

36. Shichangit, ein Epi-Metaleukophyr-Pyroxenit (Plagioklas-Hornblende-Jadeitit) als Randfazies ehema- liger leukophyrischer Gänge in Serpentin und Gabbro

Von

Arno Schüller

ZUSAMMENFASSUNG. — Es werden epizonal metamorphe Pyroxen-Jadeit-führende Gabbros und ihre leukokraten Ganggesteine aus Nanyang, Provinz Honan in China, beschrieben und mineralfaziell gedeutet. Für die leukokraten Typen wird der Name Shichangit vorgeschlagen und definiert.

Der berühmte Yüan-Kessel aus Jade in der Ringburg in Peking wird erstmalig lokalisiert, er stammt aus der Gegend von Nanyang, also aus dem „eigentlichen Inneren Chinas“.

Inhalt

Zur Archäologie des Yü (Jade)	429
Geologie des Yü-Vorkommens von Nanyang	432
Petrographie des Yü	434
Shichangite	434
Pyroxen-Shichangite	434
Pyroxen-Hornblende-Shichangite	438
Leukophyrische Ganggesteine	443
Metamorphe Pyroxen-Plagioklasite	443
Metamorphe Zoisit-Plagioklasite	445
Gabbromylonite	447
Gabbrophyllonite	448
Der Chemismus der Shichangite	449
Die mineralfaziellen Verhältnisse	451
Definition	452
Literaturverzeichnis	453

Zur Archäologie des Yü (Jade)

In China werden seit der jüngeren Steinzeit ohne Unterbrechung bis heute „Jade“gesteine („Yü“-Gesteine) zu Millionen von Stücken zu Schmuck- und Kunstgegenständen verarbeitet. Neben den harten, edlen, weißen und grünen Varietäten werden billige, selbst für einen Fachmann dem Ansehen nach täuschend ähnliche, weiche, leicht bearbeitbare Imitationen verwendet. In der Natur treten beide oft nebeneinander auf. Die edlen Yü-Nephrite und Yü-Jadeite bilden seltene und unbedeutende Einlagerungen in Gesteinen solcher

Imitationen, in Serpentin und Gabbro. Trotz der unglaublichen Fülle von Material, das in allen Museen der Welt und noch zu Millionen Stücken in den Gräbern Chinas noch heute zu finden ist, gelang es den Sinologen und Archäologen nicht, die Herkunft der in den verschiedenen Dynastien seit alters verarbeiteten Rohstoffe des Yü im „eigentlichen China“ nachzuweisen. Die Möglichkeit, die Vorkommen der echten Yü aus ihren in wesentlich größeren Mengen vorhandenen Nebengesteinen aufzufinden, ist bisher nicht genützt worden, doch hat W. T. FOSHAG (1959) neuerdings für den Guatemala-Jade die Muttergesteine (Serpentine) als Indikatoren des echten Yü mit großem Erfolg verwendet. Das Ergebnis der ausgezeichneten und wissenschaftlich bestens fundierten Untersuchung von HANSFORD (1950, S. 55) lautet:

It is thus seen that the belief, that deposits of jade stone existed at places in China Proper, rests on no foundation of ascertained fact, but may be accounted for by loose terminology and false identification of other stones with nephrite.

Auch CHANG HUNG-CHAO (1922, 1927), ein angesehener Mineraloge und Experte für die Geschichte der Mineralogie in China, kommt zum gleichen Schluß wie HANSFORD.

Der älteste, größte und berühmteste Yü (GOETTE 1936, S. 191) ist eine riesige Schüssel, ein ehemaliger Weinkessel, von etwa 1 m \varnothing , 60 cm Höhe, mit einem Umfang von nahezu 5 m in der Rundburg beim Pehai-Park in Peking. Durch den Kaiser Chien-Lung ist er dort wieder aufgestellt worden. Die Geschichte dieses Yü hat der Kaiser in 3 „Gedichten“ (HANSFORD 1950, S. 75) im Inneren des Kessels im Jahre 1743, 1746, 1749, eingraben lassen. Nach den Ermittlungen des gelehrten Kaisers ist dies zweifellos ein Stück aus der Chin- oder Yüan-Dynastie und stand im prunkvollen Hofe des Kublai-khan, wo es von Marco Polo und anderen bewundert wurde. Bisher konnte man diese Jade-Varietät weder genau datieren noch lokalisieren.

Durch einen glücklichen Zufall fand ich auf dem Volksmarkt in Hang-chou und später in Peking (Ren min Shi chang), nicht sehr alte bearbeitete, schneeweiße Jadebruchstücke mit sehr merkwürdigen, fast rechtwinklig begrenzten grünen Flecken von etwa $\frac{1}{2}$ cm \varnothing , die im Abstand von 2 und mehr cm das weiße Material punktieren. Ebenfalls wieder durch einen Zufall erkannte ich die Gleichartigkeit mit dem berühmten Yüan-Kessel und vermutete auf Grund einer vorläufigen Mitteilung von H. C. LEE (1936), daß das Material von beiden Stücken aus der Gegend von Nanyang in der Honan-Provinz stammt. Bei einer Unterredung mit Prof. Ma Hsing-Yuan äußerte ich meine Vermutung. Er konnte mir eine kleine geschliffene Probe aus Nanyang vorlegen, die die Gleichheit des Materials bestätigte, und stellte mir dankenswerterweise seine Handsammlungen und die geologische Beschreibung des Vorkommens zur Verfügung.

Das von Prof. Ma Hsing-Yuan bei Nanyang in Honan und mir im Kunsthandel gesammelte Material bietet erstmalig Gelegenheit, eine historisch berühmte Yü-Arbeit, wie den Kessel aus der Yüan-Zeit, petrographisch zu bestimmen und seine Herkunft „aus dem Inneren Chinas“ eindeutig festzulegen. Dadurch wird auch eine von HANSFORD (1950, S. 49) zitierte Bezugs-

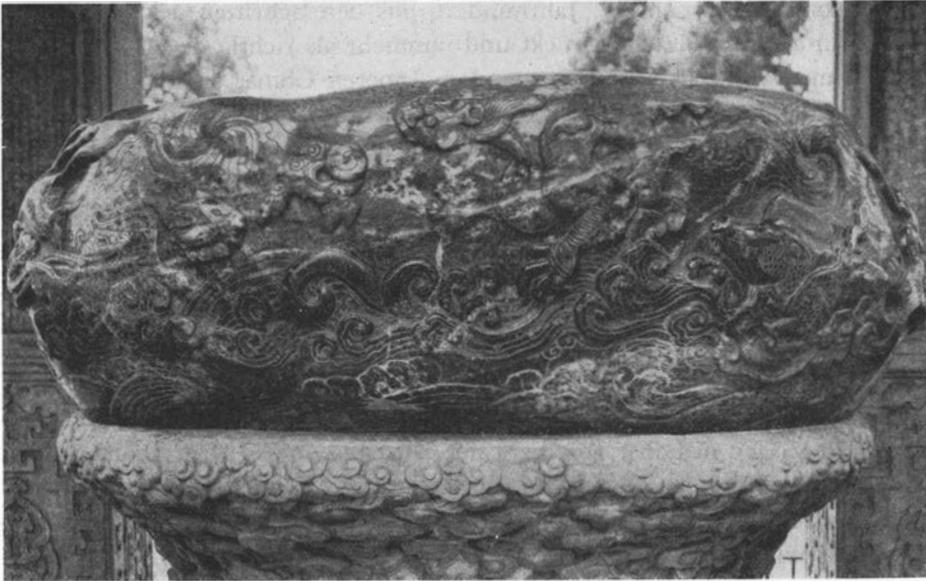


Abb. 1

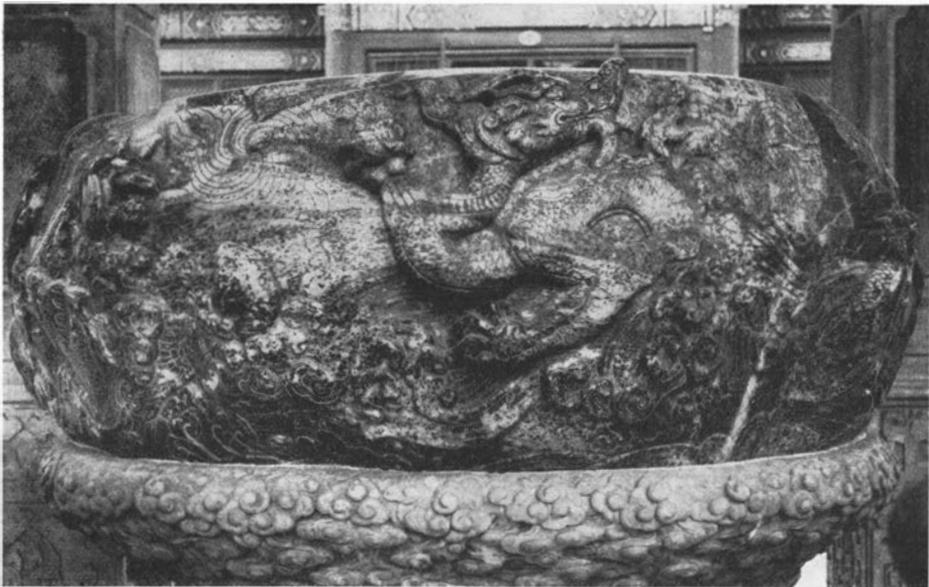


Abb. 2

Abb. 1 und 2. Yüan-Weinkessel aus der Ringburg von Peking, Umfang 5 m, \varnothing 1 m, Höhe 60 cm. Material: Shichangit von Nanyang. 1 (oben), Nordseite. 2 (unten), Südseite (vgl. HANSFORD 1950). Leukophyrische Gänge, teilweise diskordant im angrenzenden Gabbro (schwarz, rechts).

quelle von Yü aus dem 15. Jahrhundert, aus den Schriften des Tao Hung-Ching, in ein neues Licht gerückt und nunmehr als richtig bestätigt. Weitere Vorkommen von Yü-Nephriten aus dem Inneren Chinas sind mit Hilfe der Bestimmung der Muttergesteine des Yü nachzuweisen und geologisch-tektonisch einzuordnen, worüber an anderer Stelle berichtet werden soll.

Der Yüan-Kessel wurde von HANSFORD (1950, Tafel 28) nach einer Photographie von Seiner Majestät, dem König von Schweden, abgebildet; ich füge hier die Rückseite des historisch, wie petrographisch interessanten Yü bei (Abb. 1, 2).

Geologie des Yü-Vorkommens von Nanyang

Etwa 7,5 km NNE von der Stadt Nanyang ragt aus jungen Flußablagerungen als ein etwa 200 m hoher Inselberg der Dushan empor (Meereshöhe 375 m) Geologisch gehört der Dushan in die streichende Fortsetzung des südlichen Teils der Tsinlingshan-Achse, die aus präkambrischen, metamorphen Gesteinen aufgebaut wird. Der Dushan zeigt folgendes Profil (Abb. 3, 4) von Nordost nach Südwest und besteht vom Liegenden zum Hangenden aus folgenden Gesteinen:

- | | |
|---|--|
| 1. „Biotit“-Schiefer (234). | 8. „Metatuff“. |
| 2. Graugrüner Schiefer (238). | 9. Amphibolit und Amphibolschiefer. |
| 3. Dunkelgraugrüner und hellgrauer Amphibolit und Amphibolschiefer (235) = Hornblendemylonit-Bändergneis. | 10. „Biotit“-Schiefer. |
| 4. Hellgrauer „Metatuff“ (237). | 11. „Metatuff“. |
| 5. „Biotit“-Schiefer. | 12. „Biotit“-Schiefer. |
| 6. Amphibolschiefer (236) = Hornblendemylonit-Bändergneise. | 13. „Metatuff“. |
| 7. Amphibolit und Amphibolitschiefer. | 14. „Biotit“-Schiefer. |
| | 15. Amphibolit und Amphibolschiefer. |
| | 16. Mittelkörniger Amphibolit (239). |
| | 17. Grobkörniger Amphibolit (240) = Reliktgabbro-Kataklasit. |

Der Jade wird in kleinen Schächten im oberen Teil des Berges abgegraben, i. w. in den Gesteinen Nr. 16 und 17, also in grobkörnigen, dunkelgrünen Amphiboliten mit reliktschem Gabbro. Nach der Form der Grabungen zu urteilen, tritt der „Jade“ in sehr unregelmäßigen, gestörten, gangartigen Adern auf, die an der Oberfläche teilweise kaolinisiert sind. In den weichen, kaolinartigen Massen finden die Bauern harte, dunkelgrüne, weiße und smaragdgrüne Knollen, die in der Stadt Nanyang zu Jadekunstwerken verarbeitet werden.

In der Profilübersicht sind die Gesteine nach dem bloßen Augenschein mit vorläufigen Geländebezeichnungen belegt worden. Wie die mikroskopische Beschreibung zeigen wird, sind diese grobkörnigen Amphibolite am wenigsten stark tektonisch bzw. mechanisch durchbewegte reliktsche Gabbros. Das liegende, schieferige Gestein sind außerordentlich stark durchbewegte, mechanisch deformierte Gabbros. Sie wurden über körnige Augenmylonit-Amphibolite stufenweise in Hornblende-Phyllonite umgeformt. Teilweise er-

selt, so mannigfaltig ändern sich auch im Handstück die innerhalb der „grobkörnigen Amphibolite“ auftretenden harten nephritischen Jadegesteine. Das Material des Yüan-Kessels (Abb. 1, 2) gibt noch keine ausreichende Vorstellung wie rasch innerhalb von wenigen mm und cm die Mineralzusammensetzung und damit die Farbe variiert. Man findet Schmuckstücke („Phyrasite“ im Sinne von K. H. SCHEUMANN), in denen Gefüge und Mineralbestand in Streifen von mm zu mm so stark wechseln, daß man sie in grossen Komplexen für völlig verschiedenartige Gesteine halten würde.

Petrographie des Yü von Nanyang

Der Yü von Nanyang hat nicht nur ein sehr charakteristisches Aussehen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt einen bemerkenswert einmaligen Mineralbestand: Plagioklas (Bytownit bis Albit), Pyroxene und Hornblenden verschiedener Zusammensetzung und Entstehung. Sein Gefüge beweist eine vielseitige Metamorphose aus primären magmatischen Gesteinen. Der Gesteinsverband läßt erkennen, daß das Ausgangsmaterial ehemalige helle Gänge (Leukophyre) von Leukogabbros und Sacchariten in Gabbros, bzw. in Serpentiniten gewesen sind.

Es scheint mir daher empfehlenswert und bequem, dieses besondere Gestein als Shichangit zu benennen. Andere petrogenetische und petrographische Bezeichnungen sind möglich und im Titel aufgeführt. Der *Shichangit* tritt offensichtlich auch als Randfazies des weißen oder smaragdgrün gefleckten echten Jadeitits auf (SCHÜLLER 1960, S. 1295–1308). Er ist wahrscheinlich identisch mit den von BAUER (1896, S. 35) als Albit-Hornblendegestein, bzw. als Feldspat-Jadeit (1906, S. 107), von LACROIX (1930, S. 235) als Jadéitites à amphibole, von CHIBBER (1934), von IWAO (1935) und von FOSHAG (1959) als Aktinolith-Zoisit-Granulit bezeichneten Gesteinen. Daraus geht hervor, daß der *Shichangit* eine universelle Verbreitung und allgemeine Bedeutung in allen bisher bekannten Jade-Fundpunkten besitzt.

Die vielfältige Art der Gefüge und der Umbildung des Mineralbestands, die bei der mechanischen Durchbewegung des Gabbrokörpers entstanden sind, sollen hier beschrieben, mineralfaziell analysiert und genetisch gedeutet werden.

Shichangit

Pyroxen-Shichangit.—Als Shichangit werden Pyroxen-Plagioklasgesteine zusammengefaßt, die gelegentlich Hornblendereste führen und ein granoblastisches bis ultragranoblastisches Gefüge besitzen. Die Plagioklase bilden Aggregate von nur wenigen μ großen Granoblasten, die sich in Leisten oder Streifen zusammenschließen, weil sie durch feine Säume oder auch Nester von Pyroxen abgegrenzt werden. Dadurch entsteht ein streifiges oder flaseriges Gefüge (Abb. 5, 6). Einzelne Granoblasten können 60 μ bis 100 μ \varnothing erreichen

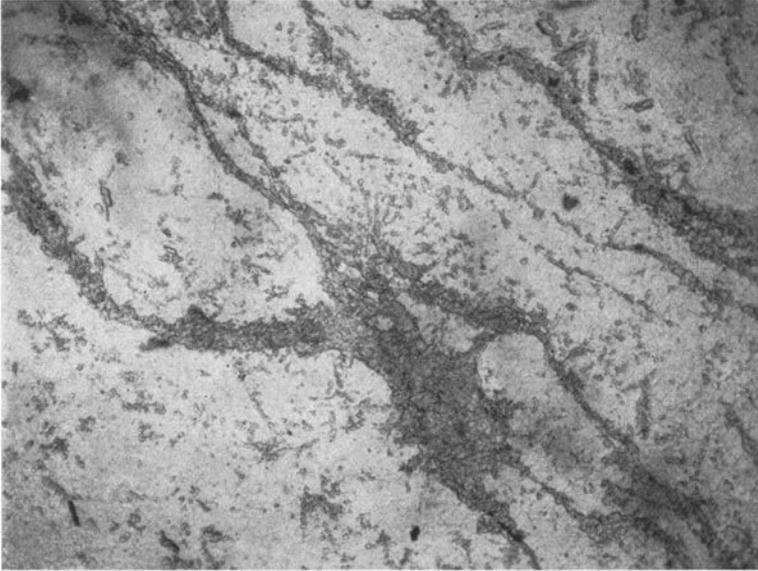


Abb. 5. Shichangit. Mikrogranoblastische Feldspataggregate (hell), Neubildungen von Jadeit und Diopsid (Tröpfchen), von Zoisit (Säulen) und Pseudomorphose von Diopsid nach mylonitisierter Hornblende bzw. Diallag (Mitte, dunkel). Schliff 2410/2. Vergr. $\times 40$.

und gelegentlich optisch einheitlich orientiert sein (Abb. 6, oben). Bei starker Vergrößerung kann man bei fast allen eine polysynthetische Verzwilligung beobachten (Schliff Nr. 246). Neben solchen, offensichtlich geflossenen Gefügen, kann durch die Umrandung durch feinkörnige, ebenfalls granoblastische

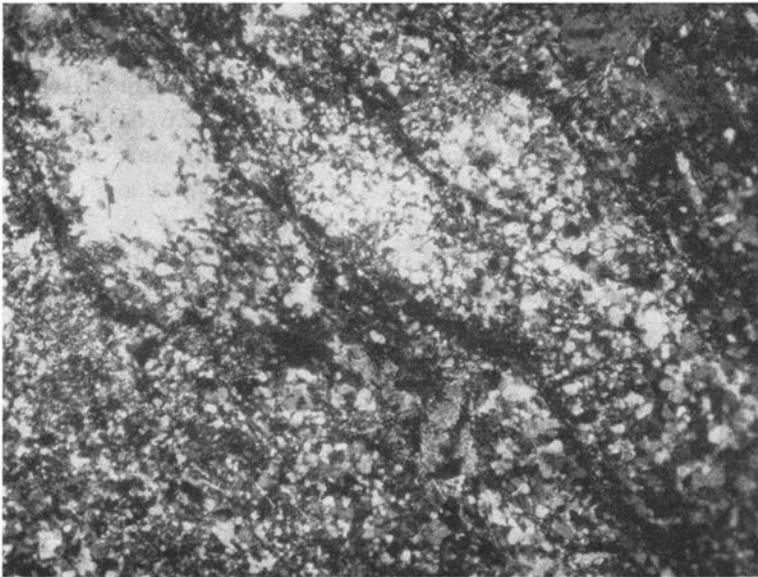


Abb. 6. Dasselbe, Nic. +

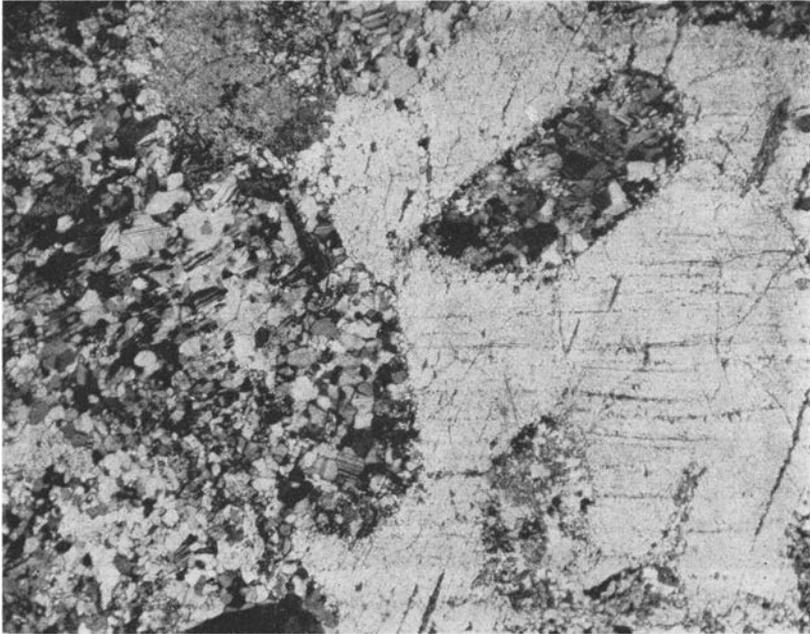


Abb. 7. Shichangit mit reliktschem Diallag-Großkristall; poikilitische Einschlüsse von Granoblasten nach Bytownit. Druckzwillinge und Spaltbarkeit im Diallag. Jadeittropfen in den granoblastischen Aggregaten. Schliff 247/60. Vergr. $\times 40$, Nic. +

Pyroxenkörnchen ein fast rechtwinklig begrenztes Netz nachgezeichnet werden, das eine ehemals richtungslos-körnige Verwachsung von idiomorphen Plagioklasleisten mit Pyroxen darstellt, wie es für die ophitische Textur der Gabbros typisch ist. Gelegentlich sind sogar die magmatisch gebildeten poikilitischen Großpyroxene mit ihren leistenförmigen idiomorphen Plagioklaseinschlüssen gut erhalten. Bei solchen Relikten (Abb. 7) fallen alle Zweifel an der magmatischen Herkunft dieser metamorphen Gesteine weg, auch wenn die idiomorphen Plagioklase innerhalb wie außerhalb der Pyroxene in ein Aggregat von Xenoblasten + Pyroxentropfen zerfallen sind.

Recht eigentümlich sind auch die Pyroxene entwickelt. Sie bilden innerhalb des feinen Plagioklasmosaiks mikroskopisch gerade noch sichtbare Einzeltröpfchen (Abb. 5, 6, 7), die auf den Kanten und Ecken der Plagioklaspolygone aufsitzen. Sie erreichen dann eine Größe bis zu 30μ . Vielfach vereinigen sich aber die einzelnen Tropfen zu einem vielbuchtigen, granoblastischen Aggregat. In solchen amöboid verformten Aggregaten findet offenbar eine Sammelkristallisation statt, derart, daß ein optisch einheitlicher Kristall entsteht, der eine Spaltbarkeit zeigt und sich nunmehr auch optisch mit dem Universal-drehtisch messen läßt. Zu unserer Überraschung findet man zwei verschiedenartige Pyroxene. Die einen (Schliff Nr. 2410/2) besitzen die Optik von Diopsid (Py. 2):

$$\begin{aligned}
 +2V &= 56^\circ, \\
 c \wedge Z &= 36^\circ, \\
 \text{Spaltwinkel} &= 93^\circ.
 \end{aligned}$$

Die Werte entsprechen den von TRÖGER (1956) gegebenen Daten. Lichtbrechung und Optik stimmen für Diopsid.

Ein zweiter Pyroxen (Py. 3) zeigt:

$$\begin{aligned}
 +2V &= 80^\circ - 84^\circ, \\
 c \wedge Z &= 42^\circ - 44^\circ, \\
 \text{Spaltwinkel} &= 96^\circ - 100^\circ.
 \end{aligned}$$

Typisch ist weiterhin, daß in der stereographischen Projektion der Austritt einer optischen Achse fast mit dem Pol von c zusammenfällt; der Abstand beträgt 2° . Neben der Spaltbarkeit nach (110) ist eine gute Spaltbarkeit nach (010) entwickelt. Überhaupt ist die Spaltbarkeit dieser Pyroxene besser als die der diopsidischen. Die Optik dieser Pyroxene ist typisch für *Jadeit*, insbesondere stimmt die Lage der Indikatrix mit den Angaben bei KERR (1959, S. 316) überein, während der Achsenwinkel dort mit $70-75^\circ$ angegeben wird. Da Licht- und Doppelbrechung nicht merklich verschieden gegenüber dem diopsidischen Pyroxen sind, ist eine volumetrische Integration des normalen Pyroxens und des Alkalipyroxens vorläufig aussichtslos. Im Handstück haben beide Pyroxene hellgrünliche oder smaragdgrüne Farbe. Wir vermuten aber, daß die jadeitischen Pyroxene (Py. 3) im wesentlichen beschränkt sind auf die feine Pyroxenspreu ($< 10 \mu$) innerhalb der granoblastischen Feldspataggregate. Die diopsidischen Pyroxene (Py. 2) sind, wie wir später zeigen werden, wahrscheinlich ausschließlich aus großen poikilitischen Hornblenden (Hbl. 1) entstanden, die ihrerseits wieder aus primären magmatischen Pyroxenen (s. oben), nämlich aus Diallag (Py. 1) abgeleitet sind (Anschliff Nr. 247/60, Abb. 7). Diese primären Großpyroxene (Py. 1) sind meist gepreßt, da sie optische Felderung zeigen oder lamellare Druckzwillinge nach (110), die ihrerseits leicht verbogen und undulös sind oder an Staffeln schachbrettartig versetzt werden. Gelegentlich erkennt man einen groben zonaren Bau in ihren idiomorphen, fast quadratischen Umrissen senkrecht zur kristallographischen Längsachse. Stets sind sie von Ilmenitfünkchen grau durchstäubt und farblos. Ihre Optik läßt sich ausgezeichnet mit dem U-Tisch vermessen, folgende Werte wurden bestimmt:

$$\begin{aligned}
 &\text{Wie üblich AE (010), } Y = b, \\
 &+2V = 40^\circ, \\
 &c \wedge Z = 30^\circ, \\
 &\text{Spaltwinkel} = 89^\circ. \\
 &\text{Spaltbarkeit } //(100) = \text{ausgezeichnet,} \\
 &\text{Spaltbarkeit } //(010) = \text{schlecht,} \\
 &\text{Spaltbarkeit } //\{110\} = \text{sehr gut.}
 \end{aligned}$$

Es liegen also vier sich paarweise rechtwinklig kreuzende Spaltrisse vor. Die Diallagspaltbarkeit $/(100)$ ist diagnostisch wichtig. Sowohl durch ihre Größe, wie durch ihre niedrige Doppelbrechung sind diese Relikte von Diallag gut von den beiden metamorphen, blastischen Pyroxenen zu unterscheiden. Es ist bezeichnend für die rasch wechselnden Bedingungen der metamorphen Deformation, daß man in Schlifften mit völlig uniformen mikroskopisch granoblastischen Gefügen (Abb. 5, 6) gleichzeitig die geflossenen wie auch die nicht geflossenen ebenfalls granoblastisch zerpreßten Relikt-Gefüge der subophitischen Textur des ehemaligen Gabbro nebeneinander auffinden kann (Abb. 7). Neben den beiden Hauptmineralien Plagioklas und Pyroxen enthalten alle Shichangite als Nebengemengteile Nadelchen von hellgelblichem Epidot und gut idiomorphe, meist schön zonar gebaute Zoisite mit anormal blauen Polarisationsfarben und gerader Auslöschung. In gewissen Fließbahnen finden sich auch grobkörnige Aggregate von Zoisit mit schwacher Doppelbrechung und mattgrauer Polarisationsfarbe (siehe S. 445). Ein weiteres accessorisches Mineral ist ein deutlich gelb nach grün pleochroitischer Titanit*, der gelegentlich kataklastische Kornreihen bildet.

Bereits in diesem Typus der Shichangite treten vereinzelt gepreßte und zerfaserte Relikte von großen pleochroitischen Hornblenden auf, die gelegentlich auch eine grobe Verzwilligung erkennen lassen. Diese reliktschen Hornblenden (Hbl. 1) zerfallen bei ihrer Rekrystallisation in nematoblastische, scharf eingeregelt einkristalle von 10μ Breite und 100μ Länge (Hbl. 2). Beide unterscheiden sich deutlich durch die Farben bzw. die Höhe ihrer Doppelbrechung (Schliff Nr. 246). Gelegentlich beobachtet man (Schliff Nr. 248/60), wie die Hornblende 1, die meistens einen starken Pleochroismus von dunkelgrün nach gelblich besitzt, von diopsidischen Pyroxenen (Py. 2) umrandet und aufgezehrt wird. Bei dieser Neubildung von Pyroxen werden aus dem Grundgewebe (Abb. 11) winzige Einschlüsse von Plagioklas aufgenommen. Im Wesentlichen behalten aber solche Gefüge (Typus 3), reliktsch noch gut erkennbar, ihre ehemalige subophitische oder körnige Verwachsung, wie sie im magmatischen Gestein ausgebildet wurde.

Pyroxen-Hornblende-Shichangite.—Die Pyroxen-führenden Shichangite gehen unmerklich in Hornblende-führende Pyroxen-Shichangite über. Jedoch bestehen einige Unterschiede. Der Gehalt an Hornblende nimmt wesentlich zu. Die Gefüge sind zwar in gleicher Weise granoblastisch und mikrogranoblastisch zerpreßt, haben aber insofern keine fließende Durchbewegung erfahren, als die Plagioklasaggregate noch unverändert die alte polysynthetische Verzwilligung der Großkristalle erhalten haben und damit eindeutig nach Textur und Struktur sich als Gefügerelikte eines magmatisch gebildeten Kornverbandes verraten (Abb. 8, 9). Andererseits führt die Neuspaltung von Pyroxen und Zoisit im Verein mit der Granoblastese eine neuartige „meta-

* Röntgenfluoreszenz-spektrographisch wurde durch Dr. Ottemann Ca nachgewiesen, während die Elemente des Allanit oder Monazit fehlen.

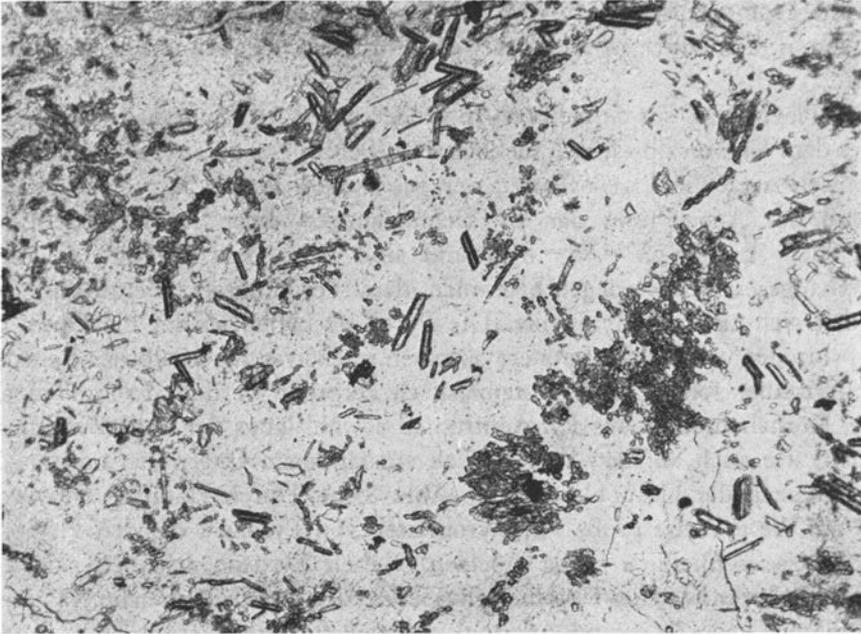


Abb. 8. Shichangit. Ultragranoblastisch zerpreßter Bytownit-Großkristall mit Neubildungen von Jadeit und Zoisit. Schliff S₂₁/1958. Vergr. $\times 54$.

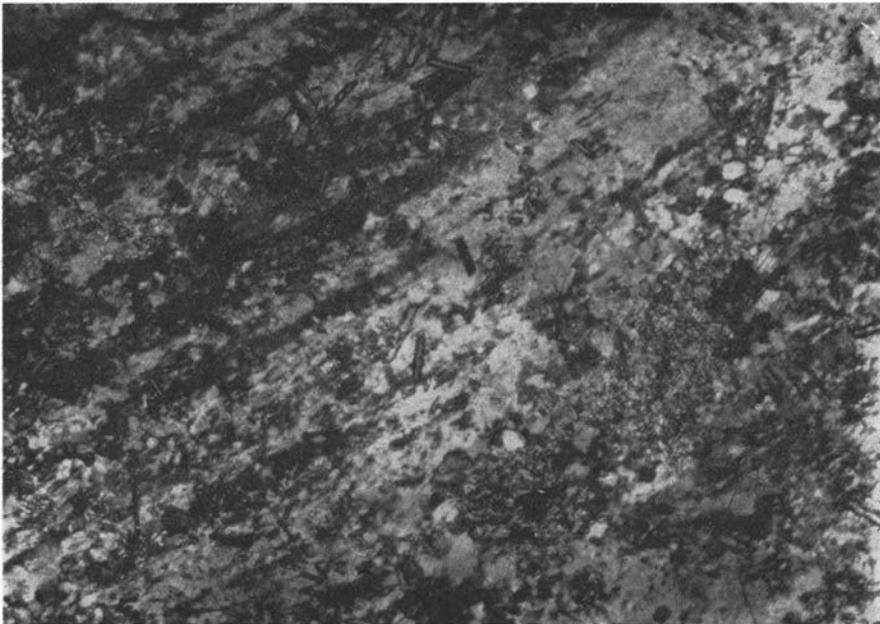
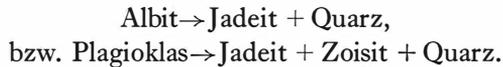


Abb. 9. Dasselbe, Nic. +, Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, trotz der Granoblastese erhalten.

morphe Homogenisierung“ (Abb. 8) des Gesteins herbei, die der bekannten „Metamophen Differenzierung“ etwa in Form von Gleitbänderung gegenübersteht.

Die Plagioklase, soweit sie noch in größeren Partien als einheitliche Körner unter dem Universaldrehtisch meßbar sind (Schliff Nr. 21/1958), besitzen auch chemisch noch die Eigenschaften der gabbroiden Plagioklase; sie haben auf Grund der Auswertung der U-Tischmessungen einen Anorthitgehalt von 80–82% An, ($-2V = 80-85^\circ$) und sind nach dem Albitgesetz, Albit-Karlsbadgesetz und gelegentlich auch dem Periklingesetz verzwillingt. Es handelt sich also um Bytownite. Die Pyroxene haben wieder die Optik von Diopsid oder von Jadeit. Letztere sprossen intensiver innerhalb der Feldspat-Großkristalle, sobald diese granoblastisch zerpreßt werden. Es breiten sich dann Körnchenreihen aus Pyroxentropfen sowohl längs der alten Zwillinglamellen, wie auch auf den kataklastisch entstandenen Querrissen und an den Korngrenzen der Granoblasten aus (Abb. 8, 9). Durch Häufung entwickeln sich auf diese Weise große Porphyroblasten von Pyroxen, die den Plagioklas schrittweise schließlich völlig ersetzen. Neben Pyroxen scheiden sich aber auch offenbar infolge des Ca-Überschusses der Bytownite zahlreiche Nadelchen von idiomorphem Zoisit mit anormal blauen Polarisationsfarben aus (Abb. 8). Diese Beobachtung ist für die Entstehung von Jadeitgesteinen m. E. von außerordentlicher Wichtigkeit, da der Nachweis für die Reaktionsgleichung erbracht wird:



Daß es sich bei der Pyroxenbildung um die Einstellung eines neuen mineral-faziellen Gleichgewichtes handelt, wird auch dadurch erwiesen, daß sich manche tropfenförmige diopsidischen Pyroxene offensichtlich aus Nadeln von tremolitischer Hornblende (Abb. 10) entwickeln (Py. 4). Aus den Verwachsungsverhältnissen zwischen Pyroxen und dieser nadeligen Hornblende (Hbl. 2) ist eindeutig zu erkennen, daß der Pyroxen jünger ist, als die von ihm eingeschlossenen Nadeln von Hornblende (Hbl. 2). Es ergeben sich Bilder, als ob die Hornblendenadeln einen Tropfen von Pyroxen aufgespießt hätten.

Die nadelige Hornblende ist offenbar eine tremolitische oder aktinolithische Hornblende. Sie entsteht als Zerfallsprodukt großer poikilitischer Hornblenden, die noch einen deutlichen Pleochroismus haben. Die tremolitische Hornblende hat scharfe rhombische Querschnitte von Einzelkristallen, die sich linear wie Ketten aus Rhomben aneinander reihen, und die aus den Rändern der Hornblende gleichsam hervorquellen und sich von ihnen ablösen (Abb. 10). Die im Handstück dunkelgrünen Varietäten erweisen sich unter dem Mikroskop als mylonitisch stark gepreßte Gesteine, die von zerrissenen und ausgeflaserten Kataklasten (Hbl. 1) von Hornblende gefärbt werden. Ihre Pleochroismus ist dunkelgrünlich, auch braun bis hellgrünlich, vielfach löschen

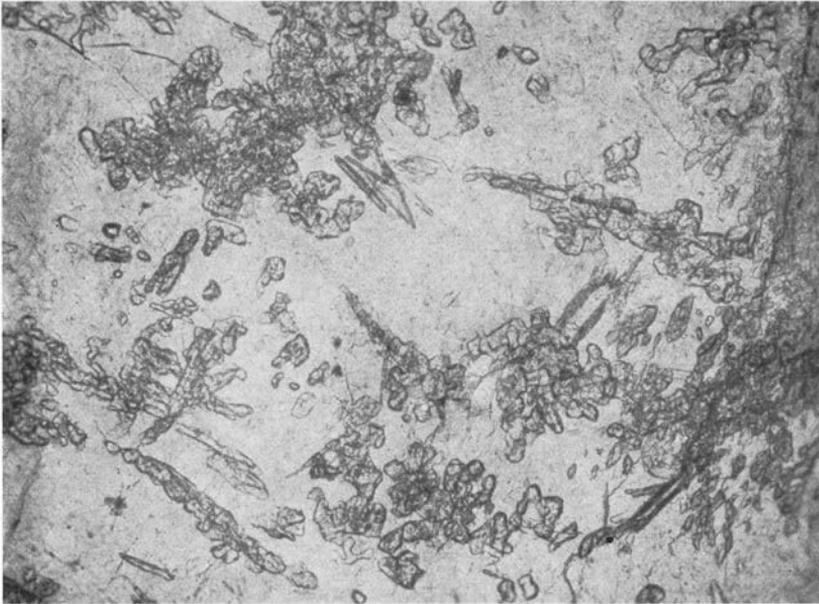


Abb. 10. Shichangit. Neubildung von Diopsidtropfen aus Tremolitnadeln, teilweise noch sichtbar. Rechts Rand einer kataklastischen Hornblende 1. Schliff S21/1958. Vergr. $\times 100$.

sie undulös parkettartig aus und sind ausgeschwänzt. Sie zeigen also alle Erscheinungen einer starken Durchbewegung, die ja auch schon aus dem Grobgefüge, wie im Yü-Kessel von der Ringburg (Abb. 1, 2) recht deutlich in Erscheinung tritt. Die poikilitischen, mehrere mm großen Hornblenden sind offensichtlich auch nicht mehr die ursprünglich magmatisch gebildeten Hornblenden der Hornblendengabbros, deren Gefüge sie aufweisen, sondern bereits metamorph eingeformte Umbildungen in der Amphibolitfazies. Nach Messungen mit dem U-tisch besitzen sie:

$$\begin{aligned} -2V &= 86^\circ, \\ c \wedge Z &= 14^\circ, \end{aligned}$$

und eine dritte, typische Spaltbarkeit nach (010). Lage der Indikatrix und Wert stimmen gut für *Aktinolith* (Schliff Nr. 240). Aus dieser Erscheinungsweise läßt sich schließen, daß die Amphibolitfazies (Hbl. 1) älter ist, als die Tremolitbildung (Hbl. 2) und diese wieder älter ist als die Pyroxenitfazies (Py. 2, 3). Die Amphibolitfazies ist also bereits reliktitisch. Das späte Erscheinen der tremolitischen Hornblende beweist auch ihr Auftreten als „Dehnungshornblende“ in den aufgeweiteten Plagioklaskataklasten, wobei sie mehr oder weniger parallel der Dehnungsrichtung, das heißt der Schieferung des Gesteins und senkrecht oder je nach Lage auch schräg auf die Spaltfläche der Kataklasten aufwächst, ähnlich wie die bekannten Dehnungsquarze (SCHÜLLER 1934) in den aufgeweiteten Feldspatkataklasten der Epi-Granitmylonite. Die



Abb. 11. Shichangit. Rechts reliktscher Diallag durchstäubt, poikilitisch mit idiomorphen Plagioklaseinschlüssen. Randlich Umwandlung in Diopsid. Neusprossung von Jadeit an den Mikrogranoblasten eines zerpreßten Plagioklas-Großkristalls, der links unten noch Reste seiner polysynthetischen Zwillingslamellen erkennen läßt. Schliff S21/1960. Vergr. $\times 54$.

deformierte Hornblende 1 ist offensichtlich die von LACROIX (1930, S. 236, Tafel 2) abgebildete, die von KRENNER als „széchenyite“ bezeichnet wurde; der Name ist mineralogisch unbegründet und unberechtigt.

Die großen Hornblendekataklasten (Schliff Nr. 240, 21/58, 21/60) sind Neubildungen, die Pseudomorphosen nach den magmatisch gebildeten Diallagen darstellen (Schliff Nr. 247/59, 244). Auch die alten Diallage werden gelegentlich von tremolitischer Hornblende (Hbl. 2) ersetzt (Schliff Nr. 247/59). Bemerkenswert sind sehr eigentümliche symplektitähnliche Einwachsungen von Pyroxen 2 in der kataklastischen Hornblende (Hbl. 1). Auch hierin zeigt sich deutlich, daß die Amphibolitfazies der Pyroxenitfazies vorausgeht.

Daß diese Pyroxene (Py. 1) instabil sind gegenüber den neuen mineralfaziellen Bedingungen der „Alkali-Pyroxenitfazies“, zeigt sich auch darin, daß sie von sauberen rekristallisiertem diopsidischem Pyroxen umrandet und verdrängt werden (Abb. 11, rechts). Es liegt somit der interessante Fall vor, daß sich primäre und sekundäre Relikte trotz fortschreitender Metamorphose erhalten haben, daß die physikalisch-chemischen Bedingungen der Amphibolitfazies rasch durchschritten und von der „Alkali-Pyroxenitfazies“ überholt und unvollständig eingeformt sind. Aus dem Gesteinsverband und aus dem geologischen Profil zeigt sich, daß die „Alkali-Pyroxenitfazies“ bzw. die „Jadeitfazies“ in die epizonale Chloritschieferfazies der Serpentinite gehört, wenn auch Chlorit ein seltenes Mineral in den Shichangiten ist. Die vorliegenden

kristallinen Schiefer sagen uns, daß die mineralfaziellen Gleichgewichte nur lokal und in sehr beschränktem Raum erreicht werden, während das Gesamtgestein offenbar so reich wechselnden Bedingungen der Durchbewegung ausgesetzt war, daß sich keine vollständigen mineralfaziellen Gleichgewichte einstellen konnten. Das ist eine bemerkenswerte Tatsache, die wir in Rechnung setzen müssen, wenn wir die „faziell mineralgleichen Aggregate“, das heißt, die mineralfaziell zusammengehörigen, unter gleichen physikalisch-chemischen Bedingungen gebildeten Mineralassoziationen in einem metamorphen Gestein analysieren wollen.

Im Gefüge unterscheiden sich die mit reliktschem Diallag ausgezeichneten Gesteine dadurch, daß sie deutliche Gefügerelikte der subophitischen oder richtungslos körnigen gabbroiden Ausgangsgesteine recht gut erhalten haben.

Als Nebenminerale enthalten diese Hornblende-Pyroxen-Shichangite wieder, allerdings in wesentlich geringeren Mengen, die scharf rhombischen gelängten Querschnitte von Titanit, sowie sehr wenig idiomorphen, anormal blauen bis gelben Zoisit (Zo. 1), Quarz und Muskovit fehlen in allen Fällen, Chlorit ist selten. Wo die Relikte als Diallag-ähnliche Pyroxene vorherrschen, fehlt bezeichnenderweise die kataklastische Hornblende der Amphibolitfazies (Hbl. 1).

Die leukophyrischen Ganggesteine

Metamorphe Pyroxen-Plagioklasite.—Nach den mitgeteilten Beobachtungen sind die dunkelgrün und smaragdgrün gefleckten Shichangite auf leukokrate Gabbros als Ausgangsmaterial zurückzuführen. Die Ausbildung von reinen Jadeitgesteinen mit Natronvornacht ist offensichtlich aus solchen basischen Calcium- und Magnesiumgesteinen, wie sie leukokrate Gabbros darstellen, nicht möglich. Wenn sich die Albitkomponente der Plagioklasen zu Jadeit umsetzt, verbleibt hier immer noch ein größerer Anteil an Ca und Mg, der in Form von Diopsid und Zoisit in Erscheinung treten muß. Solche diopsidischen Pyroxenite sind aus den bekannten Jadeitvorkommen fast immer als Begleitgesteine von den oben genannten Autoren erwähnt und beschrieben worden.

Das Zurücktreten von Diallag oder poikilitischer Hornblende im Verlauf der magmatischen Kristallisationsdifferentiation führt bei den basischen und den ultrabasischen Gesteinen immer zu einer leukokraten Ganggefölgenschaft, die gewöhnlich als Saccharit- oder Albitit- oder Oligoklasitgänge oder als Anorthosite in den Serpentiniten und in den verwandten Ultrabasiten eine charakteristische Erscheinung bilden. Solche leukokrate Gänge können in den reliktschen Partien (Profil 17, 18) noch als echte diskordante, z. T. recht scharf abbiegende Leukophyre erkannt werden, wir verzichten auf die Abbildung solcher eindeutiger reliktscher Gesteinsverbände. Sie sind im Yüan-Kessel (Abb. 1, 2) auch noch nach der metamorphen Deformation u. U. deutlich erhalten.

Im mikroskopischen Bild (Abb. 12, 13) besitzen solche Leukophyre deutlich,

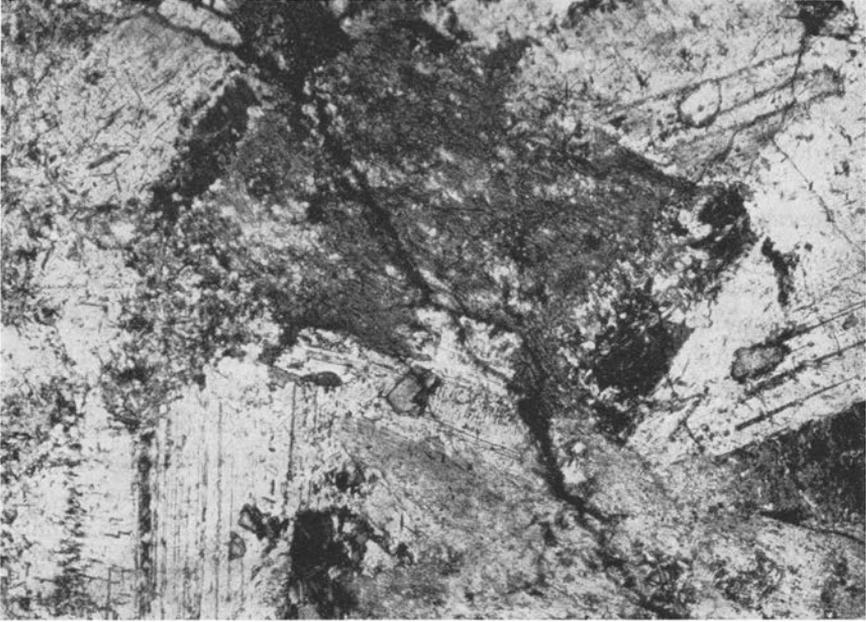


Abb. 12. Leukopyrischer Shichangit. Relikt mit gabbroider Textur. Bytownit richtungslos körnig verschränkt, Mitte (dunkel). Hornblende 2 durch Tremolit verdrängt. Tremolit- und Zoisitbildung in Plagioklas, links Jadeittröpfchen. Schliff 249/59, Vergr. $\times 27$.

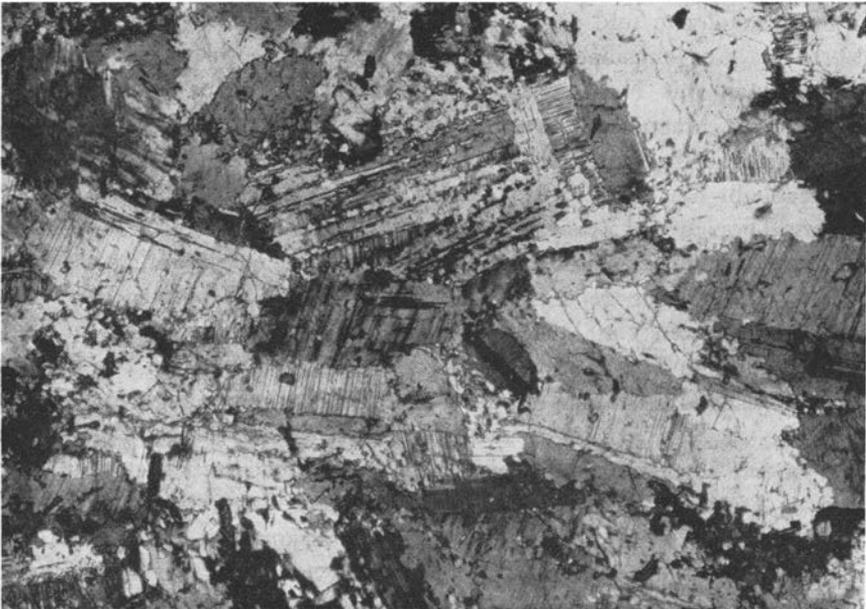


Abb. 13. Leukopyrischer Shichangit. Richtungslos körniges Gefüge, reliktsch aus dem Ganggestein übernommen. Ultragranoblastische Zerpreßung der Plagioklase im Anfangsstadium. Zwillingslamellen gut sichtbar. Vereinzelte Pyroxen- und Tremolitbildung. Schliff 1960/2. Vergr. $\times 27$.

richtungslos körnige oder ophitisch verschränkte Gefüge aus mm-großen Plagioklaskristallen, die noch deutlich ihre primäre Verzwilligung nach dem Albit-, Albit-Karlsbad- und Periklingesetz zeigen. Obwohl das ursprüngliche Gefüge recht gut reliktmäßig erhalten ist, sind doch die Einzelkristalle meist in sich weitgehend granoblastisch zerpreßt. Es fehlt die fließende Komponente, es sind geschonte Relikte, die der metamorphen Durchbewegung entgangen sind. An den Korngrenzen sproßt wiederum der tropfenförmige jadeitische Pyroxen auf. Sie gleichen den von IWAO (1953) beschriebenen Albit-Jadeitgesteinen aus dem Kotaki-District in Japan. Ebenso paßt die Beschreibung von sogenanntem grünem Jadeit aus Oberbirma, die BAUER (1906, S. 108) gegeben hat, in ausgezeichneter Weise auf unsere leukophyrischen Shichangite. Es ist mir leider nicht möglich gewesen, völlig eingeformte, also hochwertiges Schmucksteinmaterial mit starker Jadeitbildung, zur Untersuchung zu erhalten, da den Bauern von Nanyang dafür sehr hohe Preise von den Jadeschleifern bezahlt werden, sodaß die dort arbeitenden Geologen derartiges Material nicht zu Gesicht bekommen. Es besteht aber kein Zweifel nach den von anderen Autoren beschriebenen ähnlichen Jadeitgesteinen, daß solche reinen Albitgänge zu monomineralischen Jadeititen metamorph eingeformt werden (SCHÜLLER 1960). Die Plagioklase des vorliegenden Leukophyrs (Abb. 13, Schliff Nr. 2/60) haben nach U-Tischmessungen die Zusammensetzung von Bytownit bis Anorthit (Abb. 13; Schliff 1960/2).

Die smaragdgrüne Farbe wird im Handstück durch vier verschiedene Mineralien erzeugt: durch Chrom-führenden Jadeit (SCHÜLLER 1960), durch Chrom-führenden Glimmer, wahrscheinlich Fuchsit, der sich um Chromkörnchen in den Fließbahnen ausbildet, durch Chrom-führenden Zoisit, ähnlich wie auch in Birma, und durch die als Titanit angesprochenen, hoch doppel- und hoch lichtbrechenden Körnchen, die gelegentlich, wahrscheinlich auch durch Aufnahme von Chrom, einen deutlich fahl- bis smaragdgrünen: bräunlichen Pleochroismus¹ im Dünnschliff zeigen. Für eine detaillierte Untersuchung dieser accessorischen Minerale reicht mein Material nicht aus.

Metamorphe Zoisit-Plagioklasite.—Eine zweite Gruppe von leukophyrischen Ganggesteinen zeigt eine andere Umwandlung der Plagioklase (Abb. 14). Im Plagioklas entwickeln sich allseitig strahlig wachsende Aggregate von Zoisitprismen, die gelegentlich bis $60 \mu \varnothing$ haben. Sie sind schwach zeisiggelb bis grün gefärbt, im Handstück weißlich wie die Feldspate. Gewöhnlich ist die Farbe der Doppelbrechung ein dunkel, anomales Grau 1. Ordnung. Die Plagioklase der Leukophyre werden von diesen Zoisitprossungen allmählich und schließlich vollständig ersetzt, dabei benützt der wachsende Zoisit, ähnlich wie der jadeitische Pyroxen, die ihm angebotenen Diskontinuitätsflächen: Korngrenzen, Zwillingslamellen und die Grenze zwischen den feinen Kataklasten der Mörtelstruktur. In ausgesprochenen Fließbahnen sind die Zoisitprismen in der Schieferung ziemlich stark eingeregelt, sodaß sie geradezu

¹ Wird durch Röntgenstrahlung erheblich verstärkt.

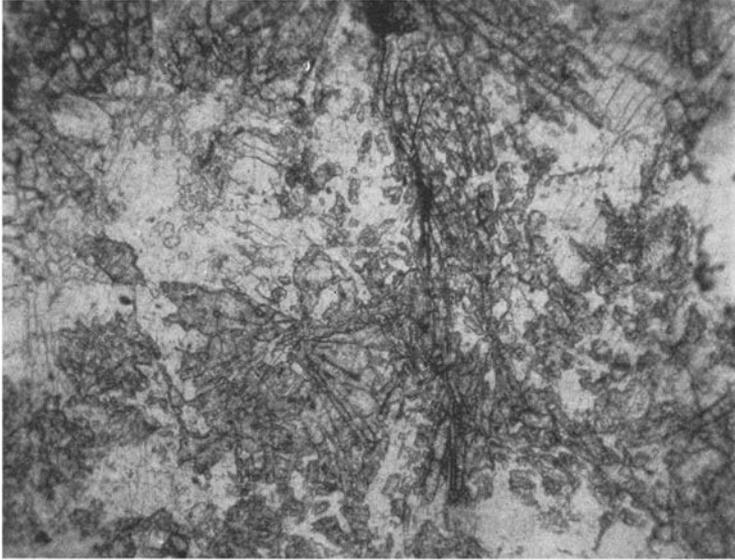


Abb. 14. Leukopyrische Ganggesteine, metamorpher Zoisit-Plagioklasit. Neusprossungen von Zoisitrossetten (grau) im Oligoklas-Andesin (hell). Schliff 241/2. Vergr. $\times 30$.

Schichtflächen, ähnlich wie die Glimmer in solchen Situationen, belegen. Erstmals tritt auch unter den Feldspaten Mikroklin auf, der wahrscheinlich in seinen rundlichen Formen eine blastische Neubildung darstellt. Die smaragdgrüne Farbe im Handstück erzeugt ein schwach grünlich pleochroitischer „Chlorit“, in gewissen Fließbahnen auch der erwähnte stark grün gefärbte Fuchsit, der immer Chromitkörnchen umhüllt. Hier häufen sich die scharfspitzen Rhomboeder des als Titanit angesprochenen, smaragdgrünen accessorischen Minerals. Die smaragdgrünen Minerale verleihen den Varietäten das Aussehen der bekannten smaragdgrün gefleckten kostbaren Jadeite von Birma. Sie sind in Anschliffen gut aufzufinden. Pyroxen entwickelt sich aus dem Feldspatgrund in vielzackigen konkavbuchtigen Tropfen bis zu Porphyroblasten von 250μ . Die U-Tisch-Bestimmung des Anorthitgehalts der Plagioklase ergibt 41 % An (Schliff Nr. 241/30), $-2V = 93^\circ$ ($b = [010]$).¹ Es handelt sich wahrscheinlich durchweg um Oligoklas bis Andesin.

Quarz stellt sich sehr häufig in Einzelkörnern oder auch in Adern ein, ähnlich wie IWAO (1953) beschrieben hat. Er ist wahrscheinlich ein während der Metamorphose postdeform rekristallisiertes, zugeführtes Material, ähnlich wie der Mikroklin. Dieser bildet (Schliff Nr. 241/7) große Porphyroblasten als Zement, das die Hauptminerale verkittet, oder auch den neugebildeten Quarz weitgehend korrodieren kann. Ich möchte daher annehmen, daß die Mikroklinbildung ein sehr später Prozeß gewesen ist. Der Mikroklin ist an seiner sehr niedrigen Lichtbrechung und an seiner typischen Verzwilligung leicht zu erkennen.

¹ Messungen Dr. E. Knauer.

Gabbromylonite

Die im Profil als „Amphibolit und Amphibolitschiefer“ (Nr. 3, 6, 7) bezeichneten Gesteine sind typische Gabbromylonite, wie sie auch aus dem sächsischen Granulitgebirge als Varietät der Flasergabbros bekannt sind. Es handelt sich um eine andersartige, offenbar der granulitischen Prägung verwandten Metamorphose, die nicht zur „Pyroxenitfazies“ führt. Eine Besonderheit der vorliegenden Gabbromylonite ist die fein streifige Bänderung mit „Augen“ aus kantigen, lagenweise aber auch völlig (allseits-) kugelig gerundeten Kataklasten von Hornblende (Abb. 15). Diese Hornblende ist stärker pleochroitisch als die in den Shichangiten beschriebene reliktsische Hornblende. Teilweise sind die Körner 2–3 mm groß und man kann die kantigen Bruchstücke einwandfrei als aufgeweitete, ausgefaserte und ausgewalzte Kataklasten zu einem einzigen Hornblendegroßkristall zusammenfügen. Gelegentlich stellt sich auch Druckverzwillingung ein. Vielfach werden die Kataklasten zu feinfaserigem Mörtel zerschlossen, sodaß sich ein streifiges Gefüge wie in Granuliten oder Bändergneisen herausbildet. Die Abrundung der Kataklasten zu Kugeln beweist, dass die vorliegende Durchbewegung, in der die Bruchstücke in bestimmten Lagen offenbar nach allen Richtungen gerollt werden, durch Wechseln der Durchbewegungsrichtung in anderer als der verbreiteten monoklinen Symmetrie erfolgt. Das lehrt uns, daß wir in dieser metamorphen Tiefenstufe lokal auch mit wechselnden Druckbedingungen zu rechnen haben. Die

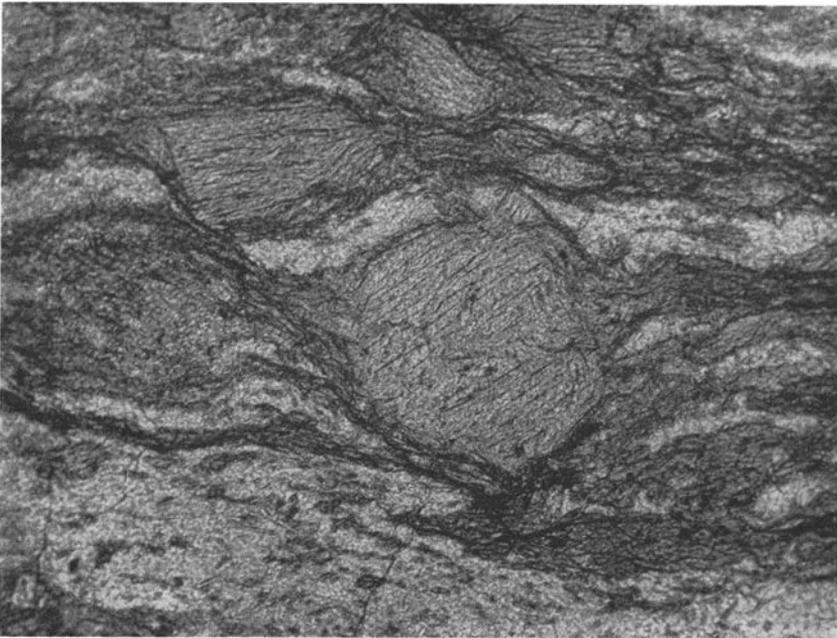


Abb. 15. Gabbromylonit. Kugelige Hornblendekataklasten aus Bruchstücken von Hornblendegroßkristallen (grau). Streifig ausgewalzte Bytownite. Schliff 236, Vergr. $\times 54$.

metamorphe Einformung der zweifellos ehemals körnigen Plagioklasverbände erfolgt in mm-langen Streifen, wobei sich das feinmylonitische Aggregat in ähnlicher Weise wie in den Granuliten zu einer granoblastischen und mikrogranoblastischen Struktur verzahnt. Im Stoffbestand, wie im Gefüge erinnern diese Gabbromylonite weitgehend an die Augengranulite und Randgranulite des sächsischen Granulitgebirges, um deren Erforschung sich K. H. SCHEUMANN so sehr verdient gemacht hat. Reliktische Kataklasten ehemals größerer verzwillingter Plagioklase mit undulöser Auslöschung gleichen den Hornblendekataklasten oder Hornblendekugeln. Eine Regeneration der kataklastischen Strukturen, wie sie die Hornblendebändergneise in der Mesozone aufweisen, erfolgt bei den vorliegenden Gabbromyloniten niemals. Man kann sie daher nicht als Blastomylonite bezeichnen, wenn man der Eigenart der Gefügebildung gerecht werden will.

Die faserige Hornblende (Hbl. 2) sproßt in sehr dünnen Nadelchen im Plagioklas auf, es findet also eine Tremolitisierung des Gesteins statt. Ähnlich, wenn auch weniger auffällig als in den Shichangiten (vergl. S. 9), entwickelt sich ein ausgeprägtes Grundgewebe aus einem Gemengsel von 30–50 μ großen Mikroblasten von Plagioklas + Hornblende und sonstigen accessorischen Bestandteilen. Die Gesteine werden mylonitisch-metamorph homogenisiert. Die „metamorphe Homogenisierung“ hat bisher wenig Beachtung gefunden.

Gabbrophyllonite

Die lagenweise vorgezeichnete „mylonitische Homogenisierung“ führt schließlich zu mikroskopisch völlig homogenen Hornblende-Phylloniten, die im Handstück wie schwach metamorphe, grau bis grüne Tonschiefer aussehen. Unter dem Mikroskop (Abb. 16) zeigt sich als Mineralbestand zunächst fast ausschließlich ein feinfaseriger, aggregatpolarisierender Filz aus Hornblendenädelchen, die etwa 60 μ Länge und 10 μ \varnothing besitzen. Bei schwacher Vergrößerung erkennt man die in Phylliten übliche Transversalschieferung, Flexur- und Stauchfältelung (Abb. 16). Erst bei stärkerer Vergrößerung entdeckt man in diesem Filz eine dichte Füllung von winzigen Plagioklasgranoblasten, die nur selten 40 μ erreichen. Daneben findet man Prismen von Zoisit und gelegentlich im Untergrund auch Chlorit. Die Glimmerminerale treten aber weitgehend zurück. Serizit ist mit Sicherheit nicht aufgefunden worden. Nach dem Gefüge und dem Mineralbestand sind diese Gesteine als epizonal-metamorphe, nematoblastische Mylonitschiefer, bez. als Epi-Metagabbro-Hornblende-Phyllonite (Schliff Nr. 238, 236) zu bezeichnen. Es ist nicht mit Sicherheit festzustellen, ob die im Gelände als „hellgraue Metatuffe“ (Profil 4, 8, 11) eingetragenen Schiefer etwa Chlorit-reiche Phyllonite sind oder nicht.

In dieser schieferigen Serie treten wiederholt Gesteinslagen auf, in denen Biotit im Handstück in weniger als mm-großen Schüppchen sichtbar wird. Diese Biotit-Hornblende-Plagioklas-Phyllonite enthalten eine auffällig blau bis

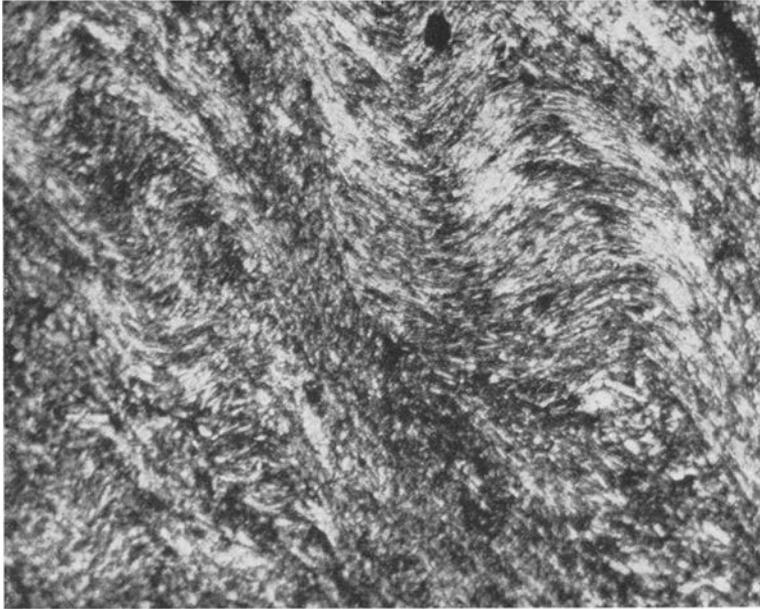


Abb. 16. Hornblende-Phyllonit. Aggregatpolarisierender Filz aus Hornblendenädelchen, Gleitfältelung. Interpositionen von Mikrogranoblasten aus Feldspat. Schliff 238, Vergr. $\times 54$.

grüne, farblos bis gelbliche, stark pleochroitische, kurz stengelige Hornblende, die sich wahrscheinlich durch einen geringen Alkaligehalt auszeichnet. Auch die Bildung von gelbem Biotit, der vielleicht bereits Vermikulit ist, beweist eine Zufuhr von Alkalien, da diese gelben Biotit-Täfelchen vielfach die Hornblende verdrängen. Die blaugrüne Hornblende wird dann eigentümlich gerundet und ausgefrantzt; außerdem stellt sich Mikroklin im Grundgewebe ein. Ich bin daher geneigt, diese sogenannten Biotitschiefer als metamorphe, alkalisierte Horizonte der gleichen metamorphen Gesteinsgruppe, nämlich den Meta-Gabbro-Amphiboliten usw. genetisch zuzuordnen.

Der Chemismus der Shichangite

Die vorausgehende petrographische Beschreibung zeigt, daß es bei metamorphen Gesteinen außerordentlich schwer, vielleicht sogar sinnlos ist, eine Gesteinseinheit herauszufinden, um den Chemismus zu bestimmen. Wir haben aus Gründen der Vergleichbarkeit mit petrogenetisch gleichartigen Gesteinen aus den bekannten Jadeitvorkommen eine neue chemische Analyse durch Frau Dr. WOHLMANN anfertigen lassen (Material „alte Yü-Leiste aus Hangchou“) (Tab. 1):

Die Umrechnung der chemischen Analyse auf den Mineralbestand bestätigt (Tab. 2, 3) im Wesentlichen die mikroskopischen Beobachtungen. Aus der Analyse läßt sich ein Mineralbestand berechnen, der mit der Messung in Ein-

Tabelle 1. Chemische Untersuchung einer Shichangit-Probe von Nanyang

	Nr. 1, %	Nr. 2, %	Nr. 3, %	Nr. 4, %
1. SiO ₂	41,4	59,42	63,47	66,30
2. TiO ₂	0,1	0,40	—	—
3. Al ₂ O ₃	32,5	10,81	20,76	19,94
4. Fe ₂ O ₃	0,9	1,28	1,27	0,19
5. FeO	0,5	2,58	—	0,43
6. MnO	< 0,1	0,17	—	0,07
7. MgO	2,9	10,69	1,11	0,22
8. CaO	18,9	4,30	1,16	0,72
9. Na ₂ O	1,4	8,01	11,98	11,25
10. K ₂ O	0,1	0,61	0,34	0,28
11. H ₂ O +	0,1	1,37	0,36	0,42
12. Glühverlust	0,4	0,13	—	0,21
13. CO ₂	0,0	—	—	—
14. P ₂ O ₅	0,0	—	—	—
15. F	< 0,1	—	—	—
	99,3	99,77	100,45	100,03

Nr. 1, Shichangit, Nanyang. Analyt. Dr. E. WOHLMANN (1959)

Nr. 2, amphibolhalt. Albitit, Tawmaw

Nr. 3, jadeitischer Albitit, Tawmaw

Nr. 4, jadeitischer Albitit, Tawmaw

Nr. 2-4 aus LACROIX (1930)

klang steht. In der Tab. 1, sind weiterhin chemische Analysen von Amphibol-Jadeit-Albitgesteinen aus Oberbirma (LACROIX 1930) aufgeführt. Alle Analysen geben einen mehr oder weniger zufälligen Ausschnitt von Shichangit-ähnlichen Randgesteinen der metamorphen, leukophrischen Gänge mit wechselndem Plagioklas- und Anorthitgehalt. Der Shichangit von Nanyang hat unter den aufgeführten Analysen den niedrigsten SiO₂-Gehalt und den höchsten Al₂O₃-Gehalt. Der Alkaligehalt erscheint auf Grund der mikro-

Tabelle 2. Volumetrische Integration des Shichangit von Nanyang.

Chemische Analyse Nr. 1, Schliff 21/1958, Schliff 21/1960.

	Bereich, %	Gemessen, %	Berechnet
1. Plagioklas	58,6-79,0	68,8	57,0 (An 83)
2. Zoisit	3,4-7,7	5,6	5,6
3. Jadeit	6,1-8,9	7,5	2,8
4. Diopsid	9,8-0,1	4,8	4,4
5. Hornblende	22,0-4,1	13,2	16,5
		99,9	86,3
Messlänge		422,6 mm	

Tabelle 3. Umrechnung der chemischen Analyse des Schichangit in Norm %.

Atom, %	SiO ₂ 38,1	1/2 Al ₂ O ₃ 35,4	1/2 Fe ₂ O ₃ 0,6	FeO 0,4	Mg/ 4,0	CaO 18,7	1/2 Na ₂ O ₃ 2,5	1/2 K ₂ O 0,1	99,8
1. { Albit	5,7	1,9					1,9		9,5
{ Anorthit	19,0	19,0				9,5			47,5
2. Jadeit	1,4	0,7					0,7		2,8
3. Diopsid	2,2				1,1	1,1			4,4
4. Hornblende ^a	7,7	2,2			4,4	2,2			16,5
5. Zoisit ^b	2,1	2,1				1,4			5,6
	Σ = 38,1	25,9	—	—	5,5	14,2	2,6	—	86,3
	Δ = 0,0	+ 10,1	0,0	0,0	- 1,1	+ 4,5	0,0	0,0	- 13,5

^a Ca₂(Mg, Fe)₄Al₂Si₇O₂₂.

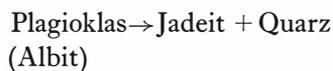
^b Ca₂Al₃Si₃O₁₂.

skopischen Untersuchung verhältnismäßig niedrig, ist aber vom Chemiker mehrfach nachgeprüft worden. Sicherlich lassen sich aus dem Material von Nanyang Varietäten auslesen, in denen weit mehr Albitmolekül vorhanden ist, als in der vorliegenden Analyse.

Solche Schwierigkeiten in der Abgrenzung und der Definition metamorpher Gesteine treten besonders stark in der Epizone hervor, sie sind wahrscheinlich geringer in der Mesozone und in der Katazone und werden unüberwindlich in der Migmatitzone. Denn hier werden metamorphe Differentiation und metamorphe Homogenisierung außerdem noch von magmatischen Erscheinungen durchgriffen.

Die mineralfaziellen Verhältnisse

Gefüge, Struktur und Mineralbestand der beschriebenen Gesteine zeigen ihre metamorphe Einformung in der Epizone bzw. in der Prasinitfazies. Diese Einordnung kennzeichnet nur die im mineralfaziellen Gleichgewicht stehenden mafischen Assoziationen. Ein für die Epizone sonst charakteristischer, deutlicher Abbau der Plagioklase zu Albit ist nicht festzustellen. Statt dessen entwickeln sich vielmehr auf Kosten des Albitmoleküls jadeitische Alkalipyroxene neben Diopsid. Wir haben hier den bemerkenswerten Sonderfall, daß sich in der Epizone innerhalb stark durchbewegter Gesteine eine (Alkali-) „Pyroxenitfazies“ ausbildet. Darin äußert sich mineralfaziell die Zusammengehörigkeit der Shichangite mit den „Randgesteinen“ der echten Jadeitite von Birma oder Japan. Dort handelt es sich auch um leukophyrische Einlagerungen in Ultrabasite bzw. Serpentinite, die eine Entkieselung der Feldspäte herbeiführen, sodaß die metamorphe Reaktion (Schüller 1960)



in vollkommener Weise abläuft, aber nur dann, wenn es sich um reine Albitgänge handelt. Auch in diesen Vorkommen sind magmatische Randfazies bekannt, die nicht vollständig in Jadeit umgewandelt wurden, weil ihr primärer Mineralbestand und ihr primärer Chemismus gleichzeitig andere, aber auch im mineralfaziellen Gleichgewicht stehenden Assoziationen verursacht. Gemeinsam ist in allen Vorkommen (Chrom-) Diopsid + (Chrom-) Zoisit, die in Nanyang viel stärker hervorzutreten scheinen. Daß die Ausbildung einer solchen mineralfaziell einzigartigen Assoziation möglich ist, beruht m. E. auf zwei verschiedenen Gründen: 1) sind die basischen und besonders die ultrabasischen Nebengesteine (Serpentinite) geeignet, eine metamorphe Entkieselung herbeizuführen, indem sich Serpentin und/oder Nephrit bilden, sodaß Alkali-pyroxene aus Plagioklas entstehen. 2) lassen sich aus den Gefügen speziell stark wechselnde metamorphe Durchbewegungen ablesen, sodaß auch lokal mit rasch wechselnden Drucken, sowohl der Richtung, wie der Intensität nach zu rechnen ist. Das Besondere dieser Gefüge ist vor allen Dingen die granoblastische und mikrogranoblastische Zerpressung *ohne* fließende Durchbewegung. Denn sonst könnte die primäre magmatische und ophitische Verschränkung im Gefüge nicht in so vollkommener Weise als „Textur-Relikt“ sichtbar bleiben.

Es scheint mir daher der Schluß berechtigt die Jadeitbildung als lokale *Druck-Sonderfazies* (SCHÜLLER 1961), die wir sowohl in den Leukophyren, wie in den Leukogabbros feststellen konnten, von der normalen Metamorphose zu unterscheiden. Weitere Gründe lassen sich aus einer allgemeinen Theorie der Phasenfelder der Metamorphose (SCHÜLLER 1961) auch für andere Gesteins-sonderentwicklungen ableiten.

Aus der vorliegenden Untersuchung wird aber gleichzeitig ersichtlich, daß die Metamorphose selbst innerhalb eines Bereiches von nur 1 km nicht immer kontinuierlich, sondern in Stufen vor sich geht. Wenn in neue mineralfazielle Bedingungen stark reliktsche Gesteine, bzw. Mineralverbände eingeformt werden, kann z. B. die Amphibolitfazies übersprungen werden und die Tremolit-Chloritschiefer-Fazies bzw. die Prasinitfazies unmittelbar aus dem reliktschen Mineralbestand entstehen. Wir müssen unter solchen Umständen auch stärker als gewohnt damit rechnen, daß echte mineralfazielle Gleichgewichte nur regional, aber nicht lokal für den gesamten Komplex erreicht werden. Für solche lokal bedingte, mineralfaziellen Gleichgewichte scheinen mir die von P. BEARTH (1960) beschriebenen Eklogite und Pillowlaven der westalpinen Ophiolithzone gewichtige Beispiele zu sein.

Definition

Shichangite sind jadeitische oder Jadeit-führende Gesteine, die zur Familie der Alkalipyroxenite gehören. Es sind Vorstufen oder randliche Entwicklungen der echten Jadeite. Petrogenetisch sind sie als Epi-Metaleukophyr-Alkali-

pyroxenite und als epimetaleukogabbroide Alkalipyroxenite aufzufassen. Sie leiten sich aus leukophyrischen, ehemals magmatischen Ganggesteinen in Ultrabasiten (Serpentiniten) und Gabbros ab. Petrographisch kann man sie als epizonale Pyroxen-Plagioklas-führende Blastomylonite bzw. als Plagioklas-Hornblende-Jadeitite bezeichnen.

Literaturverzeichnis

- BAUER, M. 1896: Der Jadeit und die anderen Gesteine der Jadeitlagerstätte von Tawmaw in Oberbirma *N. Jb. f. Min. I.*
 — 1896: Jadeit von „Tibet“. *Ibid. I.*
 — 1906: Weitere Mitteilungen über den Jadeit von Oberbirma. *Ctbl. Min.*
 — 1909: Edelsteinkunde. 2. Auflage.
 BLEECK, A. W. G., 1907: Die Jadeitlagerstätten in Oberbirma. *Z. Prakt. Geol.*, 15 (Ref. v. WOLFF *N. Jb. f. Min.* 1909, I, S. 185).
 BUSHELL, S. W., KUNZ, G. F. *et al.*, 1906: Investigations and Studies in Jade (The Heber R. Bishop Collection). New York.
 CHANG, H. T., 1922: Jade, its historical value to Chinese people and its nomenclature. *Bull. Geol. Soc. China*, I, 1-4.
 CHANG HUNG-CHAO, 1954: Notizen über alte Minerale. Peking.
 CHIBBER, H. L., 1934: The Mineral Resources of Birma, XV. London.
 ESKOLA, P., 1933: On the Chrome Minerals of Outokumpu. *Bull. Com. Geol. Finl.*, 103.
 FOSHAG, W. F., 1959: Guatemalan Jade. Smithsonian Misc. Coll., Vol. 135.
 GOETTE, J., 1936: Jade lore. Shanghai.
 HANSFORD, S. H., 1950: Chinese Jade Carving. London.
 IWAO, SH., 1953: Albitite and associated jadeite rocks from Kotaki district, Japan. A study in ceramic raw material. *Geol. Survey Jap. Rep.* 153.
 JENYNS, S., 1951: Chinese Archaic Jades. Brit. Mus., London.
 KAWANO, Y., 1939: Finding of jadeite in Japan and its chemical properties. *Jap. Ass. Min. Econ. Geol., Jour.*, 22.
 KRENNER, A., 1900: Jadeitstein aus Birma. *N. Jb. f. Min., Ref.*, 1.
 LACROIX, M. A., 1930: La jadéite de Birmanie, les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent. Composition et origine. *Bull. Soc. Franç. d. Min.*, LIII.
 LAUFER, B., 1912: Jade, a study in Chinese archaeology and religion. *Field Museum of Nat. Hist.*, Publ. 154, Anthrop. Ser. X, Chicago.
 OMORI, K., 1939: Optical properties of jadeite from Japan. *Jap. Ass. Min. Econ. Geol., Jour.*, 22.
 SCHÜLLER, A., 1960: Das Jadeitproblem vom petrogenetischen und mineralfaziellen Standpunkt. (Dort weitere Lit.) *N. Jb. Min., Abh.*, 94 (RAMDOHR-Festschrift).
 SCHÜLLER, A., 1961: Die Druck-Temperatur-Energie-Felder der Metamorphose. *N. Jb. f. Min., Abh.* i. Druck (Symposium über Mineralfacies zu Ehren von K. H. SCHEUMANN).