

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 45

Geologisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bereich der Schwefelerzgrube „Bayerland“/Bayern

(Mit einem Beitrag zur Genese der Golderzvorkommen
von Neualbenreuth)

von

Hans Pfeufer

Mit 27 Abbildungen und 1 Beilage

MÜNCHEN 1960

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 Maschinenschrift, einseitig, 1¹/₂-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, Zitaten, 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.

Schrifttumsverzeichnis: 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 Kunstschrift. 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 Zitateleiste 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

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 45

Geologisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bereich der Schwefelerzgrube „Bayerland“/Bayern

(Mit einem Beitrag zur Genese der Golderzvorkommen
von Neualbenreuth)

von

Hans Pfeufer

Mit 27 Abbildungen und 1 Beilage

M Ü N C H E N 1 9 6 0

Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Einführung und Problemstellung	5
B. Geologische Kartierung	6
I. Makroskopische Gesteinsbeschreibung	6
II. Tektonische Gefügeanalyse	10
a. Analyse der B-Achsen	10
b. Analyse der s-Flächen (Schichtungs-s)	14
c. Analyse der Klüfte	15
d. Folgerungen aus der tektonischen Gefügeanalyse	16
C. Petrographie der kartierten Gesteinsbereiche	20
I. Metamorphe Gesteinsserie	20
a. Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite	21
b. Chlorit-Serizit-Quarzphyllite	37
1. Mit Andalusitbeteiligung	37
2. Ohne Andalusitbeteiligung	47
c. Limonitführende Quarz-Serizitphyllite bis Serizitquarzite	48
d. Hydrohämait-Quarzphyllite bis -Quarzite	51
e. Limonitreiche Serizitphyllite	54
f. Quarzite	57
g. Quarz-Turmalingesteine	58
h. Chlorit-Granatgesteine	61
i. Zusammenfassung	62
1. Allgemeine Erkenntnisse	62
2. Praktische Folgerungen für den Bergbau	64
II. Terrestrische Eisenerzbildungen	65
a. Limonite	65
1. Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte der bekannten Lagerstätten	65
(a) Eiserne Hüte der Lagerstätten	66
(b) Lokale Anreicherungen von Abtragungsprodukten der Eisernen Hüte	68
2. Limonite als Laterite	72
(a) Im Distrikt Hammerholz	72
(b) Auf der Bienhöhe	73
b. Konglomerate	74
1. Hydrohämait-Quarzkonglomerate	75
2. Psilomelan-Quarzkonglomerate	81
3. Limonit-Quarzkonglomerate	81
c. Zusammenfassung	82
1. Allgemeine Erkenntnisse	82
2. Bergwirtschaftliche Betrachtungen	83
D. Genese der Golderzlagerstätte von Neualbenreuth mit bergwirtschaftlichen Betrachtungen	84
E. Zur Genese des Kartierungsbereiches	88
F. Zusammenfassung	93
G. Schrifttum	94

A. Einführung und Problemstellung

Im nördlichen Bereich des Oberpfälzer Waldes, bei Waldsassen, Landkreis Tirschenreuth, liegt die Schwefelerzgrube „Bayerland“. Im Abbau stehen die beiden bekannten Erzkörper, das Pyrit- (P) und das Magnetkieslager (M). Sowohl in den Lagern, als auch in deren Nahbereich wurden bereits umfangreiche wissenschaftliche Untersuchungen vorgenommen, deren Zielsetzung die Klärung der Genese der Erzlager, das Wiederauffinden verworfener Lagerstättenteile und das Aufsuchen neuer Erzkörper war. Als Arbeitsmethoden standen die Geophysik, die Erzmikroskopie, die Gefügeanalyse und die Geochemie in Anwendung. Regionalgeologischen Untersuchungen (H. R. v. GAERTNER, 1939) zufolge konnte das Schwefelerzvorkommen in das untere Ordoviciun eingestuft werden.

Von großer Bedeutung für die Problemstellung der vorliegenden Arbeit erwies sich die Kenntnis der Genese der Lagerstätten. Den neueren Arbeiten und Erkenntnissen (A. MAUCHER, 1939; W. SPROSS, 1954; F. KARL, 1955), wonach die Erze syngenetischer, submarin-exhalativer Entstehung sind, steht die Deutung als metamorphe Gänge (H. RECHENBERG, 1953) gegenüber. Den stichhaltigen Argumenten erstgenannter Forscher schließt sich Verf. an.

Die Problemstellung gliedert sich in nachfolgende wichtige Punkte:

1. Die Feststellung von petrographisch unterschiedlichen Gesteinszonen in der weiteren Umgebung der Lagerstätten, um eventuelle Leithorizonte, in denen es bevorzugt zur frühgeosynklinalen submarin-thermalen Sedimentation von Schwefelerzen kam, verfolgen zu können.
2. Die Ausscheidung ehemaliger Laven- und Tuffhorizonte, deren genetische Verknüpfung mit Kieslagern räumlich und zeitlich gewöhnlich eng ist, die jedoch heute nach einem metamorphen und diaphthoritischen Stadium in veränderter Ausbildung auftreten.
3. Die Erfassung von im Gelände auftretenden Limonitanreicherungen und die Feststellung ihrer Genese. Nach den Untersuchungsmethoden von S. S. SMIRNOW (1954) und eigenen Arbeiten auf diesem Gebiet sollen diese Limonite auf Verwitterungsprodukte primärer Sulfiderze geprüft werden.
4. Die Feststellung der B-Achsenrichtung der Gesteine im Kartierungsbereich. Aufbauend auf den Erkenntnissen von W. SPROSS (1954), wonach die Erzkörper in der Richtung der Gesteins-B-Achse einschieben, sollen eventuelle Ausbisse Eiserner Hüte mit einem möglichst geringen Aufwand an Bohr- und Schürfarbeiten hinsichtlich ihrer Fortsetzung in die Tiefe beurteilt werden.

Betreffend die großzügige Unterstützung, welche die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte, gebührt mein besonderer Dank der Geschäftsführung der Bergbaugesellschaft m.b.H. „Bayerland“, wobei ich mich im einzelnen für Anregungen und Diskussionen bei Herrn Dr.-Ing. W. SPROSS bedanken möchte. Gleichfalls sei dem Vorstand der Sachtleben AG in Köln gedankt. Für die Betreuung der Arbeit und fruchtbare Diskussionen danke ich verbindlichst Herrn Prof. Dr.-Ing. H. BORCHERT. Auf Anregung von Herrn Dr. F. KARL, dem Bearbeiter

gefügekundlicher Fragen der Grube „Bayerland“, entstand diese Arbeit. Für die Einweisung in mein Arbeitsgebiet möchte ich an dieser Stelle herzlich danken. Bei Herrn Dr.-Ing. H. HÜTTENHAIN bedanke ich mich besonders für die Beratung bei erzmikroskopischen Untersuchungen.

Nicht zuletzt danke ich herzlich meiner lieben Braut, Fräulein Evamaria KULISCH, welche zum größten Teil die Schreibarbeiten übernahm. Meinen aufrichtigen Dank möchte ich weiter Herrn Vermessungssteiger H. RAMISCH für die Reinzeichnung der Abbildungen und Diagramme aussprechen.

B. Geologische Kartierung

I. Makroskopische Gesteinsbeschreibung

1939 beschreibt H. R. v. GAERTNER (zitiert bei A. MAUCHER, 1939) die Nebengesteine der Erzlagerstätten „Bayerland“ und ordnet sie „in das untere Ordovicium und das obere Kambrium“ ein. Diese stratigraphische Einstufung erfolgte nach lithologischen Gesichtspunkten, da Fossilien durch die Metamorphose zerstört wurden. Es konnten danach die Frauenbachquarzite, Phycodenschichten und Gräfenthaler Schichten erkannt werden.

Die detaillierte Kartierung des Verf. gliedert die metamorphe Gesteinsserie nach ihrer petrographischen Beschaffenheit. Es zeigte sich, daß die ursprünglich tonig-sandige Schichtenfolge verschiedenartige Metamorphisierungsgrade aufweist und offenbar auch unterschiedlichen diaphthoritischen Einflüssen unterlag.

Der folgenden makroskopischen Gesteinsbeschreibung liegen noch keine mikroskopischen Auswertungen zugrunde; diese sind Gegenstand eines eigenen Abschnittes. Da durch oft ausgedehnte Waldbestände bereichsweise kein anstehendes Gestein angetroffen wurde, mußten Lesestücke mit zur Kartierung und Gesteinsbeschreibung herangezogen werden.

Als Geländekarten dienten die Katasterblätter des Bayerischen Landesvermessungsamtes im Maßstab 1 : 5000 mit Höhenlinien. Die Reinzeichnung erfolgte auf der topographischen Karte 1 : 25 000. Die Gesteinsbeschreibung beginnt im Osten mit der höchst metamorphen und liegendsten Schichtenfolge.

ESE von Wernersreuth, bei Egglasgrün und im Distrikt Heidelberg treten *Andalusit - Chlorit - Quarz - Granatphyllite*¹⁾ auf. Auffallend sind die morphologische Herausragung dieser Gesteinsserie und der makroskopisch anscheinend sehr geringe Grad der Diaphthorese. Die sehr häufig zu beobachtenden, cm-langen Andalusite erscheinen nicht zersetzt. Serizit als Gesteinsgemengteil fällt nicht auf. Der Quarzgehalt findet sich in vielen Fällen bevorzugt als Quarzmobilisation in s. Arsenkieskristalle und -aggregate in Putzenform können gelegentlich in diesen Quarzen festgestellt werden. Hervorzuheben ist, daß die Quarzmobilisationen hauptsächlich als in B eingeregelt Linsen und Knauern auftreten; vielfach erscheint das Fältelungs-B aufgeprägt. Die Quarzlinsen weisen Größenordnungen (\perp B) vom mm- bis dm-Bereich auf und werden von ac-Klüften oft vollkommen glatt geschnitten. Östlich und nördlich von Rosall wird diese metamorphe Serie auffallend quarzreicher. Die Andalusitführung ist weiterhin vorhanden. Sie hält sich vorwiegend an die glimmerreichen Lagen.

¹⁾ Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben „phyllitisierte Glimmerschiefer“ (Abschnitt C I a).

Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit stets erkennbarer Andalusit-Beteiligung sind für die nach Westen sich anschließenden Bereiche charakteristisch. Sie sind von Panzen über Wernersreuth, Grünhau bis Kornerhau und von Kornmühle bis Schwarzteich anzutreffen. Auch hier finden sich Quarzmobilisationen in den beschriebenen Größenordnungen in s. Serizit ist in deutlicher Weise als Gesteinsgemengteil vertreten. Die Festigkeit dieser Gesteine liegt klar unter der der Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite. Auch im Westen des Kartierungsbereiches (Hammerholz, Im Berg) sowie südlich und südwestlich der Bienhöhe tritt dieser Gesteinstyp auf.

Chlorit-Serizit-Quarzphyllite ohne erkennbare Andalusitbeteiligung stehen im NE und NW von Poxdorf an. Diese kartierte Gesteinsserie zeigt den niedrigsten Metamorphosegrad. Glimmeranteile (Muskovit und Biotit) treten fast völlig zurück. Der Phyllit selbst erscheint sehr quarzarm; die vorhandene Quarzsubstanz liegt überwiegend als Quarzknauern und -linsen vor. Die Komponenten Serizit und Chlorit stellen die Hauptgemengteile dar. Bei weitgehender Zersetzung blättert der letztgenannte Phyllittyp sehr fein in s auf. Eine dadurch ermöglichte durchgreifende Oxydation führte zur Bildung von Limonit, so daß diese feinblättrigen Phyllite durchweg rötlich bis braun gefärbt sind. Sie finden sich als Lesestücke nördlich von Poxdorf und im Bereich der oberen Hahnenleite.

Von dieser Gesteinsart gut unterscheidbar sind die limonitführenden Quarz-Serizitphyllite bis Serizitquarzite im Gebiet von Höllschlag, Wallerinn, Unterer und Mittlerer Hahnenleite, Graslohe, Eggerten, Kammerinn, Distrikt Hammerholz sowie südlich und westlich von Zirkenreuth. Der primär im Sediment vorliegende Fe-Gehalt war größer als bei den bisher betrachteten Gesteinen. Mitunter kommt das Auftreten von Limonit in s gut zum Ausdruck; von hier aus erfolgt gewöhnlich diffuse Verteilung in das umgebende Gesteinsgefüge.

Wird die Beteiligung von Fe noch größer, so gehen diese Gesteine in die Hydrohämait-Quarzphyllite bis -Quarzite über. Die Wechsellagerung von Quarz-, Serizit- und Hydrohämaitlagen erscheint in oft demonstrativer Weise. Offenbar vermochte die Verwitterung die bis max. 0,5 cm starken Hydrohämaitbänder nicht in Limonit umzuwandeln. Nur randlich kommt es zu leichter Limonitisierung. Vielfach liegt der Quarzgehalt wieder in Quarzmobilisationen fixiert vor. Anstehend wurden diese Gesteine nicht angetroffen. Sie fanden sich als Lesesteine im Bereich von Archenohe sowie mit den limonitführenden Quarz-Serizitphylliten bis Serizitquarziten vergesellschaftet bei der Unteren Hahnenleite und südlich davon.

Limonitreiche Serizitphyllite mit zum Teil sehr geringen Quarzanteilen stehen in der Umgebung von Pfaffenreuth an. Die Verwitterung war hier intensiv und tiefgründig. Zuweilen erscheinen diese Phyllite völlig gebleicht und stellen Serizitphyllite dar. Auffallend sind die Pseudomorphosen von Limonitkonzentrationen nach Andalusit und Biotit. Das Gestein zerfällt sehr leicht; nach der Tiefe zu nimmt der Einfluß der Verwitterung — wie die Bohrungen nördlich der Bienhöhe zeigten — allmählich ab, bis bei ca. 50 m wieder kompakte Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung auftreten. Offenbar wurde die Quarzsubstanz in den oberflächennahen Bereichen infolge lateritischer Verwitterung dem Gestein entzogen und abgeführt. Ehe-

malige thermale Säuerlinge, die von M. SCHUSTER (1924) als Ursache tiefgreifender Zersetzung der Phyllite in der Gegend von Marktredwitz, Arzberg und Waldsassen betrachtet werden (aszendente Zersetzung), sind für die Gesteinsverwitterung im Raum Pfaffenreuth kaum verantwortlich zu machen. Auch im südöstlichen Nahbereich der Lagerstätten konnte Bohrungen zufolge beobachtet werden, wie gebleichte, feinblättrige, äußerst quarzarme Serizitphyllite mit fortschreitender Tiefe (etwa 50 m) in feste Chlorit-Serizit-Quarzitphyllite mit reichlicher Andalusitführung übergehen.

Bei den bisher beschriebenen Gesteinstypen war stets die von Tektonik und Metamorphose nicht verwischte stoffliche Wechsellagerung erkennbar. Das Fältelungs-B war allen s-Flächen aufgeprägt, so daß die bisher betrachteten Gesteine als BS-Tektonite zu bezeichnen sind.

Im Gebiet von Teichtelrangen und weiter südwestlich davon sowie östlich von Wernersreuth finden sich als Lesestücke Quarzite, die z. T. kein s erkennen lassen. In der Mehrzahl der Fälle zeigen diese Lesestücke eine braune Randfärbung, die nach dem Gesteinsinnern in eine rötliche Färbung und dann in das Grau des Quarzites übergeht. Der akzessorische Magnetitanteil durchläuft mit Annäherung an den Handstücksrand verschiedene Oxydationsstufen und wird in Hämatit bzw. Limonit umgewandelt. Gelegentlich treten in dieser Quarzitfolge auch limonithaltige Serizitquarzite auf, die Andalusitführung erkennen lassen. Da Limonit und Serizit vorwiegend in s fixiert sind, geht der Zerfall des Gesteins im Zuge der Verwitterung leicht vonstatten. Markante braune bis rotbraune Bodenfärbung und kleine limonithaltige Serizitquarzitstücke sind die Folge.

Als Lesestücke wurden im nördlichen Bereich der Oberen Hahnenleite und in der Unteren Hahnenleite Quarz-Turmalingesteine angetroffen. Sie erscheinen sowohl als Ganggestein als auch als turmalinisierte Quarzite. In letzterer Ausbildung wechsellagern Quarz- und Turmalinlagen, wobei die Turmaline bevorzugt die ursprünglich serizitischen Lagen verdrängten. Lediglich eine Bohrung auf der Bienhöhe (ZH 13) erbrachte bei 69 m Tiefe dieses Gestein anstehend. Gelegentlich war bei den Lesestücken etwas Limonit (vorwiegend als Rubinglimmer) mit vergesellschaftet. Kleine Pyritlinschen konnten in dem erbohrten Quarz-Turmalingestein beobachtet werden. Sie hielten sich an Korngrenzen von Quarz und Turmalin, bzw. fanden sich im Turmalin.

Bei Punkt 551 im Raum von Schwarzteich tritt anstehend ein sonst in der gesamten kartierten Gesteinsserie unbekanntes, massig erscheinendes Chlorit-Granatgestein auf. Die Granate sind gleichmäßig als ca. 1—2 mm große Kristalloblasten ausgebildet. Dieses Gestein ist auf der NW-Seite eines kleinen, schon lange stillgelegten und zum Teil schon verbrochenen Steinbruches aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Chlorit-Granatgesteins dürfte zwischen 5 und 8 m liegen. Das Streichen (NE—SW) dieser Serie konnte über 40 m verfolgt werden. Größere streichende Erstreckungen bzw. Mächtigkeiten sind jedoch auf Grund fehlender Aufschlüsse nicht ausgeschlossen.

Im Gebiet von Grünhau, Kornerhau, Sulzschlag, Zirkenhau und Fichtenlohe, wo Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit deutlicher Andalusit-Beteiligung anstehend auftreten, sowie westlich und östlich von Nasser Schlag im NW des Kartierungsgeländes mit limonitführenden Quarz-Serizitphylliten als an-

stehendem Gestein finden sich als Lesestücke Hydrohämait-Quarzkonglomerate; Psilomelan-Quarzkonglomerate und Limonit-Quarzkonglomerate sind seltener. Die Grundmasse besteht aus Hydrohämait, Limonit (als Nadeleisenerz), Psilomelan und feinstem Quarz. Die Größenordnung der Quarzgerölle liegt bei 5—30 mm, maximal 120 mm ϕ . Auch Phyllitstückchen gehören mit zu den Einschlüssen in der Grundmasse. Während bei den Hydrohämait- und den Psilomelan-Quarzkonglomeraten nur abgerollte Quarze und Phyllitstückchen die Geröllkomponenten darstellen, kommen diesbezüglich bei den Limonit-Quarzkonglomeraten noch Basaltbruchstücke hinzu (nördlich von Altenhammer). In dem kartierten Gelände wurden die Konglomerate (meist Hydrohämait-Quarzkonglomerate) als Lesesteine bis zu $0,65 \times 0,35 \times 0,15$ m Größe beobachtet. Begehungen außerhalb des Kartierungsbereiches ergaben, daß diese Konglomerate am „Kapellberg“ bei Ottengrün südwestlich von Neualbenreuth auf einem Bereich von 12—15 m² aufgeschlossen waren. Es handelte sich um eine Kiesgrube, an deren Südseite (Oktober 1956) die Konglomerate kompakt und massig auftraten. Das lockere Quarzkiesmaterial auf der N-Seite der Kiesgrube hat genetisch mit den kompakten Konglomeraten nichts gemeinsam. Diese Konglomerate stellen außerdem auch kein Schichtglied der metamorphen Gesteinsserie dar; sie sind daher zeitlich zwischen die Bildung der metamorphen Gesteine und der Kieslockermassen einzuordnen. Bei den Lesestücken erwies sich das Bindemittel der Konglomerate gegenüber den Angriffen der Atmosphärien wenig widerstandsfähig, so daß die Quarzgerölle oft stark herauswitterten.

Limonite als Abtragungsprodukte der Eisernen Hüte der Lagerstätten, welche bis zu ihrem Abbau auf Brauneisenerze morphologische Erhebungen darstellten²⁾, finden sich reichlich südwestlich des Eisernen Hutes des P-Lagers sowie östlich und südöstlich des Eisernen Hutes des M-Lagers. Die Größenordnung der abgetragenen Limonitstücke schwankt in weiten Grenzen (bis $45 \times 30 \times 30$ cm). Abrundung an den Limoniten ist durchweg zu beobachten. Im Nahbereich der Eisernen Hüte liegen die Limonite auf dem tiefgründig verwitterten Anstehenden, während südwestlich von Griesbrunnen im ganzen Profil des Gehängeschutts Limonite auftreten. Anstehend wurden diese bisher weder durch Schürfräben, noch durch Bohrungen festgestellt.

Auffallend abgerollte Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte, vgl. Abschnitt C II a 1 (a), fanden sich 1956 weiterhin südlich von Zirkenreuth, etwa 100 m südlich von Punkt 443. In einer nach E halbkreisförmig geöffneten Kiesgrube kann deutlich Schrägschichtung, die nach SSW einfällt, beobachtet werden. Im allgemeinen ist Kornklassierung vorhanden; es treten Sande, gröbere Quarze (3—4 cm ϕ) und z. T. noch kantige Quarzite auf, die denen aus dem Gebiet Teichtelrangen entsprechen. Dazwischen sind gelegentlich ca. $8 \times 12 \times 12$ cm große abgerollte Limonite eingeschaltet. Auch Hydrohämait-Quarzkonglomeratstücke konnten in diesen Ablagerungen beobachtet werden. Bedeutungsvoll für später zu erörternde genetische Zusammenhänge ist die Tatsache, daß zwischen den Eisernen Hüten der Lagerstätten und der Kiesgrube das weit ausgeschnittene

²⁾ Infolge reichlicher Quarzbeteiligung und somit wenig geschätzter Eisenerze wurde früher der Eiserner Hut des M-Lagers kaum gewonnen, so daß er noch heute morphologisch aus der Umgebung herausragt.

Tal des Kornmühlbaches liegt und daß die Kiesgrube gegenüber den Eisernen Hütten auf einer Entfernung von 2,55 km nur um ca. 40 m tiefer liegt.

Auf Grund von Limonitfunden und eines ausgedehnten Pingenfeldes im Bereich der Bienhöhe wurde ein Schürfgraben angelegt, der im anstehenden Gestein eine serizit- und quarzhaltige Limonitlinse ($2,5 \times 2 \text{ m} \perp \text{ B}$) aufschloß. Weitere Untersuchungen zeigten, daß diese bald ausdünnte. Die Prüfung hinsichtlich einer möglichen Verdickung im Einschieben verlief ergebnislos.

Während die bisher beschriebenen Limonitvorkommen in umgrenzbaren Anreicherungen auftraten, wurden im Distrikt Hammerholz dichte Nadeleisenerzstücke ohne jegliche Konzentration und unregelmäßig verteilt festgestellt. Struktur- und erzmikroskopische Untersuchungen werden gesondert beschrieben.

II. Tektonische Gefügeanalyse

Um den tektonischen Bau des kartierten Gesteinsbereiches kennenzulernen, soll eine Analyse der B-Achsen, s-Flächen und Klüfte vorgenommen werden. Tektonische, gefügeprägende Phasen sind hiermit feststellbar; unabhängig von den bisher umstrittenen Ansichten über den Einfluß und die Prägungskraft der kaledonischen bzw. variscischen Orogenese in diesem Gebiet (H. R. v. GAERTNER, 1949; H. RECHENBERG, 1953) liefert diese Methode subjektiv nicht beeinflusste, kontrollierbare Ergebnisse.

Eine Gefügeanalyse des unmittelbaren Nebengesteins der beiden Lagerstätten im Grubenbereich wurde von W. SPROSS (1954) vorgenommen; nach seinen Worten ist es „wünschenswert, neben der geologischen Kartierung auch eine allgemeine tektonische Untersuchung nach der SANDERSchen Methode durchzuführen, um so die aus der vorliegenden Arbeit gewonnenen Erkenntnisse in den Rahmen der allgemeinen Tektonik einbauen zu können“. Leider war es im Gegensatz zu der Arbeit von W. SPROSS nicht möglich, Messungen in gleichmäßigen Abständen am Anstehenden vorzunehmen, so daß mitunter auf weite Erstreckung hin keine Messung vorliegt. Es können die Aussagen daher grundsätzlich nicht so weit gespannt werden, wie dies bei anderen, ähnlichen Arbeiten geschah.

Wie bei der makroskopischen Gesteinsbeschreibung beginnt die Diskussion der gefügeanalytischen Untersuchungsergebnisse bei der östlichsten Gesteinsserie der Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite; infolge der morphologischen Herausragung und der kaum beobachteten Verwitterung konnte hier am ehesten noch in gleichmäßigen Abständen gemessen werden.

a. Analyse der B-Achsen

Die Ermittlung dieser Gefügedaten erfolgte durch Visur-Messung und durch Ablesen von orientiert entnommenen Handstücken. Zur Kontrolle wurden Korngefügemessungen ausgeführt.

Das Diagramm aus dem östlichen und nördlichen Bereich von Rosall (Abb. 1, D I) läßt eine weite Streuung der B-Achsenrichtungen erkennen. Auf einer Reihe von Handstücken konnten Überprägungen altersverschiedener B-Achsen festgestellt werden, wobei die jüngeren B-Richtungen meist nur spärlich und schwach

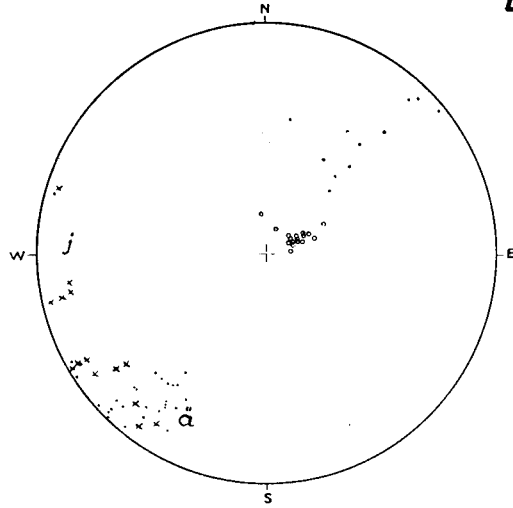
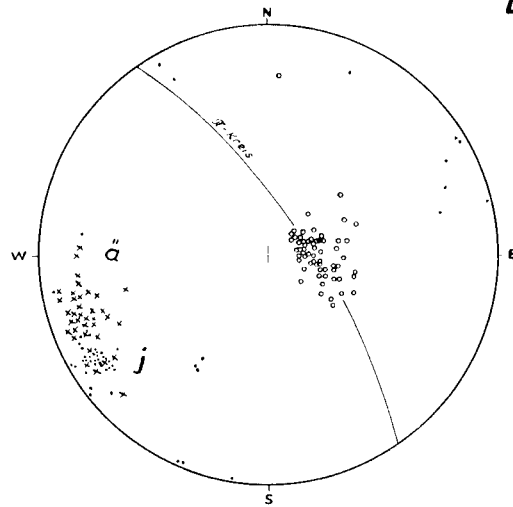
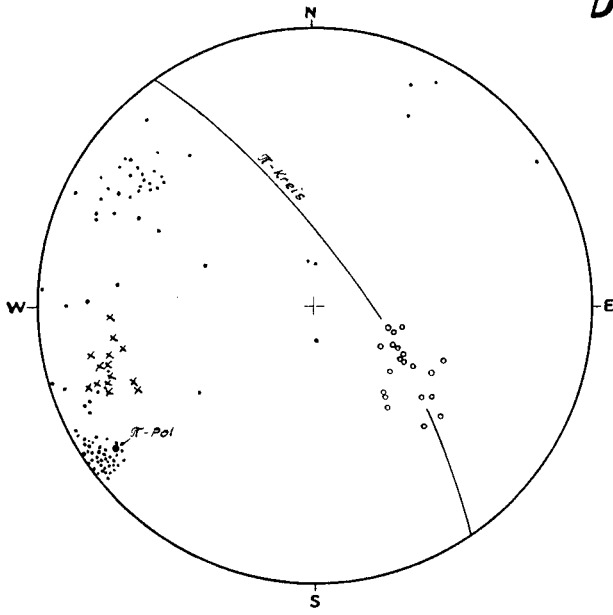
D I**D II**

Abb. 1.

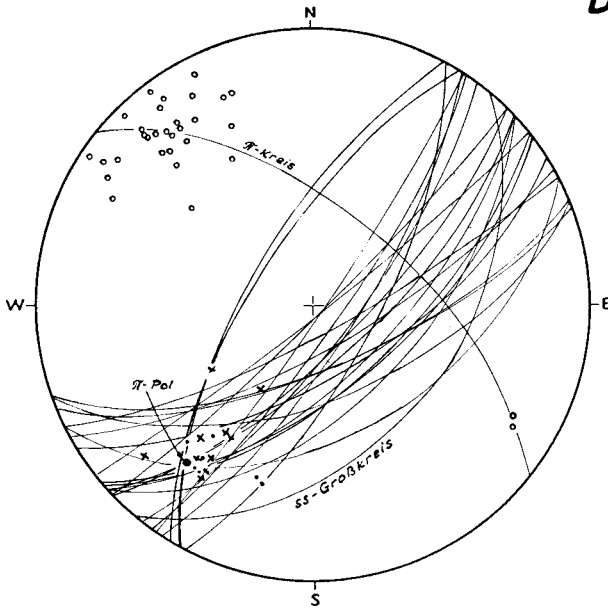
○ - ss-Pol × - B-Achse · - Kluft-Pol
 j - jüngere B-Achse ä - ältere B-Achse

erkennbar sind. Der Schwerpunkt der älteren B-Achsen liegt bei ca. 38 E 12 SW, der der jüngeren B-Achsen bei ca. 78 E 10 W. Weiterhin zeigt sich auf anderen Handstücken, daß im Bereiche zwischen diesen Richtungen ebenfalls noch B-Achsenrichtungen existieren, die meist ohne Überprägung vorliegen. Zwar waren gelegentlich auch hier schwache Anzeichen anderer, spitzwinklig dazu erscheinender Achsen vorhanden, die aber zur Vermeidung von Überdeutungen der Gefüge nicht berücksichtigt wurden. Die Korngefügeuntersuchung erwies zudem, daß diese angedeuteten Richtungen nicht mehr korngefügeprägend waren.

D VI



D XIV



○ - ss-Pol × - B-Achse • - Kluft-Pol

Abb. 2.

Überraschend erscheint zunächst das Ergebnis der B-Analyse des südlichen Bereichs von Egglasgrün (Abb. 1, D II). Der Schwerpunkt der jüngeren B-Achsen liegt bei ca. 68 E 16 W, während derjenige der älteren bei ca. 81 E 17 W liegt. Der gesamte Streubereich umfaßt 30° , wobei diesmal nur vereinzelt unüberprägt auftretende B-Richtungen über den ganzen Streubereich verteilt vorliegen. Kaum erkennbare, spitzwinklig zur B-Achse geprägte Richtungen sind zuweilen wieder beobachtbar. Bei der abschließenden Betrachtung der gefügeanalytischen Untersuchung wird auf diese Ergebnisse noch einmal Bezug genommen.

Im Steinbruch von Egglasgrün (D III) umfaßt der Streubereich nur 15° ; die B-Achse im Schwerpunkt liegt bei ca. 78 E 15 W. Gelegentlich zu beobachtende (bei schräg auffallendem Licht) feinste spitzwinklige (ca. 20°) Lineare wurden im Diagramm nicht mehr erfaßt; sie erlaubten zudem keine verlässlichen Altersangaben.

Im Distrikt Heidelberg (D IV) kommt es dagegen wieder zu etwas größeren Streuungen (22°) der B-Achsen. Es ergab sich für B 83 E 19 W.

Messungen in folgenden weiteren Bereichen und zwar bei Mitterbühl und Wolfsbühl (D V) zeigten die B-Schwerpunktlage bei 76 E 24 W, im Steinbruch SE von Wernersreuth (Abb. 2, D VI) B mit 74 E 23 W und im Raum östlich der Kapelle Allerheiligen (D VII) B mit 66 E 28 SW. Die Streuungen der B-Linearen um die Schwerpunkte betragen $15\text{--}20^\circ$. Schwankungen sowohl im Streichen als auch im Eintauchen von B über einen Bereich von $15\text{--}20^\circ$ sind im Steinbruch nordöstlich von Wernersreuth (D VIII) zu beobachten. Der Schwerpunkt der wenigen möglichen Messungen ergibt B mit ca. 67 E 21 SW.

Die bisher ermittelten B-Achsenlagen streuen in der Streichrichtung zwischen 38 E und 83 E, im Eintauchen zwischen 10° und 28° .

Die B-Achsenlage der Chlorit-Serizit-Quarzphyllite ohne erkennbare Andalusitführung nordöstlich und nordwestlich von Poxdorf (D IX) weist die bisher stärkste Streuung im Streichen und Einfallen auf. Aus nur 10 möglichen Messungen ergibt sich eine Schwankung der Streichrichtung von $50\text{--}85^\circ$ E und des Eintauchens von $6\text{--}56^\circ$. Die herausfallenden Streuwerte des Einschiebens sind in diesem Fall wahrscheinlich durch jüngere Störungen verursacht, wofür Versetzungen von stofflichen Vorzeichnungen und auffallend wechselnde Richtungen der Harnischrillen sprechen mögen.

Im Bereich von Kornmühle (D X) ergibt das Diagramm der B-Achsen 68 E 29 SW. Es existiert ein Streubereich von 26° hinsichtlich der Streichrichtung. Das gilt ebenfalls für die B-Achsenlagen in den Steinbrüchen von Zirkenreuth (D XI). Das Maximum für B liegt dort bei ca. 58 E 28 SW.

Nach Messungen in den Schürffgräben auf der Bienhöhe (D XII) streicht die B-Achse 60° E und taucht mit 36° nach SW ein. Im Raum Pfaffenreuth (D XIII) wurde die B-Richtung mit 49 E 6 SW festgestellt; im Gebiet von Im Berg (Abb. 2, D XIV) mit 38 E 38 SW. Im SE und NE von Altenhammer (D XV) ergibt sich für B 38 E 22 SW.

b. Analyse der s-Flächen (Schichtungs-s)

Die Unterscheidung von Schieferungs- und Schichtungs-s war grundsätzlich möglich. Weder die tektonischen noch metamorphen Ereignisse verwischten die primäre stoffliche Wechsellagerung. In Zweifelsfällen wurden Schieferungs- und Schichtungs-s im Dünnschliff kontrolliert. Die ss-Daten für den östlichen und nördlichen Bereich von Rosall (D I) betragen 26 W 12 WSW. Hervorzuheben ist der geringe Streubereich der Pole der ss-Flächen. Das Streichen im südlichen Bereich von Egglasgrün (D II) wechselt auf N—S bei einem Einfallen von 16 W. Der Streubereich des Streichens erweiterte sich auf ca. 30°. Für eine zweifelsfreie Festlegung des π -Kreises reicht die Anordnung der ss-Pole allein noch nicht aus. Die Frage soll aber bei der Analyse der ac-Klüfte nochmals erörtert werden.

Das mittlere Streichen im weiter nördlichen Bereich der Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite ist relativ einheitlich und schwankt zwischen 32—42 E bei einem Einfallen von 22—45 NW. Die Werte mit geringerem Einfallen kommen vor allem für den Raum Egglasgrün (D III), Distrikt Heidelberg (D IV) und den Steinbruch im SE von Wernersreuth (D VI) in Betracht, die mit steilerem Einfallen für das Gebiet von Mitterbühl, Wolfsbühl (D V) und östlich der Kapelle Allerheiligen (D VII).

Wie bereits die B-Achsenlagen, streuen auch die ss-Flächen im Bereich nordöstlich und nordwestlich von Poxdorf (D IX). Bei der Angabe des mittleren Streichens von ca. 40 E und des mittleren Einfallens 52 NW muß auf den Streuwert von 35° für das Streichen und das Einfallen sowie auf die geringe Anzahl von erreichbaren Messungen hingewiesen werden.

Ein Hervortreten von N—S-Streichrichtungen der ss ergibt sich im Steinbruch nordöstlich von Wernersreuth (D VIII). Die mittlere Richtung von Streichen und Einfallen beträgt ca. 16 E 26 W, wobei der Streubereich des Streichens bei 65° liegt. Die Konstruktion eines π -Kreises erlaubt die Lage der ss-Pole; der π -Pol fällt genau mit dem Schwerpunkt für B (67 E 21 SW) zusammen. Nach SANDER (1948, S. 139) ist damit der Beweis erbracht, daß die Prägung von B und die tautozonale Lageverstellung der ss-Flächen syntektonisch in einem Akt erfolgt waren. Derselbe Vorgang läßt sich für den Bereich von Kornmühle (D X) wiederholen. Wie aus dem Diagramm hervorgeht, liegen die ss-Pole auf einem π -Kreis; der zugehörige π -Pol liegt mit 76 E 22 WSW nicht allzuweit vom B-Schwerpunkt (68 E 29 SW) entfernt.

Eine andere Möglichkeit zur Auswertung der ss-Flächenlagen bietet sich in der direkten Ermittlung der Schnittpunkte von ss-Großkreisen. Die Schnittpunkte ergeben ein β -Maximum, welches mit dem π -Pol zusammenfallen kann.

Das Diagramm von den Steinbrüchen bei Zirkenreuth (D XI), welches einen Sattel erfaßte, zeigt einen π -Kreis, dessen π -Pol mit dem Schwerpunkt der B-Achsen (58 E 28 SW) zusammenfällt. Die Schnittpunkte der ss-Großkreise ergeben 2 Maxima, von denen das eine sich mit dem π -Pol und dem B-Schwerpunkt deckt. Die Veränderungen im Streichen und Einfallen der Schichtflächen sind somit jenem Prägungsakte zuzuordnen.

In den Schürftgräben auf der Bienhöhe (D XII) kann allgemein ein Streichen NE—SW bei einem Einfallen von 20—60° nach NW beobachtet werden. Bei den wenigen Messungen und der großen Streuung der ss-Pole befriedigt die Angabe eines „Maximums“ nicht.

Das Diagramm der Hohlwege von Pfaffenreuth (D XIII) zeigt bei der Erfassung einer Mulde die π -Pollage mit 43 E 6 NE. Eine ergänzende Gegenüberstellung der Schnittpunkte der ss-Großkreise läßt das eine β -Maximum dem π -Pol, das andere mit 40 E 3 W dem B-Schwerpunkt (49 E 6 SW) benachbart erscheinen. Die Messungen im Bereich der limonitreichen Serizitphyllite waren schwierig ausführbar; die Tendenz einer syntektonisch in einem Akt erfolgten Prägung von B und einer tautozonalen Anordnung der ss-Flächen kommt trotzdem gut zum Ausdruck.

Das Diagramm aus dem Raum von Im Berg (D XIV) zeigt den π -Pol-Schwerpunkt mit ca. 41 E 28 SW in enger Nachbarschaft des B-Schwerpunktes (38 E 38 SW). Die Schnittpunkte der ss-Großkreise vermitteln kein klar hervortretendes Maximum; es könnte die geringe Häufung im Nahbereich von B zur Bestätigung des π -Pols herangezogen werden. Die Schichtenfolge fällt mit ca. 50 E 71 SE ein. Die beiden Messungen, wonach die Schichten nach NW einfallen, stammen aus dem SE von Im Berg, während das Einfallen von ss nach SE im NW von Im Berg festgestellt wurde.

Die wenigen Meßergebnisse, die aus dem Bereich SE und NW von Altenhammer (D XV) zu erhalten waren, lassen das Zusammenfallen des π -Pols (38 E 20 SW) mit B (38 E 22 SW) erkennen. Auch hier ist die Veränderung von Streichen und Einfallen der Schichten auf die B-Prägung zurückzuführen.

c. Analyse der Klüfte

Aus dem Diagramm vom Raum östlich und nördlich von Rosall (D I) ist das Auftreten eines größeren Streubereiches der Streichrichtung der B-Achsen mit der Kennzeichnung der älteren und jüngeren B-Richtung ersichtlich. Von Wichtigkeit für spätere Erörterungen ist die Tatsache, daß hier ausschließlich der älteren B-Achse 38 E 12 SW in eindeutiger Weise ac-Klüfte zugeordnet sind. Ebenso gehören zu dieser Achse die Okl-Klüfte. Der jüngeren B-Achse 78 E 10 W waren weder ac-Klüfte, noch Okl-Klüfte zuordenbar. Andere Kluffrichtungen existierten nicht.

Ebenfalls von Wichtigkeit ist das Ergebnis aus dem südlichen Bereich von Egglasgrün (D II). In gleich eindeutiger Weise sind die ac-Klüfte der jüngeren B-Achse 68 E 16 W zugeordnet. Lediglich 2 ac-Klüfte gehören zum älteren B mit 81 E 17 W. Weiterhin ist die Zuordenbarkeit der Okl-Klüfte zum jüngeren B erkennbar. Bei der Analyse der ss-Flächen wurde darauf hingewiesen, daß die Anordnung der ss-Pole im allgemeinen für die Konstruktion des π -Kreises nicht ausreicht. Es kann aber festgestellt werden, daß die Tendenz einer Anordnung auf einem π -Kreis gegeben ist; zeichnet man dementsprechend einen π -Kreis, so fällt dessen π -Pol genau in das Maximum der ac-Klüfte. Prägung des jüngeren B und Veränderung im Streichen und Einfallen der Schichten sind daher demselben tektonischen Akte zuzuordnen.

Im Steinbruch von Egglasgrün (D III) fallen die ac-Kluffpole mit der einen vorhandenen B-Achse fast zusammen. Häufiger als die ac-Klüfte sind jedoch die zugehörigen Okl-Klüfte. Wenige Klufflagen in hkl-Lage zu dieser B-Richtung waren außerdem vorhanden.

Im Distrikt Heidelberg (D IV) treten Klüfte mit NE-SW-Streichen häufiger auf als die spärlich vorhandenen ac-Klüfte. Im Raum von Mitterbühl und Wolfsbühl (D V) dominieren Okl-Klüfte.

Im Steinbruch SE von Wernersreuth (D VI) fällt die B-Achsenrichtung 74 E 23 W nicht mit dem eindeutig besetzten Kluftpol-Maximum bei 55 E 8 SW zusammen. Die im Streubereich der B-Achsen auftretenden ac-Klüfte sind nicht wie bisher schwerpunktartig angehäuft, sondern streuen wie die B-Achsen. NE—SW streichende Klüfte stellen nach den Kluftpolen bei 55 E 8 SW die nächstdominierende Klufttrichtung dar. Interessant und von Wichtigkeit für die später darzulegenden Folgerungen aus der tektonischen Analyse ist, daß die Tendenz einer bevorzugten Anordnung der ss-Pole auf einem π -Kreis besteht, dessen π -Pol in den Bereich des Kluftpol-Maximums bei 55 E 8 SW fällt.

Auch im Raum östlich der Kapelle Allerheiligen (D VII) deckt sich ein Kluftpol-Maximum mit 58 E 7 SW nicht mit den eingetragenen B-Achsenlagen. Ähnlich wie im Steinbruch SE von Wernersreuth liegt dieses Kluftpol-Maximum (58 E 7 SW) südlich der B-Achsen. NE—SW streichende steilstehende Klüfte und WNW—ESE streichende ebenfalls steilstehende Scherkluftlagen treten noch bevorzugt auf. Die Kluftpolhäufung (60 E 6 W) im Steinbruch nordöstlich von Wernersreuth (D VIII) liegt ebenfalls südlich der B-Achsenhäufung (67 E 21 W).

Weitere Kluftmessungen liegen aus dem Raum: Im Berg (D XIV) und im SE und NE von Altenhammer (D XV) vor. In ersterem Gebiet fallen die Kluftpole weitgehend mit den B-Achsen zusammen und sind als ac-Klüfte von vornherein zu bezeichnen, während in letzterem Gebiet in Okl-Richtung streuende Klüfte der meßbaren B-Achse zuordenbar sind.

d. Folgerungen aus der tektonischen Gefügeanalyse

Bei der Analyse der B-Achsen fiel auf, daß auf relativ kurzer Entfernung zwischen dem Gebiet östlich und nördlich von Rosall (D I) und dem südlichen Raum von Egglasgrün (D II) ältere und jüngere B-Achsen die „Plätze tauschten“. Zudem ist der große Streubereich der B-Richtungen besonders in diesen Gebieten hervorzuheben. Bedeutsam ist ferner, daß sich die bestimmten Kluftpolhäufungen bei nur geringen Abweichungen ihrer Raumlage im Gebiet Rosall und südlich Egglasgrün einmal dem älteren und einmal dem jüngeren B als ac-Klüfte zuordnen. In solchen Fällen ist jedoch die Verstellung der ss-Flächen nur auf jenen Formungsakt zurückzuführen, dem diese ac-Klüfte zuzuordnen sind.

An dieser Stelle drängen sich die neueren Erkenntnisse von F. KARL (1954, S. 150 und 151) auf, wonach „die einzelnen B-Richtungen eher für die Auflösung eines Bewegungsmechanismus verwendet werden sollen, als für zeitliche Trennung einzelner B-achsialer Prägungen untereinander“. Die „älteren“ und „jüngeren“ B-Achsen in dem betrachteten Bereich sind nicht als Bewegungsabbildungen zeitlich weit auseinanderliegender tektonischer Ereignisse zu betrachten, sondern müssen als „Teilphasen“ eines Bewegungsablaufes verstanden werden.

Beim Versuch, homogene Bereiche hinsichtlich der B-Achsenlagen abzugrenzen, ergab sich ein den südöstlichen Kartierungsbereich umfassender (D I—D X) Homogenitätsbereich und ein solcher im NW-Kartierungsraum (D XI—D XV). Im Sammeldiagramm D 1 (vgl. Abb. 3, D 1) wurden die Messungen aus den Diagrammen D XI—D XV zusammengefaßt. Im NW-Homogenitätsbereich existieren demnach 2 gleichwertige B-Achsen-Ma-

D 1

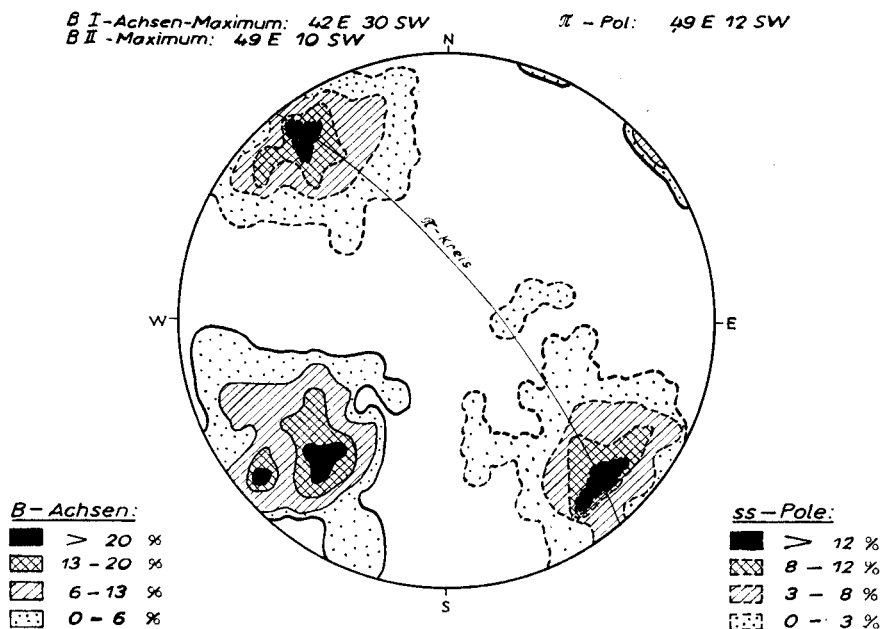


Abb. 3. B-Achsen und ss-Pol-Diagramm.

xima mit B I 42 E 30 SW und B II 49 E 10 SW. Die Auswertung der ss-Pole zeigt, daß der π -Pol mit 49 E 12 SW gleiches Streichen und fast gleiches Eintauchen wie das B II-Maximum hat. Die ss-Flächenverstellung ist demnach der B II-Achsenprägung zuordenbar. Unterschiedlich deutliche, feine, spitzwinklig zur freisichtig erkennbaren B-Achse verlaufende Linearen weisen auf lokale Differenzierung der B prägenden Formungen hin.

Für den SE-Homogenitätsbereich ergab das Sammeldiagramm D 2 (Abb. 4, D 2) ein Kluftpol-Maximum mit 58 E 7 SW, das nicht mit dem B-Achsen-Maximum (Abb. 5, D 3) zusammenfällt. Dieses liegt bei 78 E 20 W und unterscheidet sich in seiner Lage erheblich von den beiden B-Maxima des NW-Homogenitätsbereiches. Der π -Pol mit 62 E 16 W liegt in enger Nachbarschaft des Kluftpol-Maximums, weshalb die Veränderung von Streichen und Einfallen der Schichten dem dominierenden Formungsakt der Klufttektonik zuzuordnen ist. Demgegenüber stehen mehrere Formungsereignisse, die nach West drehende B-Achsen mit auffallend wenig ac-Kluftbildungen erzeugten. Die oft sehr feinen und kaum zu erfassenden, spitzwinklig zur gut sichtbaren B-Richtung erscheinenden Linearen waren nicht mehr korngefügeprägend; für sie existiert kein Quarzgürtel. Ergänzend muß den gesteinsmikroskopischen Untersuchungen vorweggenommen werden, daß im Verlauf der Metamorphose 3 „Formungsteilphasen“ (S. 36) auseinanderzuhalten waren, die einem Bewegungsablauf angehörten.

Im Zuge des Bewegungsablaufes führte eine „Teilphase“ zu intensiverer ac-Kluftbildung und Verstellung der Schichtflächen, während andere „Teilphasen“ betontere B-Prägung bei schwächerer ac-Klüftung zur Folge hatten.

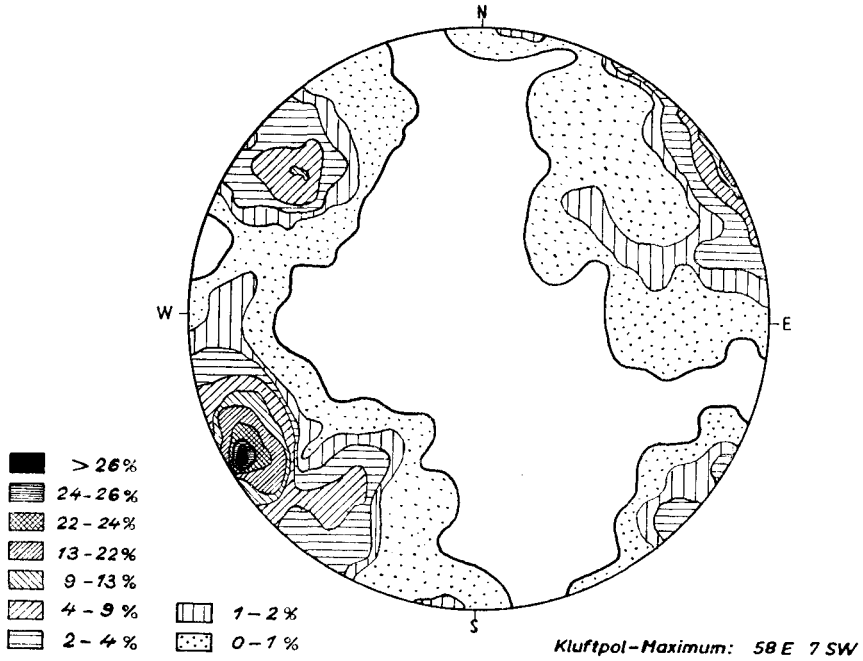


Abb. 4. Kluftpol-Diagramm.

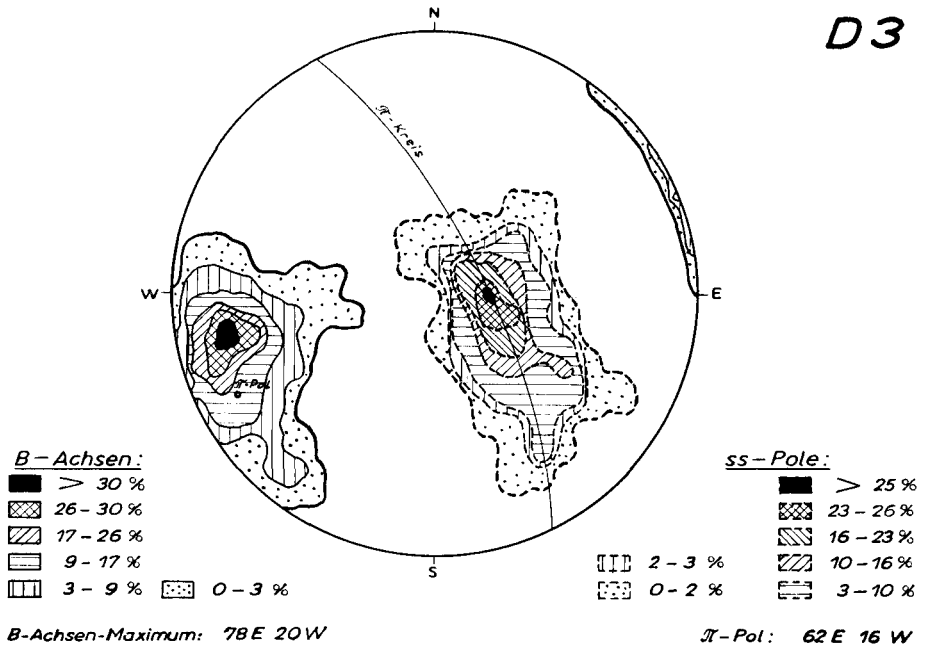


Abb. 5. B-Achsen und ss-Pol-Diagramm.

In dem östlichen Kartierungsbereich der Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite treten diese Teilformungsakte betont auf. Sie verlieren sich nach Westen zu, bis westlich des Lagerstättenbereiches nur mehr NE—SW streichende B-Achsen, denen die ss-Verstellung zuzuschreiben ist, erscheinen. Auch der lokale Charakter dieser unterschiedlich orientierten und ausgeprägten Gefüge spricht für einzelne „Teilphasen“ eines Bewegungsablaufes. Während in manchen Bereichen nur eine oder einige „Teilphasen“ wirksam sind, können an anderer Stelle mehrere in Erscheinung treten. W. SPROSS (1954) stellte im Grubenbereich „Bayerland“ eine dieser Teilphasen (Plan II mit B 86 E 32 W) fest. Gefügeanalytische Untersuchungen im P-Lager von F. KARL (1955) ergaben einander ablösende und teilweise sich überlagernde NE—SW- und E—W-Achsenrichtungen. In ostalpinen Bereichen beobachtete F. KARL eine wahrscheinlich materialbedingte gleichbleibende Streuung des Überkreuzungswinkels der B-Achsenrichtungen zwischen 15° und 30° (1954, S. 151); im vorliegenden Fall wird eine Streuung des B-Achsenstreichens maximal bis zu 40° (Rosall) beobachtet. Außer materialbedingten Inhomogenitäten und möglicherweise solchen des Untergrundes (W. SPROSS, 1954, S. 422) können auch die prägenden Vektoren durch geringfügige Richtungs- und Intensitätsänderungen zu einem derartigen komplexen tektonischen Gefüge führen.

Ein Vergleich der B II-Achsenlage 49 E 10 SW aus dem NW-Homogenitätsbereich mit dem Kluftpol-Maximum 58 E 7 SW aus dem SE-Homogenitätsbereich läßt erkennen, daß eine über das ganze Gebiet ausgeprägte Teilphase im NW-Homogenitätsbereich zur NE—SW B-Prägung und im SE-Homogenitätsbereich im wesentlichen nur zur ac-Kluffbildung führte. Dieser einen Teilphase ist auch die Verstellung der Schichtflächen und Faltung der Großmulde zuzuordnen. Alle übrigen B-Richtungen — besonders im SE-Homogenitätsbereich — sind auf lokal mehr oder weniger ausgeprägte Teilphasen im Zuge eines großen Bewegungsablaufes beschränkt, dessen Höhepunkt in der großräumig sich darstellenden Teilphase zum Ausdruck kommt.

Eine Gegenüberstellung dieser Ergebnisse mit den Ansichten von H. R. V. GAERTNER und H. RECHENBERG erfolgt im Abschnitt E. Die Messungen der ss-Flächen erlaubten die schematische Darstellung der geologischen Großform (Abb. 6). Mögliche Störungszonen konnten auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht festgestellt werden. Die Verwerfungsbeträge der aus dem Grubenbereich bekannten Störungen, die meist auf Betätigung der ac-Klüfte zurückführbar sind, erreichen dem bis Zehner von Metern. W. SPROSS (1954) zieht auf Grund seiner Untersuchungen den Schluß, daß durch Bewegungen im Tertiär die ursprünglich angelegten Hauptkluffsysteme als ausgezeichnete festigkeitsmechanische Schwäche-zonen zu bevorzugten Verwurfsflächen wurden.

Das tektonische Bild zeigt als zunächst wesentliches Merkmal eine groß angelegte Mulde, deren Achse durch Pfaffenreuth mit NE—SW- bis ENE—WSW-Streichen verläuft. Der SE-Muldenflügel läßt gröbere Spezialfalten (z. B.: Steinbruch von Zirkenreuth) nebst intensiver Feinfältelung erkennen. Bei Begehungen außerhalb des Kartierungsbereiches konnte in größeren Aufschlußbereichen deutlich eine liegende, ausgeprägte SE-vergente Kleinfaltung (z. B.: Steinbruch von Altmugl, 3,2 km SSE von Neualbenreuth) beobachtet werden. Trotz der durchweg flach nach NW einfallenden Schichtflächen im SE-Muldenflügel dürften auch hier flach liegende, SE-vergente Kleinfalten existieren.

Der NW-Muldenflügel erscheint im Gegensatz zum relativ gleichmäßig gestalteten SE-Flügel weitaus differenzierter gebaut. Anstelle der Kleinfaltung kommt es zu größeren Falteneinheiten, die ihrerseits wieder feingefältelt sind. Im allgemeinen dürfte es im NW-Flügel zu stärkerer Einengung als im

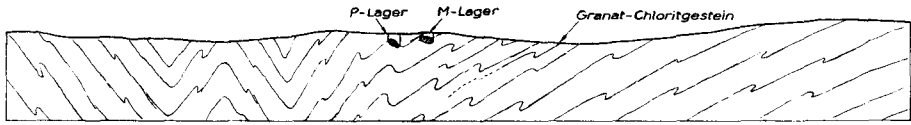


Abb. 6. Schematisiertes Profil durch den Kartierungsbereich zwischen Altenhammer (NW) und Rosall (SE).

SE-Flügel gekommen sein. Ob im Raum Pfaffenreuth—Im Berg/Hammerholz die beiden Mulden in etwa gleichwertiger Form als Doppelmulde vorliegen, ist nach den vorhandenen Aufschlüssen nicht bestimmbar.

Dieser Vielfalt an tektonischen Bildern wird am besten der Ausdruck eines Synklinoriums gerecht. Die bekannten Schwefelerzlagerstätten liegen im SE-Flügel in der Nähe der Muldenachse; die ihnen angehörenden Horizonte fallen nach NW immer steiler in den Muldenkern ein.

Die Aufsuchung dieser schwefelerzhöflichen Zonen erscheint aussichtsreich; jedoch sind hierzu tiefe Bohrungen erforderlich. Da die Differentiationsprozesse in verschiedenen Kuppeln des ophiolithischen Magmas und die Entbindung flüchtiger Bestandteile nicht unbedingt in einen Zeitraum zu fallen brauchen, wäre ein erzhöflicher Schichtkomplex mit größerer Mächtigkeit denkbar, der am günstigsten durch Schrägbohrungen abgetastet werden könnte. Wie groß die Ausdehnung des erzhöflichen Horizontes ist, kann infolge der unbekanntenen Dimensionen und Verbreitung des nicht aufgeschlossenen ophiolithischen Muttermagmas nicht erwogen werden. Die Weiterverfolgung der Lagerstätten in der Eintauchrichtung, wie sie im Falle des P-Lagers mit Erfolg durchgeführt wurde, sollte deshalb weiterhin im Vordergrund stehen. Lagerstättenogenetisch ist eine perlschnurartige Aneinanderreihung von linsigen Erzkörpern möglich. Im Falle des Makimine-Lagerstätten-Distrikts auf Kiushiu (Japan) sind z. B. aneinandergeriehete, langgestreckte Linsen oder Kieslineale, die sich zu zwei Hauptzügen gruppieren, bekannt.

C. Petrographie der kartierten Gesteinsbereiche

I. Metamorphe Gesteinsserie

Zur Ergänzung der makroskopischen und tektonisch-gefügeanalytischen Befunde wurden mikroskopische Untersuchungen vorgenommen. Sie erstreckten sich auf die Durch- und Auflichtmikroskopie sowie auf Bestimmungen des An-Gehaltes der Plagioklase mit dem U-Tisch. U. a. war von allgemeinerem Interesse, inwieweit die Bildung der Andalusite mit kontakt- oder regionalmetamorphem Erscheinungen zusammenhängt und ob die Andalusitführung auch in solchen Gesteinen, wo sie makroskopisch nicht erkennbar war, auftritt. Die mikroskopischen Befunde sollten Aufschluß bezüglich eventueller Kontaktwirkungen im Nahbereich der Erzlagerstätten liefern, um eventuelle Kontakterscheinungen des Erzbestandes erklären zu können. W. SPROSS (1954) wies bereits auf den primär verschiedenen Stoffbestand der Erze des P- und M-Lagers hin. Schon die mikroskopischen Untersuchungsergebnisse der näheren Umgebung können die Erklärung des Verf. aus dem Jahre 1956, wonach das M-Lager dem Typ Leksdal und das P-Lager dem Typ Meggen nahekommt, unterstreichen.

a. Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite

Das Schwergewicht der mikroskopischen Untersuchungen liegt bei dieser makroskopisch so bezeichneten Gesteinsserie, da sie noch kaum von der Diaphthorese und Verwitterung berührt erscheint und die anderen Gesteinsarten mit dieser verglichen werden sollen.

Geht man von der Häufigkeit des Mineralbestandes aus, so ergeben sich innerhalb dieser Serie 4 verschiedene Untergliederungen. Es sieht die Reihenfolge für das im SE von Wernersreuth gelegene Gebiet so aus: Quarz, Muskovit, Chlorit, Serizit, Granat, Biotit, Albit, Andalusit, Staurolith, Limonit, Magnetit, Turmalin, Apatit und Ilmenit. Der Gesteinstyp im Raum von Egglasgrün weist mengenmäßig abgestuft folgende Mineralien auf: Quarz, Muskovit, Andalusit, Serizit, Chlorit, Biotit, Granat, Albit, Staurolith, Magnetit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Ilmenit.

Der Bereich südlich und südöstlich von Egglasgrün ist durch das Auftreten folgender Mineralien charakterisiert: Serizit, Andalusit, Muskovit, Quarz, Chlorit, Albit, Granat, Biotit, Staurolith, Magnetit, Limonit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Ilmenit.

Bei der Verteilung der Gesteinsgemengteile im Gebiet östlich und nördlich von Rosall: Quarz, Muskovit, Biotit, Andalusit, Serizit, Chlorit, Albit, Magnetit, Turmalin, Zirkon, Ilmenit ist hervorzuheben, daß gewöhnlich Quarz die dominierende Gesteinskomponente darstellt.

Der Gemengteil Serizit tritt stets als Pseudomorphose nach Andalusit auf. Ursprünglich selbständige Serizitbildungen im Gefüge existieren in allen 4 gekennzeichneten Gesteinsvariationen nicht. Es folgt nun eine Beschreibung der einzelnen Gesteinsmineralien, der am Ende eine Gesteinscharakteristik hinsichtlich der Mineralabfolge und des Verhältnisses Kristallisation zu mechanischer Formung in schematischer Form angeschlossen ist.

Quarz

Die Quarzsubstanz erscheint in Abhängigkeit von Metamorphosestadien als

1. Rekrystallisierte Quarzkornlagen,
2. Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform,
3. Quarzmobilisationen mit reichlich Einschlüssen in gestreckten und gebogenen Formen.

Die rekrystallisierten Quarzkornlagen

In sehr unterschiedlicher, von 0,1 bis 1,5 mm reichender Mächtigkeit treten meist kräftig rekrystallisierte Quarzkornlagen in Wechsellagerung mit verschiedenen starken Muskovitbändern auf. Die Größenordnung der einzelnen Quarzkörner ist gewöhnlich gleichbleibend; sie schwankt in Abhängigkeit der Mächtigkeit der rekrystallisierten Quarzlage etwa zwischen 0,06 bis 0,3 mm ϕ . Die pflasterartige Textur der rekrystallisierten Quarzlagen ist stets deutlich.

Durch die stoffliche Wechsellagerung der rekrystallisierten Quarzkorn- und Muskovitlagen kommt es zu deutlicher Abbildung von ss. Mitunter können Relikte von gradiertem Schichtung beobachtet werden.

Die Wechsellagerung ist zuweilen sehr eng, so daß reichlich Muskovite — seltener Biotite — auch zwischen den einzelnen Quarzkörnern liegen. Je mäch-

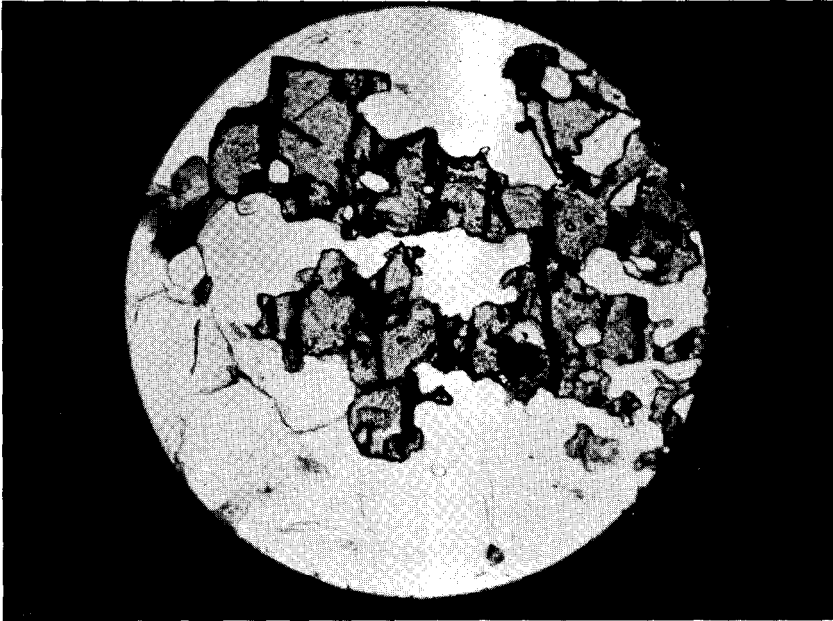


Abb. 7. In rekristallisierten Quarzkornlagen (weiß) eingeschlossene, skelettartige Granate (grau) wurden während ihres Wachstums von der starken Rekristallisation ersterer gestört. Nicols parallel, etwa 58fache Vergrößerung.

tiger jedoch die rekristallisierte Quarzkornlage wird, um so geringer erscheinen die Glimmeranteile und liegen dann nur mehr als mehr oder weniger häufige Füllung der Intergranularen vor.

Die Fälle, wo statt rekristallisierter Quarzkornlagen faserartige Quarzkornaggregate vorliegen, sind weitaus seltener. Sie beschränken sich auf gewöhnlich sehr quarzarme Gesteinstypen.

In demonstrativer Weise zeigen gelegentlich die rekristallisierten Quarzkornlagen — meist in Wechsellagerung mit dünnen Muskovitschichten — das Fältelungs-B mit Wellenlängen von ca. 0,4—0,7 mm. Die Kristallisation überdauerte in der Mehrzahl der Fälle die Deformation.

Undulöse Auslöschung und BÖHMISCHE Lamellierung sind stellenweise feststellbar; sie können aber auch völlig fehlen. Kataklasten sind i. allg. selten zu beobachten. Die Erscheinung, daß die Glimmer keinerlei Deformation (Knickung) zeigen, könnte u. a. so gedeutet werden, daß eine plötzliche Druckwirkung ausschließlich von den Quarzen — die bei diesen Beobachtungen den Hauptgemengteil stellten — angezeigt wurde. Geologisch junge tektonische Ereignisse (z. B. in der Nähe liegende Basaltausbrüche) könnten hier möglicherweise eine Rolle spielen.

Mitunter finden sich in stärkeren rekristallisierten Quarzkornlagen oft > 1 mm große, hypidiomorph bis allotriomorphe, z. T. skelettartige Granate (Almandine) eingeschlossen (Abb. 7).

Das bizarre Wachstum der Granate erscheint stellenweise so ausgeprägt, daß das in idiomorphen Granaten der Muskovitlagen grundsätzlich feststell-

bare si (B. SANDER, 1950) nicht zu beobachten ist. Die Quarz-Rekristallisation hat demnach die Granatkristallisation überdauert.

Bei einer Betrachtung der Altersabfolge muß noch erwähnt werden, daß hypidiomorpher Andalusit — in einem Fall $1,2 \times 0,7$ mm groß — in stark rekristallisierten Quarzkornlagen auftritt. Diese Erscheinung ist selten; der erwähnte, von der Quarzrekristallisation umschlossene Andalusit mit Magnetit-silise (B. SANDER, 1950) ist nur randlich in einer Breite von 0,12 mm serizitisiert. Vor dem Abschluß der Rekristallisation der Quarzkornlagen erfolgte die Andalusitkristallisation.

Quarzmobilisation in Linsen- und Knauerform

Deutlich von den rekristallisierten Quarzkornlagen sind die Quarzmobilisationen zu unterscheiden. Kennzeichen dafür sind die linsige Form, die durchweg großen Quarz-Einzelindividuen und das fast völlige Fehlen von Glimmern in den Intergranularen. Von besonderer Wichtigkeit ist die Orientierung dieser 1 bis mehrere mm starken Linsen || ss. Ebenfalls in Abhängigkeit von der Linsendicke erscheint die Größe der Quarz-Einzelindividuen. Sie liegt bei 0,4 bis 1,2 mm ϕ . Die Bildung dieser Linsen und Knauern ist auf metamorphe Differentiation zurückzuführen. Der Quarzgehalt der Nachbarschaft sammelte sich in primär quarzreicheren Lagen und führte schließlich zu linsigen Anreicherungen || ss, als Ebene bevorzugter Wegsamkeit. Diese im Dünnschliff zu beobachtenden Erscheinungen sind auch makroskopisch charakteristisch für die ganze Gesteinsserie, wo man derartige Quarzlinsen bis dm-Stärke (I B) als typisierendes Gesteinsmerkmal antrifft.

Auf Grund häufiger Gefügebilder I zu gefälteltem ss, welche den Eindruck „wurmartigen Hindurchwindens“ vermitteln, wobei die Dicke der Quarzmobilisation in den meisten Fällen sich stark verändert, ist eine syn- bis posttektonische Bildung in Bezug auf die B-Prägung anzunehmen. In gefältelten Muskovitlagen auftretende Quarzmobilisationen erweisen durch Abbildungskristallisation (B. SANDER, 1950), daß die gefältelte Schichtfläche in syn- bis posttektonischem Stadium immer noch die Fläche größter Wegsamkeit darstellte.

Wichtig ist die Altersbeziehung dieser Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform gegenüber den Andalusiten und Granaten in rekristallisierten Quarzkornlagen. Von zahlreichen Beobachtungen sollen die wichtigsten wiedergegeben werden.

Rautenförmige Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit zwingen Quarzmobilisationen zur Richtungsänderung. Eine Verdrängung der Andalusitpseudomorphosen ist damit aber noch nicht eindeutig beweisbar, da die Pseudomorphosen keine scharfe Kristallbegrenzung mehr erkennen lassen. Vielmehr zeigen mehrere Beobachtungen an frischen, unzersetzten Andalusiten (zum Teil mit verstelltem si), daß Andalusit von Quarzmobilisationen verdrängt wird (Abb. 8).

Die Verdrängung von Albit durch Quarzmobilisationen ist ebenso vorhanden.

Während die Granate (Almandine) allotriomorph in bizarren Formen in den rekristallisierten Quarzkornlagen eingeschlossen lagen und somit im Wachstum steckengeblieben waren, treten in den Quarzmobilisationen die Granate

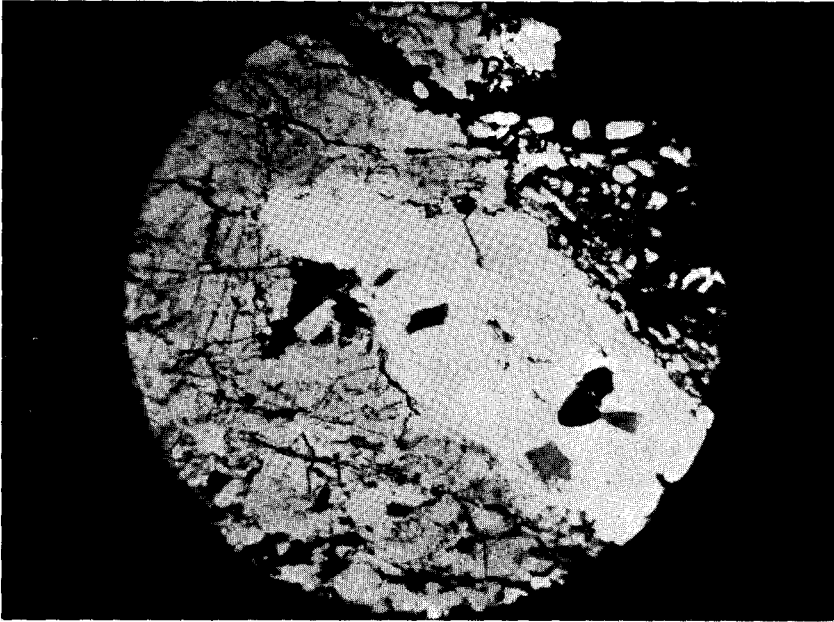


Abb. 8. Eine Quarzmobilisation (weiß) verdrängt unzersetzten Andalusit (grauweiß). Nicols gekreuzt, etwa 14,5fache Vergrößerung.

— zwar seltener — hypidiomorph bis idiomorph auf. Die Kristallisation der Granate war somit vor der der Quarzmobilisationen abgeschlossen. Diese Beobachtungen verstehe ich als Hinweis, daß die Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform zeitlich jünger als die rekristallisierten Quarzkornaggregate sind.

Diese indirekte Alterskennzeichnung kann direkt in dem Fall festgestellt werden, wo sich in einer sehr kräftig rekristallisierten Quarzkornlage mit Muskoviten und Biotiten in meist ss parallelen Intergranularen eine in ss liegende Quarzmobilisation „wurmartig vorwärtsschiebt“. Die Armut an Intergranularenfüllung ist sehr auffallend. Die seltenen Intergranularenfüllungen bestehen vorwiegend aus Biotit, der älteren, feinblättrigeren Muskovit umschließt.

Diese das Fältelungs-B abbildenden Quarzmobilisationen wurden bei der anschließend erfolgten ac-Kluftbildung der NE—SW-Formung glatt geschnitten. Undulöse Auslöschung bzw. Kataklyseerscheinungen sind mitunter erkennbar; sie können aber auch völlig fehlen.

Quarzmobilisationen mit reichlich Einschlüssen in gestreckten und gebogenen Formen

Derartige Quarzmobilisationen sind selten; die Quarze sind etwa 0,08 mm stark und erscheinen meist in hufeisenförmig gekrümmten Kornformen. In ausgeglättetem Zustand beträgt die Länge der Quarze 0,2 bis 0,6 mm. Sehr charakteristisch für diese Varietät sind der hohe Gehalt an Einschlüssen und die unregelmäßigen amöboiden Kornumrandungen. Zuweilen bilden die Einschlüsse ein si; silse kann in diesen Fällen beobachtet werden.

Diese Bildungen erweisen sich altersmäßig jünger als Andalusit, da sie ihn umschlingen. Im Vergleich zu den rekristallisierten Quarzkornlagen sind sie ebenfalls jünger einzustufen. Für die Altersdatierung im Hinblick auf die Quarzmobilisation in Linsenform lagen keine Vergleichsbeispiele vor. Es dürften diese Bildungen zeitlich und genetisch nicht weit auseinanderliegen.

Muskovit

Deutlich können bei den Muskoviten 2 verschiedene Generationen unterschieden werden.

1. Die ältere Muskovitgeneration (M I)

Die mittleren Kornquerschnitte liegen bei $0,25 \times 0,02$ mm. Das Längen-Breitenverhältnis mit ca. 10 : 1 bleibt durchwegs gewahrt. Diese Generation bildet ss in Wechsellagerung mit den rekristallinen Quarzkornlagen am besten ab. Die Muskovite liegen streng konkordant in ss, erscheinen tektonisch stark ausgewalzt und zeichnen in vielen Fällen Feinfältelung im 0,45 mm-Bereich ab. Die Stärke dieser Lagen kann in weiten Grenzen (vom 0,1—4 mm-Bereich) schwanken.

Dem stark tektonisch ausgewalzten Charakter zufolge überdauerte die mechanische Formung die Kristallisation dieser Muskovite. Eine mitunter zu beobachtende Polygonalbogenbildung an den Fältelungen läßt jedoch ein Wiederaufleben der Kristallisation nach der tektonischen Phase erschließen. Es dominieren aber durchweg die tektonisch ausgewalzten, langgestreckten, praetektonisch kristallisierten Muskovite.

2. Die jüngere Muskovitgeneration (M II)

Diese unterscheiden sich von der M I-Generation

- a) durch mittlere Kornquerschnitte von $0,25 \times 0,04$ mm (maximal: $0,5 \times 0,06$ mm),
- b) durch ein Wachstum in hOl-Richtungen mit $30\text{—}45^\circ$ zu ss,
- c) durch keine Deformationserscheinungen.

Diese typischen Bildungen können gegenüber M I dominieren oder auch schwächer in Erscheinung treten. Die M I-Generation wird hierbei stets durchspießt. Stellenweise läßt die stark ausgebildete, posttektonische M II-Generation M I weitgehend zurücktreten. Durchweg kann beobachtet werden, daß das M II-Wachstum in einer hOl-Richtung ausgeprägter als in der anderen ist.

Nur sehr selten zeigt die M II-Generation Deformationen. Diese müssen mit den nachfolgenden paratektonisch kristallinen „Teilphasen“ nach dem Haupt-B-Formungsakt in Verbindung gebracht werden. Vor und zum Teil während dieser nachwirkenden tektonischen Phase, aber nach dem Haupt-B-Formungsakt fand die M II-Kristallisation statt.

Gelegentlich sind Einschlüsse feinsten Magnetite und Turmaline in M II feststellbar. Das Chloritwachstum kommt in den meisten Fällen an Muskovit (I und II) zum Stillstand. Durchweg ist schwach grünlicher Pleochroismus an den Muskoviten I und II zu beobachten.

In manchen Fällen existieren in ss zwischen der praetektonisch kristallisierten, ausgewalzten MI-Generation nicht deformierte Muskovite, die bei einem Längen-Breitenverhältnis von ca. 5 : 1 deutlich von MI unterscheidbar sind. Da die Muskovit-II-Generation MI und die beschriebene Muskovit-Bildung durchwachsen, ist diese zeitlich zwischen MI und MII zu stellen. Dieser „Zwischenmuskovit“ kristallisierte wahrscheinlich während des Haupt-Formungsaktes und zwar zwischen der B-Prägung und der Kluftbildung, als ss noch die beste Wegsamkeit für Stoffwanderungen darstellte.

Im Bereich südlich und südöstlich von Egglasgrün erscheint eine besonders kräftige Muskovitkristallisation mit häufig bis zu 1,2 mm langen Muskoviten. Die Unterschiede der einzelnen Generationen werden undeutlich und es kommt mitunter zu allmählichen Übergängen.

Nicht speziell orientierte Quermuskovitbildung ist im tektonischen Schatten zwischen Andalusiten zu beobachten. Ebenso existieren unregelmäßig erscheinende Muskovite in den rekristallisierten Quarzkornlagen und weit seltener in den Quarzmobilisationen in Linsenform.

Andalusit

Das Andalusitwachstum ist nicht nur auf primär vorwiegend tonige Lagen beschränkt, es existiert auch in den rekristallisierten Quarzkornaggregaten. Bevorzugt hält es sich jedoch an die primär mehr tonigen Bereiche. Da Serizit nur als Zersetzungsprodukt von Andalusit vorhanden ist und nicht als ursprünglich selbständiger Gesteinsgemengteil auftritt, soll er zusammen mit Andalusit beschrieben werden.

Im Gelände oft als nahezu unzersetzt betrachtete Andalusite erweisen sich im Dünnschliff weitgehend serizitisiert. Die Korngrößen einzelner Andalusite schwanken beträchtlich; es sind von ca. $0,2 \times 0,25$ mm großen Querschnitten alle Übergänge bis zu $0,8 \times 2$ cm großen Gebilden vorhanden. Gerne tritt Andalusit in Aggregaten auf, aber auch Einzelkristalle sind häufig.

Obwohl die Zersetzung der Andalusite beträchtlich ist, sind gewöhnlich Andalusitreste als Kern der Pseudomorphosen von Serizit vorhanden. Die Zersetzung ging nicht von der Spaltbarkeit, sondern von den Kornrändern aus. Auch in rekristallisierten Quarzkornaggregaten liegende Andalusite sind zur Hälfte serizitisiert. Die ursprüngliche Kristallform ist wegen der Serizitierung nie mehr genau erkennbar, da das Serizitwachstum gerne auf die benachbarten Mineralien übergreift. So können meist ursprüngliche Verwachsungs- bzw. Reaktionsgefüge nicht mehr beobachtet werden.

Als besonders aufschlußreich erweist sich jedoch das Interngefüge. In den meisten Fällen existieren feine, ovale, ca. $0,03 \times 0,02$ mm große Magnetite in perlschnurartiger Aneinanderreihung als si. Stellenweise kommt es sogar zu besonderen Magnetit-Anreicherungen. Weder im unzersetzten Andalusit, noch im serizitisierten zeigen die Magnetite Zersetzungserscheinungen, so daß auch die Serizitpartien si aufweisen. Nur selten ist in Andalusiten und Seriziten kein si vorhanden.

Als weitere Einschlüsse im Andalusit sind Turmalin, Staurolith, Granat (Almandin), Muskovit, Biotit, Chlorit, Limonit, Albit, Zirkon und Apatit zu nennen. Turmalin, Muskovit und Biotit demonstrieren auch si, während

Staurolith, Granat und Albit wertvolle Hinweise zur zeitlichen Kristallisations-Abfolge liefern.

Turmaline sind sowohl in Andalusit als auch in Serizit feststellbar. Mitunter finden sich oft auffallend viele Turmaline in Andalusit; die mittleren Kornquerschnitte liegen bei ca. $0,04 \times 0,05$ mm. Sie treten durchweg idiomorph auf, wobei sie in der Mehrzahl der Fälle $\perp c$ geschnitten sind und damit belegen, daß sie \parallel der Gesteins-B-Achse orientiert sind. In allerdings nur einem Dünnschliff konnte beobachtet werden, wie Turmaline von den Spaltrissen der Andalusite mit durchsetzt werden. Eine bereits abgeschlossene Kristallisation der Turmaline (oft mit Zonarbau) vor der Andalusitbildung ist aus diesen Beobachtungen erschließbar.

Muskovit und Biotit bilden in vielen Fällen *si*. In frischem Andalusit zeigen sich an Biotit keinerlei Zersetzungserscheinungen, im Serizit sind diese zu beobachten (Limonit und Chlorit als Zersetzungsprodukte). Die Querschnitte von Biotit und Muskovit liegen gewöhnlich bei $0,1 \times 0,02$ mm; maximale Längen von 0,4 mm sind sehr selten. Diese Glimmer weisen keine Deformationen auf, erscheinen aber gelegentlich von Andalusit verdrängt.

In vielen Fällen findet sich Staurolith in Andalusit eingeschlossen. Bemerkenswert ist, daß Staurolith grundsätzlich nicht in Serizit, sondern in frischem Andalusit liegt. Es existieren sowohl allotriomorphe, wie hypidiomorphe und idiomorphe Staurolithe. Ein *si* im Staurolith (durch feine und feinste Magnetite gekennzeichnet) ist in der Mehrzahl der Fälle vorhanden. Bei allotriomorphen Staurolithen verläuft *si* gewöhnlich gleichorientiert weiter in Andalusit. Wichtig erscheint, daß diese Staurolithe im Gegensatz zu den Andalusiten Kataklyse aufweisen. Idiomorphe, größere (zum Teil bis 3×1 mm) Staurolithe liegen in der Regel mit ihrer Längsachse $\perp ss$; das Interngefüge $si \perp se$ deutet ebenfalls darauf hin, daß diese Staurolithe verstellt wurden. Allotriomorph bis hypidiomorphe Staurolithe und Andalusit weisen verschiedentlich parallel verlaufendes, gemeinsames *si* auf, das gegen *ss* um ca. 40° verstellt ist. Nur in einem einzigen Fall fand sich idiomorpher Staurolith in Andalusit mit seiner Längsachse $\parallel ss$ (beide Komponenten ohne *si*).

Diesen Beschreibungen zufolge ging der Andalusitbildung eine Staurolithkristallisation voraus. Je nach dem Wachstumsstadium wurden die fertig vorliegenden, großen, idiomorphen Staurolithe von der tektonischen Phase vor der Andalusitbildung verstellt; die allotriomorphen, kleinen, im Wachstum noch begriffenen Staurolithe konnten von der tektonischen Phase nicht rotiert und verstellt werden. Sie erlitten Kataklyse. In diesem Falle setzt die Andalusitbildung nach diesen Erscheinungen ein. Im Falle des gemeinsamen, verstellten *si* erfuhren aber auch die Andalusite noch Verstellung, womit zum Ausdruck kommt, daß die Andalusitbildung prae- und posttektonisch in Bezug auf die B-Prägung sich ereignete.

Granate (Almandin) treten idiomorph in Andalusit und Serizit auf. Die in Serizit eingeschlossenen Granate sind sowohl unzersetzt, als auch randlich limonitisiert und zeigen Kataklyserisse. Zuweilen können in der Randzone chloritisierte, in der Kernzone limonitisierte Granate beobachtet werden. Unzersetzt in Andalusit und Serizit liegende Granate weisen $si \perp ss$ auf; *si* der Andalusite ist unverstellt.

Die Stellung von Albit zu Andalusit wird bei der Beschreibung von Albit behandelt.

Zirkon und Apatit wurden als primäre Sedimentgemengteile eingeschlossen. Diese accessorischen Gemengteile stellen kein gerichtetes Interngefüge dar.

Dem Interngefüge nach erscheinen die bisher betrachteten Andalusite nicht oder nur geringfügig verstellt. In den rekristallisierten Quarzkornlagen existieren aber auch hypidiomorph bis idiomorphe Andalusite, die ihrer Kornform und dem Interngefüge (ovale, feine Magnetite und Muskovite) nach um $50-70^\circ$ gegen ss verstellt sind. Es handelt sich dabei um große, rechteckige (bis $2,5 \times 0,06$ mm) Andalusitquerschnitte, die nur randlich leicht serizitisiert sind. Andere, allotriomorphe, weitgehend serizitisierte Andalusite in rekristallisierten Quarzkornaggregaten weisen stellenweise kreisförmig eingeschlossene Quarze auf, die Andalusit oft verdrängen. In wieder anderen, meist rundlichen Andalusitpseudomorphosen ist si (Biotite, Magnetite, Muskovite) bogenförmig angelegt.

Demnach muß festgestellt werden, daß die idiomorphen Andalusite vor der Quarzkristallisation durch eine tektonische Phase verstellt wurden. Nach den Gefügebildern, wie sie bei den allotriomorphen und runden Andalusiten gegeben sind, fiel dieses Andalusitwachstum in die tektonische Phase. Die Andalusitkristallisation erfolgte demnach im 1. Fall vortektonisch, im 2. Fall paratektonisch.

Auch in glimmerreicher Umgebung existieren diese Andalusitverstellungen: 2 mm lange, idiomorphe Andalusite sind um $60-70^\circ$ verlagert, während das halbkreisförmige, gebogene si allotriomorph bis hypidiomorpher Andalusite um $25-30^\circ$ gegenüber ss verstellt ist. Die schon erwähnten Andalusite mit silse erfuhren keine Verlagerung und stellen posttektonische Bildungen dar. Alle diese Erscheinungen lassen auf einen ausgedehnten Wachstumszeitraum für die Andalusite schließen. Es existiert praetektonisches, syntektonisches und posttektonisches (auf die B-Prägung bezogen) Andalusitwachstum.

Mitunter zeigt schwache Limonitisierung in Andalusitpseudomorphosen in ausgezeichneten Bahnen die Lage von hOl-Rissen an. Unmittelbar sichtbar sind diese weder in Serizit noch in frischem Andalusit.

Bemerkenswert erscheint, daß im Gebiet südlich und südöstlich von Egglasgrün das Andalusitwachstum in Kristallen und Aggregaten oft so dominiert, daß stellenweise ss kaum mehr zur Geltung kommt. Während hier neben Serizit auch noch unzersetzte Andalusitkerne auftreten, liegen im Bereich der Spitze des Heidelberges nur noch Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit vor.

Biotit

Ebenso wie bei Muskovit kommt es bei Biotit zur Ausbildung zweier Generationen.

1. Die ältere Biotitgeneration (BI)

Die mittleren Korngrößen liegen bei $0,12 \times 0,03$ mm. Die Biotite dieser Generation treten wie Muskovit I in ss auf. Zum Teil finden sich beide in Parallelverwachsung (etwa gleich alt), zum Teil erscheint Biotit I jünger als M I, da jener als Zwickelfüllung von Muskoviten (I) existiert. In vielen Fällen weisen Biotit I und Muskovit I gleiche Länge bei doppelter Breite von Biotit I auf. Dieser zeigt grundsätzlich Zersetzungserscheinungen, die sich in leichter Chloritisierung und Limonitisierung äußern. Selbständige Biotitlagen || ss kommen

nicht vor. Biotit I tritt mengenmäßig beträchtlich hinter Muskovit I zurück. Die tektonisch ausgewalzten Querschnitte sind ebenso wie bei M I zu beobachten, wengleich sie nie so ausgeprägt erscheinen.

2. Die jüngere Biotitgeneration (B II)

Ähnlich wie bei der Muskovit-II-Generation fallen diese Biotite durch ein Wachstum in hOl-Scherflächenrichtungen, durch größere Kornquerschnitte (ca. $0,3 \times 0,15$ mm) und keinerlei Deformationserscheinungen auf. Gelegentlich kommt es zu Parallelverwachsungen mit Muskovit II; meist erweist sich jedoch Biotit II jünger.

Zwar kann auch bei dieser Biotitgeneration Zersetzung zu Limonit und Chlorit beobachtet werden; diese befindet sich aber gegenüber Biotit I noch weitgehend im Anfangsstadium. Beide Biotitgenerationen erscheinen gewöhnlich nicht wie die Muskovitgenerationen oft in einem Schlift. Meist dominiert eine dieser Biotit-Generationen.

Zwischen größeren Serizit- und Andalusitaggregaten existieren oft große Biotitscheiter (maximal 2×1 mm!). Sie wuchsen im Druckschatten der Andalusite und wurden später stellenweise noch von der Quarzkristallisation leicht verdrängt.

Wie bereits erwähnt, finden sich außerdem noch Biotite in Andalusit und als Intergranularenfüllung (ca. $0,1 \times 0,06$ mm groß) in den rekristallisierten Quarzkornaggregaten sowie als große Scheiter (max. $1 \times 0,5$ mm) in den linsenförmigen Quarzmobilisationen. Chloritisierung bei letztgenannten Biotiten ist nur selten zu beobachten. Sie beschränkt sich auf die in den rekristallisierten Quarzkornlagen eingeschlossenen Biotite.

Chlorite

Chloritneubildung rührt von der Zersetzung der Biotite und der Granate her. Zunächst tritt Chlorit pseudomorph nach Biotit auf; bei intensiverem Wachstum wächst Chlorit von hier aus weiter in die Umgebung. Lichtbrechungsbestimmungen mit dem Abbé-Refraktometer zufolge handelt es sich um Prochlorit.

Bei teilweise zersetzten Granaten wird der noch unzersetzte Kern ringartig von Chlorit umgeben. Diese „Ummantelung“ mit Chlorit ist auch bei nur randlich leicht zersetzten Granaten zu beobachten.

Eine randliche Bildung von Chlorit findet sich ebenso bei Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit. Sie erscheint allerdings bei den in Zersetzung begriffenen Granaten weitaus häufiger. Zur Chloritsprossung kam es auch in den rekristallisierten Quarzkornlagen. Die Anordnung der Chlorite mit mittleren Kornquerschnitten von $0,1 \times 0,07$ mm ist völlig unregelmäßig. Chlorit stellt immer die jüngste Bildung dar.

Querchlorite in oft großen radialstrahligen Aggregaten mit maximal $0,6 \times 0,5$ mm Querschnitten erscheinen frei im Gefüge und weisen keinerlei Deformationserscheinungen auf. Sie sind in vielen Fällen aus der Umwandlung der Biotite hervorgegangen. Randliche Limonitkränzchen stellen Zersetzungsrelikte ehemaliger Biotite dar.

Andere Chlorite liegen vorwiegend in ss zwischen den Muskoviten der älteren Generation. Durch dieses lagenparallele Wachstum von Chlorit und M I

kommt es stärker zur Geltung. Gegenüber der Querchloritbildung tritt dieses Wachstum in es jedoch beträchtlich zurück. Zirkone in Chlorit verursachen pleochroitische Höfe. Im Gebiet östlich und nördlich von Rosall tritt Chlorit als Gesteinsgemengteil stark zurück. Stellenweise ist Chlorit nur mehr akzessorisch vorhanden. Die großen Biotitscheiter sind kaum oder nicht chloritisiert.

Chlorit als jüngster Gesteinsgemengteil stellt eine diaphthoritische Bildung dar. Auf Grund der kaum vorhandenen Biotitumwandlung und der nur akzessorischen Chloritbeteiligung ist im östlichen und nördlichen Bereich von Rosall ein etwas geringerer Einfluß der Diaphthorose festzustellen.

G r a n a t (Almandin)

In rekristallisierten Quarzkornlagen und Quarzmobilisationen eingeschlossene Granate wurden schon bei Quarz erwähnt. Es konnten hierbei Hinweise auf die Altersbeziehung zwischen rekristallisierten Quarzkornlagen und Quarzmobilisationen gefunden werden.

Die Korngrößenordnung bei den idiomorphen Granaten liegt bei mittleren Durchmessern von 0,4—1,2 mm. Im Durchschnitt überwiegen Granate mit 0,6 mm ϕ . In starken rekristallisierten Quarzkornlagen eingeschlossene allotriomorphe, skelettartig-bizarre Granate weisen Korngrößen von $0,4 \times 0,2$ mm bis 3×1 mm auf. Bezeichnend ist in diesen bizarr erscheinenden Granaten das unverstellte si. Für die in ihrem Wachstum gestörten und in Quarz eingeschlossenen Granate bestand keine Möglichkeit zur Rotation mehr. Meist sind Kataklaseerscheinungen in den skelettartigen Granaten erkennbar.

Aufschlußreich ist auch das Granatwachstum an der Grenzzone von muskovitreichen Lagen zu den rekristallisierten Quarzkornaggregaten. In letzteren kam es zu der bekannten Wachstumseinschränkung — wobei die Granatskelette nicht chloritisiert sind — während die der Muskovitlage zugekehrte Granatseite über gut ausgebildete Kristallflächen verfügt und randlich chloritisiert ist (Abb. 9).

Die im Quarz liegenden Granatfetzen waren anscheinend vor diaphthoritischen Einflüssen besser geschützt als die Kristallflächen im Muskovit.

In den Muskovitlagen auftretende Granate erscheinen hypidiomorph bis idiomorph. Die Fälle mit randlicher, weitgehender Chloritisierung existieren ebenso oft wie kaum erkennbare oder mitunter fehlende Chloritisierung. Gewöhnlich bei kleineren Granaten ist die Umwandlung zu Chlorit und Limonit schon weiter fortgeschritten.

Ein Interngefüge (feine ovale Magnetite und seltener ca. $0,04 \times 0,02$ mm große Quarze) ist in diesem Zersetzungsstadium nicht mehr erkennbar. Sonst ist si der Granate im Muskovit stets verstellt. Während der Rotation kam es zur Pressung und Biegung der Muskovite. Nach diesen Beanspruchungen folgte in der sich anschließenden Pause eine Rekristallisation der Muskovite zu Polygonalbogenstruktur um den verstellten Granat. Eine Umwandlung der Granate kann außer vom Rand auch von einem reichlich vorhandenen Interngefüge ausgehen.

Idiomorphe Granate finden sich auch in Andalusitpseudomorphosen eingeschlossen; ihre Kristallisation war somit vor der des Andalusits abgeschlossen. Chloritisierung und Limonitisierung ist dann nur stellenweise in sehr geringem



Abb. 9. Granat in der Grenzzone einer Muskovit- und einer rekristallisierten Quarzkornlage. In dieser erscheint Granat skelettartig und nicht chloritisiert, während er in der Muskovitlege hypidiomorph und randlich chloritisiert ist. Nicols parallel, etwa 58fache Vergrößerung.

Ausmaß vorhanden. Kataklase der Granate kann gelegentlich beobachtet werden. Bei der Zersetzung von Andalusit wurde offenbar die Anstauung des Serizits an die Granate so beträchtlich, daß um diese Kornvergrößerung und zum Teil schwach angedeutete Muskovitbildung einsetzte.

An vielen Beispielen kann sowohl verstelltes Interngefüge der Granate in Andalusitpseudomorphosen, als auch unverlagertes *si* festgestellt werden. Ein spezielles Beispiel, das einen zur Hälfte im Andalusit noch sitzenden Granat zeigt, dessen abgebrochene 2. Hälfte mit korrespondierender Figuration im Nebengefüge sich findet, besagt, daß in diesem Falle die Andalusit- und Granatbildung vor dieser Deformation stattfand. Aus den Beobachtungen der Granatinterngefüge in Andalusit ist — wie bereits andere Feststellungen zeigten — ein ausgedehnterer Wachstumszeitraum der Andalusite erschließbar.

Zu erwähnen ist noch das fast völlige Fehlen der Granate im Raum östlich und nördlich von Rosall.

Albit und Oligoklasalbit

1. Albit (An_{3-9})

Die Korngrößen der Albite schwanken in weiten Grenzen. Neben $0,4 \times 0,15$ mm großen Albiten gibt es alle Übergänge bis zu $3,2 \times 1,2$ mm Querschnitten. Grundsätzlich liegen die Albite mit dem längsten Querschnitt \parallel *ss*. Die Kornform erscheint hypidiomorph bis allotriomorph. Während Zwillinglamellen fehlen, ist Spaltbarkeit erkennbar. In verschiedenen Fällen ist diese allerdings nur schwach ausgebildet oder tritt völlig zurück. Mitunter können auch Albitaggregate beobachtet werden.

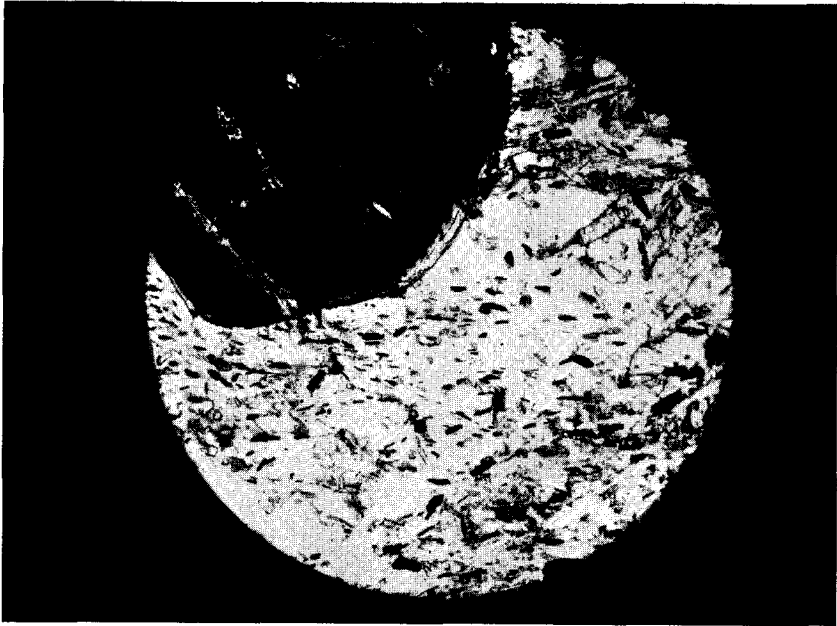


Abb. 10. Nahezu idiomorpher Granat (schwarz, mit verstelltem si) wird etwa zur Hälfte von Albit (mit unverstelltem Magnetit-si) umschlossen. Nicols gekreuzt, etwa 58fache Vergrößerung.

Zum überwiegenden Teil sind die Albite unzersetzt. Limonitisierung der Albite geht von Magnetiten und Biotiten als Einschlüssen aus. Liegt Magnetit in Albit als si vor, so kann durch die Limonitisierung eine Betonung des si erfolgen. Im Falle der Biotitzeretzung verläuft die Limonitisierung meist unregelmäßig. Gelegentlich dringt Limonit entlang der Spaltbarkeit vor. Kataklastenrisse werden von Limonit bei der Wanderung gerne benützt.

Sehr selten ist Serizitisierung der Albite. Sie erscheint gleichmäßig über dem ganzen Albitquerschnitt verbreitet. Im Gegensatz zur Serizitisierung der Andalusite befindet sich die der Albite noch im Anfangsstadium. Die aus der Albitumwandlung hervorgegangenen Serizite liegen nie so dicht, sind kleiner und zeigen nicht den gelbweißen Farbton mit rosa Stich der Serizite als Andalusitpseudomorphosen, sondern sind durch einen schmutzig braungrauen Farbton gekennzeichnet.

Während feine, runde bis ovale ($0,05 \times 0,015$ mm) Magnetite und Quarze ein si || se bilden, liegen Muskovite, \pm zersetzte Biotite sowie Turmaline ($0,03 \times 0,01$ mm) als Einschlüsse vor. Der Versuch einer altersmäßigen Datierung anderen Gesteinsmineralien gegenüber geht von den Verwachsungen mit Granat, Biotit, Muskovit, Quarz und Andalusit aus.

Idiomorpher Granat wird oft weitgehend von Albit eingeschlossen (Abb. 10). Andere Beispiele weisen idiomorphen, beträchtlich limonitisierten Granat auf, der mit ca. 40 % seines Querschnittes in Albit liegt. Vor der Albitkristallisation erfolgte also das Granatwachstum.

Ein interessantes Beispiel demonstriert Abb. 11. Im Zuge einer tektonischen Phase wurde der Granat rotiert. Als Folge zeigt sich der nach abwärts gedrückte

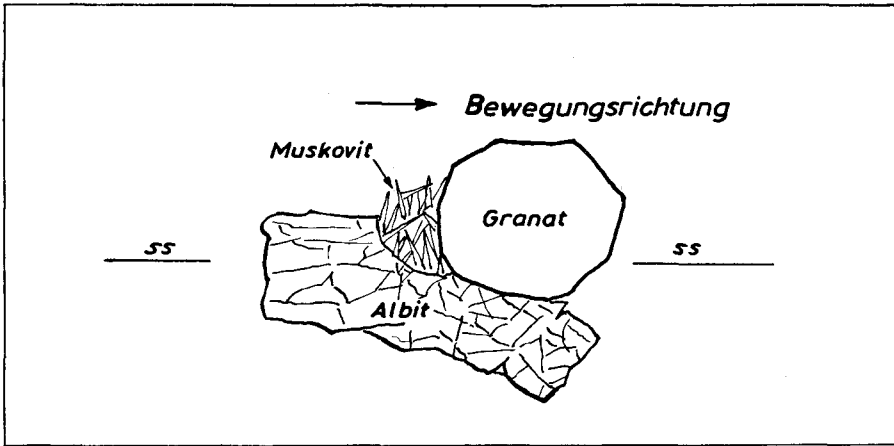


Abb. 11. Der nach rechts gedrehte Granat drückte den rechten Albitquerschnitt nach abwärts, der dabei zerbrach. In dem freigewordenen halbkreisförmigen Hohlraum kam es anschließend zur Muskovitkristallisation. Etwa 45fache Vergrößerung.

Albitquerschnitt, auf den die Bewegung zukam, weiters die Kataklyse des Albits und der freigewordene, halbkreisförmige Raum, der daraufhin mit Muskoviten gefüllt wurde.

Die Biotite als Einschlüsse im Albit sind bevorzugt im Kern fixiert. Meist ist eine \pm intensive Limonitisierung der Biotite zu beobachten. Muskovite finden sich weniger häufig als Biotite in Albit eingeschlossen.

In rekristallisierten Quarzkornlagen finden sich mitunter hypidiomorphe ($0,5 \times 0,3$ mm) Albite, die zum Teil auch Quarzkörner einschließen. Von Quarzmobilisationen werden Albite dagegen verdrängt.

In vielen Fällen ist völlige Umschließung von Andalusitpseudomorphosen durch Albit feststellbar. Das Interngefüge (Magnetite, Quarze) der Andalusitpseudomorphosen und der Albite verläuft gleichartig. Verschiedentlich bildet sie Feinfältelung im 0,3-mm-Bereich ab. Aus diesen Beobachtungen ist erschießbar, daß Albit jünger als Andalusit ist und beide in diesem Falle posttektonische Bildung darstellen. Verdrängungen von Andalusit (-pseudomorphosen) durch Albit sind seltener zu beobachten.

Im südlichen Bereich von Egglasgrün erfolgt dagegen Umschließung von hypidiomorphem Albit (bis $1 \times 0,8$ mm) durch Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit. Ähnlich wie bei Andalusit erstreckte sich somit auch die Albitbildung über einen größeren Zeitraum.

Biotite finden sich wieder als Einschlüsse in Albit. Aufschlußreich ist das Beispiel, nach dem im Andalusit bis $0,5 \times 0,1$ mm große Biotite auftreten, während im von Andalusit eingeschlossenen Albit weitaus kleinere Biotitquerschnitte vorkommen. Auf Grund des späteren Andalusitwachstums (gegenüber Albit) stand den Biotiten eine längere Kristallisationszeit zur Verfügung.

Ein anderes Beispiel zeigt hypidiomorph bis idiomorphen Albit, der zur Hälfte einen Granat einschließt. Das si des Granates ist um 70° gegenüber ss verstellt; das si des Albits erscheint gebogen und als solches gegen ss verstellt. Zu 75 % wird Albit von einer Andalusitpseudomorphose mit si || se umschlossen.

Diese Erscheinung ist so zu verstehen, daß es nach der Kristallisation und Rotation des Granats zum Albitwachstum kam, das verschiedene Teilbewegungen (gekrümmtes und verkipptes si) abbildete. Die sich anschließende Andalusitbildung erfuhr keine Bewegung mehr.

2. Oligoklasalbit (An_{11-13})

In wenigen Fällen ist Oligoklasalbit in völlig allotriomorpher Ausbildung zu beobachten. Es handelt sich um langgestreckte (bis $0,6 \times 0,1$ mm), gebogene oder gerade verlaufende Kornquerschnitte. Sie halten sich durchweg an ss. Kataklyse tritt nicht auf; die gebogenen Oligoklasalbite löschen als ganzes Korn aus. Eine Fältelung der Muskovite im 0,25-mm-Bereich wird durch diese Bildungen betont. Charakteristisch ist weiterhin der Reichtum an Fremdeinschlüssen von feinen und feinsten Magnetiten, Muskoviten, Turmalinen und unbestimmbarem Material, die gelegentlich ein si abbilden. Der Wachstumszeitraum für die Oligoklasalbite dürfte wahrscheinlich kürzer als der der Albite gewesen sein. Stets erscheint das Wachstum posttektonisch bezüglich der B-prägenden Phase. Feine Zerlappung || ss an den Oligoklasalbiten kann vielfach beobachtet werden. Sie stellt ein besonderes Charakteristikum dieser Plagioklase dar.

Staurolith

Da Staurolithe ausschließlich als (ältere) Einschlüsse in Andalusit auftreten, wurden sie bei der Beschreibung von Andalusit schon behandelt. In der Glimmer- oder Quarzsubstanz konnten nie Staurolithe beobachtet werden. Ergänzend bleibt festzustellen, daß keinerlei Zersetzungserscheinungen an Staurolith existieren und daß neben Magnetiten auch Turmaline als Einschlüsse vorhanden sind. Mit ein Hinweis für das jüngere Alter der die Staurolithe einschließenden Andalusite ist die größere Kornform der in diesen eingeschlossenen Turmaline.

Offenbar wirkten die Staurolithe ähnlich Kristallisationskernen, da Andalusit stets an sie anwuchs.

Im östlichen und nördlichen Bereich von Rosall fehlen die Staurolithe.

Limonit

Bei der Zersetzung von Granat und Biotit wurde Fe^{3+} als Limonit fixiert. Gewöhnlich bildet er als Pseudomorphose die ursprüngliche Kornform oder Kornstruktur ab. Bei der Biotitzersetzung wandert Limonit auch gerne in festigkeitsmechanische Schwächezonen. Als solche sind ss und rezente Risse zu nennen. Bei der Fixierung von Limonit in ss in feinen und feinsten Schnüren wird dieses samt der Feinfältelung oft besonders akzentuiert, zumal der in ss liegende Biotit-I schon stark limonitisiert ist.

Meist ist Limonit akzessorischer Gemengteil. Nur sehr selten kann er als Nebengemengteil bezeichnet werden. Im Vergleich mit dem ebenfalls akzessorischen Magnetit überwiegt zum Teil Limonit, zum Teil Magnetit. Dieser erwies sich der Diaphthorese und der Verwitterung gegenüber als sehr stabil; Limonitierung der Magnetite war nur in seltensten Fällen zu beobachten.

In der Gesteinsserie östlich und nördlich von Rosall tritt Limonit als mengenmäßig letzter akzessorischer Gemengteil auf.

Magnetit

Magnetite mit Kornquerschnitten von ca. $0,08 \times 0,04$ mm treten gleichmäßig im Gestein verteilt auf. Magnetit in feinen, langgestreckten oder ovalen Kornformen als Intergefüge von Granaten, Staurolithen und Andalusiten war für die Beurteilung relativer Bewegungsvorgänge und Altersdatierung von besonderer Bedeutung. Die Magnetite sind offenbar älter als die Granate, Staurolithe und Andalusite. Infolge der praetektonischen Granatkristallisation erweist sich auch die Magnetitbildung als praetektonisch. Gelegentlich zu beobachtende Magnetitbildungen in hOl-Richtungen lassen dagegen auf einen ausgedehnteren Kristallisationszeitraum schließen und Magnetit auch als Durchläufer erscheinen. Nicht in allen Granaten, Staurolithen und Andalusiten findet sich Magnetit-si in gleicher Menge verteilt; die Magnetite können dichter oder lockerer vorhanden sein, zum Teil auch völlig fehlen. Auch braucht Magnetit nicht immer si darzustellen. Eine unregelmäßige Verteilung der Magnetite in Granaten und Andalusiten war ebenso zu beobachten.

In den meisten Fällen liegen die Magnetite im Muskovitfilz perlschnurartig in ss aneinandergereiht. Auch die Feinfältelung der Muskovite wird durch entsprechende Anordnung der Magnetite auffallender. Mobilisation der Magnetit-substanz etwa zu Faltenscharnieren fand nicht statt.

Weniger häufig findet man Magnetite in unregelmäßiger Anreicherung || ss oder völlig inhomogen im Gefüge verteilt. In diesem Falle weisen die Magnetite auch verschiedene Größenordnungen auf. Bis $0,25 \times 0,08$ mm große Magnetite fanden sich ohne bevorzugte Anordnung. Das später einsetzende Muskovit- und Biotitwachstum führte gelegentlich zum Umschließen solcher Magnetite.

In den rekristallisierten Quarzkornaggregaten fehlt Magnetit nahezu völlig.

Turmalin

Turmalin erscheint meist in idiomorpher Ausbildung mit Zonarbau bei $0,05 \times 0,05$ mm großen Querschnitten \perp c. Zwischen Muskovitkörnern MI in ss eingebettet zeichnen die Turmaline (falls sie häufiger auftreten) ss nach. Ebenso kommt es zur Abbildung der Feinfältelung. Auffallend ist, daß die Richtung der c-Achse der Turmaline in ca. 80 % aller Fälle || B verläuft. Diese Richtungsbevorzugung im Einklang mit seiner Stellung als si-Mineral z. B. im Staurolith läßt auf eine Bildung zumindest zu Beginn der B-achsialen Formung schließen. Eine Einregelung praetektonischer stengeliger Turmaline || B hätte Zerbrechung und Kataklase zur Folge gehabt; es existieren solche Erscheinungen jedoch nicht. Seit Beginn der Einengung erwies sich die Richtung B in ss als bevorzugte Stoffbewegungsrichtung, in der stengelige Minerale bevorzugt wachsen konnten.

In sehr seltenen Fällen erreichen die Turmaline größere Kornquerschnitte ($0,2 \times 0,2$ mm \perp c). Ein bevorzugtes Auftreten in Biotit B-I-Bereichen kann beobachtet werden.

Die Turmaline brauchen nicht immer in ss perlschnurartig aneinandergereiht zu sein; bei seltenerem Auftreten erscheinen sie unregelmäßig verstreut.

Oft halten unzersetzte, frische Andalusite und Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit idiomorphe Turmaline eingeschlossen, die in nahezu allen

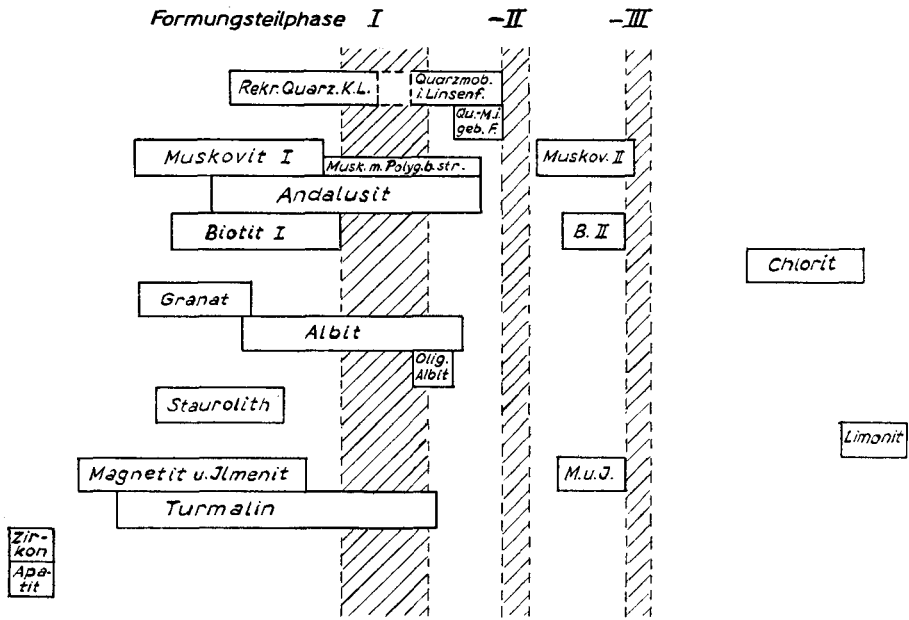


Abb. 12. Formungsteilphasen I und III: B-achbiale Formungen
 Formungsteilphase II: hOl-Scherung.

Fällen mit ihrer c-Achse \parallel der B-Achse des Gesteins liegen, in den wenigsten Fällen aber si-bildend auftreten.

Sehr selten finden sich Einschlüsse von Turmalin in Albit und in größeren Muskovitscheitern.

Zirkon

Als primär sedimentäres Schwermineral treten ca. $0,07 \times 0,05$ mm große Zirkoneier und -kristalle intergranular in rekristallisierten Quarzkornaggregaten, in frischem Andalusit, in den Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit und in Muskovitlagen auf. In Chloriten und Biotiten liegende Zirkone verursachten pleochroitische Höfe.

Apatit

Apatit tritt als Seifenmineral mit ca. $0,09 \times 0,05$ mm großen Querschnitten intergranular in rekristallisierten Quarzkornaggregaten, in Muskovitlagen und als Einschlüsse (sehr selten) in Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit auf.

Ilmenit

Mit Magnetit vergesellschaftet kommt Ilmenit bevorzugt in Chlorit und Biotit, seltener in Muskovit vor. Diese Beobachtung beschränkt sich allerdings auf nur einen Teil des Schliffmaterials. Die Ilmenitblättchen und -kristallskelette stellen metamorphe Bildungen dar (Entmischung aus Biotiten und Muskoviten).

Der Beschreibung der einzelnen Gemengteile nach ließ sich eine stark schematisierte Gesteinscharakteristik bezüglich des zeitlichen Ablaufs der Mineralbildung in ihrer Beziehung zu tektonischen Vorgängen aufstellen. Sie findet sich in Abb. 12 dargestellt.

Makroskopischen Befunden gemäß wurde diese Gesteinsserie als „Andalusit-Chlorit-Quarz-Granatphyllite“ bezeichnet. Diese Namengebung soll nach den mikroskopischen Untersuchungen modifiziert werden, da Serizit als selbständiger Gesteinsgemengteil fehlt und aus der Zersetzung von Biotit hervorgegangener Chlorit nie zu den Hauptgemengteilen zählt. Die Chlorit- und Serizitgehalte reichen lediglich aus, das Gestein grünlich zu färben und ihm eine phyllit-ähnliche Textur zu verleihen. Man sollte daher diese Gesteinsserie besser als „phyllitisierte Glimmerschiefer“ bezeichnen. Nach der Metamorphose lag dieses Gestein als Glimmerschiefer vor; während der Heraushebung kam es infolge Diaphthorese zur Chloritisierung eines Teils der Biotite und zur Serizitbildung. Dem Mineral Staurolith nach wurde das mesozonale Metamorphosestadium erreicht.

Auf Grund der in den verschiedenen Gebieten zu beobachtenden wechselnden Häufigkeit der jeweiligen Hauptgemengteile werden die Gesteine in den angeführten Bereichen nachfolgend bezeichnet:

1. Südöstlich von Wernersreuth als phyllitisierte Quarz-Chlorit-Granat-Andalusitglimmerschiefer,
2. Im Raume von Egglasgrün als phyllitisierte Quarz-Andalusit-Chlorit-Granatglimmerschiefer,
3. Südlich und südöstlich von Egglasgrün als phyllitisierte Andalusit-Quarz-Chlorit-Albit-Granatglimmerschiefer,
4. Östlich und nördlich von Rosall als Quarz-Andalusitglimmerschiefer bis muskovit-, biotit-, andalusitführender Quarzit.

b. Chlorit-Serizit-Quarzphyllite

1. Mit Andalusitbeteiligung

Schon bei der Kartierung und der Bemusterung der Gesteinsproben fiel auf, daß die Andalusitbeteiligung geringer als bei den „phyllitisierten Glimmerschiefern“ war; in den im Abschnitt B I bezeichneten Gebieten war sie jedoch durchweg vorhanden. Meist konnte bereits im Gelände ein hoher Zersetzungsgrad der Andalusite festgestellt werden, was durch die mikroskopischen Befunde bestätigt wurde. Die nachstehenden Gesteinsminerale sind der Häufigkeit nach geordnet: Quarz, Serizit, Chlorit, Muskovit, Biotit, Magnetit + Ilmenit, Andalusit, Granat, Turmalin, Limonit, Albit, Staurolith, Zirkon, Apatit, Klinozoisit und Titanit. Der Beschreibung der einzelnen Gesteinsminerale ist in tabellarischer Übersicht wieder eine Gesteinscharakteristik angeschlossen.

Quarz

Die rekristallisierten Quarzkornlagen

Die allgemeinen Kennzeichen entsprechen den schon beschriebenen rekristallisierten Quarzkornlagen der „phyllitisierten Glimmerschiefer“. Auch bei dieser Gesteinsserie sind die rekristallisierten Quarzkornlagen stets in ss angeordnet und bilden in zum Teil sehr enger Wechsellagerung mit Serizit- und feinkörnigen Muskovitlagen gut erkennbar ss ab. Die Größenordnung der einzelnen Quarzkörner liegt im Mittel bei 0,08 mm, maximal bei 0,12 mm. Inter-

granular finden sich Biotit, Muskovit, Serizit und Chlorit eingeschlossen. Die Mächtigkeit der jeweiligen rekristallisierten Quarzkornlagen kann zwischen 0,08 und 0,3 mm schwanken.

Allgemein war feststellbar, daß mit zunehmender Mächtigkeit der rekristallisierten Quarzkornlagen die intergranularen Einschlüsse abnehmen. Diese rekristallisierten Quarzkornlagen sind aber trotzdem von Quarzmobilisationen deutlich unterscheidbar.

Gelegentlich zeichnen rekristallisierte Quarzkornlagen bei enger Wechselagerung mit Muskoviten deutlich Feinfältelung ab. Die jeweiligen Einzelquarze erscheinen im Schliff \perp B langgestreckt und in den Faltenknien leicht gebogen. Feine Einschlüsse (von Turmalin und oxydischem Fe-Erz) konnten mitunter beobachtet werden. Die Teilbeweglichkeit der Quarze im Zuge der Haupt-B-Prägung war offenbar beträchtlich.

Bei zunehmender Quarzarmut erscheinen die einzelnen Quarze dünner rekristallisierte Quarzkornlagen immer feiner und langgestreckter (in ss). Das sonst übliche pflasterartige, homogene Gefüge wird stark anisotrop. Im Steinbruch von Königshütte deutet eine sehr schwache Rekristallisation der zum Teil unregelmäßig verstreuten Quarze ($0,07 \times 0,03$ mm) auf schwache Metamorphose. In einigen Fällen liegen solche kleinen Quarze nicht aggregatförmig rekristallisiert vor, sondern erscheinen perlschnurartig (in ss) aneinandergereiht. Bezeichnenderweise fehlen dort auch typische Quarzmobilisationen.

Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform

1. Quarzmobilisationen in ss

Die Mächtigkeit der Quarzmobilisationen kann außerordentlich schwanken. So finden sich von 1 mm bis 1 cm und mehr alle Übergänge. In den meisten Fällen erscheint der Mächtigkeit der Quarzmobilisation die Korngröße der Quarz-Einzelindividuen (von ca. 0,1—0,8 mm) proportional. Die Quarzmobilisationen liegen sowohl in Serizit als auch in rekristallisierten Quarzkornlagen bzw. bevorzugen die Grenzzone. Auffallend ist wieder der charakteristische hohe Reinheitsgrad der Quarzmobilisationen bezüglich intergranularer Einschlüsse (Chlorit, Biotit).

Aufschlußreich hinsichtlich einer relativen Altersdatierung erscheint eine Quarzmobilisation, die bei ihrem Vordringen in ss von Andalusit (heute Pseudomorphose von Serizit nach Andalusit) zum seitlichen Ausweichen veranlaßt wurde. Beiderseits der Pseudomorphose verläuft die Quarzmobilisation in gleicher Weise weiter. Das jüngere Alter der Quarzmobilisationen gegenüber Andalusit wird hierdurch wieder bestätigt.

Gelegentlich ist in der Grenzzone: Serizit-Quarzmobilisation ein feines Limonitbändchen erkennbar, das auf eine bestehende festigkeitsmechanische Schwächezone hinweist.

Rekristallisierte Quarzkornaggregate mit reichlich intergranularen Einschlüssen (Muskovit, Chlorit) treten vielfach inselartig in Quarzmobilisationen auf und erscheinen als „Assimilationsreste“ der Quarzmobilisationen. Die benachbarte Serizit-Muskovit-Chloritsubstanz ist nahezu quarzfrei, wodurch metamorphe Differentiation naheliegt.

2. In Scherflächen verlaufende Quarzmobilisationen

In einer rekristallisierten Quarzkornlage liegt eine sigmoide Quarzmobilisation. Von Wichtigkeit ist, daß die Quarzmobilisation die hangenden und liegenden Muskovit-Biotit-Serizitlagen nicht durchsetzt.

Diese Bildungsweise ist wohl folgendermaßen zu verstehen:

Vor der Bildung dieser Quarzmobilisation existierten Scherflächen, die in rekristallisierten Quarzkornlagen durch Bewegungen \parallel ss sigmoid verzerrt und \pm geöffnet wurden, wodurch sich in ihnen Quarzmobilisationen sammeln konnten. Die Muskovit-Biotit-Serizitlagen reagierten auf diese Bewegung nicht durch Klaffen; sie hatten im Gegenteil eine für die Quarzmobilisation abdämmende Wirkung.

Einschlußreiche Quarze

Verschiedentlich treten Quarze auf, die außerordentlich reich an feinen Einschlüssen von Muskovit, Turmalin, oxydischem Fe-Erz und unbestimmbaren Körnchen sind. Es existieren sowohl Einzelquarze als auch durch Mobilisation entstandene Quarzaggregate. Die von den rekristallisierten Quarzkornlagen und Quarzmobilisationen mit Linsenform bekannte pflasterartige Struktur ist nicht vorhanden; an ihrer Stelle sieht man im Schliff \perp B Quarze mit schlauchartigen, oft in sich verschlungenen Kornformen. Gelappte, unregelmäßig verlaufende Kornumrandungen stellen mit ein wesentliches Kennzeichen dieser Quarze dar.

Diese Quarzart findet sich zwischen Serizit, Muskovit, Biotit und im Andalusit. Die feinen Einschlüsse bilden ein internes s-Gefüge (si), das zum externen ss (se) sowohl \parallel als auch \perp liegen kann. Während feine Magnetite in Andalusit ein si \parallel se (= ss) erzeugen, bilden die übrigen Einschlüsse (Muskovit, Turmalin und Unbestimmbares) sowie die Kornform dieser in Andalusit eingeschlossenen Quarze ein si \perp se. Liegen die Quarze in Serizit bzw. Muskovit, so bilden die oft zahlreichen feinsten Erzeinschlüsse (bei weitgehend zurücktretenden Turmalinen, Muskoviten und unbestimmbaren Körnchen) in verschiedenen Fällen ein si \parallel dem se (ss) ab. Sind als Einschlüsse nur feine Turmaline, Muskovite und unbestimmbar kleine Partikelchen vorhanden, so liegt das si \perp , zum Teil auch \parallel se (= ss).

Laminare Bewegungen in ss führten durch Rotation von angelegten Scherflächen zu sigmoider Serizitanordnung zwischen den Haupt-Bewegungsflächen. Die durch einsetzende Mobilisation gesammelte Quarzsubstanz erfüllte sowohl die sigmoiden Öffnungen als auch teilweise die Haupt-Bewegungsflächen. Das Magnetit-si entstand in den Haupt-Bewegungsflächen und verläuft geradlinig parallel. Die Einschlüsse von Turmalin, Muskovit und unbestimmbaren Partikelchen bilden hingegen die sigmoid verstellten Feinschichtungen ab; in eben derselben Richtung sind die Kornformen der mobilisierten Quarze beeinflusst. Seltener Quarzmobilisationen in der Haupt-Bewegungsebene beinhalten dementsprechend ein si aus oxydischem Fe-Erz und den übrigen Einschlüssen, welches \parallel zu dieser Ebene verläuft. Bereichsweise werden solche si-Gefüge von Andalusit nachträglich umschlossen und ergeben dann die oben beschriebenen unterschiedlich orientierten Interngefüge in Andalusit.

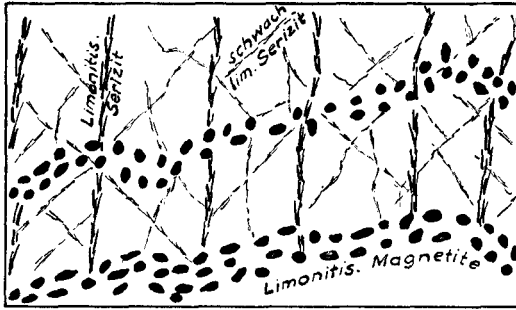


Abb. 13. Die kleinen, in leichter Wellung perlschnurartig angeordneten Magnetite bilden ss ab. In hOl-Richtungen erscheinen feine Serizitlagen, die gewöhnlich leicht limonitisiert sind. Etwa 50fache Vergrößerung.

Serizit

In oft enger Wechsellagerung mit rekristallisierten Quarzkornlagen existieren Lagen aus Serizit und sehr feinkörnigen Muskoviten, wodurch ss gut zum Ausdruck kommt. Betont wird das ss-Gefüge weiterhin durch feine, ca. 0,015 bis 0,025 mm ϕ große, zeilenartig angeordnete Magnetite. Die Menge dieser perlschnurartig aneinandergereihten Magnetite wächst meist mit zunehmenden Serizitanteilen im Gestein. Anstelle der rekristallisierten Quarzkornlagen können auch zeilenförmig angeordnete Einzelquarze treten.

Mitunter sind bei sehr feiner Wechsellagerung (mit rekristallisierten Quarzkornlagen oder Einzelquarzen) folgende Besonderheiten hinsichtlich der Serizitbildung zu beobachten:

- a) In unmittelbarer Nachbarschaft der Quarze erscheint der streng in ss liegende Serizit etwas gröber kristallisiert.
- b) Zwischen den Quarzlagen und den grobblättrigen Seriziten in ss existieren sehr feinkörnige Serizite, bei denen eine bevorzugte Richtungsorientierung nicht erkennbar ist.

Stellenweise fehlt Quarz; in den oft sehr dichten Serizitfilzen übernehmen dann die feinen, zeilenartig angeordneten Magnetite die Abbildung von ss (Abb. 13).

In seltenen Fällen tritt Wechsellagerung von Serizit mit in ss liegenden, schon beträchtlich zersetzten Biotiten auf. In diesem Fall ist bei den Seriziten leichte Kristallisation zu feinen Muskoviten feststellbar. Das feine Magnetit-ss-Gefüge ist wie stets vorhanden.

Gelegentlich können im Serizitfilz sigmoid angeordnete Muskovitbildungen beobachtet werden. In hOl-Scherflächen gewachsene Muskovite werden durch Relativbewegung auf ss an den jeweiligen Enden gedreht. ss als Gesteinstranslationsebene verheilte offenbar nie wieder völlig. Feine Limonitisierungen machen diese festigkeitsmechanische Schwächezone deutlich erkennbar.

Chlorit

Die Chloritisierung der Biotite dieser Gesteinsserie ist noch bedeutender als im Gebiet der „phyllitisierten Glimmerschiefer“. Die Zersetzung der Biotite zu Chlorit ist oft soweit fortgeschritten, so daß Biotit nur mehr in feinen Fetzen im Chlorit auftritt. Die von den „phyllitisierten Glimmerschiefern“ bekannte randliche Chloritisierung von Granaten ist diesmal ebenfalls ausgeprägter. In

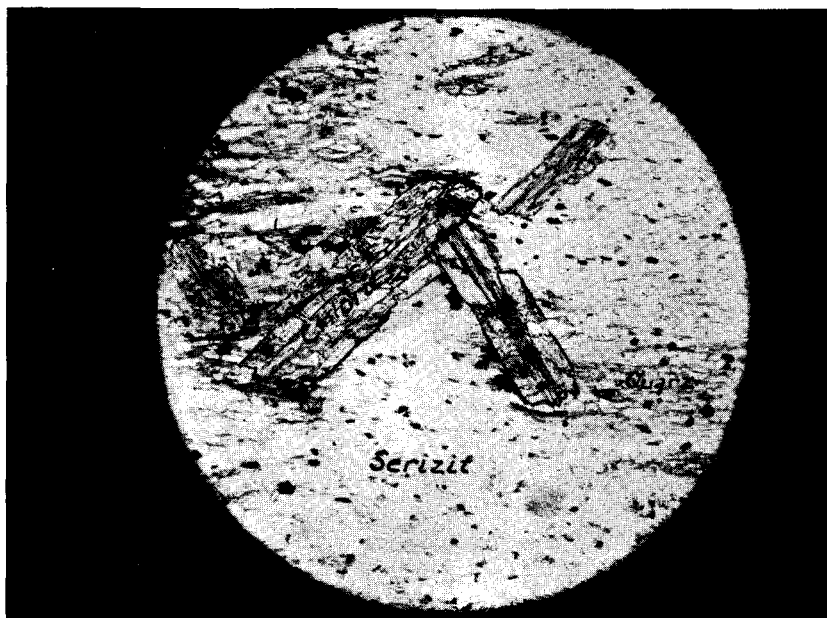


Abb. 14. In hOl-Richtungen finden sich Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit (grau bis grauweiß) in dichtem Serizit (weißgrau). Die zeilenförmige Anordnung der kleinen Magnetite (schwarz) kommt in dieser Abbildung weniger deutlich zum Ausdruck. Nicols parallel, etwa 58fache Vergrößerung.

verschiedenen Fällen existiert nur mehr eine konzentrische Chloritanreicherung in limonitdurchtränkter Umgebung als Pseudomorphose nach Granat.

Undeformierte Querchlorite in hOl-Richtungen und \perp ss mit nahezu rechtwinkligen ca. $0,25 \times 0,1$ mm großen Querschnitten finden sich in dichtem Serizit oder in den feinsten Wechsellagerungsbereichen von Serizit mit Quarz. In der näheren Umgebung ist meist feine Limonitisierung zu beobachten. Maximale Chloritquerschnitte mit $0,5 \times 0,2$ mm sind nicht selten.

Sowohl den auffallenden, rechteckigen Querschnitten als auch der feinen Limonitisierung der Umgebung nach ist zu schließen, daß diese Chlorite Pseudomorphosen nach Biotit darstellen (Abb. 14). Diese Biotitsprossung in dichtem Serizit oder in Wechsellagerungen Serizit mit feinem Quarz ist für spätere Betrachtungen (Abschnitt: C I i 1) noch von Bedeutung.

In manchen Fällen finden sich feinblättrige Chlorite streng \parallel ss. Zwischen den feinen Muskoviten und Seriziten treten aber auch dünne und stärkere (0,15 mm) Lagen mit Chloriten auf; ebenso in rekristallisierten Quarzlagen ist Chloritbildung feststellbar. In letzteren sind jedoch Häufigkeit und Korngröße erheblich geringer als in serizitischen Partien. In diesen beobachtet man außerdem kleine (ca. $0,05 \times 0,02$ mm) Einzelchlorite, die ein bevorzugtes Auftreten mit Annäherung an Quarzmobilisationen erkennen lassen. Daraus kann geschlossen werden, daß die späten und tieftemperierten Lösungsumsätze, die diese Quarzmobilisationen erzeugten, in genetischer Beziehung zur Chloritbildung stehen. Zuweilen unter 45° gegen ss auftretende langgestreckte Chlorite lassen Sprossung in Scherflächenrichtung erkennen.

Muskovit

Die Muskovitkristallisation blieb weiter hinter der in den „phyllitisierten Glimmerschiefern“ beobachteten zurück. Analog den Ausführungen bei dieser Gesteinsart kann aber wiederum zwischen Muskovit I (M I) und Muskovit II (M II) unterschieden werden. Vorwiegend treten feine Muskovite I in ss, meist in Wechsellagerung mit rekristallisierten Quarzkornlagen oder perlschnurartig aneinandergereihten Einzelquarzen, auf. Stärkere Muskovitlagen sind selten. In vielen Fällen zeigen Serizite eine sehr bescheidene Rekristallisation zu Muskovit I. Noch mehr als das Muskovit I-Wachstum tritt das von M II zurück. Nur gelegentlich konnten ca. 0,15 mm lange, schmale Muskovite II (bedeutend kleiner als M II der phyllitisierten Glimmerschiefer) in hOl-Scherflächenrichtungen beobachtet werden. Zuweilen bilden feine Muskovite (M I) Feinfältelung ab.

Im Gegensatz zur Gesteinsserie der phyllitisierten Glimmerschiefer stand dieses Gestein — wie bereits bei Quarz festgestellt — unter schwächeren Metamorphosebedingungen.

Biotit

Die bei den phyllitisierten Glimmerschiefern festgestellten beiden Biotitgenerationen finden sich zwar auch hier wieder, aber nur in wenigen Fällen. Ihre Korngrößen sind auffallend kleiner. Beide Generationen kommen selten gemeinsam vor. Gewöhnlich finden sich Biotite I in ss, wobei die Umwandlung sehr weit fortgeschritten ist. Vereinzelt treten aber große ($0,4 \times 0,2$ mm) Querbiotite frei im Gefüge auf.

Im Gebiet „Im Berg“ sowie südlich von Altenhammer und im Nahbereich des Steinbruchs von Königshütte fehlt Biotit. Es sind hier stattdessen die bereits bei der Beschreibung von Chlorit erwähnten Querchlorite mit auffallend rechteckigen Querschnitten ($0,25 \times 0,1$ mm) zu beobachten. Die Diaphthorese führte in diesen Gebieten zur völligen Umwandlung von Biotit zu Chlorit und zu in der näheren Umgebung fixiertem feinverteilten Limonit.

Magnetit

Magnetit in sehr feiner, zeilenartig angeordneter Ausbildung || ss wurde bereits erörtert. Größere, unregelmäßig in Serizit eingebettete Magnetite erscheinen seltener. Gelegentlich ist eine besondere Anreicherung von kleinen, randlich leicht limonitisierten Magnetitkörnchen in den Faltenscharnieren von Serizit zu beobachten. Im Gegensatz zu den phyllitisierten Glimmerschiefern vermochten die durch die Tektonik geschaffenen Porenräume die hier noch mobilen Fe-Gehalte aufzunehmen. Leichte randliche Limonitierung von feinen Magnetiten tritt häufiger auf.

Gelegentlich wuchs in Intergranularen rekristallisierter Quarzkornlagen Magnetit, der bei weiterer Stoffzufuhr auch Quarz verdrängte. Solche kleinen Quarzpartikelchen sind in Magnetitkristallen noch sichtbar.

Andalusit

Fein verfilzte, geschlossene Serizitaggregate weisen auf das ehemalige Vorhandensein von Andalusit hin, zumal stellenweise noch Reste davon in Serizit schwimmen. Die Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit sind deutlich von den selbständigen Seriziten in ss zu unterscheiden. Durchschnittlich

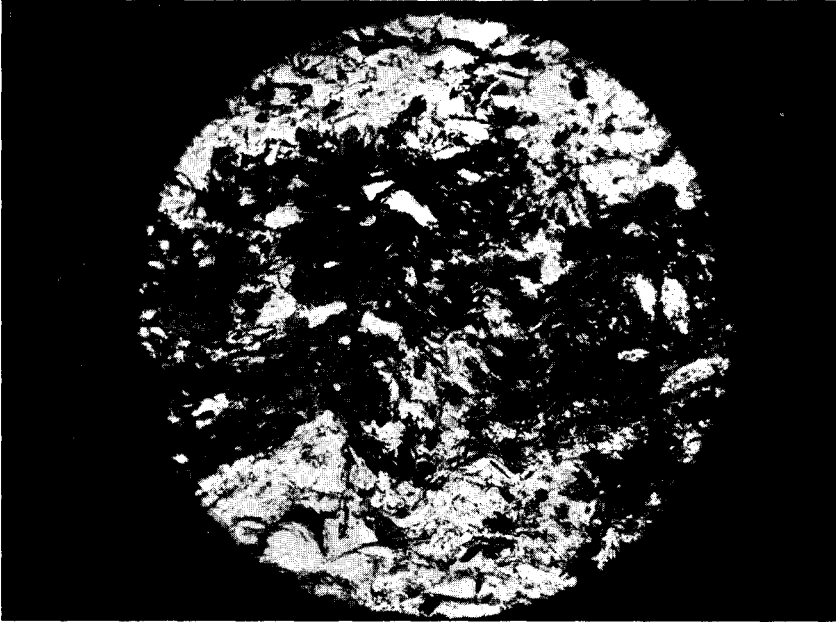


Abb. 15. Kornform und Interngefüge [Quarz (weiß) und Serizit (grauweiß)] von Andalusit (schwarzgrau bis schwarz) bilden Feinfältelung des Gefüges (Serizit und Quarz) ab. Para- bis posttektonisches Andalusitwachstum geht aus diesem Gefügebild hervor. Nicols gekreuzt, etwa 58fache Vergrößerung.

0,6 × 0,7 mm große Pseudomorphosen führen als Einschlüsse feine Magnetite, Biotit, Muskovit und Quarz, die in verschiedenen Fällen ein unverstelltes si bilden. Lokal findet man auch Magnetitanreicherungen sowohl in Andalusitrelikten als auch in Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit.

In Andalusitresten sind mitunter noch frische Biotite vorhanden; in den Pseudomorphosen hingegen sind die Biotite schon fast völlig zersetzt. Stellenweise kann in Serizitfilzen feine, diffuse Limonitisierung beobachtet werden, die von der restlosen Biotitzersetzung herrühren dürfte. So versteht sich auch eine schwache Chloritbildung. Manchmal kommt es jedoch auch zu lebhafter Chlorit sprossung in den Pseudomorphosen, die mitunter sogar ein Vorherrschen von Chlorit gegenüber Serizit zur Folge hat. Diese Chloritneubildung in Andalusitpseudomorphosen läßt in solchen Fällen wahrscheinlich auf eine schon länger zurückliegende Andalusitzerzersetzung schließen.

Eine zum Teil nur randliche Serizitisierung (0,5 bis 1 mm breit) großer Andalusite kann im Raum südlich von Altenhammer beobachtet werden. Sowohl das Interngefüge (Magnetit und Quarz) als auch die Kornform bilden die Feinfältelung des Gefüges ab und erwecken mitunter den Eindruck, daß ihre Kristallisation schon während der Gesteinsbewegung einsetzte, diese aber deutlich überdauerte (Abb. 15). Durch Serizitstreifen gekennzeichnete Schrägschichtungen, die zwischen rekristallisiertem Quarzbereich liegen, beinhalten ebenfalls solche Andalusitbildungen. Die Schrägschichtungsgefüge wurden primär angelegt; eine tektonische Prägung dieser Gefüge, die insbesondere im Handstück-Anschliff gut

zu beobachten sind, scheidet aus. In diesen noch relativ frischen Andalusiten lassen sich meist korrodiert erscheinende Biotite neben idiomorphen Muskovititen beobachten. Diese Tatsache ist so zu verstehen, daß die Muskovitbildung vor der Andalusitkristallisation abgeschlossen war, während die allgemein später einsetzende Biotitkristallisation noch im Gange war und von der Andalusit-sprossung behindert wurde. Das Beispiel liefert eine Bestätigung der schon bei den phyllitisierten Glimmerschiefern festgestellten relativen Altersdatierung dieser Gesteinsgemengteile.

Makroskopisch frisch erscheinende Andalusite dieser Gesteinsart erwiesen sich mikroskopisch als nahezu völlig serizitisiert. In Fällen, wo makroskopisch keine Andalusite zu sehen waren, fanden sich mikroskopisch dennoch durchweg die bekannten Pseudomorphosen.

Granat (Almandin)

Hypidiomorph bis idiomorphe, 0,3—0,4 mm ϕ große Granate liegen in serizitischen (und chloritreichen) Lagen. Sie demonstrieren typisches unverstelltes und verstelltes si. Die Druckschattenbereiche zeigen Muskovit-, Biotit- und Quarzkristallisation. Eine randliche Limonitisierung ist nahezu allen Granaten gemeinsam.

Allotriomorphe, bizarr erscheinende Granate in rekristallisierten Quarzkornlagen treten sehr selten auf. Völliges Fehlen von Granaten ist südlich von Altenhammer, im Bereich des Steinbruchs von Königshütte und von Im Berg zu verzeichnen.

Turmalin

Der weitaus größte Teil aller Turmaline (idiomorph mit häufig Zonarbau) liegt mit der c-Achse \parallel der Gesteine B-Achse. Die in Serizit auftretenden Turmaline weisen durchweg gleiche Korngrößen auf. Sehr kleine Körnchen (0,015 mm ϕ) finden sich stellenweise perlschnurartig in ss aneinandergereiht. Einschlüsse in Quarz sind selten.

Limonit

Von der Zersetzung der Gemengteile Granat, Biotit und feiner Magnetite herrührender Limonit erfüllt außer den vom zersetzten Mineral vorgezeichneten Stellen gerne Schwächezonen in ss. So dringt er als jüngste Bildung in immer feiner werdenden Verästelungen in ss vor. Selten wandert Limonit auf scheinbar unregelmäßigen Bahnen durch das Gefüge.

Albit

Im Gegensatz zur Gesteinsserie der phyllitisierten Glimmerschiefer treten Albite hier nur akzessorisch auf. Serizitisierung und feinkörnige Chloritbildung geht von den Spaltflächen aus. Ein einziges Beispiel läßt infolge Verdrängung von Albit durch eine rekristallisierte Quarzkornlage die relativen Altersverhältnisse: älterer Albit — jüngerer Quarz erkennen. Im Albit eingeschlossene Biotite sind nahezu völlig limonitisiert. Südlich von Altenhammer, im Bereich des Steinbruchs von Königshütte und Im Berg fehlen die Albite.

Staurolith

Staurolith konnte nur westlich und etwas nördlich der Kapelle Allerheiligen sowie aus dem südwestlichen Raum des Magnetkies-Lagers der Grube „Bayerland“ festgestellt werden. Westlich der Kapelle tritt Staurolith sogar als Nebengemengteil in einem Gestein auf, das dem Metamorphosegrad nach zwischen den phyllitisierten Glimmerschiefern im Osten und der schwächer metamorphen Serie (Im Berg, Steinbruch von Königshütte usw.) im Westen des Kartierungsgebietes steht. Es besteht sogar nähere Verwandtschaft zu den phyllitisierten Glimmerschiefern.

Die hier auftretenden Staurolithe sind durchweg idiomorph. Die Korngrößen schwanken von $0,3 \times 0,2$ mm bis $1 \times 0,5$ mm. Zuweilen sind Durchkreuzungszwillinge nach (032) und (232) anzutreffen. Ein $1 \times 0,5$ mm großer, mit der Längsrichtung in ss liegender Staurolith weist verstelltes Magnetit-si auf. Die kleineren, meist hypidiomorph bis idiomorphen Staurolithe lassen unverstelltes oder nur sehr leicht verstelltes si erkennen. Mit der Kornform gekrümmtes si (Magnetite und Quarze) läßt auf ein Wachstum während des Ausklügens der tektonischen Phase schließen. Die Mehrzahl der Staurolithe zeigt randliche Zersetzungserscheinungen (Serizitisierung, Limonitisierung).

Die Beobachtungen an den Interngefügen der Staurolithe weisen auf einen längeren Kristallisationszeitraum hin.

Zirkon

Als primärer Sedimentgemengteil finden sich Zirkoneier in Serizit und in rekristallisierten Quarzkornlagen. Ein spezielles Beispiel zeigt einen $0,3 \times 0,1$ mm großen, idiomorphen Zirkon ohne si mit der c-Achse \perp ss. 2 limonitisierte Scherflächen ziehen durch den Kristall. Südlich von Altenhammer, im Bereich des Steinbruchs von Königshütte und Im Berg ist Zirkon seltenster akzessorischer Gemengteil oder fehlt ganz.

Apatit

Feine, meist ovale Apatitkörnchen liegen in rekristallisierten Quarzkornlagen, seltener in Serizit.

Ilmenit

In feinen, länglichen Körnchen und weit weniger häufig in Kristallskeletten wie in den phyllitisierten Glimmerschiefern tritt Ilmenit in Serizit und Chlorit auf.

Klinozoisit

Klinozoisit war nur in einem einzigen Handstück aus dem Raum südlich von Altenhammer zu beobachten. Mit stengeligem Habitus (ca. $0,25 \times 0,03$ mm) tritt Klinozoisit frei im Gefüge sprossend in Serizit und Muskovit sowie in rekristallisierten Quarzkornlagen auf. Er findet sich auch in Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit; demzufolge ist das Alter von Klinozoisit als relativ jung einzuschätzen. Obwohl die gesamte Gesteinsserie als solche kalkfrei ist, muß der zur Klinozoisitbildung erforderliche Ca-Gehalt örtlich primär im Sediment vorhanden gewesen sein.

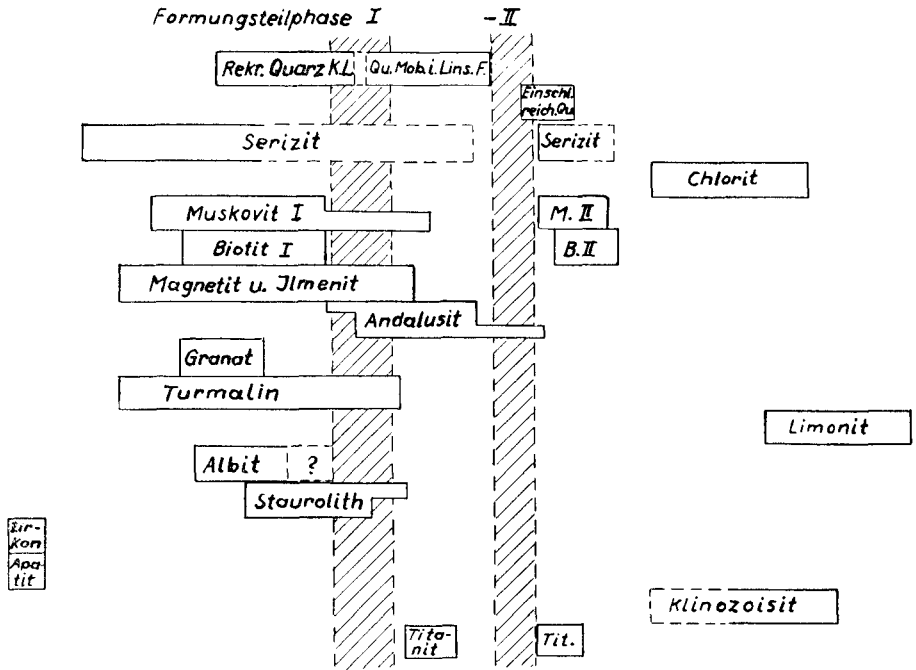


Abb. 16. Formungsteilphase I: B-achsiale Formung
Formungsteilphase II: hOl-Scherung.

Titanit

in feinkörniger Ausbildung stellt in der gesamten Gesteinsserie den seltensten Gesteinsgemengteil dar.

Hinsichtlich des zeitlichen Ablaufes der Mineralbildung in Beziehung zum tektonischen Geschehen ließ sich eine schematische Gesteinscharakteristik aufstellen. Sie ist in Abb. 16 dargestellt.

In Übereinstimmung mit den makroskopischen Befunden kann nach der mikroskopischen Untersuchung der Gesteinsname: Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung beibehalten werden, wenn auch lokal die Bezeichnung: Quarz-Serizit-Chloritphyllite mit Andalusitbeteiligung der quantitativen Verteilung der wichtigsten Gemengteile besser Rechnung trägt. Die Tendenz zu quarzärmeren Gesteinen (Chlorit-Serizitphyllite mit Andalusitbeteiligung) ist im Gebiet südlich von Altenhammer, von Im Berg und des Steinbruchs von Königshütte zu beobachten.

Der Grad der Metamorphose erwies sich gegenüber den phyllitisierten Glimmerschiefern als niedriger. Das Stadium der Mesozone wurde nur gelegentlich erreicht (Staurolithe im Raum westlich und etwas nördlich der Kapelle Allerheiligen). Gewöhnlich herrscht epizonale Metamorphose vor. Es war somit feststellbar, daß im Kartierungsgebiet von E nach W gehend ein leichtes Abnehmen des Metamorphosegrades existiert.

b. Chlorit-Serizit-Quarzphyllite

2. Ohne Andalusitbeteiligung

Die Kartierung und die makroskopische Beschreibung dieser Gesteine stellten bereits den niedrigeren Metamorphosegrad im Vergleich zu den bisher erörterten Gesteinsserien heraus. Den mikroskopischen Untersuchungen zufolge bestehen die Gemengteile aus: Quarz, Serizit, Chlorit, Magnetit, Muskovit, Biotit, Turmalin, Limonit, Zirkon und Albit.

Die einzelnen Mineralien werden hier nur vergleichend mit denjenigen der Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung betrachtet.

Q u a r z

Rekristallisierte Quarzkornaggregate treten wieder auf. Auffallend ist die meist gleichbleibende Größenordnung der einzelnen Quarzindividuen mit ca. 0,08 mm ϕ . Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform lassen sehr hohen Reinheitsgrad hinsichtlich intergranularer Einschlüsse erkennen. 6 mm starke Quarzknauern werden aus Einzelindividuen von ca. 1 mm ϕ aufgebaut. Weniger starke Quarzknauern weisen entsprechende kleinere Einzelindividuen auf. Zuweilen kommt es infolge bevorzugter Knauerbildung zu schlechter Abbildung von ss. Nur durch rekristallisierte Quarzkornaggregate, die gelegentlich als „reliktische Einschlüsse“ in Quarzmobilisationen erscheinen, wird in Wechselagerung mit Serizit ss abgezeichnet. Dies erfolgt auch durch zeilenförmig angeordnete Einzelquarze mit durchweg einheitlichen Korngrößen von 0,08 mm ϕ . An Einschlüssen reiche Quarze mit lappigen Kornumgrenzungen kommen sehr selten vor.

S e r i z i t

erscheint ähnlich wie in den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten (b I). Eine hOl-Scherflächenprägung mit später erfolgter sigmoider Verstellung durch Gleitung auf ss ist häufiger zu beobachten. Stellenweise kam es auch nur zur Scherflächenprägung ohne Bewegung von ss. Bei nicht vorhandener Scherbeanspruchung ist in vielen Fällen Feinfältelung abgebildet.

Fein- und feinstblättriges Chloritwachstum in ss zwischen Serizit und feinem Muskovit ist die Regel. Weniger häufig tritt Chlorit in hOl-Scherflächenrichtungen auf.

Bei feinen Magnetiten dominiert die zeilenartige Anordnung \parallel ss. Unregelmäßiges Auftreten kommt nur gelegentlich — meist bei größeren Magnetitkörnern — vor.

Im allgemeinen erscheint das Muskovitwachstum noch schwächer als bei den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten unter b I ausgeprägt. Sonst gelten die bei jenen gemachten Beobachtungen. Während Muskovite I — in ss liegend — gewöhnlich 0,08 mm lang sind, erreichen Muskovite II — quer zu ss — bis 0,16 mm Länge.

B i o t i t e

gehören zu den Akzessorien und finden sich bevorzugt in rekristallisierten Quarzkornlagen. Dort ist auch die Zersetzung noch nicht so bedeutend wie in Serizit- und feinen Muskovitbereichen. Beide Generationen (Biotit I und II) sind in schwacher Ausbildung erkennbar.

Häufiger als in den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten unter b I tritt zonar-gebauter, idiomorpher Turmalin auf. Bevorzugt sind die meist mit der c-Achse \parallel dem Gesteins-B erscheinenden Turmaline an serizit- und muskovit-reiche Lagen gebunden. Limonit kommt auffallend seltener vor. Mitunter fehlt er ganz. Von der Zersetzung der Biotite und sehr feiner Magnetite her-rührend, liegt er in feinen Filmen vorwiegend zwischen ss.

Sehr selten und in nur feinen Körnchen findet sich Zirkon in Serizit-lagen. Ca. $0,08 \times 0,03$ mm große Albite sind stets von einer Limonitkruste umgeben und liegen in Serizit.

Im Gegensatz zu den phyllitisierten Glimmerschiefern und den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung fehlen Granat, Staurolith und Andalusit. Die vorherrschenden Gemengteile sind Quarz und Serizit; Chlorit steht quantitativ noch beträchtlich vor den übrigen Gesteinsmineralien. Die großen Querserizite oder ihre Pseudomorphosen nach Chlorit, wie sie bei den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten unter b I beobachtet wurden, fehlen.

Für diese Gesteinsart ist also insgesamt eine auffallend schwächere Meta-morphose kennzeichnend, die in der Hauptsache nur noch zur Mobilisation von Quarz führte; daneben existieren bezeichnenderweise hinreichend oft noch Ge-steinsbereiche mit kleinen Einzelquarzen, wo keine metamorphe Differentiation stattfand.

c. Limonitführende Quarz-Serizitphyllite bis Serizitquarzite

Der Mineralbestand dieser Gesteinsserie umfaßt: Serizit, Quarz, Limonit, Muskovit, Turmalin, oxydisches Fe-Erz, Albit und Zirkon. Abweichend hiervon weist das Gestein aus dem Bereich des Schupfenteichs nur Serizit, Muskovit, Quarz und Limonit auf. Insgesamt gilt, daß der für die bereits erörterten Gesteinstypen charakteristische Gemengteil Chlorit fehlt, wodurch das Gestein schon makroskopisch leicht unterscheidbar ist.

In den meisten Fällen stellt Serizit die Grundmasse dar. Nur selten überwiegt Limonit; die Serizite erscheinen dann mehr aggregat- und putzen-förmig. Stoffliche Wechsellagerungsgefüge bis in den $0,03$ mm-Bereich lassen ss gewöhnlich gut erkennen. Intensive Limonitisierung der ss-Serizitlagen ist stets zu beobachten; auch Serizit in hOl-Scherflächenrichtungen erscheint beträchtlich limonitdurchtränkt. Während in quarzreichen Lagen Scherflächenprägungen fehlen, sind diese durchweg in Serizitbereichen feststellbar. Eine sigmoide Serizitanordnung könnte neben anderen Deutungsmöglichkeiten auf ss parallele Gleitung nach einer Scherflächenprägung schließen lassen. Seltener als bisher zeichnet Serizit eine Feinfältelung (im $0,2$ mm-Bereich) ab.

Im Gebiet von Schupfenteich, wo derartig komplexe Serizitgefüge do-minieren, ist die Unterscheidung Schichtung—Schieferung oft sehr schwierig. Die wellenförmige Anordnung feiner, etwas limonitisierter Magnetite muß man wohl als ss betrachten (entsprechend Abb. 13), während die anderen durch be-vorzugte Mineralkornregelung sichtbaren Richtungen tektonisch geprägt wurden.

Selten existieren Serizitaggregate, die kristallographische Umgrenzung ver-muten lassen und zuweilen besondere Limonitanreicherung mit Einschlüssen von Quarz in der Mitte aufweisen. Sie dürften Pseudomorphosen nach Andalusit darstellen.

Lokal kann statt Serizit auch Quarz Hauptgesteinskomponente sein. Perlschnurartig aneinandergereihte Einzelquarze mit Korngrößen von 0,02 bis 0,08 mm ϕ treten gegenüber den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten ohne Andalusitbeteiligung weit häufiger auf. Meist erfolgt Abbildung von ss durch Wechsellagerung mit Serizit; länglichovale Kornformen von Einzelquarzen betonen dieses Gefüge.

Rekristallisierte Quarzkornlagen haben nicht mehr die Bedeutung wie bei den ersten beiden beschriebenen Gesteinstypen, weil im allgemeinen eine schwächere Rekristallisation zu beobachten ist. Die Größenordnung der Einzelindividuen liegt bei ca. 0,08 mm ϕ .

Auch Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform treten dementsprechend zurück. Einzelindividuen weisen mittlere Querschnitte von ca. 0,25 mm ϕ auf. In Quarzmobilisationen eingeschlossene Reste von rekristallisierten Quarzkornaggregaten zeigen hier deutlich, daß kein allmählicher Übergang, sondern eine scharfe Grenze zwischen rekristallisierten Quarzkornaggregaten und Quarzmobilisationen besteht. Die Teilbeweglichkeit der Quarzsubstanz letzterer erwies sich bedeutend höher als die rekristallisierten Quarzkornaggregate.

In ss verlaufende Quarzmobilisationen stellen die Regel dar. Gelegentlich weicht das in ss vordringende Ende bis zu 20° spitzwinklig dazu ab. Da die Grundmasse dieses Gesteins durchweg sehr feinkörnig ist, treten Quarzmobilisationen deutlich in Erscheinung, obwohl sie kaum stärker als 0,3 mm werden.

War Chlorit bei den ersten beiden Gesteinstypen ein charakteristischer Gemengteil, so ist es in diesem Gestein der Limonit. Grundsätzlich ist Limonit in ss und den Scherflächenrichtungen fixiert; bei starker Limonitbeteiligung erscheint ein mehr netzartiges Limonitgitterwerk, wobei die Tendenz einer bevorzugten Anreicherung in ss trotzdem gewahrt bleibt. Nur selten wird die Limonitisierung so stark, daß keine ausgezeichnete Richtung mehr erkennbar ist.

Mitunter ist anstelle eines bänderartigen Auftretens von Limonit eine mehr punktförmige Limonitisierung, ausgehend von feinen, zeilenartig angeordneten Magnetiten, zu beobachten. Diese Bildungen sind nur auf Serizitlagen beschränkt. Mit zunehmendem Quarzgehalt tritt die punktförmige und bandartige Limonitisierung zugunsten putzenförmiger Aggregate als teilweise Pseudomorphosen nach Magnetiten und Hydro-Hämatiten zurück. In sehr quarzreichen Partien ist die Limonitisierung an solchen Putzen oft verschwindend gering. Bei statistischer Beurteilung der Anordnung aller Magnetit- und Hydrohämatitputzen ergibt sich die bevorzugte Anreicherung in ss. Sehr selten in Serizit vorkommende, geometrisch klar umgrenzte Limonitbildungen (ca. 0,6 \times 0,2 mm), wobei meist keine vollständige Limonitfüllung, sondern nur ein netzartiges Limonitgitterwerk existiert, dürften als Pseudomorphosen nach Biotit gewertet werden. Isometrisch bis rundliche Gebilde können als Pseudomorphosen von Limonit nach Granat betrachtet werden.

Bei den Handstücken vom Schupfenteich ist die Limonitisierung durchweg an die Randbereiche gebunden, womit demonstriert wird, wie Fe der Oxydation entgegenwandert.

Feine, dem Serizitstadium entwachsene Muskovite liegen in ss und in hOl-Scherflächenrichtungen. Während die Serizite größtenteils von feiner Limonitsubstanz durchtränkt sind, ist dies bei den Muskoviten nicht der Fall. Die feine Muskovitbildung hält sich bevorzugt an die dichteren Serizitlagen. In den meisten Fällen dominiert das Auftreten in hOl-Scherflächen gegenüber Bildungen in ss. Serizit, Quarz und Limonit sind mit ca. 95 % am Gesteinsaufbau beteiligt; Muskovit spielt somit quantitativ eine sehr bescheidene Rolle.

T u r m a l i n

erscheint mit ca. $0,04 \times 0,03$ mm, maximal ca. $0,1 \times 0,15$ mm großen Querschnitten. Zonarbau mit nach außen heller werdenden Schalen ist vorhanden. Gegenüber den beiden ersten Gesteinsarten tritt Turmalin unter den akzessorischen Gemengteilen beträchtlich zurück.

Als kleine (ca. $0,05 \times 0,04$ mm) Körnchen liegen zuweilen wohl leicht serizitisierte Albite in Serizit. Meist sind sie von einer feinen Limonitkruste umgeben. Wegen der geringen Größe und der Serizitierungserscheinungen war eine Bestimmung des An-Gehaltes nicht möglich, zumal Zwillingslamellen fehlten und die Spaltbarkeit kaum auftrat.

Kleine Zirkoneier waren nur in seltensten Fällen zu beobachten.

Insgesamt wäre für diese Gesteinsgruppe hervorzuheben, daß Quarzmobilisationen, die makroskopisch nicht erkennbar waren, u. d. M. nachgewiesen werden konnten, wenngleich sie gegenüber den bisher betrachteten Gesteinstypen beträchtlich zurücktraten. Der primäre Fe-Gehalt des Sediments muß beträchtlich höher gewesen sein als bei den phyllitisch erscheinenden Glimmerschiefern und Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit und ohne Andalusitbeteiligung. Analytische Fe-Bestimmungen dieser Gesteine aus dem Distrikt Hammerholz ergaben Fe-Gehalte von ca. 6 %³⁾.

Der Grad der Metamorphose erreichte weder vor der B-Prägung noch nachher ein Stadium, wie es von den phyllitisierten Glimmerschiefern her bekannt ist. Den seltenen Pseudomorphosen nach Granat und Biotit zufolge dürfte der Grad der Metamorphose zwischen dem der Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung und der Chlorit-Serizit-Quarzphyllite ohne Andalusitbeteiligung gelegen haben. Trotzdem sind auch innerhalb dieses Gesteinstyps geringere Schwankungen im Grad der Metamorphose feststellbar.

Die Verwitterung fand infolge eines niedrigen Metamorphosestadiums erleichterte Einwirkungsbedingungen vor. Der nach der Metamorphose als oxydisches, durchweg in ss fixiertes Eisenerz vorliegende Fe-Gehalt erfuhr allmählich Aufoxydation, so daß Limonit heute das charakteristische Mineral dieser Gesteinsserie ist. Die Limonitbänder in ss stellen festigkeitsmechanische Schwächezonen dar, wodurch das Gestein feinblättrig bricht und mitunter braunrote Bodenfärbungen die Folge sind.

³⁾ Alle Analysen wurden freundlicherweise von Herrn Dr. HENSCHEL, Leiter des chemischen Labors der Grube „Bayerland“, ausgeführt.

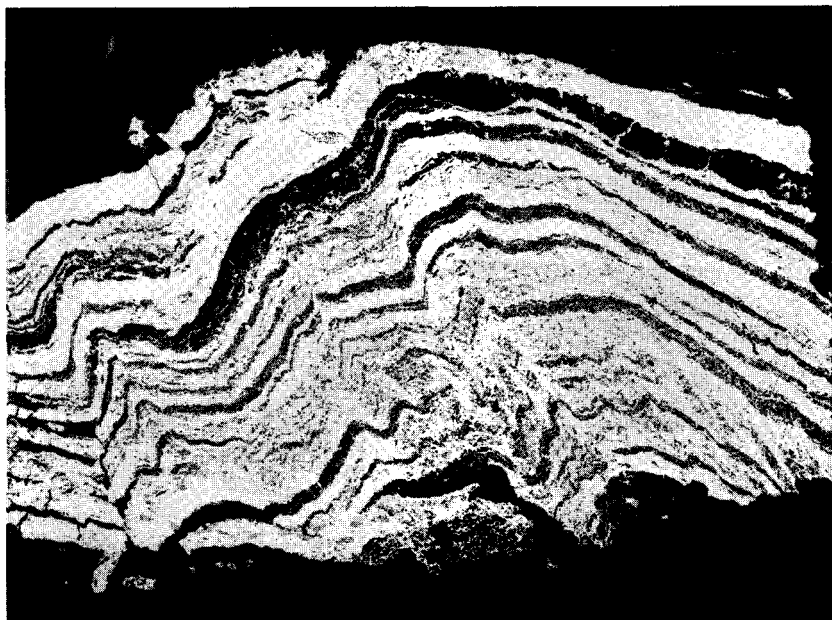


Abb. 17. Feinfältelung von Hydrohämatitbändern (weiß) mit rekristallisierten Quarzkornlagen (schwarz). Letztere demonstrieren deutlich die „Regel der Stauchfaltengröße“ (SANDER). Etwa 5fache Vergrößerung.

d. Hydrohämatit-Quarzphyllite bis -Quarzite

Dieses sich stärker von den bisher betrachteten Gesteinsarten unterscheidende Gestein ist makroskopisch — soweit es sich um Hydrohämatit-Quarzite handelt — mit quarzreichen Itabiriten vergleichbar, wobei in diesem Falle Hydrohämatit in Wechsellagerung mit Quarz tritt. Für regionalgeologische Betrachtungen (Abschnitt E) erweisen sich diese Bildungen als besonders wichtig. Sie unterscheiden sich eindeutig von den Hämatit-Quarzkonglomeraten.

Die Gemengteile dieses Gesteinstyps umfassen: Quarz, Hydrohämatit, Serizit, Nadeleisenerz, Muskovit, Magnetit, Turmalin, Pyrit, Zirkon. Die 5 letztgenannten Komponenten treten durchweg akzessorisch auf und können auch völlig fehlen.

Rekristallisierte Quarzkornlagen sind weit häufiger als bei den Limonitführenden Quarz-Serizitphylliten bis Serizitquarziten (Abschnitt C I c) vorhanden. Die Mächtigkeiten schwanken von 0,1 bis 0,6 mm; die Größenordnung der Einzelindividuen von 0,07 bis 0,15 mm ϕ , wobei 0,08 mm ϕ große Individuen dominieren. Hydrohämatit als Intergranularfüllung ist durchweg zu beobachten.

Genetisch bedeutsam ist, daß rekristallisierte Quarzkornlagen oft streng parallel mit Hydrohämatitbändern wechsellagern. Feinfältelung ist in vielen Fällen in demonstrativer Weise feststellbar (Abb. 17).

Im 0,15 mm-Bereich erscheinen feinere rekristallisierte Quarzkornlagen und Hydrohämatitbänder gefältelt, während stärkere rekristallisierte Quarzlagen weniger intensiv die Fältelung mitmachen (vgl. die Regel der Stauchfaltengröße,

B. SANDER 1948, S. 150). Zwischen den rekristallisierten Quarzkornlagen liegen im Hydrohämatit perlschnurartig aneinandergereihte Einzelquarze, welche in ihrer Anordnung die Feinfältelung noch intensiver demonstrieren. Die makroskopischen Befunde, wonach gefügemäßig Übereinstimmung mit Itabiriten besteht, werden durch diese Beobachtungen bestätigt.

Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform treten ebenfalls in weit größerem Ausmaß auf als bei den Limonitführenden Quarz-Serizitphylliten bis Serizitquarziten. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Quarzmobilisationen liegt bei ca. 1 mm (max. 6 mm). Die Einzelindividuen weisen Korngrößen von ca. 0,4 mm ϕ auf. Feine und feinste Intergranularfüllungen von Hydrohämatit existieren in der Mehrzahl der Fälle. Bei typisch knauerartigen Quarzmobilisationen erscheinen intergranular Hydrohämatitschmitzen.

Zuweilen sind in den Quarzmobilisationen Risse \perp ss vorhanden, die sich nicht in die darüber- oder darunterliegenden Hydrohämatitlagen fortsetzen. Diese Dehnungs-Klüftchen (bc) sind in den meisten Fällen mit Hydrohämatit bzw. Eisenerz gefüllt, zum Teil klaffen sie aber auch unausgefüllt.

Manchmal lassen sich auf Intergranularen von Quarzmobilisationen bei starker Vergrößerung feine Pyritfünkchen beobachten. Sie wurden zweifellos während der Mobilisation der Quarzsubstanz in den Intergranularen fixiert und konnten in dieser stabilen Einbettungsmasse von Verwitterungseinflüssen nicht getroffen werden. Für die Deutung der Genese des Goldervorkommens von Neualbenreuth ist diese Feststellung der Pyritfixierung von Wichtigkeit. In Serizitaggregaten fehlt Pyrit; falls er vorgelegen haben sollte, dürfte heute nur noch sein Verwitterungsprodukt Limonit existieren.

Reste typischer rekristallisierter Quarzkornaggregate mit reichlich intergranularen Einschlüssen von Hydrohämatit und Nadeleisenerz finden sich wiederholt in Quarzmobilisationen. Bei der Assimilation solcher rekristallisierter Quarzkornlagen erfolgte offenbar eine Konzentration ihrer Fe-Erzs substanz in derben Putzen von Hydrohämatit in der Quarzmobilisation. Diese sind dann in den sonst an intergranularen Einschlüssen sehr armen Quarzmobilisationen etwas öfter zu beobachten. So führte die metamorphe Differentiation sowohl bei Quarz als auch bei Hydrohämatit zu Anreicherungen und Konzentrationen.

Verschiedentlich liegen Quarzmobilisationen zwischen rekristallisierten Quarzkornlagen. Ein spitzwinkliges Auslenken aus ss kann wiederholt festgestellt werden.

Dichter Hydrohämatit tritt bandartig als Wechsellagerung in ss auf. Von hier aus dringt er in feinsten Filmen in die Intergranularen von Quarzmobilisationen. In Fällen überwiegenden Auftretens stellt Hydrohämatit die Grundmasse dar, in der sich Serizite, feine Muskovite, rekristallisierte Quarzkornlagen und Einzelquarze an ss halten. Die Abbildung dieser Wechsellagerungsfälle weist auf syndimentäre Bildungen.

Quer-Risse in Quarzmobilisationen sind mit Hydrohämatit und Nadeleisenerz verheilt. Die Hohlraumfüllung erfolgte dabei in mehreren, sich oft gegenseitig verdrängenden Generationen. In der Mehrzahl der Fälle kommt mit den jüngeren Generationen immer mehr ein Dominieren der Nadeleisenerzsubstanz zum Ausdruck. Gelstrukturen und schöne Drusenraumbildungen sind die Regel.

Außer den Quer-Rissen (in Richtung bc) gibt es in den Quarzmobilisationen längliche Hohlräume || ss. Sie sind mit glaskopf- und nierenförmigen Hydrohämait- und Nadeleisenerzschalen erfüllt. Reine Anwachserscheinungen ohne Verdrängung des älteren Minerals durch das jüngere treten ebenso wie typische Korrosionen der Rhythmitlagen auf. Die Anzahl der „Generationen“: Hydrohämait-Nadeleisenerz schwankt zwischen 3 und 8.

Verfolgt man Hydrohämait von der Quarzbegrenzung in Richtung Hohlraummitte, so zeigen sich in der Hydrohämaitsschale feinste Gelbänder mit leicht — oft schwer erkennbaren — differierenden Farbnuancen. Weiter nach innen zu erhalten diese einen merklich graueren Unterton, bis es zur Wechsellagerung mit Nadeleisenerz kommt. Auch die Nadeleisenerzschale ist durch feinste Gelbänder mit nur leicht voneinander abweichenden Farbtönen gekennzeichnet. Diese Erscheinungen, verbunden mit oft feinsten Wechsellagerungen von Hydrohämait mit Nadeleisenerz wiederholen sich stellenweise in beliebiger Anzahl. Es wechsellagern somit nicht nur Hydrohämait und Nadeleisenerz, sondern auch Varietäten von Hydrohämait und Nadeleisenerz. Sie wurden als solche bereits bei ihrer Bildung angelegt. Eine erst später erfolgte Limonitisierung eines Hydrohämaites wäre in weit unregelmäßigeren Bahnen verlaufen.

Die Entstehung der feinen wechsellagernden Gelbänder und -schalen ist auf lateritische Verwitterungsbedingungen zurückzuführen.

Aus der in ss fixierten Erzsubstanz stammen die sich später gelförmig in den bezeichneten Hohlräumen abgesetzten Varietäten des Hydrohämaites und Nadeleisenerzes. Mitunter setzte auch leichte Nadeleisenerzbildung in ss-Hydrohämaitbändern ein; bevorzugt ist sie an Grenzzonen von Hydrohämaitlagen gegen rekristallisierte Quarzkornaggregate gebunden. Auch putzenförmige intergranulare Hydrohämaitfüllung (selten Magnetit) in rekristallisierten Quarzkornlagen lassen gelegentlich leichte Limonitisierung (Nadeleisenerz) erkennen. Je breiter die ss-parallelen Hydrohämaitlagen werden, umso höher sind Reflexionspleochroismus und Anisotropieeffekte (wasserärmere Varietäten); die breiten Hydrohämaitbänder erwiesen sich den Verwitterungseinflüssen gegenüber widerstandsfähiger als schmale Lagen.

Serizit liegt meist in der Einbettungsmasse Hydrohämait—Nadeleisenerz; seltener finden sich in den rekristallisierten Quarzkornlagen Seriziteinlagerungen. Lagenartige Serizitanordnungen in ss erscheinen in phyllitischen Gesteinen häufiger, daneben treten auch feine, dünne Serizite, zum Teil auch Muskovite in hOl-Scherflächenrichtungen auf. Sigmoide Gefüge weisen darauf hin, daß nach der hOl-Scherflächenprägung noch „Translation“ in ss stattfand. Das tektonische Geschehen kommt andererseits auch durch Abbildung der Fältelung zum Ausdruck.

Rechteckig erscheinende Serizitpartien in Nadeleisenerz mit akzessorischen Turmalinen als Einschlüssen sind als Pseudomorphosen nach Andalusit zu betrachten. Die Limonitdurchtränkung dieser Pseudomorphosen ist sehr gering.

Es ist somit deutlich eine primäre, syngenetische, die Metamorphose und Tektonik erlebende Eisenerzbildung von einer späteren, in tektonischen Rissen der Quarzmobilisationen auftretenden Umlagerung und neuen Fixierung während lateritischer Verwitterungsbedingungen unterscheidbar. Die Quer-Risse wurden größtenteils durch umgelagerten Hydrohämait und Nadeleisenerz ver-

heilt; bei stockenden bzw. stagnierenden Umlagerungen blieben diese Risse frei. Bereits makroskopisch ist ein bis 0,7 mm breites Klaffen sichtbar.

Auf die primäre Eisenerzausfällung und -sedimentation wird im Abschnitt E eingegangen; ebenso werden dort Fragen nach einer Einstufung der lateritischen Verwitterungserscheinungen in einen geologischen Zeitabschnitt behandelt.

e. Limonitreiche Serizitphylite

Für diesen Gesteinstyp ist der generelle Aufbau durch Serizit, Quarz, Limonit (Nadeleisenerz), Muskovit, Magnetit, Turmalin, Hydrohämait, Andalusit, Tonminerale und Zirkon kennzeichnend. Makroskopisch und hinsichtlich der Mineralkomponenten bestehen Unterschiede zu den übrigen Gesteinsserien, besonders zu den phyllitisierten Glimmerschiefern.

Serizite treten in Wechsellagerung mit rekristallisierten Quarzkornlagen auf. Enge Wechsellagerung im 0,05 mm-Bereich mit Einzelquarzen existiert ebenso wie breitere, < 1 mm starke, parallellagige Anordnung von Serizit und rekristallisierten Quarzkornlagen; es wird in Fällen perlschnurartiger Aneinanderreihung kleiner, rundlicher oder ovaler Magnetite besonders betont. Abbildung der Feinfältelung ist gelegentlich erkennbar.

Vielfach wird Scherflächenprägung durch feine, dünne Muskovite abgebildet. Bereichsweise dominiert eine hOl-Richtung; auch das Auftreten beider Scherflächenrichtungen wurde beobachtet.

Von geregelten Seriziten sind deutlich unregelmäßige, mehr schuppige Serizitbereiche als Pseudomorphosen nach Andalusit unterscheidbar, zumal stellenweise noch geringe Andalusitrelikte als deren Kern vorhanden sind.

Magnetit-silicium in den Andalusiten ist unverstellt und setzt sich ebenso in den Serizit-Pseudomorphosenbereich fort. Bedeutsam erscheint, daß mit wachsender Entfernung von den Andalusitrelikten eine zunehmende Limonitisierung der feinen Magnetite verbunden ist. In den entferntesten Pseudomorphosenstellen treten nurmehr Limonitpünktchen bzw. feine -putzen auf; gelegentlich geht hiervon diffuse Limonitisierung aus. Weiterhin zeigt sich mit wachsender Entfernung von den Andalusitrelikten deutlich Kornvergrößerung der Serizite. Verschiedentlich finden sich in den Pseudomorphosen Muskovite.

Die Beschreibung dieser Andalusitpseudomorphosen erfolgte deshalb eingehender, da sie häufig ohne Andalusitrelikte zu beobachten sind. Genau umgrenzte Kornformen existieren nicht; sie sind stets durch ein weiter um sich greifendes Wuchern der Serizitsubstanz verwischt. In den ss-Serizitlagen mit ebenfalls in dieser Richtung orientierten Limonitfilmen kommen solche Serizitaggregate vor, wobei Limonit wolkenartig in den grobkörnigen Seriziten, die stellenweise Muskovit überlappen, auftritt. Zuweilen finden sich die Limonitgehalte angereichert vor.

Es gibt aber auch Serizitaggregate, die diesen schuppigen, fleckenförmigen Habitus der Serizite zwar überwiegend aufweisen, jedoch auch einen gewissen Regelungsgrad der Serizite erkennen lassen. Limonit und zum Teil etwas oxydierte feine Magnetite treten wie gewöhnlich in diesen Pseudomorphosen auf. Dieses schwach orientierte Wachstum der Serizite ist auf eine sehr frühzeitig eingetretene Diaphoresis zurückzuführen, die noch unter gerichteten Druckwirkungen erfolgte.

Die rekristallisierten Quarzkornlagen erreichen selten größere Mächtigkeiten als 0,15 mm. Bemerkenswert ist, daß die Größenordnung der Einzelindividuen nur in geringen Grenzen von 0,04 bis 0,07 mm ϕ schwankt, wobei Korngrößen von 0,04 mm ϕ vorherrschen. Intergranular tritt Serizit auf; bei häufigerem Auftreten liegt er gerne in ss orientiert. Die Wechsellagerung mit meist stärkeren Serizitlagen ist durchweg ausgeprägt.

Einzelne Quarzkörner zeichnen durch zeilenförmige Anordnung ebenfalls deutlich ss ab. Die Quarzkorngrößen liegen zwischen 0,03 und 0,05 mm ϕ . Übergänge zu dünnen, schwach rekristallisierten bis zu stärkeren Quarzkornlagen sind in vielen Fällen zu beobachten.

Die Quarzmobilisationen zeigen oft plötzliche Dickenänderungen. Etwas gekrümmt erscheinende Quarzmobilisationen lassen auf syn- bis posttektonische Kristallisation schließen. Die bereits bei den Hydrohämait-Quarziten beobachteten Quer-Risse in linsenförmigen Quarzmobilisationen sind auch hier erkennbar. Die Verheilung erfolgte durch Limonit oder Serizit. Gerne treten die Quarzmobilisationen knauerförmig auf. Die Größenordnungen reichen dabei von $0,2 \times 0,15$ mm bis 6×4 mm. Zuweilen sind Quarzmobilisationen, die sich in gekrümmter Form durch rekristallisierte Quarzkornlagen ziehen, vorhanden. Sehr selten sind unregelmäßig verlaufende Quarzmobilisationen.

Einschlußreiche Quarze mit amöboiden Kornbegrenzungen liegen vereinzelt oder in kleineren Aggregaten in Serizit. Die Kornform und auch die Einschlüsse als si sind nahezu \perp ss gestreckt, in manchen Fällen schwach in dieser Richtung gekrümmt.

Neben feinen, sich in ss immer weiter verzweigenden Limonitfilmen finden sich kleine Limonitputzen (zuweilen auch Hydrohämait!) in ss-parallelen Seriziten und intergranular in rekristallisierten Quarzkornlagen. Pünktchenförmige (0,008 mm ϕ) Limonite bzw. traubenartige Zusammenballungen in Serizit sind lokal oft häufig anzutreffen. Spitze, büschelige Limonitgebilde erreichen an anderer Stelle größere Bedeutung.

In den Wechsellagerungen Serizit—Quarz erscheinen durchweg frei im Gefüge auftretende Pseudomorphosen von Limonit nach Biotit. Im Gegensatz zu den Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit sind die Formen klar und eindeutig begrenzt. Die rechteckigen Querschnitte weisen Größenordnungen zwischen $0,3 \times 0,05$ mm und $0,6 \times 0,1$ mm auf (Abb. 18). In der feinkörnigen Grundmasse fallen diese Pseudomorphosen, die zu ca. 70 % mit Limonitsubstanz gefüllt sind, sehr deutlich auf. Bevorzugte Richtungen liegen zwischen 45° und 60° zu ss.

Muskovit spielt bei diesem Gesteinstyp eine nur untergeordnete Rolle. Größtenteils kommt Muskovit II mit ca. $0,1 \times 0,012$ mm großen Querschnitten vor. Mit fortschreitender Teufe (aus Bohrkernen abzulesen) treten auch die ss-parallelen Muskovite der I. Generation in Erscheinung. Sie liegen zwischen Serizit.

Turmalin findet sich akzessorisch gleichmäßig im Serizit verteilt. Hypidiomorph bis idiomorphe Querschnitte weisen Größenordnungen von ca. $0,03 \times 0,045$ mm auf.

Zwischen Seriziten (seltener Muskoviten) sind stellenweise wahrscheinlich Tonmineralien vorhanden. Als seltenster Gemengteil erscheint Zirkon



Abb. 18. In ss-||Serizitlagen treten Pseudomorphosen von Limonit nach Biotit (schwarz) auf. Kleine Hydrohämaitkörnchen (schwarz) finden sich bevorzugt im Serizit, etwas größere Hydrohämaitputzen in quarzreicheren Lagen (unteres Drittel). Nicols parallel, etwa 58fache Vergrößerung.

mit Korngrößen von $0,2 \times 0,3$ mm. Die Gemengteile: Granat, Staurolith, Plagioklas und Chlorit sind nicht am Aufbau dieser Gesteinsserie beteiligt.

Nach makroskopischen Befunden stellte in den meisten Fällen Limonit einen wichtigen Gemengteil dar. Den mikroskopischen Untersuchungen zufolge war Limonit hinter den Hauptgemengteilen Serizit und Quarz stets Nebengemengteil, so daß die Bezeichnung „Limonitführende Serizitphyllite“ in den meisten Fällen zutreffender ist. Die höheren Limonitgehalte an den stark zersetzten Handstück-Randbereichen (der Oxydation entgegengewandertes Fe), die Anlaß zur Bezeichnung „Limonitreiche Serizitphyllite“ gaben, konnten mikroskopisch nicht mehr erfaßt werden. Sie sind aber im Felde so ausdrucksvoll, daß trotzdem der Name für die Feldgeologie weiter verwendet werden soll.

Durch das Weiterwuchern von Serizit verlieren die Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit ihre ursprünglich schärfer begrenzte Kornform. Die weitgehende Limonitisierung etwas angereicherter Magnetite hat meist stärkere Braunfärbung (mit leichtem Stich ins Rötliche) dieser Pseudomorphosen zur Folge.

In dem feinen Wechsellagerungsgefüge treten die Pseudomorphosen von Limonit nach Biotit ebenso auffällig in Erscheinung wie die Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit in den Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung (z. B. im Gebiet von Im Berg). Bei etwa gleichem Metamorphisierungsgrad dieser beiden Gesteinsserien verliefen jedoch Diaphthorese und Verwitterung in verschiedener Weise. Bei keiner Gesteinsart wurde eine so intensive

Verwitterung wie bei den limonitreichen Serizitphylliten beobachtet, so daß diese im starken Gegensatz zu den phyllitisierten Glimmerschiefern stehen. Der mit zunehmender Tiefe abnehmende Einfluß der Verwitterung fand sich auch mikroskopisch bestätigt.

f. Quarzite

Im Verband der phyllitisierten Glimmerschiefer und der Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung konnten manchmal cm- bis dcm-starke Quarzlagen als quarzitisches Gestein angesprochen werden. Die hier behandelte Gesteinsart sind jedoch kompakte und mächtige Quarzite ohne s-Gefüge, die als selbständiges geologisches Schichtglied auftreten (Bereich von Teichtelrangen mit dem sich nach SW anschließenden Raum und östlich von Wernersreuth). Gelegentlich sind in diese einförmige Quarzserie geringmächtige, feinkörnigere, glimmer-, limonit- und andalusitführende Quarzite mit s-Gefüge eingeschaltet. Zunächst sollen die dominierenden, richtungslos körnigen Quarzite beschrieben werden. Makroskopisch können sie als „limonit- bzw. muskovithaltige Quarzite“ bezeichnet werden.

Durchschnittlich 0,15 mm ϕ große Quarze weisen kräftige Rekristallisation zu Quarzkornaggregaten auf. Ein s-Gefüge fehlt in der Mehrzahl der Fälle. Nur sehr selten kennzeichnen längliche, rekristallisierte, zwischen dünnen Serizit- bis Muskovitlagen liegende Quarzkornaggregate mit nahezu einheitlichen Kornquerschnitten ein s-Gefüge. Quarzmobilisationen in der bisher beobachteten Weise fehlen. Undulöse Auslöschung der größeren Quarze ist häufig erkennbar.

Viele solcher Lesestücke sind durch Liesegang'sche Ringbildungen gekennzeichnet. Die braune Randfärbung verursacht Limonit, der zusammen mit noch nicht restlos limonitisierten Magnetit- und Hydrohämatitfetzen auftritt. In Zersetzung begriffene Biotite finden sich ebenfalls als Intergranularfüllung. Stark mit Limonit durchtränkter Chlorit stellt das vollkommene Zersetzungsprodukt von Biotit dar.

In dem sich nach innen anschließenden rötlich gefärbten Quarzitbereich kommt Hämatit in bis $0,8 \times 0,12$ mm großen, sich mitunter verzweigenden Linsen oder Putzen vor. Die Verästelung erfolgt oft völlig richtungslos. Auftretende Muskovite werden von Hämatit verdrängt.

In der grauen, nicht verfärbten Innenzone treten Fe-Gehalte sehr zurück. Oberflächlich leicht limonitisierte oder hämatitisierte Magnetite finden sich in meist kleinen, kugeligen Kornformen.

Der Quarzgehalt dieser Quarzite liegt schätzungsweise bei 90 %. An Akzessorien sind Zirkoneier, Apatit und Turmalin anzutreffen. Andalusite bzw. Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit fehlen.

Andalusitführende Serizit-Chlorit-Quarzite lassen ein s-Gefüge durch Serizitlagen deutlich erkennen. Homogen verteilte Magnetitkörnchen ordnen sich in ihrer Längserstreckung in das Gefüge ein. Erwähnungswert erscheinen die gelegentlich noch wenig zersetzten Andalusite, in deren Druckschattenbereichen rekristallisierte Quarzkornaggregate auftreten. Daneben existieren Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit, die reichlich von jüngeren Chlorit sprossungen durchsetzt werden. Gleitende Übergänge zu Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung sind stellenweise feststellbar.

Bei den limonitführenden Serizitquarziten liegt der Quarzanteil zwischen 70 und 80 %. Durch die lagenartige Anordnung der stärkeren rekristallisierten Quarzkornlagen, der dünnen Serizitstreifen und Limonitbänder kommt es gut zum Ausdruck. Dieses erscheint bei oft diffuser Limonitdurchtränkung undeutlich und verwischt; trotzdem war es in der Mehrzahl der Fälle möglich, die ss-Lagen sicher zu erkennen.

Die Korngrößen des Quarzes schwanken oft auffallend; während größere Körner meist abgerundet sind, zeigen sich bei kleineren Größenordnungen der Quarzkomponenten ausschließlich eckige Kornformen. Gut ausgebildete, dick-säulige Turmaline und Zirkonstengel treten in rekristallisierten Quarzbereichen auf. Zirkoneier als Seifenmineral im primären Sediment finden sich in Serizit. Größere Andalusite mit beträchtlichen Magnetiteinschlüssen sind nur schwach oder zum Teil noch nicht serizitisiert; auf Rissen werden sie jedoch von Limonit durchzogen.

Faziesschwankungen innerhalb der Quarzserie, die in den andalusitführenden Serizit-Chlorit-Quarziten und den limonitführenden Serizitquarziten zum Ausdruck kommen, sind somit ebenso wie in den benachbarten Phyllitserien vorhanden. In primär tonreicheren Lagen kommt es zur Andalusitbildung, die mit zunehmendem Quarzanteil immer mehr zurücktritt, bis sie schließlich bei den richtungslos körnigen, eintönigen, limonit- bzw. muskovithaltigen Quarziten völlig ausbleibt und fehlt.

g. Quarz-Turmalingesteine

Bereits makroskopisch waren Turmalin-Quarzphyllite bis -Quarzite von turmalinführenden Gangquarzen unterscheidbar. Bei ersteren lag eine deutlich erkennbare Wechsellagerung zwischen rekristallisierten Quarzkornlagen und turmalinreichen Serizitstreifen vor. Feinfältelung trat durchweg auf.

Turmalin-Quarzphyllite bis -Quarzite

Längliche, kräftig rekristallisierte Quarzkornaggregate und -lagen werden bis 4,5 mm stark; die Quarzeinzelindividuen weisen Kornquerschnitte zwischen 0,09 und 0,14 mm ϕ auf. Intergranular finden sich Serizite und feine Muskovite, die in offenerem Gefüge gut in ss eingeregelt sind. Ausgeprägte Wechsellagerung mit Seriziten, die stellenweise leicht limonitisiert sind, tritt in den meisten Fällen auf; gelegentlich kann sie auch sehr undeutlich erscheinen. Meist stellt Quarz die Hauptkomponente des Gesteins. Sehr selten kann bei alleinigem Auftreten von Turmalin und Serizit Quarz fehlen.

Hypidiomorph bis idiomorphe, ca. 0,13 mm ϕ große Turmaline finden sich reichlich in Serizitlagen. Ein häufig zu beobachtendes Charakteristikum ist, daß Häufigkeit und Größe der Turmaline proportional der Mächtigkeit und reinen Ausbildung der Serizit- bis Muskovitlagen sind. Es herrschen in diesen Lagen die Turmaline oft so vor, daß von Turmalinstreifen gesprochen werden kann. In der Wechsellagerung mit rekristallisierten Quarzkornlagen kommt das ss-Gefüge gut zum Ausdruck.

Bei stärkerem Zurücktreten der Serizite treten die Turmaline lagenartig auch zwischen den rekristallisierten Quarzkornlagen auf. Übergänge von hyp-

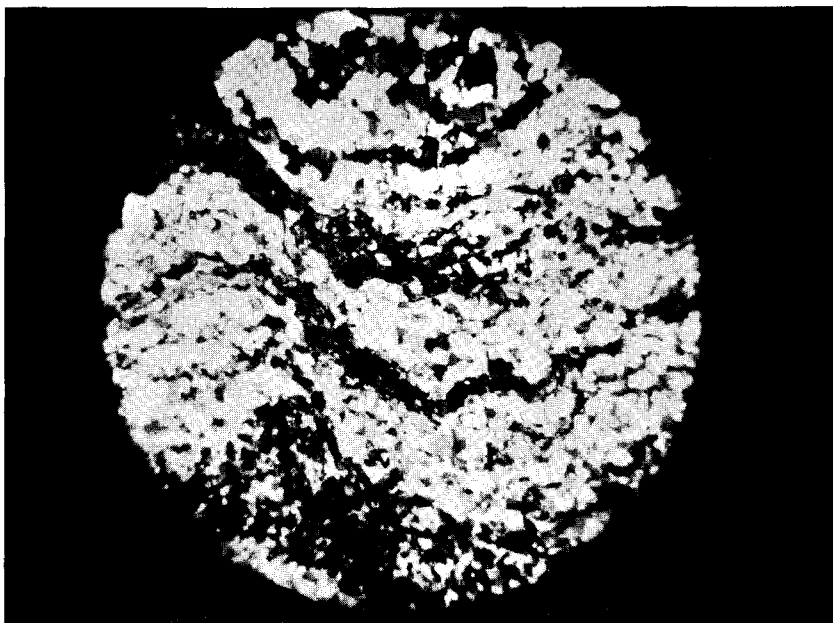


Abb. 19. Turmalinlagen (schwarz) und rekristallisierte Quarzkornlagen (weiß bis grau) bilden Feinfältelung ab. Nicols gekreuzt, 14,5 fache Vergrößerung.

idiomorphen zu allotriomorphen Querschnitten ist in diesen Fällen feststellbar. Andererseits findet sich jedoch Quarz in Turmalinaggregaten als Zwickelfüllung. Rekristallisation fand nicht nur bei Quarz, sondern auch bei den Turmalinen statt, wobei die Rekristallisation der Quarze grundsätzlich die der Turmaline überdauerte.

Die überwiegende Mehrzahl der Turmaline ist nahezu \parallel dem Gesteins-B eingeregelt. Die wenigen, in ac liegenden Turmaline weisen verschiedentlich Risse auf. Die Turmaline führen unverstelltes si, das durch feine und feinste Magnetite gebildet ist. Die Gesteins-Feinfältelung wird durch die Anordnung der Turmaline abgebildet (Abb. 19).

In ehemals mächtigeren Serizitbereichen ohne jegliche Quarzanteile kommt Turmalin so reichlich vor, daß Serizit stellenweise kaum mehr in Erscheinung tritt. Die Pleochroismusfarben der Turmaline liegen bei E = farblos und O = grünbraun bis gelbgrün. Idiomorphe Ausbildung der Turmaline ist die Regel. Häufig ist Zonarbau erkennbar.

Bescheidene Muskovitbildung existiert in nur wenigen Fällen. Zirkoneier finden sich akzessorisch zwischen Turmalinen.

Vor der Beschreibung der turmalinführenden Gangquarze sollen die wichtigsten Kennzeichen der Turmalin-Quarzphyllite bis -Quarzite zusammengefaßt werden:

1. Die bevorzugte Lage der Turmalinstengel \parallel B läßt auf prae- bis para-tektonische Kristallisation schließen. Im Zuge der Einengung wurde die bevorzugte Stoffwanderungsrichtung \parallel B durch das so orientierte Weiterwachsen der Turmaline abgebildet. Die Abbildung der Feinfältelung durch Turmaline

mit Magnetit-silicose erweist aber außerdem eine noch posttektonische Turmalinkristallisation in Bezug auf die Fältelungstektonik, womit sich für die gesamte Turmalinkristallisation ein größerer Zeitraum ergibt, dessen Schwerpunkt ich aber als paratektonisch annehmen möchte.

2. Grundsätzlich überdauerte die Quarzrekristallisation die der Turmaline. Spätere Turmalinkristallisation wurde nicht beobachtet.
3. In Seriziten war die Wegsamkeit am ausgeprägtesten; die Hauptmasse der Turmaline ist an Serizitlagen gebunden. Eine idiomorphe Ausbildung konnte auf Grund fehlender anderer, wachstumsbehindernder Gemengteile zustande kommen.
4. Die zur Bildung dieser Turmalinmengen nötige Substanz kann nicht aus dem Sediment stammen. Sie muß auf flüchtige Bestandteile aus granitischen Restschmelzen zurückgeführt werden, deren Platznahme prae- bis paratektonisch anzunehmen wäre.

Turmalinführende Gang Quarze

Während in den Turmalin-Quarzphylliten bis -Quarziten die Hauptmasse des Turmalins an rekristallisierte Quarzkornlagen gebunden erscheint, findet sich in diesem Gestein reiner Gangquarz ohne jegliche Intergranularbesetzung. In Bezug auf Turmalin erweist sich Quarz als jüngere Bildung; das zwickel- und hohlraumfüllende Quarzwachstum wirkte sich nicht verdrängend oder wachstumsbehindernd auf Turmalin aus.

Regellos treten dick- und dünnsäulige, idiomorph bis hypidiomorphe Turmaline auf. Die Pleochroismusfarben liegen bei E = farblos, bei O = grün-blaugrau (in Kernbereichen grünbraun). Wie die Quarze zeigen auch die Turmaline tektonische Beanspruchung. Während besonders die großen Turmaline Kataklasten aufweisen, löschen die Quarze undulös aus. BÖHMISCHE Lamellierung ist vielfach zu beobachten.

Die ältesten Ausscheidungen der cm bis mehrere dm mächtigen Turmalin-Quarzgängen sind die Akzessorien Apatit und Zirkon; es schließt sich die Kristallisation der Turmaline an, die — auch Handstücksbefunden zufolge — von den Salbändern in Richtung Gängen- bzw. Gangmitte wachsen. Es folgt als letzte Ausscheidung die des Quarzes, der die restlich verbliebenen Hohlräume füllte.

Hypidiomorph bis allotriomorphe feine Magnetite dürften kurz vor dem Turmalinwachstum gebildet worden sein. Sie finden sich in Turmalin eingeschlossen.

Limonitisierung ist bei manchen Turmalinen erkennbar. Es handelt sich bei diesen wahrscheinlich um die Varietät des Eisenturmalins.

Die Quarzgänge stellen somit eine typisch pneumatolytische Bildung dar. Die weiteren F- und B-führenden flüchtigen Bestandteile drangen in serizitreichen ss-Lagen ins Nebengestein ein und turmalinisierten es. Sulfidbeteiligung ist gelegentlich vorhanden.

Die Bildung dieser turmalinführenden Gang Quarze ist prae- bis paratektonisch einzustufen, da sie noch tektonische Überprägung erkennen lassen.

h. Chlorit-Granatgesteine

Bereits makroskopisch sind die Unterschiede zu den bisher erörterten Gesteinstypen hervorstechend. Es existiert kein s-Gefüge; auch mikroskopisch fand sich dieses wichtige Merkmal bestätigt. Die Hauptgemengteile Granat (Almandin) und Chlorit lassen keine Regelung erkennen. Rekrystallisierte Quarzkornlagen fehlen.

Die Granate sind als große, 1,5—3 mm ϕ große Kristalloblasten ausgebildet. Ausnahmslos weisen sie Kataklyseerscheinungen auf. Die Verheilung der Risse erfolgt durch nahezu völlig zersetzte Biotite. Stellenweise sind nur mehr Limonit und Chlorit erkennbar. Nach der Bildung der Granate, die durch keine anderen Komponenten während des Wachstums gestört wurden, verursachte die tektonische Beanspruchung Kataklyse; erst dann setzte ein kräftiges Biotitwachstum zwischen den Granaten und in deren Rissen ein. Magnetite finden sich durchweg in Granat eingeschlossen; zuweilen ordnen sie sich zu parallelem Interngefüge.

Die nach Granat nächst häufige Gesteinskomponente ist Chlorit. In der Mehrzahl der Fälle erscheint Chlorit als Pseudomorphose nach Biotit. Dessen Umwandlung geht von (001)-Spaltebenen aus. Grobblättrige und radialstrahlige Ausbildung von Chlorit ist vielfach zu beobachten.

Magnetite sind außer im Granat noch im Chlorit enthalten. In diesem treten sie in seltenen Fällen in langsäuliger und allotriomorpher Ausbildung auf.

Völlig allotriomorphe, reine Quarze treten als zwickelfüllende Bildung zwischen Granaten, zwischen Granat und Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit und selten als Einschlüsse in Granat auf. Es handelt sich nicht um rekrystallisierte Quarzkörner von der Art der rekrystallisierten Quarzkornlagen. Undulose Auslöschung der Quarze ist stets erkennbar.

Muskovitscheiter kommen nur untergeordnet vor. Sie sind von reichlich zersetzten Biotiten umschlossen.

Sowohl Gefüge, wie Mineralbestand unterscheiden sich völlig von den bisher betrachteten Gesteinstypen. Eine chemische Teil-Analyse erlaubt eine weitere Charakterisierung dieses Gesteinstyps.

SiO ₂	: 28,53 %
Fe ₂ O ₃	: 50,54 % ⁴⁾
Al ₂ O ₃	: 8,14 %
MgO	: 5,26 %
CaO	: 2,00 %

Die chemische und mikroskopische Analyse deuten zunächst auf ein beträchtlich Fe-reiches, primär basisches Gestein hin, das schon weitgehend differenziert und somit an Fe angereichert, wohl von einem nicht aufgeschlossenen ophiolitischen Muttermagma stammt. Die Abkühlung am Geosynklinalboden erfolgte so rasch, daß kein Intrusivgefüge gebildet wurde. Das Gestein lag primär gleichmäßig dicht vor und erhielt seine gleichmäßige Körnigkeit durch die später erlebte Metamorphose.

Da jedoch lateritische Verwitterung während des Tertiärs (Abschnitt E) auch dieses Gestein erfaßte, dürften trotz einer nur auf makroskopisch kaum

⁴⁾ FeO und Fe₂O₃ konnten leider nicht getrennt analysiert werden.

angewittertes Gesteinsmaterial beschränkten Probenahme die höheren Fe-Gehalte sowie der geringe Anteil der SiO_2 -Substanz auf lateritische Verwitterung und eventuell auf metamorphe Stoffmobilisation zurückzuführen sein. Demnach könnte die primäre Zusammensetzung durchaus basisch bis intermediär bzw. intermediär gewesen sein; ebenso wäre die Ableitung des heutigen Chlorit-Granatgesteins aus einem primär tuffigen Material denkbar.

Vom Lagerstättenbereich ins Hangende gestoßene Bohrungen erbrachten ein makroskopisch ähnliches, gleichmäßig körniges Chlorit-Granatgestein, das schichtparallel in einem Chlorit-Serizitquarzit bis -Quarzphyllit liegt. Herr Dr. F. KARL, von dem ich freundlicherweise diese Mitteilung erhielt, betrachtet dieses Gestein als primäre Tuffe.

Zum Vergleich sei die chemische Analyse eines „schwach-phyllitischen Quarzitschiefers“ der Grube „Bayerland“ angeführt (RECHENBERG, 1953)⁵⁾:

SiO_2	:	63,58 %
TiO_2	:	0,72 %
Al_2O_3	:	18,97 %
Fe_2O_3	:	3,4 %
CaO	:	—
MnO_2	:	0,74 %
MgO	:	0,41 %
K_2O	:	5,58 %
Na_2O	:	2,44 %
CuO	:	1,04 %
SO_4	:	2,37 %
S	:	1,55 %

i. Zusammenfassung

1. Allgemeine Erkenntnisse

(a) Im Nahbereich der Lagerstätten gibt es keine eindeutigen Leithorizonte, die eine weitere Verfolgung erzhöflicher Schichten erleichtern. Das Nebengestein im näheren Bereich der Lagerstätten besteht aus Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung, die lokal in quarzreichere Typen und stellenweise sogar in Chlorit-Serizitquarzite übergehen. Sulfid-Imprägnationszonen oder Fahlland-Horizonte im Liegenden oder im Hangenden der Erzkörper treten nicht auf.

(b) Auffallend nach der Beschreibung der einzelnen Gesteinsarten und der Aufstellung einer Gesteinscharakteristik für die phyllitisierten Glimmerschiefer und die Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung ist der unterschiedliche Metamorphosegrad auf relativ engem Raum. Viele Erscheinungen deuten darauf hin, daß das Gesteinspaket zunächst regionalmetamorphen Einflüssen bei der Absenkung unterworfen war und dann kontaktmetamorph überprägt wurde. Folgende wichtige Beobachtungen sprechen für eine Kontaktmetamorphose:

Die Andalusitführung ist mit Ausnahme des nordöstlichen und nordwestlichen Bereiches von Poxdorf im gesamten übrigen Kartierungsgebiet vorhanden. Von einem „sporadischen Auftreten dieser Knotenschiefer“ (H. RECHENBERG, 1953, S. 416) kann also nicht die Rede sein. Die Andalusitbildung setzt prae-

⁵⁾ Nach meinen mikroskopischen Untersuchungen würde ich das Gestein mit den „Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung“ meiner Nomenklatur vergleichen.

tektonisch ein und erscheint mitunter auch paratektonisch. Das Hauptwachstum der Andalusite fällt in den posttektonischen Zeitabschnitt.

H. R. v. GAERTNER (1939) konnte nur eine posttektonische Andalusit-sprossung feststellen. Der weitaus größte Teil der Andalusite liegt heute serizitisiert vor.

Die praetektonische Andalusitbildung ist dabei nur auf den südöstlichen Kartierungsraum beschränkt. Es könnte sich hier um kontaktnähere Bereiche handeln. Sehr bezeichnend für diese Annahme sind auch große Andalusitkristalle in dem angenommenen kontaktnäheren Bereich gegenüber wesentlich kleineren in dem kontaktfüreren Raum.

Von Bedeutung sind die turmalinführenden Gangquarze mit pra- bis paratektonischer Kristallisation der Turmaline sowie die Turmalin-Quarzphyllite bis -Quarzite mit paratektonischer Turmalinbildung. Die hohen B- und F-Gehalte können nicht primär aus dem Sediment stammen, sondern sind auf flüchtige Bestandteile aus der Dachregion granitischer Herde zurückzuführen.

Auffallend sind die großen Biotite (heute pseudomorphosiert in Chlorit bzw. Limonit) in Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Andalusitbeteiligung und in den limonitreichen Serizitphylliten. Diese herausragenden Biotitsprossungen können nicht mit regionalmetamorphen, sondern wohl nur mit kontaktmetamorphen Einflüssen in Zusammenhang gebracht werden.

Die beträchtliche Schwankung des Metamorphosegrades auf relativ kurzer (1,5 km) Entfernung (in der E—W-Richtung) paßt nicht zu den Kennzeichen der Regionalmetamorphose. Im allgemeinen Falle sollten eher gleichbleibende Metamorphoseerscheinungen über größere Räume vorliegen.

Die Kontaktmetamorphose erstreckt sich jedoch über ein relativ weites Gebiet. Die Annahme einer Unterlagerung des Gesteinsbereiches durch „Älteste Granite“ (H. R. v. GAERTNER, 1939) wird durch all diese Beobachtungen gestützt. Dies steht der Auffassung von H. RECHENBERG (1953, S. 416), wonach die Gegenwart von Granitintrusionen „durch nichts bewiesen“ ist, entgegen. Der sich lokal oft beträchtlich ändernde Metamorphosegrad könnte auf Niveauverschiedenheit der Magmenoberkante oder einzelnen Intrusionsherde hinweisen. Trotzdem erscheint der Wechsel des Metamorphosegrades nicht so engräumig, daß z. B. im Raum der Grube „Bayerland“ einzelne Lagerstättenteile in verschiedenartigen Metamorphose-Bereichen liegen würden.

(c) Ebenso unterschiedlich wie die Metamorphose erweist sich die Verwitterung. Die am stärksten metamorphe Serie der phyllitisierten Glimmerschiefer zeigt kaum Verwitterungserscheinungen. Der Grund, weshalb dieses Gebiet morphologisch über seine Umgebung herausragt, ist nicht tektonischer Natur, sondern auf die Widerstandsfähigkeit gegen Erosion wegen des höher metamorphen Gesteinszustandes zurückzuführen.

Am stärksten erscheint die Verwitterung bei den limonitreichen, limonitführenden und den gebleichten Serizitphylliten. Die Verwitterung ist deshalb ausgeprägter, da das Gestein nicht unter so hohen Metamorphosebedingungen wie z. B. die phyllitisierten Glimmerschiefer stand.

(d) Die Diaphthorese erfaßte im Gegensatz zur Verwitterung alle beschriebenen Gesteinsarten. Bei den phyllitisierten Glimmerschiefern steht die Seriziti-

sierung der Andalusite kurz vor dem Abschluß, während die Chloritisierung der Biotite erst das Anfangsstadium durchläuft. Bei den limonitreichen (und den gebleichten) Serizitphylliten deutet das schwach orientierte Wachstum der Serizite von Andalusitpseudomorphosen auf noch anhaltende Druckwirkungen während der Andalusitzersetzung. Wo die Diaphthorese infolge schwächerer Metamorphose des Gesteins nicht so ausgeprägt erscheint, tritt die Verwitterung stärker in den Vordergrund, was z. B. in der Limonitisierung von Biotiten zum Ausdruck kommt.

2. Praktische Folgerungen für den Bergbau

(a) Die itabiritähnlichen Hydrohämatit-Quarzphyllite bis -Quarzite wurden zwar nicht anstehend gefunden, dürften jedoch über größere Mächtigkeit und streichende Erstreckung als konkordantes Schichtglied auftreten. Eine bauwürdige Fe-Erz-Konzentration fand nicht statt; es erfolgte vielmehr eine Verdünnung der Fe-Gehalte in mächtiger Gesteinsreihe zu unzähligen dünnen Fe-Erzlagen. Obwohl mit marinen Fe-Erz-Bildungen oft großdimensionierte Lagerstätten verknüpft sind, ist diesen „Erzen“ aus eben genanntem Grund sowie auch dem sehr ungünstigen Verhältnis $\text{CaO} : \text{SiO}_2$ und den sehr geringen Korngrößen der Quarze keine bergwirtschaftliche Bedeutung zuzusprechen.

(b) Die Chlorit-Granatgesteine als primär basisch bis intermediäre bzw. intermediäre Tuffe stehen lagerstättengenetisch in enger Verknüpfung mit den Schwefelerzlagerstätten. Nach den Ausführungen von H. BORCHERT (1957, S. 547) ist „ihre Einstreuung in die jungen Geosynklinalsedimente insofern typisch für die späteren Erstarrungsphasen der tieferen Herde, als ihre Förderung auf die starke Anreicherung flüchtiger Bestandteile zurückzuführen ist“. Am Beispiel der Kupferkies-Schwefelkieslagerstätten von Ergani (Türkei) wies H. BORCHERT (1957, S. 558) nach, daß dem Aufstieg von Restlösungen, Exhalationen und Thermen eine Laven- und reichliche Tuff-Förderung vorausging. Da sowohl im Raum von Schwarzteich bei Punkt 551 als auch im engsten Verband der bekannten Lagerstätten ehemalige Tufflagen auftreten, glaube ich annehmen zu dürfen, daß diese beiden Fundpunkte nicht die einzigen Tufflagen anzeigen, sondern daß im gesamten Zwischenbereich noch weitere mehr oder weniger starke Tufflagen existieren. Bei einer Übertragung der BORCHERTSchen Erkenntnisse auf den vorliegenden Fall dürfte dementsprechend die tiefere Liegendregion des M.-Lagers nicht gerade als schwefelerzhöflich bezeichnet werden.

Als Leitschichten für den Lagerhorizont dürfen die Chlorit-Granatgesteine deshalb wenig geeignet sein, da sie über einen größeren Mächtigkeitbereich in lokal wahrscheinlich unterschiedlicher Stärke und Ausbildung und gewöhnlich bevorzugt in der näheren Umgebung des späteren Erzsedimentationsbereiches auftreten. So brauchen Bohrungen z. B. bei der Durchstoßung des im NW der bekannten Lagerstätten steil einfallenden Lagerhorizontes in dessen Liegenden keinerlei ehemalige tuffige Gesteine anzutreffen. Viele km im Streichen anhaltende, petrographisch unterschiedliche (gegenüber den anderen Gesteinen), stofflich homogene Schichten, welche den Lagerhorizont abgrenzbar machen lassen, treten nicht auf und als solche werden auch die ehemaligen Tufflagen kaum auftreten. Sollten jedoch bei zukünftigen Bohrungen in größerer Entfernung der Grube „Bayerland“ ehemalige Tuffe angetroffen werden, so ist die

Extrusionsfazies lokaler Kuppeln ophiolitischer Magmen damit erfaßt, die eine Vergesellschaftung mit Erzkörpern nicht ausschließt.

Wie bereits bei den Folgerungen aus der tektonischen Analyse (Abschnitt B, II d) dargelegt wurde, erscheint die Weiterverfolgung der Erzkörper in ihrer Eintauchrichtung am aussichtsreichsten. Den obigen Überlegungen gemäß können auch die hangenden Horizonte der bekannten Erzkörper sowie der Engverband ehemaliger Tuffeinlagerungen, die im wesentlichen an den auf ca. mehrere 100 Meter Mächtigkeit erweiterten Lagerhorizont gebunden sein dürften, schwefel-erzhöflich sein.

(c) Nahezu alle Bohrungen auf der Zirkenreuther- und der Bienhöhe sowie im Forstacker ließen eine feine, aber sehr unregelmäßige, nicht horizontbeständige Beteiligung von Pyriteinsprenglingen und in selteneren Fällen von ca. 0,6 cm mächtigen Pyritanreicherungen erkennen. Teils treten sie als Kluftbeschläge (gewöhnlich hOl-Klüfte) auf, teils sind sie an Quarzmobilisationen gebunden, wodurch der Einfluß der Metamorphose hinsichtlich Mobilisation und Konzentration klar in Erscheinung tritt.

Bei der Frage nach der Herkunft der Pyrit- (seltener ZnS-) Substanz ist feinen graphitischen Einschaltungen (H. R. v. GAERTNER, 1939; W. SPROSS 1951) große Bedeutung beizumessen. Hieraus und aus den fehlenden Kalken oder Dolomiten sowie den feinen Körnungen, die ihrerseits auf Tiefseefazies schließen lassen, ist ein ehemalig leicht euxinisches Milieu abzuleiten. Nach F. LEUTWEIN (1951) braucht dabei der heutige Kohlenstoffgehalt nicht mit dem früheren übereinzustimmen. Somit stellen die feinen Pyritgehalte Bildungen des Schwefelkreislaufes dar, die später metamorph mobilisiert wurden. Eine Beziehung auf submarine Exhalationen ergäbe ein diesem Lagerstättentyp völlig ungewohntes und nicht zutreffendes Bild.

Die bergwirtschaftliche Stellung dieser Pyritbildungen ist nach der vorangestellten Genese eindeutig. Eine solche Art von Pyritbildungen ist für bergbauliche Gesichtspunkte völlig uninteressant.

II. Terrestrische Eisenerzbildungen

a. Limonite

1. Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte der bekannten Lagerstätten

Im Rahmen der Kartierungsarbeiten wurde größtes Augenmerk auf evtl. Ausbisse Eiserner Hüte oder lokale Anreicherungen von Limoniten gelegt. Ausbisse unverwitterter, nicht oxydierter Sulfidzuckerlagerstätten waren von vornherein nicht zu erwarten, da ausgeprägte Oxydationszonen bei beiden Lagerstätten (im Falle des P.-Lagers bis zur 80 m-Sohle) bekannt sind. Diese Oxydationserscheinungen weisen auf tropisch feuchtes bis gemäßigt feucht-trockenes Klima während der jüngeren geologischen Vergangenheit.

Die Entstehungsgeschichte der Limonite spiegelt sich in äußerlichen Merkmalen wider. Nach den Ergebnissen der Arbeiten von LOCKE (bei S. S. SMIRNOW, 1954 zitiert) gibt es 2 Limonittypen: die Füllungs- und die Verdrängungs-limonite. Erstere entstanden durch Ausfüllen „dieses oder jenes Hohlraumes“, letztere durch Ersetzung „dieses oder jenes Materials“. „Es ist verständlich, daß die Füllungs-limonite in ihren Texturen keinerlei Besonderheiten aufweisen, die

es ermöglichen würden, ihr Ausgangsmaterial zu bestimmen, ebenso unzweifelhaft ist es, daß in den Texturen der Verdrängungslimonite gewisse strukturell-texturelle Eigenschaften des ersetzten Minerals oder Mineralaggregates gespiegelt werden können.“

„Unter den spezifischen Texturen tritt besonders die Gruppe der zelligen, wabenförmigen Texturen hervor.“ BLANCHARD und BOSWELL (bei S. S. SMIRNOW zitiert) unterteilten diese weiter in 2 Untergruppen, in denen einige Einzeltypen unterschieden werden. Die erste Untergruppe umfaßt zellig-scharfeckige (box-work) Texturen, wobei spezifische Ausbildungen (S. S. SMIRNOW, S. 99) auf Abbildung von Siderit, Bleiglanz, Kupferglanz, Buntkupferkies, Kupferkies usw. weisen. Die Deutungen und Erklärungen all dieser Texturen können hier nicht erwähnt werden.

Bei der 2. Untergruppe der schwammigen Texturen haben die Zellen eine abgerundete Form, „ihre Abmessungen schwanken außerordentlich über kurze Entfernungen und im allgemeinen entstehen nicht jene charakteristischen Zeichnungen des Gerüsts, die wir in der vorhergehenden Gruppe hatten“. Sie sind besonders für Pyrit charakteristisch.

Bei S. S. SMIRNOW wird besonders hervorgehoben, daß die Entstehung der erwähnten Texturen durch Inaktivität oder beschränkte Aktivität des Nebengesteins begünstigt wird. Bei dem Fehlen von Kalken oder Dolomiten im gesamten Kartierungsgebiet sind diesbezüglich keine die Texturen beeinträchtigenden Einflüsse anzunehmen. Weiterhin wirkt sich ein „eingesprengter, nicht aggregierter Charakter der Verteilung der Sulfide in der Erzmasse“ günstig aus. Es sind also von vornherein bessere Ausbildungen der schwammigen Texturen in oxydierten Sulfidimprägnationszonen als in oxydierten, dichten Sulfiderzen zu erwarten. Um diese Frage für den speziellen Fall der Lagerstätten von „Bayerland“ zu klären, wurden ihre Eisernen Hutzonen untersucht. Die Ergebnisse werden im nächsten Abschnitt erörtert.

Den eigenen mikroskopischen Untersuchungsergebnissen soll jedoch als wichtigstes die Tatsache einer bevorzugten Rubinglimmerbildung bei der Verwitterung S-reicher Erze (Pyrit) vorweggenommen werden. Schon P. RAMDOHR (1942) führt die Bildung von Rubinglimmer auf ein leicht schwefelsaures Milieu zurück. Es erlaubt somit eine häufigere Beteiligung von Rubinglimmer in Verbindung mit schwammigen Texturen Rückschlüsse auf primäre Schwefelkieserze. Besonders bei der Verwitterung von primär „monomineralischen“ S-reichen Pyriterzen bleibt das schwefelsaure Milieu leichter erhalten, wodurch die Rubinglimmerbildung begünstigt wird.

(a) Eiserne Hute der Lagerstätten

M.-Lager

Der relativ hohe Quarzgehalt des Ausbisses der M.-Lagerstätte konnte den Einflüssen der Atmosphären erheblichen Widerstand leisten, so daß der Eiserne Hut bereits als morphologische Erhebung gekennzeichnet ist. Durchweg sind an der Quarzsubstanz Korrosionserscheinungen feststellbar. Der Eiserne Hut weist eine sehr löcherige, kavernöse, zerfressene Textur auf, wobei zuweilen kleinere Hohlräume mit hartem Limonit ausgefüllt sind. Die größeren Löcher haben den Limonitgehalt meist durch Auswitterung und Auswaschung verloren,

so daß an verschiedenen Stellen nur mehr das Quarzskelett, mit Limonit schwach umkrustet, auftritt.

Auch u. d. M. ist die löcherige und porige Textur von Nadeleisenerz feststellbar, wenn es als homogene Masse ohne irgendwelche Einschlüsse vorliegt. Bei der Beteiligung von Quarzkörnern verliert sich dieser Charakter des Nadeleisenerzes etwas; mit der zahlenmäßig bedeutenden Abnahme der Löcher werden die wenigen Löcher zugleich größer, ohne aber Drusen Hohlräume darzustellen. Typische nieren- und glaskopfartige Gelstrukturen oder Rubinglimmergehalte traten bei dieser Textur des Nadeleisenerzes nicht in Erscheinung.

An anderer Stelle des Schliffbildes finden sich auffallend gut ausgebildete gelförmige Streifen von Rubinglimmer, die schlingenartig die Quarzkomponenten mit dicken Wülsten umgeben. Bei den häufig zu beobachtenden Drusen Hohlräumen besteht die innerste Wand aus dicken Rubinglimmersäumen. Zerbrochene Quarze (mit korrespondierenden Kornhälften) sind mit Rubinglimmer verheilt. Bereits vor der Einwanderung dieses echten Hydroxyds $\text{FeO}(\text{OH})$ — im Gegensatz zu Nadeleisenerz HFeO_2 ; der Wasserstoff ist hier nicht in der OH-Gruppe, sondern als Kation vorhanden — fand tektonische Beanspruchung statt, welche Kataklyse der Quarze bewirkte. Die makroskopische Beobachtung von korrodierten Quarzen fand sich im Anschliff bestätigt. Nadeleisenerzgehalte treten beträchtlich zurück und erscheinen meist nur als Kern von Rubinglimmerumrahmungen. Gewöhnlich kommt es zu Verdrängungen des Nadeleisenerzes durch Rubinglimmer. Reliktische Primärstrukturen und Pseudomorphosen nach Sulfiden wurden nicht gefunden. Sehr vereinzelt zeigen Quarzkomponenten feine FeS_2 -Einschlüsse.

Chemische Analysen verschiedener Limonitproben vom Eisernen Hut des M.-Lagers ergaben:

Fe	: 40,00 %;	Cu	: 0,16 %
Zn	: 0,22 %;	S	: 0,37 %
		Pb	: —

Bei den erzmikroskopischen Untersuchungen fanden sich die chemisch analysierten Cu-, Zn- und S-Gehalte nicht als selbständige Oxydationsminerale. Ähnlich wie bei den Mn-Erzen dürften die Kationen Cu und Zn anstelle H im Nadeleisenerz vorliegen und S als SO_4^{2-} -Anion in Rubinglimmer auftreten.

P. - Lager

Limonite als Verwitterungsprodukt primär S-reicherer, kompakter Pyrit-erze weisen in oft demonstrativer Weise die „schwammigen“ Texturen auf, wobei die Zellen rundlich bis oval, z. T. auch langgestreckt erscheinen. Charakteristisch für diese Limonite ist zudem die satte rotbraun bis leicht dunkelrotbraune Tönung im Gegensatz zu den matten, schwarzbraunen Farbtönen lateritischer Limonite.

Mikroskopisch können wieder ausgeprägte, dicke nieren- oder kugelförmige Gelstrukturen von Rubinglimmer in Nadeleisenerz beobachtet werden. Bevorzugt erscheint Rubinglimmer als letzte Bildung in Drusen Hohlräumen. Während es stellenweise zu leichtem Vorherrschen von Nadeleisenerz kommt, dominiert an anderer Stelle Rubinglimmer.

Die mikroskopische Untersuchung eines Limonithandstückes aus der 57 m-Sohle⁶⁾ zeigt, daß die schwammige, porige Textur besonders im Innern ausgeprägt ist, während gegen den Rand zu und am Rand des Limonits Rubinglimmer eindeutig vorherrscht. Offenbar drängten die schwefelsauren Lösungen in Schwächezonen, wo es über längere Zeit hinweg zur Konservierung des schwefelsauren Milieus kam; in diesem Bereich setzte bevorzugt Rubinglimmerbildung ein. Die geringe Anzahl von Hohlräumen (stets als langgestreckte Drusen) weisen auf Ausfällung von herbeigewandertem Fe^{3+} („Füllungslimonit“), während die zahlreichen rundlichen Hohlräume und überwiegendes Auftreten von Nadeleisenerz im Innern des Limonits eine Abwanderung des Eisens und des schwefelsauren Milieus erschließbar machen (ähnliche Erscheinung wie bei Limoniten des Eisernen Hutes der M.-Lagerstätte).

(b) Lokale Anreicherungen von Abtragungsprodukten der Eisernen Hüte

Im südwestlichen Nahbereich der Lagerstätten finden sich Limonite als Lesestücke auf dem Anstehenden, während sie im südöstlichen Bereich (südwestlich des Griesbrunnens) auch im Gehängeschutt auftreten. Anstehend wurden Limonite niemals angetroffen, auch lokale Anreicherungen erwiesen sich nur als allochthone Limonite, denen kein anstehender Eiserner Hut zugrunde lag. Alle diese Limonite stellen Abtragungsprodukte der Eisernen Hüte vom M.- und P.-Lager dar. Bezeichnend sind besondere Limonitanreicherungen im SSE der Lagerstätten in der Nähe des Kornmühlbaches, der als morphologische E—W verlaufende Mulde das Gefälle von 8% (!) — vom Eisernen Hut des M.-Lagers bis zum Kornmühlbach — unterbricht. Die Limonite erscheinen durchweg mit „schwammiger“, poriger bis kavernöser Textur. Chemischen Analysen zufolge sind außer hohen Fe-Gehalten (zwischen 45 und 55 % Fe) stets geringe Mengen an Cu, Zn und S vorhanden, die mit denen der Limonite des Eisernen Hutes des M.-Lagers vergleichbar sind.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte bemerkenswert großzügige Ausbildungen von schalen- und krustenförmigen Aggregaten des Nadeleisenerzes und Rubinglimmers. Zuweilen sind wieder größere Quarzanteile durch kleine und größere Risse zerteilt; eine Verheilung dieser Fugen erfolgte durch Nadeleisenerz und Rubinglimmer. Verschiedentlich dienten diese Risse als Lösungs-transportwege zu größeren Hohlräumen, wobei nach dem Zuwachsen der Fugen der Transportweg abgeschnitten und zumeist dem Rubinglimmer als letzter Bildung Gelegenheit zur Drusenraumgestaltung gegeben war. Gerne liegen zwischen Quarzkörnern und Nadeleisenerz feine, als auch dickstreifige Säume von Rubinglimmer. Die porigen, kavernösen Texturen in Nadeleisenerz sind vielfach wieder zu beobachten.

In einem Fall findet sich das Nadeleisenerz in interessanter Ausbildung (Abb. 20). Eine schmutzig-graue Farbtönung weist die eine, eine grauweiße Färbung die andere Nadeleisenerzgeneration auf. Die Gele der ersteren, älteren Generation mußten wahrscheinlich die durch tektonische Beanspruchung erzeugten feinen mylonitischen Gemengteile der „Gangart“ bzw. des Nebengesteins

⁶⁾ Das Limonithandstück stammt aus der Mineraliensammlung der Grube „Bayerland“. Die 57 m-Sohle selbst ist seit langem abgeworfen und nicht mehr zugänglich.

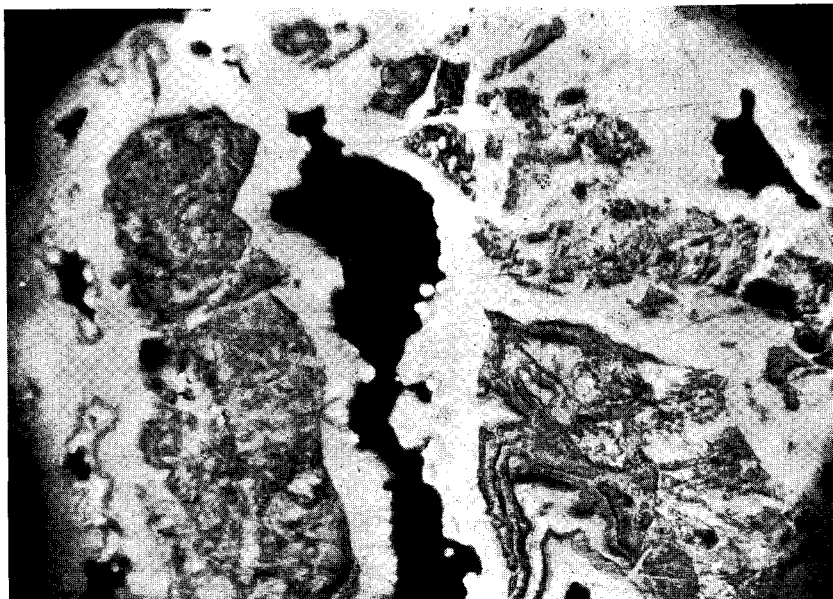


Abb. 20. Nach der Bildung der 1. Nadeleisenerzgeneration (schmutzig-grau) kam es durch tektonische Ereignisse zur Kataklyse; eine 2. Nadeleisenerzgeneration (grauweiß) verheilte und verdrängte z. T. die zerrissenen Nadeleisenerz-I-Gebilde. Feine kugelige Rubinglimmersäume (weiß) erweisen sich als jüngste Bildung. Etwa 130fache Vergrößerung, Ölimmersion.

sowie die Kationen Cu und Zn aufnehmen. Nach dieser ersten Gelausscheidung und -alterung folgt eine zweite, die mit einer sauber grauweißen Färbung das ältere Gel verdrängt. Es scheint, als ob nach der Bildung der ersten Generation es durch tektonische Einwirkungen zur Kataklyse gekommen sei, worauf die jüngere Nadeleisenerzgeneration die zerrissenen, schmutzig-grauen, glaskopffartigen HFeO_2 -Gebilde wieder verheilte und z. T. verdrängte.

Dieses Beispiel würde auf Eiserne Hutbildung schon vor tektonischen Bewegungen schließen lassen. Die letzten tektonischen Bewegungen sind aus dem Miozän bekannt (H. R. v. GAERTNER 1939). Das Limonitstück stammt aus dem südwestlichen Griesbrunnenbereich in der Nähe des Kornmühlbaches. Weitere Beobachtungen ähnlicher Art sind jedoch erforderlich, um dieses Ergebnis allgemein gültig werden zu lassen.

Nur sehr selten weisen Rubinglimmerwürfel als Pseudomorphosen nach Pyrit direkt auf ehemalige Sulfide. Sonst gibt es keinerlei Anzeichen relikter Primärstrukturen oder Primärminerale.

Bei der Oxydation Pyrit-imprägnierter Phyllite entstehen makroskopisch sehr limonitreich erscheinende Gesteine. U. d. M. stellt jedoch Serizit die Hauptkomponente des Gesteins. Die gute s-Regelung der schuppigen, dichten Serizite blieb auch bei der Limonitdurchschwärmung erhalten. Da zumeist das Vordringen des Nadeleisenerzes in den s-Lagen erfolgte, wurde das s-Gefüge noch deutlicher abgebildet. Pseudomorphosen von Rubinglimmer (meist wüfelig) nach Pyrit sind häufig (Abb. 21). Auffallend ist vor allem das fein- und feinst-tröpfchenförmige Auftreten von Rubinglimmer in Nadeleisenerz (Abb. 22). Es dürfte sich wie folgt erklären lassen.



Abb. 21. Zwischen s-geregelten Seriziten (schwarz) tritt Nadeleisenerz (grau) auf. In der Mitte der Abb. findet sich Rubinglimmer (weiß) pseudomorph nach Pyrit. 200fache Vergrößerung, Ölimmersion.

Nach der Metamorphose lag der Pyritgehalt in dem serizitreichen Gestein rekristallisiert vor. Unter dem Einfluß der entlang der s-Flächenfugen eindringenden Atmosphärenteilchen fand Oxydation der Pyrite statt. Das entstehende Eisensulfat wanderte aus der Zone mit niedrigem pH-Wert in den neutralen Bereich der Serizitfugen und wurde oxydiert zum Nadeleisenerz. Erfolgte nun kein weiterer Angriff auf die schon weitgehend aufgezehrten Pyritrelikte oder hatte das in unmittelbarer Nachbarschaft gebildete Nadeleisenerz alle Zugangsmöglichkeiten zu diesem Relikt versperrt, konnte im Milieu eines niedrigen pH-Wertes der verbliebene Rest des Sulfids zum Rubinglimmer werden. Je nach der Größe des übrigbleibenden Pyritrestes konnten entsprechend große Rubinglimmertröpfchen entstehen.

Lag ein Pyritkristall in einer dichten Serizitmasse, so daß es zu keiner Abwanderung von Eisensulfat bzw. keiner wesentlichen Verdünnung des schwefelsauren Milieus kommen konnte, bildete sich eine relativ große Pseudomorphose von Rubinglimmer nach Pyrit. Besonders in dichten Serizitaggregaten sind häufig größere Pseudomorphosen von Rubinglimmer nach Pyrit zu beobachten (vgl. Abb. 21).

Gelegentlich existieren im Nadeleisenerz feinste, langprismatische, blättchenförmige und büschelige Rubinglimmergebilde (Abb. 23). Der Ausflockung durch Lösungskonzentration bzw. ein entgegengesetzt geladenes Kolloid oder einen



Abb. 22. Konservierung des schwefelsauren Milieus zwischen Seriziten (schwarz) verursachte Rubinglimmerbildung (weiß). Zunächst konnte durch Abwanderung des schwefelsauren Milieus ein Nadeleisenerzgel (grau) entstehen. Bei stagnierender Abfuhr von Fe^{3+} wurde in Verbindung mit Konservierung des schwefelsauren Milieus das nahezu aufgezehrte Pyritrelikt zu einem Rubinglimmertröpfchen. Etwa 240fache Vergrößerung, Ölimmersion.

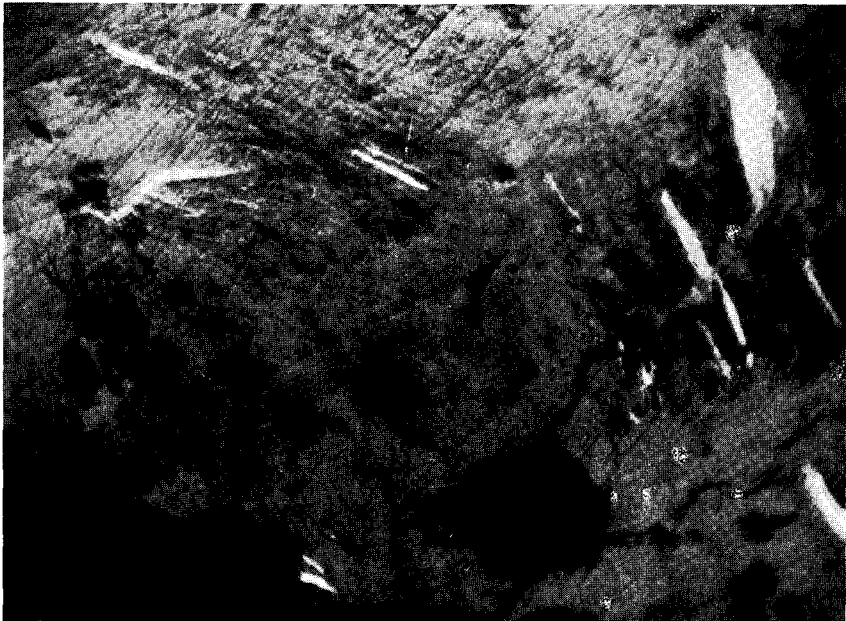


Abb. 23. In einem sehr schwach schwefelsauren Milieu kommt es mit zunehmender Ausflockung unter Nadeleisenerzbildung (grau) zur Konzentration des sauren Milieus. Die Entstehung feiner und feinsten Rubinglimmerblättchen und -büschel (weiß) ist dabei die Folge. Etwa 130fache Vergrößerung, Ölimmersion.

Elektrolyten folgt fast stets baldiges Kristallinwerden. Bei neutralem Milieu erfolgt die Bildung von Nadeleisenerz; war aber noch ein geringes, sehr schwach saures Milieu vorhanden, so erfolgte bei zunehmender Ausflockung und Kristallinwerden eine Konzentration des niedrigen pH-Wertes, die schließlich ausreichte, um den feinblättrigen, büscheligen Habitus von Rubinglimmer entstehen zu lassen.

Die abgerundeten Limonite der Kiesgrube südlich von Zirkeneuth weisen eindeutig die schwammigen Texturen als charakteristische Merkmale ehemaliger Pyriterze auf. Zahllose, runde, ovale und längliche Zellen sind die auffallendsten Kennzeichen dieser sehr harten Limonite.

U. d. M. findet sich vorwiegend Nadeleisenerz, das sowohl porig und kavernös erscheint als auch in dicken Gelstrukturen auftretend ovale und runde Drusen Hohlräume formt. Wiederholt sind mehrere Generationen von Nadeleisenerz, die sich gegenseitig nicht verdrängen, sondern rhythmisch aneinandertagern, feststellbar. Ebenso deuten Trockenrisse zwischen den einzelnen Generationen auf längere Pausen nach den jeweiligen Nadeleisenerzbildungen.

Das Zurücktreten von Rubinglimmer findet dadurch leicht seine Erklärung; infolge der langsamen Oxydation fand das schwefelsaure Milieu ausreichend Zeit, abzuwandern, wodurch die Rubinglimmerbildung etwas zurückblieb.

Mit Ausnahme dieser letzten Limonitart war bei allen anderen Limoniten als Sulfidverwitterungsprodukten mit den schwammigen Texturen durchweg eine beträchtliche Rubinglimmerbeteiligung verbunden. Auf Grund eines inaktiven Nebengesteins der Lagerstätten fand keine Neutralisation der bei der Oxydation entstehenden schwefelsauren Lösungen statt, was die Bildung von Rubinglimmer begünstigte. Heute noch sickern auf den einzelnen Sohlen des P.-Lagers Grubenwässer aus dem hangenden Eisernen Hut mit niedrigen pH-Werten zu (100 m-Sohle: pH = 2,6, 160 m-Sohle: pH = 2,7, 220 m-Sohle: pH = 5).

2. Limonite als Laterite

(a) Im Distrikt Hammerholz

Bereits makroskopisch sind die zuweilen als Lesestücke anzutreffenden Limonite deutlich von den Limoniten als Sulfidverwitterungsprodukten unterscheidbar. Kennzeichnend für diese lateritischen Limonite sind die matte, dunkelbraune, einheitliche Färbung und das Fehlen jeglicher Texturen. Die Limonite erscheinen trotz der makroskopisch erkennbaren Gelstrukturen sehr dicht. Erz-mikroskopischen Untersuchungen zufolge, bestehen diese Lateritlimonite fast ausschließlich aus Nadeleisenerz. Es dominiert als Grundmasse eine dichte Nadeleisenerzvarietät, die nur wenig und sehr feine Poren aufweist. Sie tritt gerne in 2 unterschiedlichen Ausbildungen auf, wovon die eine dunkler und mitunter sehr feinporig ist, während die andere heller, reiner und härter mit nur sehr geringem, feinem Porenanteil erscheint. Diese zweite Varietät liegt stets in unregelmäßigen, wirt durcheinander verlaufenden Gelstrukturen in der ersten.

Offenbar als Ausheilung von Rissen ziehen sich sehr dichte Nadeleisenerzschläuche durch die erstgenannten Varietäten. Selten nur sind Poren in diesem Nadeleisenerz erkennbar. Im Gegensatz zu der sehr feinporigen Nadeleisenerzgrundmasse neigt dieses zu großzügiger Drusenraumbildung. Aber auch dieser

Schalenbau setzt sich aus einzelnen, nicht gleichartigen Nadeleisenerzvarietäten zusammen. Durchwegs sind im Falle mehrerer Schalen Trockenrisse vorhanden.

In den meisten Proben fehlt Rubinglimmer völlig. Nur selten ziehen unregelmäßige und sehr feine, dünne Rubinglimmerfädchen und -zisselierungen durch das Nadeleisenerz. Kugelige und dicke, nierenförmige Rubinglimmer-Gelstrukturen sind diesen Bildungen fremd.

Feine Pyrit-Fünkchen sind gelegentlich erkennbar.

Neben den makroskopischen Kennzeichen bietet somit auch die mikroskopische Untersuchung genügend Unterscheidungsmerkmale gegenüber Limoniten als Verwitterungsprodukten primärer Sulfiderze.

(b) A u f d e r B i e n h ö h e

Durch Schürfungen und Bohrungen wurden in sehr geringer Teufe linsen- bis knauerförmige serizit- und quarzreiche Limonite, die sich auch in Pingen als Lesestücke fanden, angetroffen. Quarzmobilisationen und -knauern mit Durchmesser bis zu 1,2 dm (1 B) treten zusammen mit den serizit- und quarzreichen Limoniten auf. Auffallend ist die bei nahezu allen Quarzknauern feststellbare Kataklyse; Limonit heilte die Kataklyse- und Rißstellen.

Den mikroskopischen Befunden gemäß erscheint N a d e l e i s e n e r z als Hauptkomponente in dichter Ausbildung. Die paketförmigen Serizitbüschel sind aufgeblättert und mit Nadeleisenerz gefüllt. In einer Reihe von Fällen umgeben dicke gelförmige Nadeleisenerzwülste die Serizitbüschel.

In größeren Nadeleisenerzpartien kann Drusenraumbildung häufig beobachtet werden. Je größer aber der Serizitanteil wird, um so kleiner und dünn-schaliger werden die zahlenmäßig zunehmenden Drusenbildungen. Trockenrisse und feine Unterschiede in den Farbnuancen lassen die Gelstrukturen ausgeprägter und deutlicher erscheinen. Bei anderen Nadeleisenerzpartien treten die Drusenraumbildungen fast völlig zurück; an ihrer Stelle finden sich feine, rundliche Poren.

Bemerkenswert sind die reichlich vorkommenden Q u a r z m o b i l i s a t i o n e n in Linsen- und Knauerform. Neben undulösen, rekristallisierten Quarzaggregaten gibt es häufig Quarzsplitter und zerbrochene Quarze, deren korrespondierende Hälften mit Nadeleisenerz verheilt sind. In unmittelbarer Nachbarschaft von Quarzknauern existieren dicke und breite Nadeleisenerz-gelstrukturen.

Lagige Anordnungen ca. 0,05 mm ϕ großer Einzelquarze bilden zusammen mit Serizitlagen und langgestreckten Quarzlinsen deutlich ss ab. Stets stellt jedoch Nadeleisenerz die verdrängend erscheinende Grundmasse dar, die auch in nahezu alle Intergranularen eindringt.

Selten treten an Einschlüssen reiche Quarze auf. Auffallend ist die stets parallele Anordnung der feinen, rund bis ovalen Magnetite und unbestimm-baren Einschlüsse. Stellenweise kommt es auch zu einem leicht gewellten si. Diese linsenartigen Quarze sind ebenfalls zerbrochen und wieder mit Nadel-eisenerz verheilt.

Während Nadeleisenerz auch intergranular in rekristallisierte Quarzkorn-aggregate und aufgeblätterte Serizitbüschel (selten feine Muskovite) dringt, erscheint P y r o l u s i t nur in dicken, schlauchförmigen oder traubenartigen

Gelstrukturen im Nadeleisenerz. Durchweg verheilt er lange Risse im Nadeleisenerz und verdrängt es stellenweise leicht. — Bemerkenswert ist, daß im Falle durch jüngeres Nadeleisenerz verheilte Risse dieses deutlich hellere Tönungen als das Nadeleisenerz der Grundmasse, in der Serizit und Quarz liegen, aufweist. Selbst die einzelnen Schalen des die Risse heilenden Nadeleisenerzes unterscheiden sich voneinander durch geringere Farbnuancen, wodurch eine nacheinander erfolgte rhythmische Abscheidung mit unterschiedlichen Kationengehalten erschließbar wird. Gelegentlich erscheint in analoger Weise die jüngere Pyrolusitschale des innersten Drusenraumes im Risse heilenden Nadeleisenerzstreifen heller als die sich anschließende ältere Pyrolusitschale. Ganz allgemein tritt Pyrolusit nur als jüngste, innerste Drusenraumauskleidung auf.

Die soeben beschriebenen Beobachtungen weisen auf tektonische Ereignisse, die Kataklyse und Zerkleinerung der Quarzknuern sowie Reißbildung der Nadeleisenerzgrundmasse bewirkten. In der Folgezeit heilten die Risse durch neue Nadeleisenerzbildungen. Die Mn-Gehalte stammen zweifellos aus den benachbarten Phylliten und sind durch Umlösung und Wiederabscheidung an die beobachteten Stellen gelangt. Auch makroskopisch sind verschiedentlich Beschläge größerer Quarzknuern mit Pyrolusitriden erkennbar. In diesem Zusammenhang dürfte auch die die Risse verheilende, hellere Nadeleisenerzbildung auf Wanderung der Eisensubstanz aus den benachbarten Phylliten herzuleiten sein.

Hinsichtlich der Beantwortung der Frage, welche Primärschubstanz der Nadeleisenerzgrundmasse zugrunde lag, interessiert die Frage nach dem Auftreten von Rubinglimmer.

Grundsätzlich findet sich Rubinglimmer nur akzessorisch beteiligt. Großzügige, dickwülstige Drusenrahmungen fehlen. In Serizit und Nadeleisenerz treten zuweilen sehr kleine Rubinglimmerstäbchen, Rubinglimmer in Form feiner Pünktchen oder feine, sehr dünnchalige Rubinglimmer-Gelstrukturen als vorletzte Drusenschale auf. Die sehr zurücktretenden Rubinglimmeranteile und das Fehlen typischer Limonit-Texturen in den limonitreichen Quarzen bis quarzreichen Limoniten lassen Rückschlüsse auf ehemalige Sulfiderze wenig zutreffend erscheinen. Somit dürfte die Nadeleisenerzgrundmasse auf praetektonische (auf die letzten tektonischen Ereignisse bezogen!) lateritische Bildungsbedingungen zurückzuführen sein.

b. Konglomerate

Die Verbreitung der Hydrohämmit-, Psilomelan- und Limonit-Quarzkonglomerate war bis zu den Untersuchungen von Verf. nicht bekannt. Zum Teil treten diese Lesestücke spärlich, z. T. aber oft reichlicher auf. H. RECHENBERG (1953) fand bei Leonberg Handstücke, „die einen mit dem bloßen Auge ziemlich hohen Brauneisengehalt aufweisen“. Bei der erzmikroskopischen Beschreibung spricht H. RECHENBERG von Nadeleisenerz, Rubinglimmer, Eisenglanz und Maghemit. „Die Isotropie, die Art des Vorkommens und die Paragenese lassen Maghemit für wahrscheinlich erscheinen, wenn auch Verf. nicht ganz den Eisenglanz verleugnen will, da infolge der Feinkörnigkeit des Materials die charakteristischen Eigenschaften nicht so ausgeprägt aufzutreten brauchen, wie bei dem normalen kristallinen Eisenglanz.“ — Nach der Beschreibung von „anormalem Quarz, der, durch die Metamorphose stark beansprucht, zweiachsig geworden ist“, folgert H. RECHENBERG: „Aus dem eben

Angeführten ist zu entnehmen, daß wir hier einen Ausbiß vor uns haben, der in der Tiefe Magnetkies und Magnetit führt. Ob dieser Erzgehalt in solchen Mengen vorliegt, daß man von einer Lagerstätte sprechen könnte, ist so nicht zu entscheiden.“

Es folgt nun eine mikroskopische Beschreibung dieser „Erze“ aus ihrem gesamten Verbreitungsgebiet (auch mit Leonberg). Chemischen Analysen zufolge liegt der Fe-Gehalt zwischen 29 und 38 % Fe. Ca-, Cu-, Zn- und Pb-Gehalte fehlen völlig. Hydrohämatit, Nadeleisenerz, Quarz oder Psilomelan (selten) können als Hauptgemengteil auftreten; Gesetzmäßigkeiten für regionale Bereiche existieren diesbezüglich nicht.

1. Hydrohämatit-Quarzkonglomerate

Quarz

Rekristallisierte Quarzkornaggregate in Größenordnungen von 0,6 bis 10 mm ϕ (makroskopisch bis max. 120 mm ϕ) erscheinen als Gerölle in einer Erz-Grundmasse. Größtenteils sind die Abrundungen gut erkennbar. Ebenso finden sich auch Gerölle von typischen Quarzmobilisationen. Undulöse Auslöschung mit meist Böhmscher Lamellierung kann durchweg beobachtet werden. Als Füllung der Intergranularen treten Glimmer beträchtlich zugunsten von Nadeleisenerz und Hydrohämatit zurück. Gelegentlich beschränkt sich die Intergranularenfüllung mit Nadeleisenerz oder Hydrohämatit nur auf die randlichen Zonen dieser Quarzgeröllchen.

Bedeutsam für spätere Erörterungen sind Korrosionserscheinungen an der Geröllungrenzung von abgerollten rekristallisierten Quarzkornaggregaten. Auch tiefgreifende Korrosionsbuchten können zuweilen beobachtet werden.

In verschiedenen Fällen kommen Quarzkornaggregate vor, deren Einzelindividuen nicht undulös auslöschten. Die äußere Form dieser Aggregate ist meist nicht rund; die üblicherweise ausgeprägte Intergranularenfüllung der rekristallisierten Quarzkornaggregate tritt hier stark zurück. Die reinen, einschlußlosen Einzelindividuen weisen glatte bis völlig unregelmäßige Formen auf. Den mikroskopischen Befunden nach ist bezüglich der Quarzkristallisation anstelle eines gewöhnlichen Rekristallisations- ein Anwachsgefüge auffallend. Es gibt z. B. Gerölle von typisch rekristallisierten Quarzkornaggregaten (mit undulösen Einzelindividuen), die einen Quarz-Anwachsrand auf der ursprünglichen Geröllumgrenzung besitzen.

Die Quarzsubstanz besteht außerdem noch aus kleinen, allotriomorphen, bizarr korrodierten Quarzen mit ϕ von 0,08 bis 0,8 mm. In der Mehrzahl der Fälle ist keine undulöse Auslöschung vorhanden. Schwach undulöse Quarze sind nur zuweilen anzutreffen. Die Quarze werden häufig von tiefen, gebogenen Kanälen durchzogen. Stets sind diese sowie die anderen Korrosionsbuchten von Nadeleisenerz oder Hydrohämatit erfüllt (Abb. 24). Auch scherbenartige Quarze mit korrodierten Rändern finden sich in der Grundmasse. Charakteristisch ist, daß weder eine bevorzugte Lage der korrodierten Quarze und der Quarzkorngerölle, noch Einheitlichkeit der Kornform der korrodierten Quarze existiert.

In seltenen Fällen können feine Turmalinkriställchen in den randlich korrodierten Quarzen beobachtet werden. Bei den seltenen undulösen Quarzen ist



Abb. 24. In Hydrohämatit (weiß) liegendes Quarzkorn (grauschwarz bis schwarz) mit tiefen, gebogenen Korrosionsbuchten. Hydrohämatit erfüllt auch diese Hohlräume. Etwa 120fache Vergrößerung. Ölimmersion.

meist feststellbar, daß der Grad der undulösen Auslöschung mit wachsender Korngröße zunimmt. Trotzdem gibt es neben den seltenen, maximal $1,2 \times 0,9$ mm großen undulösen, korrodierten Quarzen auch ebenso große Querschnitte ohne undulöse Auslöschung.

Gespaltene Querschnitte sind gelegentlich sowohl bei Quarzkorngeröllen, als auch bei korrodierten Quarzen erkennbar. Verheilung dieser Risse erfolgt durch helles, sehr dichtes, reines Nadeleisenerz, das als Band noch weit (7—8 mm) in die etwas dunklere, ältere, feinporige, Muskovit und Serizit beinhaltende Nadeleisenerzgrundmasse zieht und sich dort allmählich auflöst und verliert. Vor der Spaltung der Quarze lag bereits eine Nadeleisenerzgrundmasse vor; durch Mobilisation verheilten nach dieser Bewegung die gespaltenen Quarze.

Ca. $0,3 \times 0,6$ mm große, reichlich gespaltene (mit BÖHMScher Lamellierung) Quarze mit zahlreichen feinen Magnetiten, Apatiten, Zirkonen und unbestimmbaren Körnchen als Einschlüssen sind nur selten anzutreffen. Sie liegen in Hydrohämatit.

Hydrohämatit

Hydrohämatit tritt mit deutlich erkennbaren Gelstrukturen auf. Der feinhelmische Schalenbau erscheint häufig mit leichten Helligkeitsunterschieden und variierender Gefügedichte. In den Fällen der Vertretung durch Nadeleisenerzschalen sind ähnliche Erscheinungen feststellbar. Eine zahlenmäßige Erfassung aller feinen Schalen war nicht möglich. Ebenso wie diese ausgeprägten Gelstrukturen finden sich dichte, feinporige Hydrohämatitbereiche. Mit zunehmendem Porendurchmesser kommt der gelförmige Aufbau besser zum Ausdruck.

Meist ist damit Überleitung zu „Drusen“ verbunden; in einzelnen Fällen kleidet Nadeleisenerz den innersten Drusenraum aus. Bei dichten, feinporigen Texturen weisen Trockenrisse auf gealterte Gele.

In dichten Hydrohämattitbereichen sind mitunter feinste Pünktchen und Fetzchen von Nadeleisenerz feststellbar. Der Übergang zu Nadeleisenerz erfolgt nicht durch wechselweise Gelrhythmen, sondern durch allmähliche Zunahme dieser Pünktchen und Fetzchen, bis schließlich Nadeleisenerz die Grundmasse mit eingesprengten, feinen, gelförmigen Hydrohämattitpünktchen, -kügelchen oder -fetzen darstellt.

N a d e l e i s e n e r z

Ebenso wie bei Hydrohämattit sind bei Nadeleisenerz nie die kräftigen, breiten, nieren- und traubenförmigen Gelstrukturen vorhanden, wie das von den Limoniten als Sulfidverwitterungsprodukten her bekannt ist. In einer dichten Nadeleisenerzgrundmasse kommt aber auch mit wenig auffallenden krustenförmigen Strukturen der gelförmige Charakter klar zum Ausdruck. Wechselnde Dichte und Farbnuancen der einzelnen Schalen, Trockenrisse, zuweilen kleinzügige Drusen und stellenweise feine, rhythmische Schalenwechsel mit Hydrohämattit sind für die gesamte Nadeleisenerzsubstanz kennzeichnend. Vollkommen unregelmäßig liegen Serizite und Muskovite in der Grundmasse aus Nadeleisenerz oder Hydrohämattit.

Feine, blättchenförmige Hämatite, allotriomorphe (seltener rund bis ovale) Magnetitkörnchen und noch seltener Rutil stellen akzessorische Sedimentgemengteile dar. Fein und feinste Nadeleisenerzfilme ziehen als beginnende oder weiter fortschreitende Limonitisierung durch die Hämatit- und Magnetitkörnchen. Rubinglimmer ist nicht am Aufbau dieser Gesteine beteiligt.

A n d a l u s i t

Unzersetzte Andalusite mit Kornquerschnitten von $0,1 \times 0,05$ mm bis $5 \text{ mm } \phi$ finden sich ohne bevorzugte Fixierung an einzelnen Stellen im Nadeleisenerz, Hydrohämattit oder Psilomelan. Gewöhnlich dominieren *a l l o t r i o m o r p h e* und *h y p i d i o m o r p h e* Andalusite. Annähernd *i d i o m o r p h e* Querschnitte sind sehr selten. Die größeren Andalusite lassen verschiedentlich Ab rundungen erkennen; zum Teil tritt der Geröllhabitus deutlich, z. T. kaum in Erscheinung.

Wie bei den Andalusiten der metamorphen Gesteine liegen feine, runde bis ovale Magnetite als *s i* in Andalusit. Als weitere Einschlüsse sind Turmaline (die ihrerseits wieder fein bis feinste Magnetite beinhalten), \pm limonitisierte Biotite, Quarze, Muskovite und Staurolithe zu nennen. Nur sehr selten liegen Magnetite unregelmäßig in Andalusit eingestreut vor.

Mitunter erscheinen Andalusitsplitter mit korrespondierenden Kornhälften in der Erzgrundmasse. Vergleichende Beobachtungen der Magnetitintergefüge der einzelnen Splitter zeigen ebenfalls, daß diese Bestandteile eines ursprünglich größeren Einzelkorns sind.

In manchen Fällen weisen Andalusite noch einige glatte, nicht angegriffene Kristallflächen auf. Die restlichen Flächen sind sehr unregelmäßig geformt. In



Abb. 25. Korrosionsbuchtenreicher Andalusit in Nadeleisenerz (schwarz). Nicols parallel, etwa 200fache Vergrößerung.



Abb. 26. In Psilomelan (schwarz) liegender und von Psilomelanschnüren durchzogener Andalusit (grauweiß) schließt Staurolith (weiß) ein. Im Andalusit ist Magnetit-si erkennbar. Nicols gekreuzt, etwa 30fache Vergrößerung.

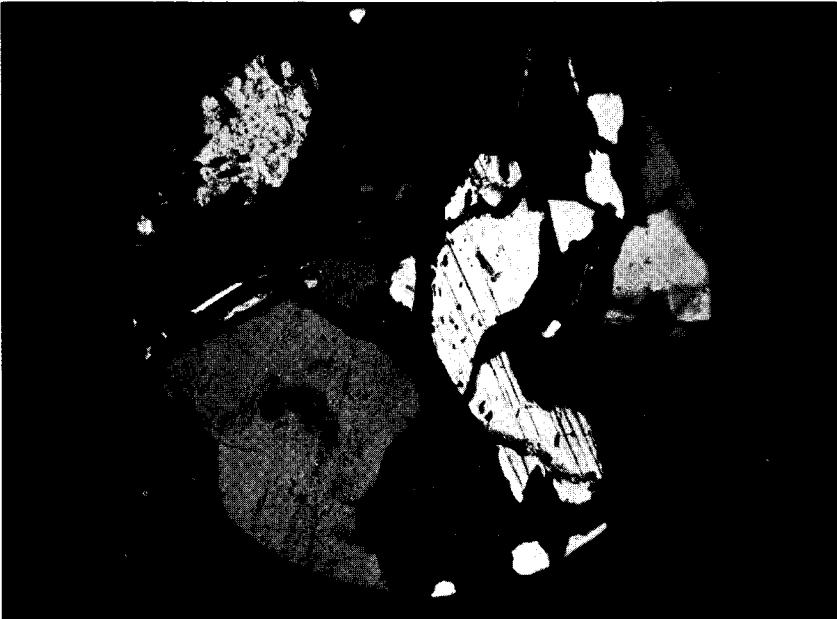


Abb. 27. Unzersetzter Andalusit (grauweiß, mit erkennbarer Spaltbarkeit) neben völlig serizitisiertem Andalusit (oben links) in der Hydrohämait-Grundmasse (schwarz). In dieser finden sich weiterhin Quarz (weiß und grau) sowie Muskovitscheiter. Nicols gekreuzt, etwa 30fache Vergrößerung.

der Mehrzahl erscheinen jedoch die Andalusite mit mehr oder weniger ausgeprägten Korrosionsbuchten. Alle diese kanal- und röhrenförmigen Einbuchtungen sind mit Erzsubstanz erfüllt (Abb. 25). Die Spaltbarkeit war ohne Einfluß auf die Richtung und den Verlauf der Korrosionsbuchten. Wie bei den Quarzen, sind auch bei den unzersetzten Andalusiten völlig unregelmäßig korrodierte Querschnitte vorhanden.

Risse, die nicht \parallel zur Spaltbarkeit liegen, sind vollkommen durch die Erzsubstanz verheilt. In einem Fall fanden sich im Andalusit hypidiomorph bis idiomorphe Staurolithe (Abb. 26) eingeschlossen. Zum Teil ist Verzwilligung nach (032) feststellbar. Das si der Andalusite setzt sich ohne Richtungsänderung in Staurolith fort.

Selten treten Andalusite auf, deren Randzone serizitisiert ist. Sie leiten zu den häufiger vorhandenen Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit über. Bei diesen erscheint Serizit wie bei den metamorphen Gesteinen wieder fein verfilzt, dicht und regellos orientiert. Die bis 3 mm großen, geröllähnlichen ehemaligen Pseudomorphosen weisen meist wie die unzersetzten Andalusite feine rundliche Magnetite als si auf. Verdrängungen dieser Serizitballen durch die Erz-Einbettungsmasse sind vielfach zu beobachten. Sehr selten treten rautenförmige, ca. 1 mm lange Pseudomorphosen, die im Kern Tonminerale, in der Mittelzone Serizit und im Außenbereich Muskovit führen, auf.

Auffallend ist, daß Pseudomorphosen von Serizit nach Andalusit zusammen mit völlig frischen, unzersetzten Andalusiten in der gelförmigen Erzmasse vor-

kommen (Abb. 27). Bei ihrer Einbettung waren diese nicht serizitisiert; im Gegensatz zu den Andalusiten in den Phylliten erwies sich die Erz-Einbettungsmasse als sehr dicht und atmosphärenfest, so daß keine Zersetzung eintreten konnte. Die Pseudomorphosen wurden als solche bereits in die Erz-Grundmasse aufgenommen.

Serizit - und Muskovitaggregat-Gerölle

mit deutlich erkennbarem s sind als Phyllitbröckchen zu betrachten. Makroskopischen Beobachtungen gemäß existieren sie bis in den cm-Bereich. Auch Quarze finden sich in den Serizit- und Muskovitlagen. Während bei manchen Geröllen s durch schnurartige Limonitierung oder Hydrohämattitbänder unterstrichen wird, erscheinen andere diffus mit Limonit durchtränkt. In einem Fall treten in einem Serizit- und Muskovitgeröll z. T. verzwilligte, hypidiomorphe Staurolithe und zersetzte Andalusite (mit si || s des Serizitgerölls) auf.

Staurolith

Außer den Staurolithen in Andalusit und dem Phyllitgeröll liegen in der Erzgrundmasse ca. $0,3 \times 0,2$ mm große, hypidiomorphe, unzersetzte Staurolithe. Magnetit-si (selten Quarze) ist meist vorhanden. Gelegentlich sind deutlich Korrosionserscheinungen erkennbar. Nadeleisenerz erfüllt die buchtenartigen Vertiefungen.

Turmalin

Außer in Andalusit treten Turmaline allotriomorph, hypidiomorph und idiomorph noch in der Erz-Grundmasse und in den Phyllitgeröllen auf. Die idiomorphen Turmaline weisen Größenordnungen von $0,09 \times 0,045$ mm bis $0,8 \times 0,2$ mm auf. Eingeschlossene, langgestreckte, feine Magnetite sind in Richtung der c-Achse der Turmaline orientiert. Die $0,8 \times 0,2$ mm großen Querschnitte finden sich in einem reichlich mit Hydrohämattit durchwirkten Serizit-Muskovitgeröll. Kantenrundung an in Erz liegenden idiomorphen Turmalinen ist zuweilen zu beobachten. Korrosionserscheinungen bei Turmalinen und die Füllung der Eintiefungen mit Erz begegnen ebenso wie bei Quarz und Andalusit. Angeknackte Turmaline sind mit Erz verheilt. Korngrößen von ca. $0,2 \times 0,15$ mm herrschen bei allotriomorph bis hypidiomorphen Turmalinen vor.

Muskovit

Völlig unregelmäßig kommen in der Erzgrundmasse meist deformierte, aufgefaserte und aufgeblätterte Muskovitscheiter vor. Stets sind die aufgeblätterten Muskovite mit Erzsubstanz gefüllt.

Plagioklas

In 2 Fällen finden sich sehr kleine, zwillingslamellierte, randlich korrodierte Plagioklase in Nadeleisenerz eingebettet. Wegen der geringen Größe war eine Bestimmung des An-Gehalts nicht möglich.

2. Psilomelan-Quarzkonglomerate

Die Quarz-, Andalusit-, Staurolith- und Muskovitbeschreibung gilt auch für die Psilomelan-Quarzkonglomerate. Nach chemischen Analysen liegt der Mn-Gehalt um 20 %.

Die nach Quarz mengenmäßig dominierende Komponente ist Psilomelan. Für die makroskopisch oft sehr psilomelanreichen Konglomerate ist charakteristisch, daß die Einzelquarze von kräftigen Psilomelanwülsten umgeben sind. Mit größeren Quarzkörnern kommt es bei etwa gleichbleibend starken Psilomelanrinden (ca. 0,1 mm) zu immer größeren Drusen Hohlräumen. Die makroskopisch nicht sichtbaren, von Psilomelan umhüllten Quarze erklären somit die nicht hohen Mn-Gehalte von Psilomelan-„Derberzen“.

Pyrolusit tritt gegenüber Psilomelan fast völlig zurück. Nur selten kann Pyrolusit als Anlagerungssaum an Quarz beobachtet werden. Gelegentlich schwimmen noch reichlich verdrängte und weitgehend aufgelöste Pyrolusitfetzen in Psilomelan, der sich in diesem Falle als sehr dicht und feinkörnig erweist. Mit zunehmender Annäherung an die Drusenräume erscheint der Schalenbau ausgeprägter, grobkörniger und an Fremdschubstanz (Muskovite) reiner. Die Psilomelanschale als letzte Drusenauskleidung zeichnet sich durch besondere Grobkörnigkeit und Reinheit aus.

Akzessorisch finden sich allotriomorphe, feinkörnige Magnetite in Psilomelan eingebettet. Außer diesen sind weitaus seltener noch feine und feinste Pyritfünken erkennbar.

3. Limonit-Quarzkonglomerate

Diese Bezeichnung erstreckt sich sowohl auf Bildungen, bei denen H₂O-armes Nadeleisenerz dominiert und feiner, gelförmiger Schalenwechsel mit Hydrohämatit zurücktritt, als auch auf Konglomeratarten, bei denen Hydrohämatit völlig fehlt und Nadeleisenerz als eine an H₂O reichere Varietät erscheint. Dieses Nadeleisenerz weist auch ausgeprägtere Gelstrukturen, vorwiegend durch die sehr schwankende Härte und Gefügedichte bedingt, auf. Im allgemeinen liegen Härte und Gefügedichte dieser H₂O-reicheren Nadeleisenerzvarietät beträchtlich unter der der H₂O-ärmeren Bildungen. Für Erörterungen im nächsten Abschnitt ist vor allem das Auftreten eines Basaltgerölls als Konglomeratbestandteil einer von feinen Quarzen freien, H₂O-reichen Nadeleisenerzgrundmasse von Wichtigkeit. In dieser finden sich außerdem noch cm-große, rekristallisierte Quarzkorngerölle eingebunden. Dieses Quarz-Limonitkonglomerat mit Basaltgeröll wurde nördlich von Altenhammer und östlich der Basaltvorkommen von Steinmühle gefunden.

c. Zusammenfassung

1. Allgemeine Erkenntnisse

Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte

Die spezifischen Texturen für Pyritverwitterungsprodukte (runde bis ovale, z. T. langgestreckte Zellen) fanden sich durchweg deutlich erkennbar und ausgeprägt vor. Ein ebenso charakteristisches Merkmal stellte die satte, rotbraun bis leicht dunkelrotbraune Farbe dar.

Bei der Oxydation des obersten, erdoberflächennächsten Bereiches der Lagerstätten konnte noch Verdünnung der schwefelsauren Lösungen durch Abwanderung in die Tiefe und z. T. in das Nebengestein stattfinden. Die Folge ist spärliche Rubinglimmerbildung bei jedoch ausgeprägten, spezifischen Texturen, da in diesem Bereich die Verdrängungslimonitbildung dominiert. Die Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte in der Zirkenreuther Kiesgrube sind sowohl auf Grund ihrer heutigen Lagerung (Abschnitt E), als auch wegen oben genannter Erscheinungen als ehemalige Sulfide aus der obersten Zone der Lagerstätten zu betrachten.

Im tieferen Bereich der Oxydationszone kam es zur Ansammlung und Konzentration der schwefelsauren Lösungen und der Fe-Gehalte. Konservierung dieses schwefelsauren Milieus und Ausflockung infolge Lösungskonzentration führten zu starker Rubinglimmerbildung, die in dicken Schalen und Wülsten am Aufbau der Limonite des Eisernen Hutes beteiligt ist. Da in diesen Zonen häufig Übergänge zu Füllungslimoniten bestehen, kommt es stellenweise zu weniger eindeutig spezifischen Texturen. Die Tendenz hierzu blieb jedoch erhalten.

Die Übergänge zwischen diesen bezeichneten Zonen und Oxydation von Sulfidimprägnationen werden durch weniger auffallende Rubinglimmeranteile charakterisiert. Verschiedentlich sind „tröpfchenförmige“ bzw. blättchenförmige, büschelige Rubinglimmergebilde zu beobachten.

Voraussetzung für die Erhaltung des schwefelsauren Milieus und der dadurch begünstigten Rubinglimmerbildung war die Inaktivität der Nebengesteine.

Konglomerate als Laterite

Folgende Merkmale sind als typische Kennzeichen lateritischer Bildungen zu werten:

- (a) die ausgeprägten Korrosionserscheinungen an Quarzen, Andalusiten, Staurolithen und Turmalinen, die auf die alkalischen Bodenlösungen während der Trockenzeit eines langandauernden Wechselklimas zurückzuführen sind.
- (b) Die gelförmigen Rhythmen von Psilomelan, Hydrohämatit und Nadeleisenerz.
- (c) Die fehlende Klassierung der Quarz- und Phyllitgerölle.
- (d) Das Fehlen eines ausgeprägten parallelen s-Flächengefüges.

Im gesamten Kartierungsraum wurden anstehend nur sehr feinkörnige Gesteine angetroffen, was ein allmähliches Tiefersinken des Geosynklinaltroges erschließbar macht. Würden die Konglomerate als Schichtglied der

metamorphen Gesteinsserie betrachtet werden, so müßte eine zeitlich relativ kurze, kräftige orogene Phase (plötzliche Hebung des Festlandes bzw. Senkung des Troges) für diese Bildungen verantwortlich gemacht werden. Außer diesen Konglomeraten gibt es aber keine Anzeichen, die solch hypothetische Forderung keimen lassen könnten. Im Meerwasser der verschiedensten Tiefenregionen hätte zweifellos eine gewisse Klassierung des groben Detritus stattgefunden. Auch die völlig unregelmäßig auftretenden Muskovite sprechen gegen eine Meeressedimentation. Aus Manganoxiden und Quarz wäre es bei der Metamorphose — der das Konglomerat als Schichtglied ja unterworfen gewesen wäre — zur Bildung von Mangansilikaten gekommen.

- (e) Die weite Verbreitung der Konglomerat-Lesestücke spricht für ein Gesteinsglied in weitemspannender, flach-horizontaler Lagerung, das als oberste Bedeckung den Metamorphiten auflag. Würden jedoch die Konglomerate als Schichtglied angenommen, so sollten sie als halbsteil bis steil gelagertes, geringmächtiges Schichtglied bei der eluvialen Verwitterung zu feinkörnigem Grus geworden sein und schwerpunktartige Konzentrationen im Nahbereich des Anstehenden verursacht haben. Die bis $0,65 \times 0,35 \times 0,15$ m großen Konglomerat-Lesestücke sind von oberflächlichen, deckenartigen Verwitterungsrückstandsanreicherungen in flachen Eintiefungen, von Lateritbildung begleitet, herzuleiten. Die Konglomeratdecken wurden während plötzlicher tektonischer Bewegungen (Tertiär, Abschnitt E) zerbrochen und auf Grund veränderter morphologischer Verhältnisse verfrachtet.

Diese Überlegungen bestätigen die mikroskopischen Untersuchungen, wonach bei Lateriten auf der Bienhöhe die Risse in einer praetektonisch (auf die letzten tektonischen Bewegungen bezogen) gebildeten Nadeleisenerzgrundmasse durch jüngeres Nadeleisenerz und Pyrolusit verheilt wurden oder in einer Erzgrundmasse (Psilomelan, Hydrohämait oder Nadeleisenerz) liegende, gespaltene Quarze ebenfalls wieder verheilten (bei Lateritkonglomeraten).

Alle diese Befunde weisen auf Nadeleisenerz- oder Hydrohämaitbildung vor den letzten Bewegungen im Gestein. Es herrschte demnach schon vor diesen Bewegungen ein tropisch bis subtropisches Wechselklima. Auf Eiserne Hutbildung der Schwefelerzlagerstätten vor diesen tektonischen Ereignissen deuten sowohl mikroskopische Befunde, als auch Limonitgerölle als ehemalige Sulfide in der Kiesgrube von Zirckenreuth (Abschnitt E).

2. Bergwirtschaftliche Betrachtungen

Folgende 3 Gesichtspunkte sprechen den kartierten Lateriten jegliche bergwirtschaftliche Bedeutung ab.

Infolge der innigen Verwachsung von Psilomelan, Hydrohämait und Nadeleisenerz mit den feinen, bizarr korrodierten Quarzen, deren Korngrößen in beträchtlichen Grenzen schwanken, ist ein aufbereitungstechnisch kostspieliger Aufschluß erforderlich. Zudem fällt bei diesem Prozeß nur Feinerz an, das ohne teure Pelletisierung heute kaum Abnehmer findet.

Bei völlig fehlenden CaO-Gehalten liegt das Verhältnis CaO/SiO_2 sehr ungünstig.

Diese extrem sauren Laterite stellen für einen Eisenerzbergbau auf Grund ihres heutigen Lesesteincharakters und der ehemals dünnen Oberflächenbildung vorratsmäßig die ungünstigste Grundlage dar, auch wenn noch auf dem Grundgebirge „anstehende“ Laterite (z. B. Kapellberg bei Ottengrün, 7 km östlich von Pfaffenreuth/Waldsassen) außerhalb des Kartierungsbereiches angetroffen werden sollten.

D. Genese der Golderzlagerstätte von Neualbenreuth mit bergwirtschaftlichen Betrachtungen

Die seit Jahrhunderten bekannte Golderzlagerstätte SSE von Neualbenreuth (ca. 8,5 km ENE von Pfaffenreuth/Waldsassen) brachte dem Bergbau — von kurz aufflackernden Blütezeiten abgesehen — durch seine besonderen Schwierigkeiten vorwiegend Enttäuschungen. Die Schwierigkeit lag darin, daß die Lagerstätte als solche nicht faßbar war. Es herrschten über die Schwerpunkte der Lagerstätte, die Begrenzung durch Liegendes und Hangendes, die streichende Erstreckung und die Vererzungsverhältnisse in der Tiefe Meinungsverschiedenheiten, die auf die mangelnde Klärung der Genese oder irrigere Vorstellungen hierüber zurückzuführen sind. Den eigenen Betrachtungen sollen zunächst Beobachtungen und Schlußfolgerungen der bisherigen Bearbeiter vorangestellt werden.

Aus einem Bericht von B. SANDKÜHLER (1919) geht hervor, daß bereits im 13. Jahrhundert in der Gegend von Neualbenreuth (Chronik von 1716) Gold gewaschen wurde. So wird die Notiz eines „Anonymus“ in der Chronik vom Jahre 1716 zitiert: «Unter Albenreuth ist eine Goldwäsche und Seuffenwerk. Da haben die Fribeser Bergleute Gold gewaschen, sind bei eynem Schuster zu Albenreuth in Quartier gelegen». Der Goldbergbau schien sich um die Mitte des 16. Jahrhunderts rentiert zu haben, „obwohl nach der Mitteilung des damaligen Bergmeisters Anselm Ruellein ein Goldgehalt von nicht mehr als $\frac{1}{2}$ Loth im Zentner (= 160 g/t) als «nicht sonderlich reich» bezeichnet wurde“.

B. SANDKÜHLER führt weiter an, daß erst in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts das Goldvorkommen von GÜMBEL wieder erwähnt wurde. Zunächst versuchte man, die Lage der alten Bergbaue wieder festzustellen und wältigte bis 1900 eine Gesamtlänge von ca. 800 m an Strecken auf. „Auf diese Funde wurden die Zechen CHURFÜRST und GÜLDENSTERN verliehen.“

In dem Bericht folgt weiter eine Beschreibung der Gesteine der Umgebung von Neualbenreuth, wonach metamorphe Gesteine, im wesentlichen Phyllite und Glimmerschiefer auftreten. „Meistenteils ist das Gebirge dort sehr hart und widerstandsfähig; einige Lagen desselben zeigen jedoch eine starke Zersetzung, die sich in derselben wechselnd breiten Gesteinslage oft mehrere km weit fortsetzt. Das einzige, was in den Gesteinsflözen hart geblieben ist, sind die quarzigen Lagen, die auch in frischem Gestein allenthalben eingelagert sind und dort zunächst weiß, dicht und splittrig sind, während sie in den zersetzten Gesteinen oft zertrümmert und von rostigen und manganischen Massen durchzogen sind. In derartigen Quarzadern wurden im Jahre 1918 auch schöne Stufen von Freigold gefunden.“ B. SANDKÜHLER führt die Quarzadern auf „granitischen Schmelzfluß“ zurück.

Bei der Erörterung der „primären Lagerstätten“ stellt B. SANDKÜHLER folgendes fest: „Der Goldgehalt steckt zum geringen Teil in den sandig zersetzten Phyllitpartien selbst, zum größten Teil jedoch in den zahlreichen, schmalen Quarzadern und Quarzlinsen, die allenthalben das zersetzte Gestein durchschwärmen. Die in den Quarzen oft noch vorhandenen Arsenkiesknollen sind dabei nur Begleiterscheinungen, der Goldgehalt ist an sie nicht gebunden. Allerdings handelt es sich nicht um bestimmte, weitstreichende Gänge, sondern es müßte das ganze Material der flözartigen Zersetzungszone gewonnen, die Quarze ausgeklaut und dem Pochwerk zugeführt werden.“ Von den „Seifenlagerstätten“ nimmt B. SANDKÜHLER an, daß „sie wohl bereits im 11. und 12. Jahrhundert entdeckt und bis zum 30 jährigen Krieg intensiv ausgebeutet“ wurden.

Bedeutsam für spätere Betrachtungen erscheint eine von B. SANDKÜHLER aus einem großen Bierkeller am Wege nach Boden (ca. 1,2 km nördlich von Neualbenreuth im Gebiet der ČSR) entnommene Probe, die bröckeligen Quarz darstellte und nach Analysen der Muldener Hütte 4,2 g Au/t Gestein enthielt.

In den Beilagen des Berichtes von B. SANDKÜHLER werden Analyseergebnisse aufgeführt, die neben Spuren von Gold sehr schwankende Au-Gehalte zwischen 128 g und 0,5 g Au/t Gestein vermitteln. Dasselbe gilt für die sehr niedrigen Ag-Gehalte. Die den Mutungsfeldern GÜLDENSTERN und CHURFÜRST entnommenen Proben wurden von der Kgl. Muldener Schmelzhütte bei Freiberg, der DEGUSSA, Frankfurt (Main) und vom Grusonwerk (Magdeburg) analysiert.

Im Jahre 1935 stellte H. SCHNEIDERHÖHN auf Grund sehr schwankender Analyseergebnisse fest, daß eine Angabe irgendeines Durchschnittsgehaltes auch nur der Größenordnung nach noch nicht gemacht werden könne. „Dieser Typus der Imprägnation eines sonst nicht mineralisierten Nebengesteins ist auf der Erde ziemlich selten vertreten und deshalb liegen kaum noch Erfahrungsergebnisse vor.“

A. BÜRKLEIN (1920) beschreibt das Vorkommen als „Typ der alten Goldquarzgänge“. „Daß in dem zerriebenen Quarzphyllit nicht nur die Gänge, sondern auch das Nebengestein mehr oder weniger goldhaltig ist, ist sehr leicht erklärlich, wenn wir uns vor Augen führen, daß, wie schon erwähnt, durch die Zersetzung des Schwefelkieses das Edelmetall gelöst und in die Tiefe gesickert ist. — Dieser Phyllit mit den darin auftretenden Quarzschnüren und Quarzbändern ist im Grubenfeld auf eine Länge von über 1 km bei mehr als 70 m Breite als goldführend nachgewiesen.“

J. SPROSS (1935) stellte fest, daß ebenso wie die in den Stollen von Neualbenreuth auch die an der Straße von Altmugl (ca. 3,2 km SSE von Neualbenreuth) gezogenen Proben Freigold in der Nähe von alten Quarzausscheidungen (pegmatitischer Entstehung) enthalten. Auch in der Probe, die an der Kapelle bei Rosall genommen wurde, fanden sich 2 Goldstückchen.

Die in Anlage zu diesem Bericht aufgeführten Analyseergebnisse aus 205 Proben ergaben größtenteils keine Goldgehalte. Im Falle ihres Vorhandenseins waren die Mengen verschwindend gering.

Im Jahre 1937 beschreibt H. R. v. GAERTNER die Goldlagerstätte. Eine Untersuchung bezüglich des Auftretens der Arsenkiesknollen erwies, daß diese sich „in Lagen || der Schieferung finden, die im wesentlichen mit der alten Schichtfläche des glimmerstreifigen Quarzites zusammenfielen“. Einer Diskussion schmelzanalytischer Untersuchungsergebnisse zufolge ist der Goldgehalt nicht an Arsenkies gebunden. In Arsenkiesknollen jedoch scheint stellenweise Gold aufzutreten. H. R. v. GAERTNER unterscheidet 3 verschiedene Arten von Quarzgängen:

1. Pegmatitische Quarzgänge und Linsen.

„Bei den pegmatitischen Quarzgängen und Linsen handelt es sich meist um in der Schieferung langgestreckte, seltener querdurchgreifende, mehr oder weniger linsenförmig begrenzte Körper.“ — Man kann sie mit einer allgemeinen pneumatolytischen Durchtränkung des Gesteins in Zusammenhang bringen. Wahrscheinlicher ist es aber, daß sie sich bei der allgemeinen Durchwärmung direkt aus dem Nebengestein gebildet haben. Mit der Goldführung haben sie offensichtlich nichts zu tun.

2. Quarzeinlagerungen, die sich in der Form den pegmatitischen Gängen anschließen.

Die unter 2. genannten Quarzeinlagerungen sind vermutlich der gleichen Entstehung wie die pegmatitischen Gänge. Nur ist ihre Bildungstemperatur um soviel geringer, daß sich Muskovit und Feldspat nicht mehr ausscheiden konnten.

3. Die senkrechten Quarzgänge sitzen zumeist auf Querklüften.

Schmelzanalytischen Untersuchungen zufolge schwanken die Goldgehalte zwischen 0,15 und 37,8 g/t Gestein. „Die höchsten Gehalte sind bisher im festen, in keiner Weise von dem benachbarten Schiefer unterschiedenen Gestein gefunden worden.“

A. MAUCHER (1939) führt die Vererzung bei Neualbenreuth auf Mobilisationen aus den Kieslagerstätten zurück. Es lag diese Vermutung insofern nahe, als Stoffmobilisationen (Pb, Sb, Cu, Zn) aus den Lagerstätten in die Nebengesteine bekannt sind.

Nach den Untersuchungen von H. RECHENBERG (1953) und A. WURM (bei H. RECHENBERG 1953, S. 461 zitiert) besteht das Nebengestein der Golderzlagerstätten aus „Quarz-Glimmerschiefer mit teilweisem Andalusit-Gehalt“. — „Das Gold liegt als feine Einsprengung im Arsen-

kies, ist also an die unregelmäßig im Nebengestein liegenden Nester von Arsenkies und Schwefelkies gebunden.“ Die Vererzungen entstammen „granitischen Schmelzflüssen, die aus der Tiefe in den Phyllitmantel eingedrungen und in ihm steckengeblieben sind“.

Nach meinen mikroskopischen Untersuchungen des übertage anstehenden Gesteins im Bereich der Golderzlagerstätten ist dieses größtenteils als limonit-haltiger Muskovit-Quarzphyllit zu bezeichnen. Lokal können auch die Quarzgehalte dominieren.

Beide Muskovitgenerationen sind deutlich unterscheidbar. M I liegt lang und tektonisch ausgewalzt in ss. In Wechsellagerung damit tritt Serizit auf. In leicht geschwungener Form bilden Serizit und M I die Feinfältelung ab. Leichte posttektonische Kristallisation fand später noch statt, ohne daß es jedoch zu ausgeprägten Polygonalbogenstrukturen der Muskovite (I) kam. Im Gegensatz dazu erscheinen in M I und in den ss-||Serizitlagen jüngere Muskovit-II-Bildungen in hOl-Scherflächenrichtungen, die nicht deformiert, breit (ca. 0,1 mm) und bis 0,6 mm lang sind. Durchweg ist die Kristallisation der Muskovite ausgeprägt und kräftig. Breite (0,15 × 0,15 mm) Biotite als B II in hOl-Scherflächenrichtungen erweisen sich als nahezu gleichaltrig (selten etwas jünger) mit M II. Die Limonitisierung und Chloritisierung dieser Biotite ist bereits weit fortgeschritten.

Der Quarzanteil liegt als Quarzknauern und Quarzlinsen vor. Erstere erscheinen nicht in dem sonst bekannten hohen Reinheitsgrad, sondern sind intergranular von etwas Muskovit und Limonit gefüllt. Ca. 0,3 mm mächtige, relativ sehr reine Quarzmobilisationen in Linsenform treten wellenförmig gebogen in ss auf. Die Kristallisation fand syn- bis posttektonisch statt.

Außer der Chloritbildung aus der Biotitzersetzung kommen Chlorite frei im Gefüge vor. Radialstrahliges Wachstum ist häufig zu beobachten. Limonit wandert der besten Wegsamkeit gemäß bevorzugt in ss. Die feinen, zeilenartig in ss liegenden Magnetite lassen weitgehende Limonitisierung erkennen.

Zuweilen auftretende, z. B. 0,8 × 1 mm große, intensiv von Limonit durchtränkte Serizitaggregate sind als Pseudomorphosen nach Andalusit zu betrachten. Andalusitrelikte waren nicht mehr vorhanden.

An Akzessorien finden sich Turmalin und Zirkon.

Das mittlere Schichtstreichen beträgt 42° E bei einem Einfallen 38° NW. B ist durch 78° E Streichen und 28° SW Eintauchen gekennzeichnet. Okl- und ac-Klüfte treten mit 31 W 8 SW auf.

Bei Befahrungen der Stollen und Schächte im „Steppenloch“ sowie der beiden Schächte auf der Spitze des Heidelberges konnten keinerlei Anzeichen alter Goldquarzgänge gefunden werden. Der Quarzgehalt des Gesteins lag nur als Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform vor. Von den typischen Kennzeichen alter Goldquarzgänge: große, streichende Erstreckung und beträchtliche Mächtigkeiten fehlt jegliche Spur. Subvulkanische Golderzlagerstätten stehen außer Frage.

Von besonderer Wichtigkeit für die Deutung der Genese erweisen sich:

1. Das Fehlen von Quarzgängen.
2. Das Auftreten von mehr oder weniger großen Quarzmobilisationen in Linsen- und Knauerform als metamorphe Differentiation, wie sie im ganzen

Kartierungsbereich beobachtet wurden. An sie sind größtenteils die Goldgehalte gebunden.

3. Die lokal oft sehr hohen oder völlig fehlenden Goldgehalte. Gleichmäßige Au-Verteilung existiert nicht.
4. Die Beteiligung und weite Verbreitung von Arsenkies, Schwefelkies und Arsenkiesknollen, die sowohl im festen Phyllit als auch in den Quarzmobilisationen auftreten können.
5. Die sehr unregelmäßige und weite Verbreitung der Golderze (Freigold!), die nicht nur an den „Lagerstättenbereich“, sondern auch an weiter entfernte Gesteinsserien (Straße nach Altmugl, Bierkeller auf dem Wege nach Boden, Heidelberg, Kapelle nach Rosall) gebunden sind.
6. Das Auftreten von Pyrit-, Kupferkies- und Zinkblendekristallknollen und -linsen im Phyllit und Quarzmobilisationen im Raum der Bien- und Zirkenreuther-Höhe sowie des Forstackers.
7. Die zuweilen erkennbaren Graphiteinlagerungen (v. GAERTNER 1939, W. SPROSS 1951).

Es erscheint mir daher folgende Genese wahrscheinlich:

Zur Zeit der Sedimentation in den Geosynklinaltrogl erfolgte auf dem Festland die Abtragung von alten Goldquarzgängen. Die Gemengteile Quarz, Gold, Arsenkies und Pyrit wurden in der Geosynklinale sedimentiert und stellen damit Goldseifen dar. Ein leicht euxinisches Milieu in dem tiefen Geosynklinaltrogl bewahrte bzw. stellte im Falle oxydierter Sulfide den Sulfidcharakter (Arsenkies, Pyrit) wieder her. Ähnliche Bildungen (Pyrit, Kupferkies und Zinkblende) sind aus dem Gebiet der Bien- und Zirkenreuther-Höhe sowie dem Forstacker bekannt, wobei der Metallsulfidbildung aus dem Schwefelkreislauf schon größere Bedeutung zukommt.

Während und im Anschluß an die Haupt-B-Prägung bewirkte die Metamorphose durch Stoffdifferentiation die Bildung von Quarzmobilisationen. Linsenartig tektonische Zerlegung alter Goldquarzgänge kommt aus der bereits oft erwähnten regionalen und gesteinstypisierenden Verbreitung von Quarzmobilisationen aller Größen nicht in Betracht. Ebenso kam es zur Mobilisation des Goldes, das bevorzugt in den Quarzmobilisationen (Linsen oder Knauer) fixiert wurde. Die Arsenkies- und Pyritsubstanz erfuhr Rekristallisation zu Aggregaten (Arsenkiesknollen!). Hinsichtlich des Goldes wirkte die Metamorphose sowohl konzentrierend, als auch unübersichtlich zerstreud. Beide Auswirkungen der Metamorphose werden am besten durch die Analysenergebnisse demonstriert. Die ungleichmäßigen, schwankenden Goldgehalte, an denen der Bergbau scheiterte, finden hierdurch ihre Erklärung. Selbst bei eingehendster Untersuchung wäre das Goldvorkommen wahrscheinlich nur mehr sehr unsicher abgrenzbar.

Durch die Metamorphose wurde somit aus einer Goldseife eine metamorph mobilisierte, fossile Goldseife.

Eine posttektonische, von Restschmelzen herrührende Vererzung hätte wahrscheinlich eine Spältchenvererzung, wie das von den „Disseminated Copper Ores“ bekannt ist, zur Folge gehabt. Diese findet sich jedoch im ganzen Lagerstättenbereich nicht. Wie bereits H. SCHNEIDERHÖHN erwähnt, ist das Gestein nicht mineralisiert.

Bergwirtschaftliche Bedeutung

a) Primäre Lagerstätte

In manchen Fällen ist durch Mobilisation primär syngenetischer, armer Lagerstätten die Bauwürdigkeit erst erlangt worden. Die bekanntesten Beispiele solcher Großlagerstätten sind die U-Vorkommen von Chingolobwe in Katanga und Rum Jungle in Nordaustralien sowie die Cu- und Co-Lagerstätten in Katanga und Nordrhodesien. Für das Goldvorkommen von Neu-albenreuth bedeutete metamorphe Mobilisation zwar ebenfalls lokale Anreicherung, die aber in völlig unregelmäßiger und undurchsichtiger Weise erfolgte. Die primär vielleicht \pm gleichmäßig vorgelegenen Goldgehalte hätten bei nicht allzu großer Metamorphose die Lagerstätte leichter abgrenzbar und bewertbar gemacht. So aber sind für eine Bewertung der Lagerstätte große Aufwendungen erforderlich: erstens, um die Abgrenzung der Lagerstätte, die durch die Metamorphose verwischt wurde, erfassen und zweitens, um brauchbare Durchschnittsgehalte bekommen zu können. Besondere Nachteile brachte die metamorphe Mobilisation deshalb, weil die Goldanreicherung nicht schwerpunktartig erfolgte, sondern nur zu lokaler, kleinzügiger Anreicherung in den gleich großen, wahrscheinlich sogar erweiterten Primärdepots führte. Aus diesem Grunde sind meiner Ansicht nach die Aussichten auf bergwirtschaftliche Bedeutung als sehr gering zu beurteilen.

b) Rezente Seifenvorkommen

Eluviale und Fanglomeratseifen sind bergwirtschaftlich bei sehr ausgedehnten Muttergesteinen bedeutsam. Nur lokal in sehr geringen Größenordnungen auftretende eluviale und Fanglomeratseifen wie im Falle von Neu-albenreuth waren vielleicht im Mittelalter für einen kurzlebigen, nicht investitionsbedürftigen Bergbau von Interesse. Für ein langfristiges Abbauprogramm mit Tagebaugewinnung stellen diese Vorräte mit sehr unregelmäßigen Goldgehalten keine gesunde Erzbasis dar.

E. Zur Genese des Kartierungsbereiches

I. Sedimentation

Nach H. R. v. GAERTNER (1939) erfolgte die Sedimentation der die Lagerstätten umgebenden Gesteine im tiefen Ordovizium. Die ganze Gesteinsserie stellt somit einen Sedimentationsausschnitt des kaledonischen Geosynklinaltroges dar.

Der kartierte Gesteinsbereich ist frei von Kalken oder Dolomiten. Die ehemals sandig-tonige, sehr feinkörnige, pelitische bis leicht psammitische Folge weist auf küstenferne Fazies hin. Daß in diesem Tiefseebereich vielfach ein reduzierendes Milieu herrschte, ist durch die graphitischen Beimengungen (v. GAERTNER 1939, W. SPROSS 1951) und die feinen Sulfidgehalte (z. B. Forst-acker, Zirkenreuther Höhe) als Fällungen aus dem Schwefelkreislauf unter leicht euxinischen Bedingungen erwiesen. Ein zeitweiliges Stagnieren der Sedimentation ist nicht erkennbar; eine ausgesprochen typische Graptolithenschiefer- oder Kupferschieferfazies ist nicht bekannt. Der Sulfidgehalt aus dem Schwefelkreis-

lauf beschränkt sich nicht — wie z. B. im Kupferschiefer — auf bestimmte, bevorzugte Horizonte, sondern tritt durchweg in feiner Verteilung auf. Die Sedimentation ging also in relativ gleichmäßiger Weise vor sich. Die Senkung des Geosynklinaltroges dürfte die Sedimentationsgeschwindigkeit nur leicht überflügelt haben. Grobklastische, pschepitische Gesteine, welche auf eine weit schnellere Senkung des Troges gegenüber der Sedimentationsgeschwindigkeit zurückzuführen sind, fehlen völlig. Von leichten Fazieswechselln ist insofern zu sprechen, als im Streichen sandige Bereiche durch tonig-sandige Bereiche und umgekehrt abgelöst wurden. U. d. M. war stellenweise Schrägschichtung erkennbar. Gebiete bevorzugter sandiger Sedimentation liegen östlich von Rosall und im Liegenden der Lagerstätten (Teichtelrangen mit südwestlicher Fortsetzung).

In Böhmen erreichte der geosynklinale, vorwiegend submarine Vulkanismus, ähnlich wie in England und Norwegen, im Arenig und tieferen Llandeilo mit Diabasen und Diabastuffen seinen Höhepunkt (R. BRINKMANN 1954). Die im Liegenden des M.-Lagers festgestellten Tuffe sollten im annähernd gleichen Zeitraum zum Absatz gekommen sein. In England setzte der ordovizische Vulkanismus im Tremadoc ein; bei einer zeitlichen Verknüpfung der Tuffe im Liegenden des M.-Lagers mit dem basischen Vulkanismus in den eben genannten Gebieten im unteren Tremadoc ergibt sich die von H. R. v. GAERTNER für die Quarzite zwischen M.-Lager und den ehemaligen Tuffen vorgenommene Einstufung in das mittlere bis untere Tremadoc.

Nach A. PILGER (1950) finden sich im allgemeinen die initialen Gesteine in den inneren Teilen der Geosynklinalen. Im kartierten Raum traten keine Gesteine eines ophiolitischen Muttermagmas auf, wohl aber sind dessen Abkömmlinge, Tuffe und Erzlagerstätten des Leksdal bzw. Meggen-Typs, aufgeschlossen. Die Tatsache, daß schon Tuffe zum Absatz kamen, deutet auf eine schon länger zurückliegende Intrusionszeit des ophiolitischen Muttermagmas, seit der Differentiationsprozesse stattfinden konnten. Infolgedessen sollte der Intrusionsort in größeren Teufen zu suchen sein, wodurch sich das Fehlen eines aufgeschlossenen ophiolitischen Muttermagmas erklärt. Eine Feststellung von H. BORCHERT (1957, S. 564), wonach das Aufschlußniveau ehemaliger Geosynklinalräume „entweder bevorzugt im Niveau der Ultrabasite bis Gabbros mit ihrem Rahmen von kristallinen Schiefen oder bevorzugt im Niveau der junggeosynklinalen Sedimente, mit denen zusammen natürlich auch wesentlich nur die Extrusivfazies des initialen Magmatismus aufgeschlossen ist“, findet im letzteren Punkt für das vorliegende Beispiel ihre Bestätigung.

Bei der Frage nach der Altersdatierung der ophiolitischen Intrusion liefern Untersuchungsergebnisse von H. BORCHERT (1957, S. 545) wertvolle Hinweise. „Die Intrusionen erfolgen in der Regel bevorzugt zwischen älterem, mindestens schon stark diagenetisch verändertem Gebirge und den jungen Sedimenten der einsinkenden Geosynklinalen.“ Durch eine erste (schwache) tektonische Phase (sardisch) dürfte es zur diagenetischen Verfestigung der bis dahin abgelagerten Sedimente gekommen sein. Die weitere Sedimentation fällt ins untere Tremadoc. Offenbar klang diese tektonische Phase noch im unteren bis mittleren Tremadoc nach, da nach W. SPROSS (1954, S. 433) die Erze des P.- und des M.-Lagers „syntektonisch mit dem Verformungsplan I (Plan I gekennzeichnet durch Achse B I 60°, 30° SW-Eintauchen)“, sedimentierten. In der Schwächezone

zwischen sardisch diagenetisch verfestigten Sedimenten und den darauffolgend jüngeren Ablagerungen könnte es zur Platznahme der ophiolitischen Intrusion gekommen sein.

Die gleichförmige, eintönige Sedimentation setzt sich in der gesamten Hangendfolge der Schwefelerzlagerstätten fort. Nach der Einstufung der Quarzite in das mittlere bis untere Tremadoc (Frauenbachschichten) folgen die Phycodenschichten, deren Abgrenzung auf Grund fehlender Fossilien nicht vorgenommen werden kann. Vergleichende Studien petrographischer Merkmale mit anderen silurischen Vorkommen erscheinen auf Grund möglicher Fazieswechsel wenig zuverlässig.

Die Grobeinteilung läßt sich jedoch insofern aufrechterhalten, als entsprechend dem geologischen Profil von Böhmen, wonach Chamositoolithflöze im $d\gamma$, $d\delta$ und $d\epsilon$ (R. BRINKMANN 1954) vorkommen, und von Thüringen, das Chamositerze im Hangenden der Phycodenschichten und der Griffelschiefer aufweist, Hydrohämatit-Quarzphyllite bis -Quarzite auftreten. Das Vorhandensein dieser Erzhorizonte erlaubt aber keine bestimmten stratigraphischen Abgrenzungen, sondern ermöglicht nur eine Eingliederung in einen stratigraphischen Verband, der vom Arenig bis zum Caradoc reicht.

Bei der Frage nach der Primärschubstanz der Hydrohämatit-Quarzphyllite bis -Quarzite ist vom geologischen Großverband auszugehen. Einleitend wurde bereits auf das reduzierende Milieu dieser Meeresregionen hingewiesen. Übergänge zwischen leichter H_2S -Fazies (vereinzelt feine Schwefelkiesputzen in der Hydrohämatitsubstanz und etwas häufiger in dem liegenden Schichtverband — z. B. Zirkenreuther Höhe —) und einer nach H. BORCHERT (1952, S. 58) anzunehmenden Kohlensäurezone lassen auf die ursprüngliche Bildung von Spateisenerz und Chamosit schließen. Eine Ausfällung der gelösten Fe-Substanz aus dem Stoffhaushalt des Meeres als Brauneisenerz kann nur in Frischwasserfazies erfolgen und scheidet daher im vorliegenden Falle aus. Die Metamorphose bewirkte Umwandlung dieser Erze in Hydrohämatit und Quarz. Zur Bauwürdigkeit kam es deshalb nicht, da einer grundsätzlich gleichmäßig verlaufenden Sedimentation eine zeitweilig stärkere bzw. schwächere Erzausfällung, die auf unterschiedliche CO_2 - bzw. NH_4OH -Konzentrationen in der Kohlensäurezone zurückzuführen ist, gegenüberstand.

II. Orogenese

Im Zuge der diagenetischen Verfestigung kam es zur Serizitbildung. Staurolith als streßholdes Mineral weist auf eine sich anschließende Regionalmetamorphose hin. Der Annahme von H. R. v. GAERTNER, wonach es mit dem Abschluß der Bewegung erst zur Staurolithbildung gekommen wäre, kann nicht zugestimmt werden.

Mit dem Beginn der tektonischen Haupt-B-Prägung begann die Platznahme granitischer Intrusionen in dem von der Andalusitsprossung angezeigten Flächenausmaß. Die ersten Auswirkungen dieses synorogenen Magmatismus äußern sich in einer spärlichen, praetektonischen Andalusitsprossung. Diese nimmt syntektonisch etwas zu, um letztlich ihren Höhepunkt posttektonisch zu erreichen. Bezeichnend für die höher ragenden oder tiefer gelegenen Granitkuppeln dieser Intrusion ist eine ausgeprägt kontaktnähere (Heidelberggebiet) oder kontakt-

fernere (westlicher Kartierungsbereich) Gesteinsveränderung. Die magmatischen Differentiationsprozesse waren im prae- bis paratektonischen Stadium bereits soweit gediehen, daß es zur Bildung turmalinführender Quarzgänge kam. Von den Quarzgängen drangen weiter flüchtige Bestandteile in die angrenzenden Schichten, was stellenweise zu beträchtlicher Turmalinisierung führte (p a r a - bis posttektonisch).

Im Verlauf der Orogenese führte eine großräumige Teilphase zur Verstellung der Schichtflächen und Faltung eines Synklinoriums. Während diese Teilphase im NW-Homogenitätsbereich vorwiegend durch B-Achsen-Prägung in Erscheinung tritt, ist sie im SE-Homogenitätsbereich fast ausschließlich durch ac-Klüftung gekennzeichnet. Alle übrigen B-Richtungen — besonders im SE-Homogenitätsbereich — sind auf l o k a l mehr oder weniger ausgeprägte Teilphasen im Verlauf eines großen Bewegungsablaufes beschränkt.

Initialer Magmatismus mit seinen Extrusivgliedern, stetiger Absatz jung-geosynklinaler Sedimente, beginnende Regionalmetamorphose, synorogener Magmatismus und Faltung des Geosynklinaltroges erweisen sich als typische Glieder einer erdgeschichtlichen Orogenese. Es lag dieses kaledonische Gebirge somit nach abgeschlossener Ausfaltung in metamorphem Zustand vor.

Einer Beschreibung von A. WURM (bei H. RECHENBERG 1953, S. 401, zitiert) zufolge, bestanden zwischen den Ablagerungen Zentralböhmens und des Frankenswaldes Ähnlichkeiten, die darauf schließen lassen, daß in der Obersilurzeit eine Verbindung zwischen beiden Gebieten bestanden haben muß; im Devon jedoch trat eine Unterbrechung auf. H. RECHENBERG (1953) leitet hieraus in Übereinstimmung mit v. BUBNOFF eine kaledonische Orogenese ab. H. RECHENBERGS Schluß jedoch: „... da das Gebiet zum Saxothuringikum gehört, ist die letzte bisher hier erkannte Hauptfaltung sudetisch“ dürfte nicht zutreffen. Ebenso ist der Vermutung, „daß wirklich eine kaledonische Orogenese hier gewirkt hat, die nicht sehr stark war und von der variskischen überprägt und verwischt worden ist“ nicht zuzustimmen. Diese Annahme diene nur zur Deutung der Lagerstätten als metamorph umgewandelte Gänge. Gefügeanalytische und mikroskopische Untersuchungen des Verf. weisen auf nur eine und zwar die kaledonische Tektogenese. H. R. v. GAERTNERS (1951, S. 410) Frage: „Spielt hier wirklich die kaledonische Faltung die Rolle, welche ihr noch v. BUBNOFF in seiner «Geologie Europas» zuschreibt“, ist zu bejahen. Das Profil des „Waldsassener Schiefergebirges“ von H. R. v. GAERTNER, das vor dem Visé noch keine Einengung der Schichtenfolge zeigt, erscheint nach all diesen Erörterungen jedoch nicht zutreffend.

III. Festlandszeit

Nach der anfänglichen regionalen Metamorphose in tieferem Erdkrustenniveau, der synorogenen granitischen Intrusion und der abschließenden, kräftigen, gefügeprägenden Einengung folgte die Heraushebung des gesamten Gesteinskomplexes. Seit der Zeit blieb dieser Hochgebiet und unterlag der Abtragung. Die Verfrachtung des Detritus von der als westliches Böhmisches Festland bezeichneten Hochfläche war nach Westen orientiert. Gerölle von verformten Sedimenten finden sich im Rotliegenden (H. R. v. GAERTNER 1939, S. 222).

War vom Rotliegenden bis in den Bereich der Kreide der kaledonische Gesteinskomplex der Abtragung unterworfen, so fand vor allem am Ende der

Kreide und im Tertiär unter dem Einfluß eines tropisch bis subtropischen Wechselklimas lateritische Zersetzung statt. Die Reliefenergie war immer geringer geworden, so daß lokal infolge nahezu stagnierender Erosionsgeschwindigkeit tiefgründige Zersetzung erfolgte. Auf weiten Teilen des Kartierungsgebietes setzte die Bildung der Laterit-Konglomerate ein, die als feste Oberflächenschicht vorwiegend das eingemuldete anstehende Grundgebirge überzogen. Besonders die lateritischen Hydrohämait-Quarz-Konglomerate dürften im Alttertiär unter ausgeprägtem tropisch bis subtropischen Wechselklima (Mittlere Jahrestemperaturen: Paleozän: 20° C, Eozän: 22° C, Oligozän: 20° C) gebildet worden sein.

Im Miozän kam es zu den letzten tektonischen Bewegungen, mit denen finaler Magmatismus (effusive Basaltvorkommen von Steinmühle usw.) verknüpft war. Diese nicht mehr gefügeprägenden tektonischen Akte bewirkten Gebietsverstellungen, wodurch lokal wieder erhöhte Reliefenergie eintrat. Das grobe, wenig klassierte Schuttmaterial (Abschnitt BI) in der Kiesgrube von Zirkenreuth stammt aus dem Gebiet von Teichtelrangen. Die Reliefenergie muß in kurzer Zeit erheblich zugenommen haben, da sich z. T. kantige, faustgroße Quarzite nebst anderen, grobklastischen Ablagerungen finden. Die Beteiligung von Hydrohämait-Konglomeraten in den Schuttmassen bestätigt die alttertiäre Entstehung dieser Laterite, die durch die tektonischen Bewegungen sowohl aus ihrem an die Gesteinsoberfläche gebundenen, stratigraphischen Verband gerissen, als auch abtransportiert wurden. In Übereinstimmung mit den erzmikroskopischen Befunden weisen die ebenfalls als Schuttgemengteil auftretenden Limonite als Sulfidverwitterungsprodukte der Schwefelerzlagertstätten auf eine praetektonische (auf diese letzten tektonischen Bewegungen bezogen) Eiserner Hutbildung. Damit ist erwiesen, daß die Lagerstätten bereits seit dem Alttertiär der Oxydation und Abtragung unterliegen.

Im weiteren Verlauf des Jungtertiärs kam es wieder zu einer Verringerung der Reliefunterschiede. Da das Gebiet der Lagerstätten als Herkunftsgebiet der Ablagerungsmassen der Zirkenreuther Kiesgrube eine hohe Reliefenergie aufwies, mußte bis zur heutigen Neigung von 1,5 % eine beträchtliche Abtragung stattgefunden haben. Damit war naturgemäß die Abtragung der Eisernen Hüte der Schwefelerzlagertstätten verbunden. Diesen Überlegungen zufolge fiel (abgesehen von den heutigen Oxydationszonen) ein beträchtlicher Lagerstättenanteil der Abtragung zum Opfer. Nach dem weitgehenden Abbau des Reliefs kam es wieder zu tiefgreifenden lateritischen Zersetzungserscheinungen. Diese sind besonders im Raume Pfaffenreuth auffallend. Das tropisch-subtropische Wechselklima war jedoch nicht mehr so ausgeprägt (Mittlere Jahrestemperaturen: Miozän: 18° C, Pliozän: 15° C) wie im Alttertiär, so daß nur mehr lateritische Limonit-Konglomerate entstehen konnten. Bezeichnend für diese jungmiozänen Bildungen sind die Quarz-Limonitkonglomerate mit Basaltgeröllen.

Das weit ausgeschnittene Tal des Kornmühlbaches, das als muldentiefstes zwischen dem Lagerstättengebiet und dem Bereich mit der Zirkenreuther Kiesgrube liegt, dürfte nach dem Jungtertiär angelegt worden sein. Nach einem weitgehenden Reliefausgleich führte der Kornmühl-„Bach“ zunächst die Abtragungsprodukte fort, schnitt sich dann allmählich immer tiefer in das anstehende Gestein und schuf neue Reliefunterschiede.

F. Zusammenfassung

Nach einer makroskopischen Kennzeichnung der verschiedenen Gesteine wurde eine tektonische Gefügeanalyse vorgenommen, die als Ergebnis die Prä- gung einzelner „Teilphasen“ im Zuge eines Bewegungsablaufes aufweist. Eine großräumig erkennbare Teilphase, die im NW-Homogenitätsbereich mit der B II-Achsenlage 49 E 10 SW und im SE-Homogenitätsbereich fast ausschließlich als ac-Klüftung (Kluftpolmaximum 58 E 7 SW) in Erscheinung tritt, führte zur Verstellung der Schichtflächen und Faltung des Synklinoriums. Die übrigen B-Richtungen sind auf lokal mehr oder weniger ausgeprägte Teilphasen zurück-zuführen, die der obenbezeichneten großräumigen Teilphase kurz voraus-eilend und ihr unmittelbar nachklingend die Fülle an tektonischen Ereignissen einer Tektogenese demonstrieren.

Den petrographischen Untersuchungen zufolge kam es zu einer anfänglichen Regionalmetamorphose, die infolge synorogener Granitintrusionen im Rahmen der kaledonischen Orogenese von einer Kontaktmetamorphose überlagert wurde. Durch verschiedenartiges Niveau der Granit-Platznahme ist die unterschiedliche Kontaktmetamorphose der Gesteine bedingt. Die andalusitreichen phyllitisierten Glimmerschiefer im E weisen auf Granitintrusionen in seichterem Krustenniveau, die Chlorit-Serizit-Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung im W auf eine tiefer-liegende Granitplatznahme hin.

Die Metamorphisierungsabstufungen sind jedoch auf kürzere Entfernungen (z. B. dem Bereich M.- und P.-Lager) nicht so stark, daß die Stoffverschieden-heit des M.-Lagers hiermit erklärt werden könnte. Das M.-Lager ist dem Typ Leksdal, dem Übergangstyp von oxydischen zu schwefelarmen und weiter zu schwefelreichen Erzen, das P.-Lager dem Typ Meggen mit schwefelreicheren Erzen zuzuordnen.

Die Anreicherung an flüchtigen Bestandteilen in einem initialen, ophioli-thischen Muttermagma zeigt sich durch die Tuffförderung und -Einstreuung in die geosynklinalen Sedimente. Diese Tuffe im Liegenden und im Engstverband der bekannten Lagerstätten liegen heute als massiges, gleichmäßig körniges Chlorit-Granatgestein, das die Tektonik überdauerte, vor.

Aus der Tatsache, daß der Entbindung von Exhalationen und Thermen gewöhnlich eine Tuffförderung vorausgeht und solche Tuffe im Liegenden und im Engstverband der bekannten Erzkörper auftreten, ist zu schließen, daß die Hangendbereiche der bekannten Erzlager schwefelerzhöflicher als die tieferen Lie-gendregionen sind. Mögliche Differentiationsprozesse des ophiolithischen Mutter-magmas, die zur Bildung von Schwefelerzlagerstätten führten, an anderer Stelle und ohne zeitlich völlige Übereinstimmung mit der Sedimentation von M.- und P.-Lager könnten in Erwägung gezogen werden. Solche Lagerstätten abzutasten ist bei der unbekanntenen Dimension, Verbreitung und Lage des nicht aufge-schlossenen ophiolithischen Muttermagmas außerordentlich schwierig, zumal der nach diesen Überlegungen auf ca. mehrere 100 m erweiterte schwefelerzhöfliche Lagerhorizont nach NW immer steiler einfällt. Die Weiterverfolgung der Lager-stätten in der Eintauchrichtung, wie sie schon im Falle des P.-Lagers erfolgreich durchgeführt wurde, sollte deshalb weiterhin im Vordergrund stehen. Lager-stättengenetisch ist eine perlschnurartige Aneinanderreihung von langgestreckten Linsen oder Kieslinealen möglich und, wie sie u. a. das Beispiel der Makimine-

Grube auf Kiushiu (Japan) zeigt, verbreitet⁷⁾. Auf Grund unrichtiger genetischer Deutung bezeichnete H. RECHENBERG (1953) den gesamten Raum von Neualbenreuth bis Leonberg (12 km) als „Oberpfälzer Kieszone“, von der als solcher keine Rede sein kann.

Als Lesestücke gefundene Limonitführende Quarz-Serizitphyllite bis -Serizitquarzite und Hydrohämatit-Quarzphyllite bis -Quarzite stellen konkordante Schichtglieder der metamorphen Gesteine dar. Geringe Anzeichen einer lateritischen Verwitterung sind an ihnen stellenweise zu beobachten. Bei den Limonitreichen Serizitphylliten dagegen kam es infolge starker lateritischer Verwitterung zur Fortführung eines großen Teils der Quarzsubstanz.

Unter dem Einfluß des tropisch-subtropischen Wechselklimas im Alttertiär entstanden auf der Oberfläche der Metamorphite lateritische Hydrohämatit- und Psilomelan-Quarzkonglomerate. Gleichzeitig erfolgte Oxydation der Schwefelkörper sowie Abtragung der Eisernen Hüte.

Eine Konservierung der bei der Schwefelkiesverwitterung freiwerdenden schwefelsauren Lösungen infolge Inaktivität des Nebengesteins führte zu reichlicher Beteiligung von Rubinglimmer. Aus den erzmikroskopischen Untersuchungen ging deutlich die bevorzugte Entstehung von Rubinglimmer unter dem Einfluß schwefelsaurer Lösungen hervor. Somit erfahren die bislang üblichen Methoden der Texturuntersuchungen von Limoniten bei der Beurteilung nach der Primärschubstanz eine Erweiterung im Falle reichlicher Rubinglimmerbeteiligung als Indikator primärer Schwefelerze.

Nach letzten, nicht mehr gefügeprägenden tektonischen Bewegungen im Miozän klang die Lateritbildung allmählich aus, was sich durch ausschließliche Bildung von Limonit (Nadeleisenerz) und Limonit-Quarzkonglomeraten mit Basaltgeröllen erweist.

Abschließend wurde die Deutung der Genese der Golderzlagerstätte von Neualbenreuth auf Grund eines Studiums der darüber existierenden Literatur, eigener Geländebegehungen und petrographischer Untersuchungen versucht. Danach erwies sich das Neualbenreuther Vorkommen als „metamorph mobilisierte, fossile Goldseife“.

⁷⁾ Nach freundlicher Mitteilung durch den Geschäftsführer der Bergbaugesellschaft mbH „Bayerland“, Herrn Dr.-Ing. W. SPROSS, ist durch bergmännische Streckenauffahrung im Herbst 1959 in der Eintauchrichtung des M.-Lagers die Fortsetzung der Lagerstätte angefahren worden. Mit daraufhin gestoßenen Bohrungen konnte eine Breiten- und Mächtigkeitzunahme in bauwürdigem Ausmaß nachgewiesen werden. Ähnlich wie im Makimine-Lagerstättendistrikt auf Kiushiu gruppieren sich die Lagerstätten „Bayerland“, das M.- und das P.-Lager mit ihren Fortsetzungen, zu zwei Hauptzügen.
















G. Schrifttum

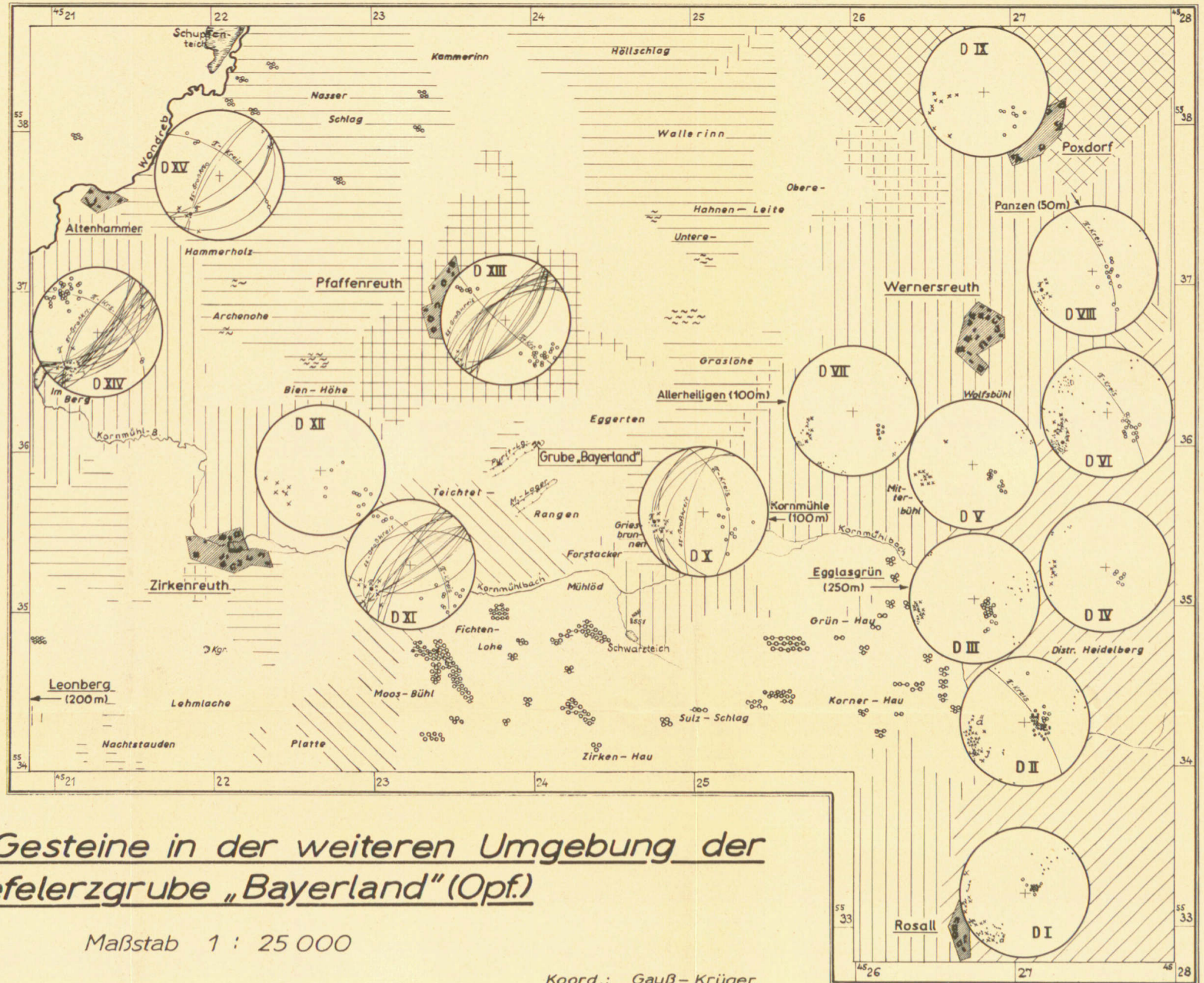
- BARTH, F. W. T., CORRENS, C. W., ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese. — Berlin (Julius Springer) 1939.
- BETECHTIN, A. G.: Lehrbuch der Mineralogie. — Berlin (VEB Verlag Technik) 1953.
- BHATTACHARYA, A. K.: Makroskopische und mikroskopische Untersuchung der Brauneisenerz-lager im Lias alpha 3 der Grube Friederike bei Bad Harzburg und ihre Deutung für die Genese mariner Eisenerzlagerstätten. — Geol. Jb., **75**, S. 251—310, Hannover 1958.
- BORCHERT, H.: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. — Chemie der Erde, **16**, Jena 1952.
- Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — N. Jb. Mineral. usw., **91**, S. 541—572, Stuttgart 1957.
- Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolithischen Magmatismus in der Türkei. — Veröff. Inst. Lagerstättenforschung der Türkei, No. 102, Ankara 1958.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie, Bd. I. — Stuttgart (Ferdinand Enke) 1956.
- Abriß der Geologie, Bd. II. — Stuttgart (Ferdinand Enke) 1954.
- BUBNOFF, S. v.: Einführung in die Erdgeschichte. — Berlin (Akademie-Verlag) 1956.
- BÜRCKLEIN, A.: Gutachten (Golderze von Neualbenreuth). — 1920, unveröffentlicht. — [Liegt bei Grube „Bayerland“ auf].
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. — Springer-Verlag 1949.
- FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **2**, Teil 2. — Umschau Verlag, Frankfurt/Main.
- Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **4**, Teil 1. — Umschau Verlag, Frankfurt/Main.
- GAERTNER, H. R. v.: Geologische Bemerkungen zur Geschichte der Lagerstätte „Bayerland“ bei Waldsassen. — In A. MAUCHER: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz. — Z. angew. Mineral., **2**, S. 221—225, Berlin 1939.
- Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb., 1949, **65**, S. 409—450, Hannover 1951.
- Die Goldlagerstätte von Neualbenreuth nebst Vorschlägen zu ihrer Untersuchung. — 1937, unveröffentlicht. — [Liegt bei Grube „Bayerland“ auf].
- GEIS, H. P.: Die Genese der norwegischen Kieslagerstätten. — Erzmetall, **9**, H. 11, S. 541—543, 1958.
- HÜTTENHAIN, H.: Merkblätter der Erzmikroskopie. — Bergakademie Clausthal, unveröffentlicht.
- KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues. — N. Jb. Mineral., Abh., **85**, H. 2, S. 203—246, Stuttgart 1953.
- Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A. Wien, S. 133—152, Wien 1954.
- Bericht über gefügeanalytische und geologische Untersuchungen zur Frage der Fortsetzung des P.-Lagers im Südwesten. — 1955, unveröffentlicht. — [Liegt bei der Grube „Bayerland“ auf].
- Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — 1958. — [Im Druck].
- KRAUSE, H.: Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen). — N. Jb. Mineral., Abh., **89**, H. 1, S. 137—148, Stuttgart 1956.
- LEUTWEIN, F.: Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. — Arch. Lagerst. — Forsch., H. 82, Akademie-Verlag GMBH., Berlin 1951.
- MAUCHER, A.: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz. — Z. angew. Mineral., **2**, Berlin 1939.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten I. — Basel (Verlag Birkhäuser) 1948.

- PFEUFER, H.: Geologisch-petrographische Kartierung und Beschreibung der weiteren Umgebung der Schwefelkiesgrube „Bayerland“ bei Waldsassen (Opf.) unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Eisernen Hüten. — 1956, Meldearbeit der Bergakademie Clausthal, unveröffentlicht.
- Kurze Bemerkungen zur Genese der Lagerstätten „Bayerland“ (Opf.). — 1956, unveröffentlicht. — [Liegt bei der Grube „Bayerland“ auf].
- PILGER, A.: Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. — Geol. Jb., **65**, S. 1—30, Hannover 1950.
- RAMDOHR, P.: Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. — Stuttgart (Ferdinand Enke) 1942.
- Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Berlin (Akademie Verlag) 1955.
- REINHARDT, M.: Universal-Drehtischmethoden. — Basel (Verlag Wepf & Co.) 1931.
- RECHENBERG, H.: Neue Untersuchungen über die Lagerstätte der Grube „Bayerland“ in der Bayerischen Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., Abh., **85**, H. 3, S. 395—466, Stuttgart 1953.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geol. Körper. — Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. — Wien-Innsbruck 1948.
- Einführung in die Gefügekunde geol. Körper. — Zweiter Teil: Die Korngefüge. — Wien-Innsbruck 1950.
- SANDKÜHLER, B.: Bericht über das Gold- und Arsenvorkommen bei Neualbenreuth (Opf.), 1919. — [Unveröffentlicht, liegt bei der Grube „Bayerland“ auf].
- SCHNEIDERHHÖN, H.: Brieflicher Bericht von Herrn Prof. Schneiderhöhn vom 14. 6. 1935. — [Liegt bei der Grube „Bayerland“ auf].
- Erzlagerstätten. — Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. — Jena (VEB Gustav Fischer) 1955.
- SCHUSTER, M.: Abriss der Geologie von Bayern r. d. Rh. in sechs Abteilungen. — München (R. Oldenbourg und Piloty & Loehle) 1924.
- SMIRNOW, S. S.: Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. — Berlin (Akademie Verlag) 1954.
- SPROSS, J.: Exposé über die Aufschlußarbeiten in der Gegend von Neualbenreuth, 1935. — [Unveröffentlicht, liegt bei der Grube „Bayerland“ auf].
- SPROSS, W.: Mikroskopische Untersuchungen des Nebengesteins der Grube „Bayerland“. — 1951, Meldearbeit der Bergakademie Clausthal, unveröffentlicht.
- Gefügeanalyse und tektonische Geschichte der Grube „Bayerland“ im Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **86**, H. 3, S. 393—436, Stuttgart 1954.
- TRÖGER, E.: Optische Bestimmung gesteinsbildender Mineralien. — Stuttgart (E. Schweizerbart) 1956.

Vorliegende Arbeit wurde im Juni 1959 vom Bayer. Geologischen Landesamt zur Drucklegung angenommen.

Legende:

-  Andalusit - Chlorit - Quarz - Granatphyllite (phyllitisierte Glimmerschiefer)
-  Chlorit - Serizit - Quarzphyllite mit Andalusitbeteiligung
-  Chlorit - Serizit - Quarzphyllite ohne Andalusitbeteiligung
-  Limonitführende Quarz - Serizitphyllite bis Serizitquarzite
-  Limonitreiche Serizitphyllite
-  Quarzite
-  Hämatit-, Psilomelan-, Limonit-Quarz-konglomerate
-  Hydrohämatit - Quarzphyllite bis - Quarzite
-  Chlorit - Granatgesteine
-  Unaufgeschlossenes Gebiet (dichte Waldbestände, sumpfiges Gebiet usw.)
-  Kluffpol
-  Schichtflächen - (ss) Pol
-  B - Achse
-  „ältere B-Achsen“
-  „jüngere B-Achsen“



Petrographie der Gesteine in der weiteren Umgebung der Schwefelerzgrube „Bayerland“ (Opf.)

Maßstab 1 : 25 000

Gezeichnet im März 1959.

Koord.: Gauß - Krüger.