

## MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

**Dubrovnik: Ein L3-6 Chondrit**Von G. HOINKES <sup>1)</sup>, G. KURAT <sup>2)</sup> & L. BARIĆ <sup>3)</sup>

(Mit 2 Tafeln und 6 Textabbildungen)

Manuskript eingelangt am 9. Jänner 1976

## Zusammenfassung

Dubrovnik ist ein Chondrit der L-Gruppe. Gesteinsfragmente und Chondren sind überwiegend „equilibriert“, wobei die Olivine einen Fa-Gehalt von 23 und die Orthopyroxene einen Fs-Gehalt von 22 haben. Eine detaillierte Klassifikation von Fragmenten und Chondren ergibt die petrologischen Klassen 3—6, also von „unequilibriert“ bis „hochmetamorph“. Den inhomogenen und möglicherweise einzigartigen Charakter von Dubrovnik unterstreichen besonders das Vorkommen von vier verschiedenen Pyroxenen (Orthopyroxen, Pigeonit, Augit und Diopsid), die variablen Zusammensetzungen der Spinelle (Spinell bis Chromit) und das Fehlen von „equilibrierten“ chondritischen Chromiten.

Die verschiedenen Komponenten des Chondriten von Dubrovnik haben deutlich unterschiedliche strukturelle und — in einem gewissen Grade — auch chemische Charakteristika. Sie sind daher in verschiedenen Milieus entstanden bevor sie in die Impact-Brekzie „Dubrovnik“ eingebaut wurden.

## Abstract

Dubrovnik is a L-group chondrite. Most lithic fragments and chondrules are “equilibrated” with Fa 23 and Fs 22 in olivine and orthopyroxene respectively. A detailed classification of individual fragments and chondrules reveals a range in petrologic types from 3 to 6, that is “unequilibrated” to “highly metamorphic”. The inhomogeneous and maybe unique nature of Dubrovnik is demonstrated by the presence of four different pyroxenes (orthopyroxene, pigeonite, augite, and diopside), the variable compositions of spinels (spinel to chromite), and the absence of “equilibrated” chondritic chromites.

The different components of Dubrovnik have highly different textural and — to some extent — chemical characteristics. They thus were formed in different environments before they were incorporated into the impact breccia we now call Dubrovnik.

## Anschrift der Verfasser:

<sup>1)</sup> Dr. Georg HOINKES, zur Zeit: Mineralogisch-petrographisches Institut, Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck. — Österreich.

<sup>2)</sup> Dr. Gero KURAT, Mineralogisch-petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burggring 7, Postfach 417, A-1014 Wien. — Österreich.

<sup>3)</sup> Dr. L. BARIĆ, Demetrova 1, YU-41000 Zagreb. — Jugoslawien.

## Einleitung

Aus dem Bericht über den Fall des Dubrovnik-Meteoriten von einem Beamten des Museums in Dubrovnik ist zu entnehmen: Am 20. 1. 1951 ist um ca. 14.00 Uhr an der Stelle namens Tonovi Do in der Nähe des Dörfchens Molunat, 31 km südöstlich von Dubrovnik, bei regnerischem Wetter ein Meteorit gefallen. In der Umgebung des Einschlagsortes ertönte ein „starker Knall, der von einer Luftabwehrkanone hätte stammen können“. Zur selben Zeit bemerkte eine Frau einen Gegenstand in ihrer Nähe zwischen Ölbäumen auf die Erde fallen. Der Meteorit hatte ein 30 cm tiefes Loch in die Erde geschlagen und war 1,9 kg schwer. Er wurde von drei Männern ausgegraben und dem Museum in Dubrovnik geschenkt.

Der Meteorit wurde als Olivin-Hypersthen-Chondrit klassifiziert (HEY, 1966). Der Fa-Gehalt der Olivine wurde von GAME (HEY, 1966) mit  $Fa_{24}$  bestimmt, was den Meteoriten zur L-Gruppe stellt.

Der brekziöse Charakter des Meteoriten und das Vorhandensein von Chondren und Fragmenten verschiedener petrographischer Ausbildung und daher verschiedener „petrologischer Typen“ nach VAN SCHMUS & WOOD (1967) ließen den Meteoriten Dubrovnik hinsichtlich Klassifizierung und Entstehung interessant erscheinen, sodaß eine eingehende petrographische, mineralogische und chemische Untersuchung angezeigt erschien.

Zu diesem Zweck wurden drei Dünnschliffe ausgewählt, von denen zwei aus Bereichen mit vorwiegend chondritischer Matrix stammen und einer hauptsächlich aus einem hellen Fragment aufgebaut ist.

Die Arbeit stützt sich hauptsächlich auf Elektronenstrahl-Mikrosondenanalysen. Diese Analysen wurden mit einem Gerät des Typs ARL-EMX durchgeführt. Die Arbeitsbedingungen waren 15 kV Beschleunigungsspannung und  $1-2 \times 10^{-8}$  A Probenstrom. Gemessen wurde gegen Mineralstandards. Die notwendigen Korrekturen wurden nach BENCE & ALBEE (1968) gerechnet.

## Beschreibung

Der Meteorit von Dubrovnik ist ein kompakter grauer Chondrit. Makroskopisch sind viele helle Gesteinsfragmente von einigen mm bis cm Größe erkennbar, welche in einer dunkleren chondritischen Matrix mit bis zu 2 mm großen Chondren eingebettet sind (Taf. 1). Die Gesteinsfragmente sind auf Grund ihrer helleren Färbung deutlich abgrenzbar. Sie sind meist völlig kristallin und haben häufig eine metamorphe („granulitische“) Struktur. Daneben finden sich porphyrische Fragmente mit feinkristalliner bis glasiger Matrix. Relativ selten kommen extrem feinkörnige bis feinfaserige Fragmente vor.

Chondren sind typischerweise nicht sehr häufig und zum Teil auch schlecht erkennbar, da sie häufig innig mit der Matrix verwachsen sind. Manche Chondren sind allerdings von einem dunklen Saum — ähnlich wie in den unequibrierten Chondriten — umgeben und dadurch deutlich erkennbar. Der über-

wiegende Teil der Chondren hat porphyrische Struktur, wobei unterschiedlich große Einsprenglinge in einer feinkörnigen bis glasigen Matrix liegen. Bei hohem Einsprengling/Matrix-Verhältnis bildet sich eine mosaikartige Struktur aus, welche sehr ähnlich der Struktur mancher Fragmente ist. Neben den porphyrischen Chondren finden sich die besonders auffälligen, dunklen, feinfaserigen Pyroxen-Chondren und Balkenolivin-Chondren. Die letzteren finden sich gelegentlich auch in den Fragmenten.

Der Chondrit von Dubrovnik ist insgesamt dem Meteoriten von Siena (KURAT & al. 1969) sehr ähnlich. Seine Struktur und auch die typischen metamorphen Strukturen der Fragmente ähneln jenen, welche für die Chondrite der LL-Gruppe (FREDRIKSSON & al. 1968) typisch sind.

### Beschreibung der im Detail untersuchten Chondren und Fragmente

1. Chondren: Der bei weitem häufigste Chondrentyp sind die porphyrischen Chondren. Mit steigendem Einsprengling/Matrix-Verhältnis geht diese Struktur allmählich in eine Mosaik-Struktur über. Mit abnehmender Zahl der Einsprenglinge ist zunehmend glasige Matrix vorhanden. Weiters finden sich Balkenolivin-Chondren, welche manchmal (Ch8/1) rötliches Glas führen.

Recht häufig sind auch feinfaserige bis kryptokristalline Pyroxenchondren.

Die meisten Chondren sind an einer oder an mehreren Stellen mit der Matrix verwachsen. Ausnahmen bilden nur die feinfaserigen Pyroxenchondren und einige porphyrische Chondren, welche von einem Saum von feinkörniger, dunkler Matrix umgeben sind. An Phasen treten auf: Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Glas und Opakminerale (Chromit, Troilit und Nickel-Eisen). Die Zusammensetzung der Silikatphasen kann sowohl konstant sein, als auch von Korn zu Korn oder innerhalb einzelner Körner schwanken (Zonarbau). An Klinopyroxenen finden sich sowohl Diopsid (häufig in Form von Säumen um Olivin und Orthopyroxen) als auch Augit.

Die Spinelle umfassen den gesamten Zusammensetzungsbereich von Chromit bis Spinell sensu stricto.

2. Gesteinsfragmente: Gesteinsfragmente sind in allen Größen bis in den cm-Bereich vorhanden (vergl. Taf. 1). Obwohl makroskopisch leicht erkennbar, sind ihre Umrisse im Mikroskop wegen der intensiven Verwachsung mit der Chondritenmatrix nur schlecht abzugrenzen. Die Struktur der Fragmente ist meist porphyrisch, jedoch sind alle Übergänge zu einer granulitischen (also metamorphen) Struktur vorhanden.

Die Matrix der Gesteinsfragmente kann sowohl ein rötlichbraunes devitriifiziertes Glas sein als auch (wie in den meisten Fällen) aus feinfaserigen Kristalliten bestehen. Als Einsprenglinge treten idiomorphe Olivine und Pyroxene auf, die häufig von Diopsid ummantelt sind (z. B. F8/1, Taf. 2, Fig. 2).

Die Gesteinsfragmente mit Hornfels- bis Granulit-Struktur sind durchschnittlich feinkörniger als die porphyrischen Fragmente. Hier sind sämtliche Phasen xenomorph. Zusätzlich zu Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen

finden sich in den metamorphen Fragmenten immer Chromit, Plagioklas und Phosphat. Auffallenderweise sind diese Fragmente häufig von einer feinkörnigen, dunklen Matrix umgeben. Ein relativ häufiger Fragment-Typ sind Phosphat-Fragmente, welche nur spärlich poikilitisch Silikat und Chromit führen. Recht zahlreich finden sich auch feinfaserige Fragmente, welche entweder von Olivin oder Pyroxen oder beiden gemeinsam in radial- oder parallelstrahliger Anordnung aufgebaut werden.

In diesen Fragmenten ist häufig eine ungewöhnliche Kristallisationsabfolge zu beobachten: Orthopyroxen bildet als Erstkristallisat grobe Stengeln und erst in der Fragmentmatrix tritt Olivin mit Orthopyroxen, Diopsid und Plagioklas auf.

Seltene Fragment-Typen sind große Troilit-Nickeleisen-Silikat-Fragmente und kryptokristalline Chromit-Plagioklas-Pyroxen-Fragmente ähnlich jenen, wie sie schon aus anderen Chondriten beschrieben wurden (RAMDOHR 1967, KURAT & al. 1969).

3. Dunkle Matrix: Manche Chondren und Fragmente sind von einem feinkörnigen, dunkelbraunen Saum umgeben (Taf. 2, Fig. 3), welcher sehr den kohligen Matrices in „unequilibrierten“ Chondriten ähnelt, jedoch etwas grobkörniger, also rekristallisiert erscheint. Die Zusammensetzung dieser dunklen Matrix in Dubrovnik (Tab. 1) ist recht ähnlich jener der L-Gruppen-Chondrite. Auch die meisten Nebenelement-Gehalte liegen im pauschalen L-Chondriten-Bereich. Die einzige Ausnahme ist der  $K_2O$ -Gehalt, welcher in der Matrix um den Faktor 2 angereichert erscheint. Im Gegensatz zu den kohligen Matrices in unequilibrierten Chondriten (vergl. KURAT 1970) erscheint die Dubrovnik-Matrix wegen der hohen Analysensumme wasserfrei.

## Mineralogie

1. Olivin: Die Zusammensetzung des Olivins ist bis auf wenige Ausnahmen nur leicht variabel. Der Fa-Gehalt liegt unabhängig vom Vorkommen der Olivine zwischen 21 und 25 Mol-% (Abb. 1 und Tab. 1). Damit ist der Chondrit von Dubrovnik der L-Gruppe zuzuordnen.

Die Zusammensetzung der Olivine innerhalb eines Fragmentes oder einer Chondre ist in der Regel konstant. Verschiedene Fragmente und Chondren führen jedoch Olivine mit leicht unterschiedlicher Zusammensetzung. Ausnahmen bilden nur einige Chondren und kleine Fragmente in der Chondritenmatrix. So fanden sich z. B. in Chondre 1/2 Olivine, welche einen Zonarbau von Fa 15 bis Fa 25 haben (Tab. 1). In Chondre 1/5 sind die einzelnen Olivine zwar konstant zusammengesetzt, von Korn zu Korn variiert die Zusammensetzung jedoch von Fa 14 bis Fa 24.

2. Pyroxene: Vier verschiedene Pyroxene finden sich im Chondriten von Dubrovnik: Orthopyroxen, Pigeonit, Augit und Diopsid (Tab. 1, Abb. 3). In manchen Fragmenten und Chondren koexistieren bis zu drei verschiedene Pyroxene.

Orthopyroxene sind nur in wenigen vollkristallinen Fragmenten (z. B. F 8/5) konstant zusammengesetzt. Sie haben dann ein molekulares  $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$  von 20 bis 22%.

Wesentlich häufiger zeigen Orthopyroxene einen Zonarbau von unterschiedlich starker Ausbildung und über einen unterschiedlichen Zusammen-

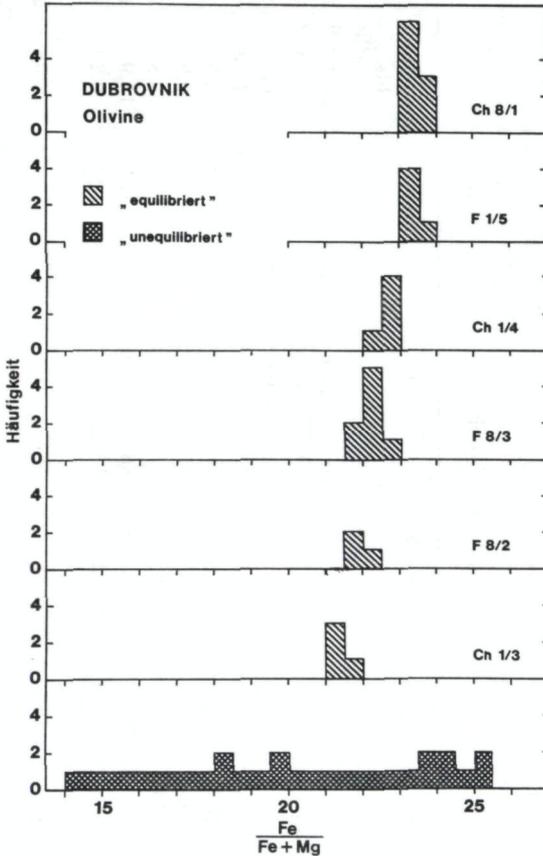


Abb. 1. Variabilität des atomaren  $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$  (in %) in Olivinen „equilibrierter“ und „unequilibrierter“ Chondren und Fragmente.

setzungsbereich. So wurden einerseits zonare  $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$  Verteilungen von 5 bis 14%, andererseits von 13 bis 19% beobachtet (Abb. 2, 3). Dabei nimmt stets mit zunehmendem FeO-Gehalt auch der CaO-Gehalt bis auf über 1 Gew.-% zu. Stark zonar gebaute Orthopyroxene sind meist von schmalen Klinopyroxensäumen umgeben.

Die „equilibrierten“ und „unequilibrierten“ Orthopyroxene unterscheiden sich auch deutlich in den Gehalten an Nebenelementen. Sehr deutlich zeigt

Tabelle 1: Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen verschiedener Phasen aus dem Chondriten von Dubrovnik. 1: Dunkle Matrix um Chondriten und Fragmente. 2: Durchschnitt von 25 „equilibrierten“ Olivinen. 3: Zonarer Olivin in Ch 1/2. 4: Durchschnitt von 13 „equilibrierten“ Orthopyroxenen in Chondre 1/2. 6: Bläulicher Pigeonit in phosphatreichem Fragment F 8/2. 7: Intermediärer Klinopyroxen in porphyrischem Fragment F 8/1. 8: Zonarer Augit in Chondre 1/2. 9: Augit in Chondre 5/1. 10: Diopsid als Saum um Orthopyroxen in porphyrischer Chondre 1/5. 11: Glas in Chondre 8/1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			von	bis	von	bis	von	bis	von	bis	
SiO <sub>2</sub>	39,2	39,2	39,2	37,8	55,8	57,1	56,5	49,2	50,7	55,0	61,9
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,09	n. b.	n. b.	0,09	0,15	0,23	0,83	0,30	0,30	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	—	n. b.	n. b.	0,12	0,05	0,06	8,8	6,8	5,0	22,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,14	n. b.	n. b.	0,15	0,14	0,10	2,44	1,13	0,59	0,74
FeO*)	27,0	21,4	14,2	23,3	14,4	12,7	9,7	2,20	2,53	5,1	2,07
MnO	0,50	0,45	0,12	0,47	0,44	0,50	0,33	0,73	0,93	0,20	0,06
MgO	26,3	40,2	44,8	37,6	29,1	36,7	23,1	14,7	19,8	16,0	0,96
CaO	1,74	0,19	0,12	0,14	0,80	2,93	8,2	19,3	15,9	19,2	1,09
Na <sub>2</sub> O	1,07	n. b.	n. b.	n. b.	—	0,15	—	0,30	0,29	—	9,7
K <sub>2</sub> O	0,28	n. b.	n. b.	n. b.	—	—	—	—	—	—	0,43
Summe	97,24	101,67	98,44	99,31	100,90	100,18	98,22	98,50	98,38	99,34	99,81

\*) gesamt-Fe als FeO

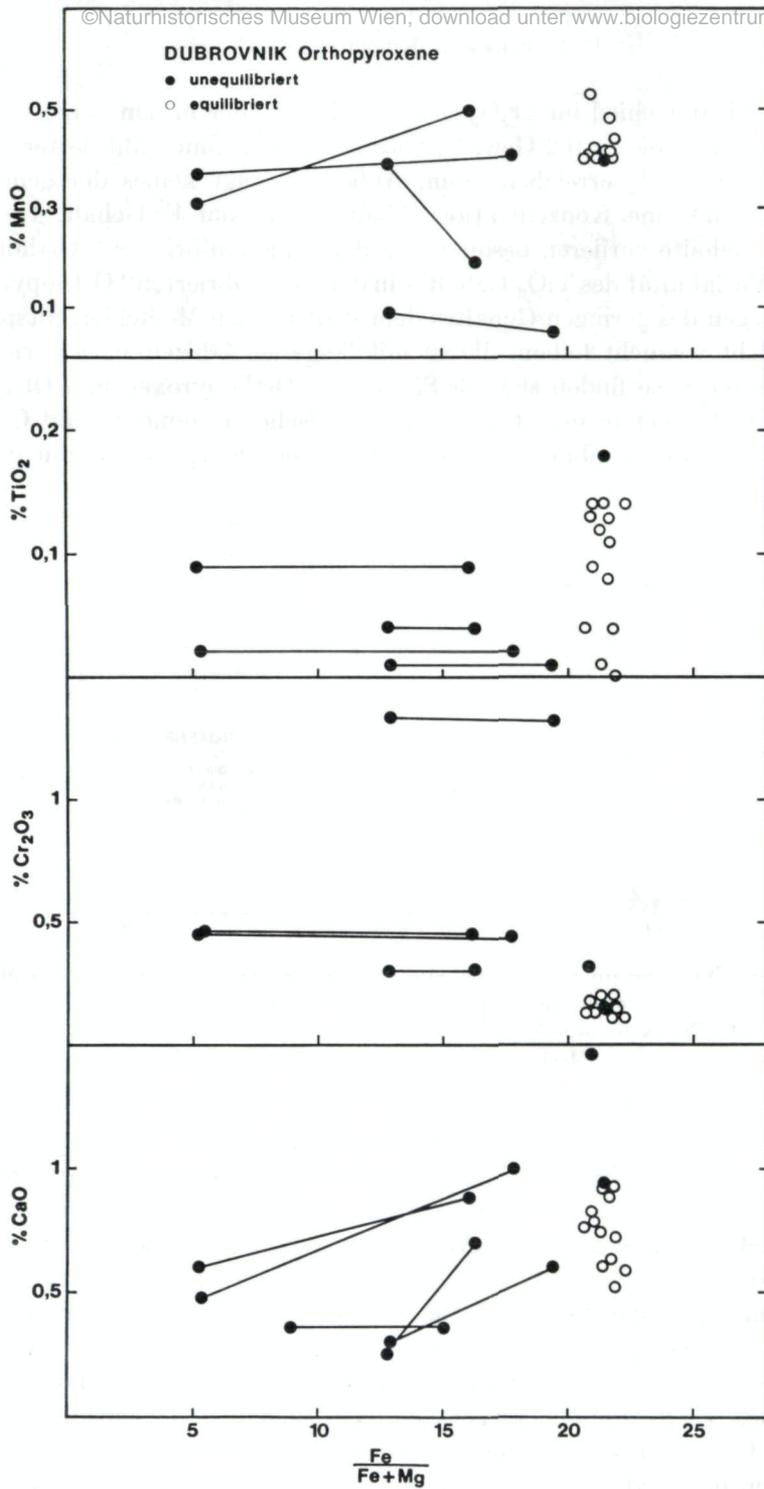


Abb. 2. Nebenelementgehalte der Ca-armen Pyroxene im Chondriten Dubrovnik in Abhängigkeit vom atomaren  $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$  (in %). Die verbundenen Punkte stellen Extremzusammensetzungen eines zonaren Pyroxenes dar.

sich dieser Unterschied im  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt (Abb. 2), der in den „equilibrierten“ Orthopyroxenen bis zu 0,2 Gew.-% beträgt, in den „unequilibrierten“ jedoch mehr als 1 Gew.-% erreichen kann. Außer Ca zeigt keines der gemessenen Nebenelemente eine Konzentrationsabhängigkeit vom Fs-Gehalt. Die MnO- und  $\text{TiO}_2$ -Gehalte variieren besonders in den „unequilibrierten“ Orthopyroxenen. Die Variabilität des  $\text{TiO}_2$ -Gehaltes in den „equilibrierten“ Orthopyroxenen könnte wegen des geringen Gehaltes dem statistischen Meßfehler entsprechen, da wir nicht versucht haben, diesen mit längeren Zählzeiten zu vermindern.

Klinopyroxene finden sich als Säume um Orthopyroxen und Olivin oder als diskrete Körner in den Matrices porphyrischer Fragmente und Chondren und in den grobkristallinen „equilibrierten“ metamorphen Fragmenten. Die

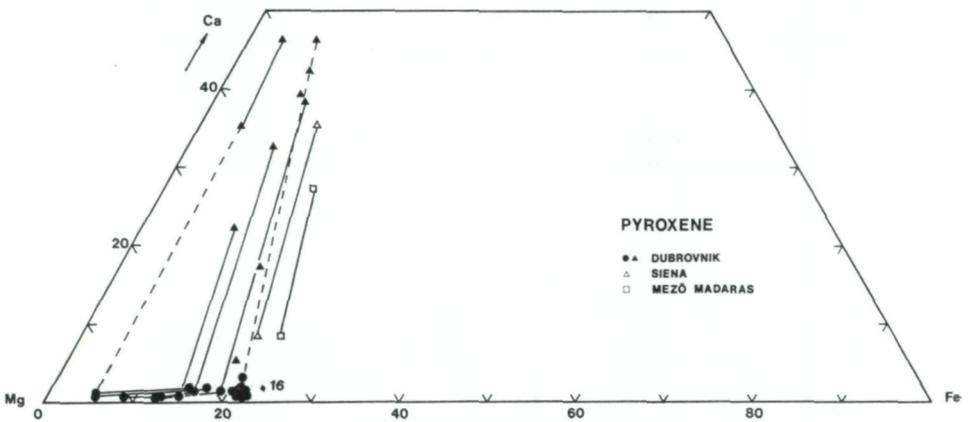


Abb. 3. Die Pyroxene im Chondriten von Dubrovnik projiziert ins System Mg-Fe-Ca (atomar). ————: Zonarbau; - - - - -: Koexistierende Pyroxene. Zum Vergleich wurden zonare Pyroxene aus den Chondriten von Siena (KURAT et al. 1969) und Mezö-Madaras (KURAT 1967) eingetragen.

Zusammensetzung schwankt in weiten Bereichen (Abb. 3, 4). Zonar gebaute Endiopside bis Diopside bilden häufig die Säume um Orthopyroxen und Olivin. In den Matrices finden sich variabel zusammengesetzte Augite und Pigeonite. In den metamorphen, „equilibrierten“ Fragmenten tritt Diopsid auf.

Zonar gebaute Klinopyroxene zeigen häufig — wie schon aus den Chondriten von Siena und Mezö-Madaras beschrieben (KURAT 1967, KURAT & al. 1969) — eine „Equilibrierung“ in der Fe-Mg-Verteilung. Das Mg/Fe-Verhältnis des Klinopyroxens bleibt dabei mit wechselndem CaO-Gehalt konstant oder ändert sich leicht zugunsten von Mg, wie es der Gleichgewichtsverteilung zwischen Ca-armen und Ca-reichen Pyroxen entspricht.

Neben dem CaO-Gehalt variieren besonders die Gehalte an  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , MnO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Tab. 1 und Abb. 4). Im „equilibrierten“ koexistierenden Orthopyroxen-Klinopyroxen-Paar entspricht die Verteilung von MnO,  $\text{TiO}_2$  und  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  den Gleichgewichtsverteilungen, wie sie aus irdischen Gesteinen

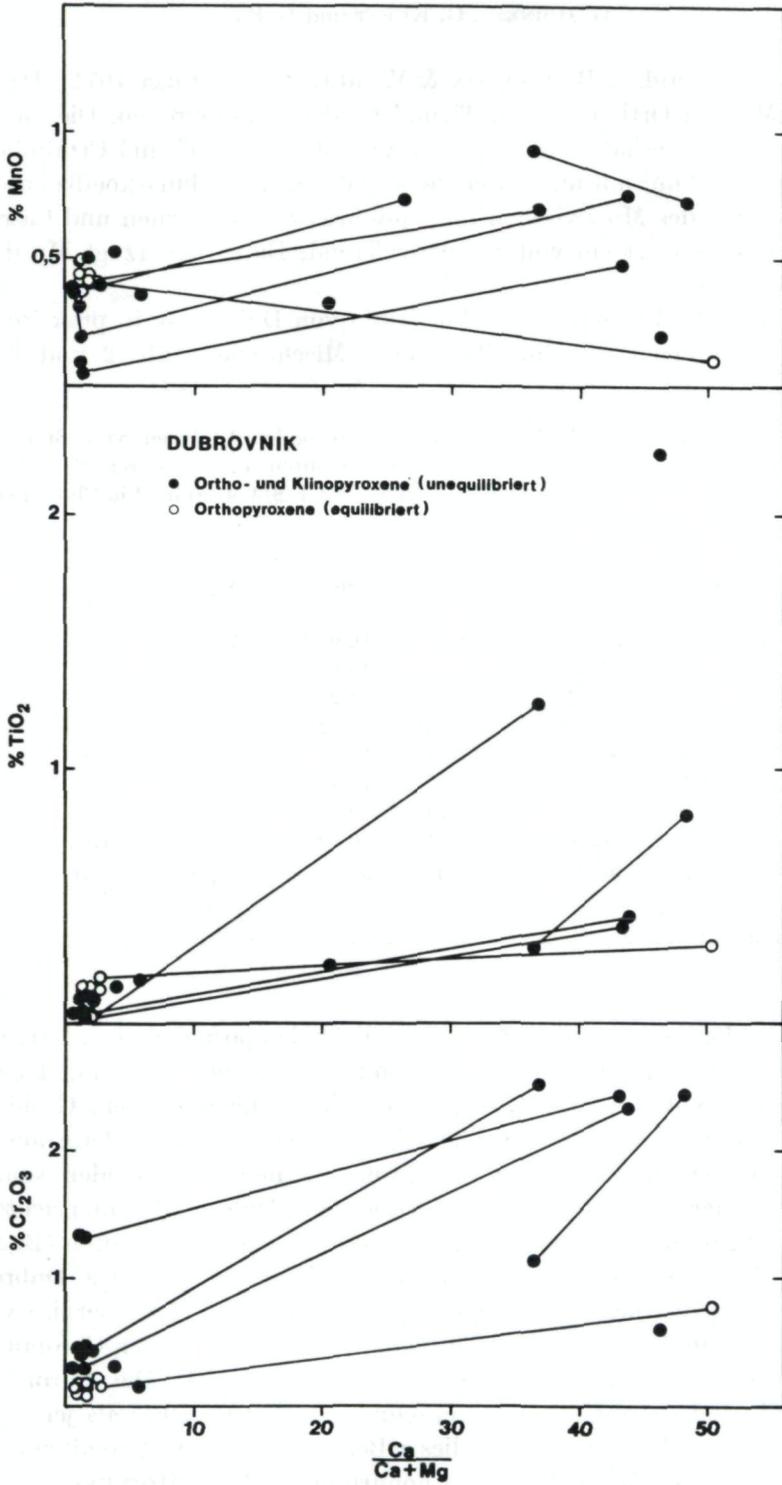


Abb. 4. Die Nebenelementgehalte der Pyroxene im Chondriten von Dubrovnik in Abhängigkeit vom atomaren  $\frac{Ca}{Ca+Mg}$  (in %).

bekannt sind (vergl. z. B. JACKSON & WRIGHT 1970, KURAT 1971). Dabei bevorzugt Mn den Orthopyroxen, Ti und Cr den Klinopyroxen. Die „unequilibrierten“ Paare verhalten sich bei der Verteilung von Ti und Cr ähnlich den „equilibrierten“ nur mit numerisch verschiedenen Verteilungskoeffizienten. Bei der Verteilung des Mn zwischen „unequilibrierten“ Ca-armen und Ca-reichen Pyroxenen dominiert ein völlig anderer Trend. Dabei bevorzugt Mn den Ca-reichen Pyroxen.

3. Spinelle finden sich im Chondriten von Dubrovnik in praktisch allen Zusammensetzungen der Spinell-Chromit Mischreihe (Tab. 2 und Abb 5).

Tabelle 2: Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von Spinellen im Chondriten von Dubrovnik. 1: Chromite in Fragmenten und Chondren. 2: Zonarer Cr-Spinell in Fragment F 8/4. 3: Cr-Spinell in Fragment F 8/3. 4: Spinell in Chondre Ch 5/1.

	1		2		3		4
	von	bis	von	bis	von	bis	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,9	53,8	42,6	16,0	55,3	30,2	2,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8	5,5	20,1	49,2	8,3	34,6	63,3
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,17	0,78	0,28	0,57	0,38	0,75
TiO <sub>2</sub>	1,50	2,96	2,54	0,62	1,73	0,54	0,11
FeO*)	28,4	31,3	26,9	18,6	29,2	24,8	15,7
MgO	3,2	3,5	6,8	14,1	4,1	9,0	18,5
MnO	0,28	0,28	0,21	0,12	0,26	0,15	0,06
ZnO	1,27	0,16	0,53	0,42	—	1,03	—
Summe	98,43	98,67	100,46	99,34	99,46	100,70	101,40

\*) Gesamt-Fe als FeO

Chromit ist der bei weitem häufigste Spinell. In den porphyrischen Fragmenten und Chondren ist Chromit meist in kleinen xenomorphen Körnern in der Matrix eingesprengt. Seltener wird Chromit von Olivin eingeschlossen. Grobkörnige Chromite treten in den metamorphen Fragmenten auf und in der Chondritenmatrix, wo manchmal sehr große Chromitfragmente vorhanden sind. Der Chemismus der Chromite im Chondriten von Dubrovnik entspricht nicht jenem der Chromite aus gewöhnlichen „equilibrierten“ Chondriten (BUNCH & al. 1967, HOINKES & KURAT 1974, FUDALI & NOONAN 1975). Die Dubrovnik-Chromite sind deutlich Fe-ärmer und Mg-reicher (Abb. 5). Überdies variiert der Cr-Gehalt in den Dubrovnik-Chromiten, wogegen er in den Chromiten der „equilibrierten“ gewöhnlichen Chondrite konstant ist. Die Chromite im Dubrovnik sind außerdem im Durchschnitt etwas Cr-reicher als jene der gewöhnlichen Chondrite und sind in dieser Beziehung einigen Chromiten aus dem „unequilibrierten“ Mezö-Madaras Chondriten ähnlich (HOINKES & KURAT 1974). Die Nebenelement-Gehalte in den Chromiten verhalten sich recht unterschiedlich (Abb. 6). Mn und V sind recht einheitlich verteilt, wogegen die

Gehalte an Zn und Ti über einen weiten Bereich variieren. Die Zn-Gehalte schwanken offensichtlich willkürlich zwischen 0,1 und 1,3 Gew.-%. Beim Ti zeigt sich eine Tendenz zur Abnahme des Ti-Gehaltes mit zunehmendem Cr-

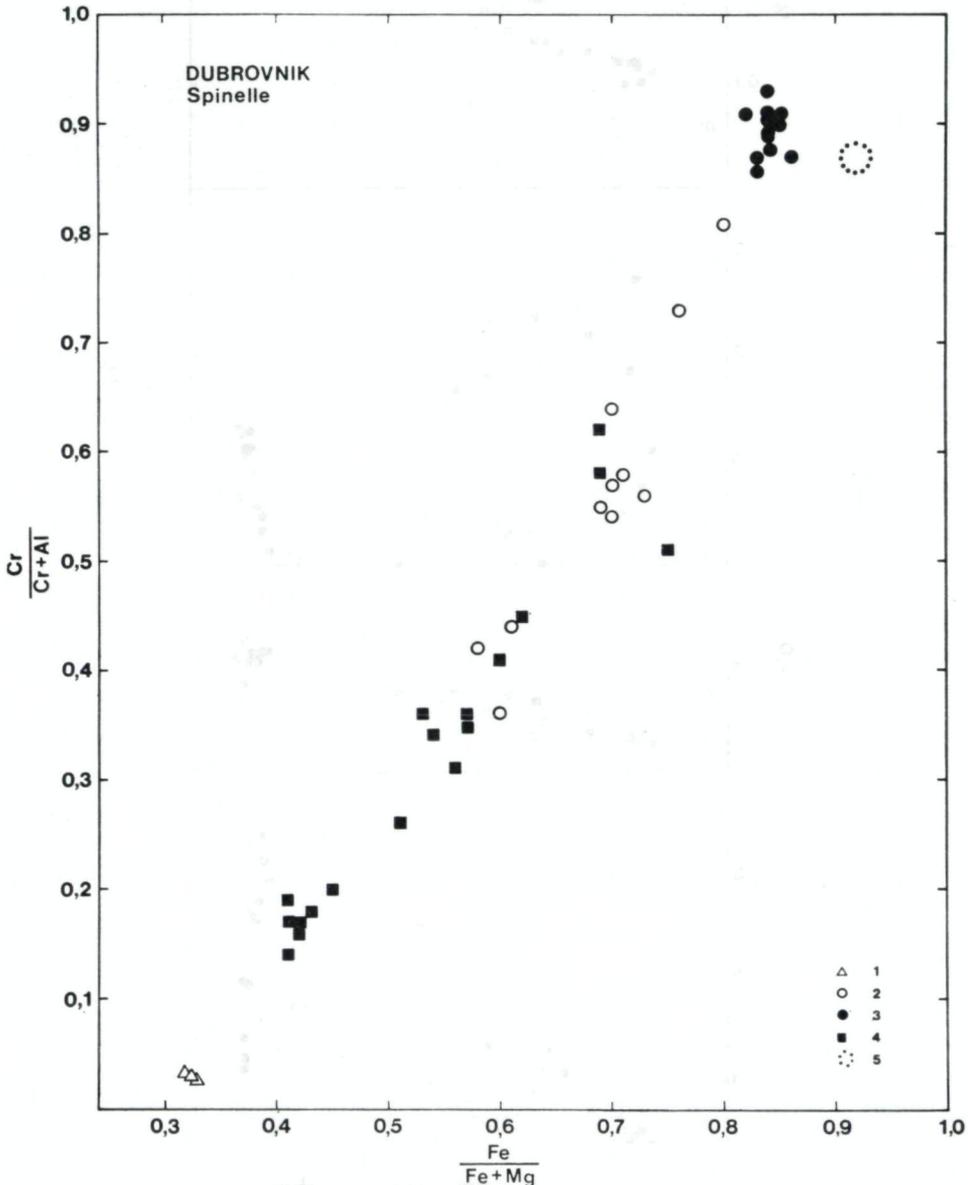


Abb. 5.  $\frac{Cr}{Cr+Al} - \frac{Fe}{Fe+Mg}$  - Projektion (atomar) der Spinellchemismen im Chondriten von Dubrovnik. 1: Spinelle in der Chondre Ch 5/1. 2: Cr-reiche Spinelle im Fragment F 8/3. 3: „Equilibrierte“ Chromite in Fragmenten und Chondren. 4: Zonare intermediäre Spinelle im Fragment F 8/4. 5: Chromite in „equilibrierten“ Chondriten (BUNCH & al. 1967, HOINKES & KURAT 1974).

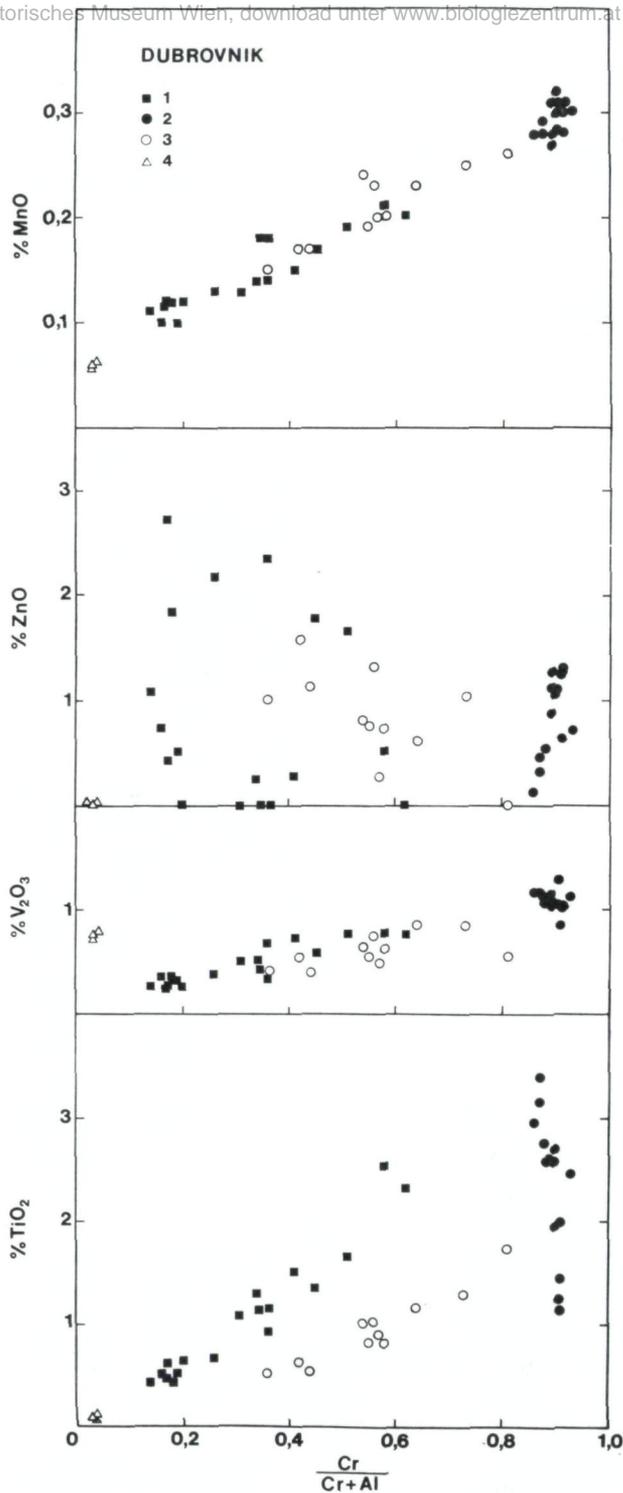


Abb. 6. Die Nebenelementgehalte (Gew.-% MnO, ZnO, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und TiO<sub>2</sub>) der Spinelle im Dubrovnik Chondriten in Abhängigkeit vom atomaren  $\frac{Cr}{Cr+Al}$ . 1: Zonare intermediäre Spinelle im Fragment F 8/4. 2: „Equilibrierte“ Chromite in Fragmenten und Chondren. 3: Cr-reiche Spinelle im Fragment F 8/3. 4: Spinelle in der Chondre Ch 5/1.

Gehalt — ähnlich, wie in Chromiten aus dem Mezö-Madaras Chondriten (HOINKES & KURAT 1974).

Intermediäre Spinelle wurden in einem feinkörnigen Spinell-Plagioklas-Fragment und in einem rekristallisierten Fragment, umgeben von einer Olivin-Plagioklas-Corona gefunden.

Das Spinell-Plagioklas-Fragment besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklas und Spinell mit untergeordnet etwas Olivin. Neben größeren Partien von Plagioklas führt dieses Fragment große hypidiomorphe zonare Spinelle, welche im Durchlicht rot durchsichtig bis opak erscheinen. Der Zonarbau reicht von 16,1 bis 42,6 Gew.-%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Dabei nehmen die Fe-, Mn-, V- und Ti-Gehalte mit steigendem Cr-Gehalt kontinuierlich zu (Abb. 5, 6). Die Zn-Gehalte sind sehr unterschiedlich und schwanken — mehr oder weniger unabhängig vom Cr-Gehalt — zwischen 0 und 2,8 Gew.-% ZnO.

Das Vorkommen von intermediärem Spinell in einem metamorphen Fragment ist von einer Reaktionscorona aus konstant zusammengesetztem Olivin mit etwas Plagioklas umgeben. Die Spinelle sind braun durchscheinend bis opak. Der Zonarbau reicht von 30,2 bis 55,3 Gew.-%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Auch hier sind die Nebenelemente Mn, V und Ti — wenn auch in einem anderen Maße — mit dem Cr-Gehalt positiv korreliert. Etwas unregelmäßig verhält sich Zn, zeigt jedoch einen Trend zu niedrigen Werten mit steigendem Cr-Gehalt.

Zwei Cr-reiche Kristalle in diesem Vorkommen enthalten Ilmenit-Entmischungslamellen, welche jedoch zu fein für eine quantitative Analyse sind. Möglicherweise ist die etwas geringere Zunahme des Ti-Gehaltes dieser Chromite mit dem Cr-Gehalt auf die Ilmenit-Ausscheidung zurückzuführen.

Spinell im engeren Sinne fand sich nur in einer Chondre. Diese Chondre hat eine etwas ungewöhnliche Zusammensetzung und besteht aus einigen xenomorphen Olivinen (konstant zusammengesetzt) mit großen Ti-haltigen Augiten (2,3 Gew.-%  $\text{TiO}_2$ ) und einem großen, hypidiomorphen, rot durchsichtigen Spinell in einer kryptokristallinen Matrix. Dieser Spinell ist fast konstant zusammengesetzt mit einem durchschnittlichen  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 3 Gew.-%. Die Nebenelement-Gehalte passen sich zum Teil dem allgemeinen Trend (Abb. 6) an (Mn, Ti), zum Teil verhalten sie sich völlig selbständig. Ungewöhnlich ist, daß Zn fehlt, welches der allgemeinen Tendenz nach die Cr-freien Spinelle bevorzugen sollte und wie es z. B. in Mezö-Madaras auch beobachtet wurde (HOINKES & KURAT, 1974). Ähnlich aus dem Rahmen fällt der V-Gehalt, der wesentlich höher ist, als es dem Trend entspräche.

4. Phosphate finden sich als große, unregelmäßig begrenzte Fragmente und als Zwickelfüllungen in den grobkristallinen metamorphen Gesteinsfragmenten. Innerhalb der Phosphataggregate sind keine Korngrenzen erkennbar. Die Auslöschung unter gekreuzten Nicols erfolgt stets gleichzeitig. Phosphatansammlungen bestehen häufig aus zwei Phosphat-Phasen: Chlorapatit und Whitlockit.

Die Chlorapatit-Analysen (Tab. 3) entsprechen, mit Ausnahme des Si-Gehaltes völlig jenen aus anderen Chondriten beschriebenen (VAN SCHMUS &

RIBBE 1969, FUCHS 1969, LANGE & al. 1973). Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der Dubrovnik-Apatite sind mit über 1 Gew.-% sehr hoch, müssen jedoch in Anbetracht der Grobkörnigkeit der mit der Mikrosonde gemessenen Körner als real betrachtet werden. Auch der Whitlockit (Tab. 3) unterscheidet sich von den in der Literatur beschriebenen (op. cit.) durch seinen hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von über 1 Gew.-%.

5. Plagioklas findet sich häufig in metamorphen Fragmenten und mit Cr-Spinell verwachsen. Seine Zusammensetzung ist Ab 84 An 11 Or 5 und

Tabelle 3: Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von Phosphaten im Chondriten von Dubrovnik.

	Cl-Apatit F 5/3	Cl-Apatit F 5/1	Whitlockit F 5/1
$\text{P}_2\text{O}_5$	41,3	41,9	45,4
$\text{SiO}_2$	1,47	1,24	1,23
FeO *)	0,47	0,44	0,69
MgO	0,45	0,41	3,71
CaO	52,4	53,2	46,0
$\text{Na}_2\text{O}$	0,45	0,45	2,14
$\text{K}_2\text{O}$	0,10	0,11	0,19
F	0,51	0,45	0,18
Cl	4,8	4,9	0,06
O F, Cl	1,29	1,30	0,09
Summe	100,66	101,80	99,51

\*) Gesamt-Fe als FeO

unabhängig vom Vorkommen. Diese Zusammensetzung entspricht jener von Plagioklasen aus gewöhnlichen Chondriten (VAN SCHMUS & RIBBE 1968).

6. An weiteren Phasen finden sich Kamazit, Taenit und Troilit, welche nur optisch identifiziert, jedoch nicht analysiert wurden.

### Diskussion

Dubrovnik ist ein Chondrit der L-Gruppe, dessen Komponenten den petrologischen Typen L3 bis L6 (VAN SCHMUS & WOOD 1967) zugeordnet werden können. Typ 5-Material ist vorherrschend. Typ 3-Komponenten mit zonaren Silikaten und Glas sind selten. Häufig wiederum sind Typ 6-Fragmente, deren Struktur an Typ 7 (DODD 1972) erinnert. Die Orthopyroxene in diesen Fragmenten haben jedoch nicht den entsprechend hohen CaO-Gehalt, der für die Klassifikation als Typ 7 notwendig wäre. Ähnlich komplexe Chondrite wie Dubrovnik wurden schon beschrieben (z. B. Siena: KURAT & al. 1969, St. Mesmin: DODD 1974) und werden in Zukunft sicher noch beschrieben werden.

Besonders interessant ist die Tatsache, daß die Olivine und Ca-armen Pyroxene im Dubrovnik Chondriten überwiegend „equilibriert“ erscheinen, die „Gleichgewichtszusammensetzung“ dieser Phasen jedoch in verschiedenen Komponenten verschieden ist (vergl. Abb. 1). Dies und das Koexistieren verschiedener petrologischer Typen beweisen, daß die einzelnen Komponenten des Chondriten ihre charakteristische Struktur und Phasenchemismen vor dem Einbau in das Dubrovnik-Gestein erhalten hatten.

Von besonderer Bedeutung ist auch das — wenn auch spärliche — Auftreten einer dunklen, feinkörnigen Matrix, welche einige Fragmente und Chondren umgibt. Trotz ihrer brüchigen Konsistenz ist sie in allen Fällen vollständig erhalten und keinerlei Ausbrüche größeren Ausmaßes konnten beobachtet werden. Deshalb können diese Fragmente und Chondren auch nicht aus einem „unequilibrierten“ oder kohligen Chondriten stammen. Der Matrixsaum mußte sich vielmehr um diese Komponenten vor der Inkorporation ins Gestein gebildet haben, während sie noch frei beweglich waren. Dies könnte sowohl in einer Staubwolke, als auch in einem Regolith geschehen sein. Die Zusammensetzung spricht eher für die erste Möglichkeit. Die dunkle Matrix entspricht in ihrer Pauschalzusammensetzung einem L-Chondriten. Dadurch unterscheidet sie sich letztlich von ähnlichen Matrices in „unequilibrierten“ Chondriten, deren Matrices durch Stoffverschiebung — meist hydrothermalen Natur — eine deutlich veränderte Zusammensetzung haben (KURAT 1970). Weiters scheint der Oxidationsgrad der dunklen Matrix — soweit wir es mit den zur Verfügung stehenden Mitteln abschätzen können — wesentlich höher als jener des pauschalen Chondriten zu sein. Eine Bildung durch Staub-Adhäsion in einem Regolith erscheint somit unwahrscheinlich. Die Staub-Anlagerung mußte demnach vor der Agglomeration aus einer Staubwolke erfolgt sein, deren Oxidationsgrad gegenüber den Fragmenten und Chondren deutlich höher war. Möglicherweise ist dieser Staub ein unverarbeiteter Rest des Ausgangsmaterials der Fragmente und Chondren. Der Bildungsmechanismus ist noch völlig unklar, ist jedoch sicherlich spezifisch für die Prozesse, welche bei der Chondritengenese ablaufen. Dies beweisen die vielen von dunkler Matrix ummantelten Fragmente und Chondren der „unequilibrierten“ Chondrite und die „Schneeball“-Chondren und -Fragmente der kohligen Chondrite.

Trotzdem der Dubrovnik Chondrit Komponenten aller petrologischen Chondritentypen enthält, sind alle Spinelle „unequilibriert“. Auch die Chromite sind davon nicht ausgeschlossen. Sie sind ärmer an MnO und FeO als die Chromite der „equilibrierten“ L-Chondrite (BUNCH & al. 1967) und haben eine zu große Variabilität in den TiO<sub>2</sub>- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalten (Tab. 2). Diese Verhältnisse stehen völlig im Gegensatz zu anderen Chondriten, in denen wohl „unequilibrierte“ Spinelle gefunden wurden, die aber in der Hauptsache „equilibrierte“ Chromite führen (HOINKES & KURAT 1974, FUDALI & NOONAN 1975). HOINKES & KURAT (1974) haben die variablen Spinell-Chemismen im „equilibrierten“ Teil des Mezö-Madaras Chondriten auf die unterschiedlichen

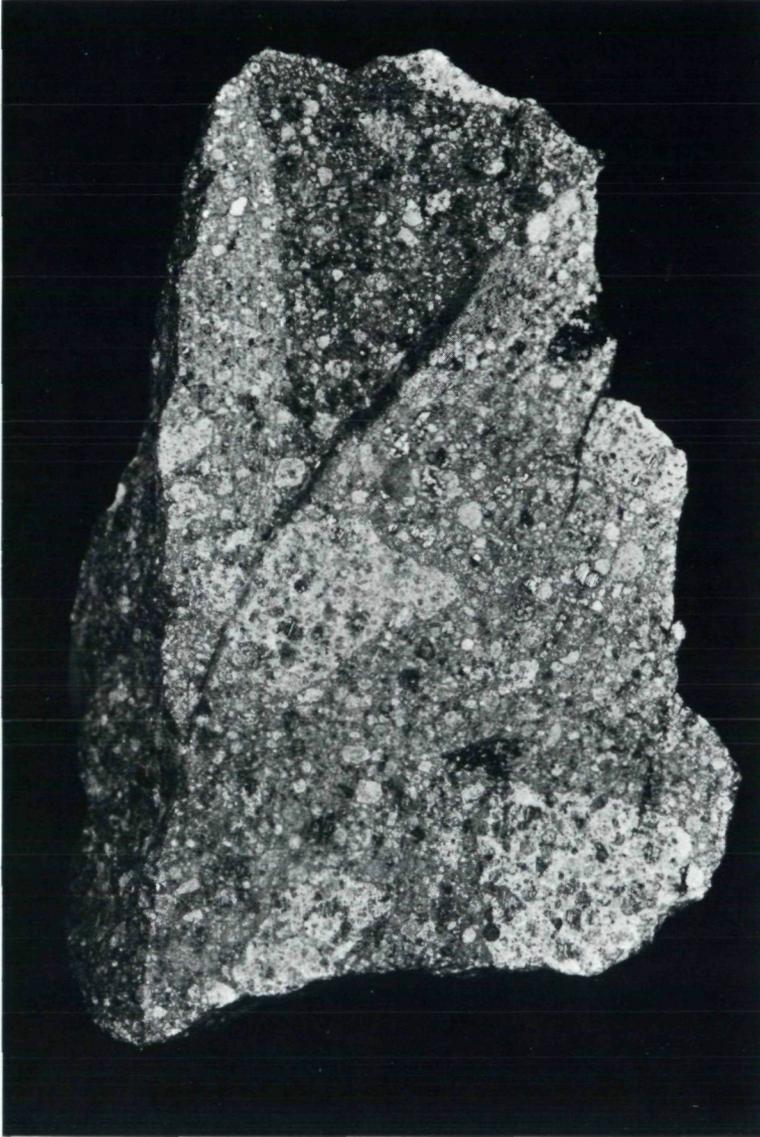
Pauschalchemismen der spinellführenden Fragmente und Chondren zurückgeführt. Gleichzeitig wurde der variable Spinell-Chemismus als Hinweis darauf angesehen, daß die „Equilibrierung“ des Chondriten nicht durch eine Thermometamorphose verursacht wurde. Im Gegensatz dazu haben FUDALI & NOONAN (1974) ähnlich inhomogene Spinelle im Gobabeb Chondriten als im Zuge einer Thermometamorphose nur unvollständig „equilibriert“ betrachtet. Dagegen sprechen die hohe Variabilität der ZnO- und TiO<sub>2</sub>-Gehalte der Chromite und der sehr Cr-armen Spinelle aus der Chondre 5/1. Dieser Spinell ist reich an V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, jedoch ZnO-frei. Seine Zusammensetzung ist eindeutig durch ein entsprechendes Milieu geprägt worden. Gleiches gilt für alle untersuchten Spinelle, wenn man speziell die sehr variablen ZnO- und auch die TiO<sub>2</sub>-Gehalte betrachtet (Abb. 6). Der Spinell aus Chondre 5/1 ist jedenfalls auf Grund seiner Zusammensetzung ein Fremdkörper aus einem anderen Milieu. Er könnte einer der seltenen Restite des Ausgangsmaterials der Chondren- und Fragmentbildung sein (vergl. auch HOINKES & KURAT 1974).

Diese Ansicht paßt sich gut jener von OSBORN & al. (1974) an, welche auf Grund von Spurenelement-Daten von Chondren schlossen, daß die Chondren durch Aufschmelzen von Staub gebildet wurden. Der Spinell in Chondre 5/1 ist überdies ZnO-frei, was eine Verwandtschaft mit an flüchtigen Elementen verarmten Gesteinen andeuten könnte.

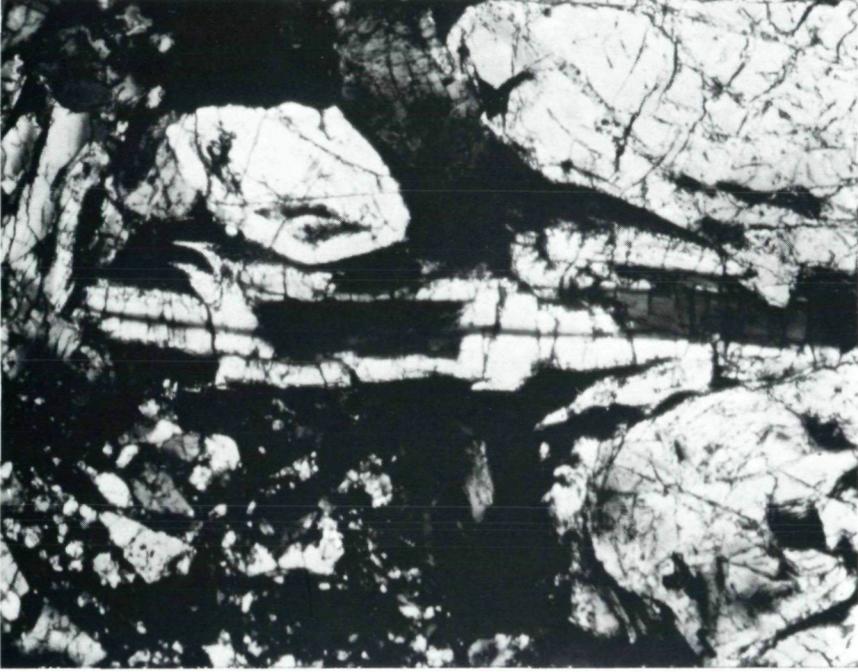
Der Chondrit von Dubrovnik ist also eine Brekzie, welche Gesteine und Impakt-Produkte verschiedener Herkunft enthält. Er ist somit ein besonders gutes Beispiel für die komplexe Genese der Chondrite im allgemeinen.

#### Literatur

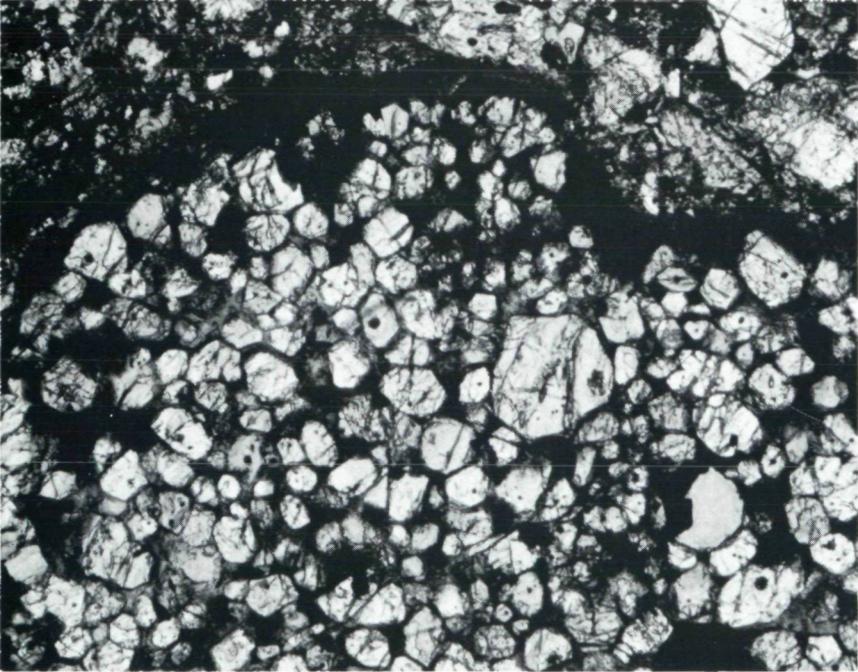
- BENCE, A. & A. ALBEE (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. — *J. Geol.* **76**, 382–403.
- BUNCH, T. E., K. KEIL & K. G. SNETSINGER (1967): Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1569–1583.
- DODD, R. T. (1972): Calcium in chondritic olivine. — In: R. SHAGAM (ed.): *Studies in Earth and Space Sciences*. — *Geolog. Soc. Am., Mem.* **132**, 651–660.
- (1974): Petrology of the St. Mesmin Chondrite. — *Contr. Min. Petr.* **46**, 129–145.
- FREDRIKSSON, K., J. NELEN & B. J. FREDRIKSSON (1968): The LL-group chondrites. — In: L. AHRENS (ed.): *Origin and Distribution of the Elements*. — Pergamon Press, Oxford, 457–466.
- FUCHS, L. H. (1969): The phosphate mineralogy of meteorites. — In: P. M. MILLMAN (ed.): *Meteorite Research*. — Reidel, Dordrecht, 683–695.
- FUDALI, R. F. & A. F. NOONAN (1975): Gobabeb, a new chondrite: the coexistence of equilibrated silicates and unequilibrated spinels. — *Meteoritics* **10**, 31–39.
- HEY, M. H. (1966): *Catalogue of Meteorites*. — Trustees of the British Mus. (Nat. Hist.), London.
- HOINKES, G. & G. KURAT (1974): Chemismus von Spinellen aus dem Mezö-Madaras Chondriten. — In: KIESL, W. & H. MALISSA (ed.): *Analyse extraterrestrischen Materials*. — Springer-Verlag, Wien, N. Y., 265–288.
- JACKSON, E. D. & T. L. WRIGHT (1970): Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — *J. Petrol.* **11**, 405–430.







2



3



- KURAT, G. (1967): Einige Chondren aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1843—1857.
- (1970): Zur Genese des kohligen Materials im Meteoriten von Tieschitz. — *Earth Planet. Sci. Letts.* **7**, 317—324.
- (1971): Granat-Spinell-Websterit und Lherzololith aus dem Basaltuff von Kapfenstein, Steiermark. — *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* **16**, 192—214.
- KURAT, G., K. FREDRIKSSON & J. NELEN (1969): Der Meteorit von Siena. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 765—773.
- LANGE, D. E., C. B. MOORE & K. RHOTON (1973): The Willowbar meteorite. — *Meteoritics* **8**, 263—275.
- OSBORN, T. W., R. G. WARREN, R. H. SMITH, H. WAKITA, D. L. ZELLMER & R. A. SCHMITT (1974): Elemental composition of individual chondrules from carbonaceous chondrites, including Allende. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 1359—1378.
- RAMDOHR, P. (1967): Chromite and chromite chondrules in meteorites. I. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1961—1967.
- VAN SCHEMUS, W. R. & J. A. WOOD (1967): A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 747—765.
- VAN SCHEMUS, W. R. & P. H. RIBBE (1968): The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 1327—1342.
- (1969): Composition of phosphate minerals in ordinary chondrites. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 637—640.

### Tafelerklärungen

#### Tafel 1

Fig. 1. Schnittfläche des Dubrovnik Chondriten (Inv. Nr. L 4213). Helle chondritische Fragmente sind in einer dunklen chondritischen Matrix eingebettet. Länge des Stückes: 6,5 cm.

#### Tafel 2

Fig. 2. Dubrovnik; Orthopyroxen von Klinopyroxen ummantelt. Durchlicht mit x Pol.; Bildlänge 0,78 mm.

Fig. 3. Dunkle Matrix um Fragment; die Matrix umschließt das gesamte Fragment in etwa gleicher Mächtigkeit. Durchlicht; Bildlänge 0,78 mm.