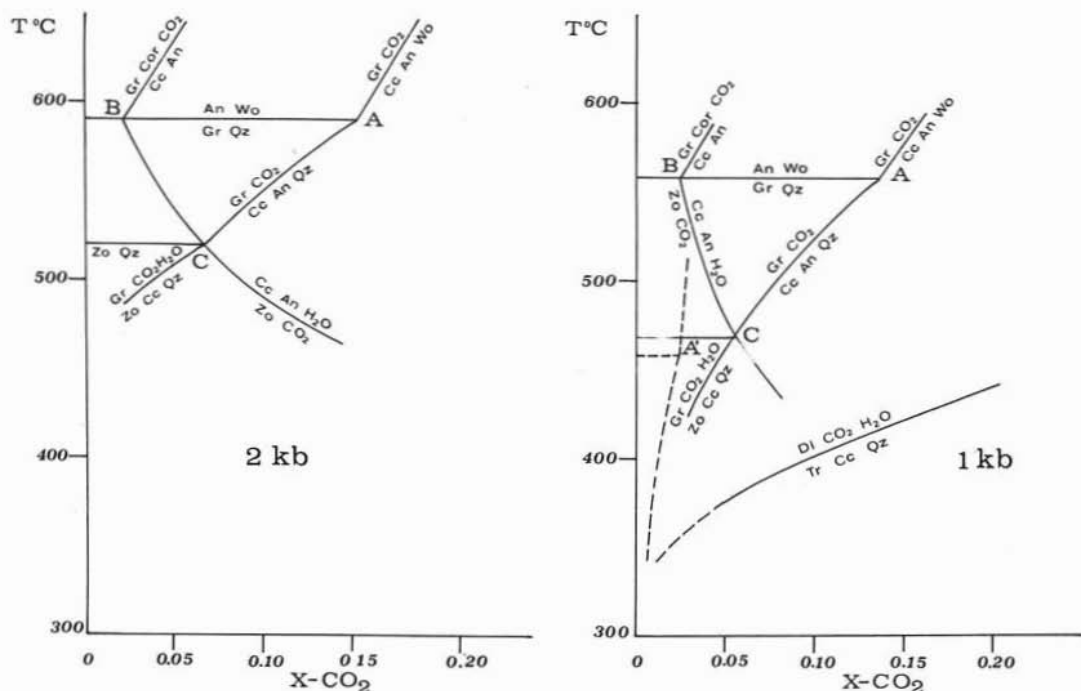


Fig. 10. — Diagramma TX a  $P_r = P_{tot} = 2$  kb (fig. 10 a) ed a  $P_r = P_{tot} = 1$  kb (fig. 10 b) mostrante l'andamento delle curve di equilibrio di alcune reazioni nel sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Il diagramma a 2 kb è quello proposto da GORDON e GREENWOOD (1971), quello ad 1 kb è stato calcolato dai dati sperimentali di GORDON e GREENWOOD (1971). A tratteggio, nel diagramma ad 1 kb, le curve di equilibrio delle reazioni  $\text{Gr} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Cc} + \text{An} + \text{Qz}$ ,  $\text{An} + \text{Wo} \rightleftharpoons \text{Gr} + \text{Qz}$ ,  $\text{Gr} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Cc} + \text{An} + \text{Wo}$ , calcolate tenendo conto delle attività del plagioclasio e del granato. La curva di equilibrio della reazione  $\text{Di} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tr} + \text{Cc} + \text{Qz}$  (fig. 10 b) è quella proposta da SKIPPEN (1974). An = anortite, Cc = calcite, Di = diopside, Gr = grossularia, Qz = quarzo, Tr = tremolite, Wo = wollastonite, Zo = zoisite.

fosterite non può essere stabile al di sotto di 500° C.

Considerando quindi le paragenesi mineralogiche degli xenoliti carbonatici sembra che le temperature di metamorfismo calcolate dall'equazione di RICE siano più realistiche; del resto, come già osservato da questo autore, la curva di regressione proposta da SHEPPARD and SCHWARCZ, al di sotto dei 500° C, sottostima i valori di temperatura.

Le relazioni di fase tra i minerali presenti negli xenoliti carbonatici sono illustrate nei diagrammi triangolari  $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$  (SKIPPEN, 1974) (fig. 8 a) e  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$  (RICE, 1977) (fig. 8 b). La posizione delle rocce all'interno dei diagrammi evidenzia alcune discrepanze tra le paragenesi metamorfiche osservate negli xenoliti e quelle deducibili sulla base della composizione chimica delle rocce.

In particolare si osserva che, a parità di altre condizioni di metamorfismo, quali  $T$ ,  $P_{tot}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , la maggior parte degli xenoliti carbonatici dovrebbero, in base al loro chimismo, contenere diopside anziché fosterite. Tale discrepanza è tuttavia spiegabile considerando che nella maggior parte di queste rocce è presente un minerale riferibile chimicamente ad una montmorillonite di solo magnesio e quindi caratterizzato da un rapporto  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  più elevato rispetto a quello di una fosterite.

Questo minerale, pseudomorfo su di un preesistente minerale cubico, si è probabilmente formato in un momento successivo all'evento metamorfico che ha portato alla formazione di spinello e fosterite.

Tenuto conto delle caratteristiche petrografiche e mineralogiche delle rocce carbonatiche si può ragionevolmente ritenere che

il minerale cubico primario possa essere periclasio. La presenza di questo minerale presuppone tuttavia temperature di metamorfismo assai più elevate (almeno 600° C).

Sembra quindi che le rocce carbonatiche siano state interessate da un primo evento termometamorfico (caratterizzato da alte temperature (> 600° C) e relativamente basse pressioni (500-1000 bars) e successivamente da un secondo evento metamorfico, presumibilmente con ampia circolazione di fluidi, caratterizzato da temperature di poco inferiori a 400° C.

A queste temperature ed a pressioni relativamente basse, mentre la fosterite (soltanto nel campione IP 40 è stato osservato, in questo minerale, un bordo di reazione formato dalla Mg-montmorillonite) (fig. 3) e lo spinello potrebbero essere ancora stabiliti, il periclasio si sarebbe trasformato, in seguito ad un apporto di silice, legato a circolazione di fluidi, in una Mg-montmorillonite. Le temperature, calcolate attraverso il contenuto di  $MgCO_3$  nella calcite, dovrebbero pertanto riferirsi a questo secondo evento.

Ciò che lascia supporre che i fenomeni retrometamorfici si sono manifestati con circolazione di fluidi (a parte l'apporto di silice secondaria) è la notevole uniformità dei valori di temperatura registrati in tutti gli xenoliti carbonatici (370°-400° C).

Anche il campione IP 36 nel quale, oltre ai soliti minerali carbonatici, è presente brucite e piccole quantità di quarzo, albite ed adularia (?) registra temperature analoghe a quelle degli altri campioni. La formazione di notevoli quantità di brucite, nel campione IP 36, è senza dubbio da ricondursi a fenomeni metamorfici realizzatesi in un ambiente particolarmente ricco di  $H_2O$ .

#### *Proietti arenaceo-siltosi*

La maggior parte di questi xenoliti (fanno eccezione i campioni IP 13 e IP 34) mostra paragenesi mineralogiche tipicamente metamorfiche; tra di essi è possibile distinguere due gruppi: un primo gruppo caratterizzato da rocce contenenti notevoli quantità di K-feldspato di neoformazione (circa il 30-40 % di queste rocce è costituito da sanidino), il secondo da rocce contenenti K-feldspato detritico (in quantità del 10 %).

Negli xenoliti appartenenti al primo gruppo quelli più interessanti ai fini di fornire indicazioni circa le condizioni di metamorfismo sono i campioni IP 3/2 e IP 9 dove coesistono K-feldspato e plagioclasio di neoformazione.

Il diagramma di fig. 9 mostra l'andamento delle curve relative alla distribuzione del contenuto in molecola albitica tra plagioclasio e K-feldspato all'equilibrio a varie temperature e pressioni (SECK, 1971). Nel diagramma sono riportati i valori di composizione del plagioclasio (determinati per via ottica) e del sanidino (determinati per via diffrattometrica) coesistenti nei campioni IP 3/2 e IP 9). Se la formazione dei due feldspati è avvenuta in condizioni di equilibrio, i dati riportati nel diagramma di fig. 3 indicano per questi campioni condizioni di metamorfismo caratterizzate da temperature molto elevate (750°-850° C) e pressioni relativamente basse (500-1000 bars).

Queste condizioni si realizzano al contatto di masse magmatiche molto calde che sono risalite a livelli crustali molto superficiali.

Per i campioni IP 26 e IP 28 (a sanidino e scapolite) le condizioni di metamorfismo, almeno per quanto riguarda le temperature, devono essere state assai simili. Questi campioni infatti, a parte la presenza di scapolite al posto del plagioclasio (tale minerale può essersi formato in un secondo tempo in seguito a circolazione di fluidi) presentano caratteristiche chimiche, mineralogiche e strutturali assai simili a quelle riscontrate nei campioni IP 3/2 e IP 9.

Nel diagramma triangolare  $SiO_2$ -CaO-MgO (fig. 8 a) sono illustrate le relazioni di fase nel sistema CaO-MgO- $SiO_2$ - $H_2O$ - $CO_2$  per gli xenoliti arenaceo-siltosi metamorfici contenenti K-feldspato detritico. Le paragenesi mineralogiche rappresentabili in questo sistema ed osservate in questo tipo di xenoliti non permettono di precisare le condizioni di metamorfismo delle rocce dalle quali tali xenoliti provengono; tali paragenesi sono infatti stabili in un intervallo di  $T$ ,  $P_{tot}$ ,  $P_{H_2O}$ ,  $P_{CO_2}$ , assai ampio (SKIPPEN, 1974).

La presenza nella maggior parte degli xenoliti di plag.-granato-quarzo-calcite permette tuttavia di valutare l'influenza di alcuni di questi parametri.

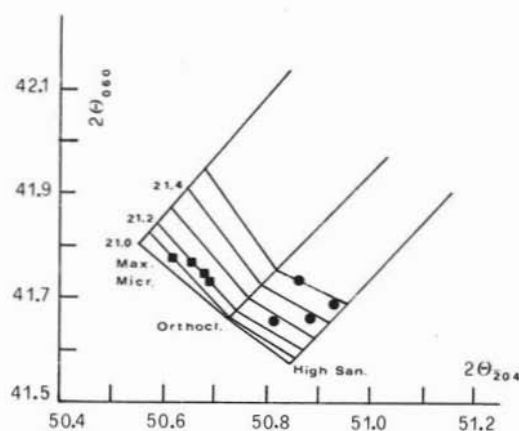


Fig. 11. — Diagramma mostrante lo stato strutturale del K-feldspato in funzione dei valori  $2\theta$  (060) e  $2\theta$  (204) (radiazione  $\text{CuK}\alpha$ ); dal diagramma possono essere stimati i valori  $2\theta$  (201) (WRIGHT, 1968).

Nel sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  i dati sperimentali di GORDON e GREENWOOD (1971) a 2 kb di pressione totale indicano che l'associazione Anort.-Gross.-Quarz.-Calc. è stabile a temperature comprese tra 500° e 600° C ed a pressioni parziali di  $\text{CO}_2$  relativamente basse ( $X_{\text{CO}_2} = 0,15$ ).

I diagrammi rappresentati in fig. 10 indicano le condizioni di stabilità dell'associazione mineralogica Anort.-Gross.-Quarz.-Calc. nel sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  a 2 kb (fig. 10 a) (GORDON e GREENWOOD, 1971) ed a 1 kb di pressione totale (fig. 10 b).

Le curve di equilibrio ad 1 kb di pressione totale, delle reazioni  $\text{Gross.} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Calc.} + \text{Anort.} + \text{Quarz.}$ ,  $\text{Zois.} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Calc.} + \text{Anort.} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Gross.} + \text{Quarz.} \rightleftharpoons \text{Anort.} + \text{Wo}$  sono state calcolate dai dati sperimentali di GORDON e GREENWOOD (1971) utilizzando il programma di SLAUGHTER e al. (1975).

Per queste reazioni le curve di equilibrio ad 1 kb di pressione totale, sono state calcolate anche tenendo conto delle attività dell'anortite e della grossularia; i valori delle attività di questi componenti sono stati presi uguali alle frazioni molari di anortite ( $a_{\text{An}} = 0,15$ ) e di grossularia ( $a_{\text{Gross.}} = 0,65$ ) del plagioclasio e del granato, rispettivamente. Come composizione del plagioclasio è stata assunta quella determinata sui cristalli limpidi e non alterati ( $\text{An}_{15}\text{Ab}_{85}$ ) (in questo

tipo di xenoliti sono alcune volte presenti anche rari cristalli di plagioclasio torbido ed alterato di composizione  $\text{An}_{30}\text{Ab}_{70}$ ); come composizione del granato è stata assunta quella del campione IP 15. Queste curve sono state disegnate a tratteggio nel diagramma di fig. 10 b; la curva di equilibrio per la reazione  $\text{Zois.} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Plag.} (\text{An}_{15}) + \text{Calc.} + \text{H}_2\text{O}$  non è stata rappresentata in quanto si confonde con l'asse delle ordinate.

Come già messo in evidenza da KERRICK et al. (1973) e come risulta evidente dal diagramma di fig. 10 b, per composizioni del plagioclasio meno ricche in molecola anortitica, la paragenesi  $\text{Gross.} + \text{Plag.} + \text{Quarz.} + \text{Calc.}$  risulta stabile a valori di temperatura e di  $P_{\text{CO}_2}$  più bassi. Ad 1 kb di pressione totale, con un plagioclasio di composizione  $\text{An}_{15}$  ed un granato di composizione  $\text{Gross.}_{65}$  tale paragenesi risulta stabile a temperature inferiori a 450° C e a pressioni parziali di  $\text{CO}_2$  molto basse ( $X_{\text{CO}_2} = 0,03$ ).

Per il campione IP 15 una indicazione più precisa delle condizioni termiche si può dedurre considerando che in questo campione oltre a quarzo, plagioclasio, granato e calcite è presente diopside ed anfibolo.

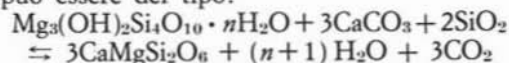
Nel diagramma di fig. 10 b è stata riportata la curva di equilibrio della reazione  $\text{Trem.} + \text{Quarz.} + \text{Calc.} \rightleftharpoons \text{Diops.} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  ad 1 kb di pressione totale (SKIPPEN, 1974) (tale curva non tiene conto delle attività della tremolite e del diopside).

Il punto d'incontro delle curve di equilibrio delle reazioni:  $\text{Gross.}_{65} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Plag.} (\text{An}_{15}) + \text{Quarz.} + \text{Calc.}$ ,  $\text{Trem.} + \text{Quarz.} + \text{Calc.} \rightleftharpoons \text{Diops.} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  ad 1 kb di pressione totale, è un punto invariante; la temperatura che si stima è di poco superiore ai 300° C, la pressione parziale di  $\text{CO}_2$  trascurabile.

Per tutti gli altri xenoliti contenenti oltre a plagioclasio, quarzo, granato, calcite, diopside, le temperature di metamorfismo, assumendo come pressione totale 1 kb e  $P_{\text{tot}} = P_r$ , dovrebbero essere più alte di 300° C e tuttavia comprese tra questa temperatura e 450° C circa. Nel campione IP 39 dove è presente anfibolo al posto del diopside le temperature raggiunte devono essere state più basse di 300° C.

Un dato molto interessante che emerge

dall'analisi delle condizioni sotto cui si sono manifestati i fenomeni metamorfici che hanno interessato le rocce arenaceo-siltose è la bassissima  $f_{CO_2}$  nei fluidi. La maggior parte degli xenoliti contiene diopside; le osservazioni in sezione sottile e le caratteristiche mineralogiche di queste rocce, suggeriscono che questo minerale si è formato dalla reazione della calcite con materiale argilloso; tale reazione, assumendo che il materiale argilloso sia costituito prevalentemente da montmorillonite (per semplicità consideriamo una montmorillonite di solo magnesio) può essere del tipo:



Tenuto conto della quantità di  $CO_2$  che si sviluppa da questa reazione, la quasi totale assenza di questo componente nei fluidi, durante il metamorfismo, indica che esso deve essere rimosso continuamente dal sistema. Ciò è possibile se le rocce sottoposte a metamorfismo costituiscono un sistema aperto e sono interessate da circolazione di fluidi.

## Conclusioni

Gli xenoliti di natura sedimentaria associati al livello piroclastico affiorante nell'isola di Procida, presso punta della Lingua appartengono a due tipi litologici fondamentali: rocce arenaceo-siltose, rocce carbonatiche. Le prime sono da mettersi in relazione alla presenza nel basamento sottostante l'area studiata di depositi clastici di età terziaria (flysch) e/o di età quaternaria, le seconde alla presenza di formazioni appartenenti al basamento carbonatico mesozoico campano. Tra gli xenoliti arenaceo-siltosi sono rappresentate anche rocce clastiche contenenti materiali detritici di origine vulcanica. Fatta eccezione per questi ultimi, nei quali i fenomeni metamorfici sono assenti o comunque di basso grado, tutti gli altri xenoliti rappresentano frammenti di rocce più o meno intensamente metamorfosate.

I dati raccolti sulle rocce carbonatiche indicano che esse sono state interessate da fenomeni metamorfici di contatto (caratterizzati da temperature elevate:  $> 600^\circ C$ ) cui hanno fatto seguito fenomeni metamorfici caratterizzati da temperature più basse ( $350^\circ-400^\circ C$ ); la pressione totale in entram-

bi i casi è stata relativamente bassa (500-1000 bar).

Al primo evento metamorfico è da ricondursi la formazione di fosterite, spinello e forse periclasio, al secondo evento la formazione della montmorillonite di magnesio. L'unico dato sperimentale che ha fatto ritenere che nelle rocce carbonatiche vi sia stato un primo evento metamorfico, è rappresentato dalla supposta formazione di periclasio; va osservato in proposito, che di questo minerale non esiste alcuna traccia nei proietti carbonatici esaminati, fatta eccezione per l'abito ottaedrico (pressochè perfetto) degli aggregati cristallini di montmorillonite.

L'uniformità dei valori di temperatura riscontrata in questi xenoliti è una caratteristica che li distingue e permette di cogliere alcune differenze tra i fenomeni che si sono realizzati nelle rocce carbonatiche sottostanti l'area campionata e quelli che si sono realizzati nelle rocce carbonatiche sottostanti l'area Vesuviana (BARBERI e LEONI, 1980). Le temperature riscontrate negli xenoliti carbonatici associati ai prodotti piroclastici del Somma-Vesuvio coprono un ampio intervallo ( $300^\circ-800^\circ C$ ); questa variazione, determinata dalla maggiore o minore distanza delle rocce incassanti dal contatto con il magma, indica che i fenomeni metamorfici, in questa area, hanno avuto un carattere prevalentemente termico di contatto; a questi non hanno fatto seguito, come sembra sia avvenuto nelle rocce carbonatiche studiate, fenomeni metamorfici caratterizzati da circolazione di fluidi.

I dati raccolti sugli xenoliti arenaceo-siltosi indicano in linea di massima, che queste rocce sono state interessate da fenomeni metamorfici simili a quelli riscontrati nelle rocce carbonatiche.

Accanto a fenomeni metamorfici caratterizzati da alte temperature ( $700^\circ-800^\circ C$ ) e basse pressioni (500-1000 bar) sono presenti fenomeni metamorfici realizzatisi a temperature più basse ( $< 450^\circ C$ ); il tipo di reazioni che caratterizza questi ultimi suggeriscono un regime metamorfico a sistema aperto con probabile circolazione di fluidi.

Analogamente alle rocce carbonatiche (assumendo  $P_{tot} = P_r$ ) il metamorfismo che ha interessato le rocce arenaceo-siltose dovrebbe

essersi manifestato a profondità non superiori ai 3000 metri.

Il rapporto tra xenoliti arenaceo-siltosi e quelli carbonatici nella breccia campionata (circa 15:1) indica che il basamento sedimentario sottostante la zona di affioramento della breccia vulcanica è per uno spessore considerevole (1500-3000 m) costituito in prevalenza da sedimenti clastici di natura arenacea; parte di essi (forse quelli stratigraficamente più superficiali) hanno certamente una componente detritica di origine vulcanica. I valori di  $P_{tot}$  (non superiori a 1000 bar circa) dedotti dallo studio degli xenoliti carbonatici indicano che il basamento carbonatico dovrebbe essere situato a profondità non superiori a 3000 m circa.

I dati raccolti in questo studio, in particolare quelli relativi alla natura litologica ed alla profondità del basamento sedimentario nell'area sottostante la zona di affioramento della breccia, non possono essere estrapolati all'intera area flegrea. Va ricordato infatti, che il livello piroclastico di punta della Lingua, per la sua straordinaria ricchezza di xenoliti, costituisce una eccezione; gli xenoliti di natura sedimentaria associati ai livelli vulcanoclastici dei Campi Flegrei sono infatti sempre molto rari.

Questo carattere di eccezionalità suggerisce che, al di sotto della zona di affioramento della breccia vulcanica campionata, il basamento, in particolare quello carbonatico, potrebbe trovarsi a profondità minori rispetto all'area flegrea nel suo complesso.

Circa l'ubicazione di eventuali masse magmatiche all'interno del basamento sedimentario, la natura dei fenomeni metamorfici riscontrata negli xenoliti sembra suggerire la presenza, a profondità modeste (< 3000 m) di masse magmatiche non troppo grandi (responsabili principalmente dei fenomeni metamorfici di contatto) e forse a profondità maggiori (> 3000 m) di una massa magmatica (o più di una) di più grandi dimensioni (della quale le masse più piccole potrebbero rappresentare delle digitazioni) responsabile dei fenomeni metamorfici (distribuiti su più vasta scala) caratterizzati da circolazione di fluidi, da temperature più uniformi e non superiori ai 400°-450° C.

## Appendice

### DATI MINERALOGICI E CHIMICI SUI MINERALI PRINCIPALI DEGLI XENOLITI

#### *Xenoliti carbonatici*

*Fosterite.* È con lo spinello il minerale non carbonatico più frequente in questo tipo di proietti. Si presenta in cristalli incolori, raramente con forma propria. La distanza tra i piani reticolari (130) è di 2,766 e corrisponde a quella di una fosterite pura.

*Spinello.* Si presenta in piccoli cristalli con il caratteristico abito ottaedrico; è incolore o leggermente colorato in rosa. Il parametro  $a$  è di 8,101(2) corrispondente a quello di uno spinello s.s. puro.

*Mg-montmorillonite.* Forma aggregati cristallini di forma ottaedrica. L'aggregato è costituito da piccoli cristalli lamellari a bassa rifrazione e birifrazione medio-bassa; l'estinzione è retta rispetto alle tracce di sfaldatura, il  $2V\alpha$  è prossimo a 0°. La composizione chimica eseguita in microsonda è la seguente:

Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Somma
0.58	23.91	0.05	51.31	0.16	0.74	1.40	78.18

i rapporti atomici normalizzati ad 8(Si + Al) sono:

Si	Mg	Fe <sup>+3</sup>	Ca	Na	K
8	5.5	0.16	0.10	0.19	0.03

#### *Xenoliti arenaceo-siltosi*

*Feldspato potassico.* È presente sia come minerale di neoformazione (sanidino) che come minerale detritico (microclino); in due campioni (IP 34 e IP 13) è presente sanidino detritico.

In fig. 11 per alcuni campioni di feldspato potassico, sono stati riportati, nel diagramma proposto da WRIGHT (1968), i valori angolari ( $2\theta$ ) dei riflessi 060 e 204 (radiazione  $CuK\alpha$ ); da questi dati è possibile valutare approssimativamente lo stato strutturale di questo minerale. Le composizioni determinate attraverso la misura della posizione angolare ( $2\theta$ ) del riflesso 201 (radiazione  $CuK\alpha$ ) sono riportate di seguito; esse si riferiscono a campioni naturali ed a campioni scaldati a 950° C. Il trattamento termico è stato effettuato per valutare il grado di smescolamento. Fatta eccezione per il

K-feldspato di neoformazione (riferibile strutturalmente a sanidino) tutti i campioni contenenti K-feldspato detritico (microclino) sono smescolati.

*Composizione del K-feldspato (% in peso)*

camp.	$2\phi$ $\bar{2}01$	Or (%)
IP26	21.30	67 <sup>a*</sup>
IP9	21.43	55 <sup>a*</sup>
IP3/2	21.36	63 <sup>a*</sup>
IP28	21.15	80 <sup>a*</sup>
IP4	21.05 21.10	84 <sup>a</sup> 80 <sup>b</sup>
IP15	21.08 21.12	82 <sup>a</sup> 78 <sup>b</sup>
IP19	21.13 21.18	78 <sup>a</sup> 73 <sup>b</sup>
IP42	21.07 21.11	83 <sup>a</sup> 80 <sup>b</sup>

$a^*$  = % di Or calcolata dall'equazione  $Or(\%) = -92,18 \times 2\phi + 2030,05$  (WRIGHT, 1968);  
 $a$  = % di Or calcolata dall'equazione  $Or(\%) = -87,69 \times 2\phi + 1930,77$  (WRIGHT, 1968);  
 $b$  = dopo omogeneizzazione in stufa a 950° C. per 4 h.

*Plagioclasio.* Questo minerale, come il feldspato potassico, è presente sia come minerale di neoformazione che come minerale detritico. Di seguito vengono riportati la composizione e lo stato strutturale del plagioclasio contenuti in alcuni campioni determinati al tavolo universale su geminati albite ed albite-karlsbad:

camp.	Plagiocl. neoformato compos. stato strutt.	Plagiocl. detritico comp. stato strutt.
IP9	An <sub>44</sub> Ab <sub>56</sub> interm.	assente
IP3/2	An <sub>36</sub> Ab <sub>64</sub> interm.	assente
IP39	An <sub>10</sub> Ab <sub>90</sub> bassa temp.	An <sub>25</sub> Ab <sub>75</sub> bassa temp.
IP17	An <sub>10</sub> Ab <sub>90</sub> bassa temp.	An <sub>25</sub> Ab <sub>75</sub> bassa temp.
IP24	An <sub>15</sub> Ab <sub>85</sub> bassa temp.	An <sub>25</sub> Ab <sub>75</sub> bassa temp.
IP15	An <sub>15</sub> Ab <sub>85</sub> bassa temp.	An <sub>25</sub> Ab <sub>75</sub> bassa temp.
IP13	An <sub>2</sub> Ab <sub>98</sub> bassa temp.	An <sub>25</sub> Ab <sub>75</sub> bassa temp. An <sub>56</sub> Ab <sub>44</sub> alta temp.

*Anfibolo.* Forma piccoli cristalli allungati riuniti in fasci. È fortemente pleocroico sui toni del giallo-rosso bruno; l'angolo di estinzione rispetto alle tracce di sfaldatura è di circa 8°; in luce bianca, dato il forte pleocroismo, non è stato possibile eseguire figure d'interferenza sufficientemente nitide. L'analisi chimica dell'anfibolo contenuto nel campione IP 15, eseguita in microsonda, è la seguente:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
52.75	2.60	0.08	11.42	0.25	14.80	12.27	0.59	0.14

I rapporti atomici, calcolati considerando tutto il ferro come FeO sono:

Si	8.10	Mg	3.42
Al	0.48	Ca	2.02
Ti	0.08	Na	0.17
Fe	1.48	K	0.10
Mn	0.04		

I valori dei rapporti atomici sono puramente indicativi; il calcolo della formula chimica risulta molto approssimato in quanto oltre al contenuto in H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> non è noto il rapporto FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

*Scapolite.* È un minerale relativamente comune. Forma sempre grosse plaghe di aspetto peciloblastico; nei campioni IP 19 e IP 20 coesiste con plagioclasio. La composizione chimica della scapolite contenuta nei campioni IP 10 e IP 16, determinata in microsonda, è riportata di seguito:

camp.	IP10		IP16	
	peso (%)	rapporti atomici	peso (%)	rapporti atomici
Na <sub>2</sub> O	9.48	2.53	8.70	2.44
MgO	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.71	3.68	23.77	4.05
SiO <sub>2</sub>	60.50	8.32	54.97	7.95
K <sub>2</sub> O	1.07	0.19	0.94	0.17
CaO	6.31	0.93	9.03	1.40
Cl <sup>-</sup>	3.58	0.83	3.01	0.74
Cl=O		0.83		0.74

I valori dei rapporti atomici sono stati calcolati sulla base di 12 (Si+Al). Per le scapoliti contenute negli altri campioni vengono riportati i parametri di cella, ottenuti mediante raffinamento di minimi quadrati, utilizzando 15 riflessi univocamente indicizzati. Per la raccolta dei riflessi sono stati utilizzati concentrati del minerale, ottenuti asportando la frazione carbonatica con HCl 0,1 N e togliendo la frazione pesante ai liquidi pesanti. Il quarzo contenuto nei campioni è stato utilizzato come standard interno.

camp.	a (Å)	c (Å)	V (Å <sup>3</sup> )	% in molecola meionitica		
				(a)	(V)	chimica
IP10	12.053(4)	7.569(3)	1099.6(10)	30	26	26
IP16	12.090(3)	7.576(2)	1106.2(10)	41	39	35
IP20	12.115(4)	7.594(3)	1114.6(10)	50	55	—
IP26	12.205(5)	7.589(4)	1130.4(11)	94	100	—
IP28	12.190(3)	7.589(2)	1127.7(10)	86	90	—

La percentuale in molecola meionitica è stata calcolata dai valori relativi al parame-



tro *a* ed al volume della cella (*V*) utilizzando i diagrammi sperimentali proposti da ULBRICH (1973).

*Diopside.* È il minerale più comune dei proietti arenaceo-siltosi metamorfici. Su questo minerale non sono stati raccolti dati di natura chimica. I parametri di cella, calcolati mediante raffinamento di minimi quadrati, utilizzando 16 riflessi univocamente indicizzati corrispondono a quelli di un termine diopsidico con contenuti massimi in molecola edembergitica del 20-25 %.

camp.	a	b	c	
IP9	9.745(4)	8.929(3)	5.253(2)	105,32(8)
IP3/2	9.739(4)	8.911(3)	5.256(2)	105,42(6)
IP42	9.743(5)	8.927(3)	5.258(3)	105,53(9)
IP19	9.736(4)	8.921(3)	5.257(2)	105,70(7)
IP15	9.739(4)	8.933(3)	5.260(2)	105,15(6)

*Granato.* È relativamente abbondante nei proietti metamorfici; generalmente forma piccoli cristalli euedrali di colore giallo chia-

ro. La composizione chimica, determinata in microsonda, del granato contenuto nei campioni IP15 e IP10 è riportata di seguito.

camp.	IP15		IP10	
	peso (%)	rapporti atomici	peso (%)	rapporti atomici
MgO	0.01	0.001	0.01	0.001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.03	1.31	16.44	1.54
SiO <sub>2</sub>	38.14	3.03	37.27	2.98
CaO	32.56	2.78	34.85	2.98
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.04	0.34	0.02
MnO	0.56	0.04	0.28	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.09	0.72	8.96	0.48

*Ringraziamenti.* — Questa ricerca è stata condotta con il finanziamento del C.N.R. (Centro di Geologia Dinamica e Strutturale dell'Appennino). L'autore ringrazia il sig. M. MENICINI per le analisi in fluorescenza-X, il sig. G. SBRANA per la determinazione di MgO, FeO e P.C., il sig. M. GINI per le microfotografie.

## BIBLIOGRAFIA

- BARBERI F., LEONI L. (1980) - *Metamorphic carbonate ejecta from Vesuvius Plinian eruptions: Evidence of the occurrence of shallow magma chamber.* Bull. Volcanol., 43 (1), 107-120.
- DE LORENZO G. (1904) - *L'attività vulcanica dei Campi Flegrei.* Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat., s. III, vol. X, Napoli.
- FRANZINI M., LEONI L. (1972) - *A full matrix correction in X-ray fluorescence analysis of rocks samples.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A 79, 7-22.
- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L. (1955) - *Dolomite-magnesium calcite relations at elevated temperature and CO<sub>2</sub> pressure.* Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, 109-128.
- GOLDSMITH J.R., JOENSUU O.I. (1955) - *The occurrence of magnesium calcites.* Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, 212-230.
- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L. (1958) - *Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates.* Am. Mineral., 43, 85-101.
- GOLDSMITH J.R., NEWTON R.C. (1969) - *P-T-X relations in the system CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> at high temperatures and pressures.* Am. J. Sc., Shairer, vol. 267 A, 160-190.
- GORDON T.M., GREENWOOD H.I. (1971) - *The stability of grossularite in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixtures.* Am. Mineral., 56, 1674-1688.
- International tables for X-ray crystallography*, vol. III, *Physical and chemical tables*, The Kynoch Press, Birmingham, England.
- KERRICK D.M., CRAWFORD K.E., RANDAZZO A.F. (1973) - *Metamorphism of calcareous rocks in Three Pendants in the Sierra Nevada, California.* J. of Petrol., 14, 303-325.
- PESCATORE T., ROLANDI G. (1981) - *Osservazioni preliminari sulla stratigrafia dei depositi vulcanoclastici nel settore SW dei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Geol. It., 100, 233-254.
- RICE J.M. (1977) - *Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the boulder aureole, Montana.* Contr. Mineral. and Petrol., 59, 237-259.
- RITTMAN A. (1950) - *Sintesi geologica dei Campi Flegrei.* Boll. Soc. Geol. Ital., LXIX, 117-128.
- SAVELLI C. (1968) - *The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magma. II Composition of sedimentary rocks and carbonate ejecta from Vesuvius Area.* Contr. Mineral. and Petrol., 18, 43-64.
- SECK H.A. (1971) - *Koexistierende alkalifeldspate und plagioclase, im system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O bei temperaturen von 650° C bis 900° C.* N. Jb. Min. Abh., 115, 315-345.
- SHEPPARD M.F., SCHWARZ H.P. (1970) - *Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite.* Contr. Mineral. and Petrol., 26, 161-168.

- SKIPPEN G. (1974) - *An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble*. Amer. J. Sc., 274, 487-509.
- SLAUGHTER J., WALL V.J. and KERRICK D.M. (1976) - *APL computer programs for thermodynamic calculations of equilibria in P-T-X (CO<sub>2</sub>) space*. Contr. Mineral. and Petrol., 56, 157-171.
- ULBRICH H.H. (1973) - *Crystallographic data and refractive indices of scapolites*. Am. Mineral., 58, 81-92.
- VIGHI L. (1950) - *Rilevamento geologico della zona a sud del parallelo di Baia e della zona di Nisida, Caroglio e Trentaremi, nei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. Ital., LXIX, 179-209.
- WRIGHT T.L. (1968) - *X-ray and optical study of alkali feldspar. II, An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2  $\theta$  value for three reflections*. Am. Mineral., 53, 88-104.