

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 42

Die Lagerstätte des Specksteins von Göpfersgrün — Thiersheim im Fichtelgebirge

von

Gerhard Stettner

Mit 40 Abbildungen

MÜNCHEN 1959

An die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen

Die der Schriftleitung der „Geologica Bavarica“ eingereichten *Manuskripte sollen satzfertig sein*, d. h. den „Anweisungen für die Verfasser naturwissenschaftlicher Arbeiten (Die Bonner Anweisungen)“ entsprechen. Demnach sind Satzänderungen entgegen der Niederschrift, soweit sie 10 % der Satzkosten überschreiten, vom Verfasser zu bezahlen. Im einzelnen ist folgendes zu beachten:

Aufbau

Titel: kurz und bezeichnend.

Name des Verfassers: in der Überschrift mit ausgeschriebenem Vornamen.

Gliederung: klar und übersichtlich; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis.

Zusammenfassung: bei größeren Arbeiten erforderlich.

Äußere Form

Text: in Maschinschrift, einseitig, 1½-zeilig, handgeschriebene Verbesserungen in Druckschrift. Unterscheiden zwischen Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang), zwischen ss und ß (Masse und Maße).

Angabe der Schriftart: Molasse wird **Molasse** (fett, für Überschriften); Hauptverwerfung wird **Hauptverwerfung** (gesperrt, für wichtige Angaben); Müller, K. wird **MÜLLER, K.** (Kapitälchen, für Autorennamen); Ceratites wird *Ceratites* (Kursiv, für Fossilnamen mit lateinischer Endung); } senkrechte Schlangenlinie am Rand für Kleindruck (Petit, bei Tabellen, Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, Synonyma, Zitate, Textabschnitten von untergeordneter Bedeutung u. a.).

Fußnoten (Petit): fortlaufend beziffern, nachträgliche alphabetisch zwischenschalten, z. B. 6a).

Literaturzitate: durch Nennung des Verfassers, des Erscheinungsjahres und evtl. der betr. Seite; bei mehreren Arbeiten eines Verfassers im gleichen Jahr a, b, usw. hinzufügen (z. B. 1953 b). Bei mehreren Autoren einer Arbeit Namen in alphabetischer Folge und durch „&“ verbinden.

Schriftumsverzeichnis: am Schluß der Arbeit und alphabetisch geordnet. Beispiele für Literaturangaben

a) bei Zeitschriften:

LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 87, S. 703—719, 3 Abb., Berlin 1935.

b) bei Büchern:

RINNE, F.: Gesteinskunde, 12. Aufl., 428 S., 589 Abb., Leipzig (Max Jännecke) 1940.

Bebilderung

Bilder im Text sind „Abbildungen“, auf Tafeln stehen „Figuren“ oder „Bilder“ (bei Photographien).

Auf jeder Vorlage notwendig: Name und Anschrift des Verfassers, Nummer der Abbildung bzw. Tafel, gewünschte Verkleinerung (Satzspiegelgröße berücksichtigen!), Hinweis für „oben“ bzw. „unten“.

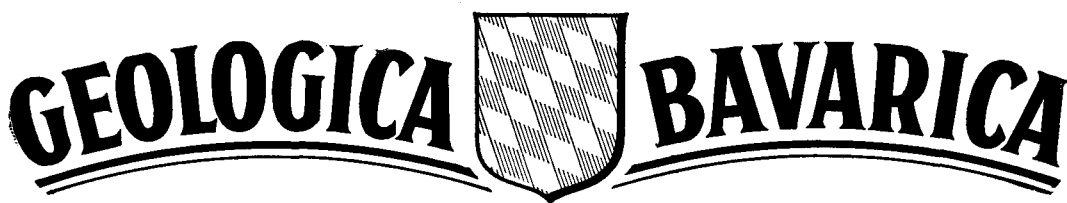
Alle *Vorlagen druckfertig* einreichen und zwar im Original. Vorlagen gegebenenfalls größer als ihre endgültige Wiedergabe zeichnen; nach Möglichkeit für einfarbigen Druck. Maßstab und Himmelsrichtung nicht vergessen. Beschriftung in magerer Blockschrift, keine Kuntschrift. Photos hochglänzend, weiß. Jede Vorlage mit kurzem erläuternden Text (Petit) versehen (z. B.: Abb. 11. Querprofil der . . .), der im Manuskript dort stehen muß, wo die Vorlage eingefügt werden soll. Bei reichlichem Bildmaterial frühzeitig mit der Schriftleitung in Verbindung treten.

Alle Druckangelegenheiten sind mit der Schriftleitung zu erledigen, *in keinem Fall unmittelbar mit der Druckerei.*

Sonderdrucke werden in unveränderter Form gedruckt, nur mit Zitateiste versehen.

Der Verfasser erhält 50 Exemplare seiner Arbeit kostenfrei. Bei zwei und mehr Verfassern einer Arbeit erhöht sich die Gesamtzahl der Freixemplare auf 75.

Die Schriftleitung



Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 42

**Die Lagerstätte des Specksteins
von Göpfersgrün — Thiersheim im Fichtelgebirge**

von

Gerhard Stettner

Mit 40 Abbildungen

M Ü N C H E N 1 9 5 9

Gesamtherstellung: Akademische Buchdruckerei F. Straub, München

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	5
I. Die bisherigen Arbeiten	6
II. Die Lagerstätte Johanneszeche	6
A. Die am Verband beteiligten Gesteine	8
1. Metamorphe Sedimentgesteine	8
Der Marmor	9
Die Lagerungsverhältnisse im Marmor	11
U-Tischuntersuchungen	12
2. Eruptivgesteine	14
a. Prätektonische basische Intrusivgänge	14
b. Der Granit	15
c. Postgranitische basische Eruptivgänge: Gangdiabase	18
d. Quarzporphyre	19
B. Hydrothermale Umwandlungen	27
1. Sericitisierung bei den Eruptivgesteinen	27
2. Die metasomatischen Veränderungen	27
a. Die Umbildungen im Marmor	27
Die Dolomitisierung des Kalkmarmors	27
Chlorite im Dolomit	33
Die Specksteinbildung	33
Specksteinbildung durch Metasomatose	33
Specksteinbildung aus gelförmigen Abscheidungen	35
Korngrößen im Speckstein	40
Zur Morphologie der Talkteilchen	40
Mineralogische und chemische Zusammensetzung des Specksteins	41
Die Farbe des Specksteins	42
Speckstein als Rohstoff	43
Die Bildungsbedingungen des Talkes	44
Chlorite im Speckstein	46
b. Umbildungen in den prätektonischen basischen Intrusivgängen	46
c. Die metasomatischen Umbildungen im Granit	48

	Seite
d. Die Auswirkungen der Magnesiumzufuhr in den postgranitischen Gang- diabasen	53
e. Die Auswirkungen der Magnesiumzufuhr im Quarzporphyr	54
f. Magnesiummetasomatose und Tektonik	55
g. Die regionale Verbreitung der Magnesiummetasomatose	56
Zusammenfassung	58
C. Tektonik und Mineralbildungen nach der Magnesiummetasomatose	58
1. Die spätvariskische Tektonik	59
2. Mineralbildungen	59
3. Mesozoische bis tertiäre Tektonik	60
D. Die tertiäre Verwitterung	61
1. Die Zersetzung des Marmors: Mulmbildung	61
2. Vergrusung und Kaolinisierung des Granits	63
3. Die Zersetzung des Gangdiabases	64
4. Die Zersetzung des Quarzporphyrs	64
Zusammenfassung	64
III. Das Problem der Magnesiummetasomatose	66
IV. Ergebnis	69
V. Chemische Analysen	70
Schrifttum	70

Vorwort

Speckstein, das dichte und kryptokristalline, monomineralische Talkgestein, ist ein wirtschaftlich sehr wertvoller Rohstoff. Die Vorkommen des östlichen Fichtelgebirges, zwischen Göpfersgrün und Thiersheim, haben aber auch der Wissenschaft seit langem Stoff zu Untersuchungen geliefert. Vor allem die Mineralpseudomorphosen haben frühzeitig Interesse erweckt und zu mineralogischen Arbeiten angeregt.

Eine Bearbeitung der Lagerstätte in ihrem geologischen Rahmen fehlte aber noch, obwohl dies für das Verständnis ihres Werdeganges und ihrer Mineralisation unerlässlich ist.

In der vorliegenden Arbeit, die 1954 in etwas erweitertem Umfang als Dissertation an der Universität München vorgelegt wurde, wird versucht, aus einer geologischen Aufnahme und petrographischen Bearbeitung auf die Genese und deren zeitliche Einordnung zu schließen.

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die an dieser Arbeit Anteil nahmen oder sie förderten. Voran meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. GEORG FISCHER, München, und Herrn Dipl.Ing. OTMAR SCHERNTHANER, dem Betriebsleiter des Werkes Johanneszeche der Steatit-Magnesia-A. G. Außerdem sage ich Dank den Herren Dr. NOTHHAFT †, München, Prof. Dr. ROST, Saarbrücken, Dr. Dr. STEGMÜLLER, München, und Dipl.Ing. PRETORY, Johanneszeche.

I. Die bisherigen Arbeiten

Sie beginnen mit einer Abhandlung über die Pseudomorphosen von HAUY im Jahre 1801. Im folgenden erschienen Arbeiten von BLUM (1843), BISCHOFF und NAUCK (1848). GÜMBEL (1879) hielt die Specksteinbildung für eine vom Granit ausgehende Umsetzung. Den Versuch einer Deutung der Entstehung des Specksteins auf Grund chemischer Experimente gab WEIN-SCHENK (1888). BENNER (1899) beschäftigte sich mit der Frage nach der Herkunft des für die Specksteinbildung nötigen Magnesiums, für dessen Mobilisierung er vor allem die Verwitterung verantwortlich machte. Daneben brachte BENNER als erster den tertiären Basaltvulkanismus mit der Specksteinbildung in Beziehung. Es folgte eine Arbeit von F. AMMON (1902). LAUBMANN (1921 und 1924) sah in der Specksteinbildung das Ergebnis der Einwirkung postvulkanischer hydrothermaler Wässer auf alle im Gebiet vorkommenden Gesteine. WURM (1932) fand eine Beziehung zu den granitischen Intrusionen entstehungsgeschichtlich für leichter verständlich als eine solche zum tertiären Basaltvulkanismus, die er in früheren Arbeiten vertrat (1925).

ENK (1930 und 1931) gab einen Erklärungsversuch der Specksteinbildung auf Grund physikalisch-chemischer Betrachtungen. Er hielt sowohl die Dolomitisierung als auch die Specksteinbildung für das Ergebnis der Wirkung postgranitischer, hydrothermaler Lösungen auf den Marmor. G. ROSENTHAL (1954) befaßte sich vor allem mit der Morphologie der Talkteilchen und dem Chloritgehalt des Specksteins.

II. Die Lagerstätte Johanneszeche

Die Specksteinvorkommen liegen zwischen den Ortschaften Göpfersgrün und Thiersheim nordöstlich von Wunsiedel im Fichtelgebirge. Die Hauptvorkommen befinden sich bei der Johanneszeche, 1,5 km nordöstlich von Göpfersgrün.

Die Tagebaue und Untertageanlagen der Johanneszeche bieten die größten und eindrucksvollsten Aufschlüsse. Andere Specksteingruben, die im Ortsbereich von Thiersheim bestanden, sind nicht mehr zugänglich (Emilienzeche von 1864—1921, Karolinenzeche von 1865—1904). Eine heute noch in sehr bescheidenem Ausmaß betriebene Grube etwa 600 m nordöstlich Göpfersgrün baut einen stark von Chloritmineralen durchsetzten Speckstein ab. Außerhalb der Grubenbereiche läßt sich das Vorkommen von Speckstein nur an alten Halden, Pingen und durch Lesesteine bezeugen.

Die geologischen und petrographischen Untersuchungen waren deshalb im wesentlichen auf die Aufschlüsse der Johanneszeche angewiesen.

Der hier gewählte Gang der Untersuchung soll über die Darstellung aller am Verband beteiligten Gesteine, der geologisch-tektonischen und stofflichen Vorgänge zur sinnvollen Einordnung der Specksteingenese führen und darüber hinaus auch das Problem der Magnesium-Metasomatose selbst beleuchten.

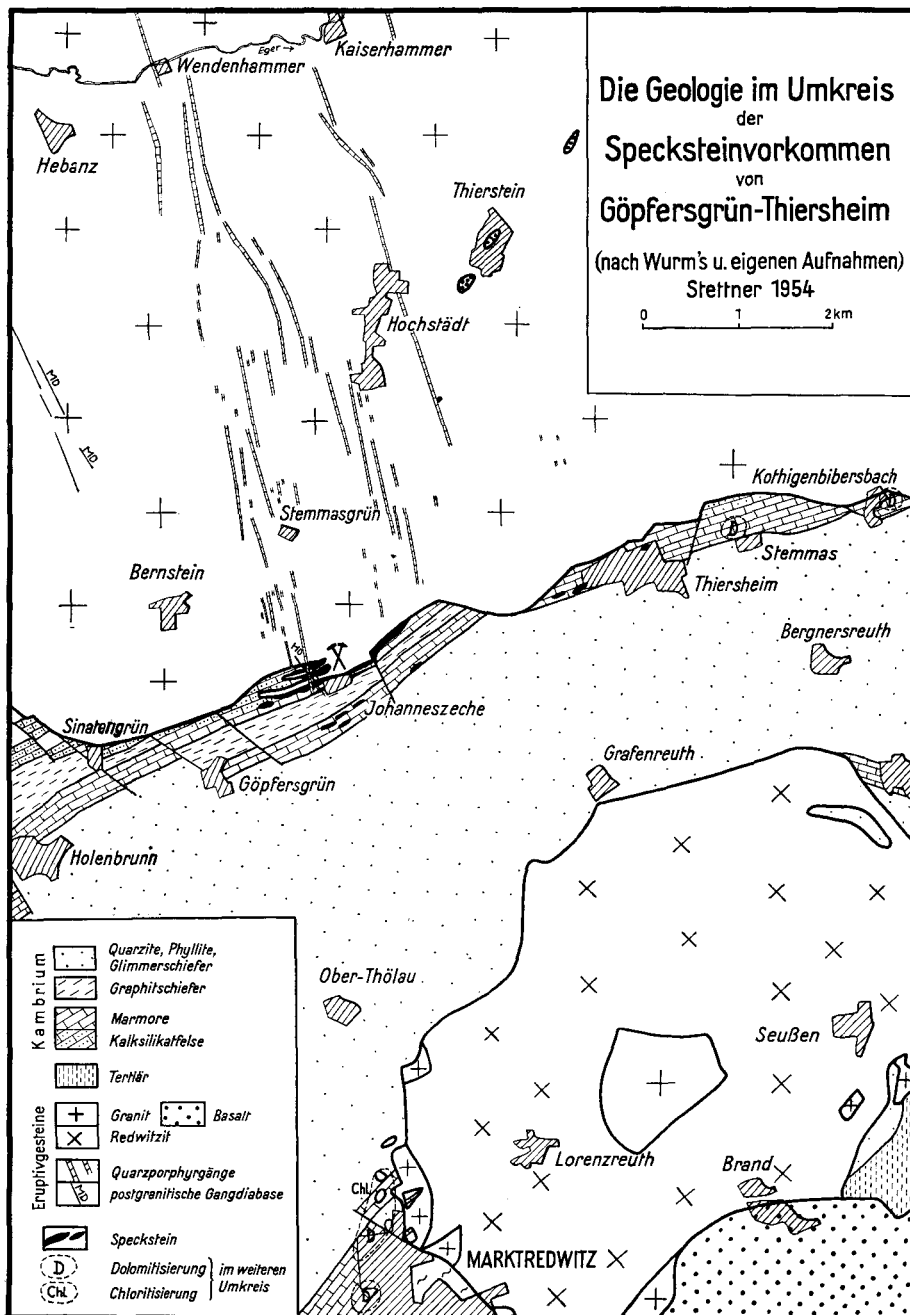


Abb. 1.

A. Die am Verband beteiligten Gesteine

1. Metamorphe Sedimentgesteine

Die im Bereich der Specksteinvorkommen auftretenden Gesteine sind Glieder der durch v. GAERTNER (1942) aufgestellten Arzberger Serie. Es sind dies der Wunsiedler Marmor und die liegenden Abschnitte der Graphitschiefer, welche im Hangenden auf den Marmor folgen. Die Graphitschiefer nehmen jedoch räumlich nur sehr wenig Anteil. Wichtig für die Lagerstätte ist allein der Zug des Wunsiedler Marmors.

Die Untersuchungen v. GAERTNERS (1942) stellten das präordovizische Alter der Arzberger Serie sicher. Ob außer kambrischen auch algonkische Anteile vorhanden sind, ist vorläufig nicht mit Sicherheit zu sagen. Dem Wunsiedler Marmor vergleichbare Kalke und Dolomite sind sowohl aus dem Unterkambrium (z. B. Lausitz) als auch aus dem böhmischen Algonkium bekannt.

Als Beitrag zur Entzifferung des tektonischen Baues möchte ich ein Profil durch das näher untersuchte Gebiet erläutern (Abb. 2). Die ungefähr gleichsinnig mit 70° nach Südosten einfallende Serie ist keine normale Schichtenfolge, wie auch der Wunsiedler Marmor in dieser keine einheitliche Schichtenplatte darstellt.

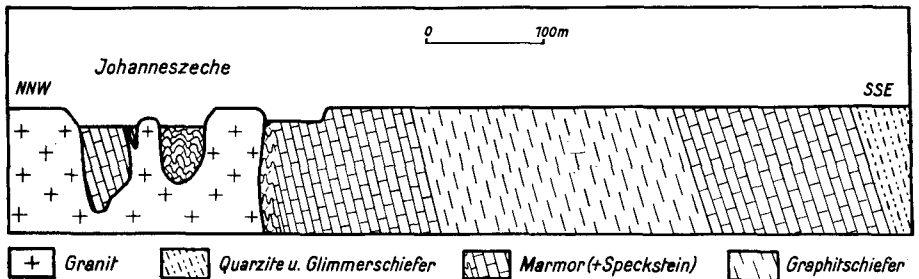


Abb. 2. Schematisches Profil durch den Verband der „Arzberger Serie“ am Südrand des Weißenstadt—Marktleuthener Granitmassivs im Gebiet der Johanneszeche.

In der Reihenfolge von SSE nach NNW erscheinen zunächst phyllitische, z. T. stark quarzitisches Glimmerschiefer, über deren Lagerungsverhältnisse wegen Fehlens geeigneter Aufschlüsse keine Anhaltspunkte zu gewinnen waren. Es folgt ein etwa 150 m mächtiges Marmorband und daran schließen sich graphitführende phyllitische Glimmerschiefer. In ihnen sind geringmächtige Karbonatgesteinslagen eingeschaltet. Ein nun folgendes mächtiges Marmorpaket wird bereits vom Granit intrudiert und schließt die Sedimentserie gegen das Granitmassiv im Norden ab.

Die im Fortstreichen nach Westen und besonders auf Blatt Fichtelberg (STETTNER 1958) kartierte Zone zeigt überall den gleichen Verband. Die Graphitschiefer liegen in einer Mulde, deren Schenkel vom nächstälteren Glied der Serie, vom Wunsiedler Marmor, gebildet werden. Wie im Wunsiedler Bereich führt auch hier der nördliche Schenkel der Mulde sogleich zu einem Sattel. Dies erklärt die große Mächtigkeit des in den Tagebauen der Johanneszeche aufgeschlossenen Marmors. Dieser entspricht also nicht dem eigentlichen

„Wunsiedler Marmorzug“, sondern seinem im Westen bei Wunsiedel metamorphem Äquivalent, einem Sattelzug von massigen Kalksilikatfelsen, der den Kontakt des Orthogneises nördlich Wunsiedel begleitet.

Der Marmor

Der Marmor ist das Gestein, welches allein der Metasomatose zu Speckstein unterlag.

Petrographisch besteht der prämetasomatische Marmor aus Calcit und Dolomit. Das Mengenverhältnis beider Minerale ist im Verbreitungsgebiet des Wunsiedler Marmors regional verschieden. Während der Marmor westlich Hohenbrunn fast ausschließlich calcitisch entwickelt ist, tritt östlich Hohenbrunn der Dolomit immer mehr in Erscheinung.

Wo Calcit und Dolomit als prämetasomatische Marmorbestandteile zusammen vorkommen, wechseln sie lagenartig miteinander ab. Dabei kann die Mächtigkeit der einzelnen Lagen vom Meter- bis in den Millimeter-Bereich heruntergehen. Auch sind Einlagerungen von Dolomit im Kalkmarmor häufig erst mikroskopisch erkennbar. In ungefalteten Bereichen des Marmors verläuft der tektonische Lagenbau mit dem feinschichtigen Wechsel von Calcit und Dolomit parallel.

Staubartige Einlagerungen von Graphit werden auf ehemalige organogene Einlagerungen zurückgeführt. Sie verlaufen parallel zur petrographischen Wechsellagerung und verleihen dem Gestein eine schwärzliche Bänderung. Wie die Einlagerung von Graphit einem sedimentären Rhythmus entspricht, so liegt auch dem Wechsel von Calcit und Dolomit eine sedimentäre Anlage zugrunde.

Im untersuchten Bereich macht sich der petrographische Unterschied auch in der Korngröße der verschiedenen Karbonate bemerkbar. Der Calcit ist mittelkörnig, selten grobkörnig oder feinkörnig. Eine mittlere Korngröße wurde aus mehreren Schliffen verschiedener Orientierung zu den tektonischen Koordinaten bestimmt. D bezeichnet den größten Durchmesser der Körner, d den kleinsten.

Bei Calcit wurden folgende Werte gefunden: $D = 1,5 \text{ mm}$, $d = 1,1 \text{ mm}$.

Bei Dolomit: $D = 0,4 \text{ mm}$, $d = 0,3 \text{ mm}$.

Die Calcitkörner sind unregelmäßig begrenzt, häufig miteinander verzahnt und greifen mit amöboiden Ausbuchtungen ineinander. Selten bilden sie Pflastergefüge, wie es beim Dolomit fast ausschließlich der Fall ist. Eine gute mikroskopische Unterscheidung von Calcit und Dolomit gestattet die unterschiedliche Zwillingslamellierung. Die Normale des Zwillingsrhomboeders von Calcit e (0112) bildet mit der c -Achse einen Winkel von 26° . Die Spuren dieser Zwillingslamellen verlaufen parallel den Kanten und der langen Diagonale des Spaltrhomboeders. Die Normale des Zwillingsrhomboeders beim Dolomit f (0221) bildet mit der c -Achse einen Winkel von 62° . Die Spuren der Zwillingslamellen folgen der kurzen und der langen Diagonale des Spaltrhomboeders.

Zur weiteren Sicherstellung der petrographischen Unterschiede wurden Anschliffe angefärbt. Hierfür wurden Gesteinslamellen ausgeschnitten, die in der unmittelbaren Fortsetzung der für die Dünnschliffe benutzten Lamellen lagen. Die Wechsellagerung von Calcit und Dolomit in den Dünnschliffen wie in den



Abb. 3. Calcitmarmer von Sinatengrün. $\times$ Nicols, 52-fache Vergrößerung.

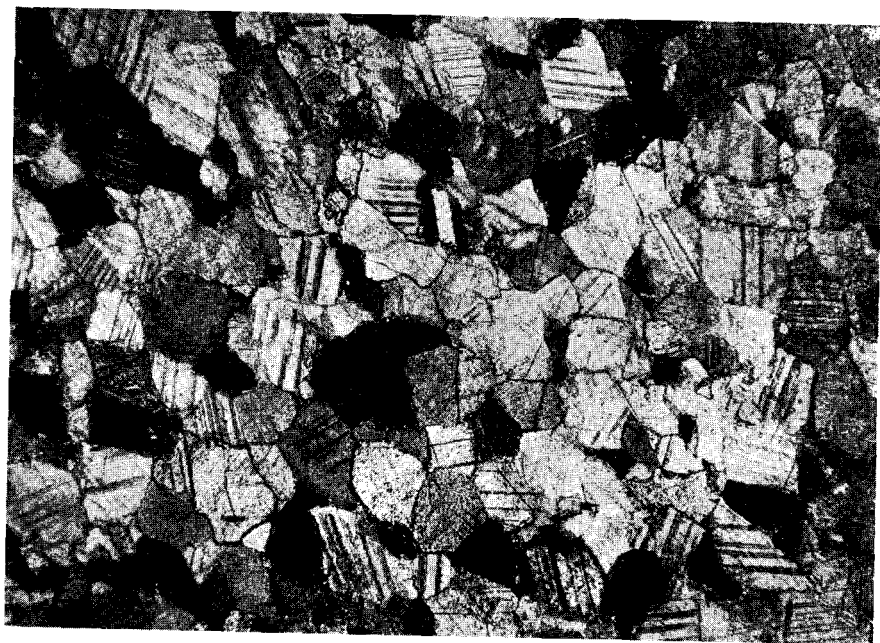


Abb. 4. Prämetasomatischer Dolomitmarmer von der Johanneszeche. $\times$ Nicols, 52-fache Vergrößerung.

Anschliffen entspricht sich vollkommen. Die Unterscheidung wurde nach der Methode von RODGERS (in HÜGI 1945) ausgeführt (Einwirkung einer Kupfernitratlösung und anschließende Behandlung mit Ammoniaklösung). Calcit wird hierbei blau während der Dolomit ungefärbt bleibt.

Abgesehen von Kalk- und Magnesiumsilikaten, die durch kontaktmetamorphe Einflüsse entstanden sind, und geringmächtigen phyllitischen und quarzitischen Einlagerungen in den Randbereichen des Marmors, ist nur Quarz als weiterer Gefügegenosse zu nennen. LINDEMANN (1904) berichtet aus dem Marmor von Sinatengrün sowohl von rundlichen Quarzkörnern als auch von wohl ausgebildeten Quarzkristallen.

Die Farbe des Marmors ist weiß mit gelblichen, grauen und graublauen Farbtönen.

Die Lagerungsverhältnisse im Marmor

Im nördlichen Teil des unteren (= nördlichen) Tagebaues der Johanneszeche (vgl. Abb. 2) herrscht gleichsinnig steil nach Süden einfallender Lagerbau. Es ist der Nordflügel eines Sattels, dessen Kern sich im Südteil dieses Tagebaues durch eine intensive Verfäلتelung erkennbar macht. Der weiter im Süden gelegene obere Tagebau liegt im Südschenkel dieses Sattels. Hier fällt auch das sedimentäre Lagengefüge und der tektonische Lagerbau annähernd wieder zusammen (Streichen 70° Ost, Fallen $70-80^{\circ}$ SSE). Im südlichen Grenzbereich des Marmors schalten sich immer häufiger Kalk- und Magnesiumsilikatlagen (chloritisiert), sowie phyllitische Bänder ein. Die Lagerung des südlich der Graphitschiefer-Mulde wieder auftauchenden Marmors kann in einer Reihe von Aufschlüssen südlich der Bahnlinie Göpfersgrün—Johanneszeche beobachtet werden. Es herrscht bei normalem Streichen überall gleichsinniges Einfallen nach Süden. Der tektonische Lagerbau und der feinschichtige Wechsel von Calcit und Dolomit verlaufen parallel zueinander. Nach der Verbreitung dieser Aufschlüsse und der Lage alter Abbaue auf Speckstein, die innerhalb dieses Zuges lagen, kann auf eine Mächtigkeit von etwa 150 m geschlossen werden. Den gleichen Betrag dürfen wir auch für den gefalteten Marmor im Norden annehmen.

Das Diagramm D 1 (Abb. 5) zeigt die Verteilung der Faltenachsen, s-Flächen und Klüfte im Marmor von Sinatengrün, 3 km südwestlich von der Johanneszeche.

Das Diagramm D 2 (Abb. 5) zeigt die entsprechenden Daten aus dem Marmor der Johanneszeche.

Der Vergleich beider Diagramme veranschaulicht für den Bereich der Specksteinvorkommen eine auffallende Streuung und Verzerrung der Maxima. Die Streuung und Rotation der s-Flächen und der Faltenachsen hängt z. T. mit dem Eindringen des Granits zusammen, der hier in Verbindung mit der Durchtrümmerung und der Beseitigung ganzer Abschnitte des Marmorzuges ein teilweises Einrotieren bis in die Ost-West-Richtung hervorruft. Im Verlauf dieser Arbeit wird gezeigt, daß die ganze Specksteinlagerstätte in einer Zone tektonischer Unruhe liegt. Das zeigt auch die starke Zerklüftung. Die überwiegende Mehrzahl der Klüfte streicht herzynisch (SE—NW) und fällt nach Südwesten ein.

Aus der Häufung der SSE—NNW streichenden echten Querklüfte (ac), deren Pole im Diagramm D 2 mit den Durchstichpunkten der B-Achsen zu-

sammenfallen, zieht sich ein stark besetzter Gürtel in die Mitte des Nordost-Quadranten des Diagrammes. Es sind dies SE—NW-streichende Klüfte, die im untersuchten Gebiet häufiger sind als die reinen Querklüfte. Ein weiteres Maximum von Fugenpolen liegt im SW-Quadranten von D 2 und gehört WNW—ESE-streichenden und — abweichend zu den bisher besprochenen — nach NE einfallenden Klüften.

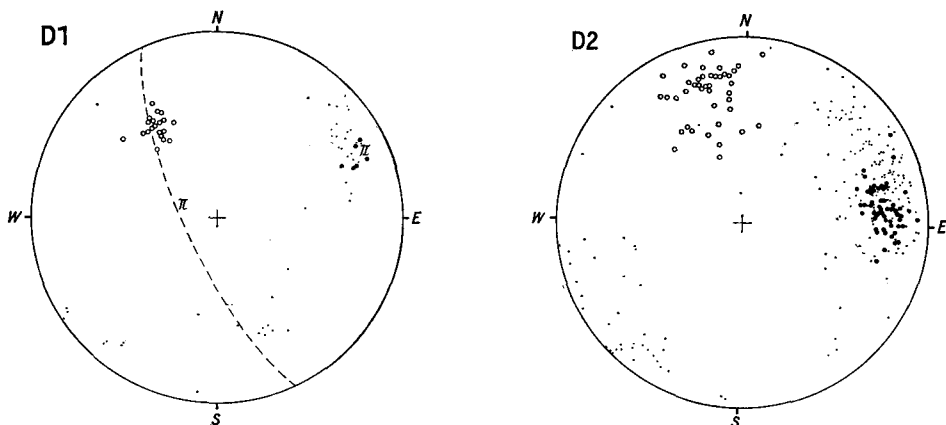


Abb. 5. Makroskopische tektonische Gefügedaten des „Wunsiedler Marmors“ (Darstellung mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion [SCHMIDT'sches Netz]), untere Halbkugel. D 1 = Marmor von Sinatengrün, D 2 = Marmor von der Johanneszeche, s-Flächenpole = kleine Kreise, B-Achsen und Lineare = dicke Punkte, Fugenpole = kleine Punkte.

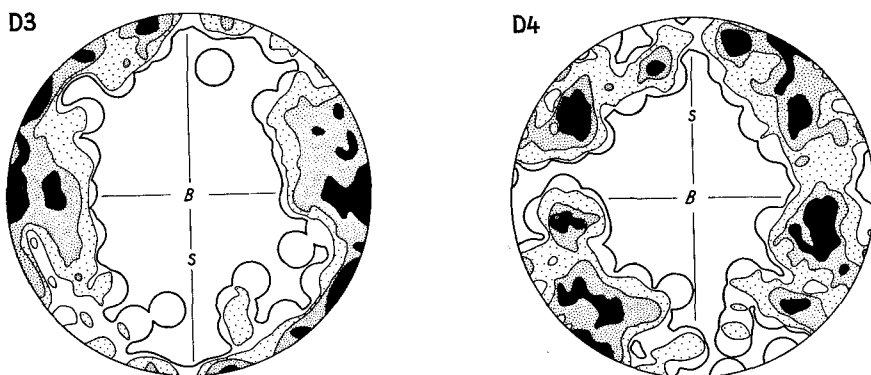


Abb. 6. Regelung des Korngefüges im prämetasomatischen Dolomit: D 3 = 200 Dolomit-c-Achsen; Belegungsdichte: $\frac{1}{2}$ —1—2—4—8 ‰. D 4 = 200 Pole von Zwillingslamellen f (0221) (derselbe Schriff wie bei D 3). Belegungsdichte: $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5 ‰. Göpfersgrün—Johanneszeche.

U - T i s c h u n t e r s u c h u n g e n

Als Beispiel soll die statistische Korngefügeuntersuchung eines Dolomits dienen.

Das untersuchte Gestein wurde aus einem kleinen aufgelassenen Steinbruch südlich der Bahnlinie Göpfersgrün—Johanneszeche entnommen. Es ist ein feinkörniger Dolomit, mit mittelkörnigen, in s ausgezogenen Nestern desselben Minerals. Die Farbe der feinkörnigen Partien ist bläulichgrau bis gelblichgrau,

die der mittelkörnigen Nester weiß. Nur in den feinkörnigen Bereichen zeigen die Dolomitmörner eine Zwillingslamellierung. Von diesen Körnern wurden die c-Achsen (Diagramm D 3, Abb. 6) und die Zwillingslamellen (Diagramm D 4, Abb. 6) eingemessen. In den weißen Partien besitzen die Körner keine Zwillingslamellen. Sie sind umkristallisiert und wurden bei dieser Untersuchung nicht berücksichtigt.

Im Aufschluß und im Handstück ist eine lineare Richtung b deutlich erkennbar. Diese streicht 80° Ost und taucht mit 20° nach Osten ein. Auf b senkrecht steht im Aufschluß eine sehr gut hervortretende Kluftschar ($Q = [ac]$ -Klüfte). Die s-Fläche des Marmors ist ebenfalls im Aufschluß und im Handstück gut erkennbar. Sie fällt hier mit dem ehemaligen Sedimentations-s = s' zusammen.

Die Gefügeeinmessung erfolgte im Schliß senkrecht b.

Zur Sicherstellung der ausschließlich dolomitischen Zusammensetzung wurde außer der Beobachtung der Lage der Zwillingslamellen die oben angegebene Färbemethode verwendet.

Diagramm D 3 (Abb. 6):

Das Diagramm von 200 c-Achsen zeigt einen deutlichen Gürtel senkrecht b, in einer Breite von etwa 45° und eine achsenfreie Zone parallel b. Damit ist die lineare Richtung b als B bestimmt. Die Hauptbesetzungen liegen peripher. Die Hauptmaxima befinden sich senkrecht s. Die einzelnen Untermaxima sind zum Teil in der Ebene (ac) gelangt, aber auch geteilt. Eine leichte Gabelung des Gürtels im SW- und NO-Quadranten des Diagramms läßt die Vermutung aufkommen, daß es sich um die spitzwinkelige Überlagerung zweier Systeme handelt, die in ihrer Richtung etwas voneinander abweichen.

Bei alpinen Dolomit-B-Tektoniten werden in erster Linie gespaltene (ac)-Gürtel mit einer peripheren Unterbesetzung gefunden (LADURNER 1953). Doch werden auch Dolomit-B-Tektonite mit einem ungespaltenen (ac)-Gürtel beschrieben (SANDER 1930, D 109). Zu dieser Art von B-Tektoniten gehört auch der oben beschriebene Dolomit, der, was auch der geologischen Situation des Entnahmeortes entspricht, einem Übergang zwischen s- und B-Tektonit entspricht.

Diagramm D 4 (Abb. 6):

Aus demselben Schliß und bei den gleichen Dolomitmörnern wurden die Zwillingslamellen vermessen und im Diagramm D 4 dargestellt.

Die Verteilung der Pole im Diagramm erweckt fast den Eindruck, daß die Anordnung der Untermaxima in ähnlicher Weise erfolgt ist, wie es bei Calcitgefügen erwartet wird (SANDER 1930). Dort liegen die Untermaxima auf Kleinkreisen, welche die c-Achsenmaxima mit einem Radius von 26° umgeben. Das entspricht dem Winkel zwischen der c-Achse und dem Lamellenpol e ($01\bar{1}2$). Die Nachprüfung bei einer Reihe von Dolomitmörnern ergab aber, daß keine derartigen Zwillingslamellen vorliegen. Alle Lamellenpole bilden mit der c-Achse einen Winkel von $58-62^\circ$. Das bestätigt ihre Lage in f ($02\bar{1}1$). Daraus ergibt sich die Lage der Maxima der Zwillingslamellenpole. Sie liegen auf Kleinkreisen mit Radius 62° um den c-Achsen-Maxima. Die Verteilung im Diagramm D 4 entsteht also aus der Überschneidung dieser Kleinkreise. Die Besetzung zeigt,

daß die Zwillingschiebung in f ($02\bar{2}1$) nur dann erfolgte, wenn diese Gitterebenen in eine bestimmte Zone im tektonischen Koordinatensystem einrotiert worden waren. Der Winkel zwischen B und f ($02\bar{2}1$) durfte 50° nicht übersteigen; die Maxima bezeichnen als günstigste Lage für die Zwillingschiebung das Intervall von $10\text{--}40^\circ$ B/f . Nur ein geringer Teil der Dolomitkörner ist so eingeregelt, daß f parallel zu B , also in hOl -Gefügeflächen des Gesteins zu liegen kommt. Der weitaus größte Teil liegt in hkl -Flächen des Gefüges, die aber makroskopisch nicht in Erscheinung treten.

2. Eruptivgesteine

a. Prätektonische basische Intrusivgänge

Den Marmor der Johanneszeche durchsetzen basische Gänge, die von der sudetischen Faltung und Formung miterfaßt wurden und in ihrem Auftreten ganz den Amphibolit- und Chloritamphibolitgängen entsprechen, die WURM (1928 und 1932 a) aus dem Marmor von Wunsiedel beschrieben hat.

Im Bereich der Specksteinvorkommen ist der Mineralbestand dieser Gänge fast vollständig chloritisiert, so daß wir uns einesteils an die Beschreibung von WURM und andererseits an Vergleichsmaterial aus den Steinbrüchen bei Hohenbrunn halten müssen.

Nach WURM haben die Amphibolite den Chemismus von Diabasen, dem Chloritamphibolit dagegen entspricht ein Ultrabazit von hornblenditisch-peridotitischem Chemismus, also vermutlich ein Pikrit.

Die vergleichsweise untersuchten Amphibolite von Hohenbrunn erwiesen sich petrographisch ähnlich jenen, die ich in den Erläuterungen zu Blatt Fichtelberg (STETTNER 1958) beschrieben habe. Es sind tektonisierte Diabase, deren primärer Mineralbestand bei der Durchbewegung (sudetische Phase der variskischen Gebirgsbildung) weitgehend amphibolisiert wurde. Das Ergebnis war ein straff texturiertes Gestein, dessen Mineralbestand vorwiegend aus grüner Hornblende, verhältnismäßig wenig Plagioklas und Quarz besteht. Daneben treten in unterschiedlichem Ausmaß Chlorite auf (fast ausschließlich schwach pleochroitische —Pennine mit anomal blauer Interferenzfarbe). Im Hornblendegefüge quergestellte Chloritschuppen verraten, daß es sich um posttektonische Bildungen handelt. Die Chlorite sind aus Biotiten hervorgegangen, deren Entstehung auf die vom Granit ausgehende Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist. Stoffwanderungen aus dem umgebenden Karbonatgestein begünstigten die Entstehung von blaßgrünem Aktinolith, sowie in Reaktion mit dem reichlich eingestreuten Titanisen die Bildung von Titanit besonders in Kontaktnähe.

Im tektonisch ruhigeren Bereich des oberen Tagebaues der Johanneszeche ist ein anscheinend „zusammengesetzter“, etwa 2,5 m mächtiger ehemaliger Amphibolitgang auf weitere Erstreckung verfolgbar. Er ist hier dem Marmor im Streichen eingeschaltet, schneidet bei steilerem Einfallen jedoch den Lagenbau im spitzen Winkel. In den stärker verfalteten Marmorbereichen des unteren, nördlichen Tagebaues erscheinen nur mehr unzusammenhängende „Amphibolit“-Fetzen.

Zum Alter dieser Gänge läßt sich mit WURM nur sagen, daß sie älter als der spätvariskische Granit und älter als die Faltung und Durchbewegung der

variskischen Gebirgsbildung sind. Da sie auch den vermutlich kaledonischen Orthogneis der Wunsiedler Bucht nicht durchsetzen, gehören sie entweder einer kambrischen oder ordovizischen Magmenbewegung an.

b. Der Granit

Nordöstlich von Göpfersgrün tritt das Weißenstadt—Marktleuthener Granitmassiv mit dem Wunsiedler Marmorzug in Berührung. Nordwestlich und westlich der Johanneszeche wird der Marmor von zwei, im Ausstreichen mehrere 10er von Metern mächtigen und annähernd im Streichen verlaufenden Granitaufbrüchen durchsetzt. Diese münden unmittelbar nördlich der Johanneszeche in das große Granitmassiv ein (vgl. Abb. 18). Die vom Granit auf drei Seiten aus ihren Verband gelösten Marmorschollen werden, soweit es bisher die Bohrungen ergeben haben, überall vom Granit unterlagert. In den Marmor dringen außerdem noch mehrere kleinere Granitgänge ein, die Mächtigkeiten bis zu 5 m erreichen. Diskordant oder auch dem s-Gefüge des Marmors folgend, gliedern sie den Marmor noch weiter in Einzelschollen auf.

Die Kartierung der Granite auf Blatt Fichtelberg (STETTNER 1958) hat ergeben, daß der porphyrische Granit des Weißenstadt—Marktleuthener Massives das älteste Glied in der postsudetischen Intrusionsreihe darstellt. Seine Intrusion erfolgte in verhältnismäßig tiefem Niveau unter Erzeugung entsprechender Kontakte (Cordierit-Sillimanit-Hornfelsgneise und -Glimmerschiefer).

Der Mineralbestand weist diesen Granit als einen ausgesprochenen Mikroklinggranit aus, was bezeichnend für seine geologische Stellung ist. Außer Mikroklin beteiligen sich als Hauptgemengteile Plagioklase (Oligoklas und Albit), Quarz und Biotit. Muscovit ist selten. Als Akzessorien sind zu vermerken: Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon, Erz. Mikroklin erscheint in zwei Generationen. Einmal als Bestandteil der mittelkörnigen Grundmasse: ohne oder mit nur geringem Perthitgehalt, ohne Eigengestalt, regellos von Einschlüssen durchsetzt. Mikroklin nistet sich auch in den hypidiomorphen bis idiomorphen Oligoklasen an Rissen und sonstigen Fehlerstellen verdrängend ein. Dies kommt aber nicht allzu häufig vor. Es zeigt jedoch, daß Mikroklin in verschiedenen Phasen kristallisiert und wie im letzten Fall auch ältere Gefügegenossen verdrängt. Als Einsprenglinge (im Mittel 4—8 cm lang) treten perthitische Mikrokline meist als Karlsbader Zwillinge auf. In ihnen sind kleine Oligoklase (20—22 % An) und Biotitfäufelchen zonar eingelagert.

Die Einsprenglingsfeldspäte zeigen häufig ein geregeltes Bild. Sie folgen mit den Längspinakoiden dem Streichen der gangförmigen Granitaufbrüche. Am unmittelbaren Kontakt gegen das Nebengestein passen sie sich dem jeweiligen Kontaktverlauf an und „umfließen“ Hindernisse. Diese Regelung der Einsprenglingsmikrokline bildet also ein Fließgefüge ab. Dies wie auch die allgemeine Intrusionstektonik zeigt uns den Granit als echtes Intrusivgestein. Neben dem äußeren Regelungsbild spricht auch das Interngefüge der Einsprenglinge für diese Annahme: Plagioklase und Biotitschuppen sind in den Mikroklinen zonar angeordnet und liegen mit ihren größten Flächen parallel den jeweiligen Kristallflächen des Einsprenglings.

Das interne Regelungsbild kann keine „Restregel“ im Sinne SANDERS sein. Die einfache Deutung ist, daß diese Großfeldspäte echte Einsprenglinge sind

und keine jüngeren Porphyroblasten. Bei ihrem Wachstum war die Umgebung beweglich genug, um eine mechanische Anlagerung der Biotit-Basistafeln und der (010)-Flächen der Plagioklase an die Längspinakoide der Mikrokline zu ermöglichen.

Die Plagioklase des Granits sind hauptsächlich Oligoklase mit einem schwachen Zonarbau. Bei oft annähernd idiomorpher Umgrenzung zeigen sie manchmal parallele Anlagerung anderer Gefügegenossen. In einer Nachphase der Erstarrung wurden sie zum Teil randlich, daneben auch im Innern netzartig albitisiert. Dabei ging auch die Zwillingslamellierung verloren. In vielen Fällen wuchs Albit nach außen weiter und verdrängte unter Abscheidung von Myrmekitquarz Mikroklin. Derartige Albit-Myrmekit-Verwachsungen finden sich auch in den Mikroklinen, anscheinend von Schwächestellen im Gitter ihren Ausgang nehmend. Die Plagioklase sind häufig von einer Verglimmerung befallen. Die Biotite sind in vielen Fällen chloritisiert. Die rissigen und unregelmäßig gestalteten Quarzkörner zeigen häufig Felderung und undulöse Auslöschung. Quarz tritt gegenüber Feldspat häufig verdrängend auf.

Aplitgänge

Bezeichnend für diesen Abschnitt des Weißenstadt—Marktleuthener Granitmassivs sind die zahlreichen Aplit- und Pegmatitgänge. Ihr gehäuftes Auftreten gerade dort, wo Karbonatgesteinszüge mit dem Granit in Kontakt treten und in ihm aufgenommen werden, spricht dafür, daß die bei der Silifizierung der Karbonate freigesetzte Kohlensäure wohl auch an der Entwicklung dieser „Restschmelzen“ beteiligt war.

Die Streichrichtung der Aplitgänge pendelt im allgemeinen im Bereich zwischen 23° NW und 20° NE. Sie fallen mit $68\text{--}90^{\circ}$ nach Westen ein. Nur wenige Aplitgänge mit Streichen um 20° NE fallen durchschnittlich mit 35° nach Westen ein. Im Streichen von diesem Schema abweichend liegt ein ca. 60 cm mächtiger Aplitgang im s des Marmors (südlich des oberen Tagebaues der Johanneszeche). Besonders die NNW bis NS streichenden Apliten führen Turmalin und zeigen häufig pegmatitisches Gefüge. In pegmatitischen Partien tritt als Seltenheit auch Beryll auf.

Das Kluftgefüge des Granits

Auffallend ist die starke Zerklüftung des Granits. Wir sehen darin, daß wir uns in einer Zone tektonischer Unruhe befinden. Das Diagramm D 5 (Abb. 7) veranschaulicht die Verteilung der Klüfte auf der Unterlage des flächentreuen Schmid'schen Netzes (untere Hälfte der Lagenkugel). Mit geringen Abweichungen erscheinen die Maxima denen der angrenzenden Sedimentserie vergleichbar. Auch im Granit besitzt die Mehrzahl der N—S bis NW—SE-streichenden Fugen westliches bis südwestliches Einfallen. Ihnen steht insgesamt — wie im Marmor — ein weniger ausgedehntes Maximum im SW-Quadranten dieses Diagramms mit nach Nordosten einfallenden herzynischen Klüften gegenüber. Von diesem Maximum führt eine Verbindung in den NE-Quadranten zu einer Häufung SE—NW-streichender und steil nach Südwesten einfallender Fugen. Um Nord—Süd-streichende und nach Westen einfallende Klüfte entsprechen den Quer-

klüften des Marmors, die hier wie dort auch in die NNE-Richtung einschwenken. WSW—ENE und E—W-streichende Klüfte, welche die s-Klüftung des Granits enthalten, sind mit den s-Flächen des Marmors vergleichbar.

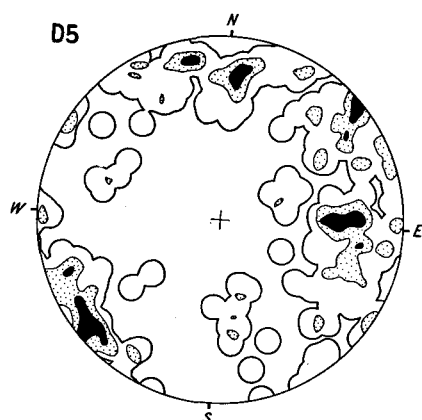


Abb. 7. 215 Fugenpole aus dem Granit der Johanneszeche (D 5). Belegungsdichte: 1—3—6 ‰.

Die vom Granit ausgehende Kontaktmetamorphose

Die Intrusion des Weißenstadt-Marktleuthener Granits in relativ tiefem Niveau, verbunden mit einer längerwährenden starken Durchwärmung des Kontakthofes gab Anlaß zur Bildung von Cordierit-Sillimanit-Hornfelsgneisen und -Glimmerschiefern im Dachbereich (bei chem. tonig-sandigen Abschnitten der Arzberger Serie), beziehungsweise zu Vesuvian-Diopsidfelsen an den Marmorkontakten. Vesuvian tritt hier, östlich Göpfersgrün, an die Stelle von Grossular, der erst weiter im Westen wieder erscheint. Diese Kalksilikatfelse entsprechen also der 9. Hornfelsklasse der GOLDSCHMIDTSchen Nomenklatur.

Es überrascht, daß die Mächtigkeit der Kalksilikatfelsbildung am Kontakt recht gering ist, wenn man vergleichsweise an die massigen Kalksilikatfelse der Wunsiedler Bucht denkt (STETTNER 1958). Hier bei der Johanneszeche erreichen diese Bildungen selten mehr als 20 cm Tiefe. Unter diesem „Panzer“ blieb der Marmor im wesentlichen erhalten. Vesuvian wiegt unter den Kalksilikatmineralen an Menge vor. Das Vorkommen von Vesuvian (Egeran) vom Otterbühl zwischen Göpfersgrün und der Johanneszeche hat SEYFARTH (1908) beschrieben. Innerhalb der strahligen Vesuvianaggregate und im angrenzenden Randbereich des Granits tritt reichlich Apatit in idiomorpher Ausbildung auf. Nahe am Kontakt finden sich in quarzreichen Lagen im Marmor auch Plagioklasse (Andesine mit 32—36 ‰ An). Titanit häuft sich auf der granitischen Seite des Kontaktes.

Seltener sind im Innern der Marmorschollen auch Phlogopit und Tremolit zu finden. Von Diopsid leiten sich als diaphthoritische Umwandlungen bei sinkenden Kontakttemperaturen Klinzoisit, Zoisit, Epidot und Aktinolith ab.

Bei der Johanneszeche stellt sich in der schmalen Kontaktzone Pyrit in kleinen Putzen ein. LINDEMANN (1904) berichtet aus dem Marmor von Sinaten-

grün von Erzmineralen wie Pyrit, Magnetkies und Eisenglanz, von Stemmas auch Zinkblende.

Sicher hat die kontaktmetamorphe Durchwärmung auch im Marmor selbst eine Um- und Rekristallisation hervorgerufen. Die Gefügeuntersuchung (S. 13) zeigte jedoch, daß die tektonische Regelung dabei nicht verloren ging, sondern auffallend gut erhalten blieb.

Mit dem Marmor verfaltete ehemalige Kalk- und Magnesiumsilikatlagen, die in den Aufschlüssen der Johanneszeche gefunden wurden, deuten auf prägranitische Entstehung hin. Schon LAUBMANN (1916) fiel auf, daß in Kalksilikatfelsen bei Sinatengrün die abwechselnden Diopsid- und Granatlagen bei der Faltung mechanisch verschieden reagierten. Während die Diopsidlagen bruchlos verfaltet sind, weisen die spröderen Granatlagen wiederholte Zerbrechung und an Umbiegungsstellen klaffende, durch Quarz mineralisierte Risse auf. Diese Beobachtung spricht für eine Weiterbildung der Falten nach der Granat-Diopsid-Kristallisation und in diesem Falle nicht für eine Abbildungskristallisation der Faltenstruktur des Marmors. Da die Faltung aber bereits vor dem Eindringen der postsudetischen Granite abgeschlossen war, folgt daraus, daß auch eine ältere Kalksilikatfelsbildung vorliegen muß. Wahrscheinlich ist diese von dem vermutlich kaledonischen Granit ausgegangen, der dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht zugrundeliegt.

In den Amphiboliten bewirkte die Kontaktmetamorphose eine starke Biotitneubildung. Der Biotit (chloritisiert) ist häufig in Nestern angereichert und generell im s der Schieferung eingeregelt. Doch lassen sich auch ausgesprochene Querbiotite beobachten. Alle Biotite erscheinen von der Tektonik unversehrt und sind daher ohne weiteres der granitischen Kontaktmetamorphose zuzuordnen. Inwieweit sich auch die ältere Kontaktmetamorphose ausgewirkt hat, ist nicht feststellbar. Mehr zu sagen läßt die alles verschleiernde Chloritisierung nicht zu.

c. Postgranitische basische Eruptivgänge: Gangdiabase

Im Gebiet der Johanneszeche werden alle bisher aufgeführten Gesteine von dunklen Eruptivgängen durchbrochen. Nur durch den Quarzporphyr, der im Anschluß beschrieben wird, gehen diese Gänge an keiner der aufgeschlossenen Stellen.

Das Streichen der einzelnen Gänge bzw. Gangstücke wechselt zwischen 140° und 160° SO. Sie fallen mit 70° bis 85° nach SW ein. Es werden Mächtigkeiten bis zu 2 m erreicht (örtliche Stauzonen). Hauptsächlich liegt die Mächtigkeit im Bereich von 50 cm.

Derartige postgranitische basische Gesteine sind auch im übrigen Fichtelgebirge verbreitet. Im Norden, in der östlichen Umrandung der Münchberger Gneismasse, besonders aber im Frankenwald und Thüringerwald treten sie in größerer Anzahl auf. Sie durchschneiden überall geradlinig die Faltenstrukturen und streichen zwischen 135° und 160° SO.

Das Gestein bei der Johanneszeche ist zwar durch spätere hydrothermale Einwirkungen stark zersetzt, läßt aber dennoch den Charakter des Ausgangsgesteines deutlich erkennen. Es ist ein Gangdiabas mit ophitischem Gefüge. Zwei

Feldspatgenerationen stehen sich gegenüber: Als Einsprenglinge liegen wenige größere Plagioklase im ophitischen Filz einer zweiten, kleineren Plagioklas-generation. In beiden Fällen handelt es sich um Andesine (30—36 % An) und Albitoligoklase, die beide von abgebauten basischeren Plagioklasen abzuleiten sind. Als Ausfüllung zwischen den Plagioklasleisten tritt in leidlich begrenzten prismatischen Kristallen Titanaugit auf. Einzelne rundliche Quarzkörner gehören wohl ebenfalls dem primären Mineralbestand an. Apatit tritt neben Erz als häufiger akzessorischer Gemengteil auf.

Altersmäßig schließen sich die Gänge an die Granitintrusionen an. Ihr Eindringen fällt wahrscheinlich in das Unterrotliegende.

d. Quarzporphyre

Das Marktleuthener Granitmassiv wird von einer Schar NNW—SSE-streichender Quarzporphyrgänge durchsetzt, die in einer 2 km breiten Zone zusammengedrängt, auf das Verbreitungsgebiet des Specksteins hinstreichen (Abb. 1).

Einer dieser Gänge ist in den Untertageanlagen und neuerdings auch über-tage an mehreren Stellen angefahren worden.

Aufschlußreich für die Altersfolge der Eruptivgänge ist ein Stollen, der von der Sohle des unteren, nördlichen Tagebaues aus gegen Nordwesten vorgetrieben wurde. Hier steht der Quarzporphyrgang im Kontakt mit einem der post-granitischen Gangdiabase. Letzterer wird vom Quarzporphyr durchbrochen. Da die Kontaktfläche keine tektonische Bewegungsfläche ist, kann die Altersfolge als bewiesen angesehen werden. Der Quarzporphyr stellt die jüngste Eruptiv-bildung innerhalb der Lagerstätte dar und entstammt wahrscheinlich graniti-schen Restherden.

Auf den Feldern nordwestlich der Johanneszeche findet man Lesesteine, die vom gleichen Gang stammen, wie er in den Abbauen aufgeschlossen ist. Wenige 100 m weiter westlich ist ein anderer Quarzporphyrgang in einem kleinen Stein-bruch aufgeschlossen.

Die steilstehenden und 160—170° SSE-streichenden Gänge besitzen Mäch-tigkeiten bis zu 20 m. Der in den Abbauen der Johanneszeche aufgeschlossene Gang schwankt in seiner Mächtigkeit zwischen 10 und 15 m.

Das Gefüge des Quarzporphyrs ist hier wie bei den anderen Vor-kommen im Raum südlich von Stemmasgrün vorwiegend sphärolithisch ausge-bildet. Weiter im Norden zeigen die Quarzporphyre dagegen ein Gefüge mit granophyrischer Grundmasse.

Bei fast allen Vorkommen fällt der große Anteil von dunkelgrünen Kom-ponenten auf, der weiter unten ausführlicher behandelt wird.

Die regionalen Gefügeunterschiede geben einen Hinweis auf das unter-schiedliche Erstarrungsniveau. Der sphärolithische Quarzporphyr ist näher an der Oberfläche erstarrt; denn die Kristallisation in den Sphärolithen deutet auf eine größere Viskosität hin. Der nördliche Teil des Granitmassives wurde stärker herausgehoben und zeigt heute ein tieferes Niveau entblößt.

Quarzporphyr mit Sphärolithgefüge

Die Sphärolithe, dicht aneinandergepackt oder zwischen sich Zwickel freilassend, besitzen häufig einen Kern aus Plagioklas (Oligoklas bis Andesin: 27—34 % An), seltener einen aus Quarz (rundliche Körner mit Korrosionseinbuchtungen). Manchmal besteht der Kern aus einem Aggregat von mehreren Plagioklaskörnern. Der Durchmesser der Sphärolithe erreicht bis zu 2 mm. Sie bestehen aus Orthoklas-Quarz-Verwachsungen, die im Innern der Sphärolithe mikrofelsitisch fein und unter dem Mikroskop oft kaum auflösbar sind. Nach außen zu werden sie gröber, granophyrisch.

In mehreren Schlifften reichen die Quarzschläuche innerhalb der granophyrischen Verwachsungen nicht bis zum Außenrand der Sphärolithe. Der Orthoklas wuchs allein weiter und bildete so an den Grenzen der miarolenartigen Zwickelräume Kristallflächen aus. Ihm folgt eine Albitphase, die schon dem anderen Gefügebestandteil, den Zwickelräumen zwischen den Sphärolithen zugehört.

Innerhalb der Sphärolithe, aber ohne Beziehung zu deren radialstrahligem Gefüge, findet man verstreut Pseudomorphosen von Chlorit oder chloritähnlichen Mineralen mit etwas höherer Doppelbrechung. Die Umrisse der Pseudomorphosen lassen auf ehemalige Augite schließen. Vielfach beteiligt sich auch Quarz-Feldspatsubstanz an der Verdrängung. Die Umrisse sind dann durch Erzpartikel und Titanitsäume gekennzeichnet. Mit den Pseudomorphosen zusammen erscheinen bis 1,5 mm lange idiomorphe Apatitkristalle.

Weiter treten innerhalb der Sphärolithe langgestreckte Aggregate von sehr kleinen, glimmerartigen Mineralen auf (Abb. 8 u. 9). Zum Teil durchsetzen diese unbekümmert das Quarz-Feldspatgefüge, nicht selten mit fiederförmigen Abzweigungen. Sie sind in einem anderen Falle (Abb. 8) die Kerne der fiederartig ansetzenden Mineralisationen von Quarz-Feldspatverwachsungen. Wir können sie demnach nicht als Neukristallisationen auf Sprüngen betrachten. Die Aggregate sind in den Sphärolithen häufig radial angeordnet, aber auch senkrecht dazu und vielfach ohne jede Orientierung. Außerdem können sie sich sternförmig durchkreuzen. Die Aggregate dieser Minerale stellen wahrscheinlich Pseudomorphosen nach skelettär gewachsenen Biotiten dar (Biotit I). In ihrem optischen Verhalten fallen sie durch ihren Pleochroismus von bräunlich-olivgrün (für n_γ) zu gelblichgrün (für n_α) und durch ihre leicht anomale Interferenzfarbe auf, die einen Stich ins messinggelbe besitzt.

Besonders bemerkenswert ist die optische Uneinheitlichkeit dieser faserartigen Schuppen. Mit Hilfe des Universaldrehtisches und des Berek-Kompensators wurden von einer größeren Anzahl derartiger Schüppchen der Hauptgangunterschied gemessen. Die Schliffdicke wurde jeweils nach der Quarzmethode bestimmt. Dabei sind Doppelbrechungen einmal hauptsächlich zwischen $n_\gamma - n_\alpha = -0,015$ und $-0,025$ gefunden worden und dann solche von $n_\gamma - n_\alpha = -0,008$. Andere optische Daten konnten bei der Kleinheit der Schüppchen nicht gewonnen werden. Man kann aus allen Beobachtungen schließen, daß es Verwachsungen sind von Chlorit und Mineralen, die als Vermiculite, bzw. als Vermiculite mit Zwischenschichtung zu bezeichnen sind und demnach keine einheitlich zu definierenden Minerale (JASMUND 1951).

Das zweite Gefügeelement innerhalb des sphärolithischen Quarzporphyrs sind die miarolenartigen Zwischenräume zwischen den Sphärolithen.

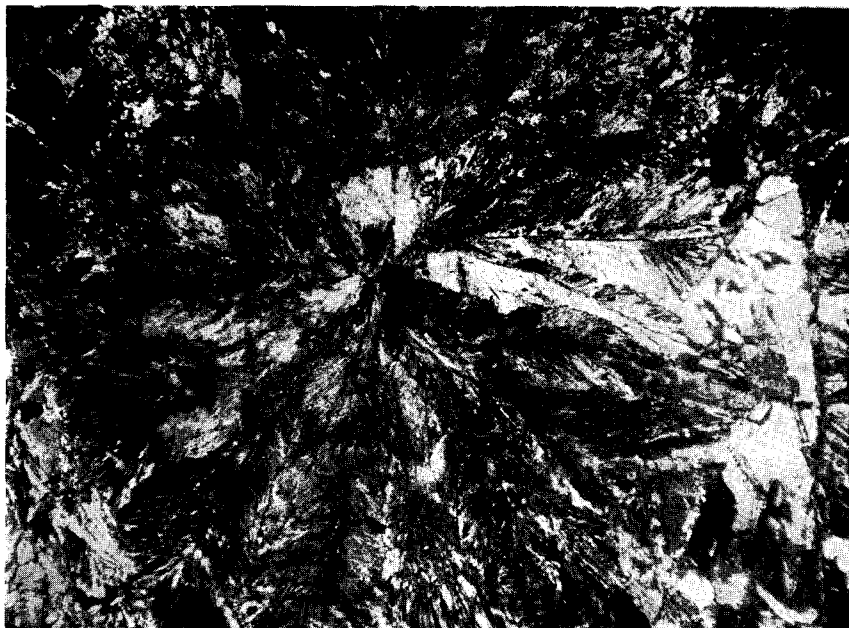


Abb. 8. Sphärolithischer Quarzporphyr (Johanneszeche). Das radialstrahlige Gebilde besteht im Innern aus mikrofelsitischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen, die nach außen zu granophyrisch werden. Im Kern der fiederartigen Strahlen sitzt skelettärer Biotit I. X Nicols, 52-fache Vergrößerung.



Abb. 9. Sphärolithischer Quarzporphyr (Johanneszeche). Im Kerne der parallel zum Fluidalgefüge gestreckten Sphärolithe liegen verglimmerte Plagioklase, umgeben von mikrofelsitischem Quarz-Feldspatgewebe mit skelettären Biotit-I-Individuen. Vergrößerung etwa 90-fach.

Die Kristallisation beginnt hier mit Albit (8—11 % An), zum Teil mit idiomorphen Kristallen auf dem Baugrund, den die Oberflächen der Sphärolithe bilden. Es folgen einzelne gedrungene Apatitkristalle. Nach ihnen kristallisiert Quarz und damit verbunden scheint die Muscovitneubildung. Es wachsen schilfartig Muscovite, die auch Fächer und Rosetten innerhalb der Miarolen bilden.



Abb. 10. Zwickelfüllung im sphärolithischen Quarzporphyr mit Albit und Quarz. $\times$ Nicols, 52-fache Vergrößerung.

In der Kristallisationsfolge schließt sich nun eine zweite Biotitgeneration an. Es sind fächer- und rosettenartige, auch wurmförmig gewundene Aggregate, die alle möglichen Abbauzustände zwischen dem Ausgangsmineral Biotit und dem Endprodukt Chlorit darstellen.

Im mikroskopischen Bild nimmt die Interferenzfarbe vom Kern eines solchen in Abbau befindlichen Glimmerpaketes gegen den Rand zu mehr oder weniger kontinuierlich ab. Kerne, die man noch als Biotit ansprechen kann, sind aber sehr selten ($n_\alpha - n = -0,033$). Häufig werden Doppelbrechungen zwischen $n_\gamma - n_\alpha = -0,020$ und $-0,012$ im Kern und Werte zwischen $-0,010$ bis $-0,007$ und $-0,005$ bis $-0,002$ am Rand der Minerale gemessen. Letztere Werte lassen sich auf eine chloritische Zusammensetzung beziehen, während die höheren Werte der Doppelbrechung zwischen $-0,020$ und $-0,012$ dem Vermiculit bzw. Vermiculiten mit Zwischenschichtung von Chlorit zuzuordnen sind (JASMUND 1951). Bei den Gliedern der Biotit-Abbaureihe über $n_\gamma - n_\alpha = -0,020$ (Vermiculit) ist eine Wechsellagerung von Biotit und Vermiculit im Bereich der Elementarschichten anzunehmen (GRUNER 1934).

In vielen Fällen sind die Biotite vollständig chloritisiert.

Diese Biotitgeneration II steht nicht im Einklang mit einem normalen Differentiations- und Kristallisationsablauf eines Quarzporphyrmagmas. Mit ihr deutet sich ein erneutes Aufleben des Mg-Haushaltes im magmatisch-hydrothermalen Stoffwechsel an, das im Verein mit der nachfolgenden Chloritisierung und Chloritbildung in den anderen Mineralen dann hinführt zu der großen Magnesiummetasomatose im Marmor.

Bei der Chloritisierung von Biotit II ausgeschiedene Erzpartikel sind außerordentlich selten, ein Zeichen für die Eisenarmut des Biotits.

Neben den pseudomorph aus Biotit hervorgegangenen Chloriten ist Chlorit auch als selbständige jüngste Mineralphase innerhalb der Zwickel vorhanden (Abb. 11).

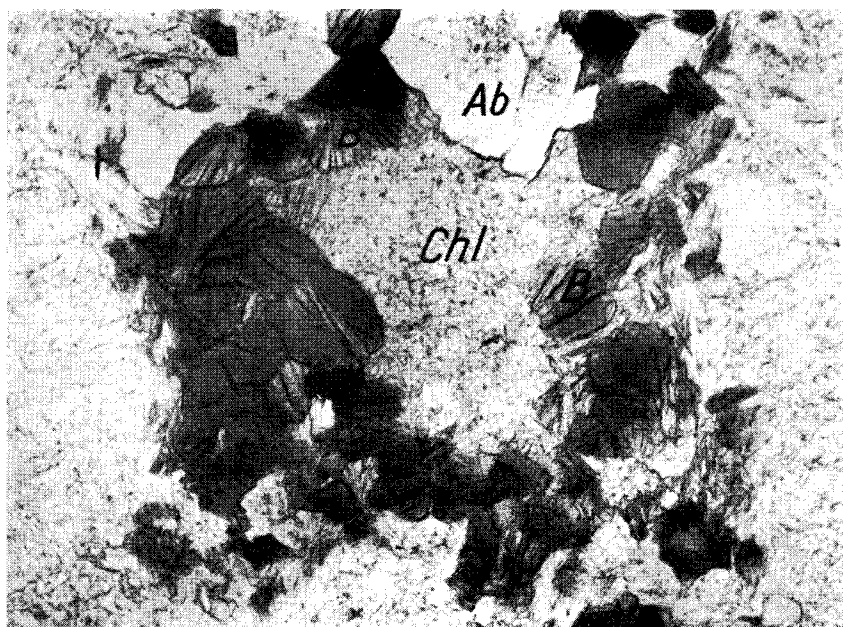


Abb. 11. Zwickelfüllung im sphärolithischen Quarzporphyr mit Albit (Ab), Biotit-II (B) und Chlorit (Chl). Stemmasgrün. 140-fache Vergrößerung.

Granophyrischer Quarzporphyr

Bei den Quarzporphyrgängen nördlich von Stemmasgrün tritt das sphärolithische Gefüge zugunsten des granophyrischen Gefüges zurück. Lediglich am Kontakt der Gänge gegen das Nebengestein kann es noch festgestellt werden.

Hier fällt schon mit bloßem Auge der große Anteil an dunkelgrünen Einschlüssen auf.

Bei der mikroskopischen Betrachtung sind es Pseudomorphosen vor allem glimmerartiger Minerale vermutlich nach Augiten bis Diopsidaugiten. Neben diesen noch ausführlicher zu behandelnden Zersetzungsmineralen beteiligt sich

noch untergeordnet Epidot, Calcit und Titanit am Aufbau der Pseudomorphosen. Mit ihnen sind fast stets größere Apatitkristalle vergesellschaftet, seltener größere Titanite.

Jene ehemaligen dunklen Komponenten sind mit Plagioklasen in etwa gleicher Menge verwachsen. Sie bilden zusammen einen Gefügebestandteil, der den granophyrischen Orthoklas-Quarz-Verwachsungen der Grundmasse stofflich fremd gegenüber steht. So fehlen auch nicht Anzeichen einer chemischen Einwirkung auf die basischeren Gemengteile. Besonders einzelne, von den größeren zusammenhängenden Aggregaten abgetrennte ehemalige Augite und Plagioklase wurden soweit resorbiert, daß z. B. bei ersteren nur noch Titanitsäume und Erzabscheidungen ihr früheres Vorhandensein andeuten.

Untergeordnet, doch nicht weniger interessant, sind spätige Karbonateinschlüsse, zum Teil sogar Aggregate mehrerer Körner mit teilweise erhaltener Zwillingslamellierung. Sie zeigen basische Reaktionssäume, bzw. Reste derselben, die ebenfalls zu grünen Zersetzungsmineralen abgebaut sind. Da es sich bei den Karbonaten um zerbochene und vom ursprünglichen Verband abgelöste Gesteinsfragmente handelt, umgeben jene Reaktionssäume die Karbonateinschlüsse nicht allseitig. Die Reaktion mit dem Magma fand nicht am jetzigen Ort statt, sondern bereits in einem tieferen Niveau. Von dort wurden die Stücke durch die aufsteigende Schmelze an den gegenwärtigen Ort verfrachtet, wo sie „einfroren“. Die Energie der Schmelze reichte hier nicht mehr zu einer chemischen Umsetzung aus, so daß nun reines Karbonat gegen Quarz und Orthoklas grenzt, ohne das geringste Anzeichen einer gegenseitigen chemischen Beeinflussung (Abb. 12).



Abb. 12. Karbonateinschluß mit Reaktionsbildungen im granophyrischen Quarzporphyr. Höchstädt. $\times$ Nicols, 70-fache Vergrößerung.

Diese Karbonateinschlüsse und die anderen, den grünen Pseudomorphosen zugrundeliegenden Ti- und Ca-reichen Augite, die vielen großen Apatite und die gelegentlich zu findenden größeren Titanitkristalle, weisen auf einen Kontakt der Schmelze gegen Karbonatgestein hin.

Oberflächlich oder ganz nahe der Oberfläche sind nur die Kontakte gegen den ehemaligen Marmor bei der Johanneszeche aufgeschlossen. Es besteht die Möglichkeit, daß in der Tiefe das Quarzporphyrmagma ebenfalls Kontakte gegen den Wunsiedler Marmorzug bildete, an welchen die Reaktionen vor sich gehen konnten. Da aber diese Reaktionsprodukte im ganzen Verbreitungsgebiet des Quarzporphyrs zu finden sind, über mehr als 10 km horizontale Entfernung hinweg, muß auch noch eine zentralere Quelle angenommen werden.

Ich denke hier vor allem an die dem Wunsiedler Marmor stratigraphisch äquivalenten Karbonatgesteinszüge, die bei Bibersbach-Oberröslau (nördlich Wunsiedel) in einer Sattelanlage nach Osten abtauchen und hier vom Granit abgeschnitten werden (STETTNER 1958). Da der Granit des Kontaktbereiches keine entsprechenden Assimilationserscheinungen erkennen läßt, muß angenommen werden, daß die Marmore hier wie auch im Gebiet östlich der Johanneszeche vom Granit aus ihrem Verband herausgelöst und im Magma abgeseigert wurden. In tieferliegenden Bereichen des Magmenreservoirs reagierten diese Karbonatgesteine mit der Schmelze.

In manchen Quarzporphyrgängen des nördlichen Bereiches treten mitunter größere Orthoklaseinsprenglinge auf. In einem Dünnschliff aus dem Vorkommen südlich Schwarzenhammer wurde ein Orthoklas beobachtet, der zum älteren einsprenglingsartigen Gefüge gehört und an seinen Korngrenzen gegen die später erstarrten Gefügeelemente Säume von mikropegmatitischen Verwachsungen zeigt. Diese greifen in Ausbuchtungen gegen den Orthoklas vor. Die Möglichkeit einer Anschmelzung durch das noch flüssige Magma in tieferem Niveau muß hierbei in Betracht gezogen werden. Im übrigen ist der Orthoklas noch sehr frisch, die in ihm eingeschlossenen und mit ihm in engerem Verband stehenden Plagioklase (Oligoklas bis Andesin) sind durchweg stark sericitisiert.

Zum Abbau der dunklen Gemengteile

Auf den Abbau der Biotite zu Chlorit braucht nicht weiter eingegangen werden. Der pseudomorphe Abbau von Mineralen, die nach Form und Zusammensetzung der Zersetzungsprodukte sehr wahrscheinlich Augite waren, verdient jedoch eine kurze Betrachtung.

Das Ausgangsmineral konnte auch in Resten nirgends mehr festgestellt werden. Soweit diese Minerale nicht vollends vom Quarzporphyrmagma resorbiert wurden, kann man zwei Stufen des Abbaues finden. Beide können jedoch für sich mit ihren optischen Eigenschaften über einen gewissen Bereich variieren (Abb. 13).

In Pleochroismus und Interferenzfarbe, den Werten der Doppelbrechung ähneln diese Abbauprodukte denen des Biotits. Nur daß hier auch Epidot, Calcit und Titanit in den Pseudomorphosen neugebildet wurden.

Bei der Pseudomorphosierung durch die Minerale der Abbaustufe I blieb die Kristallform der ehemaligen Augite erhalten. Die glimmerähnlichen Schuppen sind nahezu einheitlich orientiert und liegen mit ihrer Längsachse der der Pseudomorphose parallel. Sie zeigen bei gekreuzten Nicols erst nahe der Dunkelstellung, daß die Teilschüppchen geringfügig verschieden auslöschten. Spaltrisse durchziehen die Pseudomorphosen parallel der Längsachse. Häufig sind es Klaffrisse, die mit Titanit gefüllt sind.

Die Doppelbrechung der Abbaustufe I durchläuft kontinuierlich Werte von $n_\gamma - n_\alpha = -0,033$ bis $-0,012$. Schwerpunkte von Mineralphasen lassen sich in den dazwischenliegenden Bereichen nicht festlegen.

Der Pleochroismus ändert sich für n_γ von braun bei den höher doppelbrechenden über schmutzig-olivgrün zu olivgrün bei den niedrig doppelbrechenden Bereichen. Für n_α im gleichen Sinne von hellbraun zu grünlichgelb.

Am meisten ähnelt dieses Zersetzungsmineral dem Bowlingit, wie ihn SPANGENBERG (1949) vom Galgenberg bei Zobten als Abbauprodukt des Olivins beschreibt.

Die aus der Abbaustufe I hervorgegangenen Mineralphasen der Abbaustufe II sind unregelmäßige Schuppen, die mit ihrer Basis meist quer zur Längerstreckung der Aggregate der Abbaustufe I liegen (Abb. 22).

Die Doppelbrechung dieser Minerale bewegt sich in engeren Grenzen, nur zwischen $n_\gamma - n_\alpha = -0,009$ bis $-0,008$. Es sind eisenreiche Chlorite mit einem Pleochroismus von olivgrün (n_γ) zu gelblichgrün (n_α).

Untergeordnet erscheinen Pseudomorphosen von dunkelgelbbraunem Iddingsit, vermutlich ebenfalls nach Augit.



Abb. 13. Zweistufiger Abbau von Augit im Quarzporphyr. Höchstädt. Die Schuppen der Abbaustufe I liegen einheitlich parallel zur Längsachse der Pseudomorphosen (im Bilde von rechts oben nach links unten), die Schuppen der Abbaustufe II (Chlorite) liegen quer dazu.
× Nicols, 90-fache Vergrößerung.

Zum Alter der Quarzporphyre

Eine genaue zeitliche Einstufung der Quarzporphyrintrusionen läßt sich nicht durchführen, da in unserem Gebiet keine datierbaren Sedimente aus dem jüngsten Paläozoikum vorhanden sind. K. OSSWALD (1922) konnte die Quarzporphyr-Eruptionen im Gebiet von Erbdorf auf die Zeit kurz vor der saalischen Phase der variskischen Gebirgsbildung festlegen. Quarzporphyrgerölle finden sich dort bereits im obersten Konglomerathorizont des Unterrotliegenden.

Auch für die Quarzporphyrvorkommen des Fichtelgebirges scheint eine Förderung im oberen Unterrotliegenden vertretbar.

B. Hydrothermale Umwandlungen

1. Sericitisierung bei den Eruptivgesteinen

In allen Eruptivgesteinen ist die Sericitbildung in den Feldspäten weit verbreitet. Während diese Zersetzung in den „Amphibolit“- und Diabasgängen überall ein gleichartiges Bild ergibt, kann im Granit und im Quarzporphyr der Vorgang der Zersetzung gut beobachtet werden.

Die Sericitisierung im Granit

Die Zersetzung der Feldspäte ist in Verbreitung und Intensität von der Lage zum Granitkontakt abhängig.

Zuerst verglimmerten die Plagioklase. Die Anordnung der Glimmerschüppchen folgt teils den Spaltrissen, teils durchsetzen sie die Plagioklase auch unregelmäßig. In den perthitischen Mikroklinen verglimmerten die Albitschnüre zuerst, sowie die eingelagerten Albite und Oligoklase. Dabei zeigten sich in mehreren Schriffen die Oligoklase stärker zersetzt als die Albite. Verhältnismäßig spät verglimmerte auch der Mikroklin. Nähert man sich dem Kontakt, so beobachtet man regelmäßig, daß die Feldspäte immer stärker, ja schließlich vollständig zersetzt sind.

Muscovit und Sericitbildung im Quarzporphyr

Im sphärolithischen Quarzporphyr scheinen vor allem die mikrofelsitischen Quarz-Orthoklas-Verwachsungen für die Verglimmerung besonders anfällig gewesen zu sein. Die Einsprenglingsplagioklase sind ausnahmslos stark sericitisiert, die Albite in den Zwickelräumen nur wenig.

Der Muscovit der Zwickelräume hat sich vermutlich im gleichen Zeitabschnitt gebildet.

Zusammenfassung

Die Sericitisierung wird als Folge der hochhydrothermalen Tätigkeit der Quarzporphyrintrusionen aufgefaßt. Die Zersetzung nahm ihren Ausgang vom gestörten Kontakt (Granit : Quarzporphyr und Granit : Marmor), der hier den hydrothermalen Lösungen als Weg diente.

2. Die metasomatischen Veränderungen

a. Die Umbildungen im Marmor

Die Dolomitisierung des Kalkmarmors

Im Bereich der Specksteinvorkommen ist der calcitische Anteil des Marmors metasomatisch in Dolomit übergeführt worden. Der prämetasomatisch vorhandene Dolomit zeigt nur selten geringfügige Umkristallisation.

Die vorgegebene Klüftung wurde teilweise verheilt. Doch haben spätere Bewegungen die alten Kluftsysteme wieder aufleben lassen und dabei bereits erfolgte Verheilungen wieder zerstört.

Häufig sind Hohlraumbildungen mit Dolomitkristallen.

Die Farbe des metasomatisch entstandenen Dolomits ist gewöhnlich rein weiß.

Im Dünnschliff fällt sofort das Fehlen der Zwillingslamellierung der Körner auf (Abb. 14). Nur selten ist diese in Resten erhalten geblieben.

Trotz der quantitativ abgelaufenen Verdrängung ist das Gefügebild des alten Marmors noch weitgehend erhalten geblieben. Die Vermessungen der c-Achsen mit dem U-Tisch zeigen das in besonders anschaulicher Weise.



Abb. 14. Metasomatisch aus Calcitmarmor gebildeter Dolomit. Johanneszeche. $\times$ Nicols, 52-fache Vergrößerung.

Gefügeuntersuchung

Aus dem metasomatisch gebildeten Dolomit des unteren Tagebaues der Johanneszeche wurden orientierte Handstücke entnommen und Dünnschliffe senkrecht zur B-Achse hergestellt. Mit dem U-Tisch wurden dann die c-Achsen der metasomatisch aus Calcit entstandenen Dolomitkörner vermessen.

Dolomit aus dem südlichen Teil des unteren, nördlichen Tagebaues (Diagramm D 6, Abb. 15):

Es ist ein weißes, mittelkörniges Dolomitgestein. Dünne, 1—2 mm mächtige prämetasomatische Dolomitlagen sind spärlich eingeschaltet.

Parallel dieser Wechsellagerung von prämetasomatischem Dolomit und metasomatisch dolomitisiertem Calcit verlaufen Einlagerungen von Chloritmineralien. Diese verleihen dem Gestein parallel B eine grünliche Bänderung. Im Schnitt senkrecht B lassen die Chloriteinlagerungen eine starke Durchbewegung erkennen. Die B-Achse tritt also im Handstück sehr gut hervor. Das gleiche gilt für den Aufschlußbereich.

Im mikroskopischen Bild zeigen nur sehr wenige der ehemaligen Calcite noch Reste der Zwillingslamellen. Die metasomatisch gebildeten Dolomitmörner sind in sich gekörnt (Abb. 14). Das wird hervorgerufen durch pigmentartige Einstäubungen nicht näher bestimmbarer Substanzen, sehr wahrscheinlich aber auch durch Hohlräume, die im Verlauf der Metasomatose entstanden.

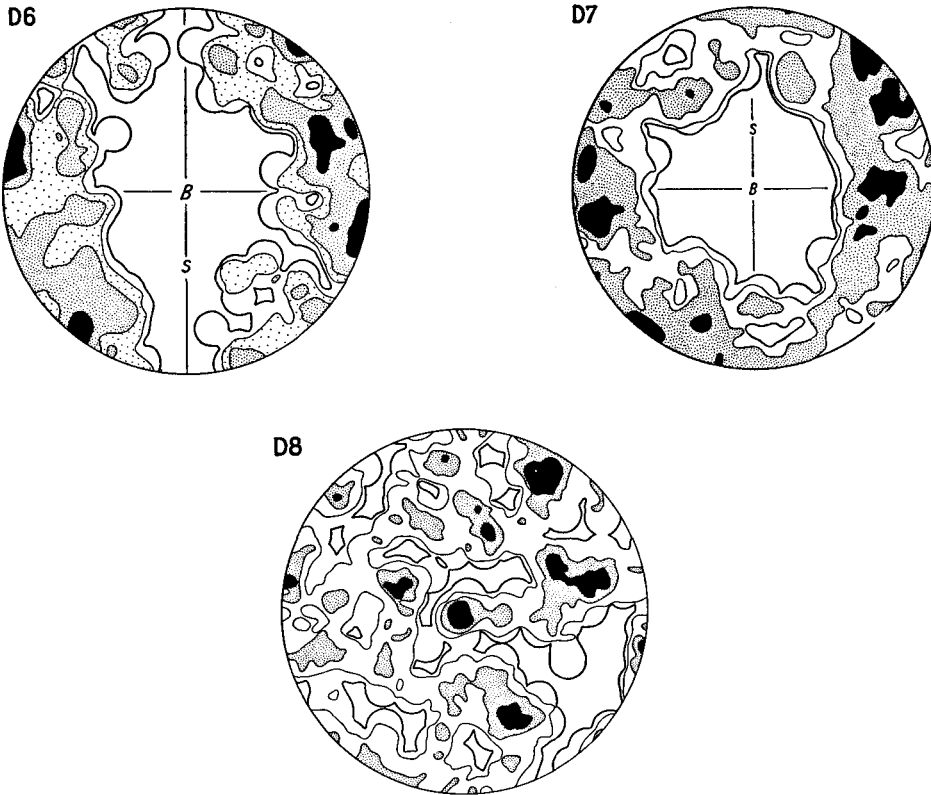


Abb. 15. Die Regelung des Korngefüges im Dolomit der Johanneszeche. D 6 = metasomatisch aus Calcitmarmor hervorgegangener Dolomitmarmor, 200 c-Achsen; Belegungsdichte: $\frac{1}{2}$ —1—2—4—6 ‰. D 7 = metasomatisch aus Calcitmarmor hervorgegangener Dolomitmarmor, 300 c-Achsen; Belegungsdichte: $\frac{1}{2}$ —1—2—4—6 ‰. D 8 = parametasomatisch in einem $\parallel$ B gestreckten Lösungshohlraum abgeschiedener Dolomit; Schliff $\perp$ B; 200 c-Achsen; Belegungsdichte: $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4 ‰.

U - Tische in messung : Es wurden 200 c-Achsen von metasomatisch entstandenen Dolomitmörnern im Schliff senkrecht B vermessen. Das Diagramm D 6 (Abb. 15) zeigt einen Gürtel senkrecht B mit mehreren peripher unterbesetzten Stellen und eine Achsen-freie Zone parallel B. Die Hauptbesetzungen liegen peripher. Zum Teil sind sie etwas abgerückt und drücken eine Tendenz zur Spaltung des Gürtels aus. Die s-Fläche tritt im c-Achsendiagramm durch den unterbrochenen Maximagürtel deutlich hervor.

Dolomit aus dem südlichen Teil des unteren Tagebaues (Diagramm D 7, Abb. 15):

Das Handstück wurde ebenfalls aus einem stark durchbewegten Gesteinsbereich des unteren Tagebaues entnommen (intensiv feinverfalteter Sattelkern). Die Zusammensetzung ist ähnlich wie im Handstück für D 1, Abb. 15. Im Schnitt senkrecht B drücken die chloritischen Einlagerungen eine stärkere Verfaltung aus.

U - Tischeinmessung: Es wurden 300 c-Achsen von metasomatisch entstandenen Dolomitkörnern vermessen und im Diagramm D 7 zur Darstellung gebracht. Das Bild zeigt einen zusammenhängenden Gürtel senkrecht B mit nur wenigen peripheren Unterbesetzungen. Die Hauptmaxima sind von der Peripherie etwas abgerückt und zeigen deutlich einen gespaltenen Gürtel. Die s-Fläche tritt im Diagramm nicht so deutlich hervor wie im Handstück und im Diagramm D 6, Abb. 15.

Neben dem metasomatischen Dolomit, der das alte tektonisch geprägte Gefüge des Marmors abbildet, gibt es auch massige Dolomitbildungen, die Lösungshohlräume erfüllt haben. Ein solches Gestein wurde ebenfalls im U-Tisch untersucht.



Abb. 16. Dolomitneubildung in einem Lösungshohlraum des Dolomitmarmors (Johanneszeche). Die einzelnen Dolomitkörner löschen nicht einheitlich aus. $\times$ Nicols, 52-fache Vergrößerung.

Das Handstück wurde aus dem nördlichen Teil des unteren Tagebaues der Johanneszeche entnommen. Es stammt aus der Sattelzone mit intensiver Verfaltung. Hier waren Bildungen von Lösungshohlräumen im Verlauf der Metasomatose häufig. Sie sind im weiteren Verlauf der Metasomatose ganz oder teilweise wieder mit Dolomit ausgefüllt worden. Im letzten Fall endigen sie in Drusen.

Im mikroskopischen Bild zeigen alle Körner eine mehr oder weniger starke wandernde Auslöschung (Abb. 16). Die Divergenz der Auslöschung ist jedoch nicht so stark, daß eine generelle Einmessung der Achsen unmöglich wäre.

U - T i s c h u n t e r s u c h u n g: Es wurden 200 Achsen vermessen und im Diagramm D 8, Abb. 15, dargestellt. Erwartungsgemäß ist die ursprüngliche Marmorregelung hier nicht mehr abgebildet. Daß trotzdem einige Häufungen von Achsen vorkommen, hängt mit bevorzugten Wachstumsrichtungen zusammen.

Auflösung und Neukristallisation von Dolomit zeigt das folgende Beispiel besonders schön (Abb. 17): Ein Lösungshohlraum, der nur zum Teil durch Dolomit wieder ausgefüllt wurde. Das alte s-Gefüge des metasomatisch dolomitisierten Gesteins kommt in einer subparallelen Anordnung von Graphiteinlagerungen deutlich zum Ausdruck.

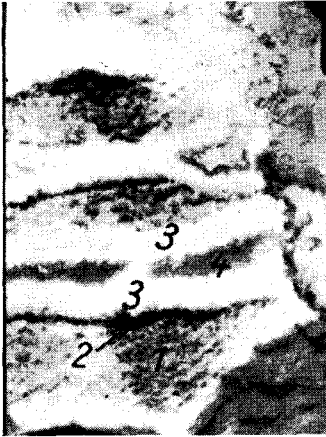


Abb. 17. Bildung parametamatischer Lösungshohlräume im Dolomit der Johanneszeche. Der Lösungsvorgang griff schräg zur graphitischen Bänderung (1) in das Dolomitgefüge ein. Die graphitische Substanz wurde am Boden der Hohlräume sedimentiert (2). Neubildung von Dolomit (3) füllte die Hohlräume wieder zum größten Teil, aus gelförmigen Abscheidungen gebildeter Talk den Rest (4). Natürl. Größe.

Schräg zu dieser Bänderung hat ein Lösungsvorgang in dieses Gefüge eingegriffen. Das ursprünglich vorhandene Pigment wurde sedimentiert und bildet nun eine dunkle Lage am Grunde des Hohlraumes. Erst dann begann sich wieder Dolomit auszuschcheiden. Im vorliegenden Fall wurde dieser Lösungshohlraum nur teilweise wieder von dieser Dolomitgeneration ausgefüllt. So blieb ein Drusenraum offen. Die einzige hierbei entwickelte Kristallform des Dolomits — das gilt für den ganzen Lagerstättenbereich — ist das Grundrhomboeder ($10\bar{1}1$). Die Kristalle sind fast stets sattelförmig gekrümmt. Wie bei den oben beschriebenen Hohlraumbildungen mit wandernder Auslöschung sind es auch hier Divergenzen der Baurichtungen infolge Fehlbau im Kristallgitter. Die Kristalle besitzen ebenfalls eine wandernde Auslöschung (Abb. 23).

Nur selten bekommt man in den Drusen Dolomitkristalle zu Gesicht, deren Kanten und Flächen gerade bzw. eben sind. Es konnte die Beobachtung gemacht werden, daß Kristalle mit einheitlichem Gitterbau den Abschluß jener Dolomitgeneration bilden, die der Bildung des Specksteins vorausgeht. Die Dolomitkristalle mit geraden Kanten stellen die jüngste Bildung dar; bei gekreuzten Nicols löschen sie einheitlich aus.

Korngrößen

Die metasomatisch gebildeten Dolomitmörner erscheinen im wesentlichen in der Größe des verdrängten Calcitkornes. In Hohlräumen neugebildete Dolomitmörner besitzen Durchmesser zwischen 0,1 und 1,0 mm. In Drusen aufgewachsene Dolomitkristalle erreichen selten eine größere Kantenlänge als 5 mm. Eine Seltenheit in diesem Sinne stellt ein später in Speckstein pseudomorph überführter Dolomitkristall dar, mit einer Kantenlänge von 25 mm.

Der Chemismus des Dolomits

Bei einer größeren Anzahl von Proben wurde mit Hilfe der Einbettungsmethode der Lichtbrechungsexponent n_ω bestimmt¹⁾. Seine Änderung geht mit der Verschiebung des Chemismus linear vor sich. Aus dem Brechungsexponenten läßt sich also der Chemismus gut und schnell ableiten (vgl. WINCHELL 1951).

Auf diese Weise wurde folgende Zusammensetzung bei den genetisch unterscheidbaren Dolomitvarietäten festgestellt:

Untersuchte Gesteinstypen:

1. Prämetasomatischer Dolomit.
2. Metasomatisch gebildeter Dolomit.
3. In Drusen aufgewachsener Dolomit mit Wachstumsdivergenzen.
4. In Drusen aufgewachsener Dolomit ohne Wachstumsdivergenzen.

Ergebnisse :

	Gehalt an FeCa (CO ₃) ₂
1. $n_\omega = 1,680—1,681$	1—2 ‰
2. $n_\omega = 1,678—1,684$	0—5 ‰
3. $n_\omega = 1,679—1,684$	0—5 ‰
4. $n_\omega = 1,680—1,684$	1—5 ‰

Die Ergebnisse zeigen, daß zwar der prämetasomatisch entstandene Dolomit einen besonders niedrigen Gehalt an Ankerit besitzt, daß aber auch bei den anderen Dolomitvarietäten der Ankeritgehalt gering ist und in den gleichen Grenzen schwankt. Die Werte zeigen hier, daß die Beteiligung des Eisens in den Lösungen gering war, was dem Wesen ausgesprochener Magnesiummetasomatosen entspricht, bei welchen sogar Fe weggeführt und nur sehr wenig am Aufbau neuer Kristallphasen beteiligt wird.

M a g n e s i t konnte in keiner Probe gefunden werden.

Um das Fehlen von Magnesit sicherzustellen, wurde eine Anzahl von Anschliffen nach der Methode von SCHWARZ (in HÜGI 1945) mit einer Lösung von alizarinsulfosaurem Natrium in n/10 Salzsäure behandelt. Alle Karbonate färbten sich violett (Dolomit). Magnesit, der seine ursprüngliche Mineralfarbe behält, konnte auch hier nicht gefunden werden.

¹⁾ Einbettung in einer Mischung von α -Monobromnaphthalin und Jodmethylen und Bestimmung des Brechungsexponenten mit dem Mikrorefraktometer nach Dr. JELLY.

Chlorite im Dolomit

Kalk- und Magnesiumsilikatminerale und Alumosilikate im Marmor sind — soweit sie im Aktionsbereich der Magnesiummetasomatose lagen — in Chlorit übergeführt worden.

Die Bezeichnung der verschiedenen Chlorite folgt der Nomenklatur TRÖGERS 1952 (nach WINCHELL 1926 und HÖDL 1942).

Häufig gilt dies für ehemalige Phlogopite, die bei der Kontaktmetamorphose durch den Granit entstanden waren. Ihre Pseudomorphosen zeigen Sagenitgitter und Einschlüsse von Rutilkörnern. Die Doppelbrechung der Pseudomorphosen ist nicht einheitlich. Sie nimmt vom Kern mit Werten bis $n\gamma - n\alpha = +0,014$ gegen den Rand zu bis auf den Wert von $n\gamma - n\alpha = +0,004$ ab, entsprechend auch die Interferenzfarbe von Blau der 2. Ordnung zu Gelb bis Weiß der 1. Ordnung (Dicke des Schlifves = 0,033 mm).

Messungen von $n\beta$ mit Hilfe der Einbettungsmethode ergaben Werte zwischen 1,575 und 1,580.

Diese Chlorite gehören demnach einer Reihe an, die vom Sheridanit ($n\gamma - n\alpha = +0,014 - +0,008$) zum Leuchtenbergit führt ($n\gamma - n\alpha = +0,009 - +0,004$).

Der Abbau vom ersten zum letzten Glied dieser Reihe ist chemisch charakterisiert durch die Abfuhr von Fe und Al und die Zufuhr von Mg.

Außer anderen, nicht näher bestimmten Chloriten wurde im Dolomit auch -Pennin gefunden.

Die Specksteinbildung

Die metasomatische Umwandlung des Dolomits zu Speckstein (Talk) folgte der metasomatischen Dolomitisierung des Kalkmarmors auf dem Fuße. Wie die Dolomitisierung erfolgte sie durch hydrothermale azzendente Lösungen.

Untergeordnet kam es zur Bildung von Speckstein aus gelförmigen Abscheidungen.

Specksteinbildung durch Metasomatose

Die Unregelmäßigkeit metasomatischer Bildungen ist auch das Kennzeichen der Specksteinvorkommen. Von allen möglichen Grenzflächen und Fugen, die zur Zeit der Magnesiumzufuhr den Lösungen offenstanden, nahm die Vertalkung ihren Ausgang. Obwohl häufig am Granitkontakt der Speckstein besonders mächtig entwickelt ist, kann man keine Bevorzugung irgend eines Kontaktes oder einer Kluftchar feststellen.

Für die Festlegung des Zeitpunktes der Vertalkung ist es wichtig, daß auch die Eruptivgänge, die Diabasgänge und der Quarzporphyr von Vertalkungszonen begleitet werden. Ihre Intrusion geht dieser Metasomatose voraus. Eine thermische Beeinflussung des Specksteins ist ja auch nicht feststellbar.

Zusammenfassend seien kurz die Ausgangspunkte der Specksteinbildung genannt:

1. Der Kontakt Granit/Marmor
2. Der Kontakt Gangdiabas/Marmor
3. Der Kontakt Quarzporphyr/Marmor
4. Klaffende Fugen aller vorkommenden Kluftrichtungen.

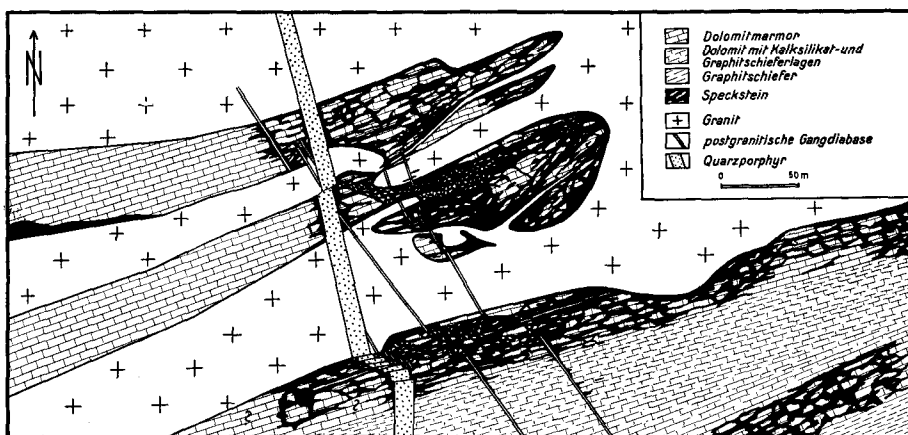


Abb. 18. Der geologische Verband bei der Johanneszeche.

In diesem Fugennetz zirkulierten die wirksamen Lösungen und von diesen Grenzflächen aus erfolgte die Vertalkung vorwiegend parallel zur Faltenachse des Gesteins. Die Mächtigkeit kann vom Meter-Ausmaß bis in den Millimeter-Bereich herabsinken. Offensichtlich wurden auch tektonische, B-Achsen-parallele Störungszonen bevorzugt von den Umbildungen betroffen. Häufig ging die Umwandlung in Speckstein unregelmäßig und quergreifend durch das Gestein, ohne daß eine Abhängigkeit von den oben genannten Bezugsflächen erkennbar wäre.

In weiten Bereichen des Marmors läßt sich Talk in feinverteilten, oft mikroskopisch kleinen Butzen und Nestern finden.

Im Korngefüge nimmt die Verdrängung des Dolomits ihren Ausgang von der Intergranulare. Von hier aus wuchern die Talkschüppchen meist unregelmäßig in die Dolomitmörner hinein. Daneben verdrängen sie den Dolomit auch parallel der rhomboedrischen Spaltbarkeit (Abb. 21).

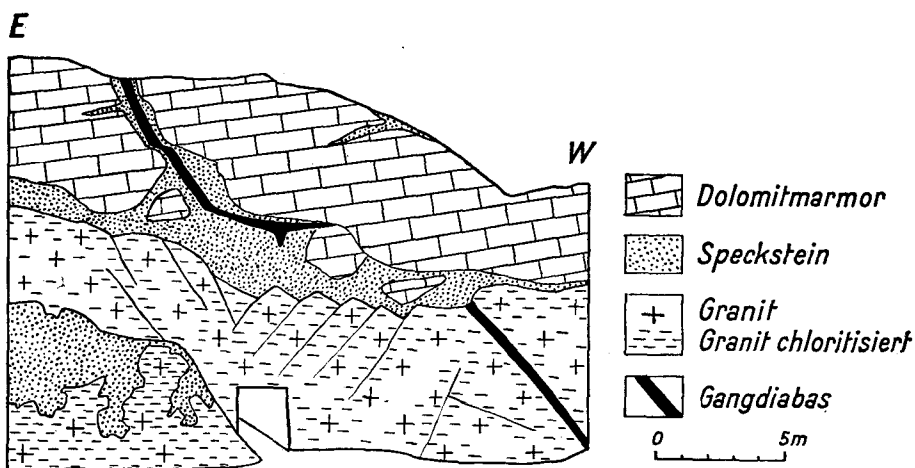


Abb. 19. Verband zwischen Dolomitmarmor, Speckstein, Granit und postgranitischem Gangdiabas in der Südwand des unteren Tagebaues der Johanneszeche.

SSE

NNW

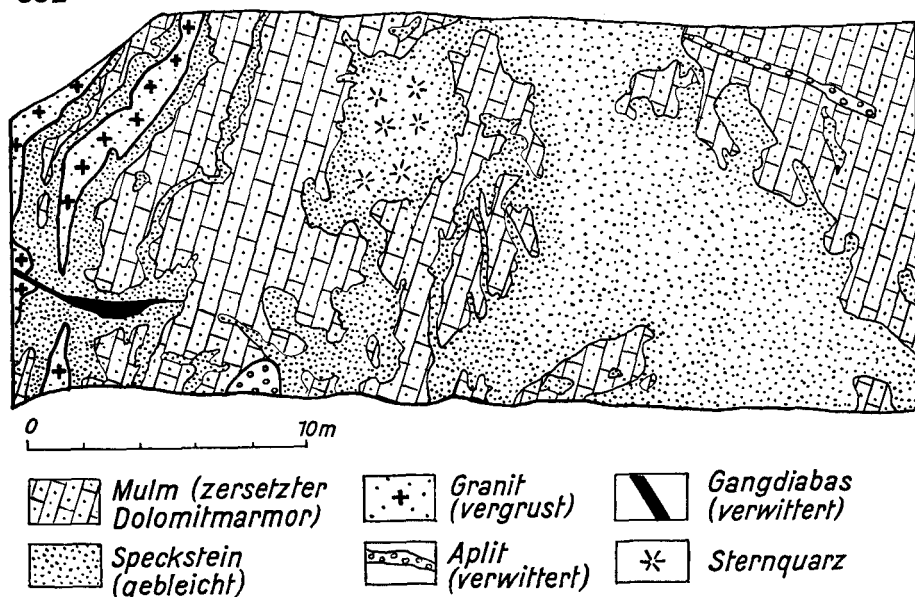


Abb. 20. Geologischer Verband im Westen des unteren Tagebaues der Johanneszeche (quer zum Streichen).

Specksteinbildung aus gelförmigen Abscheidungen

Neben dem metasomatisch gebildeten Speckstein kommt in untergeordneter Menge auch Speckstein vor, der sich in Hohlräumen im Gestein aus gelförmigen Abscheidungen gebildet hat. Auf und zwischen den Dolomitkriställchen der Drusen Hohlräume sitzen kleine, oft nur winzige Kügelchen von Speckstein, die sich mit zunehmender Dichte und Größe zu einem Belag mit traubig-nieriger Oberfläche zusammenschließen. Sie können schließlich kleine Hohlräume und Gängchen ganz ausfüllen oder in anderen Fällen Brekzien miteinander verkiten. Anschliffe zeigen vielfach zwei „Gel“-Specksteinschichten übereinander (Abb. 27).

Pseudomorphosen nach Quarz und freistehenden Dolomitkristallen sind nur unter einem „Gel“-Specksteinüberzug zu finden.

Im Anbruch ist derartiger Speckstein dicht und strukturlos im Gegensatz zum metasomatisch gebildeten Speckstein, der das Dolomitgefüge pseudomorph abbildet.

Innerhalb des Dolomits ist die Farbe des Specksteins lichtgrün bis grün. Speckstein mit dunkelgrüner Farbe besitzt einen Chloritgehalt.

ENK (1930 und 1931) versuchte den Ablauf der Specksteinbildung zu erklären.

Bei der Specksteinbildung unterscheidet ENK fünf verschiedene Phasen, die sich folgendermaßen charakterisieren lassen:

1. Dolomitisierung des Kalkmarmors durch aufsteigende magnesiumhaltige Lösungen. Danach änderte sich die Zusammensetzung der hydrothermalen Wässer derart, daß

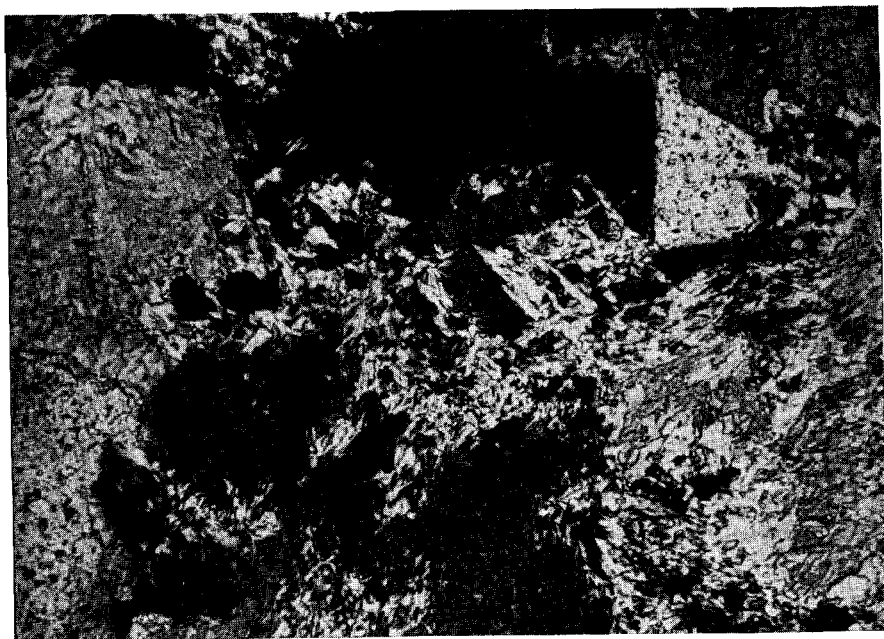


Abb. 21. Talkbildung im metasomatisch gebildeten Dolomitmarmor. Die Verdrängung des Dolomits nimmt von der Intergranulare ihren Ausgang und dringt teils unregelmäßig, der rhomboedrischen Spaltbarkeit folgend, in die Körner ein (Talk = helle Schüppchen). Johanneszeche. $\times$ Nicols, 380-fache Vergrößerung.

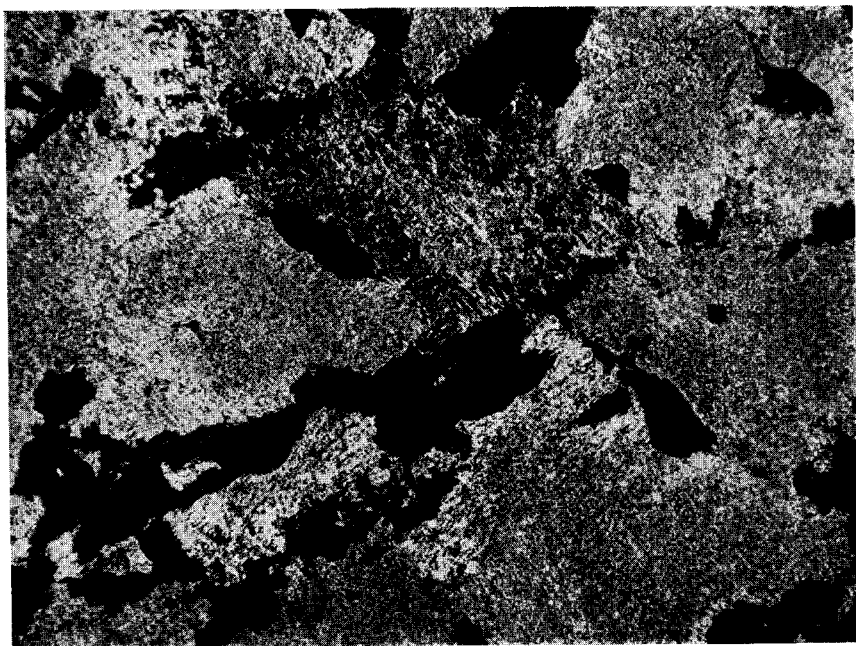


Abb. 22. Pseudomorph erhaltenes Korngefüge im metasomatisch gebildeten Speckstein. Größere Chloritschuppen liegen in der ehemaligen Intergranulare des Dolomitgefüges (chloritisierte Ca-Mg-Silikate). Johanneszeche. $\times$ Nicols, 70-fache Vergrößerung.

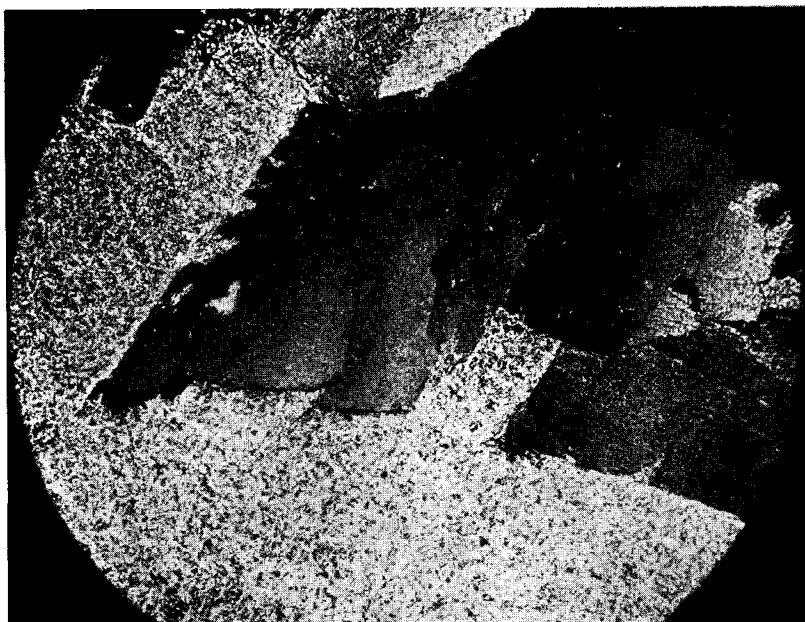


Abb. 23. Dolomitkristall mit divergierender Auslöschung, als Neubildung in einem parametasomatisch gebildeten Hohlraum aufgewachsen. Den Hohlraumrest füllt aus gelförmigen Abscheidungen gebildeter Speckstein. $\times$ Nicols, 66-fache Vergrößerung.

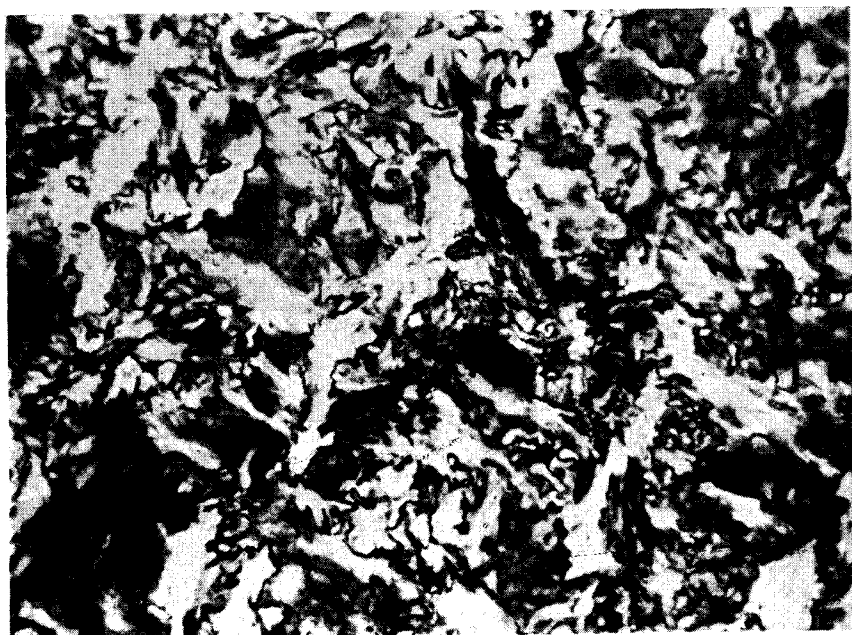


Abb. 24. Talkgefüge im Speckstein. Johanneszeche. $\times$ Nicols, ca. 800-fache Vergrößerung.

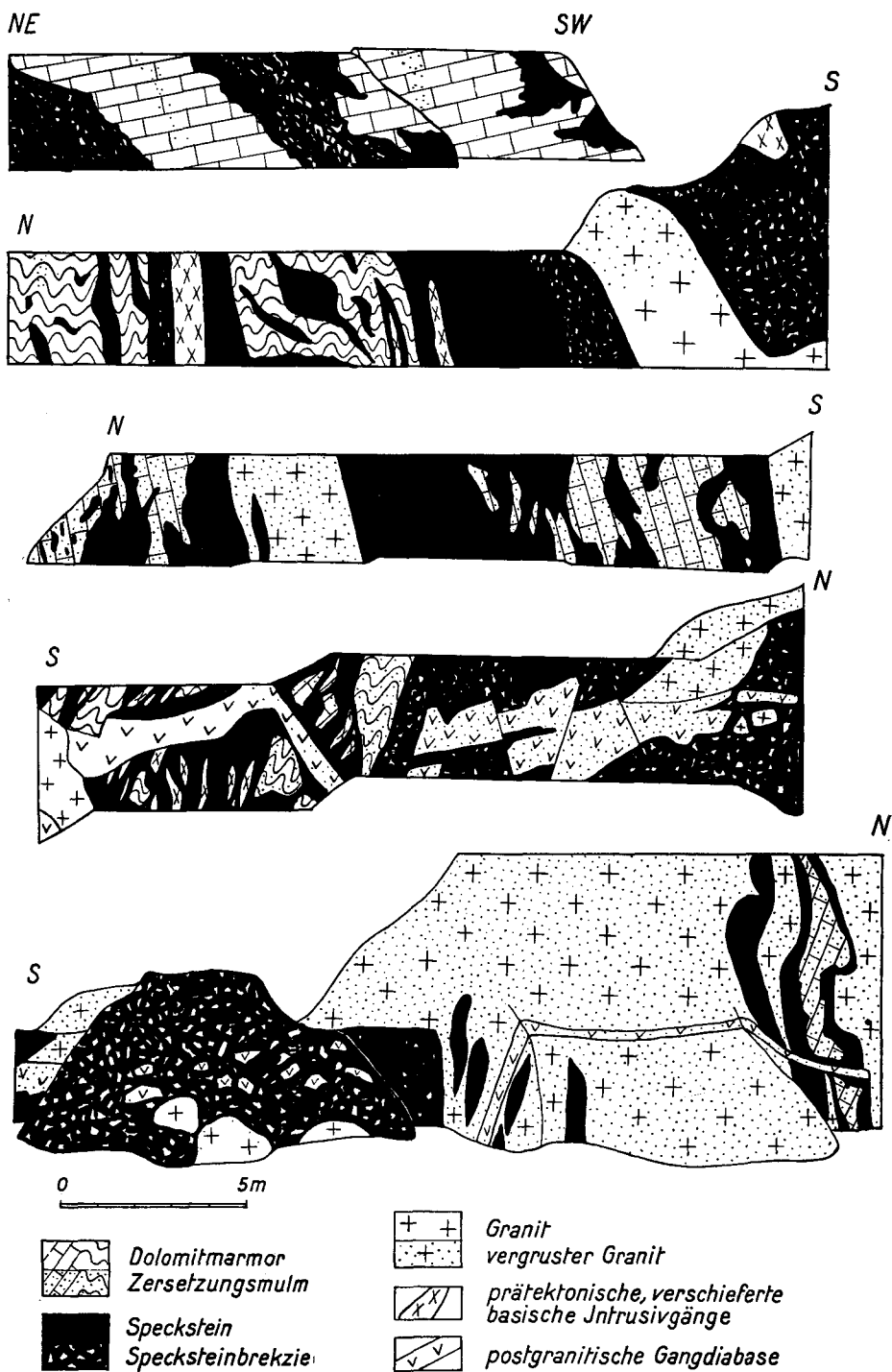


Abb. 25. Abbauprofile aus dem unteren Tagebau der Johanneszeche.

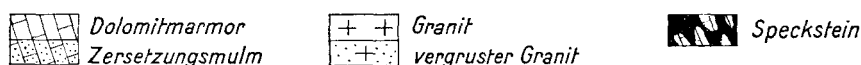
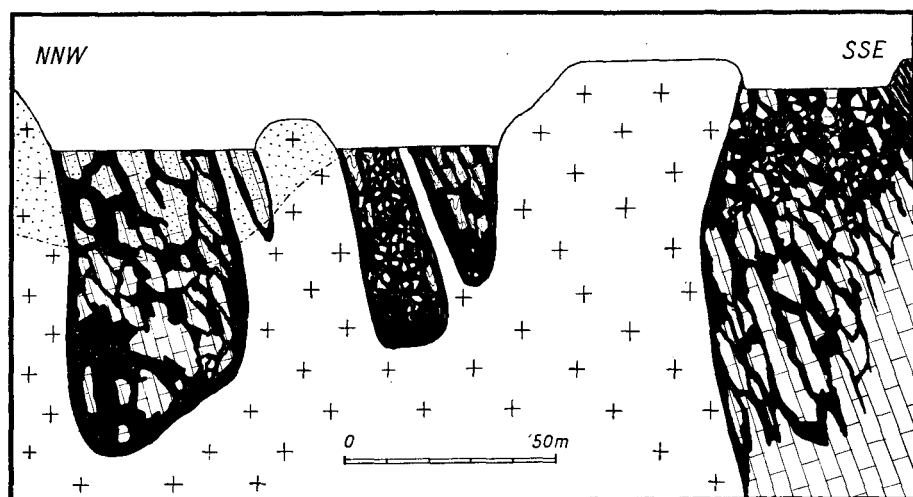


Abb. 26. NNW—SSE-Profil durch die Specksteinlagerstätte Johanneszeche.

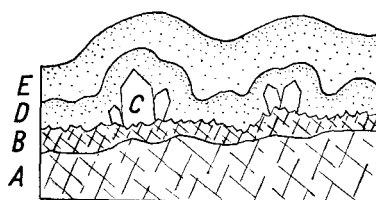


Abb. 27. Schematische Darstellung der Specksteinbildungen: A: metasomatisch verdrängter Dolomitmarmor prämetasomatischer oder metasomatischer Natur. B: metasomatisch verdrängter Dolomit-Kristallrasen in — bezüglich der Dolomitierungsphase — parametasomatischen Lösungshohlräumen. C: pseudomorph verdrängte Quarz-Kristalle. D und E: Schichten von aus Magnesiumsilikatgel gebildetem Speckstein.

2. neben dem ursprünglich allein vorhandenen Magnesiumhydroxyd noch Kieselsäure in verdünnter Lösung auftrat. Das führte zur Bildung eines für echte Lösungen permeablen Magnesiumsilikatgelüberzuges auf dem Dolomit. Am Schluß dieses Stadiums setzte der Magnesiumhydroxydgehalt aus, nur die Kieselsäure war noch in echter Lösung vorhanden.

3. In dieser Phase verlief der Stoffumsatz verschieden, je nachdem die Kieselsäure unmittelbar auf den Dolomit einwirken konnte oder nicht. Im ersten Fall wurde der Dolomit durch die Kieselsäure unter dem Einfluß des Massenwirkungsgesetzes verdrängt. Dabei wurde Chalzedon und feinkörniger Quarz gebildet und im weiteren Verlauf in Lösungshohlräumen Quarzkristalle. Vor allem diese Quarzgeneration stellte das Material zu den berühmten Pseudomorphosen.

Im zweiten Fall, wo eine Magnesiumsilikatgelschicht die Oberfläche des Dolomits bedeckte, entstand bei der Einwirkung von molekulardisperser Kieselsäurelösung auf Dolomit Magnesiumsilikatgel unter der schützenden Decke.

4. In dieser Phase wurde nun wieder weniger Kieselsäure zugeführt. Dafür trat Magnesiumhydroxyd stärker in der Lösung hervor und es kam zur Bildung von Magnesiumsilikatgel-Überzügen auf den Quarzkristallen, unter deren Schutz in der

5. Phase bei alleiniger Gegenwart von Magnesiumhydroxyd in der Lösung der Quarz sich zu Magnesiumsilikatgel umsetzte. Das Magnesiumsilikatgel wurde zu Speckstein synthetisiert.

Zu dieser von ENK beschriebenen Umwandlung der Quarzkristalle in Speckstein ist aber einschränkend hinzuzufügen, daß nicht alle von Magnesiumsilikat-gel überzogenen Quarze in Speckstein umgewandelt wurden. Manchmal blieb der ganze Quarzkristall, manchmal ein Kern aus Quarz erhalten. In anderen Fällen wurde die ganze Kieselsäure unter Hinterlassung einer Hohlform weggeführt, ohne daß eine Pseudomorphose gebildet worden wäre.

Die Bedingungen, unter denen sich die Lösungen mit den Kristallen umsetzten, waren offenbar doch recht variabel und entziehen sich einem allzu starren Schema.

Außer der pseudomorphen Umwandlung von Dolomit und Quarz wurden auch Tremolite in Speckstein übergeführt (Belegstücke befinden sich in der Sammlung der Johanneszeche). In der älteren Literatur werden auch Pseudomorphosen nach Calcit und Flußspat genannt. An Funde derartiger Pseudomorphosen kann man sich jedoch in neuerer Zeit nicht mehr erinnern. SANDBERGER (1892, S. 160) berichtet von Pseudomorphosen nach Calcitskalenoedern. Hierzu ist ein Fund von Pseudomorphosen von Dolomit nach Calcitskalenoedern von Interesse, den STADLINGER (1900) aus Marktedwitz beschreibt. Vermutlich handelt es sich bei der von SANDBERGER aufgeführten Pseudomorphose um eine Doppelpseudomorphose von Speckstein nach Dolomit nach Calcit.

Flußspat wird als kontaktpneumatolytische Bildung aus dem Marmor von Hohlenbrunn gemeldet (WURM 1932). Es wäre demnach nicht unmöglich, daß er auch im Bereich der Specksteinvorkommen vorhanden gewesen und pseudomorph in Speckstein umgewandelt worden ist.

Sehr selten kommen im Speckstein winzige Würfelchen von Pyrit vor. Desgleichen in Kluffüllungen von „Gel“-Speckstein innerhalb eines „Amphibolit“-Ganges.

Korngrößen im Speckstein

Der metasomatisch durch Verdrängung von Dolomit entstandene Speckstein unterscheidet sich in der Größe seiner Talkteilchen von dem aus gelartigen Abscheidungen entstandenen Speckstein.

Im ersteren bleibt die Größe der Masse der Talkteilchen unter $1\ \mu$ Durchmesser und ist deshalb mikroskopisch nicht mehr auflösbar. Nur in seltenen Fällen konnten einwandfrei einheitlich aufgebaute Talkschüppchen gefunden werden, die Ausmaße (für den größten Durchmesser der Schüppchen) bis zu $2\ \mu$ erreichen. Im „Gel“-Speckstein besitzen dagegen die Talkteilchen durchweg größere Ausmaße. Sie erreichen hier bis zu $6\ \mu$. Die allgemeine Aggregatpolarisation erschwert eine genaue Messung (Abb. 24).

Zur Morphologie der Talkteilchen

Das mikroskopische Bild erlaubt keine gültige Aussage über die Morphologie der kleinsten Gefügeelemente. Es sind bei dem etwas gröber kristallisierten und daher besser beobachtbaren „Gel“-Speckstein fast stets eine Reihe von Einzelteilchen, die sich zu größeren Schuppen zusammenschließen. Innerhalb der letzteren ist dann eine Aggregatpolarisation zu beobachten. Diese größeren Schuppen besitzen unregelmäßig zerlappte Grenzen, die sich bei der Drehung des Schliffes fortgesetzt verändern (Abb. 24).

Elektronenoptische Aufnahmen wurden von G. ROSENTHAL (1954) ausgeführt. Die von ihm hier untersuchte Probe wurde einer Brekzienzone des unteren Tagebaues entnommen. Sie stellt ein tektonisches Zerreibsel dar und löste sich auch im Wasser unter Zuhilfenahme eines festen Pinsels in kleinste Teilchen. Bei einem tektonisch unbeeinflussten Speckstein läßt sich aber eine derartige Auflösung nicht ohne Mörsern erreichen. Es muß deshalb befürchtet werden, daß die Abbildungen auch nur Spaltprodukte der Talkteilchen sein können.

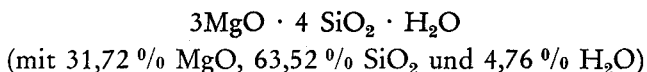
Bei einer 15 000-fachen Vergrößerung erhielt ROSENTHAL folgendes Bild: Langgestreckte Blättchen mit parallelen Längsseiten, aber abgebrochenen Spitzen. Die dabei resultierende Form erscheint schwach pseudo-hexagonal. Die Ähnlichkeit des Bildes mit zerbrochenen und gespaltenen Glimmerblättchen (parallel verlaufende und gestaffelte Abbruchstellen, die aber von ROSENTHAL als Wachstumserscheinungen gedeutet werden), lassen auch die Deutung zu, daß es sich hier um Spaltprodukte größerer Talkteilchen handeln könnte.

Dem größten abgebildeten Individuum kam eine wahre Größe von etwa 3μ zu. Für metasomatisch gebildeten Talk wäre das schon eine ansehnliche Größe. Die Probe stammt jedoch aus einem Bereich der Lagerstätte, in dem Bildungen von „Gel“-Speckstein sehr häufig sind, so daß man hier Spaltprodukte von dieser Größe erwarten kann.

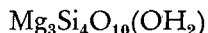
Mineralogische und chemische Zusammensetzung des Specksteins

Speckstein ist bei idealer Zusammensetzung ein monomineralisches Gestein, bestehend aus feinschuppigem Talk. Die Talkschüppchen sind mehr oder weniger richtungslos miteinander verfilzt und bedingen so den Unterschied zum Talkschiefer mit seinem straff geregelten Korngefüge.

Die chemische Formel des Talkes ist in oxydischer Schreibweise:



Die Konstitutionsformel wird je nach der Auffassung der Autoren verschieden angegeben (vgl. SAUERESSIG 1950). Hier sei nur die in den Strukturberichten der Zeitschrift für Kristallographie, Band II (1937), gegebene Konstitutionsformel angeführt:



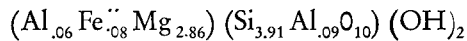
Die Formel gibt eine ideale Zusammensetzung wieder, die bisher in keiner Analyse eines noch so rein erscheinenden Specksteins erreicht wurde. Immer finden sich noch geringe Mengen von Al und Fe (meist in einer Menge um 1 %), von denen man allgemein annimmt, daß sie isomorph in das Talkgitter eingebaut sind. Werden jedoch die Beträge in den Analysen für jene Elemente größer, dann ist ein Chloritanteil an der Zusammensetzung des Specksteins wahrscheinlich. Häufig ist dieser Chloritanteil schon makroskopisch oder auch mikroskopisch sichtbar.

PASK und WARNER (1954) widmen sich den ganz allgemein in den Talkanalysen erscheinenden geringen Werten von Al und Fe, für welche durch eine petrographische Untersuchung keine Erklärung gefunden werden kann. Sie weisen darauf hin, daß Substitutionen von Fe und Al für Mg und von Al für Si geometrisch möglich sind, auf Grund der Erkenntnisse, die man bei Substitutionen in anderen Mineralen mit Schichtgitterstruktur gemacht hat. Es konnte aber nicht festgestellt werden, daß diese Substitutionen in größerem Maß im Talk vorkommen. Das grüne Aussehen der meisten natürlich vorkommenden Talke weist auf eine geringe Substitution von Mg durch Fe⁺⁺ hin.

PASK und WARNER kommen auf theoretischem Weg zu der Ansicht, daß feste Lösungen von Molekülen und Molekülgruppen in Talken möglich sind. Diese können in Form von

Chlorit-, Serpentin- oder SiO_2 -Schichten zwischen den Talkschieben im Gitter auftreten oder Doppel- und Vielfachketten bilden, die in die ausgedehnte Ketten- und Schichtstruktur des Talkes eingebaut sind. Isomorpher Einbau von verunreinigenden Ionen für Mg oder auch für Si treten meistens in diesen gemischten Molekülen zu Gruppen auf. Demnach können sowohl der Einbau von einzelnen Ionen als auch der von Molekülen für die chemischen Unterschiede der Talkproben verantwortlich gemacht werden.

Nach einer von J. G. FAIRCHILD durchgeführten Analyse (Nr. 9 der Analysentabelle Seite 140) bestimmten ROSS und HENDRICKS (1945) folgende chemische Formel des Fichtelgebirgsspecksteins:



Der dieser Formel zugrundeliegende Speckstein besitzt jedoch schon einen recht hohen Al- und Fe-Gehalt. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß Chlorit in kleinen Mengen an der Zusammensetzung beteiligt ist. Der durchschnittlich geförderte Speckstein besitzt einen geringeren Gehalt an diesen Elementen (Analysen 10 bis 18).

Optische Daten des Talkes im Speckstein von der Johanneszeche:

ROSENTHAL (1954) bestimmte im Phasenkontrastverfahren mit der Immersionsmethode nach EMMONS den Brechungsindex für $n_\alpha = 1,539$ und für $n_\gamma = 1,587$. Daraus ergab sich als Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = 0,048$. Die von ROSENTHAL mit dem EHRLINGHAUS-Kompensator gemessene Doppelbrechung betrug 0,04.

Die Dichte des Specksteins liegt bei Werten zwischen 2,7 und 2,8.

Die Farbe des Specksteins und Gründe für ihr Zustandekommen

Der Speckstein kommt in grünen, weißen und untergeordnet in bräunlichen Farben vor.

Die grüne Farbe kommt dem primär gebildeten Speckstein zu, der keine oder nur sehr geringe Einflüsse der Verwitterung zeigt. Die Färbung beruht, wie schon erwähnt, wahrscheinlich auf dem isomorphen Einbau von Fe^{2+} für Mg im Gitter.

Der weiße Speckstein ist an den Bereich der tertiären Verwitterung gebunden. Sein Vorkommen reicht nur bis in solche Tiefen, in denen auch die anderen Gesteine eindeutige, von der Erdoberfläche ausgehende, Verwitterungseinflüsse zeigen.

Petrographisch lassen sich keine Unterschiede zwischen weißem und grünem Speckstein feststellen. Systematische chemische Untersuchungen fehlen noch. Zwar hat ROSENTHAL (1954) den FeO-Gehalt weniger weißer Specksteinproben dem von dunkelgrünen Proben gegenübergestellt und hierbei starke Unterschiede gefunden. Doch ist dagegen einzuwenden, daß der dunkelgrüne und mit Sicherheit chloritführende Speckstein in der Lagerstätte Johanneszeche einen Grenzfall darstellt. Die große Masse des dortigen Specksteins besitzt primär eine lichtgrüne Farbe und hat keinen mikroskopisch feststellbaren Chloritgehalt.

Der weiße Speckstein ist durch die bleichende Einwirkung der tertiären Verwitterung aus dem grünen Speckstein entstanden.

Daß weißer Speckstein durch jene Verwitterung auch aus chlorithaltigem grünen Speckstein entstand, ist sicher anzunehmen. Doch lassen sich im weißen Speckstein mit Hilfe der Differential-Thermo-Analyse nur selten Chlorite nachweisen. Wahrscheinlich sind die vorhanden gewesenen Chloritminerale im Verlauf der Verwitterung abgebaut worden. Es fehlen aber auch hier noch systematische Untersuchungen.

Auffällige Unterschiede lassen sich in anderen Eigenschaften feststellen. So ist der grüne Speckstein an den Kanten durchscheinend, während diese Eigenschaft der weißen Varietät vollkommen fehlt.

Auch im Verhalten beim Brennen ergeben sich Unterschiede. Während sich bei Körpern aus grünem Speckstein Risse bilden, erfolgt die Schwindung im weißen Speckstein gleichmäßiger und ohne Reißbildung. Für Körper, die gebrannt werden müssen, läßt sich also nur der weiße Speckstein ohne Schwierigkeit verwenden. Der Grund für dieses unterschiedliche Verhalten kann nicht im Vorhandensein oder im Nichtvorhandensein von sporadisch verteilten, äußerst feinen Chloritbeimengungen liegen, wenn wir annehmen würden, daß der Chloritgehalt den Unterschied zwischen weißem und grünem Speckstein bedinge. Es ist auch schwer vorstellbar, daß die verschiedenen Eigenschaften durch die Beseitigung des geringen Eisenüberschusses aus dem lichtgrünen Speckstein hervorgerufen sein sollten.

Ich führe das unterschiedliche Brenn-Verhalten der beiden Specksteinvarietäten auf die Wegsamkeit des stets vorhandenen Wassers in der Intergranulare des Specksteingefüges zurück. Dieses Wasser ist im unversehrten Gefüge des grünen Specksteins so fest eingeschlossen, daß beim Erhitzen der Dampfdruck zur Reißbildung führt. Dagegen kann das Wasser aus der Intergranulare des weißen Specksteins ohne Schwierigkeit entweichen, da sein Gefüge während der tertiären Verwitterung gelockert worden ist. Das zeigt sich auch in der etwas geringeren Festigkeit und der dadurch bedingten geringeren Härte des weißen Specksteins. Auch die weiße Farbe ist auf die verstärkten Reflektionen an den vermehrten Grenzflächen zurückzuführen.

Während die Bildung des weißen Specksteins an eine intensive und tiefgreifende tertiäre Verwitterung geknüpft ist, steht eine bräunliche Färbung des Specksteins mit rezenten Verwitterungseinflüssen in Zusammenhang. Das von den atmosphärischen Wässern im A-Horizont des Bodenprofils gelöste Eisen wird in geringer Tiefe wieder ausgeschieden und führt so zu feinen Überzügen und zur Imprägnierung des Gesteins. Der prozentuale Anteil des Eisens ist aber so gering, daß er in der chemischen Analyse kaum in Erscheinung tritt und sich auch keramisch nicht bemerkbar macht.

Speckstein als Rohstoff

Die Ausbeutung der Specksteinvorkommen reicht weit ins Mittelalter zurück.

Die Erwerbung der Ortschaft Göpfersgrün mit ihren Fluren durch einen Bischof von Regensburg im 11. Jahrhundert, geschah wahrscheinlich des Specksteins wegen. Aus der Zeit vor den Hussiteneinfällen sind jedoch über einen Abbau des Specksteins keine Beurkundungen mehr vorhanden. Während des 30-jährigen Krieges hat man in Thiersheim u. a. Flintenkugeln aus Speckstein geformt und gebrannt. Man kannte also auch schon sehr früh die Eigenschaft des Specksteins, beim Brennen hart zu werden. Das sehr geringe Schwinden der Kugeln während des Brennvorganges trug wesentlich zu ihrer Brauchbarkeit bei.

Aus dem 18. Jahrhundert liegen eine ganze Reihe von Angaben über den Abbau von Speckstein zwischen Göpfersgrün und Thiersheim vor. Verwendet wurde der Speckstein damals hauptsächlich zu kosmetischen Zwecken (Puder etc.). Die Förderung war in all diesen Jahren gering. Erst die Verwendung des Specksteins zur Erzeugung von Gasbrennern, die auf die Anregung J. v. LIEBIGS (um 1850) zurückgeht, ließ die Förderung ansteigen.

Der große Aufschwung kam jedoch erst nach dem Übergang der Gruben aus dem Staats- in den Privatbesitz (1856).

Die Brenner werden aus dem leicht mechanisch zu bearbeitenden Speckstein geformt und dann gebrannt. Über 1000° sintert Speckstein bei einer Schwindung von nur 1–2 % vollständig dicht, wobei die Härte 6 erreicht wird. Dies ist bedingt durch die bei 850° einsetzende Umwandlung des Talkes in Protoenstatit (eine Modifikation der Verbindung MgSiO_3), Abspaltung von SiO_2 und Abgabe von Wasser (BÜSSEM, SCHUSTERIUS & STUCKARDT 1938, W. LINDEMANN 1955, u. a.).

Den größten und heute noch anhaltenden Aufschwung ergab aber erst die Verwendung des Specksteinmehles zur Herstellung keramischer Massen für elektrotechnische Erzeugnisse. Diese besitzen hervorragende Isoliereigenschaften. 1901 wurde auf Steatit — das ist heute die Bezeichnung derartiger Massen — das erste Patent verliehen.

Weitere Verwendung findet u. a. der feingemahlene Speckstein als Füllstoff, z. B. in der Kautschuk- und Papierindustrie, sowie als Trägersubstanz, z. B. für Schädlingsbekämpfungsmittel.

Die Bildungsbedingungen des Talkes

Experimentelle Untersuchungen

Die experimentelle Synthese des Talkes wurde schon in einer Reihe von Arbeiten beschrieben. U. a. von JANDER & WUHRER (1938), JANDER & FETT (1939), BOWEN & TUTTLE (1949), NOLL (1950).

Alle diese Versuche wurden unter hydrothermalen Bedingungen ausgeführt. Und zwar bei Temperaturen zwischen 300° und 600°C und 120 bis 163 Atm. Druck (JANDER & FETT). BOWEN & TUTTLE geben als obere Grenze des Existenzfeldes des Talkes eine Temperatur von 800°C an. Sie arbeiteten mit Drucken zwischen 6000 und 30 000 lbs/in². Bei 850°C zeigt die beginnende Umwandlung des Talkes zu Protoenstatit an, daß der Talk nicht mehr stabil ist.

In dem oben angegebenen Temperaturbereich zwischen 300° und 600°C (JANDER & FETT) bildete sich Talk als alleiniges Produkt nur dann, wenn MgO und SiO_2 im Molverhältnis 3 : 4 vorhanden waren. Beträgt der Anteil des MgO am Aufgabegut zwischen 100 und 60 %, so erhält man Magnesiumhydroxyd + Serpentin, zwischen 60 und 42 % MgO erhält man Serpentin + Talk, unter 42 % MgO Talk + Kieselsäure. Bei der Verwendung einer Oxydmischung im Verhältnis 1 : 1 entstand zum größten Teil Talk, dagegen weniger Serpentin als man theoretisch hätte erwarten können (JANDER & FETT).

NOLL (1950) beschreibt zwei verschiedene Darstellungsverfahren von Talk. Einmal erhielt er Talk durch langes Erhitzen von Kieselgel und MgO auf 300° und 350°C . Im anderen Fall erfolgte eine hydrothermale Talkbildung schon nach einer 2-stündigen Erhitzung bei 350° einer bei gewöhnlicher Temperatur gefällten Mischung beider Komponenten. Das Molverhältnis des Gemisches betrug, entsprechend der Zusammensetzung des Talkes, 3 MgO : 4 SiO_2 . Über das Verhalten bei tieferen Temperaturen als 350° wurden hier keine Aussagen gemacht.

Eine untere Temperaturgrenze der Talkbildung konnte anscheinend mit experimentellen Mitteln bis heute noch nicht bestimmt werden.

Die von JANDER & FETT beschriebene Darstellung des Talkes bei einer Temperatur von 300°C , 120 Atm., zeichnete sich bereits durch eine sehr geringe Reaktionsgeschwindigkeit aus.

Versuche einer Talksynthese bei niedrigeren Temperaturen und einwandfreiem positivem Ergebnis wurden meines Wissens noch nicht beschrieben.

In der Natur können wir aber mit wesentlich geringeren Reaktionsgeschwindigkeiten rechnen und entsprechend niedrigeren Temperaturen.

Eine andere Arbeit ist in diesem Zusammenhang noch von Interesse. STRESE & HOFMANN (1941) haben nachgewiesen, daß im System $\text{MgO}/\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}$ bereits durch Kochen von Gelfällungen unter normalem Druck kristallisierte Hydrosilikate entstehen. Diese erweisen sich aber röntgenographisch als Tonminerale. Mit dem Vorbehalt, daß es sich hierbei nur um experimentelle Synthesen handelt, kann man aus diesem Ergebnis ableiten, daß eine Talkbildung bei dieser niedrigen Temperatur nicht mehr stattfinden kann.

Die Bildung des Talkes aus Ortho- und Metasilikaten gelang im Experiment stets unter denselben hydrothermalen Bedingungen, wie sie oben beschrieben wurden. So bildet sich nach JANDER & WUHRER (1938) Talk aus Olivin bei 325–350° C und 120–160 Atm. stets auf dem Umweg über Serpentin. Sie fanden ferner, daß Enstatit schon durch reines Wasser bei 350° C und 163 Atm. (1000 Stunden Reaktionsdauer) völlig in Talk + Serpentin übergeführt wurde. In alkalischem und in saurem Medium verläuft die Umwandlung schneller.

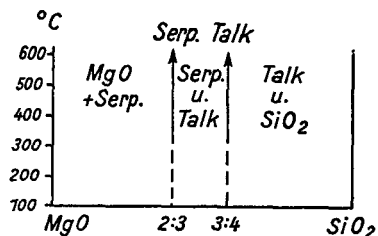


Abb. 28. Diagramm der Talk- und Serpentinbildung nach JANDER und FETT (1939).

Wenn man aus diesen synthetischen Versuchen Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen der Specksteinlagerstätte ziehen will, so werden diese wohl dahin gehen, daß die Temperatur bei der Metasomatose sehr wahrscheinlich über 100° C lag. Dies spricht dagegen, daß die Lagerstätte durch Verwitterung gebildet sein könnte.

Die aus den natürlichen Vorkommen des Talkes abgeleiteten Bildungsbedingungen

Talk tritt in der Natur stets unter solchen Umständen auf, daß auf hydrothermale und metamorphe Bildungsbedingungen geschlossen werden kann.

In den metasomatisch gebildeten Talklagerstätten verlaufen die Umbildungsvorgänge so intensiv (Verdrängung von Quarz, quarzreichen Gesteinen, Dolomit, Magnesit), daß nur hydrothermale Bedingungen hierfür in Frage kommen können.

Auch Vorkommensweise und Paragenese weisen auf hydrothermale Entstehung hin. Die Mineralparagenese läßt jedoch nur auf niedrige Bildungstemperaturen — zwischen 100 und 300° C — schließen.

Als thermale Zersetzungsprodukt erscheint Talk in kontaktmetamorph veränderten ultrabasischen bis basischen Gesteinen mit einer deutlichen Abhängigkeit vom Kontakt (u. a. MATTHES 1951).

Das Vorkommen von Talk in regionalmetamorphen Gesteinen der Epizone setzt auch für diese Bildungen erhöhte Temperaturen und höheren Druck voraus.

Ein Teil der Talklagerstätten in epizonal metamorphen Gesteinen (Serpentiniten und Grünschiefern) ist aber sicher nicht im Verlauf der Regionalmetamorphose gebildet worden, sondern erst durch spätere Einwirkung hydrothormaler Lösungen (ROST 1949 und 1953).

In Böden, Verwitterungsbildungen bei niedriger Temperatur konnte Talk bisher noch nicht gefunden werden. Wo aber die Entstehung von Mg-Tonmineralien durch thermale Prozesse erwiesen ist, bestehen gute Gründe zur Annahme, daß die Bildungstemperatur hierbei unter 200° C lag. Das sind Bedingungen, die den Einbau von Zwischenschichtenwasser ins Gitter, Mischkristallbildung zwischen einer ungewöhnlich großen Gruppe von Endgliedern und Basenaustausch gestatten.

Im Gegensatz hierzu erlauben die Bildungsbedingungen des Talkes mit höherer Temperatur und höherem Druck keinen Einbau von Zwischenschichtwasser, nur einen sehr begrenzten Isomorphismus und schließen die Anwesenheit von austauschbaren Basen aus (ROSS & HENDRICKS 1945).

Chlorite im Speckstein

Der ehemalige Silikatanteil des Marmors: kontaktmetamorph gebildete Kalk- und Magnesiumsilikate oder sedimentäre Einschaltungen von Aluminosilikaten, wurde bei der metasomatischen Dolomitisierung und Specksteinbildung chloritisiert.

Im Speckstein treten besonders im oberen Tagebau der Johanneszeche gegen Süden (also nahe der Hangendgrenze des Marmors) mm- bis cm-mächtige Chloritbänder auf. Sie folgen in der Regel dem Schichtstreichen und stellen zum Teil ehemalige sedimentäre Einschaltungen von tonerde- und silikatreichen Mineralen dar. Zum Teil liegen aber auch Kalk- und Magnesiumsilikate zu Grunde, die bei der Kontaktmetamorphose gebildet wurden. Ebenfalls konkordant zum Schichtstreichen treten Chloritminerale locker eingestreut in bandartigen Zonen auf. Oft häufen sich in solchen Zonen auch Graphiteinstäubungen, die sich mit ihrer bläulichschwarzen Färbung deutlich vom dunkelgrünen Chlorit abheben.

Das alte Korngefüge ist in der Regel pseudomorph erhalten. Innerhalb der ehemaligen Dolomitskorn Grenzen erscheinen die Talkschrüppchen mehr oder weniger gleichgerichtet. Ihnen stehen die Aggregate der Chlorite in ähnlicher Umgrenzung gegenüber, denn auch den Chloriten lagen einheitliche Minerale zu Grunde (Abb. 22).

Die im Dolomit vermutlich aus Phlogopiten hervorgegangenen, verhältnismäßig Al-reichen Chlorite (Sheridanite bis Leuchtenbergite) werden durch weitere Al-Abfuhr zu + Penninen abgebaut.

So ist allgemein im Speckstein der Abbau zu Chlorit weitgehender als im Dolomit. Die Al-reicheren Chlorite fehlen, ebenso die Fe-reicheren Chlorite. Es sind in erster Linie — Pennine mit $n_{\beta} = 1,572 - 1,575$, mit anomal blauer Interferenzfarbe und + Pennine mit $n_{\beta} = 1,580 - 1,584$ und grünlichgrauer Interferenzfarbe. Der Pleochroismus ist stets schwach.

Häufig treten Parallelverwachsungen von optisch negativen und positiven Penninen auf.

b. Umbildungen in den prätektonischen basischen Intrusivgängen

Die alten prätektonischen basischen Intrusivgänge sind im Verlauf der hydrothermalen Umsetzungen weitgehend chloritisiert worden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung wurde festgestellt, daß in manchen Gangstücken eine Vertalkung der Grundmasse stattfand, in anderen nicht. Dieser Befund wurde durch mehrere Differential-Thermo-Analysen bestätigt (Abb. 29, D). Möglicherweise gibt die Vertalkung einen Hinweis auf die ehemals ultrabasische Zusammensetzung (ehemalige „Chloritamphibolite“ WURMS (1928), mit hornblenditisch-peridotitischen Chemismus).

Andere Schiffe zeigen neben der Chloritisierung und der Sericitisierung eine Karbonatisierung der Grundmasse. Gängchen mit Karbonatkristallen und

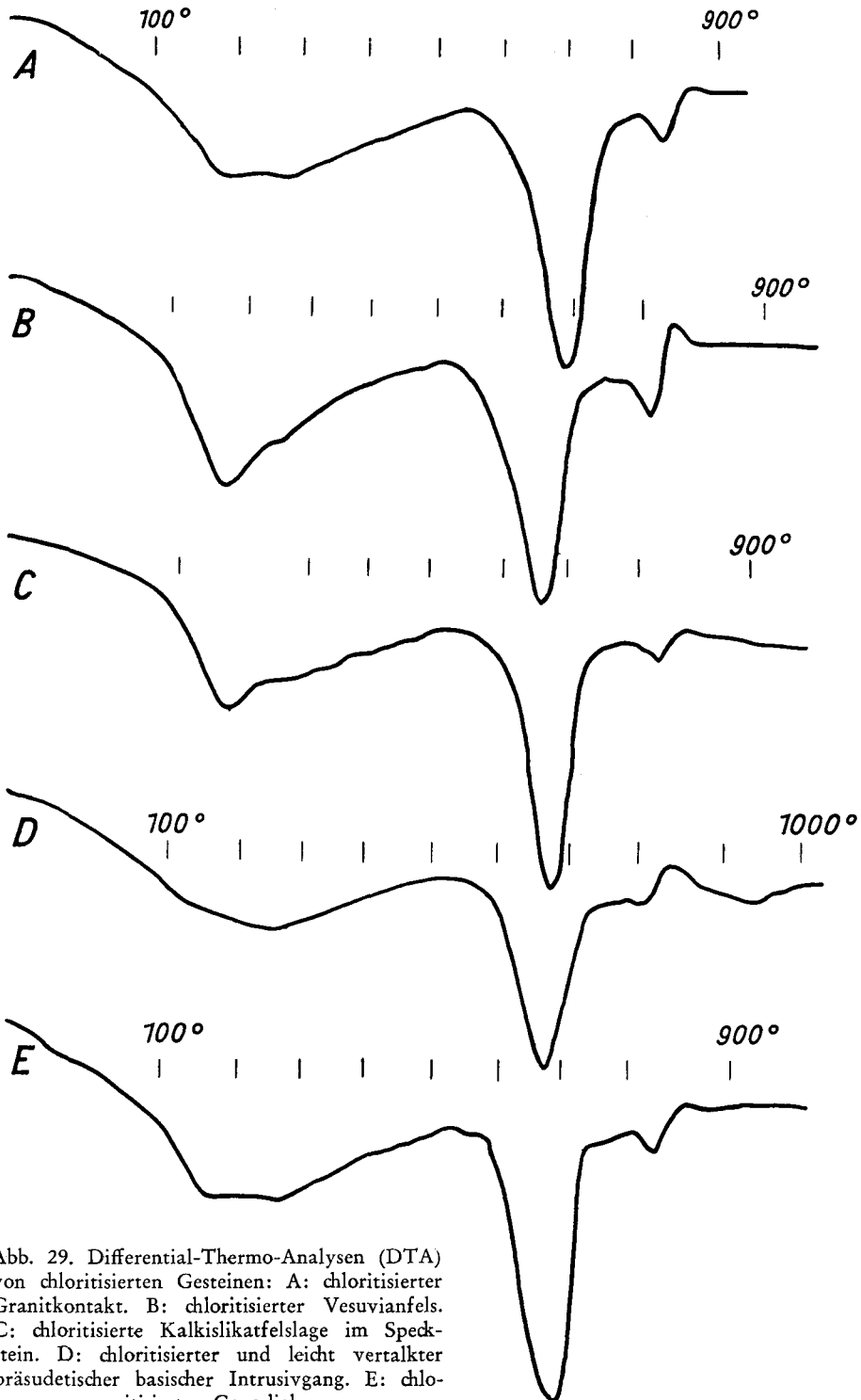


Abb. 29. Differential-Thermo-Analysen (DTA) von chloritisierten Gesteinen: A: chloritisierter Granitkontakt. B: chloritisierter Vesuvianfels. C: chloritisierte Kalkislikatfelslage im Speckstein. D: chloritisierter und leicht vertalkter präsudetischer basischer Intrusivgang. E: chloritisierter Gangdiabas.

Chlorit (— Pennin) sind nicht selten. Der Chlorit der Grundmasse ist vor allem + Pennin und untergeordnet — Pennin. Epidot gehört einem älteren Mineralbestand an. In allen Schliften sind Erz- und Titanminerale reichlich vorhanden.

Der Biotit ist nicht immer völlig in Chlorit (— Pennin bis Delessit) übergeführt. Er und die aus ihm hervorgegangenen Chlorite enthalten stets Sagenitgitter. Pleochroitische Höfe fehlen.

c. Die metasomatischen Umbildungen im Granit

Die Magnesiummetasomatose chloritisierte auch im Granit den Mineralbestand. Diese Umwandlung drang vom Kontakt in wechselnder Mächtigkeit in den Granit ein. Außerdem nahm sie von Klüften ihren Ausgang, welche vom Kontakt in den Granit hineinführen. Eine bestimmte Klufrichtung wurde nicht bevorzugt.

Die Mächtigkeit der die Klüfte begleitenden Chloritisierungszonen ist geringer als jene am Kontakt gegen den Speckstein.

Die Intensität der Chloritisierung ist am Kontakt am stärksten. Sie schreitet fort bis zu einer vollständigen Verdrängung des Granits.

Der Dünnschliff zeigt aber bei vielen dieser intensiv grünen Umwandlungsprodukte eine nicht unwesentliche Beteiligung von Sericit.

Die Chloritisierung erfaßte in ihrem Ablauf zuerst die Biotite. Diese Umwandlung tritt auch im übrigen Porphyrgranit des Weißenstadt—Marktleuthener Granitmassivs auf Blatt Wunsiedel häufig auf (WURM 1932).

Im Gebiet der Johanneszeche sind im Granit nur selten Biotite zu finden, die von dieser Umwandlung ganz verschont blieben. Im stark chloritisierten Kontaktbereich sind sie völlig in Chlorit umgewandelt. In den weniger stark von der Chloritisierung ergriffenen Gesteinspartien sind Biotitrelikte mit Übergängen zu Chlorit in den Pseudomorphosen noch vorhanden. In anderen Fällen findet man im Biotit den Chlorit längs der Spaltrisse lamellar und vom Rand aus vordringend.

Bei diesem Chlorit handelt es sich in fast allen Fällen um Fe-reichen — Pennin bis Delessit ($n\beta$ um 1,590).

Fe-reichere Glieder, die der Mischreihe Delessit-Diabanit zuzurechnen sind ($n\beta$ zwischen 1,615 und 1,617), kommen ebenfalls vor. Der Pleochroismus, der mit dem Fe-Gehalt zunimmt, ist in allen Fällen recht stark. Sagenitgitter sind häufig in den Chloriten zu finden, desgleichen Erzpartikel, die bei der Umwandlung zu Chlorit abgeschieden wurden. Pleochroitische Höfe um Zirkon und Rutil erscheinen bei gekreuzten Nicols gelb innerhalb der blauen und violetten Interferenzfarben der Chlorite.

Für die Chloritisierung der übrigen Gemengteile des Granits war im allgemeinen die Wegsamkeit für die eindringenden Mg-reichen Lösungen ausschlaggebend. Denn während Chlorit aus Biotit durch bloßen Abbau entstand, konnte Feldspat und Quarz nicht ohne Zufuhr von Magnesium chloritisiert werden. Wo Risse die Minerale durchsetzten oder die Intergranulare den Lösungstransport gestattete, verliefen daher die Umsetzungen am stärksten.

Wenn auch vielfach beobachtet werden konnte, daß in Plagioklasen und bei den Mikroklinen die entmischten Albitschnüre bevorzugt in Chlorit umgewandelt wurden, konnten umgekehrt in anderen Schliften Chloritschuppen

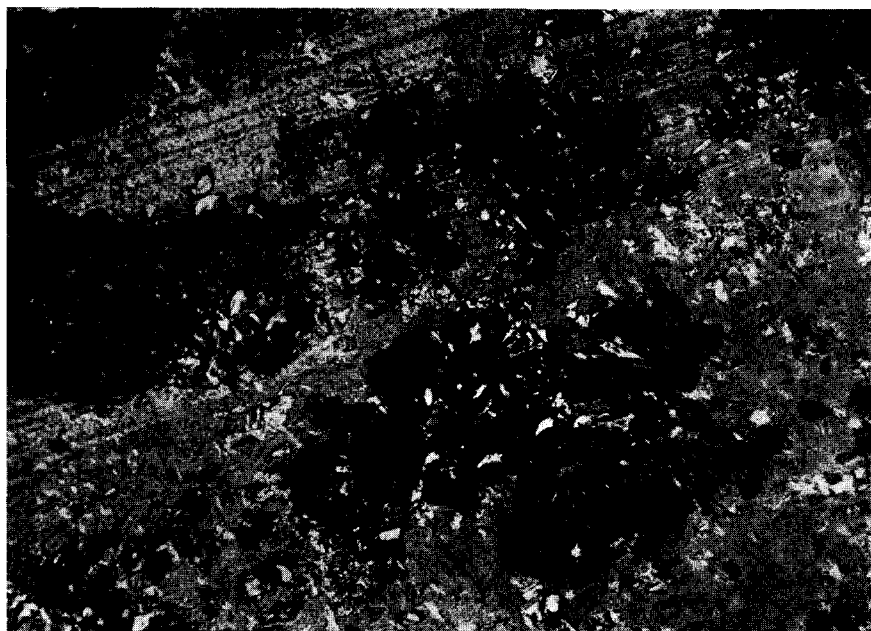


Abb. 30. Sericitisierung (helle Schüppchen) und unregelmäßige Chloritnester (+ Pennin) im Oligoklas des Granites. Johanneszeche. $\times$ Nicols, 140-fache Vergrößerung.

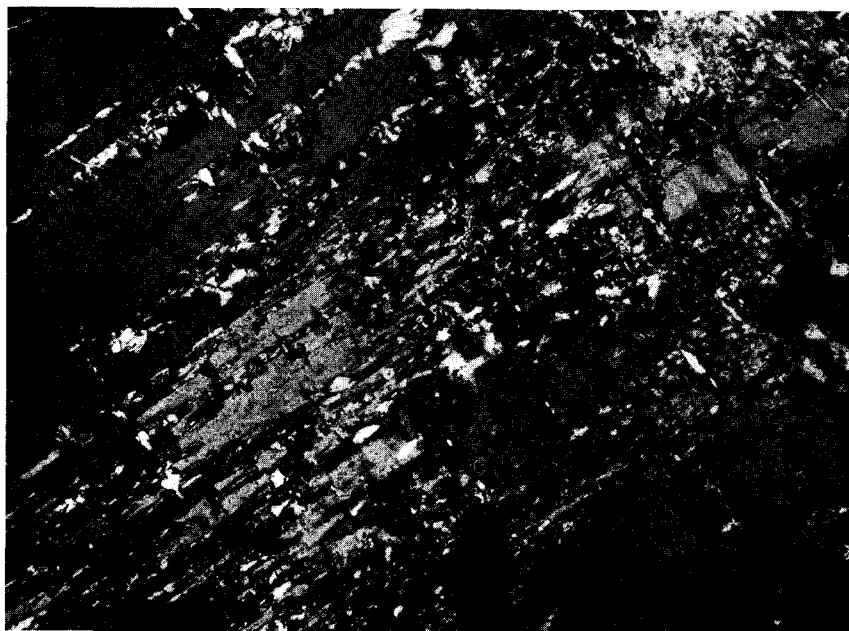


Abb. 31. Chloritisierung (und geringe vorausgehende Sericitisierung) im Mikroklin. Verdrängung parallel zur Spaltbarkeit. Johanneszeche. $\times$ Nicols, 94-fache Vergrößerung.

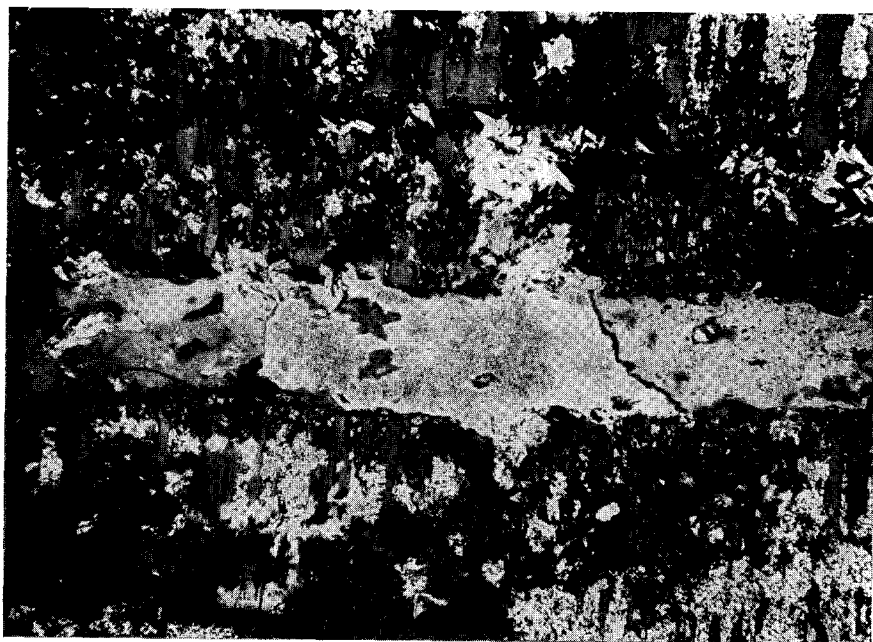


Abb. 32. Chloritisierung im Mikroklin von einem Quarzgängen ausgehend; Sericitisierung. Johanneszeche. X Nicols, 100-fache Vergrößerung.

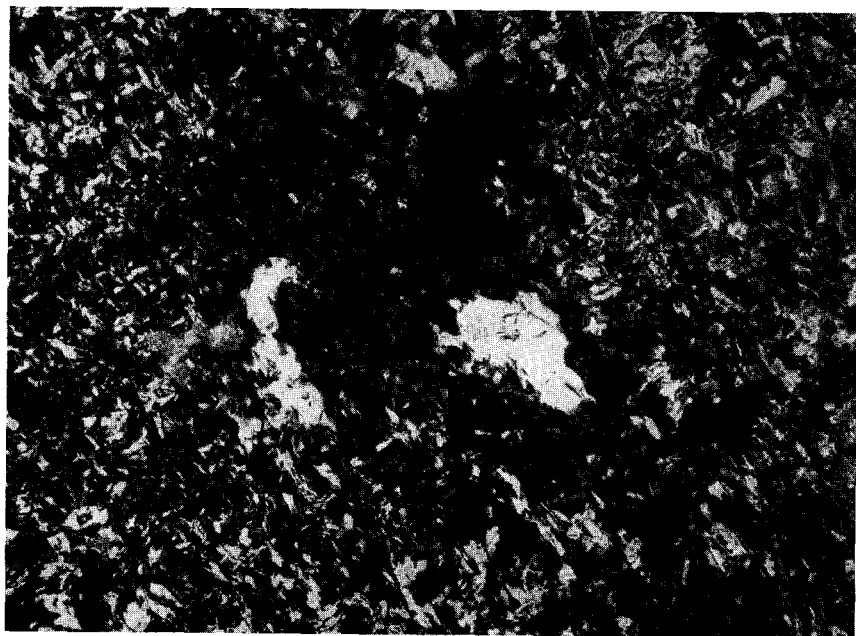


Abb. 33. Letzte Quarzreste im stark sericitisierten und chloritierten Kontaktbereich des Granites. Johanneszeche. X Nicols, 124-fache Vergrößerung.

in Mikroklinen festgestellt werden, ohne daß in der Nachbarschaft gelegene Plagioklase eine derartige Mineralbildung gezeigt hätten. Es läßt sich also keine Regel in der Reihenfolge der Chloritisierung verschieden zusammengesetzter Feldspäte vertreten.

Der Quarz wurde verhältnismäßig spät chloritisiert. In seiner Umgebung sind dann häufig die Feldspäte schon weitgehend durch Chlorit ersetzt. Bei dieser Umbildung ist wohl auch das Aluminium freigemacht worden, das zusammen mit dem Mg die Chloritbildung aus Quarz ermöglichte.

Die Quarz- und Feldspat-verdrängenden Chlorite gehören der gleichen Mineralgruppe an. Es sind nahezu farblose + Pennine mit $n_{\gamma} - n_{\alpha} = + 0,005$ bis $+ 0,004$. Die Interferenzfarbe erscheint schmutzig grau. Ebenfalls nahezu farblose Chlorite mit grauen Interferenzfarben, aber Doppelbrechungen zwischen $n_{\gamma} - n_{\alpha} = + 0,009$ und $+ 0,007$ sind bei fortgeschrittener Metasomatose aus Sericit entstanden.

Ein orientiertes Wachstum innerhalb der Feldspäte konnte in mehreren Fällen beobachtet werden. Jedoch ist es wesentlich weniger ausgeprägt als beim Sericit. Die Spaltflächen gestatteten dabei erhöhten Lösungstransport.

Im allgemeinen bilden die Chloritschuppen unregelmäßige Aggregate und Nester, die sich bei fortschreitender Umwandlung des Gesteins zusammenschließen und schließlich auch die Hellglimmer aufzehren. Auch nach der Verdrängung bleibt die geregelte Anordnung der ehemaligen Glimmerschüppchen in den Pseudomorphosen sichtbar.

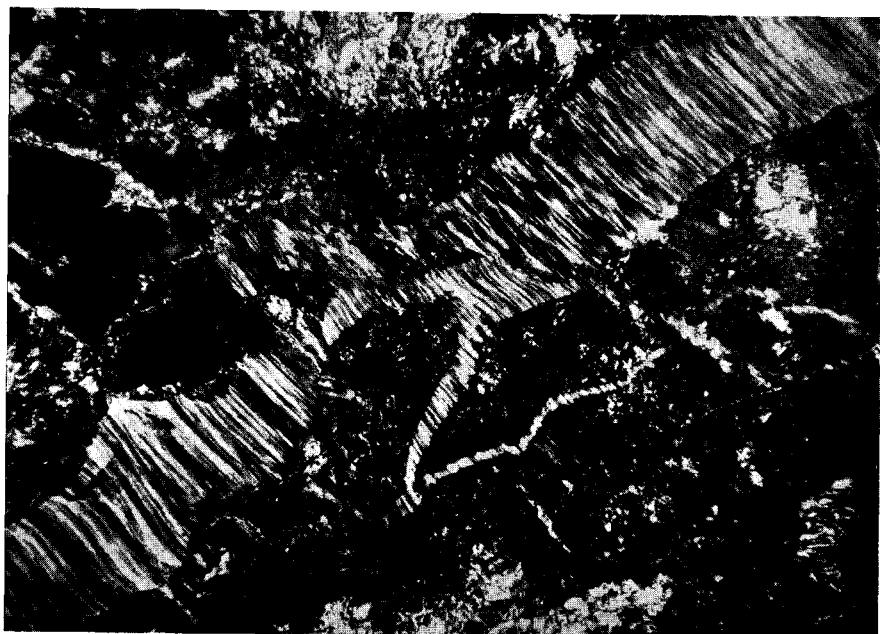


Abb. 34. Chloritgängchen (— Pennin) im stark chloritisierten Kontaktbereich des Granits. Im Bilde links Pyrit. Johanneszeche. $\times$ Nicols, 72-fache Vergrößerung.

Im weitgehend chloritisierten Gestein treten auch Chloritgängen auf (Abb. 34). Es lassen sich zwei verschiedenaltige Gängen feststellen:

1. Eine ältere Generation, häufig mit Quarz zusammen, mit einem — Pennin, der sehr schwachen Pleochroismus, blaugraue Interferenzfarbe und eine Doppelbrechung von $n_\gamma - n_\alpha = -0,006$ bis $-0,003$ besitzt.
2. Jüngere Gängen durchsetzen die älteren und führen als Chlorit einen + Pennin mit einem etwas stärkeren Pleochroismus (von lichtgrün [n_α] zu farblos [n_γ]), grünlichgrauer Interferenzfarbe und einer Doppelbrechung von $+0,0035$ bis $+0,003$.

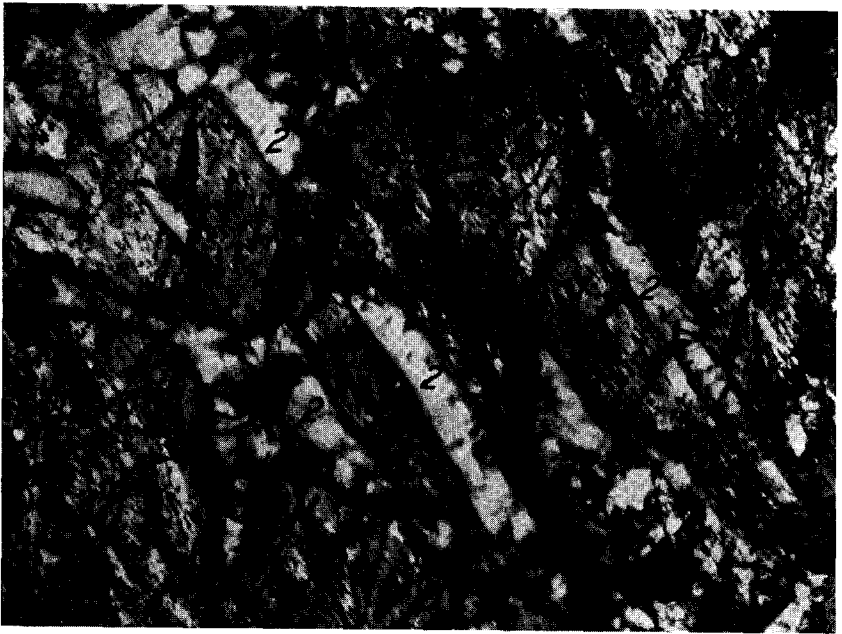


Abb. 35. Chloritisierter Vesuvianfels. In der Grundmasse — Pennin (1), in Schläuchen und Nestern + Pennin (2). Johanneszeche. $\times$ Nicols, 72-fache Vergrößerung.

Die Chloritschuppen sind in den Gängen sämtlich senkrecht zum Salband angeordnet.

Die sehr geringmächtigen Kalksilikatfelsbildungen am Granitkontakt wurden fast vollständig chloritisiert. Von der chloritischen Granitrinde sind sie teils durch ihre dichte, serpentinarartige Struktur, teils durch die strahligen Pseudomorphosen von Chlorit nach Vesuvianfels zu unterscheiden. Die Apatite zeigen keine Einwirkung der Mg-Metasomatose.

Im chloritisierten Vesuvianfels sind nur selten Relikte von Vesuvian zu finden. Diese Reste zeigen zudem eine Sericitisierung.

Der verdrängende Chlorit ist in erster Linie ein feinschuppiger — Pennin von blaugrauer Interferenzfarbe und $n_\beta = 1,574$. Er ist nahezu farblos. Sekundär durchziehen Schläuche und Nester mit größeren Schuppen von + Pennin

den ehemaligen Vesuvianfels (Abb. 35). Bei der Zersetzung erfolgten Erzabscheidungen, die mit ihrer Anordnung das strahlige Vesuvianfelsgefüge abbilden.

Die am Kontakt auftretenden Erzpartikel, vor allem die Pyrite, geben an die Chlorite ihrer Umgebung Eisen ab und verstärken dadurch ihren Pleochroismus (Änderung der optischen Eigenschaften).

Zusammenfassung

Die Lösungen, welche den Calcit-Marmor dolomitisierten und verspecksteinen, chloritisierten den Granit.

Das Ausmaß dieser Chloritisierung ist abhängig von der Wegsamkeit des Granitgefüges für die Lösungen.

Der mikroskopische Befund läßt die ausgeprägte Magnesiummetasomatose erkennen: Magnesium wird zugeführt und Alkalien, Kalk und Kieselsäure werden abgeführt.

Zwischen der Sericitisierung und der Chloritisierung besteht geochemisch ein Widerspruch: die Sericitisierung ist durch eine Abfuhr von Magnesium gekennzeichnet, die Chloritisierung dagegen durch eine Zufuhr. Beide Prozesse sind nebeneinander, zur gleichen Zeit und im gleichen Raum nicht möglich.

d. Die Auswirkungen der Magnesiumzufuhr in den postgranitischen Gangdiabasen

Wo diese basischen Gänge den in Speckstein umgewandelten ehemaligen Marmor und den stark chloritisierten Randbereich des Granits durchsetzen, wurden mehr oder weniger alle Gefügebestandteile chloritisiert. Aber auch außerhalb dieser Zonen intensivster Umwandlung herrscht starke Chloritisierung. Nur selten sind Plagioklase teilweise unzersetzt erhalten geblieben.

Talk konnte weder mikroskopisch noch mit Hilfe der Differential-Thermoanalyse nachgewiesen werden.

In den Schliften erscheinen häufig rechteckige oder unvollständig begrenzte Pseudomorphosen von Chlorit nach Augit. Bei ihrer Chloritisierung erfolgten stärkere Erzabscheidungen. Der innerhalb der Pseudomorphosen vorliegende Chlorit ist ein Prochlorit, dessen Zusammensetzung — entsprechend der optischen Variabilität — in geringen Grenzen schwankt. Die Doppelbrechung pendelt im Bereich zwischen $n_\gamma - n_\alpha = +0,0015$ und $+0,002$. n_β liegt bei 1,618. Die Interferenzfarbe ist anomal bräunlichgrün. Der Pleochroismus geht von grün (für n_α) zu schwach gelblichgrün (n_γ). Nach der Nomenklatur TRÖGERS und HÖDLs nimmt dieser Chlorit eine Stellung zwischen den Mg-Prochloriten und dem eigentlichen (Fe-)Prochlorit ein.

Haufenartige Aggregate von optisch negativen Chloriten, mit anomal blauer bis violetter Interferenzfarbe sind auf Grund ihres mäßig starken Pleochroismus wohl zu den Delessiten zu rechnen. Da sie vielfach innerhalb 6-seitiger Umriss liegen, hat es den Anschein, als ob Pseudomorphosen nach Biotit vorliegen. Sie sind stets von Erzabscheidungen begleitet.

Die Plagioklase löschen zwar noch einheitlich aus, doch sind sie erfüllt von winzigen Zersetzungsprodukten, die gewöhnlich einer Bestimmung entgehen. + Pennine und untergeordnet — Pennine sind als Feldspatverdränger feststellbar. In Gängchen sind + Pennine (neben — Pennin) die Hauptchlorite.

e. Die Auswirkungen der Magnesiumzufuhr im Quarzporphyr

Auf eine spätmagmatische Mg-Zufuhr weist die Biotit-II-Generation dieser Quarzporphyre hin. Daß dieser Biotit II anschließend in Vermiculit und Chlorit umgebildet und die Restzwickel im sphärolithischen Quarzporphyr durch Chlorit gefüllt wurden, zeigt völlige Parallelität dieser Vorgänge im Quarzporphyr mit der Mg-Metasomatose in den älteren Gesteinen, wie sie bereits geschildert wurde.

Wichtig erscheint, daß die Aufeinanderfolge der Mineralien in den Zwickeln wahrscheinlich macht, daß diese Umsetzungen in die Erstarrungs- und Abkühlungszeit des Quarzporphyrs fallen.



Abb. 36. Parallelverwachsungen von Muscovit (1) und Chlorit (2) in einem Zwickel des sphärolithischen Quarzporphyrs. Johanneszeche. $\times$ Nicols, 630-fache Vergrößerung.

Wenn auch die Chloritisierung im Quarzporphyr nicht das Ausmaß wie jene im Granit erreicht, so beweist sie doch, daß die Intrusion des Quarzporphyrs vor der Magnesiummetasomatose und der damit verbundenen Specksteinbildung stattfand.

Der Abbau von Biotit und anderen dunklen Frühgemengteilen ist auch in anderen Quarzporphyren eine häufig beobachtbare Erscheinung, die ohne Magnesiumzufuhr erfolgen kann.

Die Chloritisierung von Feldspat und zum Teil wohl auch von Quarz geht — wie schon beim Granit hervorgehoben — über diesen Abbau hinaus und kann nicht ohne Magnesiumzufuhr erfolgen.

Der in den Einsprenglingsplagioklasen auftretende Chlorit ist hauptsächlich — Pennin mit anomal blauer Interferenzfarbe und sehr schwachem Pleochroismus. Die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = -0,0035$. Daneben tritt in den Plagioklasen auch + Pennin mit grünlichgrauer Interferenzfarbe auf. Der Pleochroismus ist ebenfalls sehr schwach wie auch die Mineralfarbe nur ein sehr blasses Grün erreicht. $n_\gamma - n_\alpha = +0,0035$.

Der in den Orthoklas-Quarzverwachsungen auftretende sehr feinschuppige Chlorit ist meist ein — Pennin von blauer bis blaugrauer Interferenzfarbe. Innerhalb der Zwickelräume herrscht als Verdränger von Albit und Quarz ein wirrschuppiger, in unregelmäßigen Nestern vorkommender + Pennin von schmutzig-grauer Interferenzfarbe vor.

In stärker chloritisierten Quarzporphyrbereichen (in unmittelbarer Nähe des Specksteins) treten Chloritgängen auf.

Das Auffächern der Muscovite (Seite 22) ist nicht nur auf ein divergierendes Wachstum zurückzuführen. Denn in einigen Fällen wurden in derartigen aufgespreizten Aggregaten Lamellen eines farblosen Chlorits festgestellt, die sicher nicht gleichzeitig mit dem Muscovit gebildet wurden (Abb. 36). Der Chlorit ist sehr Fe-arm. Er steht mit seiner Doppelbrechung von $n_\gamma - n_\alpha = +0,005$ zwischen Leuchtenbergit und + Pennin.

In begrenztem Ausmaß wurde eine vollständige Umbildung von Muscovit zu — Pennin mit Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = -0,0035$ bis $-0,005$ gefunden (Maximum der Häufigkeit bei $n_\gamma - n_\alpha = -0,0045$).

Es gibt keine Anzeichen für Vorgänge, die zwischen der Bildung von Chlorit als Letztkristallisation im Quarzporphyr und der Chloritisierung als Folge der Magnesiummetasomatose liegen. Deshalb wird angenommen, daß die Magnesiummetasomatose mit der hydrothermalen Tätigkeit im Anschluß an die Erstarrung des Quarzporphyrs zusammenfällt.

f. Magnesiummetasomatose und Tektonik

Die Intrusionstektonik des Granits

Die Lage der Specksteinvorkommen am Granitkontakt, bzw. in seiner Nähe, hat frühzeitig zu der Vermutung Anlaß gegeben, daß die Specksteinbildung mit dem Granit in genetischer Beziehung stehe (GÜMBEL 1879, WEIN-SCHENK 1888, LAUBMANN 1924, ENK 1930, WURM 1932). Man kann aber nicht behaupten, daß das granitische Magma die Lösungen zur Umbildung geliefert hat (Seite 66). Zwischen der Granitintrusion und der Specksteinbildung liegt auch ein beachtlicher zeitlicher Zwischenraum. Eine rein mechanische Beziehung scheint jedoch durchaus gegeben zu sein. Die Lockerung des Gesteinsverbandes am Kontakt wird durch spätorogene und epirogene Bewegungen hervorgerufen. Denn die Spannungen mußten in der Grenzregion der großtektonischen Einheiten bevorzugt zur Auslösung kommen. Diese Lockerung gestattete einen leichteren Lösungstransport in diesen Bereichen und damit eine erhöhte Möglichkeit der Lagerstättenbildung. Besonders dann, wenn es sich wie hier am Kontakt um reaktionsbereite Karbonatgesteine handelte. Ferner müssen wir den Klüften im Granit bessere Wegeigenschaften zusprechen als entsprechenden Klüften in den Phylliten.

Postgranitische Störungen mit Eruptivgängen: Gängdiabase

Im Bereich der Specksteinlagerstätte Johanneszeche häufen sich Diabasgänge. Sie bezeichnen eine Schar von Querstörungen mit Zerrungscharakter, die eine Schwächezone des Gebietes sichtbar machen.

Die Störungszone im Marktleuthener Granitmassiv mit den Quarzporphyrgängen

Es fällt auf, daß das Marktleuthener Granitmassiv von einer Schar von Quarzporphyrgängen durchsetzt wird, die in ihrem Verlauf auf die Specksteinvorkommen hinzielen.

Diese Gänge treten nur in dieser einzigen Zone auf, die NNW—SSO streicht, etwa 5 km breit und 15 km lang, vom östlichen Abhang des Kornbergmassivs bis zum südlichen Kontakt des Marktleuthener Granitmassivs zwischen Göpfersgrün und Thiersheim reicht.

Diese Gänge kennzeichnen eine Störungszone mit Zerrspalten, die dem Quarzporphyrmagma als Wege, vermutlich bis zur Erdoberfläche, gedient haben. Innerhalb ihres Verbreitungsgebietes läßt sich noch folgendes feststellen:

Im Bereich der Eger, zwischen Wendenhammer und Kaiserhammer, sind nur wenige Gänge vorhanden. Weiter südlich — hier vor allem südlich Wendenhammer — fiedern diese in einen ganzen Schwarm von Quarzporphyrgängen auf, die dann jenseits des Granitkontaktes in den Gesteinen der Arzberger Serie mit ihren abweichenden mechanischen Eigenschaften wieder verschwinden.

Genau dort, wo sich die von den Quarzporphyren benutzte Störungszone mit dem am Granitkontakt liegenden Marmorzug kreuzt, liegen die mehr oder weniger zusammenhängenden Specksteinvorkommen (Abb. 1). Die weiter im Osten, in und bei Thiersheim, gelegenen Vorkommen sind weniger mächtig und mehr sporadischer Art.

Diese Beziehungen zwischen den Quarzporphyren und den Specksteinvorkommen sind in erster Linie räumlich aufzufassen. Es ist eine Störungszone mit einem ausgesprochenen Zerrungscharakter, die wegen ihrer ausgezeichneten Wegsamkeit von den aufsteigenden thermalen Lösungen benutzt wurde. Dies führte an der Überschneidung mit dem Granitkontakt und im reaktionsfähigen Karbonatgestein zur Metasomatose.

Wie aber oben ausgeführt, bestehen nicht nur diese räumlichen Beziehungen zwischen den Quarzporphyrgängen und der Lagerstätte, sondern ebensolche zeitliche und genetische Beziehungen. Die wirksamen Lösungen müssen aus dem tieferliegenden Herd dieser Quarzporphyre abgeleitet werden.

g. Die regionale Verbreitung der Magnesiummetasomatose

Die Specksteinvorkommen finden sich in einem maximal 750 m breiten Streifen zwischen Göpfersgrün und Thiersheim. Hier liegt das Zentrum der Magnesiummetasomatose (Abb. 1).

Die der Specksteinbildung vorausgegangene Dolomitisierung des Kalkmarmors und die mit dieser und der Specksteinbildung verknüpfte Chloritisierung ist jedoch auch noch außerhalb dieses engbegrenzten Streifens zu finden.

Im Marmorbruch von Stemmas findet man in gewissen Bereichen metasomatisch gebildeten Gesteinsdolomit und in Drusen Dolomitekristalle. Im Bereich dieser Umbildungen sind die im Marmor lageweise auftretenden Kalksilikate chloritisiert.

Die gleiche Erscheinung finden wir weiter östlich in einem bei der Ortschaft Kothigenbibersbach liegenden Steinbruch.

STADLINGER (1900) berichtet von Aufschlüssen im Kalkmarmor, die sich beim Bahnhofsbau von Marktredwitz ergeben haben. Nach seinen Beobachtungen erfolgte dort eine sekundäre Dolomitisierung des Kalkmarmors von Klüften aus. Diese Umwandlung reicht aber nicht sehr weit in das Gestein hinein.

Ähnliche Dolomitisierungserscheinungen konnten durch eigene Beobachtungen im großen Kalkmarmorbruch bei der Schamottefabrik in Marktredwitz festgestellt werden. STADLINGER berichtet aus Marktredwitz weiter über Pseudomorphosen von Bitterspat (wahrscheinlich handelte es sich dabei um Dolomit) nach Kalkspat. Die ehemaligen Calcitskalenoeder bestanden im Innern aus einem Aggregat zahlloser kleiner „Bitterspat“-Rhomboederchen.

Auffallend sind die häufigen Quarzbildungen im Gebiet des Strehlerberges nördlich von Marktredwitz. Sie haben in früheren Zeiten sogar einmal Anlaß zu einem Bergbau auf Quarzkristalle gegeben.

STADLINGER beobachtete an solchen Quarzkristallen vom Strehlerberg scharf ausgebildete rhomboedrische Eindrücke, die aller Wahrscheinlichkeit nach von Dolomitekristallen herrührten. Im Gegensatz zu diesen beschreibt er von dort ebenfalls Quarzkristalle, die von „Bitterspat“-Rhomboederchen überkrustet waren. Er führt diese Verschiedenheiten der Abfolge auf einen Wechsel von Magnesium- und Kieselsäurezufuhr zurück.

Es scheinen hier also ähnliche Verhältnisse wie bei der Specksteinbildung geherrscht zu haben. Diese Annahme wird durch den Umstand erhärtet, daß gerade im Gebiet des Strehlerberges auch der Granit kräftig chloritisiert worden ist (Porphyrgranit an der Bahnunterführung bei der Miedelmühle). Diese Chloritisierung steht der bei der Johanneszeche beschriebenen in keiner Weise nach.

Speckstein konnte dagegen in diesem Gebiet noch nicht nachgewiesen werden. Allem Anschein nach ist es dort nicht so weit gekommen. Die chemisch-physikalischen Zustandsbedingungen mögen hier den Bildungsbereich des Talkes nicht erreicht haben, sondern nur die Phase der Dolomitisierung. Dies hat genügt, um beim Granit jene starke Chloritisierung herbeizuführen.

Auch aus einem zweiten Grund sind diese Mineralisationen am Stehlerberg und in Marktredwitz für uns bemerkenswert:

Der Strehlerberg liegt nämlich genau in der streichenden Verlängerung des westlichen Teiles der Quarzporphyrgänge nach Süden. Die Entfernung von den Specksteinvorkommen der Johanneszeche beträgt nur 5,5 km.

Wir dürfen daher annehmen, daß die von den Quarzporphyrgängen bezeichnete Störungzone unter den Phylliten noch weiter nach Süden reicht und am Strehlerberg durch Stoffzufuhr die Möglichkeit zu den geschilderten Umbildungen gegeben hat.

Ein Zusammenhang mit der Eisenspatmetasomatose in anderen Teilen des Marmorzuges ist nicht gegeben. Diese gehört in das Gefolge der Granitintrusionen und steht wohl zum Teil mit herzynisch streichenden Eisenglanzgängen in Beziehung, welche den Marmorzug kreuzen.

Zusammenfassung

Die Dolomitisierung, die Specksteinbildung und die Chloritisierung gehören einem hydrothermalen Ablauf an.

Die Specksteinbildung erfolgte auf dem Weg über den Dolomit.

Der zusammenhängende Dolomitisierungshof um das Hauptspecksteinvorkommen bei der Johanneszeche ist in seiner Gesamtausdehnung wegen der mächtigen Verwitterungsdecke nicht abzugrenzen.

Die weiteren Specksteinvorkommen (bis Thiersheim), die Dolomitisierungen und Chloritisierungen lassen sich regional gut mit dem Hauptvorkommen verbinden. Das gilt auch für die Vorkommen bei Marktredwitz.

Die Mineralparagenese der Magnesiummetasomatose ist einfach: Dolomit, Quarz, Chlorit, Talk.

Dieser hydrothermalen metasomatischen Mineralparagenese entspricht im metamorphen Bereich die Grünschieferfazies (ESKOLA 1946). Wir können aber auf Grund der Abfolge der Mineralbildungen bei der Metasomatose die untere Grenze der Bildungstemperatur des Talkes etwas höher ansetzen als die der übrigen Paragenesenmitglieder.

Die Bildung wird in die hydrothermale Tätigkeit des Quarzporphyrvulkanismus gestellt.

Über die Bildungstemperatur lassen sich keine sicheren Angaben machen. Sie dürfte jedoch nicht sehr hoch gewesen sein (etwa im Bereich zwischen 100° und 300° C = epi- bis mesothermal).

Die Herkunft des Magnesiums wird weiter unten ausführlich besprochen. Die Ableitung der bei der Specksteinbildung zugeführten Kieselsäure aus hydrothermalen Restlösungen des Quarzporphyrs steht wohl außer Zweifel und bedarf hier keiner weiteren Diskussion.

C. Tektonik und Mineralbildungen nach der Magnesiummetasomatose

Die spätvariskische Bruchtektonik schließt sich an die Konsolidierung des variskischen Gebirgsbaues durch Faltung und die spätorogenen Granitintrusionen an. Ein Teil dieser Bewegungen geht der Mg-Metasomatose voraus und steht mit der Lagerstättenbildung in ursächlichem Zusammenhang.

Alle späteren tektonischen Phasen hinterließen ihre Spuren in der Speckstein-Lagerstätte. Die erste dieser Bewegungsphasen war wirksamer als alle späteren. Wir zählen sie noch zu der spätvariskischen Bruchtektonik. Die späteren Bewegungen verteilen sich wahrscheinlich über das Mesozoikum und Tertiär. Sicher stehen sie auch mit Bewegungen an der „fränkischen Linie“ und dem Einbruch des Egerer Beckens in Zusammenhang.

1. Spätvariskische Tektonik

Unmittelbar nach dem Abschluß der Magnesiummetasomatose erfolgte die erste tektonische Beanspruchung. Sie wirkte sich vor allem im Speckstein als einem scherholden und wenig festen Gestein aus. Es bildeten sich Specksteinbrekzien und Ruscheln.

Die Bewegungszonen streichen vorzugsweise parallel zum ONO-verlaufenden Granitkontakt.

Gleichzeitig bildeten sich auch im Marmor örtlich Brekzien. Südöstlich der Johanneszeche wurden im Marmor parallel zur s-Fläche streichende Kataklaszonen festgestellt.

Auch der Granit wurde beachtlich gestört. Das zeigt sich besonders an zerscherten Aplit- und postgranitischen Diabasgängen (Abb. 37) und ebenfalls am Quarzporphyr, der am Kontakt Granit:Speckstein verworfen wurde (Abb. 18).

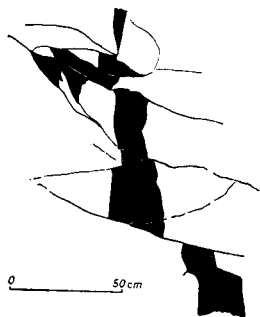


Abb. 37. Zerschierung eines postgranitischen Diabasganges im Granit der Südwand des unteren Tagebaues der Johanneszeche.

An manchen Stellen rissen im Randbereich des Granits und am Kontakt Hohlräume auf.

Alle diese Bewegungen sind wahrscheinlich spätvariskisch. Ich teile sie vorläufig der „saalischen“ Phase STILLES zu. Diese liegt zeitlich im obersten Unterrotliegenden an der Wende zum Mittelrotliegenden. Ein strenger Beweis läßt sich allerdings für diese Zuteilung nicht führen.

2. Mineralbildungen

Die Brekzienhohlräume im Speckstein und im Marmor, die aufgerissenen Hohlräume am Granitkontakt, sowie Drusen Hohlräume im metasomatischen Dolomit wurden in der folgenden Zeit ganz oder teilweise von Quarz ausgefüllt. Die Quarzkristalle gehören dem Typ I des β -Quarzes an (KALB 1927, 1928).

In der Mehrzahl sind es Sternquarzbildungen. Durch Anhäufung von Quarz-Kristallkeimen um bestimmte Zentren kam es zu einem sternförmigen Auseinanderwachsen der Einzelindividuen.

Die noch offenstehenden Zwickel der Hohlräume wurden anschließend zum Teil mit Kalkspat ausgefüllt. Vorwiegend in Dolomitdrusen vorkommende Kalkspatkristalle besitzen die Kombination (1010) mit (0112) (Typ *Freiberg*).

Nun folgte erneut eine Quarzphase. Diese lieferte aber nur spärliche, bipyramidale Quarzkristalle, bei welchen das Prisma nur wenig ausgebildet

oder ganz unterdrückt ist. Häufig besitzen die Kristalle „hexonale“ Tracht. Es kommen aber auch Übergänge vor zu Formen, bei denen durch das alleinige Auftreten des Rhomboeders ($10\bar{1}1$) nahezu würfelförmige Kristalle zustandekommen. Sie entsprechen auf Grund der Form der Vizinalrhomboeder dem Typ II des β -Quarzes (KALB 1927, 1928).

Die Folge dieser Mineralbildungen vom β -Quarz Typ I als einer ausgesprochen hydrothermalen Bildung zum Kalkspat Typ *Freiberg* und β -Quarz Typ II mit sehr niedriger Bildungstemperatur spiegelt das Abebben einer hydrothermalen Tätigkeit wider (Rotliegendevulkanismus?).

3. Mesozoische bis tertiäre Tektonik

Diese späteren tektonischen Beanspruchungen wirkten sich nicht überall im Bereich der Johanneszeche in gleicher Stärke aus. In einer Specksteinbrekzienzone im Westen des unteren Tagebaues haben sie sich 1952/53 am besten beobachten lassen.

Die großen Quarzdrusen in den Brekzienhohlräumen der ersten postmetasomatischen Bewegungsphase wurden zusammengedrückt und die Kristalle zerbrochen (Abb. 38). Der Speckstein wurde in den Bewegungszonen verschiebert und auch in die aufgerissenen Quarzdrusen gedrückt.



Abb. 38. Mehrfach tektonisch beanspruchte Specksteinzone. Die Quarzdruse (im Bild links oben) entstand nach der ersten Beanspruchung. Die späteren Bewegungen drückten sie zusammen und verschiebten den Speckstein. Unterer Tagebau der Johanneszeche.

Bewegungsflächen einer der späteren Phasen streichen zwischen 155° bis 175° SE (Einfallen $70-75^\circ$ W) und stehen mit posthumer Bewegungen auf Querklüften in Zusammenhang. Sie durchschneiden nicht nur den Speckstein, sondern auch die Specksteinbrekzie mit ihren Quarz- und Kalkspatausfüllungen. Außerdem lebten Bewegungen auf den s-Flächen des Marmors und parallel

zum Granitkontakt wieder auf. Bewegungsflächen in dieser Richtung (Streichen $65\text{--}95^\circ$ E, Einfallen $60\text{--}85^\circ$ S) durchsetzen ebenfalls die Specksteinbrekzie mit allen ihren Mineralbildungen.

Junge Zerschering wirkte sich vor allem im Speckstein am Granitkontakt im Süden des unteren, nördlichen Tagebaues aus. So besitzt hier eine Fugenschar ein Streichen zwischen 45 und 70° E und die andere ein Streichen zwischen 110 und 140° SE. Diese Fugenscharen lassen sich als Scherflächen auf Bewegungen am Kontakt Granit/Speckstein (-Marmor) beziehen.

D. Die tertiäre Verwitterung

Im Fichtelgebirge ist eine tiefgründige Verwitterung weit verbreitet. Sie ist an die Verebnungsflächenreste einer alten tertiären Landoberfläche gebunden, die gerade in der näheren Umgebung der Johanneszeche erhalten blieb. Es ist eine sanft gewellte Hochfläche zwischen 580 und 610 m Meereshöhe. Im Westen gegen Göpfersgrün, nach Süden und im Osten gegen Thiersheim zu wird die Landschaft durch die jüngere Zertalung belebt. Die Verwitterungsdecke, die bei der Johanneszeche örtlich bis über 50 m tief unter die Landoberfläche reicht, ist hier teilweise oder ganz abgetragen.

In den Tagebauen der Johanneszeche läßt sich die tertiäre Verwitterung besonders gut beobachten.

1. Die Zersetzung des Marmors: Mulmbildung

Im Bereich der tertiären Verwitterung ist das nicht in Speckstein umgewandelte Karbonatgestein zu einem buntfarbenen Mulm zersetzt. Vorherrschend sind bräunliche bis grünliche Farbtöne. Wo Mangan- und Eisenmulm angereichert sind, kommen schwarze bis rötliche Farben hinzu.

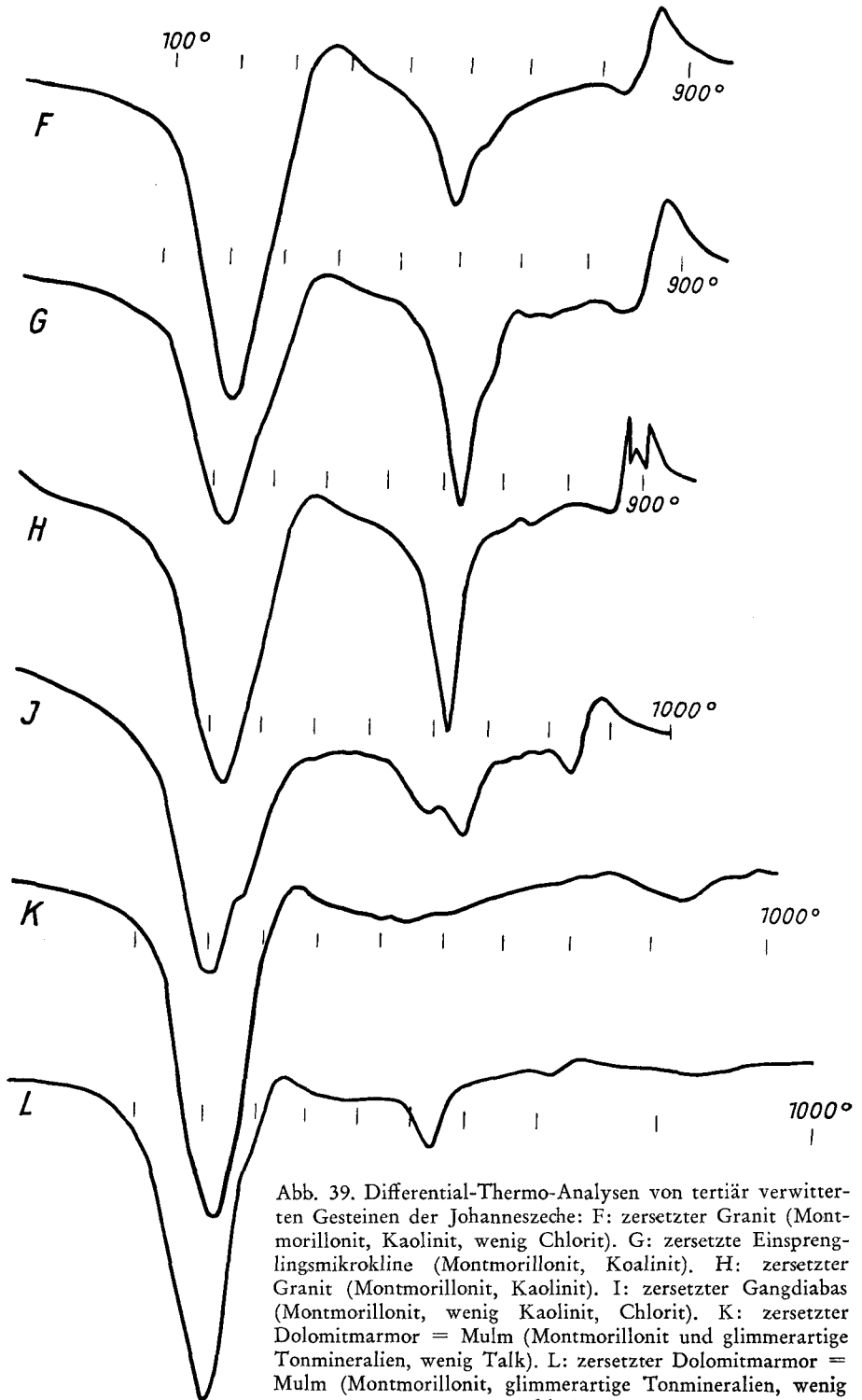
Der Mulm zeigt in der Lage seiner Gemengteile, in den streifenförmig eingelagerten Specksteinpartikeln, in den Specksteinnieren ehemaliger Hohlraumausfüllungen im Dolomit und in Specksteinbändchen deutlich das Lagengefüge des ehemaligen Marmors. Die Verwitterung zum Mulm bewirkte nur eine Verringerung der Dichte, keinen Volumschwund.

Differential-Thermo-Analysen zeigen, daß neben geringen Mengen von Talk der Mulm hauptsächlich aus glimmerartigen Tonmineralen besteht, die wohl zum Teil den Illiten zugehören (Abb. 39, K und L). Der geringe Chloritgehalt der Analyse L rührt von chloritisierten Kalksilikaten her, die im Marmor eingelagert waren.

Karbonatische Drusenminerale fehlen in der Zersetzungszone völlig. Dagegen sind Quarzbildungen erhalten geblieben. Viele Quarze zeigen jedoch deutliche Korrosionserscheinungen. Oft finden sich nur noch zellige, milchtrübe Quarzgebilde. Viele Kristalle sind angeätzt, manche bis auf ein dünnes Skelett zerfressen.

Im Mulm finden sich häufig dunkel bis schwarz gefärbte Quarzkristalle. Die Färbung ist jedoch fast stets auf die äußeren Bereiche und die Kanten der Kristalle beschränkt.

Da solche Färbungen nur in den Zersetzungsbereichen auftreten und hier fast ausschließlich im Mulm, ist es naheliegend, sie auf eine bei der Zersetzung aufgetretene Infiltration von Mangan-haltigen Lösungen zurückzuführen.



Die Specksteineinlagerungen im Mulm besitzen eine weiße Farbe (Seite 42). Die Oberfläche des Specksteins ist häufig von Mangandendriten bedeckt, die als räumliche Gebilde in den Speckstein eindringen. Auch der im Grenzbereich der Verwitterungszone vorkommende Dolomit ist von Mangandendriten überzogen.

2. Vergrusung und Kaolinisierung des Granits

Die tertiäre Verwitterung hat den Granit tiefgründig vergrust und auf weiter Fläche kaolinisiert.

Zuerst vergruste das Gefüge. Die aufgelockerten Intergranularen und Risse dienten dann als Lösungsbahnen. Dementsprechend läßt die Kaolinisierung von oben nach unten nach.

Die Feldspäte wurden nur in den oberen Horizonten kaolinisiert. Das vertikale Ausmaß der Kaolinisierung ist jedoch sehr uneinheitlich. Hinzu kommt, daß die großen Einsprenglingsfeldspäte häufig erst später als die Grundmasse kaolinisiert wurden. Inmitten des kaolinisierten Gesteins besitzen sie vielfach noch ihren Feldspatcharakter.

Die bei der Magnesiummetasomatose ganz oder teilweise chloritisierten Feldspäte, sowie der chloritisierte Granitkontakt wurden in eine hellgrüne Substanz umgewandelt.

Man hielt diese Pseudomorphosen früher für Speckstein. Die Differential-Thermo-Analyse identifizierte sie als ein Gemenge von Kaolinit, Montmorillonit und glimmerähnlichen Tonmineralen.

Die Montmorillonitbildung ist auf die ehemals chloritisierten Bereiche beschränkt.

Nach NOLL (1936) ist die Montmorillonitbildung bezeichnend für Mg-reiche Gesteine, in denen bei der Verwitterung besondere Verhältnisse herrschen. Magnesium fördert in einem recht großen Konzentrationsintervall die Bildung von Montmorillonit.

In den liegenden vergrusteten Granitpartien herrscht mit Ausnahme der Zersetzung des Biotits vorwiegend mechanischer Zerfall. In den Biotiten und Chloriten wurde das Eisen oxydiert und Goethit neugebildet, der den Grus rostig-rötlichbraun färbt.

Die den Granit durchschwärmenden, stärker kaolinisierten Aplitgänge und Adern leuchten daraus weiß hervor.

PILLER (1954) untersuchte den Granitgrus vom Fliegenberg westlich Thiersheim. Das Ergebnis war u. a., folgendes: Selbst bei starkem mechanischem Zerfall war das Gestein nicht nennenswert chemisch umgewandelt. Während PILLER aus dem frischen Zustand der Apatite auf eine rezente Verwitterung schließt, halte ich jenes Aufschlußniveau für den tieferen Horizont der hier weitverbreiteten tertiären Verwitterung. Die höheren oberen Verwitterungshorizonte mit Kaolinisierung sind hier der von Osten angreifenden jüngeren Erosion bereits zum Opfer gefallen. Diese höheren Verwitterungshorizonte sind aber in der näheren Umgebung der Johanneszeche zum Teil erhalten geblieben. Zwischen der Meereshöhe der Johanneszeche (600 m) und dem Aufschluß vom Fliegenberg (570 m) besteht ein Unterschied von 30 m. Möglicherweise liegt in dieser Differenz die ungefähre Mächtigkeit der abgetragenen Verwitterungshorizonte.

Doch war der Hochflächenrest um die Johanneszeche zur Zeit der Verwitterung nicht ganz so ausgeglichen wie heute. Denn wir finden an der Oberfläche das Nebeneinander von nur vergrustem, d. h. nur mechanisch zerfallenem Granit und mehrere Meter mächtigen Schwemmlehm. In den Lehmen liegen Granitgrushorizonte und Lagen mit abgerundeten Specksteingeröllchen zwischengeschaltet.

Von den höher gelegenen Teilen vor allem im Norden (= Granitgebiet) wurden die obersten Verwitterungshorizonte abgetragen und in die flachen Senken (vor allem im Süden = Marmor- und Phyllitgebiete) umgelagert und dabei das Gelände weiter eingeebnet.

Das sehr unterschiedliche vertikale Ausmaß der Verwitterung ist jedoch nicht allein auf die damalige Morphologie der Landoberfläche zurückzuführen.

3. Die Zersetzung des Gangdiabases

Im Bereich der tertiären Verwitterung wurde der ehemalige Gangdiabas zu einer braunen, erdig zerfallenden Masse zersetzt.

Die Differential-Thermo-Analyse bestimmte diese Masse als ein Gemenge von vorwiegend Montmorillonit, glimmerähnlichen Tonmineralen und Chlorit mit einem geringeren Kaolinitgehalt.

4. Die Zersetzung des Quarzporphyrs

Der Quarzporphyr setzte der tertiären Verwitterung einen größeren Widerstand entgegen. Er zeigt jedoch ebenfalls Kaolinisierung und Zerfall.

Zusammenfassung

Kaolinisierung, Vergrusung des Granits, Mulmbildung im Marmor und Bleichung des Specksteins ordnen sich einer Ursache zu. Es ist die Folge einer intensiven, tiefgreifenden Verwitterung. Diese erfolgte nach der Specksteinbildung, da auch dieser von der Verwitterung erfaßt wurde.

Eine eindeutige Stellung von Marmor, Speckstein und Zersetzungsmulm ergibt sich aus dem Studium des Verbandes:

Von der Verspecksteinung verschonte Kerne von Marmorschollen wurden bei der tertiären Verwitterung zu Mulm zersetzt. Nichtchloritisierte Kluftkörperkerne im Granit wurden entsprechend kaolinisiert und vergrust (Abb. 40).

Zwischen den hydrothermalen Bildungen (Speckstein, Chlorit) und der Verwitterung muß eine lange Zeitspanne angenommen werden, in welcher die überlagernden Gesteine abgetragen wurden, so daß die Specksteinlagerstätte in den Wirkungsbereich der atmosphärischen Einflüsse gelangte.

Aus dieser Zwischenzeit sind folgende Vorgänge zu nennen:

1. Die spätvariskische Bruchtektonik und die Mineralbildungen in ihrem Gefolge: Quarz, Kalkspat. Die Mulmkörper sind von diesen Bewegungen unbeeinflusst, sie haben diese als noch unzersetzte karbonatische Körper mitgemacht.
2. Auch die mesozoischen und der größte Teil der tertiären Bewegungen ist noch vor die tertiäre Verwitterung zu stellen. Im Verwitterungsmulm lassen

sich zwar glänzend verschmierte Harnische finden. Diese halten aber selten eine bestimmte Richtung ein. Sie bezeugen so zwar Bewegungen nach jener Periode intensiver Verwitterung. Diese müssen aber nicht alle tektonischer Art sein. Zum Teil mögen sie erst durch den Abbau hervorgerufen worden sein.



Abb. 40. Granitgang im unteren Tagebau der Johanneszeche mit Chloritisierung vom Kontakt und von den Klüften aus. Die Kluftkörperkerne sind vergrust und kaolinisiert.

Die intensive Verwitterungsepoche ist zeitlich nicht genau festzulegen. Denn derartige tropische bis subtropische Verwitterungen (Lateritverwitterung!) sind bereits in der Oberkreide und dann im ganzen Tertiär bis ins Pliozän hinein in Mitteleuropa zu finden (v. FREYBERG 1923 und HARRASSOWITZ 1926). Eine präcenomane Verwitterung mit Kaolinitbildung wurde von PIETZSCH (1913) in Sachsen und Böhmen festgestellt. Es läßt sich aber für das Fichtelgebirge eine obere Grenze angeben. Die untermiozänen Ablagerungen mit Braunkohlenflözen (Schirnding, Hohenberg) führen bereits abgeschwemmte Kaoline und Tone und werden ihrerseits vom obermiozänen Basalt durchbrochen. Der Basalt selbst ist von der Verwitterung nicht betroffen. Aus diesen Gründen hält WURM (1932) diese Verwitterung an eine prämiozäne Landoberfläche gebunden. Er stellt sie nach Vergleichen mit der Lateritverwitterung im böhmischen Mittelgebirge ins Oberoligozän. In Böhmen erfaßt diese Lateritverwitterung nach HARRASSOWITZ (1926) die im Oberoligozän geförderten älteren Basalte, Phonolithe und Tuffe. Diese Lateritdecke wird von untermiozänen Braunkohlen, Tonen und Sanden, sowie von jüngeren Eruptiva und Tuffen überlagert und ist demnach dort sehr gut zeitlich festzulegen. Aber wie es auch in Böhmen, Sachsen und Thüringen ältere derartige Verwitterungsbildungen gibt, so kann auch im Fichtelgebirge die tiefgründige Verwitterung schon zu einem früheren Zeitpunkt eingesetzt haben. Die klimatischen Bedingungen hierzu waren ja während des älteren Tertiärs und auch in der Oberkreide ebenfalls gegeben.

III. Das Problem der Magnesiummetasomatose

Der geologische Stoffbestand der Talklagerstätten zeigt einen basischen Charakter und läßt sich deshalb nicht durch die Wirkung einer normalen reinen Restlösungsdifferentiation der sauren Granite deuten. Die einzige Möglichkeit einer geringen Mg-Mobilisation aus Granit besteht in der pneumatolytischen Phase. Hier kann Li-K-Glimmer den Biotit ersetzen. Die hierbei erfolgende Magnesiumwanderung wird durch die Turmalinisation von Hornfelsen erzeugt. Aber Anzeichen einer derartigen Umsetzung fehlen im Granit der Umgebung. Sie könnten auch keine so umfangreichen Wirkungen hervorrufen. Der zeitliche Abstand der Specksteinbildung von der Intrusion des Marktleuthener Massives läßt überhaupt eine derartige Verbindung zu dem erschlossenen Granit nicht zu.

Die engere zeitliche Beziehung zu den Gangdiabasen im Lagerstättenbereich legt die Frage nahe, ob nicht sie die Lieferanten der Mg-Mengen sein könnten.

Diese basischen Gänge, die im allgemeinen zur weiteren Gefolgschaft des Granites gerechnet werden, sind in ihrem Stoffbestand reicher an Magnesium und deuten auf eine Regenerierung des Mg-Haushaltes hin. Doch fehlen auch bei basischen Massengesteinen alle Anzeichen für Mg-Wanderungen. Mg ist hier vorwiegend in den Frühkristallisationen festgelegt, so daß die Restlösungen immer sehr arm an Mg sind, dagegen reich an Fe. Daher wäre die Verspecksteinung des Marmors auch durch eine hydrothermale Wirkung der tertiären Basalte, wie sie WURM (1925) anfangs vertreten hat, unwahrscheinlich, wenn sie nicht schon zeitlich unmöglich wäre.

Auch O. M. FRIEDRICH (1951) weist bei einer allgemeinen Betrachtung der Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talkvorkommen die Ansicht SCHWINNERS zurück, daß basische Eruptiva Mg-Lieferanten sein können. FRIEDRICH betont, daß basische Erstarrungsgesteine weltweit verbreitet, Magnetit- und Talklagerstätten aber nur auf wenige Punkte beschränkt sind. Für diese Bildungen müßten daher ganz besondere Umstände zutreffen. Er nimmt an, daß für die ostalpinen Lagerstätten diese besonderen Umstände bei einer der ostalpinen Orogenesen wirksam waren. Er spricht hier vor allem der Tauernkristallisation eine derartige Wirkung zu.

ANGEL (1953) leitet Magnesium von Olivingesteinen her, in welchem durch die Antigoritisierung bei der Regionalmetamorphose an Mg-Ionen und Kieselsäure reiche Lösungen entstehen. Diese werden an die Peripherie des reagierenden Gebirges geführt und dort — falls vorhanden — von Kalken als chemisch wirksamen Vorlagen empfangen. Der Kalk wird metasomatisch verdrängt und Dolomit, Magnetit und teilweise auch Talk gebildet.

Doch auch bei dieser Meinung ANGELS weist FRIEDRICH auf die Tatsache hin, daß es viele Serpentinegebiete gibt, die in einer an Kalkgesteinen reichen Umgebung liegen, ohne daß sie mit Spatmagnetit- und Talkbildungen verknüpft wären. Auch hier müßten besondere Druck- und Temperaturzustände geherrscht haben, um zu Mg-Metasomosen zu führen.

Betrachten wir mit den Gesichtspunkten ANGELS die Specksteinbildungen im Fichtelgebirge, so können wir auch diese Möglichkeit einer Mg-Herleitung nicht für die Lagerstättenbildung verantwortlich machen.

Die Serpentine in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse und die im Süden bei Erbdorf gelegenen Serpentinivorkommen sind alle bereits vor der Granitintrusion aus Olivingesteinen entstanden (ROST 1949, 1953 und 1956, MATTHES 1951). Sie kommen deshalb als Lieferanten von Magnesium zur Specksteinbildung für einen Stoffwechsel im Sinne ANGELS nicht in Frage.

Auch geochemisch unterscheiden sich die genetisch mit den Serpentiniten verknüpften Talklagerstätten von denen des Specksteins auf Grund ihres Gehaltes an Spurenelementen.

Nach ROST (1953) eignet sich Ni als Leitelement für eine Aussage über die Herkunft des Mg bei der Mg-Metasomatose. Ni ist isomorph für Mg in Mg-Silikaten eingebaut. Bei der metamorphen Mobilisation wandert das Ni mit dem Mg zusammen. So läßt sich bei ROST ersehen (1953, Seite 73, Abb. 5), daß ein Talk aus dem Randbereich eines Serpentinits einen NiO-Gehalt von 0,15 % besitzt. Andere, ebenfalls mit Serpentiniten verknüpfte Talke (ROST, Vortrag bei den „Freunden der Geologie“, München (1953): „Die Talklagerstätten der Münchberger Gneismasse“) besitzen NiO-Werte zwischen 0,1 und 0,2 % (17 von 19 Proben). Nur zwei Talkproben, deren Entstehung aus Tremolit wahrscheinlich ist, zeigen einen NiO-Gehalt von 0,04 %.

Dagegen ist der Ni-Gehalt unseres Specksteins viel geringer: Spektrochemische Untersuchungen²⁾ verschiedener Specksteinproben der Johanneszeche ergaben, daß Cr, Co und Mn vollkommen fehlen. Der Ni-Gehalt hält sich in Grenzen zwischen 0,005 und 0,001 ‰, ist also praktisch ohne Bedeutung, da er sogar noch unter dem Allgegenwartswert liegt.

Der Titangehalt des Specksteins liegt stets unter 0,05 ‰.

Nach dem bisher Besprochenen können wir keines der anstehenden Eruptivgesteine für die Lieferung des Magnesiums aus einem Magma heranziehen.

Wohl aber besteht die auffallende tektonische Beziehung der Specksteinbildungen zu der Zone der Quarzporphyrgänge. Auch stofflich macht sich in den letzten thermalen Phasen der Kristallisation im Quarzporphyr eine Regenerierung des Mg-Haushaltes bemerkbar. Diese steht am Beginn einer sich immer stärker entfaltenden Mg-Zufuhr, die schließlich in der Dolomitisierung ausgedehnter Bereiche des Kalkmarmors und der Specksteinbildung ihren Höhepunkt findet.

Da aber das Magnesium der hydrothermalen Lösungen nicht aus dem Magma selbst stammen kann, so bleibt nur noch die Möglichkeit, daß es am Kontakt eines Magmas aus dem Nebengestein mobilisiert worden ist.

Das am besten hierfür geeignete Gestein ist der prämetasomatisch dolomitische Marmor. Daß der Marmor auch wirklich im Kontaktbereich des Quarzporphyrmagmas stand, ist durch die bereits beschriebenen Karbonateinschlüsse und die basischen Reaktionsminerale (ehemalige Diopsidaugite, Apatite, Titanite) bewiesen (Seite 25). Es steht weiter fest, daß besonders zwischen Holenbrunn und Kothigenbibersbach ein beachtlicher Teil des Marmors eine prämetasomatisch dolomitische Zusammensetzung besaß.

Die vom Granit aus ihrem Verband gelösten Dolomitmarmore sind in tiefere Teile des Magmenreservoirs abgesunken. Dort hat die thermische Energie des Magmas ausgereicht, um den Dolomitmarmor fraktioniert zu zersetzen; denn das Verhalten des Dolomits bei der thermischen Kontaktmetamorphose ist dadurch charakterisiert, daß — wie GRÜNBERG 1913 nachweist — der Magnesiumkarbonatgehalt (im CO_2 -Strom) sich bei $700 \pm 20^\circ \text{C}$ zersetzt, der CaCO_3 -Gehalt aber erst bei $900 \pm 20^\circ \text{C}$. Wir erhalten demnach bei Temperaturen am Kontakt über 700°C (ohne Luftzutritt) ein Gestein, das aus Calcit und Periklas, bzw. Brucit besteht. Als Beispiel diene der Predazzit, ein Kontaktgestein, bestehend aus Calcit und Brucit. In der Form des letzteren Minerals ist das Magnesium leicht mobilisierbar: $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ist durch schwache Säuren leicht löslich, wohl auch bereits in heißem Wasser.

Der Transport erfolgte wahrscheinlich in alkalischer Lösung. Ein direkter Nachweis für diese Vorgänge kann jedoch nicht geführt werden. Bisher wurde weder Periklas noch Brucit gefunden.

Eine weitere Möglichkeit der Mg-Mobilisation am Kontakt eines Magmas gegen dolomitisches Karbonatgestein ist auch bei Skarnbildungen gegeben und läßt sich durch Beispiele belegen.

²⁾ Die spektrochemischen Untersuchungen wurden von Herrn Kauczor im Mineral. Inst. der TH München ausgeführt.

Magnesiumwanderungen in Verbindung mit Verwitterungs-Prozessen an der Erdoberfläche

Der Vollständigkeit halber soll im folgenden noch die Frage diskutiert werden in wie weit die Magnesium-Metasomatose mit Verwitterungsprozessen an der Erdoberfläche in Zusammenhang stehen kann. Denn auch diese Möglichkeit wurde in früheren Arbeiten für die Specksteinbildung in Erwägung gezogen.

BENNER (1899) hat die zur Specksteinbildung führenden Mg- und SiO_2 -reichen Lösungen aus den Phylliten und untergeordnet aus dem Granit abgeleitet. Er führte in mehreren Analysen den Nachweis, daß bei der Verwitterung dieser Gesteine beträchtliche Mengen an Mg freigemacht werden. So fand er bei unzeretzten Phylliten einen Durchschnittsgehalt von 2,24 % MgO und bei zersetzten einen Gehalt von 0,85 % MgO. Analysen von Quellwasser zeigen ebenfalls beachtliche Mengen von gelöstem Mg. Besonders stark ist der MgO-Gehalt des Sauerlings von Stemmas mit 0,250 g/1000 cm^3 . Dieser hohe Anteil ist auf den Dolomit im Untergrund zurückzuführen. Das Quellwasser im Phyllit führt zwischen 0,014 und 0,042 g MgO/1000 cm^3 , Quellen im Granit zwischen 0,008 und 0,022 g MgO/1000 cm^3 .

Gegen die Beteiligung dieser Lösungen bei der Specksteinbildung und der damit verbundenen Dolomitisierung spricht einmal die Tatsache, daß die Vorgänge bei der Specksteinbildung in den angrenzenden Phylliten selbst zu einer Chloritisierung, also Mg-Zufuhr, geführt haben.

Außerdem spricht das Fehlen aller Spuren oxydativer Einflüsse während der Specksteinbildung gegen die Beteiligung von Verwitterungslösungen.

Während die Mobilisierung von Magnesium bei der Verwitterung ein weitverbreiteter Vorgang ist, kommt es jedoch nur in seltenen Fällen zu Magnesium-metasomatosen durch derartig entstandene Lösungen. So kommen in ariden Gebieten flächenhafte Dolomitisierungen von Kalken vor (Beispiel: Eifeldolomite unter der Landoberfläche zur Buntsandsteinzeit). Bei der Bildung von Verwitterungs-Eisen- und Manganerzen auf Kalken (Hunsrücktypus) geht in den meisten Fällen eine Dolomitisierung des Kalkes der Erzunterlage mit der Erz-bildung Hand in Hand. Im weiteren Verlauf kann es zu einer Metasomatose dieses Dolomits zu Eisenspat kommen (deszendente metasomatische Eisenspat-lagerstätten) (vgl. SCHNEIDERHÖHN 1949).

Aber nirgends sind bei solchen Prozessen auch Silikatgesteine einer Metasomatose unterlegen.

Bei den deszendente metasomatisch entstandenen Dolomiten konnte bisher auch noch nirgends eine Talkbildung festgestellt werden. Die chemisch-physikalischen Bildungsbedingungen waren hierfür nicht gegeben.

Wir müssen es daher ablehnen, die Specksteinlagerstätte von Göpfersgrün — Johanneszeche — Thiersheim auf solche Stoffwanderungen der Verwitterung zu beziehen.

Schon aus paläogeographischen Gründen erübrigt sich eine ernsthafte Diskussion der Mg-Wanderungen, wie sie bei der Metamorphose von Salzlagerstätten ausgelöst werden. Auch ist eine derartige Mg-Metasomatose noch nirgends in der Unterlage des Zechsteins, z. B. im Südostharz beobachtet worden. Es muß jedoch vermerkt werden, daß bei derartigen Umsätzen Minerale gebildet wurden, die in ihren Eigenschaften zwischen Talk und Serpentin stehen (H. FÜRCHTBAUER und H. GOLDSCHMIDT, 1956).

Z u s a m m e n f a s s u n g

Mit den hier aufgeführten Tatsachen ist gewissermaßen ein Indizienbeweis geführt worden.

Es wurden alle diskutierbaren Möglichkeiten für die Herkunft des Magnesiums aufgeführt. Aus diesen wurden jene ausgeschaltet, gegen welche sich überzeugende Gründe vorbringen lassen. Eine Möglichkeit wurde herausgestellt, gegen die keine stichhaltigen Gründe vorgebracht werden können.

Ein derartiger Indizienbeweis ist natürlich noch keine vollkommen sichere Feststellung des wirklichen Vorganges, aber er wird der Wirklichkeit sehr nahe kommen.

IV. Ergebnis

Die geologisch-petrographische Untersuchung der Lagerstätte des Specksteins und der am Verband beteiligten Gesteine erbrachte eine klare zeitliche Folge der gesteinsbildenden Vorgänge.

Die Specksteinbildung fügt sich zwischen die Förderung der Quarzporphyre und einer spätvariskischen, vermutlich der „saalischen“ Bewegungsphase in diesen Ablauf ein. Die Magnesiummetasomatose fand also wahrscheinlich im oberen Unterrotliegenden statt.

Die Genese des Specksteins erfolgte durch Metasomatose im Marmor. Alle anderen Gesteine erlitten durch die gleichen Lösungen eine Chloritisierung. Nur in einem der prägranitischen verformten basischen Intrusivgänge fand örtlich eine geringe Vertalkung statt.

Für die Herkunft des Magnesiums wird eine rein magmatische Abstammung als nicht mit dem normalen Differentiationsverlauf vereinbar abgelehnt. Dafür wird die Möglichkeit einer Lieferung des Magnesiums aus kontaktmetamorph veränderten Dolomiten als wahrscheinlich angesehen.

Die tertiäre Verwitterung hat mit der Genese des Specksteins nichts zu tun. Durch sie erfolgte lediglich eine Bleichung — und in keramischer Hinsicht eine Veredelung — des Specksteins.

V. Chemische Analysen vom Speckstein der Johanneszeche

Mit Ausnahme von Nr. 9 wurden alle Analysen vom chemischen Laboratorium für Tonindustrie Prof. Dr. H. SEEGER & CRAMER, Berlin, ausgeführt und von der Werksleitung der Johanneszeche zur Verfügung gestellt. Analyse Nr. 9 wurde ROSS & HENDRICKS (1945) entnommen und stammt von J. G. FAIRCHILD (WELLS 1937, S. 112).

Analyse Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	Summe
1	51,88	8,05	1,96	0,08	—	29,54	8,12	99,63
2	59,96	6,01	1,86	0,08	Sp.	25,47	6,34	99,72
3	57,70	3,76	1,91	Sp.	—	29,78	6,80	99,95
4	59,08	2,67	1,74	„	—	30,26	5,96	99,71
5	61,70	2,08	0,84	„	—	29,53	5,74	99,89
6	61,20	2,08	1,89	„	—	29,06	5,77	100,00
7	60,72	2,06	1,37	„	Sp.	30,02	5,62	99,79
8	60,90	2,02	1,47	„	—	30,10	5,67	100,19
9	61,37	1,96	1,47 ^{*)}	—	—	30,23	5,37	100,40
10	61,80	1,78	1,19	Sp.	—	30,12	4,95	99,84
11	61,20	0,95	0,93	„	—	30,82	5,24	99,14
12	61,32	1,47	1,12	„	—	30,62	5,19	99,72
13	60,94	1,23	0,57	—	Sp.	31,48	5,42	99,64
14	61,74	1,17	1,14	Sp.	—	30,32	5,22	99,59
15	61,66	0,99	1,23	ger. Sp.	Sp.	30,84	5,14	99,86
16	61,67	0,95	0,89	Sp.	—	30,68	5,21	99,30
17	61,42	0,86	1,28	„	—	31,18	5,17	99,91
18	61,64	0,82	0,67	„	Sp.	31,14	5,18	99,45

^{*)} Der Fe-Gehalt ist bei Analyse Nr. 9 mit FeO angegeben.

Schrifttum

- AMMON, FR.: Beiträge zur Kenntnis des Specksteins und der Pseudophitbildung. — Inaug.-Diss. Erlangen 1902.
- ANGEL, F.: Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. — Radex-Rsch., H. 7/8, S. 315—334, 1953.
- BENNER, C.: Specksteinbildung im Fichtelgebirge. — Inaug.-Diss. Erlangen 1899.
- BOWEN, N. L. & TUTTLE, O. F.: The System MgO : SiO₂ : H₂O. — Bull. Geol. Soc. Am., **60**, S. 439—460, 1949.
- BÜSSEM, W., SCHUSTERIUS, C. & STUCKARDT, K.: Über die Konstitution des Steatits. — Wiss. Veröffentl. a. d. Siemens-Werken, S. 59—89, Berlin 1938.
- CIAR, E.: Gefügestatistisches zur Metasomatose. — Mineral. petr. Mitt., **43**, H. 3, S. 129—143, 1932.
- EEERT, H.: Zur Kenntnis der Keratophyre bei Hof. — N. Jb. Mineral., Abh., **82**, S. 231—246, Stuttgart 1951.
- ENK, ED.: Über die Entstehung des Specksteins. — Kolloid Z., **51**, H. 2, 1930.
— Weitere Beiträge zur Specksteinbildung. — Kolloid Z., **54**, 1931.

- ESKOLA, P.: Kristalle und Gesteine. — Wien 1946.
- FREYBERG, B. v.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. Geol. Paläontol., H. 6, 1923.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. — Radex-Rdsch., S. 281—298, 1951.
- FÜRCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H.: Ein Zechsteinanhydritprofil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. — Heidelbg. Beitr. Mineral. Petr., 5, S. 187—203, 1956. Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., 62, S. 54—86, Berlin 1942.
- Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb., 1949, 65, S. 409—450, Hannover 1951.
- GRÜNBERG: Z. f. anorg. Chemie, 80, S. 337, 1913.
- GRÜNER, J. W.: The Structure of Vermiculites. — Am. Min., 19, S. 537—575, 1934.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes. — Gotha 1879.
- HARRASSOWITZ, H.: Laterit. — Fortschr. Geol. Paläontol., 4, H. 14, Berlin 1926.
- HÖDL, A.: Über Chlorite der Ostalpen. — N. Jb. Mineral., 77, Beil.-Bd., Abt. A, S. 1—72, Stuttgart 1941.
- HÜGI, Th.: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. — Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., 25, 1945.
- JANDER, W. & FETT, R.: Hydrothermale Reaktionen, Magnesiumhydrosilikate II. — Z. anorg. u. allg. Chemie, 242, S. 145, 1939.
- JANDER, W. & WUHRER, J.: Die Bildung von Magnesiumhydrosilikaten. — Z. anorg. u. allg. Chemie, 235, S. 273—294, 1938.
- JASMUND, K.: Die Silikatischen Tonminerale. — Verlag Chemie, GMBH., Weinheim/Bergstr. 1951.
- KALB, Gg.: Kristalltracht, Vorkommen und Bildungstemperatur. — Cbl. Mineral., 1923, S. 418—422, Stuttgart 1923.
- Die minerogenetische Bedeutung der Vizinalfiguren des Quarzes. — Cbl. Mineral., usw., 1928, Abt. A, S. 324—326, Stuttgart 1928.
- Die Kristalltracht des Kalkspates in minerogenetischer Betrachtung. — Cbl. Mineral., usw., 1928, Abt. A, S. 337—339, Stuttgart 1928.
- LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittekonite. — Jb. Geol. Bundesanst., 96, S. 253—300, Wien 1953.
- LAUBMANN, H.: Studien über Mineralpseudomorphosen. — N. Jb. Mineral., I. u. II. Mitt. 1921, III. Mitt. 1922.
- Die Minerallagerstätten Bayerns r. d. Rh., München 1924.
- LINDEMANN, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. — N. Jb. Mineral. usw., 19, Beil.-Bd., S. 197—318, Stuttgart 1904.
- LINDEMANN, W.: Umwandlungsmechanismus von Talk beim Erhitzen, dargelegt am Steatit von Göpfersgrün sowie Talken vom Sudan und von Greiner (Zillertal). — Geol. Bl. NO-Bayern, 5, S. 143—148, Erlangen 1955.
- MATTHES, S.: Die genetische Stellung des Minerals Vermiculit im mitteldeutschen Serpentinestein. — Fortschr. d. Mineral., 26, S. 88—89, 1947.
- Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwaldgranits nördlich von Erbdorf. — N. Jb. Mineral., 82, Abh., S. 1—92, Stuttgart 1951.
- NAUCK, E.: Der Speckstein von Göpfersgrün. — Poggendorfs Annalen, 75, S. 129—152, 1848.
- NOLL, W.: Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit etc. — Mineral. petr. Mitt., 48, 1936.

- Synthesen im System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. — Z. anorg. u. allg. Chemie, **261**, H. 1/2, S. 1—25, 1950.
- OSSWALD, K.: Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager. — Geogn. Jh., **34**, 1921, S. 113—124, München 1922.
- PASK, J. A. & WARNER, M. F.: Fundamental Studies of Talc I. — Journ. of the Amer. Ceram. Soc., S. 118, March 1954.
- PIETZSCH, K.: Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans. — Z. deutsch. geol. Ges., **65**, 1913, S. 594—602, Stuttgart 1913.
- PILLER, H.: Über den Verwitterungszustand des Granitgruses vom Fliegenberg, westlich Thiersheim (Fichtelgebirge) mit besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. — Heidelbg. Beitr. Mineral. Petr., **4**, S. 151—162, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1954.
- ROSENTHAL, G.: Beitrag zur Kenntnis des Specksteins. — Ber. deutsch. keram. Ges., **31**, H. 9, S. 306—310, 1954.
- ROSS, C. S. & HENDRICKS, ST. B.: Minerals of the montmerillonit group. U. S. Dep. of the Interior. Geol. Surv., Prof. Paper 205-B, Washington 1945.
- ROST, F.: Das Serpentin-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien. — Heidelbg. Beitr. Mineral. Petr., **1**, S. 626—688, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- Zur Bildung der Talklagerstätten von Schwarzenbach a. d. Saale (Oberfranken). — Fortschr. Mineral., **32**, S. 69—73, 1953.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. — Wien 1930.
- SAUERESSIG, FR.: Gewinnung, Aufbereitung, Veredlung und Verwendung von Talk etc. — Halle (Saale) 1950.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. — Stuttgart 1949.
- SEYFARTH, W.: Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau, sowie einige verwandte Vorkommnisse. — Geogn. Jh., **21**, 1908, S. 97—135, München 1909.
- STANGENBERG, K.: Die Zersetzungsprodukte des Olivins aus dem Muttergestein der Lagerstätte dichten Magnesits vom Galgenberg bei Zobten. — Heidelbg. Beitr. Mineral. Petr., **1**, S. 535—547, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- STADLINGER, H.: Über die Bildung von Pseudophit in granitischen Gesteinen mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse des Strehlerberges bei Marktredwitz im Fichtelgebirge. — Inaug.-Diss. Erlangen 1900.
- STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 5937 Fichtelberg. — München 1958.
- STRESE, H. & HOFMANN, U.: Synthese von Magnesiumsilikatgelen mit zweidimensional regelmäßiger Struktur. — Z. allg. u. anorg. Chemie, **247**, S. 161, 1941.
- WEINSCHENK, E.: Über die Umwandlung des Quarzes in Speckstein. — Z. Krist. u. Mineral., **14**, S. 305, 1888.
- WINCHELL, A. N.: Elements of optical Mineralogy. — London 1951.
- WURM, A.: Geologie von Bayern. I. Teil Nordbayern: Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925.
- Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925.
- Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedler Marmorzuges. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Mber., S. 174—182, Berlin 1926.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Wunsiedel Nr. 82, München 1932.
- Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Mineral. usw., **69**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 257—291, Stuttgart 1933.