

WALTER WEISKIRCHNER

IL RICONOSCIMENTO PETROGRAFICO DI CRATERI METEORITICI

Da qualche tempo le tracce di impatto da parte di meteoriti sul nostro pianeta hanno assunto interesse sempre maggiore, poichè con il loro esame è possibile rappresentarsi quanto si dovrebbe trovare nella discesa sulla superficie lunare. Una più esatta conoscenza del tipo, del numero e della distribuzione nello spazio e nel tempo dei crateri meteoritici può inoltre darci informazioni su quanto avvenne negli spazi interstellari nel corso della storia della terra. In passato si riteneva che la caduta di meteoriti fosse limitata ai periodi geologici più recenti. Oggi si sa con certezza che in ogni periodo della storia geologica della terra caddero su di essa meteoriti sia gigantesche, sia di dimensioni normali. A questa conclusione si è pervenuto grazie allo studio dei crateri meteoritici.

La possibilità di un ritrovamento di crateri meteoritici è però limitata. Una caduta nel mare normalmente non lascia tracce riconoscibili. Inoltre sono sottratti all'osservazione i crateri che successivamente alla loro formazione sono stati ricoperti da strati geologici più recenti. Anche però nel caso che il cratere non sia stato in tempi successivi all'impatto ricoperto da altri materiali, l'erosione in generale è così intensa che, dopo un certo tempo la morfologia del cratere non è più riconoscibile. Hartmann nel 1966 ha studiato da un punto di vista empirico la dipendenza della durabilità di una morfologia craterica dal diametro del cratere stesso. Hartmann perviene al risultato che un cratere del diametro di circa 1-2 km dopo circa un milione di anni non è più riconoscibile morfologicamente. Lo stesso autore ha constatato anche che ogni diecimila o centomila anni cadono sulla terra meteoriti che producono crateri di oltre 1 km di diametro.

Da ciò si deduce l'importanza del problema della fossilizzazione di un cratere meteoritico. Beals e collaboratori nel 1960, 1963 e 1965 e Weiskirchner nel 1962 hanno già accennato a questo problema.

Si dovrà perciò prestare sempre più attenzione ai criteri di indagine petrografica in modo da poter riconoscere nel campione comunque prelevato (in superficie o con carotaggio profondo), cioè in sezione sottile, caratteri peculiari di un cratere meteoritico. In questi esami petrografici non sarà mai lecito però limitarsi ad un singolo criterio soprattutto quando manca la conferma morfologica.

Per quanto riguarda le condizioni fisico-chimiche verificatesi durante l'impatto si accenna in questa sede che, in tempi molto brevi si sono avute alte pressioni e temperature pure molto elevate, vere e proprie onde d'urto. Ad alte pressioni cioè corrispondono temperature particolarmente alte. Punte di più centinaia di migliaia di gradi e di centinaia di kilobar sono valori del tutto normali.

Gli effetti che ci si può attendere possono essere però mascherati dal fatto che anche differenze di frazioni di secondo possono essere determinanti per le reazioni che si verificano. Il loro esame è reso inoltre difficile dal fatto che non è tanto da tener conto dei valori massimi delle temperature ma, soprattutto nei casi estremi, hanno invece grande importanza le temperature — dette temperature residue — che permangono anche dopo che la pressione è sensibilmente diminuita; queste possono essere tanto elevate, che tutta la roccia è soggetta a fusione: L'impatto in tal modo annienta le tracce di se stesso.

Durante l'impatto meteoritico dobbiamo fondamentalmente distinguere due differenti tipi di trasformazioni:

a) *Trasformazioni reversibili.*

Si tratta di trasformazioni dipendenti dalle condizioni di pressione e di temperatura nel senso che, una volta ritornati ai valori di partenza, anche le fasi ritornano allo stato iniziale. Si tratta cioè di fasi o di modificazioni di alta pressione e di alta temperatura. In questo caso le modificazioni di alta temperatura hanno da sole scarsa importanza. Le fasi che si possono formare sono comunque caratterizzate da dimensioni generalmente molto piccole e perciò determinabili con sicurezza solo con l'esame ai raggi X. Poichè inoltre le quantità percentuali sono generalmente molto basse — si tenga conto che in nessun caso la trasformazione interessa tutto il materiale presente —, il punto fondamentale per queste ricerche è la possibilità di concentrare la fase in esame in modo da poterne garantire la sua determinazione.

b) *Trasformazioni irreversibili.*

Si tratta di trasformazioni con le quali a partire dal materiale iniziale si formano fasi chimicamente nuove, oppure trasformazioni provocate da processi « meccanici » nel senso più ampio, di cui restano tracce nel materiale. Proprio queste ultime trasformazioni possono costituire un criterio di giudizio esatto per il problema, poichè la temperatura residua sopra citata può anche agire nel senso di riportare alle condizioni di partenza modificazioni a carattere transitorio, ma difficilmente riuscirà a riportare il materiale alle condizioni meccaniche prima dell' impatto.

Trasformazioni reversibili.

Da quanto detto sopra ne deriva che possono essere osservate soltanto quelle trasformazioni che interessano fasi cristalline presenti nella roccia in una certa quantità. Anche in condizioni favorevoli la trasformazione di fasi di alta pressione non è determinabile neanche approssimativamente in modo quantitativo. La determinazione di queste fasi in molti casi è ancora impossibile, perchè solo di pochi minerali si conosce l'esistenza di fasi di alta pressione e se ne conoscono le proprietà.

1. *Coesite.*

Questa modificazione di alta pressione della silice, preparata artificialmente nel 1953 da Coes, fu trovata per la prima volta in natura da Chao nel 1960 nella formazione arenacea di Coconino del cratere meteoritico dell'Arizona e da Shoemaker & Chao nel 1961 nel cratere del Nördlinger Ries (Württemberg).

Per ottenere coesite concentrata Chao trattò 5,4 grammi di materiale di granulometria inferiore a 270 maglie con 300 centimetri cubici di acqua con aggiunte di acido fluoridrico e acido nitrico a concentrazione per entrambi del cinque per cento; l'attacco è stato mantenuto a temperatura ambiente per tre giorni. Dopo filtrazione l'attacco è stato ripetuto nelle stesse condizioni.

Fahey nel 1964 ha proposto una soluzione di 900 centimetri cubici di acqua con 50 centimetri cubici di acido fluoridrico per attaccare 50 grammi di sostanza iniziale; anche in questo caso si ha una soluzione di acido fluoridrico al cinque per cento.

Ma in queste concentrazioni assieme al quarzo ed altri minerali vanno in soluzione apprezzabili quantità di coesite. Secondo i risultati di Fahey del 1964 ottenute su materiale sintetico e perciò su grani di dimensioni maggiori, da duecento milligrammi di coesite dopo un'ora vanno in soluzione 40 milligrammi, e dopo venti ore già 150 milligrammi di coesite. Questo significa che con l'attacco usato da Chao dopo un'ora veniva sciolto lo 0,74% e dopo venti ore il 2,77%. Essendo risultato che il limite di determinabilità roentgenografica della linea più intensa della coesite è attorno allo 0,5%, con l'attacco usato da Chao è possibile determinare quantità di coesite superiori al 3,5%.

Con l'attacco proposto da Fahey i limiti di determinabilità dovrebbero anche essere dello stesso ordine di grandezza.

E' stata perciò elaborata una variante ad entrambi questi metodi. La considerazione iniziale è che le perdite relative di coesite sono tanto maggiori quanto più lungo è il tempo in cui la coesite resta nella soluzione d'attacco e che la differenza di solubilità della coesite in rispetto agli altri minerali è tanto maggiore (il confronto è stato fatto con quarzo e cristobalite) quanto più bassa è la concentrazione della soluzione in acido fluoridrico. A queste conclusioni sembra poter pervenire anche sulla base di ricerche di Bohn e Ströber nel 1966. Si deve inoltre curare che — prima del trattamento fluoridrico — venga allontanato il più possibile il calcio e che durante l'attacco non si formino fluoruri di silicio con altri cationi.

Il campione macinato più finemente possibile (deve cioè passare tutto attraverso ad un setaccio da 60 micron) viene dapprima trattato con acido cloridrico concentrato in un agitatore magnetico. Dopo circa mezz'ora viene filtrato e lavato. Successivamente il campione viene trattato in una soluzione al 20 - 25% di acido cloridrico o nitrico. Mille centimetri cubici di soluzione bastano per cento grammi di materiale. Agitando continuamente viene quindi aggiunto goccia a goccia acido fluoridrico all'uno per cento. In questo modo la concentrazione in acido fluoridrico nel totale non raggiunge nemmeno 0,2%. Dopo un'ora durante la quale si è lasciato cadere goccia a goccia duecento centimetri cubici di soluzione di acido fluoridrico all'uno per cento, si filtra, si lava, si secca e si pesa. La quantità di materiale disciolto dipende, naturalmente, molto dal tipo dei minerali associati. In rocce acide come graniti, rioliti e daciti vengono disciolti circa cinquanta fino a ottanta grammi di materiali. In rocce con prevalenti componenti scuri, la quantità disciolta è molto meno inferiore ed in alcuni casi assai piccola.

Questo trattamento acido viene ripetuto fino che si riesce a determinare la coesite, oppure quando la solubilità del materiale non è più apprezzabile, come nel caso di rocce basiche. Si procede. L'attacco con acido fluoridrico viene ripetuto in concentrazioni via via crescenti fino al 10%, nel qual caso si hanno però sensibili perdite di coesite. In tali miscele la coesite può non concentrarsi e quindi non è identificabile come tale.

Con questo modo di attacco accanto a coesite e anche stishovite — questo vale per tutti i metodi — si concentrano anche i seguenti minerali, per citare solo quelli riscontrati durante le prove da noi eseguite: cromite, spinello, rutilo, zircone, corindone, baddeleyite, tormalina, topazio, cianite, sillimanite e fluorite.

Si ha inoltre, per lo meno all'inizio dell'arricchimento della coesite, sempre anche un arricchimento dei anfiboli e dei pirosseni. A concentrazioni in acido fluoridrico ancora del cinque per cento questi minerali, se non sono in origine alterati, sono sempre presenti.

Coesite per la sua natura è presente in dimensioni molto piccole. Durante il processo di arricchimento queste dimensioni si riducono ulteriormente, cosicchè un'esame ottico è possibile solo raramente. Spesso le dimensioni dei granuli sono attorno a 1-2 micron al massimo, cosicchè solo con spettri ai raggi X è possibile procedere ad una diagnosi sicura. Anche se i limiti di identificazione dipendono dal tipo di apparecchiatura X usata e dalle condizioni usate, si può affermare che in presenza di quantità di coesite inferiori allo 0,5%, in miscele con un coefficiente di assorbimento di massa di 35, quello di SiO_2 , anche il picco più intenso della coesite non è visibile. Più avanti si vedrà che, a causa di diversi possibili coincidenze, il picco massimo della coesite, da solo, è del tutto insufficiente per determinarne univocamente la presenza: ciò sarà possibile solo in presenza almeno delle quattro-cinque linee più intense. Ciò significa però che a partire da tenori superiori al 10% nel concentrato, si può avere una identificazione sicura. In materiali con coefficiente di assorbimento di massa più elevato, come è il caso di minerali scuri, i limiti suddetti peggiorano. In questi casi si stabilisce con il calcolo che la quantità minima percentuale di coesite che si può ancora individuare in miscele con coefficiente di assorbimento di massa sul 35, quello di SiO_2 , deve essere moltiplicata per il valore del rapporto tra il coefficiente di assorbimento di massa della miscela in esame e 35, cioè quello di SiO_2 . Si perviene a tenori minimi nella miscela di circa 30%.

TABELLA 1.
Diffratogrammi X della coesite.

1		2		3		4		5		6		7		8	9	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	d	I
		6,36	8													
6,20	40	6,15	10	6,217	5	6,15	vw	6,021	1	6,189	2	6,145	4	6,198		
		5,57	1													
4,38	20	4,339	8	4,40	5					4,392	2			4,383		
		3,470														
3,43	60	3,417	506	3,432	50	3,41	w	3,531	8+	3,424	8	3,424	30	3,439	3,424	8
		3,35	2													
		3,134														
3,09	100	3,077	100	3,098	100	3,09	m	3,076	10	3,086	10	3,097	100	3,099	3,088	10
2,76	40	2,750	16	2,77	15	2,76	w	2,744	6	2,753	5	2,765	13	2,772	2,750	5
2,69	40	2,686	22	2,68	15	2,69	w	2,672	8	2,696	5	2,696	13	2,705	2,694	5
2,33	40	2,317	3	2,350	5			2,330	1	2,330	2	2,333	3	2,343	2,484	2
2,29	40	2,285	14	2,303	10			2,285	6+	2,290	2	2,296	7	2,302	2,288	1
2,18	40	2,179	10	2,195	10			2,169	6	2,189	3	2,184	5	2,191	2,183	1
2,03	40	2,020	13	2,034	10	2,03	w	2,026	6	2,030	4	2,026	14	2,038	2,031	2
		1,960	1													
		1,844	16													
1,84	20	1,838	16	1,846	10			1,829	6	1,850	2	1,840	5	1,848	1,839	1
1,79	40	1,789	22	1,789	10			1,785	8	1,785	4	1,787	6	1,789	1,784	2
1,71	40	1,709	55	1,716	15	1,707	ww	1,711	8	1,711	4	1,714	8	1,717		
1,70	40	1,692	50	1,711	10	1,689	w	1,694	8	1,694	4	1,700	8	1,703	1,706	3

1. Coes 1953
 2. Khitarov et alii 1957

3. Dacheville e Roy 1959
 4. Littler et alii 1961

5. Coesit Chao, nat.
 6. Coesit Chao, synth.

7. Coesit, synth.
 8. Calcolato.

9. Walter 1965

TABELLA 2.

Diffrattogrammi X della coesite e dei minerali osservati assieme con gli arricchimenti.

Coesite d	I*	1		2		3		4		5		6		7	
		d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
6,14-6,22	10			8,41	100							6,340	82		
										4,12	50	4,227	68		
												4,00	77		
3,41-3,53	60	3,38	70	3,43	100	3,303	35			3,67	70	3,476	70	3,31	50
		3,250	60	3,22	100			3,23	25						
3,06-3,10	100	3,12	100	3,11	100	3,167	100	2,991	100	3,20	9				
				2,97	75	2,941	44	2,952	25	2,96	100	2,967	68	2,97	100
						2,872	87	2,893	30						
2,75-2,77	20														
2,67-2,70	20	2,70	80	2,72	100										
				2,57	100	2,534	43	2,528	40			2,587	100	2,56	70
						2,494	51	2,518	33						
2,31-2,35	20	2,34	80							2,32	70				
2,28-2,30	30														
2,17-2,20	30	2,16	80	2,15	75										
2,02-2,04	30			2,02	75					2,07	90	2,042	43	2,07	30
										2,01	60				
1,83-1,85	10									1,83	70			1,81	100
1,79-1,80	20									1,80	50				
1,71-1,72	30									1,76	50			1,72	30
1,69-1,71	20									1,68	50				

* Intensità media dei diagrammi della coesite.

1. Ornblanda
2. Actinolite3. Enstatite
4. Diopside5. Topazio
6. Tormalina

7. Zircone

Siccome i diffrattogrammi X della coesite presentano limitate variazioni tra loro, nella tabella seguente vengono riportati quelli noti dalla letteratura assieme a spettri da noi eseguiti. Per semplicità gli spettri sono stati riportati fino a valori di d_0 di 1,7 Å.

Nella successiva tabella 2 è riportato un diagramma della coesite ritenuto medio rispetto a quelli della tabella precedente. Vi sono riportate le linee più intense dei minerali osservati assieme alla coesite con le operazioni di arricchimento.

Nei diagrammi di confronto — ripresi dalle schede ASTM eccetto lo spettro della tormalina di Epprechtstein eseguito da noi — sono riportati i picchi pure fino a $d_0 = 1,7 \text{ Å}$ — ma solo i più intensi dei massimi più debole della coesite. Con i picchi di intensità più bassa il pericolo di interferenze negative dovrebbe essere molto limitato.

Dalla tabella riassuntiva risulta chiaro quanto poco corretto sia ritenere presente coesite se, almeno per via chimica non è esclusa la presenza di altri minerali o se non sono riconoscibili almeno quattro-cinque massimi di diffrazione.

Una ulteriore argomentazione è quella se la coesite da sola è sufficiente per stabilire una correlazione tra il campione e un impatto meteoritico. Siccome abbiamo potuto determinare coesite in arenarie perforate da folgori è certamente una questione di pazienza e di tempo poter ritrovare coesite anche in altre rocce che sicuramente non sono state interessate da cadute di meteoriti. Rocce vulcaniche, a meno di certe eccezioni discusse più avanti, dovrebbero essere escluse: ciò non per il fatto che in un vulcano non possano essere raggiunte quelle pressioni necessarie per la formazione di coesite; le temperature elevate permangono così a lungo che la coesite, anche se si fosse formata, si dovrebbe ritrasformare nuovamente in cristobalite o addirittura in quarzo.

In tettoniti invece è pensabile ritrovare coesite. Sono in corso ricerche in questo senso. Ci si trova di fronte alla difficoltà che un lungo trattamento in mortaio può portare a formazione di coesite. D'altra parte è necessario disporre di granulometrie estremamente fini e quindi il trattamento in mortaio deve essere molto lungo se si vuole allontanare con attacco chimico i minerali scuri per raggiungere sufficienti arricchimenti di coesite.

2. *Stishovite*.

Questa modificazione di alta pressione della silice, ottenuta sinteticamente da Stishov e Popova nel 1961, da Selar et alii nel 1962 e da Wentorf nel 1962, fu trovata in natura per la prima volta da Fahey e collaboratori nel 1962 nel cratere meteoritico dell'Arizona. Il suo arricchimento è semplice: calcinando con acido fluoridrico rimane solo stishovite. I minerali che restano indisciolti e che possono disturbare sono molto meno che nel caso della coesite. Pirosseni e anfiboli soprattutto vengono di solito disciolti con questo trattamento e la fluorite che si può formare, con un successivo trattamento in acido solforico può venire eliminata.

TABELLA 3.

Diffrattegrammi X della stishovite fino a valori di $d_0 = 1 \text{ \AA}$.

1		2		3
d	I	d	I	d
2,95	100	2,959	100	2,959
2,24	30	2,246	18	2,247
2,09	1			2,089
1,98	42	1,981	35	1,979
1,87	21	1,870	13	1,869
1,53	72	1,530	50	1,530
1,476	30	1,478	18	1,478
1,326	156	1,333	9	1,332
		1,322	4	1,322
1,293	26	1,291	1	1,292
1,234	42	1,235	25	1,234
1,215	11	1,215	9	1,215
1,184	4	1,185	2	1,184
		1,159	7	1,159
		1,123	1	1,123
1,086	3	1,084	1	1,085
1,063	4	1,062	2	1,063
1,044	5	1,045	2	1,045
1,014	5	1,013	1	1,014

1. Stishov e Popova 1961.

2. Fahey et alii 1962.

3. Calcolato.

Malgrado la situazione più favorevole per quanto riguarda la preparazione del campione, un confronto con i valori dati nella tabella 2 mostra che anche nel caso della stishovite la linea più intensa da sola non è sufficiente. La presenza di stishovite è comunque un elemento assai sicuro per attribuire un'origine per impatto meteoritico della roccia in esame. La instabilità alla temperatura della stishovite è elevata: dopo pochi minuti questa fase scompare, cosicchè la sua genesi è pensabile fondamentalmente come conseguenza di onde d'urto.

3. Altre fasi cristalline di alta pressione.

Altre possibili modificazioni di alta pressione non sono state finora trovate in crateri meteoritici. Grafite, che tenendo conto delle condizioni fisiche durante l'impatto dovrebbe trasformarsi in diamante, è presente nelle rocce di partenza nella stragrande maggioranza dei casi in quantità troppo piccole per poter dar luogo alla formazione di diamante in quantità apprezzabile. Non resta altro che attendere la caduta di qualche meteorite gigantesco in un giacimento di carbone.

Nel caso dell'olivina non è concettualmente possibile far uso della modificazione di alta pressione, l'olivina di tipo spinello, ben noto e ottenuto sinteticamente, perchè in natura l'olivina è sempre accompagnata da diversi spinelli e in tal modo sono sempre associate due fasi non distinguibili ai raggi X.

Lo stesso vale per la modificazione di alta pressione dell' Al_2SiO_5 , la piezovite, descritta da Wentorf nel 1962.

L'esame di altre specie minerali per quanto riguarda la formazione di modificazioni di alta pressione è ancora agli inizi. Interessante può essere lo studio di pirosseni della serie enstatitica che, secondo Neuhaus 1965, possono passare a una struttura ilmenite-corindone. In questo caso sembrano avere importanza reazioni di tipo irreversibile, nel senso che da un composto divenuto instabile si generano nuove fasi.

Trasformazioni irreversibili.

Come è ovvio con trasformazioni irreversibili si intendono quelle variazioni dell'aggregato mineralogico che si mantengono anche quando dopo l'impatto meteoritico la pressione e la temperatura sono ritornate ai valori di partenza. In questo ordine di fenomeni sono state fi-

nora solamente studiate variazioni meccaniche nel senso più ampio della parola esaminando cioè elementi planari e vetri diaplectici che assumono una certa posizione intermedia.

1. *Formazione di nuovi composti.*

Sia un aumento di temperatura, sia anche — soprattutto nel nostro caso — un aumento di pressione possono portare alla formazione di nuove fasi di composizione diversa da quella iniziale. Questi fenomeni sono ben noti ma non ci è noto che siano stati impiegati come criterio per definire un impatto meteoritico.

Le miche per esempio, a causa di un aumento di temperatura, ricristallizzano, secondo dati di Segnit et altri 1961. La temperatura di ricristallizzazione dipende dalla composizione chimica della mica e varia tra i 700°C e i 1000°C a pressione ordinaria. Soprattutto nel caso della muscovite la temperatura di trasformazione aumenta con la pressione. Questo aumento della temperatura non è tale da portare, nell'ambito di condizioni accettabili, durante l'impatto meteoritico, ad una fusione congruente della mica. Dalla biotite si può formare sanidino e da muscovite corindone.

Simile, anche se meno evidente, è il comportamento degli anfiboli. Per le serie ricche in ferro e per quelle povere in ferro si ha il passaggio a pirosseni della stessa composizione a temperature rispettivamente di 700°C e di 1100°C. Anche in questo caso la dipendenza della trasformazione dalla pressione è così piccola da poter escludere una fusione di tipo congruente.

Assai più sensibile è la trasformazione di pirosseni. Questi minerali secondo Ringwood e Major 1966 e Selar e collaboratori 1964 con un aumento della pressione diventano instabili. La trasformazione porta ad olivina e silice, quest'ultima sotto forma di stishovite. Queste trasformazioni avvengono a pressioni di 100 kilobar, che potrebbero confermare condizioni da impatto meteoritico. Sembra che in questa trasformazione l'alumina dei pirosseni si liberi sotto forma di corindone.

Anche i feldspati devono subire trasformazioni analoghe. Albite a pressioni di 30 kilobar si trasforma in giadeite, anortite in una miscela di corindone e fuso, come osservato per esempio da Boyd e England nel 1961 e 1963.

Da quanto precede si deduce che la presenza di corindone in una roccia senza eccesso di alumina dovrebbe essere un sicuro indizio per

un impatto meteoritico. Questo corindone, al contrario di altre fasi, dovrebbe essere di relativamente facile identificazione. Ricerche in questo senso sono in corso.

Concludendo sembra necessario ricordare che le condizioni presenti durante l'impatto meteoritico cadono in un diagramma pressione-temperatura, nel quale ha luogo — secondo Neuhaus 1965 — un passaggio di silicati a ossidi.

In questi processi una notevole importanza viene assunta del variabile tempo. Ciò significa, però soltanto nel caso di grosse meteoriti, che si può giungere alla formazione di queste nuove fasi soltanto se la pressione è perdurata per un tempo relativamente lungo. È forse possibile che, nel caso dei vetri diaplectici — come verrà detto più avanti — la trasformazione del tessuto mineralogico originario si sarebbe iniziata senza però giungere a nuove fasi cristalline finali per mancanza di tempo.

2. Presenza di elementi planari.

Già da tempo era stato osservato che a causa di sollecitazioni per onde d'urto in diversi minerali si generano substrutture che ricordano fenomenologicamente una sfaldatura. Siccome in realtà queste substrutture possono comprendere sfaldatura vera e propria, lamelle di smistamento, lamelle di scorrimento ecc., si è preferito il concetto più generale di elementi planari. Bunch e Cohen nel 1963, 1964, Dence nel 1964, Englund e Roen nel 1962 e von Engelhardt e Stöffler nel 1965 hanno studiato esaurientemente questi fenomeni.

Per mezzo del tavolino universale, per esempio nel caso di quarzo, è stato possibile misurare l'angolo fra l'asse ottico e questi elementi e, nel caso che siano presenti più di due tali elementi vari nello stesso cristallo, si è riuscito a rappresentarli graficamente e di determinare in tal modo le facce corrispondenti. Bertsch (comunicazione privata) nel 1967 è riuscito ad individuare 12 diverse facce del quarzo come elementi planari. Sembra che soprattutto la faccia $(10\bar{1}3)$ venga di preferenza sollecitata a causa di un urto da parte di meteoriti. Tra gli elementi planari si hanno inoltre tutte le facce che Fairbairn 1939 aveva calcolato come possibili piani di sfaldatura del quarzo.

Deve però essere espressamente sottolineato che la presenza di un solo elemento planare nel caso del quarzo non può essere considerato

da solo una prova di sollecitazione per urto, poichè questo minerale, come ha mostrato von Engelhardt nel 1943, può mostrare spesso una certa sfaldatura.

Seifert nel 1965 descrive analoghe substrutture in un'albite proveniente da una pegmatite. Non si dovrebbe però qui trattare di elementi planari, non avendo osservato nuove facce che non siano già note come piani di sfaldatura. Stöffler nel 1967 ha osservato e studiato analoghi elementi planari nei plagioclasti nelle rocce del Nördlinger Ries. Questo autore trova 24 diversi elementi planari, i più importanti dei quali in ordine di frequenza decrescente sono: (001), (010), (100), ($\bar{1}\bar{2}0$) e (130).

Questi elementi planari non sono stati ancora osservati in nessun'altra roccia terrestre. Sulla base delle nostre attuali conoscenze la presenza di elementi planari rappresenta un criterio del tutto sicuro per stabilire un impatto meteoritico. Essi non sono necessariamente reperibili in tutti i punti del cratere meteoritico ma, come risulta dagli studi di Chao 1965 e di Stöffler 1965 e 1966, legati a determinate zone di quello che si può chiamare metamorfismo d'impatto o metamorfismo per onde d'urto.

3. Vetri *diaplectic*.

In presenza di pressioni molto elevate può avvenire che alcuni minerali, in situ, senza cioè una qualsiasi variazione di forma, passino allo stato fuso, o meglio che diventino isotropi. Tschermak ha descritto nel 1872 ancora questa trasformazione in plagioclasti, senza però riconoscere le cause. In laboratorio sono stati ottenuti tali vetri partendo da quarzo e da plagioclasti. Si citano rispettivamente i lavori di De Carli e Jamieson del 1959 e di Milton e De Carli nel 1963. Questi vetri vengono chiamati *diaplectic* secondo quanto proposto da von Engelhardt. Questo autore recentemente, nel 1967, assieme a collaboratori ha studiato questi vetri caratterizzandoli esaurientemente. Al contrario di vetri normali, questi non mostrano mai strutture di scorrimento, sono esenti da bolle e riproducono esattamente la forma del minerale da cui sono derivati. I valori delle indici di rifrazione e delle densità di questi vetri sono più o meno intermedi tra quelli di vetri e dei corrispondenti cristalli. Spesso includono modificazioni di alta pressione. Finora sono stati solo studiati vetri di composizione del quarzo e dei plagioclasti.

Considerazioni finali.

I criteri di studio qui esposti — alcuni dei quali trattati sommariamente, quando non si trattava di ricerche direttamente eseguite ma riportate dalla letteratura — permettono di riconoscere con sicurezza la provenienza, anche di un solo campione, da un cratere meteoritico.

È il caso però di sottolineare che nello stesso cratere si possono localmente verificare zone d'ombra per quanto riguarda la pressione senza cioè poter raggiungere le condizioni estreme indicate all'inizio. Non si può inoltre dimenticare che ogni roccia effusiva proviene da zone più o meno profonde della crosta terrestre. Se in questi materiali effusivi vengono osservati trasformazioni come quelle sopra esposte, ciò non significa affatto che anche queste rocce sono state sottoposte a quelle pressioni o temperature o addirittura a onde d'urto. Ciò significa solo che il materiale effusivo salendo verso la superficie ha attraversato e trasportato rocce provenienti da un cratere meteoritico. Noi crediamo che questo sia per esempio il caso di Laapajärvi in Finlandia e a Chassenon e St. Paul la Roche in Francia.

La ricerca sistematica di crateri meteoritici porterà certamente a sorprendenti risultati. French per esempio in quest'anno, 1967, ha trovato nel ben noto complesso di Sudbury, Ontario, sufficienti argomenti per collegare la formazione di questo complesso con un impatto meteoritico.

BIBLIOGRAFIA

- BEALS C. S., INNES M. J. S., ROTTENBERG J. A.: *The search for fossil meteorite craters*. Current Science, Bangalore (India), 29, 205-218; 249-264, 1960.
- BEALS C. S., INNES M. J. S., ROTTENBERG J. A.: *Fossil meteorite craters*. The solar system, The Univ. Chicago Press, IV, 235-284, 1963.
- BEALS C. S.: *The identification of ancient craters*. Ann. New York Acad. Sci., 123, 904-914, 1965.
- BOHN E. und STÖBER W.: *Coesit und Stishovit als isolierte natürliche Mineralien*. N. Jb. Miner. Mh., 89-96, 1966.
- BOYD F. R. and ENGLAND J. L.: *Melting of silicates at high pressures*. Carn. Inst. Washington, Year book 60, 113-125, 1961.
- BOYD F. R. and ENGLAND J. L.: *Effect of pressure on the melting of diopside, $CaMgSi_2O_6$, and albite, $NaAlSi_3O_8$ in the range up to 50 kilobars*. J. Geophys. Res. 68, 311-323, 1963.
- BUNCH T. E. and COHEN A. J.: *Coesite and shocked quartz from Holleford-Crater, Ontario, Canada*. Science, 142, 379, 1963.

- BUNCH T. E. and COHEN A. J.: *Shock deformation of quartz from two meteorite craters*. Bull. Geol. Soc. America, 75, 1263-1285, 1964.
- CHAO E. C. T.: *Natural coesite; an unexpected geological discovery*. U. S. Geol. Survey, Washington, Foote Prints 32, No. 1, 25-32, 1960.
- CHAO E. C. T., FAHEY J. J., LITTLER J., MILTON D. J.: *Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona*. J. Geophys. Res. 67, 419-421, 1962.
- CHAO E. C. T.: *Impact metamorphism*. Astrogeol. Stud., Ann. progr. rep., B, 135-167, 1965-1966.
- COES L. JR.: *A new dense crystalline silica*. Science, 118, 131-134, 1953.
- DACHILLE F. and RUSTOV ROY: *High pressure region of the silica isotypes*. Z. Krist. 111, 451-461, 1959.
- DE CARLI P. S. and JAMIESON J. C.: *Formation of an amorphous form of quartz under shock conditions*. J. Chem. Phys., 31, 1675-1676, 1959.
- DENCE M. R.: *A comparative structural and petrographic study of probable meteorite craters*. Meteoritics 2, 249-270, 1964.
- ENGELHARDT W. v. und STÖFFLER D.: *Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge grosser Meteoriten*. Ntw. 52, 489-490, 1965.
- ENGELHARDT W. v., ARNDT J., STÖFFLER D., MÜLLER W. F., JEZIOROWSKI H., GUBSER R. A.: *Diaplektische Gläser in den Bressien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stosswellenmetamorphose*. Contr. Mineral. and Petrol. 15, 93-102, 1967.
- ENGLUND K. J. and ROEN J. B.: *Origin of the Middlesborow Basin, Kentucky*. U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. 450-E, 20-22, 1962.
- FAHEY J. J., LITTLER J., CHAO E. C. T.: *Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from the meteor-crater*. Astrogeol. Stud. B, 10-17, 1962.
- FAHEY J. J.: *Recovery of coesite and stishovite from Coconino sandstone of Meteor Crater, Arizona*. Amer. Min. 49, 1643-1647, 1964.
- FAIRBAIRN H. W.: *Correlation of quartz deformation with its crystal structure*. Amer. Min. 24, 351-368, 1939.
- FRENCH B. M.: *Sudbury structure, Ontario: Some petrographic evidence for an origin by meteorite impact*. Science, in press, 1967.
- HARTMANN W. K.: *Terrestrial and lunar flux of large meteorites through solar system history*. Publ. No. 3, Center meteoritic studies, Arizona state University, Tempe, 24 p., 1966.
- KHITAROV N. I., SLUTSKII A. B., ARSENIEN R. V.: *Synthesis and characteristics of coesite, the stable modification of silica at high pressures*. Geokhimiya, b, 781-789, 1957.
- LITTLER J., FAHEY J. J., DIETZ R. S., CHAO E. C. T.: *Coesite from the Lake Bosomtwi Crater, Ashanti, Ghana*. Astrogeol. Stud. B, 79-86, 1961.
- MILTON D. J. and DE CARLI P. S.: *Maskelynite: formation by explosive shock*. Science, 140, 670-671, 1963.
- NEUHAUS A.: *Die moderne Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung und ihre geochemisch-petrologischen Aspekte*. Freiburger Forschungshefte, C 210, 113-131, 1966.
- RINGWOOD A. R. and MAJOR A.: *Some high-pressure transformation in olivines and pyroxenes*. J. Geophys. Res. 71, 4448-4449, 1966.

- SCLAR C. B., YOUNG A. P., CARRISON L. C., SCHWARTZ C. M.: *Synthesis and optical crystallography of stishovite, a very high pressure polymorph of SiO₂*. J. Geophys. Res. 67, 4049-4054, 1962.
- SCLAR C. B., CARRISON L. C., SCHWARTZ C. M.: *High pressure reaction of clinoenstatite to forsterite plus stishovite*. J. Geophys. Res. 69, 325-330, 1964.
- SEGNIT R. E. and KENNEDY G. C.: *Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures*. Amer. J. Sci., 259, 280-287, 1961.
- SELFERT K. E.: *Deformation bands in albite*. Amer. Min. 50, 1469-1472, 1965.
- SHOEMAKER E. M. and CHAO E. C. T.: *New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany*. J. Geophys. Res. 66, 3371-3376, 1961.
- STISHOV S. M. and POPOVA S. V.: *New dense polymorphic modification of silica*. Geokhimiya, 10, 837-839, 1961.
- STÖFFLER D.: *Anzeichen besonderer mechanischer Beanspruchung an Mineralien der Kristallineinschlüsse des Suevits (Stoßwellenmetamorphose)*. N. Jb. Miner. Mh., 9-11, 1965.
- STÖFFLER D.: *Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries Crater*. Contr. Mineral. and Petrol. 12, 15-24, 1966.
- STÖFFLER D.: *Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries*. Contr. Mineral. and Petrol. 16, 51-83.
- TSCHERMAK G.: *Die Meteoriten von Shergotty und Gopalpur*. Sitzber. Akad. Wiss. Wien Math.-natw. Klasse, 65, Abt. 1, 122-146, 1872.
- WALTER L. S.: *Coesite discovered in tektites*. Science 147, 1029-1033, 1965.
- WEISKIRCHNER W.: *Untersuchungen und Überlegungen zur Entstehung des Rieses*. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF, 44, 17-30, 1962.
- WENTORF R. H. JR.: *Stishovite synthesis*. J. Geophys. Res. 67, 3648, 1962.
- WENTORF R. H.: *Modern very high pressure techniques*. London, 1962.