

FREIBERGER
FORSCHUNGSHEFTE

C 138

MINERALOGIE - LAGERSTÄTTENLEHRE

HANS JÜRGEN RÖSLER

**Zur Entstehung
der oberdevonischen Eisenerze
vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen**



FFH
C 138_d

ADEMIE-VERLAG BERLIN

1962

Deutsches
Brennstoffinstitut
Hauptbucherei

707



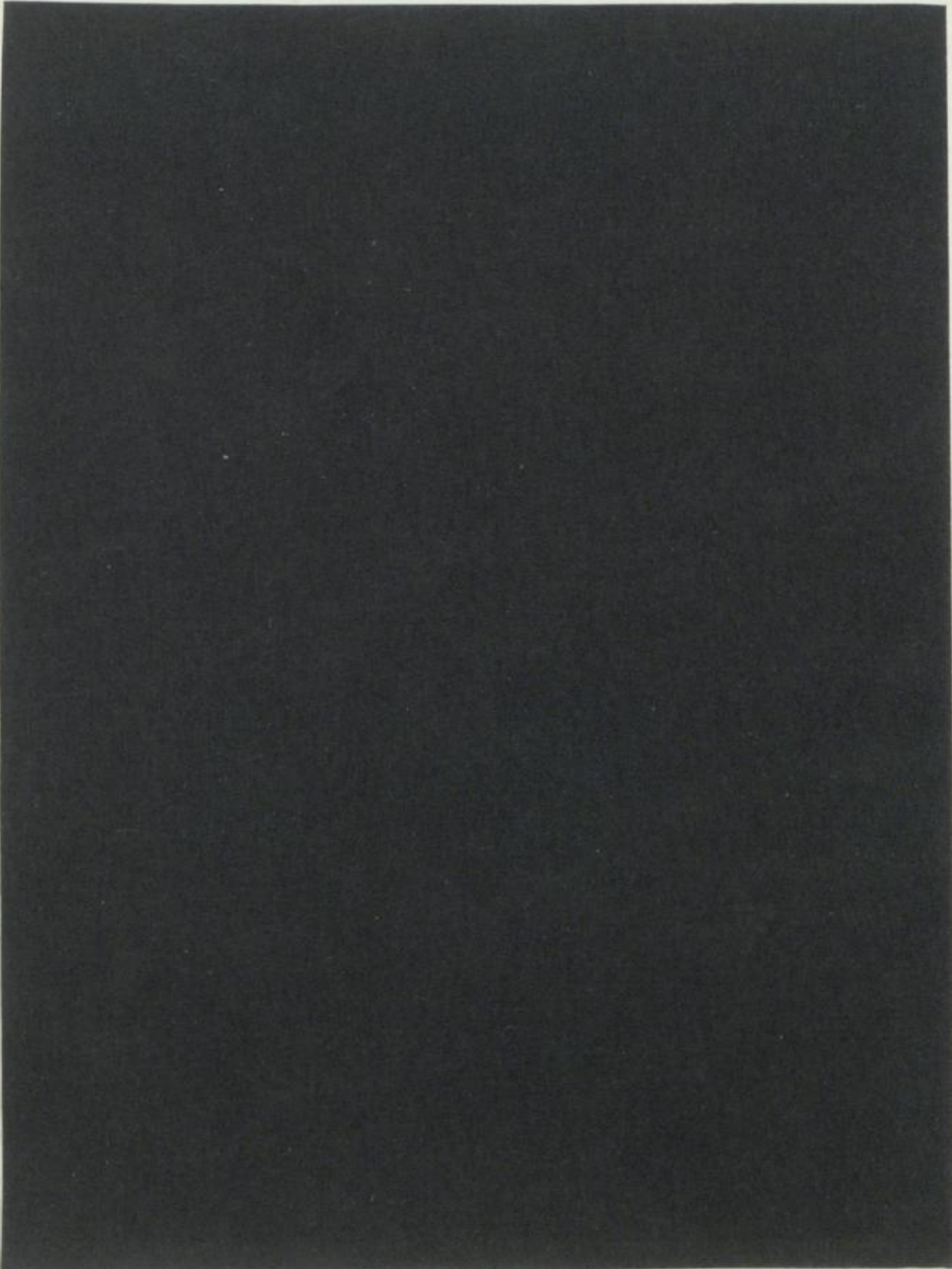
TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142 . C138D

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 138



UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK FREIBERG

1913

1913

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 138

MINERALOGIE – LAGERSTÄTTENLEHRE

Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen

Von

HANS JÜRGEN RÖSLER



A k a d e m i e - V e r l a g · B e r l i n

Freib. Forsch.-H.

C 138

S. 1—79

53 Bilder

Berlin, August 1962



XVI 1142 d

C 138

Eingang des Manuskriptes in der Redaktion am 25. 10. 1961

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. G. Hollweg. — Chefredakteur: Dipl.-Ing. Manfred Wolf, Freiberg, Klubhaus der Bergakademie, Aug.-Bebel-Str. 5 (Fernruf 2497, Telex 0578535). — Verlag: Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Str. 3—4 (Fernruf 220441, Telex 011773), Postscheckkonto 350 21. — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Redaktion der Bergakademie oder dem Akademie-Verlag. — Vertrieb: In der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; in Westdeutschland durch den Buchhandel (Auslieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart S, Wilhelmstr. 4—6); im gesamten Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import, GmbH, Leipzig C 1, Postschließfach 276, oder den Verlag. — Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza. — Lizenz-Nr. 202 · 100/694/62 — Printed in Germany. Alle Rechte vorbehalten.
Bestell-Nr. 2062/C 138 · ES-Nr 18 F 3 · Preis DM 13,—

INHALT

1 Die bisherige Exhalationstheorie	7
2 Neue Anschauungen	8
2.1 Abriß der neuen genetischen Vorstellungen	8
2.2 Der Magmatismus in Ostthüringen	9
2.3 Die geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Schleizer Trog	11
2.4 Die Herkunft und Zufuhr der Eisenerze	12
2.41 Theoretische Möglichkeiten der Eisenherkunft	12
2.42 Beobachtungen und Vorstellungen über den Erztransport	17
2.421 Argumente gegen einen gasförmigen Erztransport	17
2.422 Neue Beobachtungen und Überlegungen zum Erztransport	18
2.423 Bildung und Zusammensetzung der Hydrothermen	21
2.43 Ablagerung und Ausbildung der primären Eisenerze	23
2.5 Die Oxydation und Umlagerung der Eisenerze	25
2.51 Allgemeine Beobachtungen	25
2.52 Die Oxydation der Eisenerze	26
2.53 Die Umlagerung der Eisenerze	28
2.531 Nachweis des klastischen Charakters und mechanischen Transports der Erzpartikel	29
2.532 Die Gründe und die Art der Umlagerung	30
2.6 Weitere Erzbildungen	32
2.7 Das Gesamtbild der Eisenerzentstehung	37
3 Vergleich mit außerthüringischen mitteleuropäischen Eisenerzlagerstätten vom Typ Lahn-Dill	38
3.1 Lahn-Dill-Gebiet	38
3.2 Harz	40
3.3 Mähren	41
3.4 Schlußfolgerungen	43
3.41 Beziehung Vulkanitchemismus — Erz	43
3.42 Vergleich der Zusammensetzung und Lagerung der Erze in den einzelnen Lagerstätten	44
4 Diskussion neuester genetischer Vorstellungen und weitere geologische Beobachtungen	45
5 Benennung des Erztyps	49
6 Zusammenfassung	50
Literatur	53
Bildanhang	61

INHALT

1. Einleitung 1

2. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften 2

3. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften 3

4. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften 4

5. Die Ausbildung der Bergbauingenieure 5

6. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften 6

7. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften 7

8. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 8

9. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft 9

10. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 10

11. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 11

12. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 12

13. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 13

14. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 14

15. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 15

16. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft in der Zukunft 16

17. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 17

18. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 18

19. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 19

20. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 20

21. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 21

22. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 22

23. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft 23

24. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 24

25. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 25

26. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 26

27. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 27

28. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 28

29. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 29

30. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft 30

31. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 31

32. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 32

33. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 33

34. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 34

35. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 35

36. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 36

37. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft 37

38. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 38

39. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 39

40. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 40

41. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 41

42. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 42

43. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 43

44. Die Bedeutung der Bergbauwissenschaften für die Gesellschaft 44

45. Die Aufgaben der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 45

46. Die Entwicklung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 46

47. Die Ausbildung der Bergbauingenieure in der Zukunft 47

48. Die Forschung in den Bergbauwissenschaften in der Zukunft 48

49. Die Anwendung der Bergbauwissenschaften in der Zukunft 49

50. Die Zukunft der Bergbauwissenschaften 50

Die Genese der schichtigen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill ist seit ihrer wirtschaftlichen Nutzung und der sich daran anschließenden wissenschaftlich-geologischen Bearbeitung diskutiert worden, ohne daß bis heute eine einheitliche Meinung zu dieser Frage zu erreichen war. Bis zur Jahrhundertwende vertrat man allgemein die Ansicht, das Eisen stamme aus der Zersetzung (Verwitterung) der stets mit den Erzlagern in Verbindung stehenden relativ eisenreichen Gesteine (Diabase, Schalsteine) und werde beim Zusammentreffen mit Kalk von diesem metasomatisch fixiert (z. B. BISCHOF 1854, RIEMANN 1878, F. FRECH 1888, HOLZAPFEL 1895, A. DENKMANN 1901). Diese Ansichten widerlegte E. HARBORT 1903 durch den Hinweis auf einige Beobachtungen (z. B. unvererzte kalkige Fossilien in reichem Roteisenerz), die sich mit einer metasomatischen Erzentstehung nicht erklären ließen. Unter Berufung auf Erscheinungen an den süditalienischen Vulkanen leitet er das Eisen von gasförmigen Eisenchlorid-Exhalationen ab, aus denen sich das Eisen im Meerwasser „als Oxydhydrat niederschlug, welches . . . sogleich in das Anhydrid überführt werden konnte“. Diese Grundkonzeption hat sich in der Folgezeit weitgehend durchgesetzt. Weitere mineralogische, geologische und experimentell-chemische Untersuchungen konnten keine Widersprüche aufdecken und bauten die Exhalationstheorie weiter aus. Es wird heute, natürlich mit vielen Varianten, angenommen, daß zur Bildung der exhalativ-sedimentären Eisenerzlagerstätten vom Typ Lahn-Dill das \pm basische Magma Eisen und Silizium in Form ihrer gasförmigen Chloride (FeCl_3 und SiCl_4) abgibt und daß diese Chloride im Meerwasser zu Oxyden und Salzsäure dissoziieren, wobei beide Oxyde (Fe_2O_3 und SiO_2) sich gemeinsam als sogenannte „gemengte Gele“ sedimentieren. Fazielle Besonderheiten und als deren Folge unterschiedliche Verhältnisse in bezug auf Redoxpotential und Wasserstoffionenkonzentration verursachten die Bildung (primär) unterschiedlicher Mineralassoziationen (vor allem oxydisch und silikatisch). Während der Diagenese und der folgenden varistischen Orogenese finden gewisse Umkristallisationen und Mineralneubildungen statt.

Abweichende Ansichten vertrat in den beiden letzten Jahrzehnten E. LEHMANN, der an eine epigenetische hydrothermale Erzmetasomatose im Grenzbereich magmatisches Gestein — Sediment (meist Karbonat) dachte. Diese Anschauungen haben jedoch, besonders wegen der epigenetischen Deutung, wenig Widerhall gefunden. Auch A. CISSARZ hat sich seit längerem (1954) in mehreren Arbeiten von einer chloridischen Erzzufuhr distanziert.

Für die „Exhalations-Fällungs-Theorie“ scheinen eine Anzahl von Beobachtungen zu sprechen, andere wiederum sind schwer mit ihr in Einklang zu bringen. Auf keinen Fall zu leugnen ist die Ableitung der Erze von den liegenden magmatischen Gesteinen sowie der teilweise sedimentäre Bildungscharakter einiger Erztypen. Ernstlich anzu-

zweifeln dagegen ist die exhalative Zufuhr und alle an sie notwendigerweise geknüpften Forderungen und Folgerungen.

Die Hauptstützen einer exhalativen Eisenzufuhr sind in den folgenden fünf Punkten zusammengefaßt.

1. Die Chloride des Eisens (und Siliziums) sind praktisch die einzigen Verbindungen, die unter den in Frage kommenden geologischen Bedingungen (vor allem Temperatur) gasförmig auftreten.
2. Die Assimilation von Sedimenten mit hohem (Meer-) Wassergehalt durch das Magma liefert die erforderlichen Cl-Ionen und versorgt das ursprünglich alkaliarme Magma mit Alkalien (Spilit- und Keratophyrbildung).
3. In einigen rezenten Vulkanen ist gasförmiges Eisenchlorid chemisch nachgewiesen worden.
4. Die Untersuchungen von E. STIRNEMANN (1926) ergaben, daß sich Hämatit aus (festem) Eisenchlorid bei Temperaturen über 150 °C direkt bildet.
5. Gewisse Gelstrukturen in Hämatiterzen (sogenannte Schrumpfungsrisse) weisen auf eine gleichzeitige Fällung von Hämatit und SiO₂ mit anschließender Koagelbildung hin.

2

Neue Anschauungen

2.1

Abriß der neuen genetischen Vorstellungen

Von diesen fünf Hauptargumenten für eine exhalative Zufuhr des Eisens ist, streng genommen, nur die theoretische physikochemische Feststellung des Punktes 1 nicht anzuzweifeln; ein Beweis für die auf diesem Wege erfolgte Eisenzufuhr ist sie nicht. Bei den anderen Punkten können die im Kapitel 2.42 dargelegten Einwände erhoben werden.

Zahlreiche neue Beobachtungen an den Erzen und ihren Nebengesteinen in Ostthüringen („Schleizer Trog“), besonders aber die Berücksichtigung der Erzbildung im Gesamtrahmen des Vulkanismus und der Sedimentation, haben zu abweichenden genetischen Vorstellungen geführt. Diese lassen sich auf zwei lagerstättenbildende Hauptvorgänge zurückführen, nämlich:

1. die lokale hydrothermale Zufuhr einer meist eisensilikatischen Erzsubstanz und
2. die Oxydation und Umlagerung eines Teiles dieser Erze.

Der Vorgang der Erzbildung ist demnach zweiphasig. Der Ablauf ist folgendermaßen kurz zu charakterisieren:

Gegen Ende der vulkanischen Periode treten in der Nähe der Extrusionszentren (Kraterbereich) „eisensilikatische“ Substanzen an die submarine Oberfläche. Sie „durchtränken“ einen Teil der obersten Spilit- und vornehmlich Schalsteinkörper und bilden relativ reine gelförmige Erzmassen in deren Hangenden (Chlorit- bzw. Chamositerze). In den meisten Fällen ist ihr Bildungsort gleichzeitig der höchste Punkt (Aufschüttungskegel) der vulkanischen Serie und liegt damit im Bereich des Meeresspiegels. Teile der Erze werden oxydiert und durch Abtragung und letzte eruptive Äußerungen des ersterbenden Vulkanismus als klastische Erzbröckchen von wechselnder Größe, schwankendem Chemismus und unterschiedlichem Oxydations-

grad in die bestehenden Mulden transportiert und dort gemeinsam mit Kalken sedimentiert („Scheckenerz“ oder „Flußeisenstein“). Mit der Umlagerung der eisenreichen Produkte intermittieren geringfügige Tufförderungen bzw. Abtragungen spilitischen und schalsteinartigen Materials.

An dieser Darstellung sind folgende Hauptpunkte von der bisherigen Theorie abweichend und daher zu beweisen:

1. Die Zufuhr der erzbildenden Substanzen (Fe, Si, Mg, Al usw.) erfolgt nicht exhalativ (in Gasform), sondern durch hydrothermalen Transport (wahrscheinlich solartig, Eisen in zweiwertiger Form).
2. Das primäre Eisenerz ist deshalb ein „Eisensilikat“-Gel von \pm chamositischem Chemismus.
3. Alle hämatitführenden Erztypen, besonders die Calcit-Hämatit-Erze, sind durch sofortige oder spätere Oxydation und meist mechanische Umlagerung der zugeführten eisensilikatischen Erzsubstanzen entstanden. Sie sind kein Dissoziationsprodukt eisenchloridischer Gase (oder Lösungen).

Im folgenden wird versucht, den Nachweis für die Richtigkeit der neuen genetischen Vorstellungen zu führen. Dieser Nachweis ist nicht durch das Studium der Erze allein zu erbringen. Aus diesem Grund muß der Beschreibung der substantiellen Verhältnisse des Nebengesteins, besonders der liegenden Magmatite, sowie den geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnissen im Schleizer Trog ein gewisser Raum eingeräumt werden.

Die intensiven geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungsarbeiten in den letzten Jahren haben dazu geführt, daß die geologischen Verhältnisse im Schleiz-Pörmitzer Erzrevier gut bekannt sind. Mehrere Diplom- und Doktorarbeiten brachten viele neue Erkenntnisse (K. J. MÜLLER 1951, H. DECKER 1955, TH. KRUCKOW 1955, R. WIENHOLZ 1955, H. W. WIEFEL 1956, K. STEINICKE 1957). Die zusammenfassenden Arbeiten von R. GRÄBE (1956, geologisch-lagerstättenkundliche Verhältnisse), H. DECKER (1956, Erze) und H. J. RÖSLER (1960a, Magmatismus) sind die Grundlagen für den in den beiden nächsten Abschnitten folgenden kurzen Abriß der Geologie des Schleizer Troges.

2.2

Der Magmatismus in Ostthüringen

Der basische Magmatismus ist in Ostthüringen sehr verbreitet. Er ist zeitlich fast ausschließlich an das Untere Oberdevon (to $I_{a-\gamma}$) gebunden und äußert sich in intrusiver sowie effusiver Form. Der Schwerpunkt des effusiven Vulkanismus, an den auch die Eisenerzlagerstätten gebunden sind, ist im sogenannten Schleizer Trog an der Westflanke des Bergaer Sattels, besonders im Gebiet westlich Schleiz, aufgeschlossen. Hier liegt in einem Bereich, der etwa 10 bis 20 km lang und ca. 2 bis 3 km breit ist, eine oft mehrere hundert Meter mächtige Serie von Diabastuffen (Schalsteine) und Diabaslaven (Spilite). Sie wird meist von oberdevonischen Kalksteinen (Knotenkalke) in einer Mächtigkeit bis etwa 30 m überlagert, darüber folgt das Unterkarbon (Tonschiefer und Grauwacken mit „Quarzkeratophyrtuffen“). Seitlich des Spilit-Schalstein-Troges streichen am Rande des Bergaer Sattels intrusive Diabase aus,

die sich in Richtung des Trogtiefsten in und unter die effusive Serie fortsetzen, aber dort niemals erbohrt wurden. Während sich die primären effusiven Produkte streng an das Oberdevon I halten, finden sich die Intrusiva in allen Horizonten vom Ordovizium bis zum Unteren Oberdevon. Es besteht auf Grund geologischer und petrochemischer Untersuchungen kein Zweifel, daß Intrusiva und Extrusiva genetisch einer magmatischen Periode zuzurechnen sind. Die petrochemischen Untersuchungen der letzten Jahre (H. J. RÖSLER 1960a) ließen folgendes Bild erkennen:

An der Wende Mittel—Oberdevon kommt es infolge relativ schwacher Krustenbewegung (Reußische Phase) am Westrand des heutigen Bergaer Sattels zu bruchtektonischen Vorgängen. Über die sich bildenden Spaltensysteme werden große Mengen basischer Magmen nach oben geführt und infolge ihres anfänglichen Reichtums an flüchtigen Bestandteilen submarin als Tuffe abgelagert. Nach Aufschüttung großer Tuffmassen geht die Effusionsperiode in eine extrusive Förderung von Laven über (häufig Pillow- und Mandelsteingefüge). Während die ersten effusiven Produkte arm an kristallinen Phasen aller Art waren, findet man in den letzten Laven schon, örtlich verschieden, zahlreiche große Einsprenglinge von Feldspat und Pyroxen (zum Teil Olivin). Mit diesen jüngsten Laven und den Tuffnachläufern ist zeitlich und räumlich die Eisenvererzung verbunden. Gleichzeitig mit der extrusiv-effusiven Förderung der magmatischen Produkte, vor allem aber in deren Endstadium, dringen Magmen auch intrusiv, meist schichtparallel, in die liegenden Sedimente ein und bilden lagergangartige Sills mit Mächtigkeiten von wenigen bis maximal 200 bis 300 m. Je mächtiger die Einschübe sind, um so stärker sind sie gravitativ differenziert in der Art, daß sich in ihrem unteren Teil Pikrite ausbilden, darüber eine Olivindiabaszone folgt und die Hauptmasse des Lagers von einem Quarzdiabas vertreten wird. Im oberen Teil des Sills bildet sich ein feinkörniger „abgeschreckter Horizont“ aus. Der Chemismus der primären Produkte des oberdevonischen Magmatismus ist etwa tholeyit basaltisch. Da bei allen Erscheinungsformen des Magmatismus (Tuffe, Laven, Intrusiva) erhebliche Stoffverschiebungen durch Hydratisierung, Zu- und Abfuhr von Einzelkomponenten sowie gravitative Differenzierung festzustellen sind, ist eine genauere Einstufung des Chemismus schwierig; sicher ist jedoch, daß die magmatischen Produkte des Oberdevons in ihrer Gesamtheit keine keratophyrischen Tendenzen aufweisen. Quarzführende Tuffe von etwa rhyodazitischen Chemismus treten untergeordnet erst im Untersten Unterkarbon auf. Nicht unerwähnt darf bleiben, daß außerhalb des engeren Schleizer Troges bei Zeulenroda und Ronneburg, gleichzeitig mit dem Beginn des basischen Vulkanismus, im Untersten Oberdevon quarzporphyrische Laven und Tuffe gefördert wurden (H. J. RÖSLER 1959).

Die lagerstättengenetisch wichtigsten magmatischen Glieder sind die Schalsteine und Spilite. Die Schalsteine sind Tuffite, die sich aus ehemals überwiegend glasigen blasenreichen Lapilli und stark wechselnden Anteilen von calcitischem Karbonat zusammensetzen. Die Tuffnatur der Lapilli ist in den meisten Fällen sichergestellt, zum Teil haben sich Pseudolapilli durch randliches „Aufblättern“ gasreicher Laven gebildet. Als Spilite werden die basaltischen Laven mit dem typischen spilitischen Gefüge (ehemals glasige Grundmasse mit stark wechselndem Anteil an leistenförmigen sauren Grundmassfeldspäten) bezeichnet (vgl. Bild 50 und 56). Einzelne Spilitlaven haben einen zum Teil hohen Anteil an Einsprenglingen von Feldspat, Augit

und selten Olivin. Die Lavaströme sind einige Meter bis Dekameter mächtig und verschiedentlich als Pillows ausgebildet. Sie führen fast stets in wechselnden Mengen „Mandeln“ von Calcit, untergeordnet von Chlorit und Quarz. Ein Teil der Mandelsubstanz der Spilite ist von der Schmelze resorptiv aufgenommen worden.

Alle magmatischen Produkte sind stark „vergrünt“. Diese „Vergrünung“ ist überwiegend eine Folge der „Vergelung“ und der Chloritisierung des ehemals glasigen Anteils des Magmas und daher am kräftigsten bei dessen extrusiver Fazies, den Spiliten und Schalsteinen, zu beobachten. Auf Grund verschiedener Indizien läßt sich nachweisen, daß das basaltische Magma ursprünglich nicht abnorm wasserreich war, wie es z. B. E. LEHMANN, M. VUAGNAT und G. C. AMSTUTZ annehmen, sondern daß es die für Chloritisierung notwendige Wassermenge erst kurz vor, bei und nach der Extrusion aufnimmt. Neben der glasigen Grundmasse wird auch ein Teil der femischen Einsprenglinge chloritisiert.

2.3 Die geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Schleizer Trog

Den intensiven geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungsarbeiten (drei Untersuchungsschächte und über 200 Bohrungen) im Gebiet des Schleizer Troges bei den Orten Pörmitz und Görkwitz verdanken wir eingehende Kenntnisse über die submarine Morphologie des Vulkangebietes und die Verbreitung der Eisenerze. Trotz der örtlich starken Verfaltung und Verschuppung des Gesamtkomplexes lassen sich folgende Aussagen machen:

Am Ende der vulkanischen Periode (im Oberdevon I) lag ein kräftiges untermeerisches Relief vor, das durch eine Vielzahl von (nach R. GRÄBE reihenförmig angeordneten) Einzelvulkanen gebildet worden war. Die größten Vulkanbauten reichten bis zum Niveau des Meeresspiegels. Sie setzten sich überwiegend aus \pm calcitreichen Spilituffen (Schalsteinen) und erst in den jüngsten, obersten Horizonten zunehmend aus spilitischer Lava zusammen. Auf dieser magmatischen Unterlage liegen die Eisenerze in Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern. Die Mulden zwischen den Vulkanen werden im weiteren Verlauf des Oderdevons durch meist unreine Kalke (Knotenkalke) weitgehend aufgefüllt, um durch die folgenden, überwiegend tonigen und sandigen Sedimente des Unterkarbons noch weiter ausgeglichen zu werden. Während also die oberdevonischen Kalke und zum Teil die unterkarbonischen Horizonte ihre größte Mächtigkeit in den Mulden haben und über den höchsten Erhebungen der Vulkane stark reduziert werden bzw. überhaupt nicht zur Ablagerung kommen (primäre Sedimentationslücken), verhalten sich die Eisenerze meist gerade umgekehrt. Man kann folgendes schematische und zunächst noch idealisierte Bild der Erzverteilung geben:

Dort, wo die Kalksedimentation im Bereich der höchsten Vulkanerhebung („Eruptivzentrum“ nach R. GRÄBE, Kraterbereich) nur schwach ausgebildet ist oder fehlt, ist meist auch keine kompakte Erzanhäufung festzustellen. In der unmittelbaren Umgebung dieses Bereiches jedoch finden wir die kräftigste Entwicklung der Vererzung, meist in Form derber, oft magnetitreicher, Hämatit- und Chamositerze. Direkt anschließend und hangabwärts gehen diese Erze in kompakten, zum Teil stark kiesligen, Roteisenstein über. Dieser wiederum „lockert“ sich weiter nach unten durch

fleckige Einschaltung von Calcit auf und bedeckt als Hämatiterz („Scheckenerz“ oder „Flußeisenstein“) die Hänge der Vulkane und die Muldengebiete. Randlich des Erzrevieres, zum Teil auch in den Mulden selbst, keilen die Erzlager aus (vgl. Bild 53). Diese generelle und stets wiederkehrende laterale Abfolge der Erzverteilung ist unter anderem durch folgende Besonderheiten lokal modifiziert:

- a) In der Nähe des Eruptionszentrums sind die Erzlager meist durch zwischengeschaltete dm- bis m-mächtige Tufflagen aufgeteilt und zum Teil überdeckt („Hangende Tuffe“ im Sinne von R. GRÄBE). Die Korngröße und Mächtigkeit dieser Tuffe nimmt hangabwärts ab, so daß nach ihrem Auskeilen die einzelnen Erzbänke sich wieder zu einer einzigen zusammenschließen.
- b) Die Vererzung um einen Vulkan herum ist nicht völlig gleichmäßig verteilt, sondern oft in \pm radial vom Zentrum ausgehenden Streifen stärker konzentriert (SCHLEGEL und WIEFEL 1959).
- c) In Pörmitz ist ein mächtiges hämatitfreies Chamosit-Magnetit-Lager bekannt, das randlich eines Eruptionszentrums liegt und sich hangabwärts lokal in ein kalkiges Chamositerz (Chlorit-Calcit-Erz nach H. DECKER 1956) auflöst.
- d) Zwischen das Erzlager und die Schalsteinserie ist meist ein dm- bis m-mächtiger Horizont von intensiv rotbraun gefärbtem Schalstein eingeschaltet („vererzter“ oder „edler“ Schalstein). Bisher wurde angenommen, daß er durch die Infiltration von aus dem Erzlager stammenden Eisenlösungen entsteht.

2.4 Die Herkunft und Zufuhr der Eisenerze

2.41 Theoretische Möglichkeiten der Eisenherkunft

Für die Ableitung des Eiseninhalts der Lagerstätten vom Typ Lahn-Dill, speziell im Schleizer Trog, bestehen theoretisch folgende Möglichkeiten:

1. Das Eisen wird durch subaerische Verwitterung eisenhaltiger Gesteine, vor allem basischer Magmatite, migrationsfähig gemacht und unter günstigen faziellen Bedingungen im Meer ausgefällt.
2. Das Eisen entstammt einer submarinen Verwitterung eisenhaltiger, besonders basischer Vulkanite („Halmyrolyse“ im Sinne von K. HUMMEL).
3. Der Erzinhalt wird von tieferliegenden intrusiven Magmenkörpern durch unterschiedliche Differentiationsvorgänge abgespalten und aszendend zugeführt.
4. Der Erzinhalt entstammt der hydrothermalen Zersetzung (Auslaugung) der vulkanischen Förderprodukte.

Zu diesen theoretischen Möglichkeiten der Eisenherkunft wird in folgendem Stellung genommen:

Punkt 1: Die Rekonstruktion der paläogeographischen und morphologischen Verhältnisse im Schleizer Eisenerzrevier zur Zeit des Unteren Oberdevons läßt erkennen, daß einige Kilometer östlich des Schleizer Troges das im Aufsteigen begriffene Festland (Hirschberg-Greizer-Schwelle) beginnt. Eine Zufuhr von diesem Festland ist schon deshalb völlig unwahrscheinlich, da das Zwischengebiet zwischen diesem Fest-

land und dem (Insel-)Vulkanbereich unvererzt ist. Näherliegend ist die Annahme, daß das Eisen der subaerischen Verwitterung der Spilite und Schalsteine, die die vereinzelt etwas über den Wasserspiegel reichenden Inselvulkane aufbauen, entstammt. Eine kurze Überschlagsrechnung zeigt jedoch, daß die für eine Verwitterung bereitstehenden Gesteine mengenmäßig niemals in der Lage sein können, die vorhandenen Eisenmengen zu liefern. Es erübrigt sich daher, eingehend nachzuweisen, daß unter diesen Umständen der Chemismus und die Ablagerungsform der Erze wesentlich anders sein müßte, als wir sie vorfanden.

Punkt 2: Die submarine (halmyrolytische) Verwitterung soll nach K. HUMMEL erhebliche Eisenmengen aus eisenhaltigen Gesteinen freimachen. HUMMEL hat überzeugende Beispiele für seine Theorie gebracht. Die Anwendung seiner Theorie auf die Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ, auf die er anfangs seine Anschauungen ebenfalls angewendet wissen wollte, hat er jedoch auf Grund der nicht deutbaren quantitativen Relationen zwischen Liefergebiet und vorhandenem Erz widerrufen müssen.

Es ist festzustellen, daß oberflächliche Verwitterung stark eisenhaltiger Gesteine, ganz gleich ob subaerisch oder submarin, nicht in der Lage ist, in solchen enggliederten Meeresteilen die vorhandenen Eisenanreicherungen zu schaffen. Die überwiegende Menge des Erzes muß aus einem größeren „Einzugsbereich“ zugeführt sein. Als solcher bietet sich der Gesamtkomplex der magmatischen eisenreichen Gesteine im Liegenden der Erzlager an. Erweitert man den Begriff der Halmyrolyse derart, daß nicht nur von oberflächlicher submariner „Zersetzung“ gesprochen wird, so können die Beobachtungen und Schlußfolgerungen von K. HUMMEL ganz gut auch auf die Verhältnisse der Eisenlagerstätten des Lahn-Dill-Typs angewendet werden. Darauf wird noch im Abschnitt 4 zurückzukommen sein.

Punkt 3: Die meisten Bearbeiter von Lahn-Dill-Lagerstätten sind, ausgesprochen oder indirekt ersichtlich, der Meinung, daß die Erzsubstanz von größeren \pm tiefliegenden Magmenkammern, die auch die vulkanischen Produkte lieferten, abzuleiten ist. Als solche Magmenreservoirs kommen in Frage:

- a) die Basaltschale,
- b) subvulkanische oder tiefere Intrusivkörper,
- c) flachere Intrusiva in Form mächtiger Lagergänge.

Basaltschale

Wie Verfasser nachzuweisen versuchte (H. J. RÖSLER 1960a), wurde das Material der mit den Eisenerzen in räumlicher Verbindung stehenden Spilite direkt aus der Basaltschale zugeführt; es war dementsprechend ursprünglich ein trockenes Magma. Aus solchen basaltischen Magmen ist die Abspaltung einer nennenswerten flüssigen oder gasförmigen erzbildenden Phase nicht zu erwarten. Es ist bekannt, daß z. B. die Gase des Halemaumau-Magmas extrem Cl-arm sind.

Subvulkanische oder tiefere Intrusivkörper

Die Ableitung der Erzsubstanzen von großen subvulkanischen Intrusivkörpern ist am verständlichsten und wird von den meisten Forschern vertreten. Sie erlaubt

die Anwendung sowohl der Vorstellungen einer Erzanreicherung in der Restlösung eines größeren Magmenkörpers durch fraktionierte Kristallisation als auch der Möglichkeit einer Erzabspaltung infolge Hybridisierung des Magmas.

Daß ein normales basaltisches Magma bei ruhiger Auskristallisation in der Restschmelze oder sonstigen Restsubstanzen die erzbildenden Elemente, vor allem Eisen, stets nennenswert anreichert, dürfte nicht erwiesen sein. Solche meist granophyrischen Differentiate sind im Gegenteil oft eisenarm. Jedoch sind Mitteilungen zu diesem Thema nicht allzu häufig und sicher. Zum Teil gelten hier auch die im dritten Abschnitt gemachten weiteren Angaben (diese Seite unten).

Möglich ist auch die Abspaltung eisenreicher Komponenten aus hybridisierten basaltischen Magmen. Die Hybridisierung kann dabei durch Wasser oder durch Nebengestein oder durch beide gemeinsam erfolgen.

Bei der Hybridisierung durch Wasser denkt man vor allem an das alkalireiche Porenwasser der sedimentären Nebengesteine des Plutons oder Subvulkans. Die Alkalien, besonders Natrium, dienen der Bildung alkalireicher Feldspäte, während die Chlorionen die gasförmige Abspaltung, z. B. von FeCl_4 und SiCl_4 , erlauben.

Bei der Hybridisierung durch sialische Nebengesteinssedimente kann das basaltische Magma saurer und alkalireicher werden und als Endprodukte Alkalibasalte bzw. -diabase, Weilburgite, Keratophyre u. ä. bilden. Infolge dieser Assimilationsvorgänge erhält das Magma angeblich einen nicht einzubauenden Eisenüberschuß, der sich entweder im Hybridmagma in eigener Phase ausscheidet (als Oxyd oder Karbonat, E. LEHMANN 1941) oder abwandern muß.

Als negativ für die beiden im zweiten Abschnitt genannten Theorien ist jedoch die Tatsache anzusehen, daß bisher noch niemals ein solcher erzliefernder Subvulkan in den bekannten Erzgebieten beobachtet oder als wahrscheinlich angesehen werden konnte. Der einzige Hinweis auf ein Differentiat eines in der Tiefe sitzenden basischen Magmenkörpers ist ein kürzlich erbohrter kleiner Plagioklasitstock im nördlichen Teil des Bergaer Sattels (also abseits vom eigentlichen Erzgebiet!), dessen Mineralparagenese die Verwandtschaft zu basaltischen Magmen wahrscheinlich macht. Eine Eisenanreicherung ist nicht feststellbar.

Auch von petrochemischer Seite lassen sich, wie später gezeigt wird, stichhaltige Einwände gegen einen gleichzeitigen Abtransport von Eisen und Silizium aus basischen Intrusiva anführen.

Flachere Intrusiva in Form mächtiger Lagergänge

In die mehrere hundert Meter mächtige Schalsteinserie des Schleizer Troges sowie vor allem in die darunterliegende sedimentäre Basis (Mitteldevon und älter) haben sich, nach unten mit zunehmender Mächtigkeit, Diabaslagergänge (Sills) eingeschoben. Das eingehende Studium dieser Sills zeigte, daß trotz starker gravitativer Kristallisationsdifferentiation keine Eisenanreicherung in irgendeinem Horizont stattgefunden hat und daß die Titaneisenkomponente ein nur unbedeutendes Maximum im Quarzdiabashorizont aufweist (bemerkenswerterweise bei niedrigstem Gesamteisengehalt dieses Horizontes, vgl. H. J. RÖSLER 1961 b). Es ist weder im Sill noch in dessen Nebengestein die geringste Andeutung vorhanden, daß die mächtigen

Lagergänge eisenreiche Differentiate irgendwelcher Art abgespalten haben. Die chemisch und mikroskopisch feststellbare Hybridisierung durch Nebengesteinsedimente ist gering. Zu sehr ähnlichen Feststellungen kommt H. HENTSCHEL (1956, 1960) im Lahn-Dill-Gebiet.

Es muß jedoch gesagt werden, daß in anderen Gebieten, in denen allerdings keine Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ bekannt sind, Anreicherungen von Eisen und anderen Elementen innerhalb und außerhalb basaltisch-diabasischer Intrusivkörper beobachtet werden.

W. R. A. BARAGAR (1960) beschreibt sehr eindrucksvoll die Differenzierung eines mächtigen Lagerganges aus dem Labradortrog in Ostkanada. Aus dem primär tholeyitischen Magma scheidet sich im oberen Drittel des Sills ein Gabbropegmatit aus, der über 10 Vol.-% Eisenerz führt und einen FeO-Gehalt von etwa 20% hat. Dieser gegenüber der Ausgangsschmelze verdoppelte Eisengehalt ist eine echte Eisenkonzentrierung. Der Vollständigkeit halber muß erwähnt werden, daß diese Intrusionen basaltischer Magmen nicht geosynklinal erfolgten, sondern während orogener Epochen.

An den Magmen von Hawaii beobachteten KUNO, YAMASAKI, IIDA und NAGASHINA (1957) zwei Arten der Differenzierung:

1. In intrusiven Quarzdoleriten finden sich dolerit-pegmatitische Gänge mit granophyrischen Partien. 2. In tholeyitischen Olivinbasalten des Kilauea-Kraterwalls setzen Gängchen von eisenreicherem Basalt auf. Die Zunahme beträgt etwa 4% Fe, ähnlich wie bei der Skaergaard-Intrusion (WAGER und DEER 1939).

Eine besondere Art der Erzanreicherung in intrusiven Diabasen beschreibt E. LENGYEL (1959) aus Ungarn. Die von einem größeren Intrusivkörper ins feuchte Nebengestein abzweigenden Magmenausstülpungen erstarren unter Wasseraufnahme und SiO₂-Abgabe randlich zu gabbroiden Gesteinen. Zum Zentrum dieser Körper zu kristallisieren aus der wasserreichen Schmelze biotit- und hornblendereiche Varietäten. Im Zentrum selbst entsteht ein Na-reicher Ultrabasit mit oxydischen Fe-Erzen. Solche petrographischen Verhältnisse und Vererzungen sind auch aus anderen Ländern bekannt (Finnland, Balkan, Nordamerika). Die Konzentrierung der Erzkomponenten im Zentrum eines Diabaskörpers wird durch die Anreicherung der erzbildenden Ionen Ti, V und Fe in der an flüchtigen Stoffen reichen Restschmelze erklärt.

Nach E. F. OSBORN (1958) hängt die Frage der Eisenabspaltung aus einem basaltischen Intrusivkörper vom H₂O-Gehalt und damit vom O₂-Partialdruck ab. Bei der wasserarmen Skaergaard-Intrusion nimmt der Sauerstoffpartialdruck während der fraktionierten Kristallisation ab, infolgedessen kann sich ein eisenreiches Restdifferentiat bilden. Es muß allerdings festgestellt werden, daß die Beobachtungen von E. LENGYEL diesen Schlußfolgerungen widersprechen.

Eine sehr abweichende Meinung vertritt G. D. FEOKTISTOV (1960). Nach seinen Untersuchungen wandern in schwach lagendifferenzierten basischen Sills die Elemente Fe und Si aus den unteren, noch nicht erkalteten Zonen infolge Thermodiffusion in die obere kühlere Zone.

Auf Grund weiterer Arbeiten wird sogar ein Austritt bestimmter Elemente aus dem Verband der Lagergänge wahrscheinlich gemacht. So bezeichnet z. B. V. G. BONDAR (1959) den in Tuffe eingelagerten Coelestin und die Sulfide Bleiglanz, Pyrit, Markasit und Kupferkies als Hydrothermalprodukte von Doleritsills, und G. J. NEUERBURG und H. C. GRANGER (1960) bringen Urankonzentrationen in Sedimenten randlich von Diabassills mit diesen in Verbindung.

Aus allen aufgeführten Beispielen ist zu erkennen, daß mit der Erstarrung von basischen Lagergängen ohne Zweifel Elementverschiebungen innerhalb der Lager parallel gehen. Diese haben aber bisher nie zu beobachtbaren lagerstättenähnlichen Erzkonzentrationen geführt. Auch wenn sich die von BONDAR sowie NEUERBURG und GRANGER vorgetragenen Annahmen bestätigen, würde der ausgewanderte Elementbestand an die direkte Nähe des Lagerganges gebunden sein. Es ist ja seit

langem und gut bekannt, daß sich im Kontaktbereich intrusiver Diabaslager — gewisse Austauschreaktionen vollziehen können (z. B. L. MILCH 1917, E. SZÁDECZKY-KARDOSS 1959, H. J. RÖSLER 1960a). In Abschnitt 2.42 wird zu weiteren Punkten dieses Problems Stellung genommen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die mit den Lahn-Dill-Lagerstätten in räumlichem und genetischem Zusammenhang stehenden Diabas-Lagergänge allem Anschein nach nicht die Lieferanten der erzbildenden Substanzen, vor allem von Eisen und Silizium, sind. Da diese Lagergänge prinzipiell den hypothetischen Subvulkanen ähneln, spricht das Ergebnis nicht für die Ableitung des Eisens aus diesen Subvulkanen bzw. überhaupt aus Intrusivkörpern.

Punkt 4: Die Ableitung der Erzsubstanzen durch „Auslaugung“ der riesigen Tuffmengen (Schalsteine), die die Erzhorizonte unterlagern, ist nicht neu und wurde im vorigen Jahrhundert und auch später von mehreren Forschern vertreten. Das Aufkommen und die Verbreitung der Exhalationstheorie zu Beginn unseres Jahrhunderts drängte diese naheliegende Anschauung zurück, da die Exhalationstheorie einen Intrusivkörper zur Abspaltung der Gase benötigte oder zu benötigen glaubte. Die Vorstellung einer großräumigen Auslaugung der eisenreichen Tuffe durch ascendente aufsteigende Agenzien bereitete insofern Schwierigkeiten, als einzelne Erzlager in reinen Oberdevonkalken oder in unveränderten Diabastuffen lagen, was bei einer frontalen ascendenten Zufuhr der Erzsubstanzen schwer deutbar war und der späteren Exhalations-Fällungs—Theorie Vorschub leistete.

Es wurde schon in Abschnitt 2.1 angedeutet, daß Verfasser die Hauptmenge der Erzsubstanz durch „hydrothermale Auslaugung“ vor allem aus den unteren Schalsteinhorizonten bezieht. Hinweise für den hydrothermalen Transport der Erzsubstanzen und die Auslaugungsvorgänge werden später gebracht. Hier ist der Nachweis zu führen, daß eine solche angenommene Herkunft überhaupt mengenmäßig möglich ist.

Im Bereich des engeren Schleizer Troges (etwa zwischen den Orten Pahren und Oschitz) sind etwa 10 Mill. t Eisenerz mit einem Durchschnittsgehalt von 20% Fe gebildet worden, was einer Eisenzufuhr von 2 Mill. t Fe entspricht. Dem steht ein „Einzugsbereich“ der Vulkanite von 1 km Breite, 10 km Länge und durchschnittlich etwa 200 m Mächtigkeit gegenüber (alles Minimalwerte!). Setzt man das Raumgewicht mit 2,5 an, so ergeben sich 5 Md. t Gestein. Bei einem durchschnittlichen Gehalt von 8% Fe im Gestein sind hier also 400 Mill. t Fe konzentriert, woraus folgt, daß der Eisengehalt der Erze etwa 0,5% des Eisengehaltes der Vulkanite ausmacht.

Unter der Voraussetzung, daß das für die Eisenerzbildung notwendige Eisen mehr oder weniger gleichmäßig aus dem gesamten verfügbaren Vulkanitkomplex mobilisiert wurde, wird sich bei der erheblichen Schwankungsbreite des Eisengehaltes in diesen Gesteinen durch einige chemische Analysen kaum ein Verlust an diesem Element nachweisen lassen. Da die obige Voraussetzung jedoch nicht zutrifft, sondern festgestellt werden konnte, daß die Hauptzufuhr entlang der Vulkanschlotbereiche erfolgte, muß man das verkleinerte „Auslaugungsgebiet“ in einem begrenzten unteren Teil des Schalsteinkomplexes suchen. Entsprechend diesem kleineren Einzugsbereich, muß der prozentuale Eisenverlust der Liefergesteine größer sein. D. S.

KORSHINSKY hat mehrfach darauf hingewiesen, daß in größeren Tiefen die Zersetzbarkeit der Gesteine durch hydrothermalen Angriff steigt. Die gelegentliche vulkanische Förderung stark enteisener Tuffe ist ein hinreichender Beweis für das Vorhandensein solcher „Auslaugungsgebiete“.

2.42 Beobachtungen und Vorstellungen über den Erztransport

2.421 Argumente gegen einen gasförmigen Erztransport

Gegen die in Abschnitt 1 aufgeführten Hauptstützen der Exhalationstheorie, die vor allem die Ursachen und die Form des Erztransports betreffen, lassen sich folgende Einwände machen:

1. Es ist nicht nachweisbar und vielleicht sogar nicht einmal wahrscheinlich, daß beim Austritt des Eisenchloridgases in das Meerwasser an der Grenze Gas-Wasser stets Temperaturen über 150 °C herrschten. Bei Temperaturen unter 150 °C müßte sich nach E. STIRNEMANN (1926) Brauneisen bilden. Es muß allerdings zugegeben werden, daß eine Umwandlung von Brauneisen in Roteisen unter dem Einfluß von Diagenese und Metamorphose möglich ist (H. HARDER 1957, C. W. CORRENS 1942).
2. Die Dissoziation von FeCl_3 und SiCl_4 im Meerwasser ergibt stets gewaltige Mengen freier Chlorionen. Es ist schwer vorzustellen, daß unter diesen Umständen die Bildung eines karbonatreichen Erzes und von Kalkbänken möglich ist. Nimmt man eine schnelle Abdriftung der sauren Wässer an, muß man dies auch weitgehend für die Dissoziationsprodukte tun; dies widerspricht aber der heutigen Verteilung der Erze, die streng an die Schalsteinverbreitung gebunden ist.
3. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die Redoxverhältnisse in den \pm basischen Gesteinen des Liegenden der Erzlager die Abspaltung von Verbindungen in ihrer höchsten Wertigkeitsstufe (FeCl_3) ermöglichen.
4. Die Schrumpfungsrisse in einigen Erztypen sind nur der Beweis für einen ehemaligen Gelzustand ganz allgemein. Ein Beweis für die gleichzeitige Ausfällung von Eisen- und Siliziumoxyd aus den gasförmigen Chlorverbindungen dieser Elemente infolge Dissoziation sind sie nicht.
5. Ein sicherer Nachweis von gasförmigem Eisenchlorid ist bisher nur an subaerisch auftretenden Vulkanen gelungen. Sein Anteil an der Gesamtzusammensetzung der Exhalationen ist meist gering und steht in keinem qualitativen und quantitativen Verhältnis zu dem Inhalt der Lagerstätten vom Typ Lahn-Dill. Außerdem ist der Chemismus dieser rezenten Vulkane meist intermediär bis sauer, ganz im Gegensatz zu den basischen Gesteinen, z. B. in Thüringen. Untermeerische Entgasungen tätiger Vulkane sind zwar beobachtet worden, auch soll sich in der Nähe der Gasaustrittsstellen das Meerwasser gelegentlich bräunlich färben (z. B. Santorin: BEHREND 1936; GEORGALES 1940); ob jedoch die Gase die Erzbringer waren oder mit ihnen gemeinsam auftretende Hydrothermen, ist nicht gesichert.
6. Auch vom geochemischen Standpunkt ist die Zufuhr der Erzkomponenten in Form chloridischer Gase unwahrscheinlich. In diesem Falle müßte das Titan, dessen Chlorid (TiCl_4) flüchtiger ist als das des dreiwertigen Eisens (dies gilt auch für

AlCl_3), wesentlich stärker in den Erzen bzw. in deren Umgebung angereichert sein. Tatsache jedoch ist, daß in reinen Hämatiterzen der TiO_2 -Gehalt nur 0,1 bis 0,3% Ti beträgt (in einem Hämatitpartikel eines Scheckenerzes nur 0,1% TiO_2), also weit unter dessen Clarkezahl liegt. Das Fe:Ti-Verhältnis beträgt im Diabas bzw. Spilit etwa 4:1, in den Eisenerzen jedoch 100:1 (abgesehen von den durch Spilitmaterial verunreinigten Erzen). Diese den zu erwartenden Verhältnissen gegenläufige Entwicklung ist auch nicht vollständig damit zu entkräften, daß das Titanchlorid nicht so leicht dissoziiert wie die anderen Chloride. Auch die Ti-Gehalte in den Karbonaten und Tonschiefern (Rotschiefer, chloritische Schiefer) der näheren Umgebung der Erze liegen erheblich unter den sonstigen Durchschnittsgehalten, nämlich bei 0,1 bis 0,3% TiO_2 . Die Unwahrscheinlichkeit der Ti-Mobilisierung aus den basischen Gesteinen ist auch mikroskopisch nachzuweisen. Bei allen Umwandlungen, die die spilitischen Komponenten sichtbar erlitten haben, bleibt die Ti-Komponente fast vollkommen unbeweglich an Ort und Stelle. Selbst bei kräftiger Hydrothermaleinwirkung sind die Umbildungen des Rutil-Leukoxens in Titanit-Leukoxen nur mit ganz geringen Umlagerungen im Millimeterbereich verknüpft (z. B. Einwanderung in Feldspäte, Bild 49). Niemals wurden in diesen stark zersetzten Bereichen nennenswerte Mengen von Kaolinit gefunden, die ja unter sauren Bedingungen eines chloridischen Transports zu erwarten wären.

2.422 Neue Beobachtungen und Überlegungen zum Erztransport

Die bisherige Exhalationstheorie hat bei den Lahn-Dill-Erzen keinerlei Beobachtungen über die Herkunft und den Transport der Erzsubstanzen geliefert. Für die hier vertretene Annahme des hydrothermalen Erztransports lassen sich dagegen eine ganze Reihe von Beobachtungen und Ergebnissen anführen.

Die mikroskopischen und chemischen Feststellungen über die Mobilisierung der Erzsubstanzen und ihren Transport, die Verfasser bereits ausführlich beschrieben hat (H. J. RÖSLER 1960a), werden hier zusammengefaßt dargelegt: Der normale Grundmassen-Chlorit der Schalsteine und Spilite ist auch heute sehr oft noch gelförmig bis kryptokristallin und hat meist Diabantitchemismus. In einigen Teilen des Schalsteinkörpers ist dieser wenig stabile Chlorit durch sekundäre, nämlich hydrothermale Einwirkung zerfallen. Die Zerfallsprodukte treten zu zwei neuen Mineralphasen zusammen, nämlich zu einem eisenarmen „Glimmermineral“ mit illitisch-seladonitischen Eigenschaften und zu einem eisenreichen „Chamositmineral“ mit Berthierineigenschaften. Diese Zerfallsprodukte scheiden sich primär gelförmig aus, kristallisieren aber später in unterschiedlichem Grade aus. Häufig treten zusätzlich noch Opal-Chalzedon-Substanzen auf (Bilder 10—14).

Dieser Zerfallsprozeß scheint einer der grundlegenden Vorgänge der Abtrennung eisenreicher Produkte aus den schon an sich relativ eisenreichen Vulkanitsubstanzen zu sein. Er ist auch früher schon beobachtet worden, ohne diese Deutung zu erfahren (E. LEHMANN 1941, ab Seite 354; H. STÜTZEL 1933, J. J. GINSBURG und G. A. SOKOLOV 1953). Er setzt eine von außen auf das reaktionsfähige Gestein erfolgende „lösende“ Einwirkung voraus, nämlich die der Hydrothermen.

Daneben existiert eine weitere Möglichkeit der Abspaltung von erzbildenden Elementen aus einem basischen Magma. Sie wurde vom Verfasser (H. J. RÖSLER 1960 b) bereits ausführlich begründet und wird hier nur kurz referiert. Danach wird ein schmelzanteilreiches basisches Magma nach der Wasseraufnahme im submarinen Extrusionsraum (und auf dem Wege dahin) in einen gelchloritischen Zustand übergehen. Schon diese Vorstufen der eigentlichen Chlorite haben nicht mehr die Möglichkeit, alle Elemente des Basaltmagmas in das neue Silikatgerüst einzubauen. Am stärksten müssen Calcium und Silizium abwandern, weniger stark Magnesium, Aluminium und Eisen. Das Titan hat es nur seiner geochemischen Unbeweglichkeit zu verdanken, daß es trotz seiner „Chloritfeindlichkeit“ im entstehenden Chloritnetzwerk in eigener Phase („Leukoxen“) und in situ ausgeschieden wird. Die anderen Elemente wandern, entsprechend dem Druckgefälle, in die Blasen Hohlräume oder an die Lavoerfläche und scheiden sich dort in der Hauptsache als Calcit, Chlorit, Chalzedon, seltener Pyrit und Zeolith, aus. Bei positivem Redoxpotential findet die Chloritbildung nicht statt, sondern es entsteht Hämatit und Chalzedon. Am eindrucksvollsten sind diese Verhältnisse in den Zwickeln und gelegentlich an der Oberfläche von Pillowlaven und sonstigen hydrothermal beanspruchten Magmatitanteilen (Bild 6) zu beobachten. Die gleiche Entstehung haben auch die kiesigen Hämatiterze auf der Oberfläche kulmischer Laven im Lahn-Dill-Gebiet. Diese hier nur angedeuteten und schon früher, vor allem von E. LEHMANN 1941 (auch TURNER und VERHOOGEN 1951, R. GRÄBE 1957, H. HENTSCHEL 1960 und vielen anderen), eingehend beschriebenen Erscheinungen verdanken nach Ansicht des Verfassers ihre Entstehung der „Wasserhybridisierung“ des basischen Magmas. Die Abfuhr und die Ausscheidung der Elemente erfolgt unter hydrothermalen Bedingungen. Ihr Auftreten beweist, daß sich sowohl silikatische als auch oxydische Eisenerze als Abspaltungsprodukte selbst kleiner Magmenkörper (Pillows) bilden können. Die Pillowbildung in Süßwasser mit den gleichen Mineralneubildungen (E. J. GURINOVA 1960) zeigt weiter, daß die sonst aus dem Salzwasser bezogenen Chlorionen für den Fe- und Si-Transport nicht nötig sind, sondern daß der Abtransport offensichtlich anders- bzw. nichtionar erfolgt.

Die stets zu beobachtende Ausscheidung der neugebildeten Produkte in kolloidalen Formen spricht für einen Transport in Solform. Der Soltransport gilt sowohl für die beobachtbare Trennung der Substanzen im mikroskopischen Kleinbereich als auch für den Hydrothermaltransport nach oben.

Die Tatsache eines kolloidalen Hydrothermaltransportes ist schon mehrfach als wahrscheinlich angesehen worden, so z. B. von E. STOICOVICI und S. v. GLISZCZYNSKY (1940), H. HARDER 1957 und O. OELSNER (1958, S. 691). Für den Si-Transport stellen WHITE, BRANNOK und MURATA (1956) fest, daß bei Wassertemperaturen von 25 °C 110 g/t und bei 90 °C 315 g/t H_4SiO_4 unabhängig vom pH-Wert im Bereich von pH 1 bis 9 gelöst sein können. Bei der Übersättigung infolge Abkühlung wird die Kieselsäure zum Kolloid polymerisiert, wenn der p-Wert 6 bis 9 beträgt; im saureren Medium geht die Polymerisation langsamer vor sich.

Die Einwände gegen einen hydrothermalen Kolloidtransport bei kolloidmorph abgeschiedenen hydrothermal gebildeten Sulfiden, z. B. von J. W. GRÜNN (1933), sind für unseren speziellen Fall leicht zu entkräften:

1. Die Stabilität der Kolloide bleibt bei den angenommenen niedrigen Temperaturen der Thermen erhalten.
2. Ausflockungen sind während des Transports nicht oder nicht vollständig zu erwarten, da die Lösungen arm an Elektrolyten sind (im Gegensatz zu echten gang-erz-bildenden Hydrothermen). Die Ausflockung erfolgt erst an der Grenze Vulkanit-Meerwasser.
3. Der bei „echten“ Hydrothermen (der Gangerzlagerstätten) bestehende Widerspruch zwischen möglichem kolloidalem Transport und grobkristalliner Ausscheidung besteht nicht; die primären Erzlager des Lahn-Dill-Typs sind gelförmig gebildet (siehe nächster Abschnitt).

Die stärksten hydrothermalen Zersetzungen bzw. Anhäufungen derartiger Zersetzungsprodukte im Schleizer Vulkanitkomplex wurden beobachtet

- a) unterhalb der Bereiche stärkster Eisenvererzung, vor allem also im mutmaßlichen Schlotbereich,
- b) in einigen m-starken schichtigen Schalsteinhorizonten wenig unterhalb der Erz-lager, besonders stark aber in den sogenannten vererzten Schalsteinen direkt unter dem Erzlager, sowie in den Tufflagen zwischen den Erzlagern,
- c) in den mit Roteisen vererzten augitophyrischen Spiliten von Pörmitz und Löhma,
- d) in Abtragungsprodukten des Oberdevon (Bild 46 und 47) und Kulm. Sie sind ein Beweis, daß die Hydrothermaltätigkeit wirklich ohne zeitlichen Hiatus im Anschluß an den Vulkanismus stattfand.

Zwei schöne Beispiele hydrothermaler Zufuhr brauchen, da sie schon eingehend beschrieben wurden (H. J. RÖSLER 1960 a, Seite 131 und 166), hier nur in ihren Ergebnissen dargelegt zu werden:

In den obersten Schalsteinhorizonten bei Pörmitz fand sich eine vom normalen Bild abweichende Einlagerung von einigen Metern Länge und maximal 20 cm Mächtigkeit. Dieser fluidalstruierte lavaartig-glasig aussehende Körper hatte einige Spilit- und Schalsteinbröckchen eingeschlossen (Bild 7). Eine chemische Analyse wies nach, daß es sich um eine sehr SiO_2 -reiche Substanz (70% SiO_2) mit geringen Gehalten an Al, Mg, Fe und fast ohne TiO_2 handelt. Die mikroskopische Prüfung ergab eine kaum auflösbare feinstkörnige Grundmasse, wahrscheinlich aus Chalcedon und chloritischen Substanzen bestehend. Alle Anzeichen wiesen darauf hin, daß wir es mit einer ehemaligen Gelsubstanz zu tun haben, die sich an der damaligen Schalsteinoberfläche oder in deren direkter Nähe submarin bildete und höchstwahrscheinlich hydrothermal zugeführt wurde.

Die Ähnlichkeit mit den von STOICOVICI und v. GLISZCZYNSKI (1940) beschriebenen Hydrothermalprodukten ist bemerkenswert. Weiter zeigt diese Einlagerung, wie wechselnd der Chemismus der nach oben transportierten Substanzen sein kann. Man kann dies als eine Bestätigung der experimentellen Feststellungen von O. P. MČEDLOV-PETROSSJAN (1957) ansehen, wonach der Periode der allergrößten Beweglichkeit der Mg-Ionen im Silikatgitter eine Periode erhöhter Beweglichkeit der Kieselsäure vorausgeht.

Ein weiteres gutes Beispiel hydrothermalen Transportes der Erzsubstanz ist in den vererzten augitophyrischen Spiliten zu erblicken. Diese Spilite gehören zu den jüngsten Laven, die, soweit bisher feststellbar, an die höchsten Teile der Vulkanbe-

reiche, also die Kraternähe, gebunden sind. Sie zeichnen sich durch massenhaft auftretende, bis 1 cm große Augiteinsprenglinge aus. Bei Pörmitz und Löhma sind diese Spilite kräftig vererzt. Die Hämatitvererzung ist fast ausschließlich an die Einsprenglinge gebunden, die durch Roteisen pseudomorphosiert sind (Bild 17 und 18). Die Grundmasse der Spilite ist sehr stark verglimmert, karbonatisiert und verkieselt. Es kann hier kaum ein Zweifel bestehen, daß die Vererzung hydrothermal erfolgte. Ähnliche Verhältnisse (vererzte Keratophyre) sind aus dem Elbingeröder Komplex des Harzes bekannt (J. HESEMANN 1927). Die bevorzugte Vererzung von Einsprenglingen in Ergußgesteinen ist ein bekanntes Phänomen (z. B. H. LANGE 1957), das stets auf hydrothermale Einflüsse zurückgeführt wurde.

Auch in den über dem Erzlager liegenden karbonatischen Schichten sind die Ausläufer der Hydrothermaltätigkeit noch festzustellen. Wie Verfasser (H. J. RÖSLER 1960c) ausführlich nachzuweisen suchte, sind die Dolomitisierung und Ankeritisierungen in der Knotenkalkserie durch hydrothermale Zufuhr von Mg- und Fe-haltigen Lösungen aus den liegenden basischen Magmatiten längs tektonischer Linien erfolgt.

Es sind fast die gleichen Verhältnisse, wie sie S. V. NEČAEV (1959) aus dem Devon des Donezbeckens beschrieb, und ähnlich den von BISQUE und LEMISCH (1959) mitgeteilten Verhältnissen in der Devonian Cedar Valley-Formation von Iowa (USA). Mit den Dolomitisierungen gehen wahrscheinlich auch hydrothermal auf Gängen zugeführte Kupferkieserze parallel, die auch D. S. KORŽINSKIJ (1959) als Auslaugungsprodukte basischer Effusiva für möglich hält.

2.423 Bildung und Zusammensetzung der Hydrothermen

Nachdem eine hydrothermale Beeinflussung der Schalsteine und Spilite sowie ein kolloidal-hydrothermaler Erztransport wahrscheinlich gemacht werden konnte, bleibt die Frage nach der Herkunft und Zusammensetzung der Hydrothermen offen. Man könnte auch hier zunächst daran denken, daß ein hypothetischer subvulkanischer Herd eines durch Wasser hybridisierten basaltischen Magmas im Endstadium seiner Erstarrung hydrothermale Lösungen abgibt bzw. zunächst überkritische Lösungen, die auf ihrem Wanderweg in Hydrothermen übergehen. Verfasser möchte nicht verhehlen, daß er grundsätzlich gegen eine nennenswerte Abgabe von Hydrothermen aus basischen Magmen ist, und zwar aus folgenden zwei Gründen:

1. Wenn basische Magmen Wasser aufnehmen und erstarren, wird das Wasser in die neuentstehenden wasserhaltigen Minerale (Chlorit, Hornblende, Biotit usw.) eingebaut. Es liegt kein Grund und vor allem kein Beobachtungsmaterial vor, daß bei intrusiven Körpern die „Wassersättigung“ jemals nennenswert überschritten wurde.
2. Es ist unwahrscheinlich, daß die Hydrothermen aus Restlösungen intrusiver basischer Körper maximale Gehalte an Eisen und Silizium nebeneinander mit sich führen sollen.

Es bleibt noch eine andere Möglichkeit der Bildung von warmen Wässern (Hydrothermen), die den Erztransport besorgen können. Wir wissen, daß nach dem Abklingen einer zeitlich wahrscheinlich relativ kurzen, aber wirkungsvollen Tuffperiode die Magmen zuerst in hohe Horizonte, zum Teil in ihre eigenen Tuffe, später in immer tieferliegende Liegendsedimente eindringen. Es bildet sich der auch anderswo be-

kannte „Magmatitbaum“ mit dem Förderschlot als Stamm und den zahlreichen zum Teil sehr mächtigen Lagergängen als Zweige (vgl. Bild 52). Es ist verständlich, daß diese Magmenmassen ihre wasserreichen Nebengesteine (tonig-sandige Sedimente und Schalsteintuffe) langsam erwärmten, am stärksten natürlich im Bereich der alten Aufstiegswege. Ganz ähnliche Verhältnisse nimmt H. G. BACKLUND für Förderschlote der arktischen Plateaubasalte an. Es ist weiter logisch, daß die entstehenden warmen Wässer nach oben steigen, ihren Auslaugungsprozeß durchführen und ihre mitgeführten Substanzen an der Grenze Vulkanit-Wasser im Schlot- und Kraterbereich abscheiden. Bei dieser Deutung der Entstehung der warmen erztransportierenden Wässer ist es unwesentlich, ob wir sie Hydrothermen nennen, oder, da sie nicht Restlösungen erstarrender Magmen sind, als Pseudohydrothermen bezeichnen. Die Temperatur der Thermalwässer ist gering und wird wohl kaum an einer Stelle 200 °C überschreiten.

Über die Azidität der Thermen ist folgendes zu sagen: Die Tatsache, daß sich die Erze bei relativ geringem Druck in Anwesenheit von Calcit bilden, spricht gegen eine hohe Azidität (P. B. BARTON Jr. 1959). Da K-Glimmer (Serizit) nach GARRELS (1957) bei Zimmertemperatur in dem Bereich pH 9,5 bis 10,5 stabil ist, bei etwa 350 °C jedoch um pH 1 (GRÜNER 1944), so dürfte man, wenn eine so weitgehende Interpolation erlaubt ist, bei einer Hydrothermentemperatur von 100 °C mit einer \pm neutralen bis sehr schwach sauren Lösung rechnen. Alkalische Bereiche sind durch das Fehlen von Montmorillonit und Kaolinit ausgeschlossen (E. INGERSON 1955). Für die Annahme \pm neutraler Erzlösungen spricht auch das Vorhandensein von Eisensilikatgelen bzw. Chamosit als wichtigstes primäres Erzprodukt. Diese Substanzen werden nach KRUMBEIN und GARRELS (1952) bei pH-Werten zwischen 7 und 7,8 sowie „neutralen“ Redoxverhältnissen gebildet.

Nach den Vorstellungen und Untersuchungen von T. F. BARTH (1940) werden alle von einem Magmenherd abgegebenen \pm sauren Thermalwässer in kurzer Zeit bei Durchströmen des Nebengesteins neutralisiert, und zwar infolge einer Herauslösung von Basen sowie durch Contamination von Oberflächenwassern.

Wie theoretische Überlegungen und mikroskopische Beobachtungen sowie chemische Ergebnisse zeigen, ist die Migration aller Erzkomponenten in ihrer niedrigsten bzw. einer niedrigen Oxydationsstufe zu erwarten. Von den Haupterzkomponenten Si, Fe, Mg und Al betrifft diese Feststellung nur das Eisen. Nach der bisherigen Exhalationstheorie sollte es in dreiwertiger Form (FeCl_3) transportiert werden, da nur diese Verbindung bei den angenommenen Temperaturen flüchtig ist, nicht aber FeCl_2 (dieses erst bei etwa 1000 °C). Primäres nichthybrides basaltisches Magma sowie die Nebengesteine haben jedoch bei Beginn des Magmatismus keinesfalls nennenswerte Mengen Sauerstoff für Oxydationsvorgänge frei. Die Hybridisierung des Magmas durch zum Teil etwas sauerstoffhaltige Wässer aus Nebengesteinsporen und dem Meer führt zu örtlichen Neubildungen von Mineralen, die diesen Sauerstoffzuwachs sofort abfangen (Chlorit, Hornblende, Magnetit, Biotit). Eine Sauerstoffzufuhr durch Assimilation von Nebengesteinen kann gelegentlich und örtlich beschränkt feinstkörnige Magnetitbildung im Gestein hervorrufen, wobei das Eisen der Schmelze bzw. dem Sideromelan oder dessen Folgeprodukten (Palagonit, Gelchlorit) entstammt.

Auf Grund der neuen Vorstellungen entfällt der Zwang der Aufoxydation des Eisens, um es in eine flüchtige transportable Verbindung zu überführen. Der Widerspruch, den der Erztransport in chloridischer Form verursacht, wird noch deutlicher beim Magnesium und am krassesten beim Titan (vgl. Abschnitt 2.421, Punkt 6).

Zusammenfassend ist festzustellen:

Die Erzherkunft und der Erztransport werden stark abweichend von den bisherigen Vorstellungen dargestellt. Ein gasförmiger Transport als Chlorid wird abgelehnt und mehrere Hinweise für einen tiefhydrothermalen Transport gegeben. Die Erzsubstanz selbst wird höchstwahrscheinlich überwiegend kolloidal transportiert. Die Verhältnisse in den erwärmten wasserreichen Schalsteinkomplexen mit ihren Massen an in Vergelung (Hydratisierung) begriffenen Sideromelan- bzw. Palagonitprodukten bilden für solche Vorgänge die günstigsten Voraussetzungen.

2.43 Ablagerung und Ausbildung der primären Eisenerze

Ein tiefthermaler kolloidaler Transport der Hauptkomponenten muß beim Austreten der Erzsole aus dem Schalsteinkomplex und beim Zusammentreffen mit dem elektrolytreichen Meerwasser zu deren sofortigem Ausflocken führen. Es bilden sich Gele, die entsprechend den unterschiedlichen relativen Mengen der einzelnen zugeführten Erzkomponenten, Si, Fe, Al und Mg, wechselnden Chemismus haben. Da derartige Hydrothermen meist ruhig ins Meerwasser austreten, entstehen mit der Zeit mehrere Meter mächtige Gelkörper mit einer lateralen Ausdehnung bis zu hundert und mehr Metern. Es sei hier schon andeutungsweise vorweggenommen, daß sich diese, überwiegend eisensilikatischen, Gele nur unter reduzierenden Bedingungen bilden und erhalten können. Fehlen diese Bedingungen, dann tritt Oxydation mit allen im Absatz 2.5 zu beschreibenden Folgerungen auf.

Die Ausflockung beginnt nicht erst scharf an der Grenze Schalsteinhorizont-Meerwasser, sondern schon einige Dezimeter bis Meter unterhalb dieser Grenze, wahrscheinlich entsprechend dem Einwirkungsbereich des Meerwassers. Die obersten Zentimeter bis Dezimeter des Schalsteinhorizontes sind im Vererzungsbereich also völlig von „eisensilikatischen“ Gelsubstanzen durchdränkt. Infolgedessen sind diese unter Erzhorizonte chemisch und mikroskopisch oft etwas abweichend von der Hauptmasse zusammengesetzt. Die Hauptmenge des darauffolgenden Erzkörpers ist massig ausgebildet, zeigt aber, besonders im Großanschliff, schichtig-schlieriges Gefüge (vgl. auch J. HOLZNER 1938 für Lahn-Dill-Gebiet).

Chemische Untersuchungen weisen nach, daß die heute vorliegende Erzsubstanz etwa chamositischen Chemismus hat. Die Zusammensetzung schwankt schon innerhalb einer Lagerstätte, um so mehr beim Vergleich räumlich getrennter Lagerstätten. Die Untersuchungen in Thüringen (H. J. RÖSLER 1960a, K. STEINKE 1958) weisen ziemlich reine (Al- und Mg-arme) Eisensilikate sowie „normale Chamosite“ mit mäßigem Al- und geringem Mg-Gehalt nach, während im Harz auch sogenannte Mg-Chamosite mit mäßigem Al- und relativ hohem Mg-Gehalt auftreten (E. KNAUER 1959). Gegenüber der Eisenquelle und Ausgangssubstanz, dem Gel-Chlorit (und seinen Vorläufern), ist das Eisenerz sehr viel reicher an Fe, dagegen sehr viel ärmer an Al und Mg, während der relative SiO₂-Verlust geringer ist.

Die mineralogischen Untersuchungen im Schleizer Revier zeigen, daß das Erzgel weitgehend auskristallisiert und zum Teil schon umkristallisiert ist. Optisch isotrop erscheinende Partien sind selten, meist ist zumindest Aggregatpolarisation festzustellen. Es sind alle Übergänge von isotropen Partien zu gut blättrigen Kristallen zu erkennen. Die Optik der kristallinen silikatischen Erzminerale ist die von Thuringit-Chamositen. Röntgenographische Messungen weisen einen Chamosit mit 7-Å-Basis-Interferenz nach, also Berthierin. Um Verwirrung zu vermeiden, werden die chloritartigen Erze im folgenden als „Chamosite“ oder „chamositartig“ bezeichnet. Es ist wahrscheinlich, daß die ursprünglich gebildeten Erzgele und die daraus entstehenden Gelchamosite neben dem Fe und Si gewisse Mengen an Al und Mg enthielten, die sie jedoch bei der Aus- und Umkristallisation zum Teil verloren.

Besonderes Interesse wurde stets den zum Teil schichtig und linsenförmig in das „Eisenhydrosilikatgel“ eingebetteten anthrazitartigen Kohlenstoffsubstanzen gewidmet, weil deren Entstehung grundsätzlich interessierte. Mit ihrem Auftreten, ausschließlich in Chamositen, glaubte man auch eine Erklärung für das Vorhandensein dieser Eisensilikate (mit Fe^{2+} !) zu haben. Verfasser nennt diese schwundrißreichen Mineralsubstanzen Anthraxolith und deutet ihre Bildung hydrothermal, syngenetisch mit dem Erz. Er konnte geochemisch nachweisen (H. J. RÖSLER 1960a), daß eine Ableitung aus kohlenstoffreichen Sedimenten am wahrscheinlichsten ist. Als solche bieten sich unter anderem die im Liegenden der Schalsteinserie befindlichen Schwärzschiefer an, die im Zentrum des Schleizer Troges mit besonderer typischer Ausbildung zu erwarten sind. Ihr hydrothermaler Transport wird gut bestätigt durch das Auffinden von Calcit- und Quarz-Klüftchen mit Anthraxolithtröpfchen im Schalstein aller bekannten Lahn-Dill-Lagerstätten. In diesem Zusammenhang sei auf die gleichartigen Beobachtungen von S. N. IVANOV, G. A. KURITSINA und E. A. GLEBOVSKAJA (1961) in Pyritlagerstätten des Urals hingewiesen. Für die bisherige Meinung, daß die Kohlenstoffsubstanzen alle hämatitischen Erze reduziert hätten, liegt kein stichhaltiger Beweis vor (vgl. K. STEINKE 1958). Es soll jedoch nicht geleugnet werden, daß der hydrothermale Transport der Kohlenwasserstoffe gleichzeitig mit den Erzsubstanzen für die Aufrechterhaltung eines niedrigen Redoxpotentials während der Zufuhr und Ablagerung von Bedeutung war.

Die heute in allen silikatreichen Erzen zu beobachtende Paragenese Chamosit-Magnetit ist so häufig, daß sie Anlaß zur Benennung dieser Erze als sogenannte Chlorit-Magnetit-Fazies gab. Über das „warum“ und den Zeitpunkt der Entstehung sowie die Gründe der lokalen Konzentrierung des Magnetits gehen die Meinungen weit auseinander. Außer der selbstverständlichen Voraussetzung schwach reduzierender Bedingungen, wie sie ja bei der Ablagerung und Diagenese der FeO-SiO_2 -Gels herrschten, sind irgendwie abnorme physiko-chemische Bedingungen zur Magnetitbildung nicht nötig. Der Grund seines örtlich gehäuften Auftretens ist allein in dem genetisch bedingten lokal vorhandenen Eisenüberschuß zu sehen, der nicht in die chamositischen Minerale einzubauen ist. Die heute zu beobachtende Mineralparagenese ist also qualitativ und quantitativ bedingt durch die im Erzgel zur Verfügung stehenden Elemente. Da die Magnetite fast ausschließlich erst postgenetisch aus dem primären „Erzgel“ entstanden, was durch ihren blastischen Charakter nachgewiesen wird, werden weitere Bemerkungen zu dieser Frage im Abschnitt 2.53 gemacht.

Die geologischen Untersuchungen vor allem von R. GRÄBE (1952, 1956) sowie spätere Beobachtungen haben einwandfrei nachgewiesen, daß die Erze von GRÄBES „chloritisch-magnetischer“ Fazies, also unsere ehemaligen „Eisensilikatgele“, an die nähere Umgebung der reihenförmig angeordneten Eruptionen gebunden sind. Diese Zentren sind als Aufschüttungskegel gleichzeitig meist die höchsten Stellen der extrusiven magmatischen Serie und die prädestinierten Austrittsorte spät- und postmagmatisch gebildeter Substanzen. Die relative Seltenheit dieses primären Erztyps im Schleizer Revier hat zwei Gründe:

1. Die Bedingung für die Erhaltung des Reduktionszustandes der Erzsubstanzen war nicht überall gegeben (vgl. folgenden Abschnitt).
2. Die Erkundungsarbeiten haben klar erkennen lassen, daß gerade die Vulkanzentren und ihre aufgehäuften Massen von Spiliten und vor allem Schalsteinen bei der varistischen Faltung die Faltungsköpfe bildeten, während die ehemaligen Mulden zum Teil noch vertieft wurden. Dadurch sind gerade die Teile der Eruptivserie der postvaristischen Abtragung zum Opfer gefallen, die in ihrem Hangenden die chamositischen Erze beherbergten.

2.5 Die Oxydation und Umlagerung der Eisenerze

2.51 Allgemeine Beobachtungen

Alle Bearbeiter und Kenner der Lagerstätten des Lahn-Dill-Typs sind sich, bei Meinungsverschiedenheiten im einzelnen, darüber einig, daß die Zufuhr der gesamten Erzsubstanz ein genetisch einheitlicher Akt ist. Dieser Meinung kann sich der Verfasser nicht anschließen. Auf Grund der durchgeführten Untersuchungen muß ein großer, wenn nicht der größte Teil der oxydischen Eisenerze als Oxydationsprodukte der zugeführten FeO-SiO_2 -Sole oder der „chamositischen“ Erze angesehen werden. Dies wird im folgenden nachzuweisen versucht.

Über die Verbreitung und Verteilung des Erzlagers gibt R. GRÄBE (1956, Seite 189) eine gute Zusammenfassung: Er stellt fest,

„daß das Erzlager nicht überall dort ausgebildet ist, wo im Liegenden Schalstein und Diabas auftreten. Es fehlt meist dort, wo über den vulkanogenen Gesteinen gleich die „kulmischen“ Tonschiefer und Grauwacken folgen. Vom Verfasser wurden daher bereits 1952 an diesen Orten subaerische Aufschüttungen des tiefoberdevonischen Vulkanismus oder zumindest Untiefen vermutet, an denen es im Laufe des höheren Oberdevons zu keiner Sedimentation kommen konnte und somit auch kein Erzlager gebildet werden konnte. Dagegen zeigen die Beobachtungen, daß das Erzlager gerade in unmittelbarer Nähe solcher Aufschüttungen, die als „Eruptivzentren“ bezeichnet werden, besonders mächtig entwickelt ist. Es tritt dort auch meist in mehreren, durch die hangenden Tuffe aufgespaltenen Horizonte auf, um sich hangabwärts mit dem Auskeilen der hangenden Tuffe wieder zu vereinen. Je weiter man sich von einem Eruptionszentrum entfernt, desto geringer wird die Mächtigkeit des Erzlagers, bis es immer mehr in einen mehr oder weniger vererzten Kalk übergeht und dann auskeilt. Innerhalb des Eruptivgebietes kann man somit um die einzelnen, reihenförmig angelegten Vulkane herum ellipsenförmige Erzlinsen erkennen, die im erzgebirgischen Streichen gestreckt sind und oft ineinander übergehen“.

Und weiter (Seite 191):

„Der Magnetit- und Fe-Chlorit-reiche Roteisenstein geht in einen derben Roteisenstein und dieser in einen kalkigen über. In derselben Reihenfolge verringert sich auch der SiO_2 -Gehalt.

Diese Reihenfolge vollzieht sich in Richtung von den Eruptions- bzw. Exhalationszentren auf die Becken und Senken hin. In unmittelbarer Nähe dieser Zentren ist das Erzlager, durch Tufflager meist in mehrere Bänke aufgespalten, als ein magnetitreicher Roteisenstein ausgebildet und besteht nur aus Magnetit, Fe-Chloriten mit sehr viel Quarz und Eisenkiesel. An den Hängen, wo nur geringmächtige feinkörnige Tuffe und Tuffite zwischengeschaltet sind oder das Erzlager ungeteilt entwickelt ist, setzt es sich aus derbem Roteisenstein mit hangaufwärts zunehmendem Gehalt an Eisenkiesel zusammen. In den Becken und Senken finden wir es ausnahmslos als „Scheckenerz“, d. h. als kalkigen Roteisenstein ausgebildet. Diese Verhältnisse treffen wir immer wieder an. . .“.

Die in diesen Zitaten geschilderten Verhältnisse entsprechen weitgehend unseren heutigen, durch fortgesetzte Untersuchungsarbeiten erweiterten Kenntnissen. Sie besagen, mit anderen Worten ausgedrückt, daß um ein hochliegendes Vulkanzentrum mit einem zum Teil abgetragenen Kranz „chamositischer“ Eisenerzlager (nicht nur Sedimentationslücke, wie R. GRÄBE annimmt) eine Zone mit einem „Chamosit-Hämatit-Mischerz“ folgt, dann oft sehr reiche Hämatiterze, beide Zonen mit örtlich angereicherten kiesligen Erzen. Die Mulden werden mit Hämatit-Calcit-Erzen gefüllt (Scheckenerz, kalkig-hämatitische Fazies).

2.52

Die Oxydation der Eisenerze

Die Zufuhr der erzbildenden Substanzen erfolgt in einem leicht reduzierenden Medium. Werden die reduzierenden Verhältnisse in den obersten Schalsteinhorizonten und an der Grenze Schalstein-Meerwasser nicht gestört, erfolgt Ausscheidung als FeO-SiO_2 -Gel. Die überwiegende Menge der zugeführten Substanz erleidet jedoch infolge Zunahme des Redoxpotentials eine Umwandlung. Folgende Fälle sind möglich:

Fall 1: Einige der bereits abgelagerten Gelkörper werden oberflächlich oder ganz oxydativen Verhältnissen ausgesetzt. Dies ist möglich durch Hebung der vulkanischen Serie bis in die sauerstoffreiche Wellenzone bzw. durch Schwankungen des Meeresspiegels. Da sich alle Erzbildungsvorgänge im Niveau des Wasserspiegels und einige Meter bis Dekameter darunter abspielen, halten sich diese Niveauschwankungen in relativ geringen Grenzen (vgl. Bild 15). In heute tätigen Vulkangebieten sind solche Niveauschwankungen keine unbekanntenen Erscheinungen.

Fall 2: Die Erzsolen gelangen sofort bei Austritt aus dem Schalsteinkörper in sauerstoffreichere Umgebung und werden selbst oder ihre Abscheidungsprodukte \pm stark oxydiert. Solche Bereiche mit höherem Redoxpotential sind die obersten Stellen der Vulkanbauten einschließlich der Kraterzone, die im Wirkungsbereich der sauerstoffhaltigen Wässer der bewegten Meeresoberfläche liegen.

Wie erkennbar, ist der Unterschied beider Fälle nicht grundsätzlich, sondern graduell. Für beide Vorgänge gibt es eine Anzahl von Hinweisen, die für den ersten Fall sogar Beweischarakter haben.

Bemerkung zu Fall 1:

Der Übergang vom dichten grünen chamositischen Erz zum ebenso dichten massigen Roteisenerz ist mikro- und makroskopisch fließend. Die Oxydation (= Rotfärbung) der Chamositerze erfolgt nicht ganz gleichmäßig, so daß im kompakten Roteisenerz noch reliktsche grünliche und grünbraune Flecken auftreten können.

Andere dagegen sind so gleichmäßig oxydiert, daß man ihnen ihre „silikatische“ Herkunft kaum noch ansieht (vgl. ähnliche Beobachtungen von R. F. YONELL 1958). Die wichtigste Folgeerscheinung des Oxydationsvorganges ist das Freisetzen von Kieselsäure. Die Oxydationsanfälligkeit von „leptochloritischen“ Substanzen, speziell chamositischen, ist ja seit langem in Mineralogie und Lagerstättenkunde bekannt; sie war bei dem damals noch gelartigen oder kryptokristallinen Zustand der Erzsubstanzen wesentlich größer. Die bei der Oxydation in Freiheit gesetzte Kieselsäure flockt sofort wieder in nächster Nähe, bevorzugt beim Erreichen etwas ruhigerer Meeresteile, aus und bildet mit geringfügiger hämatitischer Durchstäubung eine Kieselgallerte, die nach Alterung die heutigen Eisenkiesel ergibt (Bild 35, 36). Große Teile der Kieselsäure verlassen überhaupt nicht den Erzkörper, sondern scheiden sich nach kurzer Wanderung im unteren Teil des \pm stark oxydierten Erzlagers aus und bilden dort die bekannten Eisenkieselanreicherungen. Diese liegen als meist unförmige Körper mit unscharfen Grenzen in ihrer Umgebung; die räumliche Verteilung läßt die bisherige Deutung als ausgefällte Dissoziationsprodukte von SiCl_4 -führenden Gasen als sehr unwahrscheinlich erscheinen (hämatitisch-kieselige Fazies). In diesen ehemaligen Hydrogelen sind schon makroskopisch durch Alterung entstandene Schwundrisse zu beobachten.

Die Entkieselung der ehemals „eisensilikatischen“ Erzkörper durch Oxydation geschieht in allen möglichen Stufen, wie sich chemisch und mikroskopisch nachweisen läßt. Auch im extremsten Fall bleiben jedoch noch beträchtliche SiO_2 -Mengen im „veredelten“ Hämatiterz zurück, daneben auch wechselnde Mengen an Mg und Al.

Auffällig ist, daß offensichtlich auch die organischen Substanzen diesen Oxydationsvorgang nicht überstehen, sie sind jedenfalls nur äußerst selten in Hämatiterzen zu finden. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß die heute gegen Oxydation so widerstandsfähigen Anthraxolithe damals noch in einer sehr instabilen Gelkonsistenz vorlagen.

Der sicherste Nachweis für den oxydativen Zerfall der chamositischen Substanz ist mikroskopisch im Durch- und Auflicht zu erbringen. Man kann erkennen, daß die auch heute noch amorph bis kryptokristallin erscheinenden Chamositsubstanzen in allen Stufen Eisenoxyde ausscheiden, und zwar bis zum völligen Verschwinden der ehemaligen Trägersubstanzen. Die ausgeschiedenen Eisenoxyde sind anfangs so fein, daß sie nicht als eigene Mineralphase bestimmt werden können, sondern sich nur durch die Braunfärbung des Chamosits verraten. Bei länger andauernder Oxydation entstehen zahllose kleine idiomorphe Hämatitkriställchen, die immer mehr die chamositische Substanz verdrängen. H. DECKER (1955) hat in diesem Erz einen eigenen genetischen Typ vermutet und ihn „Chlorit-Hämatit-Dispersion“ benannt. Die Tatsache, daß die in dem Chamositerz vorhandenen feinen Schwundrisse auch von den zu Hämatit oxydierten Erzen übernommen werden (vgl. Bild 20), ist von genetischer Bedeutung.

Man hat bisher stets versucht, das Zusammenvorkommen von Chamosit und Hämatit so zu erklären, daß überall zunächst die bekannten Hämatit-Kieselsäure-Dispersionen abgelagert wurden, aus denen dann lokal unter besonderen reduzierenden faziellen Bedingungen Chamosit sekundär entstand. Es muß hier festgestellt werden,

daß die Annahme sich weder räumlich noch substantiell bestätigen läßt; alle Beobachtungen sprechen dagegen. Zu beobachten ist fast ausschließlich das blastische Wachsen von Hämatit, also die Oxydation, nicht die Umwandlung von Hämatit (+ SiO_2) in Chamosit. Die Feststellung wird auch nicht durch die Tatsache geändert, daß sich im Laufe der Diagenese und Metamorphose aus SiO_2 - Fe_3O_3 -Verwachsungen wieder chamositartige Minerale neubilden können (vgl. Abschnitt 2.6).

Bemerkung zu Fall 2:

Ein direkter Nachweis für die sofortige Oxydation von erzsubstanzführenden Hydrothermen im Grenzbereich Vulkanit-Meerwasser ist wesentlich schwieriger zu erbringen. In einigen Fällen wird die Ablagerung von FeO-SiO_2 -Gelen und deren Oxydation zeitlich im wesentlichen parallel gehen. Im engeren Kraterbereich wird es wegen der erhöhten Temperatur und des wahrscheinlich größeren Sauerstoffangebotes (höchste Erhebung!) zur direkten Oxydation und damit getrennten Ausscheidung von Fe_2O_3 und SiO_2 als eigene Mineralphase kommen. Diese Produkte sind am Bildungsort nur sehr selten zu beobachten, da sie, wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, durch Abtragung und vulkanische Eruptionen umgelagert werden. Die Tatsache, daß die auf Kraternähe hinweisenden Diabasbreccien stets mit Hämatit vergesellschaftet sind (vgl. Bild 40), spricht eindeutig gegen reduzierende Verhältnisse im Kraterbereich während der Hauptzufuhrperiode.

Besonders eindrucksvoll konnte man im Schleizer Revier die direkte Hämatitbildung an lapilliartigen millimeter- bis zentimetergroßen Einlagerungen in den sogenannten Hangenden Tuffen studieren (Näheres siehe H. J. RÖSLER 1960a, Seite 71 und 168). Das Auftreten dieser hämatitreichen tuffogenen Partikel in chloritisch-karbonatischer Umgebung der Tuffe beweist, daß im Endstadium des Vulkanismus lokal direkte Hämatitbildung möglich war und daß der Hämatit sich auch direkt bei Zerfall glasig-chloritischer Substanzen bilden kann. Die Annahme, daß der Hämatit über ein Limonitzwischenstadium entstanden sei, entbehrt in Thüringen jeder Beobachtungsgrundlage. Es muß also der Einwand zurückgewiesen werden, daß die unter subaerischen Bedingungen fast stets zu Brauneisen verwitternden Chamosite hier ähnliche Umsetzungen erleiden müßten. Die bei der beschriebenen Hämatitbildung herrschenden Bedingungen weichen erheblich von denen subaerischer Bereiche ab. Die dauernde hydrothermale Durchströmung (und im geringen Umfange auch Durchgasung) des Kraterbereiches sichert zumindest erheblich erhöhte Temperaturen, deren Minimalwerte bei 50°C liegen dürften, meist wohl aber um und über 100°C .

Niedrigthermale Hämatitbildung ist von C. W. CORRENS (1939), H. HARDER (1951) und neuerdings von W. SCHELLMANN (1959) nachgewiesen worden. Nach den Ergebnissen der Untersuchungen von KRUMBEIN und GARRELS (1952) ist der Zerfall von Chamosit, der sich bei pH 7 bis 7,8 und neutralem Rh bildet, allein durch den Übergang zu einem geringen Oxydationspotential möglich.

2.53

Die Umlagerung der Eisenerze

Die mengenmäßig häufigste Erzart vieler Lagerstätten vom Typ Lahn-Dill ist das Hämatit-*Calcit*-Erz („Flußeisenstein“). Bei diesem Erz liegen millimeter- bis zentimetergroße Erzpartikel als rotbraune Flecken wechselnd dicht gepackt in

einer weißgrauen oder braunen, meist calcitischen Grundmasse (daher auch „Scheckenerz“, vgl. Bilder 3, 4, 43). Nach den bisherigen genetischen Anschauungen wird dieses Erz als „Beweis“ für die Exhalationstheorie hingestellt, weil die Hämatiterzpartikel als „gemengte Gele“ bei der Dissoziation der SiCl_4 - und FeCl_3 -Gase entstanden seien. Die häufig auftretenden Schwundrisse in den Erzpartikeln sollen diesen Entstehungsvorgang bestätigen.

Die eindeutige mikroskopische und makroskopische Feststellung, daß die Erzpartikel klastische Erzbröckchen darstellen, die nur durch mechanischen Transport in das kalkige Sediment gekommen sein können, zerstört das alte genetische Gebäude und fügt sich zwanglos in die bisher mitgeteilten Vorstellungen über die Erzbildung ein.

2.531 Nachweis des klastischen Charakters und mechanischen Transports der Erzpartikel

Die Formen der Erzkomponenten der „Scheckenerze“ sind makroskopisch als eckig-brecciös anzusprechen, runde Begrenzungen sind sehr selten. Mikroskopisch ist ergänzend festzustellen, daß größere eckige Hämatitbröckchen aus verschiedenen Ursachen (diagenetische Setzung; Umkristallisation der Calcitmatrix, unter Umständen geringe tektonische Beanspruchung) auseinander „driften“. Die Trennung erfolgt meist längs der Schwächezonen der „Schwundrisse“, die häufig, in stark wechselnder Intensität, die reineren Hämatitbröckchen durchziehen (Bilder 20, 26, 28). Die dadurch verschiedentlich entstehenden rundlichen Begrenzungen der Erzteilchen haben natürlich nichts mit der ursprünglichen Gesamtform zu tun. Diese hat in keinem beobachteten Fall eine Ähnlichkeit mit „ausgeflockten Gelen“. Die Erze haben einen ausgeprägten Brecciencharakter.

Die Schwundrisse in den Hämatitbröckchen sind zweifellos echt, nur sind sie kein Beweis für die Entstehung gemischter SiO_2 - Fe_2O_3 -Gele infolge Dissoziation gasförmiger Verbindungen dieser Elemente. Die Schwundrisse haben die Erzbröckchen schon an ihrem Entstehungsort gehabt, meist weit entfernt vom jetzigen Ablagerungsort, und vielleicht schon von ihrem chamositischen Vorläufer übernommen. Es gibt zahllose Beobachtungen an den von der Umlagerung verschonten Erzteilen, die ausgeprägte Schwundrißbildungen in dichten Chamositen und dessen Oxydationsprodukten (bis zum kompakten Hämatit) nachweisen. Doch ist auch bei direkter Hämatitbildung bei späteren Umkristallisations- und Entwässerungsvorgängen die Schwundrißbildung sehr wahrscheinlich.

Das Gefüge der „Scheckenerze“ entspricht weitgehend dem vieler Schalsteine. Auch dem Kenner ist es oft fast unmöglich, im Schwarz-Weiß-Photo beide Gesteine auseinanderzuhalten (Bild 1—3). Dies spricht sehr für ähnliche Entstehungsvorgänge.

Weiter gibt die Tatsache zu denken, daß sich die Erzverbreitung erstaunlich genau mit der Verbreitung der Schalsteintuffe deckt. Es ist kaum anzunehmen, daß dies ein Zufall ist. Es ist eher wahrscheinlich, daß ähnliche Transportbedingungen zu diesem bemerkenswerten Zustand führten. Es ist schwer vorstellbar, daß ins Meerwasser gelangte erzführende Gase oder Lösungen bzw. ihre Dissoziationsprodukte sich bei ihrer Ausbreitung so streng an die Schalsteingrenze halten sollen. Verfasser ist

der Ansicht, daß Schalsteine und Erze ihre gemeinsame Horizontalverbreitung dem Gesetz der Gleichfälligkeit verdanken. Die Partikelgröße der magmatischen Bröckchen im Schalstein und der Hämatitbröckchen im „Scheckenerz“ ist, etwas abseits vom Kraterbereich, etwa gleich groß; die etwas höhere Dichte der Erzpartikel wirkt sich darin aus, daß der Schalsteinrand niemals von reicheren Erzen erreicht wird. Das geschieht nur durch hämatitärmerer (kieselsäurereichere), meist auch noch feinkörnigere Erzbröckchen. Der Eisengehalt der Erzpartikel nimmt im Durchschnitt mit der Entfernung vom Liefergebiet ab. Daß die Erzbröckchen schon bei ihrer Einbettung in den Kalkschlamm kompakte Körper waren und nicht voluminöse wasserreiche Gelsubstanzen, zeigt auch ihr Verhalten nach der Ablagerung. Ein großer Teil der Erzbröckchen hat sich während der diagenetischen Sackung schneller gesetzt als das einbettende, oft eisenoxyddurchstäubte Karbonat, so daß sich über diesen Bröckchen eine Zone weißleuchtenden Calcits neu ausschied (Bild 4). Von der klastischen Umlagerung werden nicht nur die oxydischen Erzteile betroffen, wenn sie auch über 90% des umgelagerten Materials liefern, sondern auch die noch unzersetzten silikatischen. Im Pörmitzer Grubenbereich konnte beobachtet werden, daß die kompakten Erzchamosite sich hangabwärts auflösen und in ein scheckenerzartig ausgebildetes Chamosit-*Calcit*-Erz übergehen. Der Chamosit zeigt starke Oxydationserscheinungen in Form feinstblättriger Hämatiteinlagerungen (Bild 29).

Auch makroskopisch dicht erscheinende Hämatiterze erweisen sich bei genauerer Betrachtung im Großanschliff oft als aus klastischen Bröckchen zusammengesetzt. Der geringe bzw. fehlende Calcitgehalt in Kraternähe und eine diagenetische „Verschweißung“ läßt die Erze makroskopisch homogen erscheinen. Daneben existieren natürlich auch mächtige kompakte Hämatiterze, die durch Sedimentation der feinstkörnigen Oxydationsprodukte der Hydrothermalsubstanzen entstehen.

2.532

Die Gründe und die Art der Umlagerung

Für die Umlagerung der hydrothermal zugeführten Eisenerze gibt es zwei Möglichkeiten, und zwar:

1. die Abtragung und
2. die Umlagerung durch vulkanisch-eruptive Vorgänge.

Es wurde weiter vorn klargelegt, daß bei einem großen Teil der Vulkanbauten die höchsten Teile (Kraterbereich), auf denen die Erzausscheidung erfolgt, bis zum Niveau des Meeresspiegels aufsteigen. Es ist ohne weiteres vorstellbar, daß die kräftige Brandung, die um solche vereinzeltent Untiefen entsteht, Teile der bereits gebildeten und oxydierten Erze loslöst und hangabwärts transportiert. Eine solche Abtragung könnte durch vorhergehende Lockerung der Erze infolge vulkanischer Unruhe gefördert werden.

Daß Umlagerungen von Erzsubstanzen grundsätzlich möglich sind, beweist am besten das zum Teil dezimetermächtige Auftreten klastischer Chamosit- und Hämatiterze im untersten Unterkarbon des Schleizer Erzreviers (H. J. RÖSLER 1960a). Die tektonischen Bewegungen an der Wende Devon—Karbon haben, verbunden mit der Förderung rhyodazitischer Tuffe („Quarzkeratophyr“), zur Umlagerung vor allem der liegenden basischen devonischen Magmatite einschließlich der Erze geführt. Auch hier ist eine Lockerung des Gesteins- und Erzmaterials durch vulkanische Vorgänge wahrscheinlich, während die eigentliche Umlagerung weit-

gehend auf erosive Abtragung zurückzuführen ist. Ähnliche Beobachtungen wurden auch im Elbingeröder Komplex gemacht (Hämatit-*Calcit*-Erzlager in der kulmischen Büchenbergserie im Rotenbergschacht, 150-m-Sohle).

Die andere Möglichkeit ist die Umlagerung durch vulkanische Vorgänge. Wie die Tuffeinschaltungen in die Hämatit-*Calcit*-Erzlager sowie die brecciöse Umlagerung der Erze (Bild 40) zeigen, halten die eruptiven Vorgänge des oberdevonischen Magmatismus bis in die Zeit der Erzzufuhr und lokal sogar darüber hinaus an, wenn auch gegenüber der Haupttuffphase der „Schalsteinzeit“ mit stark abnehmender Intensität. Auch hier kann man grundsätzlich annehmen, daß die Eruptionen in ihrer Endphase neben Spilitpartikelchen auch Erzbröckchen fördern. Wie soll man sich diesen Vorgang vorstellen?

Die Chamosit-*Calcit*-Erze weisen darauf hin, daß von der „eruptiven“ Umlagerung die bereits in \pm mächtigen Schichten abgelagerten Erze betroffen werden können. Was für die wahrscheinlich etwas kraterferneren nichtoxydischen Chamositerze gilt, trifft erst recht für die kraternahen oxydierten Erzanteile zu. Jedoch kann die Umlagerung (Zerspritzung) bestehender Erzlager mengenmäßig nicht die vorgefundenen Erzmengen in dem Hämatit-*Calcit*-Erztyp decken, da die vulkanischen Eruptionen nur einen Teil dieser Erze, nämlich den randlich der Krater, erfassen und angreifen können.

Hier bietet sich jedoch folgende Lösung an, die durch zahlreiche Beobachtungen der Erzsubstanz und der Ablagerungsform der „Scheckenerze“ gestützt wird. Sie besagt, daß die hydrothermal zugeführten Erzsubstanzen nicht erst nach einer längeren Ablagerung außerhalb des Kraterbereiches umgelagert werden, sondern während und kurz nach ihrem Austritt in den Schlot- und Kraterbereich selbst. Für diesen Weg sprechen die folgenden Beobachtungen:

1. Das mikroskopische Studium der Erzbröckchen, besonders in den Hämatit-*Calcit*-Erzen, zeigt, daß ein hoher Prozentsatz von ihnen durch Hämatit vererzte Spilit- bzw. Schalstein-Substanz darstellt. Es liegt noch die ursprüngliche Lapilliform (zum Teil mit Blasen und Feldspäten) vor, nur ist diese durch Hämatit oder seltener durch mehr oder weniger stark oxydierten Chamosit erfüllt. Solche vererzten Lapilli können nur von den Schlot- und Kraterwandungen stammen, da die gleichartigen Produkte an der Grenze Schalstein—Erzlager meist von der Umlagerung verschont bleiben (Bilder 21—30). Die ersten Anfänge ganz schwach oxydisch vererzten Tuffmaterials finden sich als Zeugen der beginnenden Erzzufuhr schon gelegentlich in den oberen Schalsteinhorizonten (Bild 44). Die bisherigen Erklärungen für diese Beobachtungen, nämlich eine Tuffphase neben der Erzzufuhr parallel verlaufen zu lassen, erklärt weder den unterschiedlichen Vererzungsgrad der Erzpartikel noch die übereinstimmenden Verbreitungsbereiche beider Zufuhrprodukte.

2. Die Tatsache der Wechsellagerung von Erz- und Tufflagen um einige Vulkanzentren herum sowie die Einlagerung von Scheckenerzen in die hangenden Kalke (z. B. Bohrung Göschwitz 3 und 4) ist am widerspruchsfreisten wie folgt zu erklären: Die erzführenden Hydrothermen, deren Zufuhrwege im und in der Nähe des Vulkanchlotes am stärksten konzentriert sind, treten nicht nur an den oberen Hangteilen der Vulkanbauten aus dem Vulkankomplex heraus, sondern in mindestens gleicher

Stärke (Druckgefälle) im Krater- und oberen Schlotbereich. Hier werden die nach jeder Eruption nachbrechenden bzw. nachrutschenden spilitischen Brocken- und Tuffmassen (metasomatisch) vererzt und verbleibende Hohlräume mit Erzsubstanz gefüllt. Eine folgende Eruption zerspritzt die gebildeten Vererzungen und lagert sie als Erzbröckchen oder Hämatittrübe um den Vulkankegel ab. Ist zwischen den Eruptionen genügend Zeit zur erneuten Zufuhr vorhanden, so legt sich eine zentimeter- bis dezimetermächtige Erzschiebt auf die andere, verdünnt durch den sich gleichzeitig ablagernden Kalkschlamm. Folgen nach der Zerspritzung des „Erzkuchens“ sofort weitere Eruptionen, werden sie natürlich nur wenig oder gar kein hochwertiges Erz mitreißen können, sondern lediglich geringere Mengen spilitischer Tuffsubstanz fördern. Diese weisen dann häufig noch \pm kräftige Anzeichen einer hydrothermalen Zersetzung auf (Verglimmerung, Karbonatisierung u. a., vgl. Bild 16). Es ist verständlich, daß es zwischen den Erz- und Tufflagen substantiell zum Teil scharfe, zum Teil aber auch sehr verwaschene Grenzen gibt.

3. Zwischen die aus Schalstein (und Spiliten) aufgebauten Eruptivmassen und das Erz bzw. die Oberdevonkalke schalten sich häufig die sogenannten „vererzten Schalsteine“ ein. Sie sind aus extrem stark hydrothermal zersetzten Spilitlapilli aufgebaut (Bild 11). Neben dem ursprünglichen Diabantitchlorit bestehen sie, in stark wechselnden Gehalten, aus Chamosit und Hämatit, selten Magnetit. Sie sind in ihrer gesamten Erscheinung ohne Zweifel echte Tuffe, zeigen aber alle Übergänge zu den Erzpartikeln. Da die Umwandlung nicht durch aszendente (hydrothermal-metasomatische) Beanspruchung befriedigend erklärt werden kann, bleibt nur die Ableitung der umgewandelten Substanz aus dem Vulkanschlotbereich. Wir haben in den vererzten Schalsteinen die eisenarmen Vorläufer der folgenden kräftigeren Vererzung vor uns. Sie sind das Bindeglied zwischen Spilituff und Eisenerz und bestätigen die aufgezeigten Beziehungen.

Auch in den anschließend an die Hauptvererzungs- und Umlagerungsperiode gebildeten sogenannten „Hangenden Tuffen“ finden wir gute Zeugen der hydrothermalen Zersetzung in Form von Hämatit-, Chamosit- und Illit-Partikeln (Bilder 14, 46 und 47). Auch sie bestätigen, daß der Erzbildungsvorgang syngenetisch mit den Ausläufern des Vulkanismus erfolgte.

Verfasser ist der Meinung, daß die vulkanisch-eruptive Umlagerung der Erzsubstanz die Hauptrolle bei der Bildung der „Scheckenerze“ spielte und daß die Abtragung und die Wirkung von Meeresströmungen mehr modifizierenden Einfluß hatte. Hierbei ist vor allem an die oft beobachtete Anreicherung in Rinnen, die \pm radialstrahlig vom Vulkanzentrum ausgehen, zu denken sowie an die allerdings nicht ganz so sicher beobachtete Anreicherung der Umlagerungserze an bestimmten Seitenflanken der Vulkanbauten.

2.6

Weitere Erzbildungen

Die chamositischen und hämatitischen Erze sind im Schleizer Revier die weitaus wichtigsten Erzvarietäten und überwiegen auch in den meisten anderen Lagerstätten vom Lahn-Dill-Typ. Daneben treten in wechselnden Mengen und lokal von Bedeutung noch Magnetit, Siderit und Pyrit auf. Lagerstättenkundlich ohne größere Be-

deutung sind sporadisch bei der Umkristallisation der Erze auftretende Minerale, wie Stilpnomelan und Quarz, ganz selten Apatit, Buntmetallsulfide, gediegen Eisen u. a. Ohne eingehendere Beschreibung bleiben auch die mengenmäßig untergeordnet auftretenden Chamositneubildungen, die randlich der Scheckenerzlager unter dem Einfluß des bei der Diagenese abnehmenden Rh-Wertes im Sediment aus den Hämatiterzen entstehen (Bilder 25—27, 41 und 42). Diese Neubildungen sind im Sinne von C. W. CORRENS (1942) und H. HARDER (1951, 1957) auch nach A. ENGEL (1960) zu deuten. Diese Deutung trifft auch sinngemäß auf eine spätere „Chloritisierung“ von eisenoxydhaltigen Kalken und Schiefen zu.

Die Entstehung der obengenannten, zum Teil wichtigen Erzminerale Magnetit, Siderit und Pyrit ist auch heute noch nicht völlig geklärt. Besonders das örtlich begrenzte und dann meist konzentrierte Auftreten von Magnetit gab immer wieder Anlaß zu neuen genetischen Deutungen. Hauptproblem ist der Zeitpunkt der Mineralbildung: entweder gleichzeitig mit der Zufuhr und Ablagerung der Hauptkomponenten, oder später im Laufe der Diagenese und Metamorphose der Erze. Diese Frage wird im Folgenden für die drei Minerale getrennt besprochen.

Magnetit

Der Magnetit tritt überwiegend in Paragenese mit Chamosit in der sogenannten Chlorit-Magnetit-Erzfazies auf. Er bildet in der chamositischen Matrix zahllose millimetergroße, \pm idiomorphe Kristalle, die sich bei mikroskopischem Studium als blastisch entstanden erweisen (Bild 19). Der Zeitpunkt der Blastese schwankt bei den verschiedenen Bearbeitern; die Extreme sind einmal Wachstum gleichzeitig mit der Ablagerung des Erzgels und zum anderen Bildung erst bei der epimetamorphen Beanspruchung während der varistischen Faltung. Die Vertreter der ersten Möglichkeit gehen davon aus, daß zur Magnetitentstehung höhere Temperaturen nötig seien, die aber nur während der vulkanischen Periode selbst vorhanden waren, während die Befürworter der späteren metamorphen Bildungsweise darauf verwiesen, daß die Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ mit stärkerer regionalmetamorpher Überprägung auch erheblich mehr Magnetit führen (z. B. Mährisches Gesenke).

Es wird nicht geleugnet, daß in Kraternähe die Temperaturen des Grenzgebietes Schalstein—Meerwasser gegenüber der Umgebung natürlich etwas erhöht sind. Es muß aber davor gewarnt werden, der Temperatur einen entscheidenden Einfluß bei der Magnetitentstehung einzuräumen. Neuere Untersuchungen haben den Stabilitätsbereich weiter nach unten erweitert. Sogar in Sedimenten ist Magnetitbildung möglich (K. HOEHNE 1955, P. RAMDOHR 1955, z. B. Lothringer Minette).

Auch theoretisch ist vom Standpunkt der hier neu vorgetragenen Anschauungen nicht mit einer in bezug auf die Erzablagerung syngenetischen Bildung des Magnetits zu rechnen. Das primäre Erzgel enthält die Hauptelemente Eisen und Silizium in sehr wechselnden Mengen, die durchaus nicht den stöchiometrischen Verhältnissen des späteren Chamosits entsprechen müssen. Solange das Erz noch gelförmig vorliegt, besteht kein Zwang, den eventuell vorhandenen Überschuß von Fe oder Si in eigener Mineralphase festzulegen. Wann eine Auskristallisation des Erzgels vor sich geht, wissen wir nicht. Wenn wir die heute noch zum Teil gelförmig-isotropen Bla-

senfüllungen (Gelchlorite, Chlorophäite u. ä.) von devonischen basischen Effusionsgesteinen und die noch heute quasi-isotropen Bereiche der Erze selbst als Maßstab heranziehen, ist mit einer sehr schnellen Auskristallisation nicht zu rechnen. Dementsprechend wird die Auskristallisation des über die „Chamositformel“ hinaus vorhandenen Eisens und Siliziums mit dem beginnenden Kristallinwerden des Erzgels \pm parallel gehen. Unter den reduzierenden Bedingungen innerhalb des Erzkörpers wird sich das überschüssige Eisen natürlich als Magnetit ausscheiden (vgl. H. DECKER 1955) und blastisch wachsen, während die Kieselsäure Chalzedon und Quarz bildet.

Wenn ein unbegrenzter Austausch von Fe und Si in Erzgel möglich wäre, dürften nach dieser Schilderung Chalzedon-Quarz und Magnetit nicht eng nebeneinander auftreten. Da dies jedoch im mikroskopischen Bereich oft der Fall ist, sind schon die im Kleinstbereich vorhandenen Mengenrelationen für die entstehende Mineralphase verantwortlich; ganz abgesehen von den möglicherweise für weitere Chamositbildung benötigten, aber fehlenden Al- und Mg-Gehalten.

Eine gute Bestätigung einer relativ späten Magnetitbildung ist die Tatsache, daß die aus den „chamositischen“ Substanzen entstandenen und umgelagerten Hämatiterze ganz selten Magnetit führen. Der vorhandene Magnetit ist aber nachweislich erst nach der Umlagerung gebildet worden (Bild 34). Selbst in den Chamosit- und Hämatiterzen, die umgelagert im Unterkarbon des Schleizer Troges gefunden wurden, konnte bisher kein Magnetit nachgewiesen werden. Ob dies allerdings ein Beweis für eine postdevonische Magnetitbildung ist, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, auffällig ist die Feststellung jedenfalls. Es ist am wahrscheinlichsten, daß die blastische Magnetitbildung erst einige Zeit nach der Ablagerung des Erzgels einsetzte (Bild 19); es ist weiter nicht ausgeschlossen, daß selbst die frühvaristischen metamorphen Überprägungen noch fördernde Auswirkungen auf das Wachstum hatten. Wie jedoch die zum Teil klastischen Zerkleinerungen der Magnetite beweisen, muß vor der letzten mechanischen Beanspruchung schon ein Magnetitbestand vorhanden gewesen sein.

Die verschiedentlich geäußerte Meinung, daß magnetithaltige Chamositlager nur deshalb (aus Hämatiterzen) entstehen, weil sie von tonigen Sedimenten (und nicht von Kalken) überdeckt werden, scheint mir ein Trugschluß sein. Die Tatsache als solche besteht zwar eindeutig in allen Revieren, und zwar begründet in der Morphologie des Vulkanbereichs (vgl. Bild 51 und 53). Die Ursache der Magnetitbildung ist jedoch nicht nur die angeblich reduzierend wirkende Tonüberdeckung, sondern auch die Tatsache, daß sich an den höchsten Teilen der Vulkanbauten die eisenreichsten Erze befinden. Die wechselnd starke reduzierende Wirkung des Nebengesteins auf die Erze ist ja, wie schon weiter oben festgestellt wurde, nicht zu leugnen und ist an ihren hangenden und liegenden Begrenzungen und besonders an dünnen auskeilenden Erzlagern zu beobachten.

Vereinzelt sind kompakte Hämatiterze mit kräftiger blastischer Magnetitdurchwachsung bekannt, besonders schön aus dem Mährischen Eisenerzrevier (z. B. Barbora-Schacht bei Medlov/ČSSR). Grundsätzlich hält Verf. das blastische Wachstum von Magnetit in dichtem Hämatit bei Zunahme der reduzierenden Bedingungen für möglich und wahrscheinlich; dafür gibt es besonders bei stärker metamorphen Erzen ähnlicher oder anderer Genese (Mittelschweden) zahlreiche Beispiele. In den hier betrachteten Fällen soll die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß oxydierte

Chamosit-Magnetit-Erze vorliegen. Von dem Oxydationsvorgang wurde der Magnetit nicht oder nur teilweise (Martitisierung) berührt.

Bisher wurde nur der blastische Magnetit besprochen. Er ist der einzige Magnetit von wirtschaftlicher Bedeutung. Neben ihm existieren noch zwei weitere genetisch unterschiedliche Magnetite,

1. der Pseudomorphosenmagnetit (Muschketowit) und
2. der intramagmatisch gebildete (Titano-)Magnetit.

Der Pseudomorphosenmagnetit entsteht lokal durch pseudomorphe Umwandlung von oft grobblättrigem Hämatit (E. DANNECKER 1926, J. HESEMANN 1927, W. BRAUER 1935; Bilder u. a. bei H. DECKER 1956 und K. STEINKE 1957). Es scheint so, als ob diese Reduktionsbildungen (Muschketowitisierung) an die Schlot- und Kraterzonen der Vulkane gebunden sind und daß sie unter Umständen von reduzierenden Hydrothermalnächläufern verursacht wurden. Von einigen Bearbeitern wird besonders die reduzierende Eigenschaft von Kohlenmonoxyd, Kohlenwasserstoffen und anderen mit der Erzzufuhr gekoppelten organischen Verbindungen angenommen.

Die magmatisch gebildeten (zum Teil entmischten) Magnetite finden sich in Erzen, die durch magmatische Komponenten (Lapilli von Spiliten usw.) verunreinigt sind. Neben Magnetit wurde sogar Spinell beobachtet (K. STEINKE 1958). Diese Minerale haben eine genetische Bedeutung für die Eisenzufuhr nur insofern, als sie die klastische Zufuhr beweisen.

Siderit

Im Schleizer Revier sind die Erze der „Chlorit-Magnetit-Fazies“ verschiedentlich eng mit Siderit verwachsen. Der Anteil ist meist sehr gering, kann örtlich jedoch (bis zum Meterbereich) so stark werden, daß kompakte mittelkörnige unreine Sideritkörper entstehen. Das mikroskopische Studium zeigt, daß die Sideritrhoeder blastisch gewachsen sind und dabei vor allem feinkörnigen Hämatit in großer Menge in die Kristalle eingebaut hat („Rotspat“ mit rotbrauner Farbe).

Die makroskopisch und mikroskopisch feststellbare Verteilung und Struktur des Siderits läßt kaum einen anderen Schluß zu, als daß die Sideritbildung \pm kurz nach der Ablagerung der primären Eisenerze stattfand. Notwendig für die verdrängende Eisenkarbonatbildung war lediglich eine CO_2 -Zufuhr (H. HARDER 1957), wobei natürlich auch eine gleichzeitige zusätzliche Zufuhr von Eisen möglich ist. Ganz auszuschließen ist auch nicht die Möglichkeit einer lokalen Karbonatisierung durch Zersetzung der festen Kohlenwasserstoffsubstanzen, wie es A. CISSARZ (1957) für die mazedonischen Eisenerzlagertstätten annimmt. Zeuge einer CO_2 -Zufuhr kann auch das Auftreten von völlig karbonatisierten zentimetergroßen Spilitbrocken in den größeren hangenden Tuffen des Kraterbereiches sein (z. B. Untersuchungsschacht Görkwitz bei Schleiz, Bild 40). Diese Tatsachen zeigen aber auch andererseits, daß die Hauptmenge der Erzsubstanz nicht karbonatisch zugeführt wurde, da sonst sideritische Erze zu finden sein müßten.

Neben dieser offensichtlich hydrothermalen Sideritbildung im Gefolge der Haupterzzufuhr gibt es noch eine zweite. Sie ist zwar für die Erzgenese von geringer Bedeutung, gibt aber einen sehr instruktiven Aufschluß über weitere Bildungsmöglichkeiten.

dieses Minerals. Wir können an zahlreichen der umgelagerten und in den Calcit-Hämatit-Erzen wiederzufindenden Erzbröckchen Sideritverdrängungen der oxydischen sowie der silikatischen Substanz feststellen. Das Gefüge der Verdrängungsstrukturen spricht in fast allen Fällen eindeutig für Bildung *in situ* (Bilder 31—34). Die die Erzbröckchen einbettende Karbonatmasse ist feinstkörnig wie normal und zeigt keine Anzeichen einer irgendwie gearteten Beanspruchung. Es bleibt also als einziger Schluß, daß die eisenhaltigen Erzbröckchen in ihrer karbonatischen Umgebung (während der Diagenese?) sideritisiert werden, ohne Einfluß hydrothermalen Lösungen. Bezeichnend für diesen Vorgang scheinen die „kollomorphen“ Formen zu sein (A. Schüller 1956 in einer Schlißbeschreibung).

Pyrit

Die Art des Auftretens von Pyrit ähnelt in den Schleizer Erzen sehr der des Siderits. Er findet sich sporadisch in wechselnden, jedoch stets geringen Mengen. In fast allen Fällen läßt sich nachweisen, daß er bei seiner Ausscheidung den eisenhaltigen, meist hämatitischen Altbestand verdrängt. Seine häufige Bindung an schon mechanisch zerbrochene Erzteile beweist, daß er sich später als diese gebildet hat (Bilder 5, 38, 39). Da er auch Siderit verdrängt, muß er zumindest zu einem Teil jünger als dieser sein; er erweist sich damit als jüngstes der bisher behandelten Erzminerale. Auch hier genügt zur Pyritbildung oft die Zufuhr von Schwefel (in Form von H_2S), da die meisten Pyrite nachweislich durch Verdrängung von Eisenmineralen entstanden sind. Das Material der fast stets mit Pyrit vergesellschafteten SiO_2 - und Karbonatminerale ist wahrscheinlich zum Teil erst bei dieser Verdrängung mobilisiert worden. Ein weiterer Teil des Pyrits (und Siderits) bildet sich in und aus dem Erz ohne jegliche Zufuhr von außerhalb, allein aus den im Erzsediment vorhandenen Elementen, unter reduzierenden Bedingungen.

Zusammenfassung

Es kann festgestellt werden, daß außer Chamosit und Hämatit alle anderen wichtigen Erzminerale erst nach der Zufuhr der Haupterzmenge gebildet wurden. Während Magnetit ohne erneute Stoffzufuhr in den hydrosilikatischen und hämatitischen Erzen wächst, führt offensichtlich der wechselnde Chemismus der Hydrothermen bei gleichzeitiger Abnahme der Hydrothermalität zur Neubildung von Eisenkarbonat und zuletzt Eisensulfid.

Dieser Wechsel im Hydrothermalchemismus ist nicht neu und schon mehrfach beobachtet. Seine Feststellung, Kenntnis und Anwendung auch im Bereich der Erze vom Lahn-Dill-Typ ermöglicht es, die oft widersprüchlich erscheinenden Paragenesen zu verstehen und auch extreme Erztypen, wie etwa reine Pyritlagerstätten vom Typ Elbingerode, in Zusammenhang zu sehen (vgl. Abschnitt 3). Ergänzend sei hier mitgeteilt, daß bei der Anchimetamorphose und varistischen Metamorphose sich bildende Klüftchen im Erz und zum Teil erznahen Nebengestein mit Mineralneubildungen gefüllt sind. Häufig sind hier Quarz, Calcit, Stilpnomelan, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Anthraxolith, Hämatit, selten Apatit. Alle diese Minerale sind deutlich körnig, zum Teil sogar grobkörnig ausgebildet. Die die Minerale aufbauenden Substanzen stammen fast ausschließlich aus dem Erz selbst.

Nicht in den Kreis der Betrachtungen einbezogen werden die im Schleizer Trog und in dessen Nähe sowie in anderen Erzbezirken vom Lahn-Dill-Typ auftretenden stets etwas jüngeren Erze, die sich in wechselnden Verhältnissen aus Siderit, Kupferkies, komplexen Cu- und Pb-Erzen, Zinkblende, Antimonglanz, Schwerspat, Quarz usw. zusammensetzen. Sie werden verschiedentlich mit einem hybridisierten basaltisch-diabasischen Magmendifferentiat in Verbindung gebracht.

2.7 Das Gesamtbild der Eisenerzentstehung

Auf Grund der bisher dargelegten Beobachtungen und Überlegungen läßt sich das folgende zusammenfassende Bild der Eisenerzentstehung in Ostthüringen geben (vgl. Bild 53):

Tektonische Bewegungen im Zusammenhang mit der Reußischen Phase (Grenze Mittel-Oberdevon) rufen an der Westflanke der sich langsam heraushebenden Hirschberg-Greizer Schwelle tiefreichende Spalten hervor. Auf den Förderkanälen dieser Spalten dringt basaltisches Magma nach oben und wird submarin effusiv. Nach Aufhäufung großer Tuffmassen, die bis an die Meeresoberfläche reichen, nimmt die vulkanische Intensität ab, so daß es gegen Ende des Vulkanismus zu stärkeren Lavaergüssen kommt. In diesem Stadium und anschließend werden große Magmenteile nicht mehr extrusiv, sondern dringen in die Tuffmassen und vor allem in die darunter liegenden Sedimente des Devon, Silur und Ordoviziums ein. Die daraus resultierende Aufheizung der Sediment- und Vulkanitfolge im Zufuhrbereich bewirkt zu diesem Zeitpunkt, also gegen Ende des Vulkanismus, die Bildung von Hydrothermen aus den wasserdurchtränkten Gesteinen und deren Aufsteigen in der Nähe der Spalten bzw. Vulkanschote. Diese Hydrothermen sind in der Lage, die in Hydratation (Ver-gelung, Palagonitisierung) begriffenen äußerst anfälligen Tuffsubstanzen zu zersetzen und Teile ihres Bestandes, vor allem Eisen und Silizium, weniger Al und Mg, fortzuführen. Der Transport dieser Substanzen erfolgt höchstwahrscheinlich überwiegend kolloidal.

Die migrierenden Erzsubstanzen (Fe, Si, Mg, Al) flocken an der Grenze Magmatit-Meerwasser infolge der Elektrolytwirkung des Meerwassers aus und bilden in der Nähe des Kraterbereichs mächtige Gelkörper, die heute als Berthierin-Erze vorliegen. Weitere Substanzen treten im Krater- und Schlotbereich aus dem Schalstein-komplex heraus. Diese „eisensilikatischen“ Sol- und Gelsubstanzen sind den oxydierenden Einflüssen in Meeresspiegelnähe gegenüber sehr anfällig und werden vollständig zu Hämatit oxydiert, bei mächtigen Lagern nur an der Oberfläche. Die freigesetzte Kieselsäure verkieselt große Teile der darunterliegenden Erze.

Die im Schlot- und Kraterbereich ausgeschiedenen und oxydierten Erze werden durch vereinzelte letzte Eruptionen, ähnlich wie die Tuffe, zerspritzt und ausgeworfen und als Erzbrocken im Kalkschlamm eingebettet (Flußeisenstein, Scheckenerze). Besonders hoch und der Wasseroberfläche am nächsten liegende Erzlager können unter Umständen auch durch Brandung teilweise zerstört, abgetragen und ähnlich wie die ausgeworfenen Erzpartikel abgelagert werden. Seltener werden von der Umlagerung nicht oxydierte chamositische Erzkörper betroffen, da sie den unteren Teil der primären Erzkörper bilden oder kraterferner abgelagert sind. Bei etwas länger andauernder Eruption können nach dem Auswurf der Erzsubstanz wieder

geringe Mengen normaler oder mit Erzsubstanz verunreinigter Spilituffe gefördert werden, die dann mit den Erzkörpern abwechselnd lagern. Den Übergang zwischen den Schalsteinhorizonten und den darüber gelagerten Umlagerungserzen bilden oft die sogenannten vererzten Schalsteine. Sie sind die ersten ausgeworfenen Zeugen der beginnenden Vererzung im Schlot- und Kraterbereich.

Ein bestimmter Anteil der feinstkörnigen oxydierten Erzsubstanzen lagert sich außerhalb des Kraterbereiches ab und wird nicht durch spätere Umlagerung gestört. Er bildet die kompakten, wechselnd Fe-reichen Hämatiterze.

Fast der gesamte Magnetit ist blastischer Natur und erst nach der Erzablagerung entstanden. Seine Bildungsdauer erstreckt sich wahrscheinlich über lange Zeit, unter Umständen bis in die beginnende varistische Faltungsmetamorphose.

Die letzten Hydrothermalausläufer haben ihren Chemismus geändert und sind CO_2 - und H_2S -haltig. Sie bewirken lokal eine geringfügige, meist metasomatische Siderit- und Pyritvererzung sowie in den hängenden Kalken Dolomitisierung und Ankeritisierung, evtl. sogar gangförmige Kupfervererzung. Ganz lokal ist eine ascendente-hydrothermale Verkieselung möglich.

3 Vergleich mit außerthüringischen mitteleuropäischen Eisenerzlagerstätten vom Typ Lahn-Dill

Die wichtigsten mitteleuropäischen Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ sind das große Lahn-Dill-Revier, die Lagerstätten im Elbingeröder Komplex des Harzes, die Eisenerze im thüringisch-sächsisch-fränkischen Grenzbereich mit dem näher beschriebenen Schleizer Vorkommen sowie die Erzlagerstätten bei Šternberk-Benešov in Mähren (ČSSR). Altersmäßig sind sie alle gemeinsam im Mittel- bis Oberdevon einzustufen.

Da für alle diese Reviere ausreichende bis gute Bearbeitungen vorliegen, ist eine vergleichende Betrachtung des Vulkanismus und der an ihn gebundenen Eisenerzlagerstätten möglich. Als Grundlage dieser Diskussionen soll die folgende kurze Darstellung der geologischen Geschichte und mineralogischen Zusammensetzung der drei wichtigsten, nichtthüringischen Lagerstätten Mitteleuropas dienen. Nicht behandelt werden der Oberharz, Brilon und das Sauerland.

3.1

Lahn-Dill-Gebiet

Die in der Lahn- und Dillmulde in großem Maße auftretenden diabasischen und keratophyrischen Gesteine des Devons und Unterkarbons sind wegen des Interesses an den mit ihnen verknüpften Eisenerzlagerstätten und wegen der guten Aufschlußverhältnisse gut kartiert und petrologisch ausgezeichnet untersucht. Die Eisenerzlager dieses Gebietes waren für einen Lagerstättentyp namensgebend (Lahn-Dill-Typ) und gelten als Prototyp aller genetisch ähnlichen Vorkommen. Es erübrigt sich aus diesem Grunde, die allen Petrographen und Lagerstättenkundlern bekannten allgemeinen geographischen und stratigraphischen Verhältnisse zu schildern.

Die modernste Übersicht über die Gesteine und Lagerstätten, vor allem des Lahngebietes, gibt E. LEHMANN in einer Reihe von Veröffentlichungen, die sich über einen Zeitraum von fast 30 Jahren erstrecken. Wenn man auch nicht allen seinen Schlußfolgerungen genetischer Art zustimmen kann, sind seine ausgezeichneten Beobachtungsergebnisse, die prägnante Herausarbeitung der hier auftretenden Problematik und die Vielzahl der chemischen Gesteins- und

Mineralanalysen Grundlage eines jeden Studiums dieses Fragenkomplexes. Er zeichnet, in groben Umrissen dargestellt, folgendes Bild:

Die gesamte magmatische Abfolge von den frühen unterdevonischen Keratophyren und Quarzkeratophyren über die obermitteldevonischen körnigen Diabase, „Weilburgite“ und „Schalsteine“, bis zu den Eisenerzlagern sind intrusiv in ein vorhandenes Sediment, meist karbonatischer Art, eingedrungen. Als „Weilburgite“ bezeichnet LEHMANN alkalireiche Chlorit-Kalinatronfeldspat-Gesteine, die zum Teil augitführend sein können, jedoch keine Übergänge zu den Diabasen zeigen, sondern eine eigene Magmengruppe darstellen (und also auch nicht spilitisch sind). Je nach Kali- und Natrongehalt unterscheidet er „Kali-, Natron- und Kalinatron (normale) Weilburgite“. Das Weilburgitmagma ist ein Mischmagma von basaltischen und keratophyrischen Magmentteilen (Allopegmagenese) und erklärt so die Variabilität des Alkaligehaltes. Der Chlorit ist ein primär ausgeschiedener Gemengteil des Gesteins, sein Auftreten und andere Tatsachen sprechen für eine relativ kühle (etwa 500 °C), nasse und sehr bewegliche Schmelze. Der magmatische Anteil der „Schalsteine“ ist etwa von gleichem Chemismus. Seine extrem hohe Eigenbeweglichkeit ermöglicht das Eindringen in die „aufnahmebereiten“ reinen tuffitischen Kalke, es entstehen „Miktite“; eine Deutung als Tuff wird abgelehnt. Auf Grund mikroskopischer Beobachtungen und Durcharbeitung der chemischen Gesteinsanalysen wird der gesamte Karbonatgehalt der Gesteine, besonders der Mandelsteine, auf Resorption durch das Magma zurückgeführt. Je nach dem Energieinhalt der Schmelze entstehen echte Kontaktprodukte (Granat und Augit im Weilburgit vom Typ Gaudernbach) zwischen Schmelze und Karbonat, oder es findet nur eine mehr oder weniger mechanische Auflösung des Kalkes statt, jedoch ist eine „Lösung“ im Magma auch möglich.

Die Eisenerze, ganz gleich ob chloritisch oder oxydisch (zum Teil auch sulfidisch), sollen direkte hydrothermale Spaltungsprodukte der Keratophyre und Weilburgite sein, die als Chlorite und Fe-Oxyde transportiert wurden und sich überall dort absetzen, wo die Wegsamkeit gut war, besonders an der Schalstein-Schiefer- oder -Kalk-Grenze. Die Erze setzen sich also, analog den Schalsteinen, aus dem meist tuffig-kalkigen Altbestand und den zugeführten Erz- und SiO₂-Komponenten zusammen. Eine Modellvorstellung dieses Vorganges soll das Auftreten von eisenreichen Chlorit- oder Fe-Oxyden in den Pillowwülsten geben, die gleichfalls ihre Entstehung einer hydrothermalen Nachphase verdanken.

Einigen der petrogenetischen Vorstellungen E. LEHMANNs trat neuerdings H. HENTSCHEL in mehreren Arbeiten entgegen. Er verteidigte die alten Anschauungen über die Tuffnatur der Schalsteine und stützte sich dabei auf beobachtbare weitgehende Analogien zu den Basalt- bzw. Palagonittuffen. Chlorit ist nach HENTSCHEL ein Zersetzungsprodukt des Glasanteils der diabasischen Gesteine. Die Weilburgite werden als Alkalispilite bezeichnet.

Auch die lagerstättengenetischen Theorien E. LEHMANNs werden vor allem wegen ihres Postulats eines intrusiven (postgenetischen) Eindringens der Erzsubstanzen in ein vorhandenes Sediment von fast allen Bearbeitern abgelehnt. Dagegen sind seine Beobachtungen und Feststellungen über den hydrothermalen Erztransport auf geringe Kritik gestoßen.

Die geologischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Lahn-Dill-Gebiet und auch des nahen Sauerlandes ähneln weitgehend denen Ostthüringens. Wir haben die gleichen Erzkomponenten sowie das gleiche Mikro- und Makrogefüge der Erze. Eingehende Beschreibungen wurden auch geliefert von A. CISSARZ (1924), W. KEGEL (1923), H. STÜTZEL (1933), H. J. LIPPERT (1951, 1952, 1954), H. DENGLER (1959). Auf einige, für die Erzgenese wichtige Beobachtungen sei hier hingewiesen:

1. „Das Erzlager selbst besteht dort, wo es von hangendem Schalstein überdeckt wird, im Bereich des Schalsteines und an deren oberen Flankenteilen, im Liegenden zumeist aus massigem Eisenkiesel, dem hochprozentiger, \pm kiesliger Roteisenstein mit dünnen Tuffbändern auflagert . . . Mit zunehmender Teufe auf den Flanken nimmt der Anteil an kiesligem Roteisenstein \pm kontinuierlich ab, so daß dort kalkiger Roteisenstein überwiegt . . . Nur dort, wo das Erzlager nicht von hangendem Schalstein überdeckt ist, sondern wo die schwarzblauen, pyrithaltigen Tonschiefer des Oberdevons dem Erz unmittelbar aufliegen, ist das Erz als Magneteisenstein — meist mit einer Schwefelkiesbank im Hangenden — ausgebildet“ (H. DENGLER 1960). Ähnliche Aussagen machte H. J. LIPPERT schon 1952.

2. „Auswürflinge von grobblecciösen Tuffen der Adorf-Stufe mit großen Brocken von Eisenkiesel, Mandelstein, mitteldevonischem Schalstein, tiefoberdevonischen Kalken und Schieferen beweisen, daß sowohl das Erz wie auch der Mandelstein und Mitteldevonische Schalsteine zur Zeit der Tuffausbrüche im tieferen Oberdevon als Schichtbildner vorhanden waren“ (H. J. LIPPERT 1954). Das sind ähnliche Verhältnisse wie in Ostthüringen in den Hangenden Tuffen; sie weisen auf die Unwahrscheinlichkeit hin, daß die Zeit vor und nach der Erzbildung eruptiv-unruhig gewesen sein soll und die Zeit der Erzzufuhr während der „Exhalationen“ dagegen völlig ruhig war.
3. „Möglicherweise liegen die kiesligen, massigen und mächtigen Erze am nächsten zum Erzbringer, während die armen kalkigen Erze, die gut geschichtet mit zahlreichen Tuff- und Schieferbänken wechsellagern, weiter davon entfernt sein mögen“. (H. J. LIPPERT 1953). E. LEHMANN bringt die Erzverkieselung mit der „Weilburgitisierung“ der Keratophyre in Zusammenhang, die in einer Zufuhr von H_2O , Fe und Mg und einer Abfuhr von SiO_2 besteht.
4. „Die Bildung chloritischer Eisenerze (Grüneisensteine) tritt der Bildung oxydischer Erze als Lagerentwicklung zur Seite. Sie kann, wie die Verbreitung von Übergängen in edlen Roteisenstein innerhalb der Grünsteinpartien und in den Wulstzwickeln (der Pillows, Verfasser) darlegt, als Vorläufer jener angesehen werden“ (E. LEHMANN 1941, S. 352). „Alle hier kurz erwähnten Beispiele lassen keinen Zweifel darüber bestehen, daß die im unmittelbaren Gefolge des Weilburgitmagmas auftretenden hydrothermalen Dämpfe und Lösungen die Erzbringer waren und daß erzreiche Chlorite, Eisenoxyde und in geringem Umfange Pyrit unmittelbare Ausscheidungen aus den Dampf- und Lösungsphasen darstellen“. (E. LEHMANN 1941, S. 336).
5. „Der Erzabsatz ist ziemlich eng lokal an die Förderbereiche des Diabasvulkanismus gebunden, und zwar an die Tuffe“ (H. HENTSCHEL 1960). Nach dem gleichen Autor sind die Erzlager an „primäre Schwellen“ gebunden.
6. „Die Stromoberfläche des kulmischen Deckdiabas wird stellenweise mit vielen dezimetermächtigen kiesligen Hämatiterzen bedeckt. Diese Erze sind nur von den liegenden Extrusionen abzuleiten. Roteisen-Quarz-Massen sind Exsudate der abkühlenden Diabaslava unter der Mitwirkung des Meerwassers“ (H. HENTSCHEL 1960).

3.2

Harz

Im Harz (Ober- und Unterharz) liegt die Haupterptionsperiode basischer Gesteine im oberen Mitteldevon, sie hat ihre Hauptzentren im Bereich des Oberharzer Diabaszuges und vor allem des Elbingeröder Komplexes. Ihr gehen im Unter- und unterem Mitteldevon meist saure Vorläufer voraus, es folgen im Kulm basische und saure Nachläufer.

Haupterptionsperiode: (E. KRZYWICKI 1954, M. REICHSTEIN 1959). Im Hangenden der Wissenbacher Schiefer (Beginn Givet) liegt die (nach M. REICHSTEIN 1959) maximal 500 bis 1000 m mächtige extrusive Serie von Diabasen, Keratophyren und Schalsteinen (Schalsteinserie). Mit ihr als gleichaltrig werden allgemein die umfangreichen Körper der sogenannten intrusiven Diabase in Gotland sowie Unter- und Mitteldevon, besonders in den Wissenbacher Schiefen (hier auch Porphyroide nach KRZYWICKI 1956, S. 224), angesehen. Die Problematik der Alterseinstufung ist hier ähnlich wie bei den sogenannten körnigen Diabasen Thüringens in voradorfischen Schichten. Abweichend von den thüringischen Verhältnissen ist im direkten Liegenden der Schalsteinserie (Wissenbacher und Stieger Schichten) der Übergang von diabasischem zu keratophyrischem Chemismus. In mehreren Arbeiten weist O. H. ERDMANNSDÖRFER (1907, 1909) im Raum des Elbingeröder Komplexes alle Stufen von Diabas über Alkalidiabase, Keratophyre bis zu den Quarzkeratophyren nach.

Die effusive Schalsteinserie baut sich aus diabasischen und keratophyrischen Gesteinen sowie aus grob- und feinkörnigem Schalstein von diabasischem und keratophyrischem Chemismus auf. Die petrographische (nicht petrochemische) Ausbildung der Schalsteine ähnelt sehr der des Lahn-Dill-Gebietes und Thüringens. Örtlich sind die Schalsteintuffe direkt unter oder im Erzlager reich an Feldspatkristallen und deren Bruchstücken (Kristalltuffe).

Über der Schalsteinserie folgt der Stringocephalenkalk mit seinem Erzlager, dessen Hauptkomponenten wie überall Roteisen, Magnetit und Chlorit sind. Die Elbingeröder Erze wurden eingehend von J. HESEMANN (1927) bearbeitet, während die Erze des Oberharzer Diabaszuges, besonders im Bereich des Brockenkontaktes, P. RAMDOHR (1927) beschrieb. Geochemische Untersuchungen der Erze führte H. LANGE (1957) insbesondere an den im Elbingeröder Komplex abbauwürdigen Pyriterzen durch. Auf eine Tatsache sei besonders hingewiesen: Am Büchenbergsattel finden sich große Massen sogenannter vererzter Keratophyre. Es handelt sich um äußerst feinkörnige, sehr einsprenglingsarme grüne Gesteine, in denen fleckig und wolzig feinstkörniger Hämatit verteilt ist. Die Analogie zu den vererzten augitophyrischen Spiliten des Schleizer Troges ist offensichtlich.

Im Hangenden der Erzlager sind nur örtlich geringfügige vulkanische Ablagerungen („Deckschalstein“) zu finden, das gesamte Oberdevon wird durch faziell sehr unterschiedliche Sedimente, hauptsächlich karbonatischer Art, gebildet. Im Elbingeröder Komplex sind es neben den wichtigen sogenannten Massenkalken die Bunt- und Bandschiefer, geringmächtige Kiesel-schiefer, Tonschiefer, Quarzite, Plattenschiefer und Cypridinschiefer.

Nachläufer: Nach der oberdevonischen vulkanischen Ruhepause folgt in Elbingerode im Unterkarbon (nach E. KRZYWICKI 1956) die Büchenbergserie mit überwiegend Quarzkeratophyrtuffiten, die sich lateral mit den Kiesel-schiefern der Ahrendfeldserie verzahnt.

Im Hangenden folgen Kulmtonschiefer und Grauwacken.

3.3

Mähren

Ähnlich den thüringisch-vogtländisch-fränkischen Kulmmulden im NW der böhmischen Masse finden wir eine gleichartige SW-NO-streichende große Kulmmulde nordöstlich von ihr unweit der Stadt Olomouc (Olmütz ČSSR) im Bereich des Mährischen Niederen Gesenkes. In dieser durch einen Grabeneinbruch senkrecht zum Streichen geteilten Mulde tauchen in zwei Zonen, am nordwestlichen Rande und etwa in der Mitte, \pm sporadisch devonische Gesteine aus der Kulmumgebung auf. Der mittlere, örtlich über 40 km lange und bis 2,5 km breite Zug von Šternberk-Horný Benešov (Sternberg-Beneschau) baut sich fast ausschließlich aus (unter-)mitteldevonischen basischen Magmatiten und den an diese gebundenen Eisenerzlagern auf. Letztere wurden, auch in der Oxydationszone, lange Zeit bis in die Gegenwart intensiv beschürft und bebaut, so daß wir uns heute, vor allem durch die eingehenden, stratigraphisch und mineralogisch allerdings zum Teil überholten Schilderungen von F. KRETSCHMER, ein gutes Bild von diesen Gesteins- und Erzkomplexen machen können. Die auch heute noch, besonders im Bereich des Olmützer Grabenbruches, fortgesetzten geologischen Untersuchungsarbeiten erhellen weiter den Aufbau der devonischen Eruptivprovinz (V. BARTH 1960). Der Schichtenaufbau und die Gesteinszusammensetzung, bevorzugt aus der Zone Šternberk-Benešov, werden im folgenden, in Anlehnung an die Beobachtungen von F. KRETSCHMER und V. BARTH, zusammenfassend darstellt.

Die devonisch-kulmische Gesteinsfolge wurde varistisch fast bis vollkommen isoklinal verfaltet und verschuppt, die Faltenköpfe später erodiert. Dadurch kamen auch die liegenden Eruptiva zum oberflächlichen Ausschnitt. Es ist (nach KRETSCHMER) überall zu erkennen, daß ein fließender Übergang vom liegenden, körnigen (Augit- und Olivin-) Diabas (im Kern der Sättel) über feldspatophyrische Diabase (KRETSCHMER: Diabasporyrite), Spilite bzw. Spilitmandelsteine, Breccien von Spiliten in kalkige und untergeordnet tonige Schalsteine besteht. Die gesamte Vulkanitserie ist 100 bis 200 m mächtig. Das bis mehrere Meter mächtige Erzlager ist mit den liegenden Schalsteinen und den im Hangenden folgenden Tonschiefern durch Übergänge verbunden, gelegentlich finden sich kleinere Erzlager in der magmatischen Serie.

Die körnigen und porphyrischen Diabase führen als Feldspat Andesin, die Gesteinsserie zeigt in ihrer Gesamtheit nach A. PELIKAN 1898 deutliche Na-Vormacht. E. BEDERKE (1939) sagt dazu: „Die zahlreichen alten und neueren Gesteinsanalysen der mährisch-schlesischen Schalsteinformationen enthalten auch nicht die Spur eines Hinweises auf keratophyrische Herkunft“. Dies wird durch die neuesten Analysen von V. BARTH (1960) grundsätzlich bestätigt, allerdings zeigen die dichten Diabase und die Spilite erheblichen Alkaligehalt. Die

Bildung der Spilite und Schalsteine wird vom gleichen Autor im Sinne von E. LEHMANN gedeutet (einschließlich der Miktite). Durch die etwas stärker als in den deutschen devonischen Eruptivgebieten ausgebildete Faltung sind die Umwandlungserscheinungen der Diabase und seiner Abkömmlinge durch intensivere Quarz- und Muskovitneubildung gekennzeichnet.

Auf der Halde des Schurfschachtes Benkov-Ost konnte vom Verfasser im Jahre 1957 ein helles dichtes Gestein gefunden werden, das sich im Dünnschliff als ein Serizit-Quarz-Schiefer mit idiomorphen Quarzdihexaedern bestimmen ließ. Die kürzlich erfolgte Veröffentlichung von V. BARTH (1960) bestätigt diese Beobachtung und berichtet über verschiedene Vorkommen von Quarzkeratophyr und Keratophyr. Diese Gesteine werden als Kristallisationsdifferenziate des ursprünglichen Basaltmagmas angesehen.

Die Eisenerze gehören überwiegend dem Magnetit-Eisenchlorit-Typ an (mit untergeordneten Gehalten von Siderit), seltener sind Magnetit-Roteisen-Erze und untergeordnet, bei kalkigem Hangenden des Erzlagern, auch kalkiges Roteisen und Magnetiterze. Ooidische Strukturen sind beobachtet worden. Die Gehalte der chemischen und mineralischen Komponenten sind wie bei den deutschen Lagerstätten äußerst unterschiedlich, aber denselben gesetzmäßigen Beziehungen untereinander unterworfen. Die erzbildenden Chlorite hatte F. KRETSCHMER zum Teil mit neuen, heute bis auf „Mackensit“ nicht mehr gebräuchlichen Namen belegt. „Graphit“ (unser Anthraxolith) kommt in Magnetit-Chloriterzen in Gehalten um 1 Gew.-% vor. Magnetit ist weit häufiger als in den entsprechenden deutschen Lagerstätten und tritt in fast allen Erztypen auf. In kompakten Roteisenerzen ist seine feinlagenförmige Anreicherung instruktiv, wobei die Korngröße gelegentlich bis zu 1 mm und darüber ansteigen kann (Barboraschacht in Medlov). Bemerkenswert ist der niedrige Mg-Gehalt der Erze, sogar bei Chloriterzen liegt er bei und unter 1%.

F. ALBRECHT (1952) untersuchte einige Erzproben von Sammlungsmaterial spektralanalytisch. Die vorhandene starke Schwankungsbreite der Elementgehalte führte der Autor auf den verschiedenen Metamorphosegrad der betreffenden Lagerstätten zurück.

Verfasser hatte im Jahre 1957 Gelegenheit, eine Anzahl Proben an Ort und Stelle zu sammeln. Da die Magnetiterze oft besonders grobkörnig und rein ausgebildet sind, war die Gewinnung einer sehr sauberen Magnetitfraktion begünstigt. Die Abtrennung erfolgte wie üblich durch Magnettrennung unter Wasser. Untersucht wurden vier Magnetitproben vom Barbora-Schacht in Medlov, Das Ausgangsmaterial war:

Probe 1: Grobkörniges, sehr reines Magnetiterz,

Probe 2: Lagen und Schlieren von grobkörnigen Magnetitkristallen in dichtem Roteisen,

Probe 3: Magnetit in Calcitschlieren in dichtem Roteisenerz,

Probe 4: Magnetit in dichtem gelbgrünem Chamosit von Medlov.

Tabelle 1. Spurenelemente in Magnetit von Medlov (Mährisches Gesenke, Angaben in g/t):

Probe Nr.	1	2	3	4
Ti	200	200	200	200
Mn	200	400	300	300
Al	2000	800	600	400
Cr	—	100	100	100
V	900	—	800	600
Cu	5	5—10	5—10	100
Sn	20	20	30	30
Ag	—	s	s	—
Ni	—	s	s	s

Negativ waren die Elemente Co, Pb und Zn.

Ein Vergleich mit den von F. ALBRECHT (1952) erarbeiteten Variationsbreiten der Spurenelemente dieses Lagerstättentyps zeigt, daß sich alle Gehalte mit nur wenigen geringfügigen Abweichungen ausgezeichnet in dieses Schema einpassen lassen, besser als die Werte aus dem Schleizer Revier. Die vorliegenden Analysenwerte stimmen gut mit den von F. ALBRECHT mitgeteilten überein. Bestätigt werden können die abnormen Gehalte an Cr und Ni sowie Co, allerdings nicht ganz in der angegebenen Höhe, was unter Umständen auf die verschiedenen Probenahmepunkte zurückzuführen ist. Die Tatsache, daß Cr aber in Ausnahmefällen, wie hier, höhere Gehalte haben kann, macht auch die im Schleizer Revier etwas höheren Gehalte an Ti, Mn und Cr verständlich.

Alle alten und neuen Bearbeiter stellen für die mährischen Erze fest, daß sie genetisch mit den Lahn-Dill-Erzen zu vergleichen sind und vertreten dementsprechend eine syngenetische, exhalativ-sedimentäre Entstehung. V. BARTH (1960) scheint allerdings schon mit den neueren Gedanken von A. CISSARZ zu sympathisieren, die den chloridischen Gastransport verwerfen.

Eigenartig ist das Auftreten von Buntmetall- und Schwespatlagerstätten in enger räumlicher Verbindung mit dem Vulkanismus. J. SKÁČEL (mündliche Mitteilung, 1956) deutet diese Vererzungen, zumindest die von Horný Benešov und Horný Mesto, als hydrothermale Abkömmlinge der nordwestlich im Oberen Gesenke liegenden großen oberkarbonischen Granitmassive und konstruiert um diese Granite eine zonale Abfolge, in die sich diese Lagerstätten einpassen. Das Zusammenvorkommen mit den devonischen Magmatiten ist nach ihm so zu erklären, daß die isoklinal ausgequetschten \pm steil einfallenden, meist diabastuffigen Horizonte gute Aufstiegsbahnen für diese Lösungen abgaben. Diese Deutung erscheint durchaus erklärlich. Auffallend ist jedoch die Bindung teils an saure devonische Gesteine, bituminöse Schiefer und offensichtliche lagerartige Ausbildung. Man denkt sofort an Meggen, Rammelsberg usw. und deren mögliche Ableitung von sauren devonischen Intrusiv-Gesteinen.

3.4

Schlußfolgerungen

Aus den geschilderten geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnissen der vier betrachteten wichtigsten Lagerstätten vom Lahn-Dill-Typ lassen sich einige Schlußfolgerungen ziehen. Sie betreffen sowohl den Vulkanismus und seine Produkte als auch die Ausbildung der Erze.

3.41

Beziehung Vulkanitchemismus-Erz

Der Chemismus der erzliefernden Magmen und Gesteine ist in den verschiedenen Revieren unterschiedlich. Am sauersten und alkalireichsten ist er im Elbingeröder Komplex, nämlich \pm deutlich keratophyrisch. Schwach keratophyrische Tendenz zeigt der Durchschnitt der Lahn-Dill-Vulkanite. Dagegen sind die vulkanischen Muttergesteine der Eisenerze in Thüringen und in Mähren spilitisch, d. h., sie entstammen basaltischen Magmen. Diese Feststellung wird durch das spätere Auftreten saurerer Gesteine (Keratophyre, Rhyodazite) in beiden Erzgebieten nicht beeinflußt.

Allein diese Feststellung genügt, um die oft übliche Bezeichnung aller Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ als „Keratophyrerze“ für nicht zutreffend zu erkennen. Mit dieser Gleichsetzung sollte im Sinne von E. LEHMANN ausgedrückt werden, daß die Eisenabspaltung an ein keratophyrisches Magma gebunden ist, wobei das Auffinden von Siderit im Keratophyr unter anderem ein Beweis für diese Annahme sein sollte. Das mehrfach beobachtete Auftreten von Eisenverbindungen (Siderit, Pyrit, auch Hämatit) in Keratophyren und ähnlichen Gesteinen (Dazit, Quarzlatit usw.) kann man nicht leugnen, es ist aber ein Vorgang, der in keinem Fall nachweislich,

weder räumlich noch zeitlich, mit der Eisenerzentstehung beim Lahn-Dill-Typ in Verbindung zu bringen ist, außerdem nicht die gleichzeitige Abspaltung der Kieselsäure erklärt.

Das Fehlen von Weilburgiten, Keratophyren und ähnlichen alkalibetonten und höher als Basalt silifizierten Gesteinen in Ostthüringen beweist eindeutiger als jede Theorie, daß die Eisenvererzung nicht ihre Ursache in einer Magmenhybridisierung oder -differenzierung hat. Die später im Unterkarbon auftretenden rhyodazitischen Tuffe sind mit keiner sichtbaren Eisenabspaltung verknüpft.

Nach Ansicht des Verfassers ist die Häufigkeit des Pyrits in den Eisenerzen vom Lahn-Dill-Typ ein Maß für die Hybridisierung der erzliefernden Magmatite. Es scheint durchaus gerechtfertigt, in diese Beziehung auch die Pyritvererzung der Grube „Einheit“ im Elbingeröder Komplex mit einzubeziehen, sie ist gewissermaßen ein Endglied dieser Reihe. Das Erscheinen des Pyrits erst am Ende der eigentlichen Vererzungsperiode im Schleizer Trog und das relativ häufige, allerdings extensive Auftreten in den unterkarbonischen Rhyodazittuffen (siehe Bild 48) weist auf die fast fehlende Hybridisierung der erzliefernden Magmatite hin. Übergangsglieder zwischen den basaltisch-diabasischen und den keratophyrischen Gesteinen zeichnen sich, wie schon E. LEHMANN (1941) feststellte, durch häufiges Auftreten von Pyrit in Mandeln und randlich der Laven aus.

3.42 Vergleich der Zusammensetzung und Lagerung der Erze in den einzelnen Lagerstätten

Es ist festzustellen, daß die Ausbildung der Erze in allen Lagerstätten sehr gleichartig ist. Die Haupterzminerale sind Hämatit, Chamosit („Eisenchlorit“) und Magnetit, seltener Siderit und Pyrit, die wichtigsten verdünnenden „Gangarten“ Quarz-Chalzedon und Calcit. Die im Abschnitt 2.3 herausgestellten wichtigsten Erztypen kommen auf allen Lagerstätten vor und zeigen auch, soweit bekannt, die beschriebene räumliche Anordnung zu dem vulkanischen Relief. Unterschiedlich ist nur in einem gewissen Grade die Häufigkeit der Erztypen und damit der Erzminerale.

Hämatitführende Erze überwiegen in allen Lagerstätten. Reicher an chamositischen und magnetitischen Erzen ist besonders das Mährische Erzrevier. Man hat dies damit erklärt, daß in diesem Erzbezirk die Erze meist direkt von tonigen Schichten überlagert werden und dadurch die angeblich primären Hämatiterze in Chamosit und Magnetit übergangen. Auch die stärkere metamorphe Beanspruchung des Gesamtkomplexes wurde zur Deutung herangezogen. Einfacher dürfte die Vorstellung sein, daß die primären Chamositerze mangels geeigneter fazieller Bedingungen (geringes Sauerstoffangebot) nicht in gewohnter Menge oxydiert wurden und dadurch sonst bekannte Erscheinungen (z. B. Verkieselung) zurücktreten. Die etwas stärkeren, oft angedeutet schichtig auftretenden Anreicherungen von Siderit und auch Pyrit im Lahn-Dill-Gebiet möchte ich zum Teil auf verstärkte Hydrothermalnächläufer zurückführen. In allen Lagerstätten ist die Vererzung der Grenzlagerzone (im Sinne von H. J. LIPPERT 1951) an die liegenden Tuffe (Schalsteine) gebunden. Während diese Erze meist einen klastisch-brecciösen Charakter tragen, sind die seltenen Vererzungen im direkten Hangenden von Laven kieslig-kompakt.

Von großer lagerstättengenetischer Bedeutung ist die Parallelität zwischen Erzmenge und Tuffmenge. Diese gleichlaufende Beziehung besteht innerhalb eines Lagerstättenbereiches, aber auch zwischen den verschiedenen Lagerstätten selbst. Der Abnahme der Mächtigkeit und Menge der Schalsteine vom Lahn-Dill-Gebiet über Elbingerode bis Mähren und Thüringen geht die Abnahme der Erzmenge etwa parallel. Diese Tatsache ist mit einer Ableitung der Erze aus intrusiven Magmenkörpern nicht in Einklang zu bringen.

4 Diskussion neuester genetischer Vorstellungen und weitere geologische Beobachtungen

Die schriftlich ausführlich niedergelegte Konzeption der hier vorgetragenen Anschauungen lag bereits Ende 1958 vor. Sie stand damals noch im Widerspruch zu den allgemein über den Lahn-Dill-Typ herrschenden genetischen Vorstellungen.

H. BORCHERT (1957, 1960) leitet die Erzsubstanzen aus intrusiven Magmenherden des Geosynklinalraumes ab, während die Zufuhr, in Anlehnung an die bisherigen Anschauungen von A. CISSARZ (1924) und H. SCHNEIDERHÖHN (1941), als saure chloridische Exhalation erfolgt. Für den Oberharz folgt ihm F. DAUBE (1960) in seinen Ansichten weitgehend, obwohl aus seinen Beobachtungen auf eine hydrothermale Zufuhr zu schließen wäre. Auch R. GRÄBE (1956) macht im Schleizer Revier gasförmige chloridische Exhalationen zumindest für die hämatitischen Erze verantwortlich; seiner Meinung schlossen sich H. DECKER (1956), K. STEINICKE (1958) und andere Bearbeiter an. Im Harz (Elbingeröder Revier) hat E. KNAUER (1959) die gleiche Ansicht. Für das Lahn-Dill-Gebiet vertritt H. J. LIPPERT (1951) als langjähriger Bearbeiter dortiger Lagerstätten gleichfalls die „klassische“ Exhalationstheorie (nur einmal spricht er von Erzlösungen, LIPPERT 1952). Gegen diese Anschauungen verhält sich H. HENTSCHEL stets reserviert (z. B. HENTSCHEL und MICHELS 1953, HENTSCHEL 1955/56). Auch H. HARDER (1954) spricht sich für eine exhalative Erzzufuhr aus.

Von Fachleuten außerhalb Mitteleuropas vertritt CH. OPTEDAHL (1958) eine gasförmige Erzzufuhr und leitet die Gase von einem granitischen (!) Magma ab. Nach ihm haben diese Vorstellungen auch für die zentralschwedischen Eisenerze der Leptitformation Gültigkeit, obwohl N. H. MAGNUSON (1953) schon vorher an eine Zufuhr durch Thermalwässer dachte.

Um so bemerkenswerter war es, festzustellen, daß seit zwei bis drei Jahren mehrere gute Kenner des Erztyps zumindest den Hydrothermaltransport der Erzsubstanzen für möglich, ja sogar für wahrscheinlich halten.

So erscheinen die früher verschiedentlich durch einseitige Auslegung der Berichte von G. GEORGALAS (1940) und F. BEHREND (1936 m, aufsteigende Quellwässer) für die gas-exhalative Deutung benutzten Eisenausscheidungen des Santorin durch neuere Beobachtungen (H. HARDER 1960) in einem anderen Licht. HARDER hält eine Ableitung des Eisens durch thermale Gesteinszersetzung für möglich und spricht sich für eine niedrigthermale Lösungszufuhr des Fe^{II} aus. Im Probenahmebereich liegt das zugeführte Eisen als Eisenhydroxyd vor; und zwar geht röntgenamorphes Fe^{II} -Hydroxyd in röntgenamorphes Fe^{III} -Hydroxyd über. M. REICHSTEIN (1959) spricht im Elbingeröder Komplex des Harzes von „Erzlösungen“.

Einen außerordentlich wertvollen Beitrag zur Neuorientierung bei der genetischen Deutung der Lahn-Dill-Erze leistete H. HENTSCHEL (1960). Die von ihm an den bisherigen Anschauungen geübte sachliche Kritik unterstützt der Verfasser aus eigener Erfahrung von ganzem Herzen. HENTSCHEL bestätigt die Differenzierungs-

fähigkeit subeffusiver basischer Sills, wobei eine Tendenz zur Bildung einer quarzdiabasischen Schmelze mit der Mineralassoziation Fe-Ti-Erz, Quarz, Chlorit und Calcit führt. Er erkennt die Anfälligkeit basischer Tuffe gegenüber hydrothermalen Beanspruchung, ihre Auslaugbarkeit und hält einen Hydrothermaltransport der ausgelagerten Erzsubstanzen für wahrscheinlich. In vielen weiteren grundlegenden Fragen decken sich die Anschauungen von H. HENTSCHEL und dem Verfasser, so z. B. in der Frage des Freisetzens von SiO_2 infolge von Chloritisierungsvorgängen (vgl. H. J. Rösler 1960b). Einige der von HENTSCHEL noch offengelassenen Fragen konnten in dieser Arbeit bereits geklärt werden (z. B. Zeitpunkt der Bleichung der Tuffe, Entstehung der kiesigen Erze). Da HENTSCHEL sich bewußt auf die Diskussion der Herkunft der Erzsubstanzen beschränkt hat, sind die Fragen der Erzulagerung nicht berührt.

O. OELSNER (1960) hat neuerdings die Möglichkeit der hydrothermalen Zufuhr des Eisens anerkannt und durch weitere Überlegungen und Rechnungen untermauert. Die nach OELSNER saueren Thermalwässer sollen auch weiterhin in Blasenform aufsteigen und auf ihrem Wege Umsetzungs- und Zerfallsreaktionen unterliegen, wobei auch die Möglichkeit der Bildung von Eisensilikatgelen gegeben ist. OELSNER bezeichnet diese Lagerstätten dann als submarin hydrothermal-sedimentär. Auch der Transport des Eisens in Form von Karbonylen (im Sinne von W. N. PODDUBNYJ) wird unter Umständen für möglich gehalten.

Besonders weitgehende Übereinstimmung haben die genetischen Vorstellungen des Verfassers mit den von A. CISSARZ (1954, 1957) an den paläozoischen mazedonischen zum Teil oolithischen Eisensilikatlagerstätten gewonnenen Erkenntnissen. CISSARZ bringt die Zufuhr der Erze mit den liegenden basischen Geosynklinalmagmatiten in Beziehung und betont die dem Lahn-Dill-Typ ähnlichen Verhältnisse. Über den Zustand der Erzzufuhr (hydrothermal oder exhalativ) legt sich der Autor nicht ganz fest, lehnt jedoch chloridische Bindung zugunsten der Zufuhr von Eisen und Silizium als „hydrolysierte Fe^{2+} -Silikate“ ab (diese würden sich bei Redoxpotential unmittelbar als Fe-Silikate abscheiden, bei Oxydationspotential aber in Hämatit und SiO_2 zerfallen und Dispersionen von Hämatit und Quarz bilden). Bedeutungsvoll ist, daß die liegenden Eruptiva „außerordentlich stark hydrothermal verändert“ sind. Die primär zugeführte Erzsubstanz besteht aus Fe-Silikatgel, Chamosit, kryptokristallinem Siderit, SiO_2 -Gel, Bitumen und Phosphoriten. Diese Substanzen können im Laufe der Diagenese und Anchimetamorphose in Magnetit, Siderit, blättrigem Chamosit, Thuringit, Hämatit, kristallinen Siderit, Chalzedon-Quarz, Graphit und Apatit sammel- und umkristallisieren. Die Zufuhr des Eisens erfolgt zweiwertig. Je nach dem im Erzablagerungsbereich herrschenden Redoxpotential bildet sich das Eisen als Fe-Silikatgel, oder es bildet sich daraus sofort oder etwas später SiO_2 -Gel mit dispers verteiltem Hämatit. Eine Entstehung der Eisensilikate durch Umwandlung von (aus Exhalationen ausgeschiedenen, Verfasser) Eisenhydroxyden wird abgelehnt. Bestimmte Hämatitisierungserscheinungen werden, allerdings mit Vorbehalt, mit der Sideritisierung im spätdiagenetischen Stadium in Verbindung gebracht. Besonders hingewiesen wird immer wieder auf die Labilität der primären Eisensilikatgele gegenüber einem Wechsel des Redoxpotentials im Erzbildungsraum.

Neben diesen Äußerungen von guten Kennern des Lahn-Dill-Typs in Mitteleuropa finden sich in der neuesten Literatur weitere Hinweise, die für die Deutung des Lagerstättentyps in der vom Verfasser vorgetragenen Richtung sprechen.

Sehr interessante Beobachtungen machte J. ILAVSKY (1958) an den Hämatit-Siderit-Lagerstätten der Umrandung des Zips-Gemörer-Erzgebirges. Diese Lagerstätten wurden bisher als rein sedimentär oder zum Lahn-Dill-Typ zugehörig gedeutet. Sie stellen hämatitisch-schichtige Erzkörper entweder in tonigschiefrigen Gesteinen des Werfen oder an der Grenze mitteltriadischer Kalke zu der paläozoischen Phyllit-Diabas-Serie dar. Die neue Bearbeitung ergab, daß in allen untersuchten Fällen im Liegenden als Zufuhrkanal ein Siderit-(Quarz-)Gang auftritt, der mit dem zum Teil kiesligen Hämatitlager substantiell durch alle Übergänge verbunden ist und mit ihm zusammen „die Form eines Lakkolithen“ hat. Die Vielzahl der weiteren interessanten Beobachtungen kann hier nicht ausführlich referiert werden. ILAVSKY rechnet die Lagerstätten zu einem „gemischten hydrothermal-sedimentären“ Typus und nennt sie „effusiv-sedimentär“. Von Bedeutung an diesen Feststellungen ist vor allem die Tatsache, daß echte eisenführende Hydrothermen submarin und subaerisch Hämatitlagerstätten ergeben können. Die Ergebnisse entsprechen weitgehend den alten Hydrothermal-Vorstellungen von J. AHLBURG und W. KEGEL im Lahn-Dill-Gebiet, die neuerdings wieder von A. SCHERP (1961) aufgegriffen wurden.

Von gleich großer Bedeutung sind die Beobachtungen, die K. SELENOW (1958) über die eisenhaltigen Hydrothermen des tätigen subaerischen Vulkans Ebeko (Kurilen) machte. Dieser überwiegend aus andesit-basaltischem Material aufgebaute Vulkan lieferte sowohl im Kraterbereich als auch an seinen Hängen große Mengen heißer saurer Wässer (mehrere m³/s), die große Mengen von Eisen mit sich ins Meer führen (etwa 50 t Fe pro Tag). Beim Austritt aus dem Gestein ist das Eisen weit überwiegend 2wertig und oxydiert erst auf dem mehrere km langen Weg zum Meer. Hier wird es nach einer Neutralisierung der sauren Lösung als Eisenhydroxyd ausgeflockt. Die Verhältnisse sind also ähnlich denen am Santorin. Festzuhalten ist, daß SELENOW die Hydrothermalwässer untergliedert in a) Kondensationsprodukte vulkanischer Dämpfe und Gase, b) überhitzte Thermen, die aus der Tiefe zum Vulkanrand zirkulieren und c) in Quellwässer atmosphärischer Herkunft. Er stellt fest, daß die sauren Wässer „energisch auf das umgebende Gestein einwirken“ und die Lösungsprodukte abtransportieren. Ähnliche Beobachtungen liegen über den Transport des Aluminiums vor (SELENOW 1960).

Für eine Mobilisation von Eisen und anderen Elementen aus tieferen Gesteinshorizonten und deren lagerstättenbildende neue Konzentrierung sprachen sich in letzter Zeit auch A. F. HAGNER und L. G. COLLINS (1959) aus.

In diesem Zusammenhang sei auf die zeitweilig stark diskutierte Halmyrolyse-Theorie von K. HUMMEL (1922) eingegangen. Sie deutet das Vorkommen von glaukonitisch-seladonitischen Grünerden in den obersten Teilen und im Hangenden basischer Ergußgesteine als Reaktions-(= Verwitterungs-)Produkte zwischen Meerwasser und der Lava und dehnt diese Erkenntnis, mit Vorbehalt, auch auf andere vulkanisch-sedimentäre Eisenerzlagerstätten aus.

Wir finden Seladonite auch im Schleizer Erzbezirk in oft nennenswerten Mengen, stets an stark gebleichte Spilite und Schalsteine der höchsten (jüngsten) Bereiche gebunden, jedoch selten in direkter räumlicher Verbindung mit den eigentlichen Erzen. Es besteht nach Ansicht des Verfassers kaum ein Zweifel, daß diese Seladonite Mobilisationsprodukte einer hydrothermalen Zersetzung des Muttergesteins sind. Das gilt auch für die von HUMMEL angeführten Beispiele. Diese spilitischen (auch basaltischen und melaphyrischen) Laven, die stets in wasserreicher Umgebung extrudieren (vgl. auch C. G. AMSTUTZ 1954), geben infolge der in Abschnitt 2.42 beschriebenen Hydratisierung des Schmelzanteils der Laven die für die Seladonitbildung notwendigen Elemente ab. Das Besondere gegenüber den chamositischen Erzen des Lahn-Dill-Typs liegt im wesentlichen nur darin, daß hier auf Grund gleichzeitig mit den anderen Erzkomponenten zugeführter oder aus dem Meerwasser zur Verfügung stehender Alkalien (Kalium) die Bildung dieses Alkalihydrosilikats ermöglicht wird. Wenn auch viele chamositischen Erze vom Lahn-Dill-Typ häufiger ähnliche „Alkalisilikate“, z. B. Stilpnomelan, führen, als bisher angenommen wurde (Elbingerode, Schleiz), so ist der grundsätzliche Unterschied zu der Mineralführung der Grünerden nicht zu leugnen. Daß der Chemismus des Ausgangsgesteins keine Rolle spielt, zeigt folgende Beobachtung des Verfassers: Die reinen (alkaliarmen) Plateaubasalte Islands weisen in den Fällen, in denen sie mit feuchten Sedimenten in Berührung kamen, ausgezeichnete Seladonitbildung in Mandeln und randlich des Magmatitkörpers auf. Möglicherweise wird bei den Lahn-Dill-Erzen diese Frühphase der Erzbildung, die auf einige kompaktere Magmatitkörper im Hangenden der Schalsteinserie beschränkt ist, überdeckt durch die kräftige Hauptvererzung, bei der die von tiefer unten aufsteigenden Hydrothermen für ihren zersetzenden Angriff nur noch die infolge Spilitisierung \pm alkalifreien Vulkanitgrundmasse zur Verfügung hatten.

Der Einzugsbereich der erzbildenden Substanzen ist selbst bei den Grünerden größer, als es HUMMEL mit seiner „oberflächlichen“ Gesteinszersetzung annahm. Damit wird der von ihm in späteren Arbeiten erkannte Widerspruch zwischen der Begrenztheit des Reaktionsraumes und der Erzmenge gelöst.

Die Gründe für die Seladonitbildung liegen in der Wasseraufnahme (Transvaporation im Sinne von E. SZÁDECZKY-KARDOSS) des basischen Magmas und der daraus resultierenden Abspaltung überschüssiger Elemente, wie vor allem Fe, Si, Mg und Alkalien aus dem Magmakörper. Diese Reaktion kann sich in den äußersten Randbereichen des Magmenkörpers abspielen, kann ihn aber auch ganz erfassen. In jedem Falle ist die Grünerdebildung ein in bezug auf die Hydrothermenherkunft autochthoner Vorgang. Darin liegt auch die Tatsache begründet, daß die seladonitischen Grünerdebildungen niemals mächtiger als höchstens wenige Dezimeter werden, und die Mächtigkeit des unter ihnen liegenden erzliefernden Muttergesteins (meist sogenannte Melaphyre) maximal einige Dekameter groß ist.

Aus alledem ist ersichtlich, daß die halmyrolytische Zersetzung von Gesteinen im Sinne von K. HUMMEL ein Sonderfall der hydrothermalen Gesteinszersetzung ist. Es erscheint Verf. daher unzuweckmäßig, die genetische Eigenständigkeit der „Halmyrolyse“ weiter in dem Maße zu betonen wie bisher.

Benennung des Erztyps

Die Erze vom Lahn-Dill-Typ führt H. SCHNEIDERHÖHN 1949 unter der Hauptgruppe „Ergußgesteine und Exhalationslagerstätten“ auf, trennt sie aber 1955 als wichtigste Vertreter einer zusätzlichen Hauptgruppe „Submarine exhalativ-sedimentäre Erzlagerstätten“ ab. Er benennt den Typ: Untermeerische exhalativ-sedimentäre Roteisenerze „Keratophyr-Eisenerze“ (Typus Lahn-Dill). Die Erzsubstanzen entstammen keratophyrisch-weilburgitischen Magmen. Sie treten als „heiße Exhalationsgase oder überhitzte Lösungen“, hauptsächlich aus FeCl_3 und SiCl_4 bestehend, durch die Tuffe und Schiefer hindurch und bilden bei der Reaktion mit dem Meerwasser Fe_2O_3 und SiO_2 . Eisenbikarbonat-Thermen können später Siderit bilden.

Daß der zusätzlich erläuterte Begriff „Keratophyr-Eisenerze“ nicht identisch mit allen Erzen des Lahn-Dill-Typus ist und vermieden werden sollte, wurde schon im Abschnitt 3.41 festgestellt. Es sei denn, man definiert den Erztyp als genetisch an Keratophyre gebunden, was ja wohl bei der offensichtlichen Gleichheit der Entstehung aller genannten Lagerstätten nicht beabsichtigt sein dürfte.

Der Begriff „untermeerisch“ bzw. submarin sollte beibehalten werden. Wenn auch eisenreiche Hydrothermen subaerisch austreten und durch Ablagerung ihres Erzinhalt am Meeresrand unter Umständen ähnliche Erzlager bilden können (vgl. die Beschreibung der Verhältnisse am Vulkan Ebeko, Abschnitt 4), so ist dies wahrscheinlich doch der seltenere Fall. Er erlaubt vor allem auch nicht die Deutung einer ganzen Reihe abweichender Feststellungen in bezug auf Lagerungsverhältnisse und Mineralparagenesen, die nach unserer heutigen Kenntnis durch submarine Erzfixierung in enger räumlicher Vergesellschaftung mit vulkanischen Vorgängen besser erklärt werden können.

Die Beibehaltung des Wortes „exhalativ“ hängt davon ab, was man sich darunter vorstellt. Versteht man darunter heiße, trockene Gase aus Eisen- und Siliziumchlorid, so ist die Anwendung abzulehnen. Jedoch wäre gegen „Exhalation“ aus überhitztem Wasser bzw. Wasserdampf nichts Grundsätzliches einzuwenden, denn die submarin ins Meerwasser austretenden heißen Wässer waren im Inneren der Magmatitserie sicher höhertemperiert. Da bei der Lagerstätteneinordnung die Temperatur bei der Mineralbildung ausschlaggebend ist, sollte man der wahrscheinlichsten Bildungsart Rechnung tragen und sie als „hydrothermal“ bezeichnen (vgl. H. SCHNEIDERHÖHN 1953, S. 42), auch wenn gelegentlich an der Grenze Magmatit (Schalstein)-Meerwasser infolge zu schneller Druckentlastung bzw. zu langsamer Abkühlung kurzfristig noch etwas Wasserdampf auftritt, der natürlich sofort kondensiert. Auf die Feststellung, daß die Erzsubstanz nicht den hydrothermalen Restlösungen eines Intrusivs entstammt, sondern der „Auslaugung“ ophiolitischer Magmenprodukte — also unter Umständen sogar zum Teil als lateralsekretionär zu bezeichnen wäre — soll in diesem Rahmen nicht weiter eingegangen werden.

Daß die Erzlager sich überwiegend „sedimentär“ gebildet haben, ist nicht zu leugnen. Allerdings ist der Mechanismus der Erzablagerung grundsätzlich anders als bisher angenommen. Wir haben Erzteile auf primärer Lagerstätte, aszendente-hydrothermal zugeführt und nicht umgelagert (Chamositerze). Der Hauptteil der Erz-

substanz, gleichfalls hydrothermal zugeführt, ist jedoch durch vulkanische und Abtragungsvorgänge an seinen heutigen Ablagerungsort gelangt („Scheckenerze“), zum Teil gemeinsam mit magmatischen Gesteinssubstanzen (Tuffen). Diese Zweiseitigkeit der Erzablagerung ist natürlich schwer mit einem kurzen Wort auszudrücken. Da aber sowohl bei den primären Chamositerzkörpern als auch bei den meist hämatitischen umgelagerten Erzen sedimentäre Kennzeichen vorhanden sind, sollte man trotz des Deutungswandels den Begriff „sedimentär“ beibehalten; man begegnet damit auch etwaigen metasomatisch-epigenetischen Vorstellungen.

Als weiterhin entscheidend für den Lagerstättentyp sieht H. SCHEIDERHÖHN den Hämatitcharakter an (Roteisenerze). Verfasser glaubt aber nachgewiesen zu haben, daß der Hämatit nicht das einzige primäre Eisenmineral ist, sondern der Chamosit bzw. ein Eisen-Kiesel-Gel. Der Hämatit ist erst durch wechselnd schnelle Oxydation des Chamosits bzw. der ihn aufbauenden Substanzen entstanden und nicht, wie bisher angenommen, der Chamosit eine unter besonderen lokalen Bedingungen reduzierte $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -Substanz. Aus diesem Grund ist der Begriff „Roteisenerze“ für den Lagerstättentyp genetisch irreführend und muß entweder zumindest durch die Bezeichnung „Chamosit- und Hämatiterze“ ergänzt oder auf „Eisenerze“ reduziert werden.

Faßt man diese Betrachtungen zusammen, so ergibt sich auf Grund der in dieser Arbeit vorgetragenen Untersuchungen und Überlegungen als Name für den betrachteten Erztyp: Submarine hydrothermal-sedimentäre Eisenerze, Typ Lahn-Dill.

6

Zusammenfassung

Die Auswertung der Literatur und die eigenen Erkenntnisse bei der Bearbeitung der Eisenerzlagerstätten von Schleiz (Ostthüringen) haben zu Vorstellungen über die Genese dieser Lagerstätte sowie des Lagerstättentyps im allgemeinen geführt, die mit den bisherigen Anschauungen nicht in Einklang stehen. Diese nahmen eine gasförmige Exhalation flüchtiger Verbindungen der Erzsubstanzen an, wobei die beim Eintritt ins Meerwasser gebildeten Dissoziationsprodukte dieser Gase die späteren Erzpartikel darstellen sollten, die in das meist karbonatische Sediment eingebettet wurden. Demgegenüber wird hier unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in Thüringen festgestellt:

1. Herkunft der Erzsubstanzen: Die Ableitung eines eisen- und siliziumreichen Erzes aus basischen Intrusivgesteinen ist unwahrscheinlich. Die Anhäufung mächtiger spilitisch-keratophyrischer Tuffmassen, die von großen Mengen etwas jüngerer sillartiger Intrusionen unterteuft werden, macht die Vorstellung leichter, daß sich in den feuchten Liegendschichten und Tuffmassen Hydrothermen bildeten. Diese steigen vor allem im Schlotbereich nach oben und zersetzen auf diesem Wege die durchströmten Tuffkomplexe. Die Dekomposition der zu dieser Zeit glasigen bzw. sich in Hydratisierung befindlichen Tuffmassen und die Neubildung von eisenreichen chamositischen und eisenarmen illitischen Produkten kann gut verfolgt werden.

2. Transport der Erzsubstanz: Die wahrscheinlichste Form des Hydrothermaltransports ist die als Sol. Der ionar gelöste Anteil mag am Ende der Vererzungsperiode zugenommen haben.
3. Absatz der Erzsubstanzen: Die Hauptmenge der gefördertten Erzsubstanzen schied sich am oberen Teil der Vulkanbauten vor allem in der Nähe des Kraterbereiches aus. An ruhigen Stellen bildeten sich durch Koagulation Komplexgele hauptsächlich eisen-silikatischer Zusammensetzung (Berthierin-Chamosite). Die höchsten und kraternächsten Teile solcher Erzkörper konnten zu Hämatit oxydiert werden. Die freiwerdende Kieselsäure verkieselte die unteren Erzhorizonte.
4. Umlagerung der Erzsubstanz: Ein großer Teil der hydrothermal zugeführten Erzsubstanzen wurde beim oder sofort nach dem Austritt in den Schlot- und Kraterbereich oxydiert. Die feinkörnigen Oxydationsprodukte setzen sich im Krater oder dessen Nähe ab und konnten zum Teil durch letzte Eruptionen des ersterbenden Vulkanismus ausgeworfen werden. Die klastischen Erzbröckchen wurden rund um den Vulkankegel mit nach außen abnehmender Mächtigkeit in den Kalkschlamm der beginnenden Kalksedimentation eingebettet und bilden heute die sogenannten Flußeisensteine oder Scheckenerze. Gelegentlich ist auch die Umlagerung nicht oxydierter chamositischer Erze zu beobachten.
5. Weitere Erzbildungen: Im letzten Stadium der Erzzufuhr scheinen die Hydrothermen S^{2-} - und CO_2 -reicher zu werden, wie die wechselnd starken, meist aber untergeordnet auftretenden, sulfidischen und karbonatischen Neubildungen zeigen. Der feinkörnige Hämatit kann zu grobblättrigem Eisenglanz umkristallisieren.
6. Erzbildungen: Die gelartigen eisen-silikatischen Erze kristallisieren während der Diagenese und varistischen Metamorphose zum größten Teil in berthierinchamositische Typen von wechselndem Chemismus um. Damit parallel geht unter besonderen Bedingungen und Eisenüberschuß die blastische (und untergeordnet pseudomorphosierende) Magnetitneubildung vor sich.
7. Tektonik der Erzgebiete: Die gesetzmäßige Verknüpfung großer Schalsteinmächtigkeiten mit den reichsten Eisenerzen führt infolge der hohen Mobilität der Schalsteinmassen bei tektonischer Beanspruchung dazu, daß bei der varistischen Faltung die Morphologie der Vulkanbauten noch verstärkt wird und dadurch Teile der besten Erzbereiche späterer Abtragung unterliegen. Die durch den Bergbau schon verschiedentlich festgestellte Verarmung der Erze nach der Tiefe hat insofern seine Richtigkeit, als die reichsten Erze an den oberen Teilen der oft steilauferichteten ehemaligen Vulkanflanken zu finden sind und nach den ehemaligen Muldengebieten verarmen.
8. Benennung des Erztyps: Es wird vorgeschlagen, den beschriebenen Erztyp als „Submarine hydrothermal-sedimentäre Eisenerze, Typ Lahn-Dill“ zu benennen. Dabei werden die bisher üblichen Zufügungen „Keratophyr-Eisenerz“ und „Roteisenerze“ weggelassen, da sie genetisch untypisch sind; das auf überwiegend Gaszufuhr hinweisende Wort „exhalativ“ wird durch das eindeutigere „hydrothermal“ ersetzt.

Verfasser hat über die vorgetragene Probleme mit zahlreichen Fachkollegen ausführliche Diskussionen geführt. Zu nennen wären besonders die Herren Prof. Dr. O. OELSNER, Prof. Dr. H. HENTSCHEL, Prof. Dr. H. HARDER, Dr. R. GRÄBE und Dr. H. J. LIPPERT. Diese Aussprachen waren, ob Übereinstimmung der Meinungen erzielt wurde oder nicht, stets außerordentlich fruchtbar. Es ist mir daher ein Bedürfnis, den genannten Herren und auch weiteren Kollegen für ihre Anteilnahme und ihre Anregungen herzlich zu danken.

LITERATUR

- [1] AHLBURG, J.: Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. *Z. prakt. Geol.* **25**, (1917) S. 29—38, 49—56.
- [2] ALBRECHT, F.: Zur Geochemie der oxydischen Eisenerze, insbesondere des Typus Lahn-Dill. Dissertation, München 1952.
- [3] AMSTUTZ, G. C.: Spilitic rocks and mineral deposits. *Bull. Missouri School of Mines, Techn. Ser. Nr. 96*, Rolla 1958.
- [4] AMSTUTZ, G. C.: Geologie und Petrographie der Ergußgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. *Vulkaninstitut Imm. Friedländer., Publ. Nr. 5*, Zürich 1954.
- [5] AMSTUTZ, G. C.: Syngene und Epigene in Petrographie und Lagerstättenkunde. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **39**, (1959) S. 1—48.
- [6] AMSTUTZ, G. C.: Some basic concepts and thoughts on the spacetime-analysis of rocks and mineral deposits in orogenic belts. *Geol. Rdsch.* **50**, (1960) S. 165—189.
- [7] ATANASOW, G.: Eisenführender Jura in Bulgarien. *Freib. Forsch. H. C 79* (1960) S. 215—227.
- [7a] BAKELUND, H. G.: Probleme der arktischen Plateaubasalte. *Veröff. Deutsch. Wissensch. Inst. Kopenhagen, Reihe 1; Arktis, Nr. 3*.
- [8] BARAGAR, W. R. A.: Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador through. *Bull. Geol. Soc. America* **71**, (1960) 1589.
- [9] BARTH, F. F. W.: Pristine and contaminated rock magma and thermal water. *Bull. Volc Ser. II, VI*, Napoli 1940.
- [10] BARTH, V.: Der devonische Vulkanismus der Zone Šternberk-Horný—Benešov im Niederen Gesenke. *Acta Min. Palackiana Olomoucensis, Geographicageologica I, Praha 1960.* (tschechisch mit deutscher Zusammenfassung).
- [11] BARTON, JR. P. B.: The chemical environment of ore deposits and the problem of low-temperature ore transport. In Ph. H. Abelson: *Researches in Geochemistry*, S. 279—300, New York 1959.
- [12] BEDERKE, E.: Die Eisenerzlagerstätten der östlichen Sudeten. *Ztschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen*, (1938) H. 86, S. 481—487.
- [13] BEHREND, F.: Rezent Vulkanismus und die Bildung von Eisenerzen. *Z. deutsch. Geol. Ges.* **86** (1934).
- [14] BEHREND, F.: Eisen und Schwefel fördernde Gasquellen auf den Kameni Inseln. Kapitel XII in H. Reck: *Santorin, der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925—1928*, Bd. II, Berlin 1936.
- [15] BERNAUER, F.: Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. *N. Jb. Min., Beil.-Bd. 69A* (1935) u. *Beil.-Bd. 75* (1940).
- [16] BISQUE, R. E., und LEMISH, J.: Insoluble residue-magnesium content relationship of carbonate rocks from the Devonian Cedar Valley Formation. *J. Sed. Petrol.* **29** (1959), S. 73—76.
- [17] BONDAR, V. G.: Über eine Coelestinlagerstätte in Verbindung mit der hydrothermalen Aktivität von Trapp auf dem Gebiet der Sibirischen Plattform. *Abh. Miner. All.-Unions Ges.* **88** (2) (1959) S. 177—180 (russisch).
- [18] BORCHERT, H.: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. *Chemie der Erde* **16** (1953) 1, S. 49—74.
- [19] BORCHERT, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. *N. Jb. Min. Abh.* **91**, 1957, (Festband Schneiderhöhn) S. 541—572.
- [20] BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. *Geol. Rdsch.* **50** (1961) S. 131—165.

- [21] BORCHERT, H.: Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freib. Forsch.-H. C 79, S. 7—61, Berlin 1960.
- [22] BOTTKER, H.: Die Roteisenlagerstätten des östlichen Sauerlandes und ihre Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des oberen Givet und der Adorf-Stufe. Dissertation (unveröffentlicht), Bergakademie Clausthal 1959.
- [23] BOYDELL, H. C.: Operative causes in ore deposition. Bull. Inst. Mining Met. 37 (1928) S. 50—177.
- [24] BRAUER, W.: Der Magneteisenstein der Grube Königszug bei Oberscheld und seine genetische Stellung. Ber. Oberhess. Ges. Natur- und Heilkd. zu Gießen, 16 (1934).
- [25] BRINDLEY, G. W.: Mineralogy and crystal structure of chamosite. Nature, 164, S. 319.
- [26] BRINDLEY, G. W.: The crystal structure of some chamosite minerals. Mineral. Mag. 29 (1951) S. 502—525.
- [27] BROWN, G.: Report of the clay minerals group subcommittee on nomenclature of clay minerals. Clay Mineral. Bull. 2, (1954) 13, S. 294—302.
- [28] CISSARZ, A.: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchungen der Erze und Nebengesteine des Roteisensteinlagers der Grube Maria bei Braunfeld a. d. Lahn. Mitt. Kaiser Wilhelm Inst. Eisenforsch. 5, Düsseldorf 1924.
- [29] CISSARZ, A.: Zur Petrographie und Genesis südwestmazedonischer Eisensilikatlagerstätten. Bull. Serv. Geol. Geophys. R. P. Serbie 11, S. 318—340, Beograd 1954.
- [30] CISSARZ, A.: Lagerstätten des Geosynklinealvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. N. Jb. Min. Abh. 91 (1957) (Festband Schneiderhöhn), S. 484—540.
- [31] CORNWALL, H. R.: Differentiation in lavas of the Keweenaw series and the origin of the copper deposits of Michigan. Bull. Geol. Soc. America, 62 (1951) S. 159—202.
- [32] CORRENS, C. W.: Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. Arch. Lagerst.-Forsch. 75, Berlin 1942.
- [33] ČUKROV, F. V.: Kolloidy v zemnoi kore (Kolloide in der Erdkruste). Isv. Akad. Nauk SSSR, S. 56—94.
- [34] DANNECKER, E.: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchungen der Erze und Nebengesteine des Magneteisenlagers „Schöner Anfang“ bei Breitenbach, Krs. Wetzlar. N. Jb. Min. Beil. 53 A (1926).
- [35] DAUBE, F.: Die Bildung von Erzparagenesen im Zusammenhang mit dem initialen herzynischen Magmatismus. Dissertation, Bergakademie Clausthal 1960.
- [36] DAVE, S.: Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Brauner Sumpf bei Hüttenrode (Harz). Dissertation, Bergakademie Freiberg 1961; Freib. Forsch.-H. C 146.
- [37] DECKER, H.: Mineralogisch-lagerstättengenetische Untersuchungen an der Erzlagerstätte Pörmitz bei Schleiz/Thür. Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg 1955. Geologie 6 (1956) S. 534—535.
- [38] DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg in der südwestlichen Lahnmulde. Z. deutsch. Geol. Ges. 102 (1950) Hannover 1951.
- [39] DENGLER, H.: Vorbericht zur Befahrung der Eisenerzgrube Lindenberg usw. in: Exkursionsbericht Lahn-Dill anlässlich der 37. Jahrestagung der DMG in Wetzlar 1959.
- [40] DEUBEL, F.: Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens. Beitr. Geol. Thüringen 1 (1925) S. 16—48.
- [41] EDWARDS, A. W.: The present state of knowledge and theories of ore genesis. Proc. Australian Mining and Met., Nr. 177 (1956) S. 69—116.
- [42] ENGEL, A.: Die pelitischen Schichtsilikate und Karbonate in den Neokomsedimenten am Kleinen Fallstein bei Osterwieck. Geologie 8 (1959) 8, S. 842—855.
- [43] ENGEL, A.: Beitrag zur Petrographie und Genese der Neokomsedimente am kleinen Fallstein bei Osterwieck. Geologie 9 (1960) 1, S. 19—35.
- [44] ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Über Vertreter der Essexit-Theralith-Reihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Z. deutsch. geol. Ges. 59 (1907) S. 16—23.

- [45] ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. Cbl. Min. 1909, S. 33—41.
- [46] ERICKSON, G. P., und KULP, J. L.: Potassium — Agron measurements on the Palisades sill, New Jersey. Bull. Geol. Soc. America 72 (1961) S. 649—652.
- [47] FEOKTISTOV, G. D.: Diabas-Still vom Fluß Tschuna (Mittellauf des Angara). Dokl. Akad. Nauk SSSR, 130 (1960) 2, S. 409—411, Petrograph. Reihe (russisch).
- [48] FETZER, W. G.: Humic acids and true organic acids as solvents of minerals. Econ. Geol. 41 (1946) S. 47—56.
- [49] FISCHER, G.: Die Unterkruste vom Standpunkt des Petrographen. Geol. Rdsch. 46 (1957) 1, S. 130—136.
- [50] FISCHER, O.: Über Genese und zukünftige Abbaumöglichkeit der mitteldevonischen Roteisenerze der Gegend von Brilon. Arch. Lagerstättenforschung, 43, Berlin 1929.
- [51] FLASCHEN, S. S., und OSBORN, E. F.: Studies of the system iron oxid-silica-water at low oxygen partial pressures. Econ. Geol. 52 (1957) S. 923—943.
- [52] FRONDEL, C.: Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions. Econ. Geol. 33 (1938) S. 1—20.
- [53] GAERTNER, R. H. v.: Die Erze des thüringisch-fränkischen Devons. Arch. Lagerstättenforschung 57, Berlin 1942.
- [54] GAERTNER, R. H. v.: Die geologische Stellung der oberdevonischen Eisenerzlager in Thüringen und Oberfranken. Jb. Reichsanst. Bodenforsch. 62 (1941) Berlin 1942.
- [55] GANSSER, A.: Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. Helvetiae 52 (1959) 2 S. 659.
- [56] GARRELS, R. M.: Some free energy values from geologic relations. Amer. Mineralogist 42 (1957) S. 780—790.
- [57] GEORGALAS, G. C.: Die postvulkanische Fumarolentätigkeit und Wärmehaushalt des Santorin-Vulkans. Bull. Volc., Ser. II, 6 (1940) S. 237—242.
- [58] GINSBURG, J. J., und SOKOLOV, G. A.: Zu der Abhandlung W. N. PODDUBNYJS „Zur Frage der Entstehung der Eisenerze“. Mitt. Akad. Wiss. UdSSR, Geol. Ser. 2 (1953) S. 113—114 (russisch).
- [59] GILLINGHAM, T. E.: Solubility and transfer of silica in steam. Econ. Geol. 43 (1948) 4, S. 241.
- [60] GLANGEAUX, L.: La genèse des gisements epithermaux de fer, Symposium sur les gisements de fer du monde 1, Alger 1952.
- [61] GRÄBE, R.: Ausbildung und Entstehung der oberdevonischen Roteisenerze und ihrer Nebengesteine im Schleizer Trog. Ber. Geol. Ges. DDR 1 (1956) 2, S. 155—198.
- [62] GRÄBE, R.: Ein Beitrag zur Ausbildung des Oberdevons am NW-Rand des Bergaer Sattels. Ber. Geol. Ges. DDR 1, (1957) 2, S. 42—50.
- [63] GRIGGS, R. F.: Tal der zehntausend Dämpfe. Verlag Brockhaus, Leipzig 1927.
- [64] GRUNER, J. W.: The solubilities of metallic sulphides in alkali sulphid solutions. Econ. Geol. 38, (1933) S. 773—777.
- [65] GRUNER, J. W.: The structural relationship of glauconite and mica. Amer. Mineralogist 20 (1935) S. 699—714.
- [66] GRUNER, J. W.: The hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 200° and 400 °C. Econ. Geol. 34 (1944) S. 578—589.
- [67] GRUNER, J. W.: Hydrothermal leaching of iron ores of the Lake Superior type. Econ. Geol. 32 (1937) S. 121—130.
- [68] GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. Neues Jb. Min., Abh. 99 (1958) S. 47—107.
- [69] GURINOVA, E. J.: Die geologischen Bedingungen der Bildung von Kugellaven am Mittellauf der Unteren Tunguska. Isv. Akad. Nauk SSSR, Geol. Ser. (1960) 6, S. 94—105 (russisch).
- [70] HAGNER, A. F., und COLLINS, L. G.: Host rock as a source of iron. Ausable Forks Magnetite District, New York.

- [71] HAMILTON, W.: Silicic differentiates of Lopoliths. Amer. Miner. Soc., Prog. 1958, 72.
- [72] HARDER, H.: Zur Genese der Eisenerze des Lias — Fortschr. Min. **29/30** (1950/51) 1, S. 70—71.
- [73] HARDER, H.: Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias. Heidelbg. Beitr. Min. Petr. **2** (1959) S. 455—476.
- [74] HARDER, H.: Beitrag zur Petrographie und Genese der Hämatiterze des Lahn-Dill-Gebietes. Heidelbg. Beitr. Min. u. Petr. **4** (1954) S. 54—66.
- [75] HARDER, H.: Zum Chemismus der Bildung einiger sedimentärer Eisenerze. Z. deutsch. geol. Ges. **109** (1957) 1. Teil.
- [76] HARDER, H.: Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. Fortschr. Min. **38**, (1960) 2, S. 187—189.
- [77] HARRISON, J. M.: The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland. Geol. Survey Canada, Paper 52—20. 21 S. 1952.
- [78] HEGEMANN, F.: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. Fortschr. Min. **27**, (1948) S. 45—46.
- [79] HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. Min. **27**, (1948) S. 54—55.
- [80] HEGEMANN, F., und ALBRECHT, F.: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie der Erde **17** (1954) 2, S. 81—103.
- [81] HENTSCHEL, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine. Notizbl. Hess. L.-Amt f. Bodenforschung **2**, Wiesbaden 1951.
- [82] HENTSCHEL, H.: Zur Frage der Chlorit- und Karbonatbildung in spilitischen Gesteinen Fortschr. Mineral. **31** (1952), Stuttgart 1953.
- [83] HENTSCHEL, H.: Der lagerdifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer I. Notizbl. Hess. L.-Amt f. Bodenforschung **84** (1956).
- [84] HENTSCHEL, H.: Über Schalsteine und Diabase im Lahn-Dill-Gebiet. Wissensch. Zeitschr. d. Karl-Marx-Universität Leipzig **5** (1955/56) Math.-Nat. Reihe, Heft 4, S. 409—413.
- [85] HENTSCHEL, H.: Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. Freib. Forsch.-H. C 79 (1960) S. 82—105.
- [86] HENTSCHEL, H., und MICHELS, F.: Geologisch-petrographische Exkursionen in die Lahnmulde am 24. Mai 1952. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, **104**, Hannover 1953.
- [87] HESEMANN, J.: Die oberdevonischen Eisenerze des Mittelharzes. Abh. Prakt. Geol. Bergwirtschaftslehre **10**, Halle 1927.
- [88] HESS, E.: Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. Beitr. Min. Petr. **6** (1957/58) S. 59—88.
- [89] HOLZNER, J.: Eisenchlorite aus dem Lahngebiet. N. Jb. Min. usw. **73** (1938) Abt. A, S. 389—418.
- [90] HOTZE, P. E.: Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania. Bull. Geol. Soc. America **64** (1953) S. 675—704.
- [91] HUMMEL, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geol. Rundsch. **13**, Berlin 1922.
- [92] HUMMEL, K.: Das Problem der Halmyrolyse und seine Bedeutung für die Bildung von Erzlagerstätten. Ber. Freiberg. Geol. Ges. Ber. XIV (1933), S. 22—23.
- [93] HUMMEL, K.: Über Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. Prakt. Geol. **31** (1923).
- [94] ILAVSKY, J.: Über die Beziehung einiger Hämatitlagerstätten zu der hydrothermalen Vererzung der Siderite des Zipfs-Gemörer Erzgebirges. Geol. Sbornik Slov. Akad. Vied. **IX**, 1, S. 103—128, Bratislava 1958 (slovakisch mit deutscher Zusammenfassung).
- [95] INGERSON, E.: Diskussionsbemerkung zu dem Vortrag L. C. Graton: The nature of the oreforming-fluid. An analysis of recent opinions. Bull. Vole., Ser. II, **6** (1940).
- [96] INGERSON, E.: Methods and problems of geologie thermometry. Econ. Geol. **50** (1955) S. 431—410.
- [97] IVANOV, S. N., KURITSINA, G. A., und GLEBOVSKAJA, E. A.: Bitumen in Pyriterzen und Erzneben-gesteinen des Urals. Geochimija, (1961) Nr. 3, S. 268 (russisch).
- [98] JAMES, H. L.: Sedimentary facies of iron-formation. Econ. geol. **49** (1954) S. 235—293.

- [99] JASMUND, K.: Die silikatischen Tonminerale, Verlag Chemie, Weinheim 1955.
- [100] JURK, JU. JU.: Über die Entstehung des Magnetits in den eisenführenden Gesteinen des Kriwoj-Rog-Reviere. Sapiski Wsesojusu Min. Obsch. 87, (1958) 370—373 (russ.).
- [101] KARRENBERG, H., und QUITZOW, H. W.: Die Roteisensteine und Magnetite des Devons. 1. Die Erze des schlesisch-mährischen Devons. Arch. Lagerstättenforschung 75 (1942) S. 155—165.
- [102] KEGEL, W.: Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südl. Lahnmulde. Z. prakt. Geol. 31, Halle 1923.
- [103] KENNEDY, W. Q.: Trends of differentiation in basaltic magmas. Am. Journ. Sci. 25 (1933) S. 239—256.
- [104] KNAUER, E.: Zur quantitativen mineralogisch-petrographischen Untersuchung der Roteisenerze von Büchenberg bei Elbingerode/Harz. Z. angew. Geol. 5 (1959) 3, S. 100—102.
- [105] KORŽINSKIJ, D. S.: Der Filtrationseffekt in Lösungen und seine Bedeutung in der Geologie. Abh. Akad. Wiss. UdSSR, Geol. Ser. Nr. 2 (1947), russisch.
- [106] KORŽINSKIJ, D. S.: The advancing wave of acidic components in ascending solutions and hydrothermal acid-base differentiation. Geochimica of Cosmochimica Acta 19 (1959) S. 17—20.
- [107] KORŽINSKIJ, D. S.: Das Aziditäts-Alkalitäts-Regime und die vertikale Zonarität bei postmagmatischen Prozessen. Angew. Geologie 6 (1960) 8, S. 373—375.
- [108] KRAUSKOPF, K. B.: The heavy metal content of magmatic vapor at 600 °C. Econ. Geol. 52 (1957) S. 786—807.
- [109] KRETSCHMAR, F.: Die Leptochlorite der mährisch-schlesischen Schalsteinformation. Cbl. Min. 1906, S. 283—311.
- [110] KRETSCHMAR, F.: Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone von Sternberg-Bennisch. Arch. f. Lagerstättenforschung 24, Berlin 1917.
- [111] KRUCKOW, TH.: Intrusiver und effusiver Magmatismus im Oberdevon bei Schleiz in Ostthüringen. Geologie 4 (1955) 2, S. 17.
- [112] KRUMBEIN, W. C., und GARRELS, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Geol. 60 (1952) S. 1—33.
- [113] KRZYWICKI, E.: Der Unterharz. In: Geologie des Harzes von H. Schriel (1954).
- [114] KUNO, H., YAMASAKI, K., IIDA, CH. und NAGASHIMA, K.: Differentiation of Hawaiian Magmas. Abstracts of Meeting in Atlantic City 1958.
- [115] LANGE, H.: Geochemische Untersuchungen an oxydischen Fe-Mineralien aus dem Elbingeröder Komplex. Geologie 6 (1957) S. 610—639.
- [116] LEHDER, J.: Die Phosphoritkonkretionen des untersten Culms in Ostthüringen und dem Vogtland. N. Jb. Min., Beil. 22 (1906).
- [117] LEHMANN, E.: Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus. Z. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen 2 (1949) 8.
- [118] LEHMANN, E.: Das Keratophyr-Weilburgit Problem. Heidelberg. Beitr. Min. Petr. 2 (1951) S. 383.
- [119] LENGYEL, E.: A Ti-V-Fe-ore enrichment in the gabbro-peridotite range of the Bükk Mountains, Hungary. Materialien der Geochemischen Konferenz der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest, Oktober 1959.
- [120] LINDGREEN, W.: Mineral deposits. Mc Graw-Hill Book Co, New York 1933.
- [121] LIPPERT, H. J.: Zur Tektonik, Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde. Z. deutsch. Geol. Ges. 102 (1950), Hannover 1951.
- [122] LIPPERT, H. J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisensteingruben des östlichen Dillgebietes. Abh. Senckenb. Naturf. Ges. 485, S. 1—30. Frankfurt/M. 1951.
- [123] LIPPERT, H. J.: Das Roteisenstein-Grenzlager von der Wende Mittel-Oberdevon in der Dill-Mulde. Z. deutsch. Geol. Ges. 104 (1952) S. 260—276.
- [124] LIPPERT, H. J.: Aus dem Roteisenstein-Bergbau an Lahn und Dill. Z. deutsch. Geol. Ges. 105 (1953) S. 20—24.
- [125] MAGNUSSON, N. H.: Malmgeologie, Stockholm 1953.
- [126] MARMO, V.: On the TiO-content of magnetites as a petrogenetic hint. Am. J. Sci., 257 (1959) S. 144—149.

- [127] MEINSCHEN, W. G.: Origin of Petroleum. Bull. AAPG 43 (1959) 5, S. 925—943. Ref. Z. Angew. Geol. 6 (1960) 1, S. 42.
- [128] MILCH, L.: Über Adinole und Adinolschiefer des Harzes. Z. deutsch. geol. Ges. 69, (1917) S. 349—486.
- [129] MOORE, E. S., und MAYWALD, J. E.: Solution, transportation and precipitation of iron and silica. Econ. Geol. 24 (1929) S. 172—203, 365—402, 506—527.
- [130] MOREY, G. W.: The volatility of silica with steam. Transact. Americ. geophys. Union, 13 Meeting, S. 269, Washington 1932.
- [131] MTSCHEDLOV-PETROSSJAN, O. P.: Dokl. Akad. Nauk 87 (1957) 3.
- [132] MÜLLER, K. J.: Zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Dissertation, Berlin 1951.
- [133] NABOKO, S. J., und RJABIČKINA, E. P.: Über die Zusammensetzung einiger Kondensate der Solfataren-Gase. Bjubl. Vulkanol. Stanzii Akad. Nauk SSSR, Nr. 26, 1957 (russ.).
- [134] NELSON, B. W., und ROY, R.: New Data on composition and identification of chlorites, clays and clayminerals. Univ. Missouri, (1953) S. 335—348.
- [135] NELSON, B. W., und ROY, R.: Synthesis of the chlorites and their structural and chemical constitution. Amer. Mineralogist 43 (1958) S. 707—725.
- [136] NEČAEV, S. V.: Zu Fragen über die Genese der Dolomite und dolomitischen Kalksteine im südwestlichen Randgebiet des Donbasses. Votr. Akad. Wiss. UdSSR 124 (1959), 5, S. 1117—1119 (russisch).
- [137] NEUERBURG, G. J., und GRANGER, H. C.: A geochemical test of diabase as an ore source for the uranium deposits of the Dripping Spring district, Arizona. N. Jb. Min., Abh. 94 (1960) (Festland P. Ramdohr), S. 759—797.
- [138] NOVAK, F., VTELENSKY, J., KUPKA, F., und VALCHA, Z.: Orthochamosit, ein neues Mineral aus den hydrothermalen Erzgängen von Kank bei Kutna Hora (Kuttenberg) in der ČSSR. Geologie 8 (1959) 2, S. 159—167.
- [139] OELSNER, O. W.: Übersicht über die Genese von Eisenerzlagerstätten. Neue Hütte 2 (1957) 1, S. 8—13.
- [140] OELSNER, O. W.: Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi-Co-Ni-Formation innerhalb dieser Vererzung. Geologie 7 (1958) S. 682—701.
- [141] OELSNER, W. O.: Bemerkungen zur Bedeutung von Assimilationsvorgängen bei der Intrusion initialer Magmen zur Genese oxydischer Geosynklinallagerstätten. Rep. 21. Session (Norden) Intern. Geol. Congress 16, Copenhagen 1960.
- [142] OFTEDAHL, CH.: A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. För. i Stockholm Förhandlingar 80 (1958), Nr. 492.
- [143] OSBORN, E. F.: Crystallisation and differentiation of basaltic magma as a function of the constancy of oxygen partial pressure. Abstracts of Meeting in Atlantic City, S. 122, (1958).
- [144] PELIKAN, A.: Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 107, (1898) S. 547—608.
- [145] PODDUBNIJ, W. M.: Zur Frage der Entstehung der Eisenerze. Mitt. Akad. Wiss. UdSSR, Geol. Ser. 2 (1953) S. 110—113 (russisch).
- [146] POLDERVAART, A., und HESS, H. H.: Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. Journ. Geology 59 (1951) S. 472—489.
- [147] RAMDOHR, P.: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberger Lagerstätte. Geol. J. 67 (1953) S. 367—494.
- [148] RAMDOHR, P.: Die Eisenerzlager des Oberharzer („Osterröder“) Diabaszuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockenkontaktes. N. Jb. Min., Beil. Bd. 55 (1927).
- [149] RANKAMA, K., und SAHAMA, TH. G.: Geochemistry. Chicago 1952.
- [150] REICHSTEIN, M.: Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. Geologie 8 (1959) 1, S. 13—46.
- [151] RICHTER, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. Z. Intern. Bergwirtsch. Bergtechnik 23, Halle 1930.

- [152] RÖSLER, H. J.: Zum oberdevonischen Quarzporphyr-Vulkanismus in Ostthüringen. *Z. angew. Geologie* **5** (1959) 10, S. 451—453.
- [153] RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese des oberdevonisch-unterkarbonischen Magmatismus und seiner Lagerstätten in Ostthüringen. *Freib. Forsch.-H. C 92* (1960 a).
- [154] RÖSLER, H. J.: Zum Chemismus der oberdevonischen und unterkarbonischen Karbonatgesteine in Ostthüringen. *Geologie* **9** (1960 c) 8, S. 867—883.
- [155] RÖSLER, H. J.: Bemerkungen zur Genese von Geosynklinalmagmatiten. Report 21. Session (Norden) Intern. Geol. Kongress, Copenhagen 1960 b.
- [156] RÖSLER, H. J.: Versuch einer genetischen Deutung der Eisenerze vom Typ Lahn-Dill bei Schleiz-Pörmitz in Ostthüringen. *Geologie* **10** (1961 a) H. 1.
- [157] RÖSLER, H. J.: Die Variation der Suszeptibilität in einem mächtigen Diabaslager aus Thüringen. *Geologie und Geophysik* **3**, (1961 b).
- [158] SAPORŽEWA: Über das gleichzeitige Vorkommen von Glaukonit und Chamosit in Gesteinen. *Ber. Akad. Wiss. UdSSR* **97** (1954) S. 903—905 (russisch).
- [159] SCHELLMANN, W.: Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. *Chemie der Erde* **20** (1952) 2, S. 104—135.
- [160] SCHERP, A.: Der Initialmagmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und seine Lagerstätten. *Erzmetall* **14** (1961) 7, S. 328—335.
- [161] SCHLEGEL, G.: Ergebnisse einer Grubenkartierung im Oberkarbon und Unterkarbon des Schleizer Troges bei Pörmitz. Diplomarbeit, Jena 1956.
- [162] SCHLEGEL, G., und WIEFEL, H.: Die Bemusterung oberdevonischer Roteisenerze des Schleizer Gebietes und ihre Auswertung. *Z. angew. Geologie* **6** (1959) 12, S. 573—576.
- [163] SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena 1941 (Band 1).
- [164] SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten: Kurzvorlesung. 3. Auflage, 1955.
- [165] SCHNEIDERHÖHN, H.: Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. *Geol. Rdsch.* **42** (1953) S. 34—43.
- [166] SCHÖNENBERG, R.: Stratigraphie, Tektonik und geosynklinaler Magmatismus der ältesten Oberdevonzeit am Bergaer Sattel (Ostthüringen). *Geol. Jb.* **66**, Hannover 1951.
- [167] SEKINE, Y.: Über das Vorkommen von Magmatiten in den subvulkanisch-hydrothermalen Cu-Pb-Sn-W-Erzgängen der Grube Akenobe, Japan. *N. Jb. Min., Abh.* **93** (1959) 2, S. 220. Ref.: *Montanwiss. Lit. Ber. C* **6** (1960) 8, S. 985.
- [168] SELENOV, K. K.: Über die Belieferung des Ochotskischen Meeres mit gelöstem Eisen durch die Hydrothermen des Ebekovulkans (auf der Insel Paramuschir). *Ber. Akad. Wiss. UdSSR* **120** (1958) 5, S. 1084—1092 (russisch).
- [169] SELENOV, X. K.: Transport gelösten Aluminiums durch Thermalwasser der Kurilen-Bergkette und einige Fragen der Bildung geosynklinaler Bauxitlagerstätten. *Isv. Akad. Nauk. SSSR, Geol. Ser.* **3** (1960) S. 57—61 (russisch).
- [170] SERDJUČENKO, D. P.: Chlorite, ihre chemische Konstitution und Klassifikation. *Arb. geol. Wiss., Min. Petr. Ser.* **140** (1953) 14, (russisch).
- [171] SIGVALDSON,,: Mineralogische Untersuchungen über Gesteinszersetzung durch postvulkanische Aktivität in Island. *Beitr. Mineral. Petrogr.* **6** (1959) 6, S. 404—426.
- [172] SKÁČEL, J.: Problemy metallogenese v Jeseníkach. *Rudy* (1956) 4, S. 241—243, (tschechisch).
- [173] SKÁČEL, J.: Geologie devonu a rudnich ložisek u Horniho Benešova. *Trirodovedny časopis Sleski XXI* (1960) 1.
- [174] SMIRNOV, W. I.: Über die möglichen exhalativen und exhalativ-sedimentären Kiesvorkommen in der Sowjetunion. *Freib. Forsch.-H. C 79* (1960) S. 62—66.
- [175] STEINICKE, K.: Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an der Roteisenerzlagstätte bei Schleiz in Thüringen. *Z. angew. Geologie* (1958) 8, S. 376—377. Kurzfassung einer unveröffentlichten Diplomarbeit, Berlin 1957.
- [176] STIRNEMANN, E.: Über die Bildungsverhältnisse der Eisenerzlagerstätten im System Eisenchlorid-Wasser. *N. Jb. Min., Beil. Bd.* **53** Ac (1926).

- [177] STOICOVICI, E., und GLISZCZYNSKI, S. v.: Die Entstehung des Chlorits aus einer kolloidalen späthydrothermalen Phase. I. Teil: Die grünen jaspisähnlichen Massen aus den Andesiten von Sabisea, Valea Bradului und von Capnic in Siebenbürgen. *Chemie der Erde* **13** (1940) S. 50—63.
- [178] STOLZE, F.: Die Mineralien im Blei-Zink-Erzgang der Zeche Auguste Victoria in Marl (Westfalen). *Beitr. Geol. Jb.* 40, Hannover 1960.
- [179] STÜTZEL, H.: Die Erze der Grube Theodor bei Aumenau und ihr Verhältnis zum Nebengestein. *N. Jb. Min., Beil.* **67** (1933) Abt. A, S. 155—195.
- [180] SUDO, T.: Mineralogical Studies of green vitric tuff of Japan. *Proc. 7th Pacific Science Congress 1953*, Bd. 2, S. 249—255.
- [181] SUNDIUS, N.: On the origin of late magmatic solutions containing Magnesia, Iron and Silica. *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C., Nr. 392*, Stockholm 1935.
- [182] SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinbildungsprozesse. *Freib. Forsch.-H. C* **58** (1959) S. 66—92.
- [183] TISCHENDORF, G.: Syngene und Epigene in Petrographie und Lagerstättenkunde. *Z. angew. Geologie* (1960) **6**, S. 287—288.
- [184] TOČILIN, M. S.: Über den primären Ursprung des oolithischen Hydrogoethits in den Siderit-Chamosit-Erzen. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 1952, S. 269—271 (russisch).
- [185] TUGARINOV, A. J., und SMEJENKOVA, A. W.: Die Herkunft der Erzsubstanz bei der endogenen Lagerstättenbildung. *Z. angew. Geol.* **7** (1961) H. 3, S. 109—113.
- [186] TURNER, F. J., und VERBOOGEN, J.: Igneous and metamorphic petrology. („Die Spilit-Keratophyr-Assoziation“) New-York-Toronto-London, 1951, S. 201—212.
- [187] HISE, C. R. van, und LEITH, C. K.: The geology of the Lake Superior region. *U. S. Geol. Survey, Mono* 52.
- [188] VUAGNAT, M.: Sur quelques diabases suisses. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **26** (1946) S. 116 bis 228.
- [189] WAGER, L. R. und DEER, W. A.: Geological investigations in East Greenland Fol. 3: The Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssaug, East Greenland. *Medd. Grönland* **105** (1939) 4, 335 Seiten.
- [190] WAGNER, G. D.: Differentiationserscheinungen in Diabasen des Ostthüringischen Hauptsattels. *Min. Petr. Mitt., N. F.* **50** (1939) 2.
- [191] WALKER, F.: The pegmatitic differentiates of basic sheets. *Am. Journ. Sci.* **251** (1953) S. 41—60.
- [192] WHITE, E. D., BRANNOK, W. E., und MURATA, K. J.: Silica in hot spring waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **10** (1956) S. 27—59.
- [193] WIENHOLZ, R.: Zur Ausbildung und Entstehung des Kohlenkalkes und über den Unterkarbon-Vulkanismus in Ostthüringen. *Diplomarbeit*, Jena 1955.
- [194] WILKINSON, J. F. G.: Titanomagnetites from a differentiated teschenite sill. *Mineral. Mag.* **31** (1959) S. 443—454.
- [195] WILSHIRE, H. G.: Alteration of olivin and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *Amer. Mineralogist* **43** (1958) S. 120—147.
- [196] YONELL, R. F.: Mineralogical changes in weathered sedimentary ironstones. *Amer. Mineralogist* **43** (1958) 7/8, S. 774—776.
- [197] ZIES, E. G.: The valley of 10000 smokes. *Contr. Techn. Pap. Nat. Geogr. Soc. Washington* 1929.

Bilder 1 bis 53

Bild 1. Brockenschalstein, calcitreich,
grün und weiß, ähnliches Gefüge wie
das sogenannte „Scheckenerz“

Pörmitz, Schacht „Roter Stern“, Halde,
Großanschliff G 282 (alle angeführten
Dünnschliffe und Großanschliffe befin-
den sich bei der Betriebsleitung Jena
des VEB Erkundungsbetriebes West,
Maßstab 1:1,5

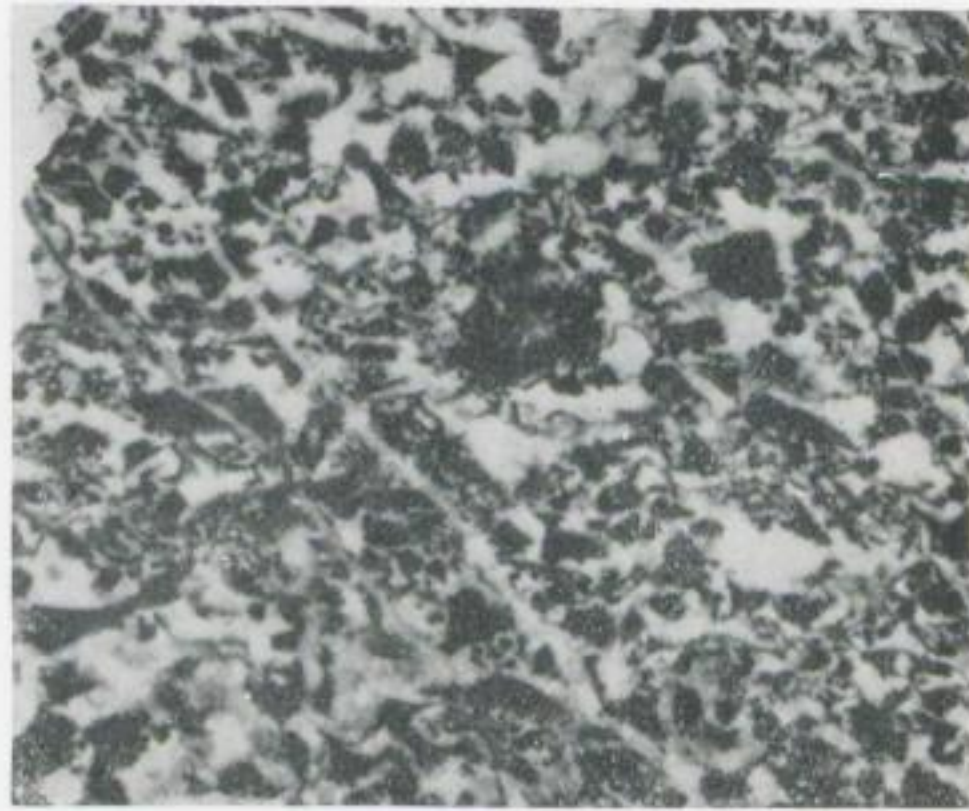


Bild 2. Brockenschalstein, calcitreich,
magmatische Komponenten graugrün
bis graubraun (Oxydationswirkung)

Pörmitz, Schacht „Roter Stern“, Halde,
Großanschliff G 267, Maßstab 1:1,5

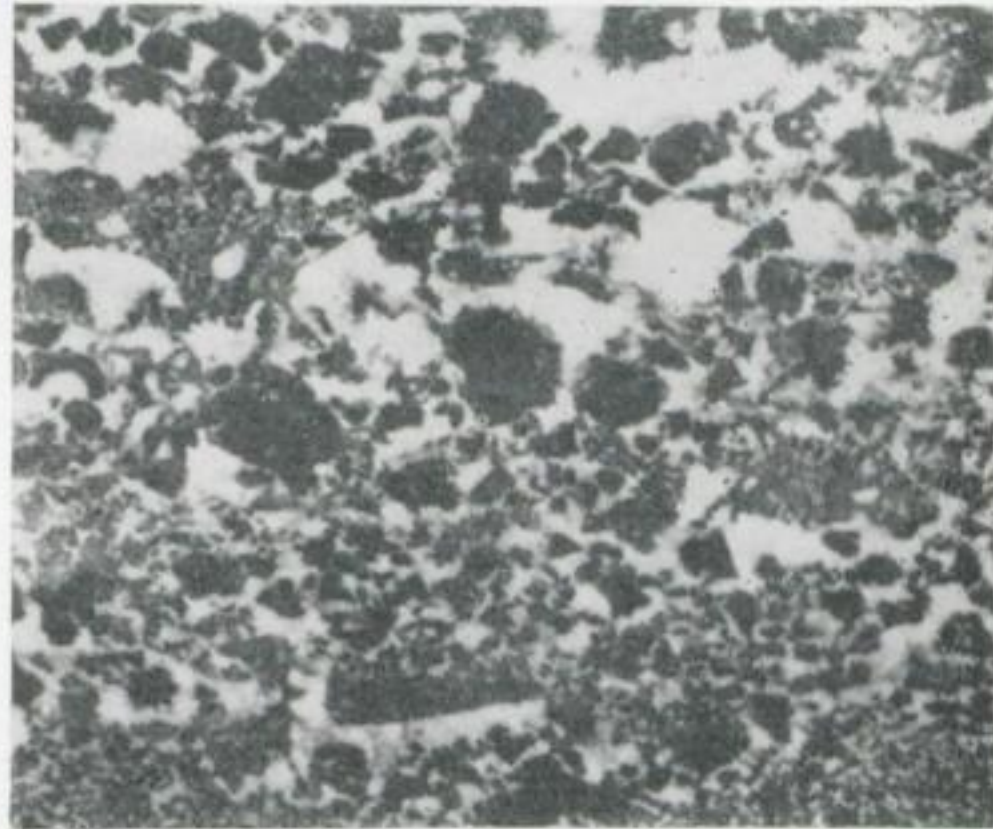
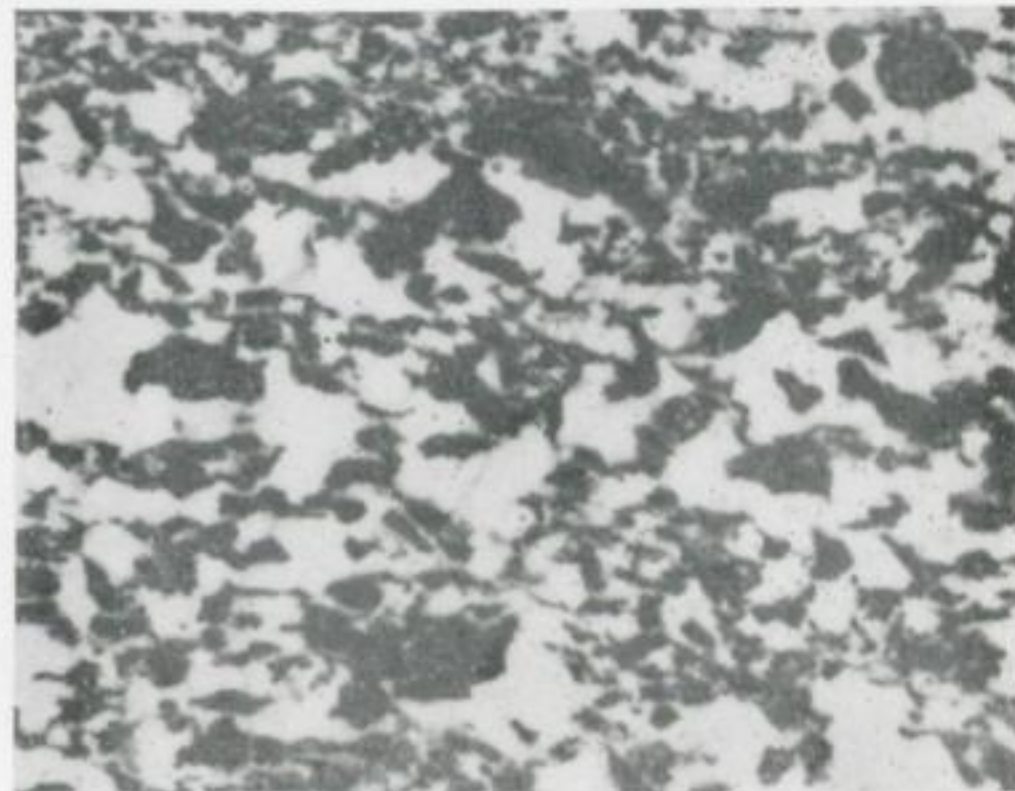


Bild 3. Calcit-Hämatit-Erz
(„Scheckenerz“)

Pörmitz, Halde „Roter Stern“,
Maßstab 2:1



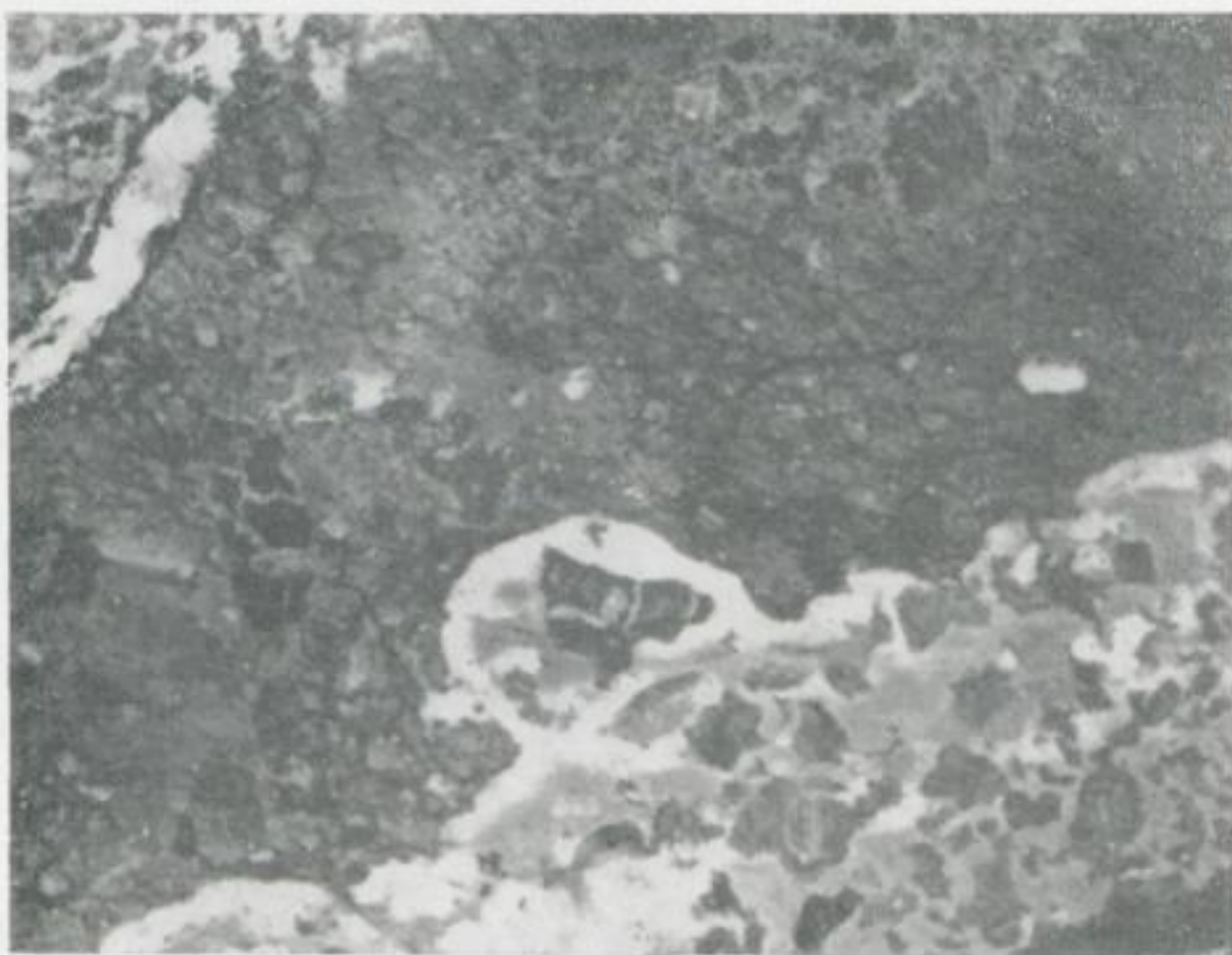


Bild 4. Calcit-Hämatit-Erz („Scheckenerz“).
 Rotbraune Hämatitbrocken in weißer und
 dunkelbrauner Calcitgrundmasse
 Pörmitz, Halde „Roter Stern“, etwa nat. Größe



Bild 5. Grauer schichtiger Kalk aus Erzlagernähe liegt
 brecciös in schalsteinartiger Grundmasse, in der Mitte
 kräftige schlierige Pyritisierung längs tektonischer Linien
 Göschwitz, Bohrung 3, Teufe 95,0—95,8 m. Bohrkern,
 Großanschliff G 385, Maßstab 1:1,5



Bild 6. Spilitbreccie in calcitischer Grundmasse. Die Spilitbrocken sind wechselnd hydrothermal gebleicht. Die am stärksten beanspruchten Brocken (besonders links) haben sich mit einem Kranz von Chlorit und Chalzedon umgeben; die diese Substanzen aufbauenden Stoffe sind aus dem Spilit ausgewandert

Pörmitz, Schacht „Roter Stern“, Maßstab etwa 1:3

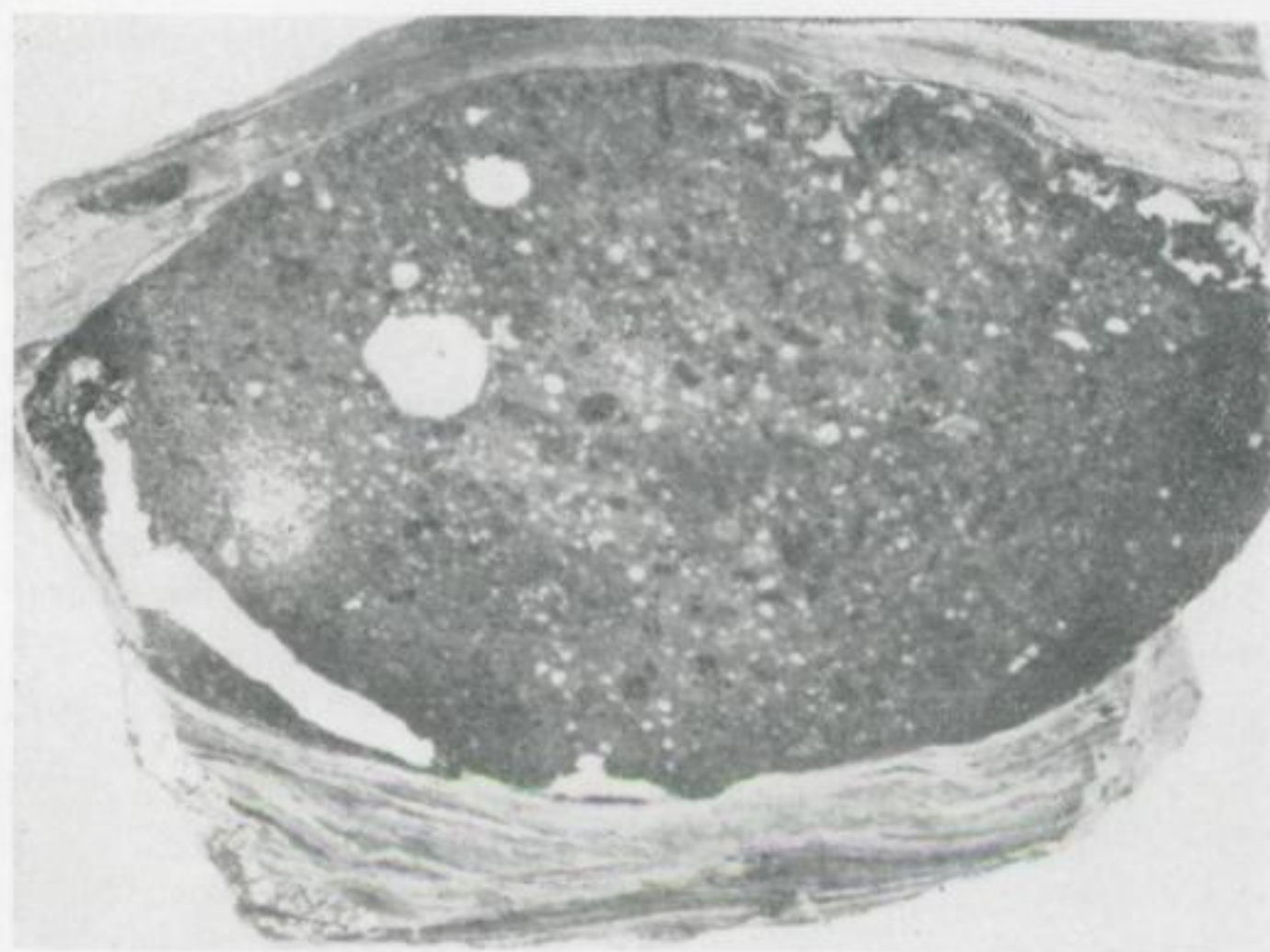


Bild 7. Spilit-, „bombe“ als Einlagerung in einer feinstkörnigen, 2 m lang aufgeschlossenen fluidalstruierten Schicht. Spilit hellgrau, Umhüllung blaugrün

Pörmitz, Schacht „13. Oktober“, streichende Strecke Ost 2, östl. Querschlag 5. Großanschliff G 95, Maßstab 1:1,5

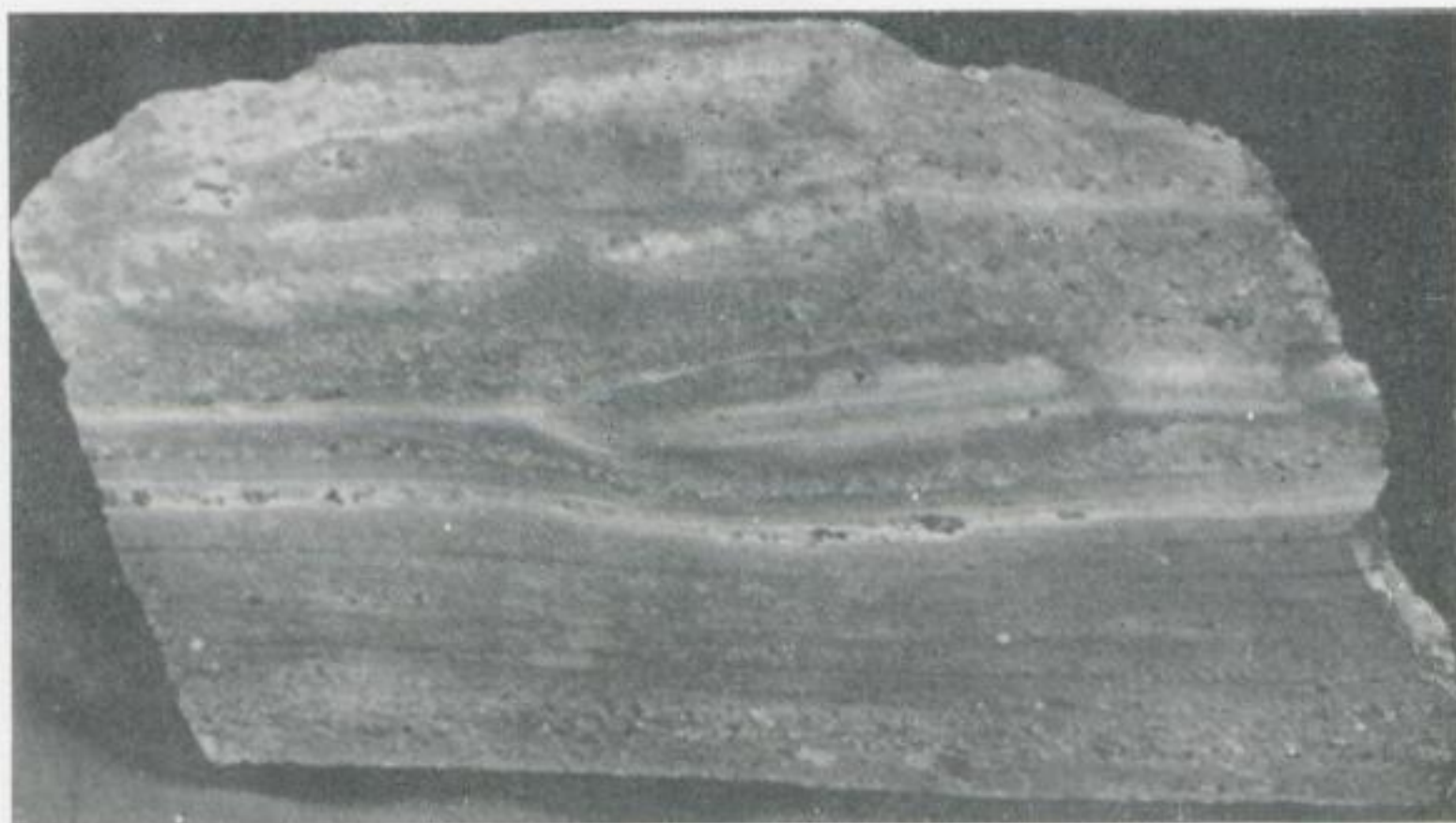


Bild 8. Mittel- bis feinkörnige „Hangende Tuffe“, gutgeschichtet, grün bis gelbbraun, mit schichtigen Einlagerungen von im Bild dunkel erscheinenden Flecken eines „Glimmerminerals“
Görkwitz, Untersuchungsschacht, Halde



Bild 9. Ein tonig-tuffiges feinkörniges Sediment im Untersten Kulm wird von einem mittelkörnigen Rhyodazitkristalltuff (sogenannter Quarzkeratophyrtuff) überlagert. Das Bild beweist, daß schon innerhalb der hier gezeigten Sedimentationszeit die diagenetische Verfestigung so weit fortgeschritten ist, daß Spaltenbildung möglich wurde
Bohrung Görkwitz 118, Teufe 21,4 m,
Großanschliff G 401, nat. Größe

Bild 10. Gelförmig ausgeschiedene chloritisch-chamositische und illitische Substanzen in stark verzwilligtem Calcit. Das Material dieser Stoffe stammt aus den benachbarten magmatischen Schalsteinpartikeln

Pörmitz, Dünnschliff, Vergr. $\times 50$, Nic. fast +

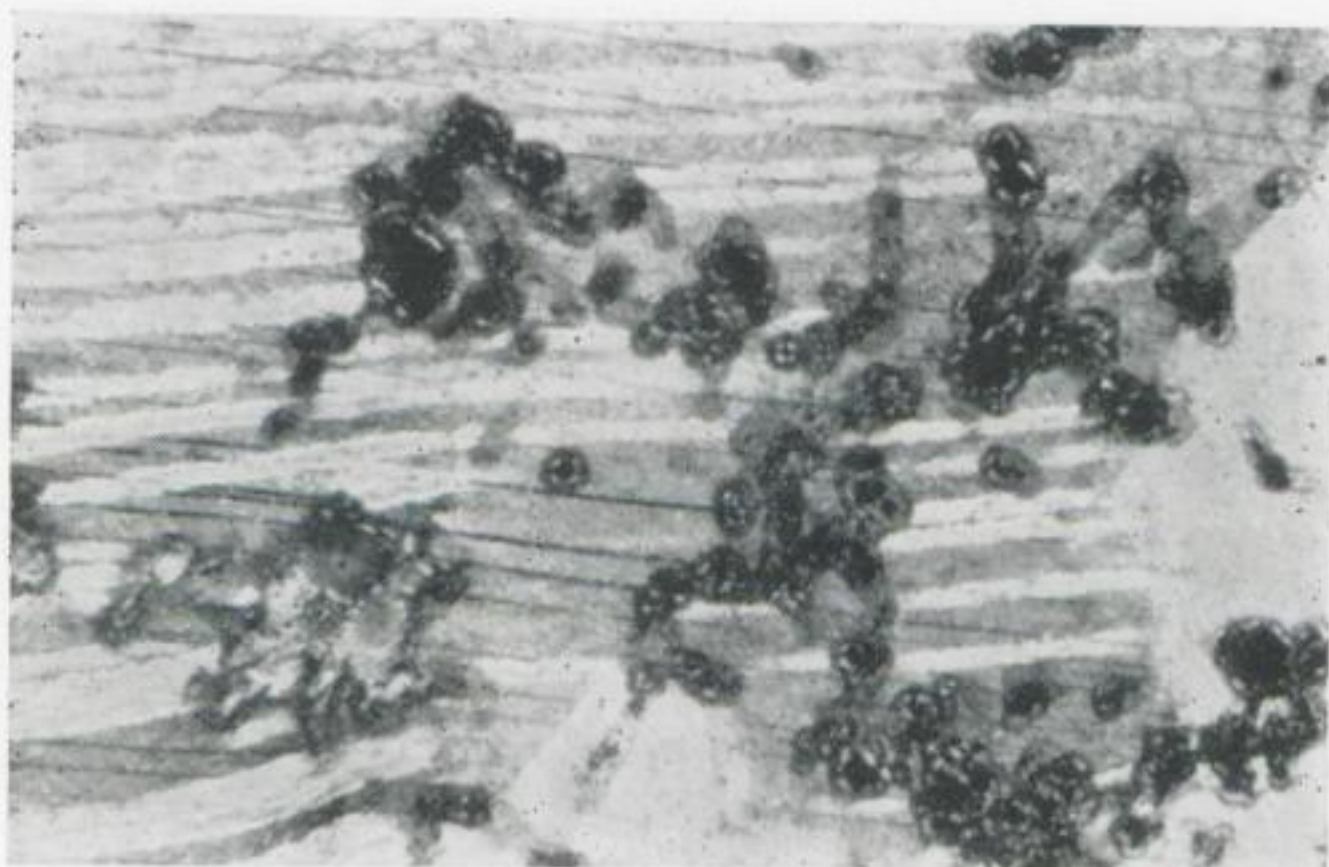


Bild 11. Grenzbereich Schalsteinlapilli-Calcitmatrix. Die aus den magmatischen Partikeln ausgewanderten Substanzen haben sich in kolloidalen Formen als Hämatit (schwarz) und Illitsubstanz (hellgrau innerhalb der Oxyde) ausgeschieden

Pörmitz, Dünnschliff 196 II (Steinike), 1 Nic. Vergr. $50\times$

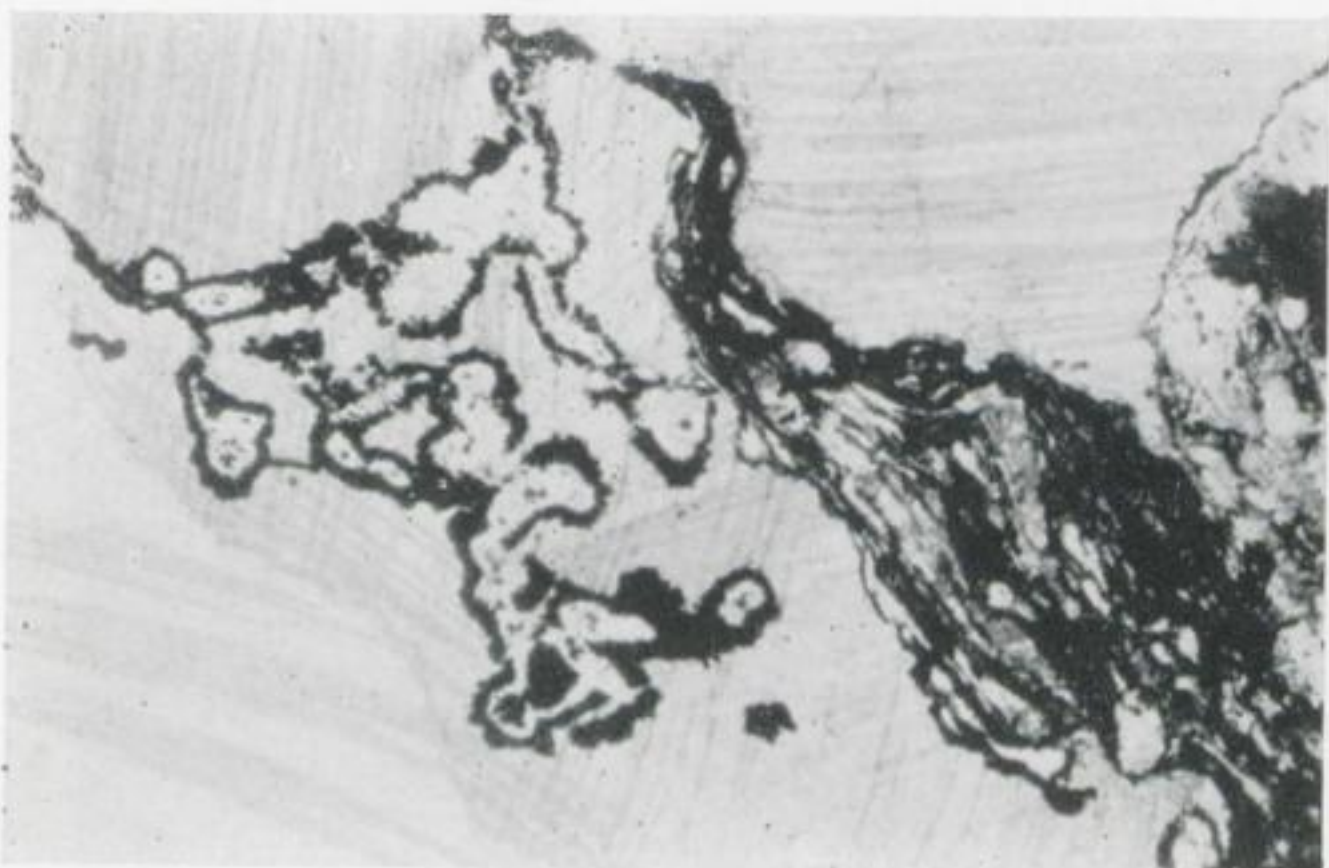
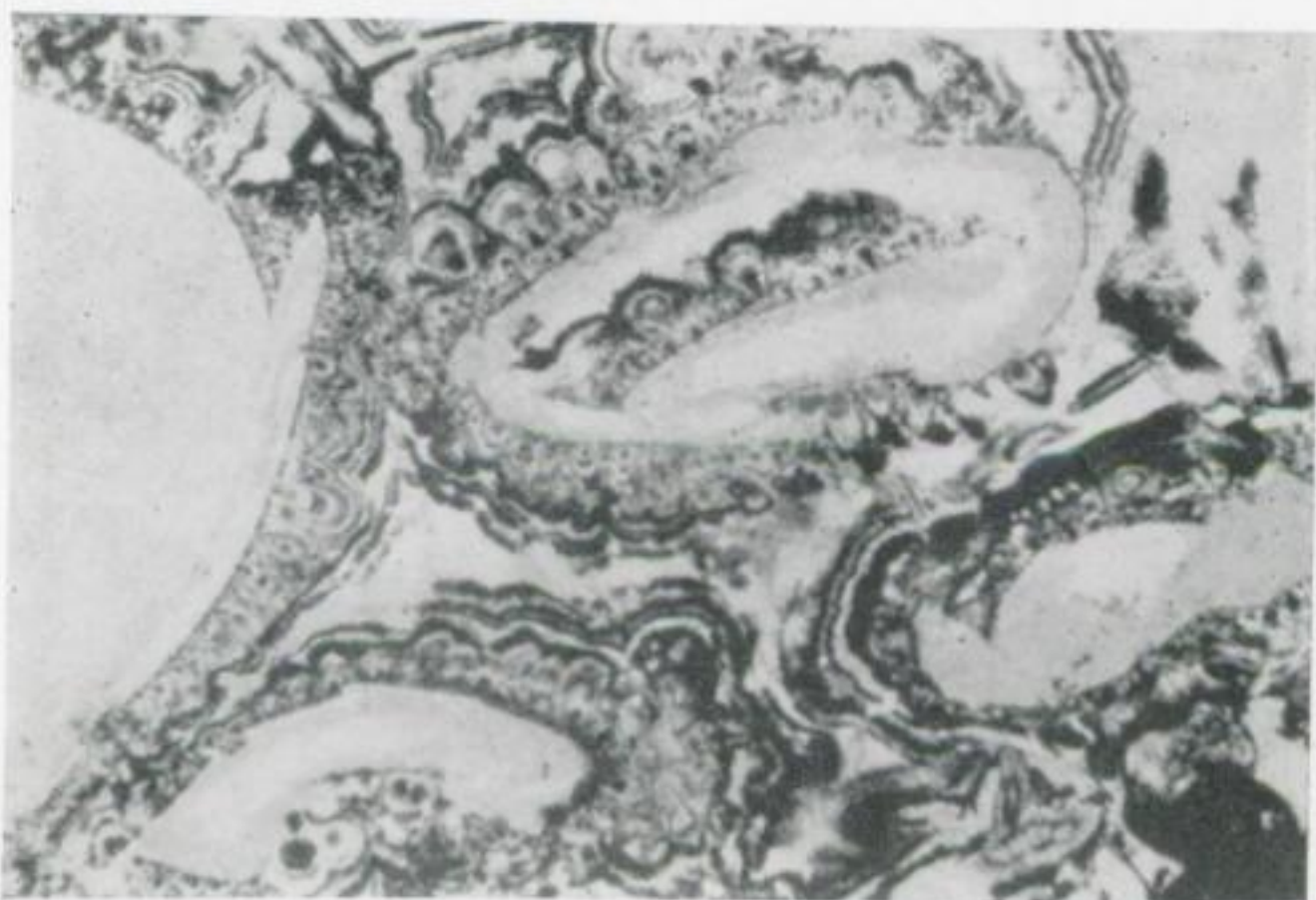


Bild 12. Schlierenschalstein, unter Vergelung umkristallisiert. Neuer Mineralbestand Eisenoxyd, chamositischer Chlorit (hellgrau), Quarz und helles Glimmermineral (weiß)

Göschwitz, Bohrung 3, Teufe 87 m.

Dünnschliff D 3696, Vergr. $50\times$, 1 Nic.



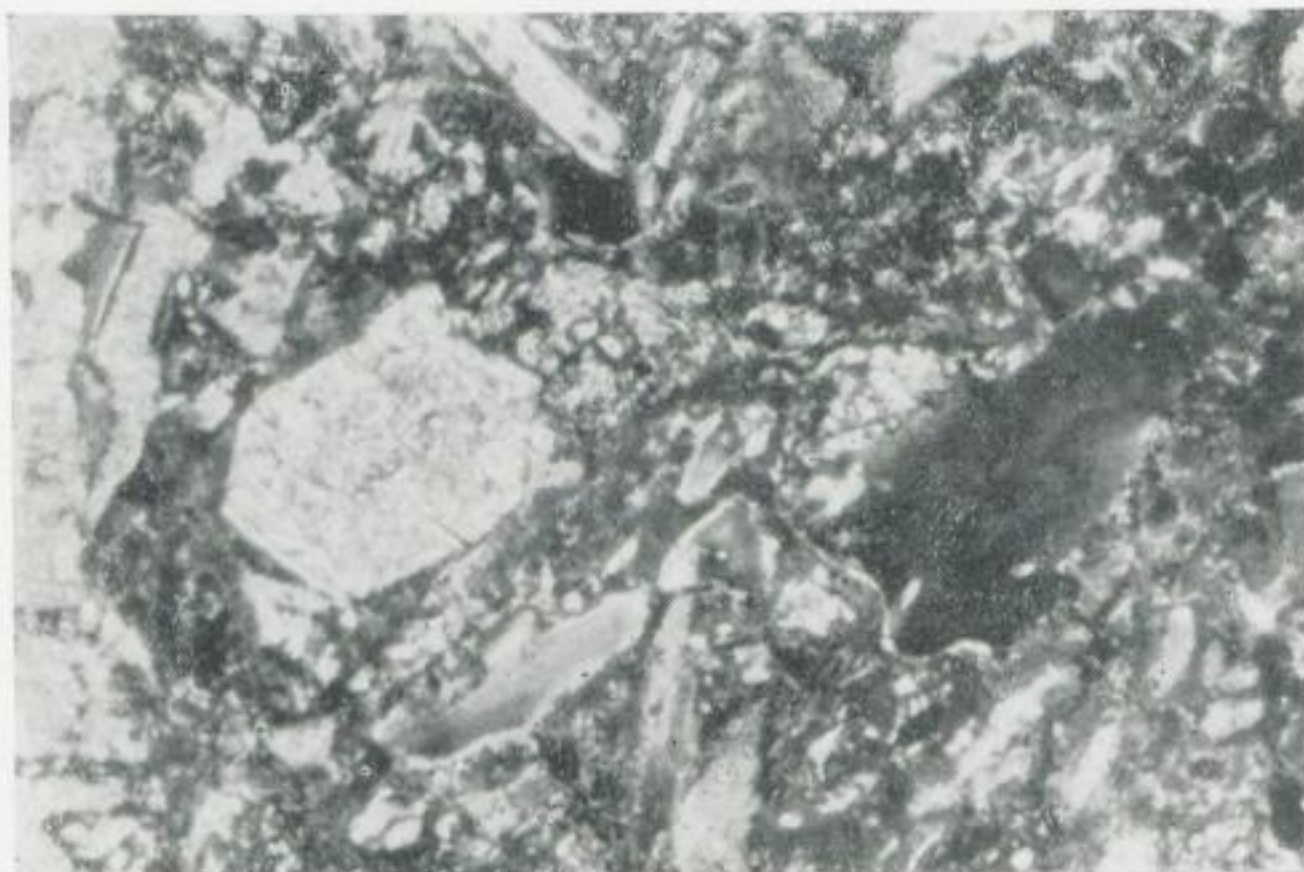


Bild 13. Augitophyrischer Spilit. Augit ist in blättrigen Seladonit umgewandelt. Weitere größere Flächen gelartiger Substanzen eines „Glimmerminerals“ (seladonitisch-illitisch)

Pörmitz, Schacht „13. Oktober“, streichende Strecke Ost 2, östl. Querschlag 5 Dünnschliff D 1333, Vergr. 75×, Nic. +

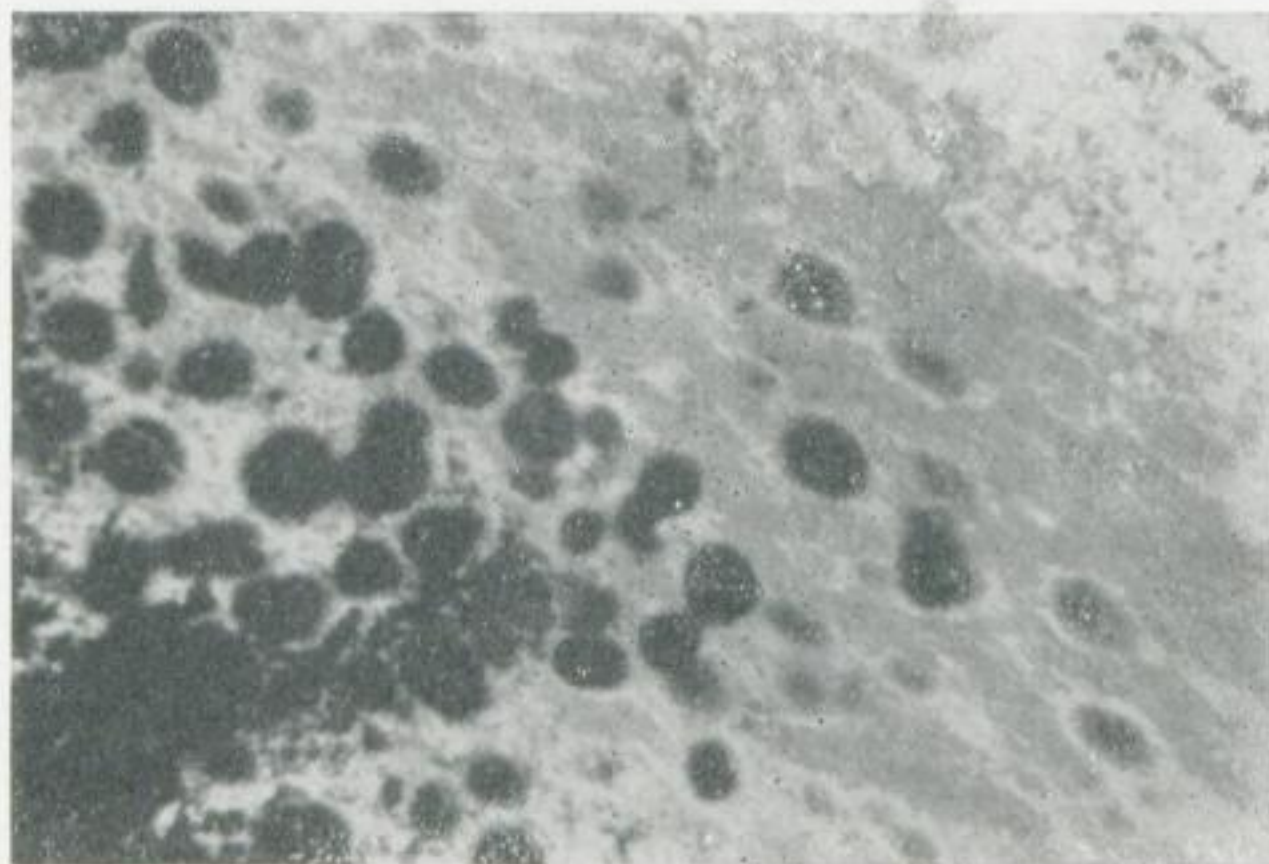


Bild 14. Lapillo in „Hangenden Tuffen“. Man erkennt in einer feinstglimmigen Grundmasse (weißgrau) schlierige grüne „Chlorite“ (grau, wahrscheinlich „Chamosit“) und beginnende häufchenförmige Ausscheidungen von feinstnadeligem Hämatit, links in kompaktes Erz übergehend

Görkwitz, Untersuchungsschacht, Halde. Großanschliff G 163. Dünnschliff D 2833, Vergr. 200×, ohne Nic.

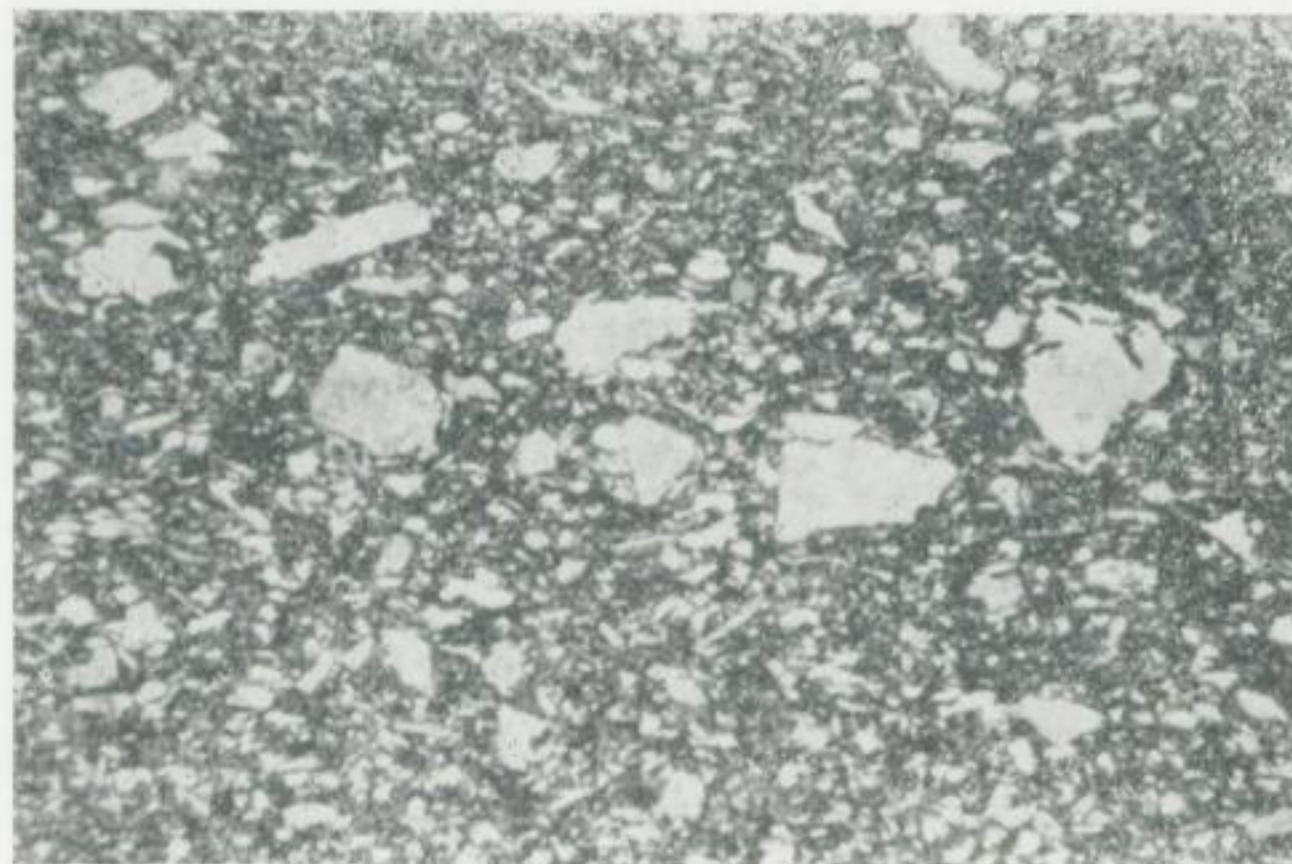


Bild 15. Mikroaufbau von in Schalstein eingelagerten, meist braunen, mm- bis cm-starken Bändern; oberflächennaher Abtragungsdetritus, aufgebaut aus Eisenoxiden, Calcit, Chalzedon Seladonit, Chlorit-Chamosit und Quarz

Pörmitz, UT-Bohrung 5, Teufe 37,2 m. Dünnschliff D 1635, Vergr. 20×, 1 Nic.

Bild 16. Schlieriges Eisenoxyd in feinkörnigem, unreinem Calcit (grau), Mitte muskovitartiges Glimmermineral; Randzone von sog. Scheckenerz.

Görkwitz, Bohrung, Teufe 117,2 m. Dünnschliff D 3283, Vergr. 20 \times , Nic. +

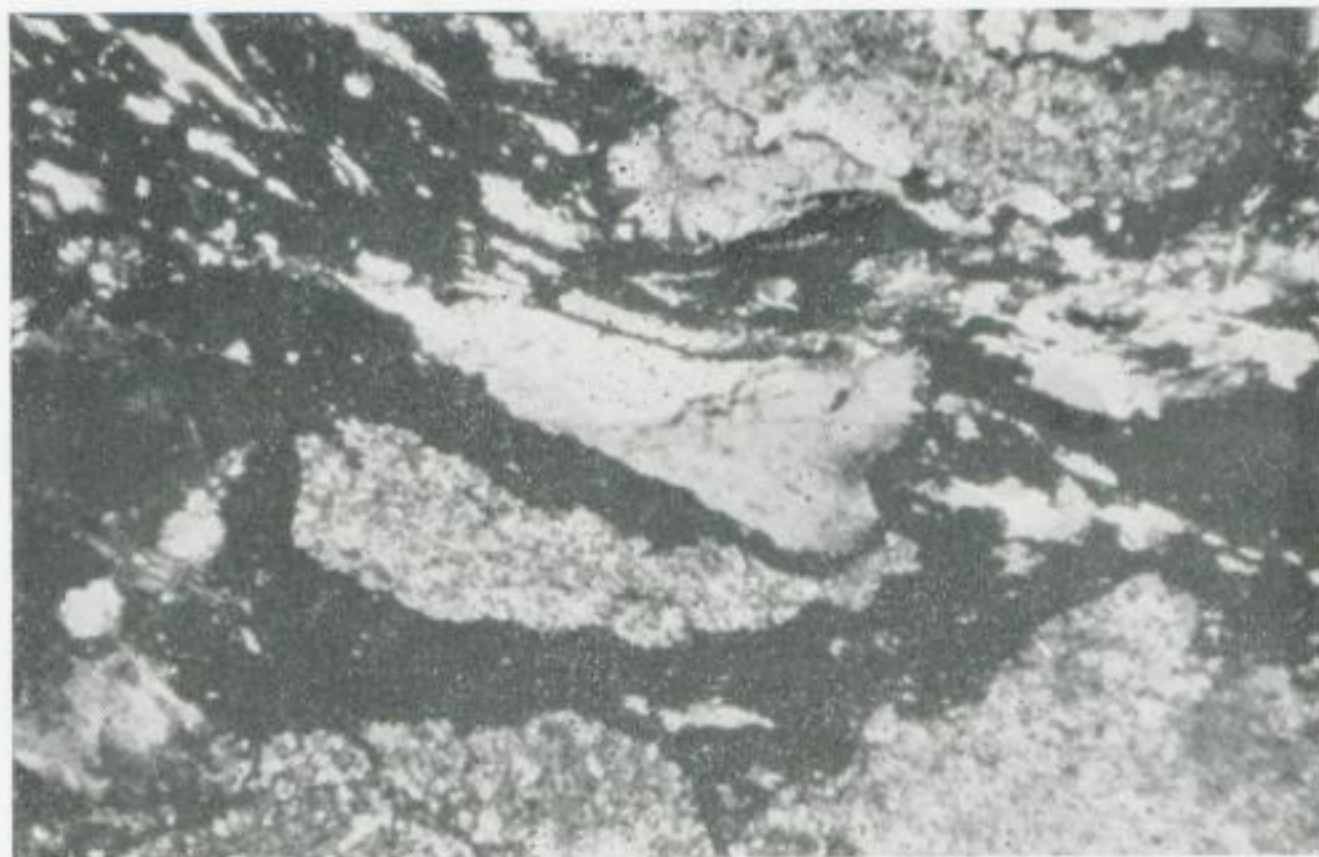


Bild 17. Vererzter augitophyrischer Spilit.

Die \pm idiomorphen ehemaligen Augite sind durch Hämatit pseudomorphosiert

Bohrung Löhma, Anschliff A 528, Vergr. 20 \times , ohne Nic.

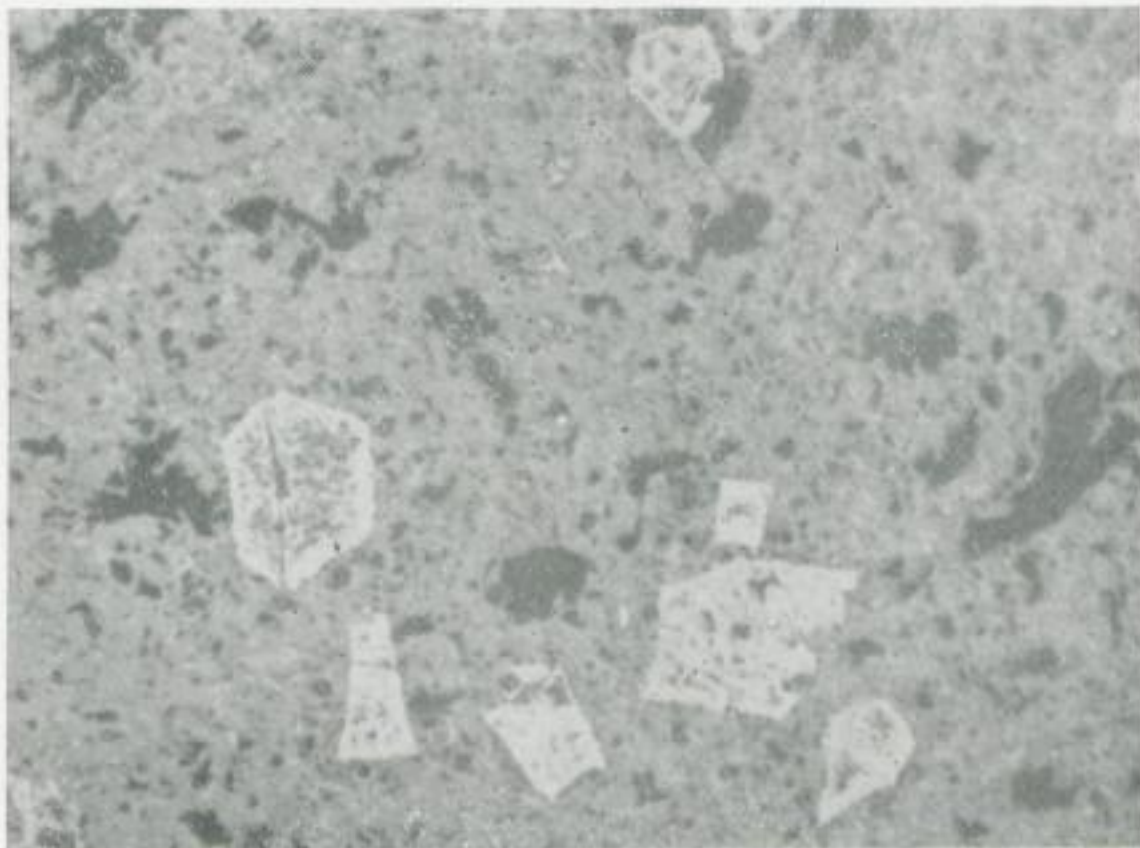
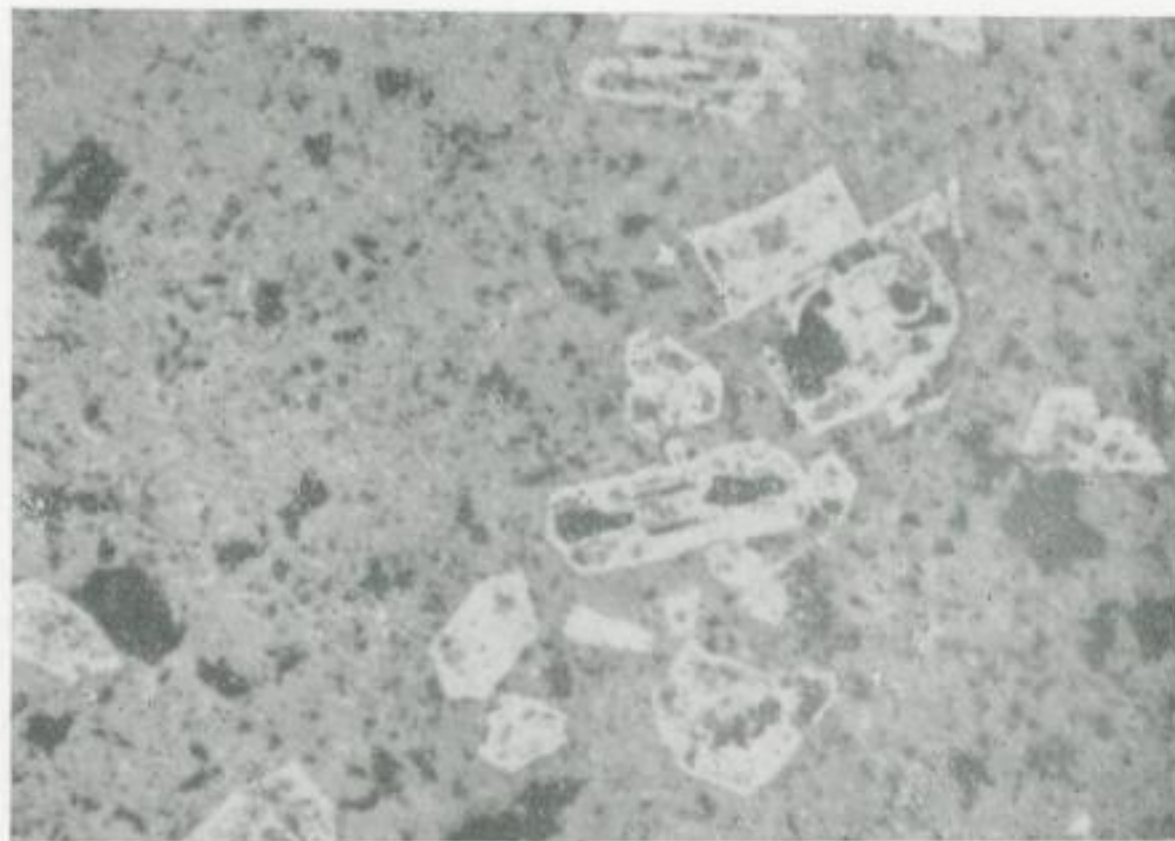


Bild 18. Vererzter augitophyrischer Spilit. Die \pm idiomorphen ehemaligen Augite sind durch Hämatit pseudomorphosiert

Bohrung Löhma, Anschliff A 528, Vergr. 20 \times , ohne Nic.



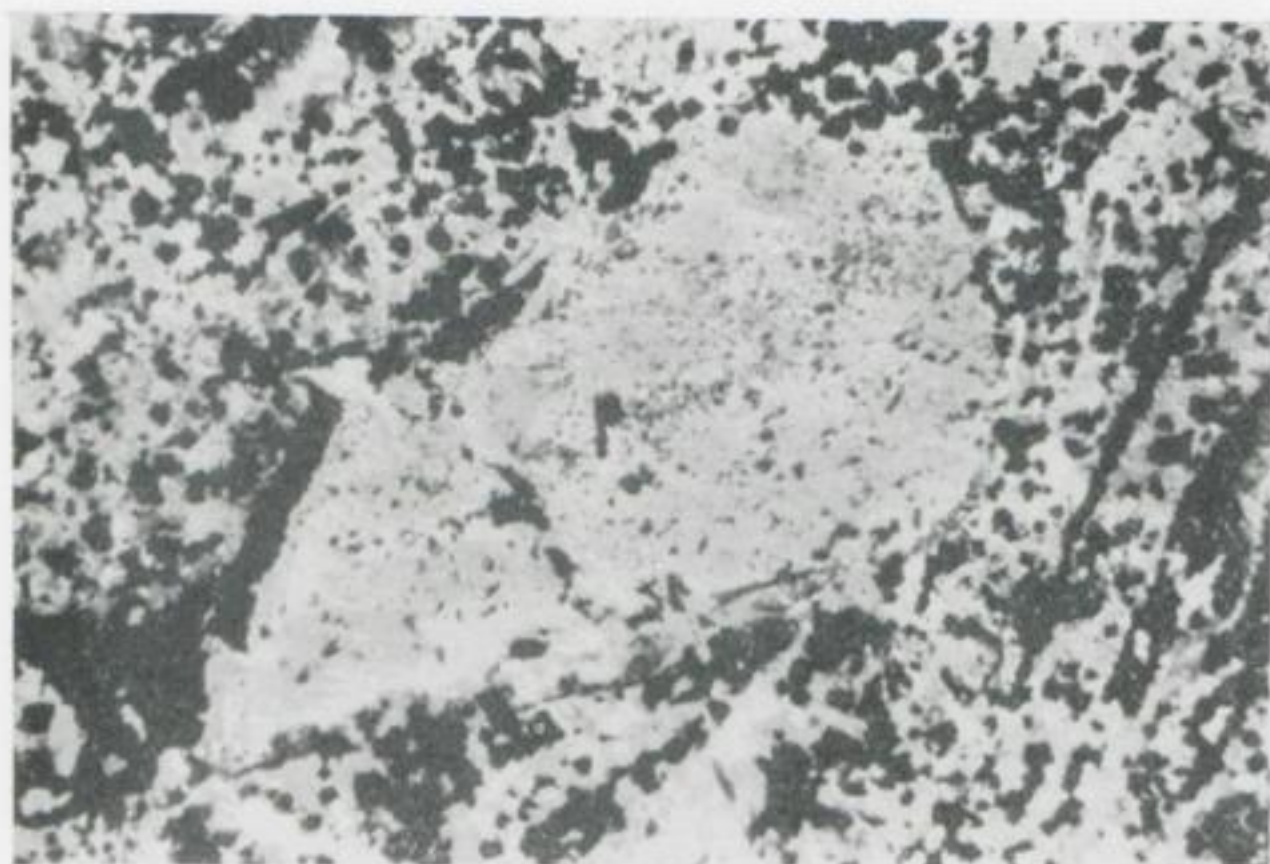


Bild 19. Chamositbröckchen in chamositischer Grundmasse mit neugebildetem Magnetit

Pörmitz, Schacht „13. Oktober“, Halde.
Dünnschliff D 1185,
Vergr. 20×, 1 Nic.

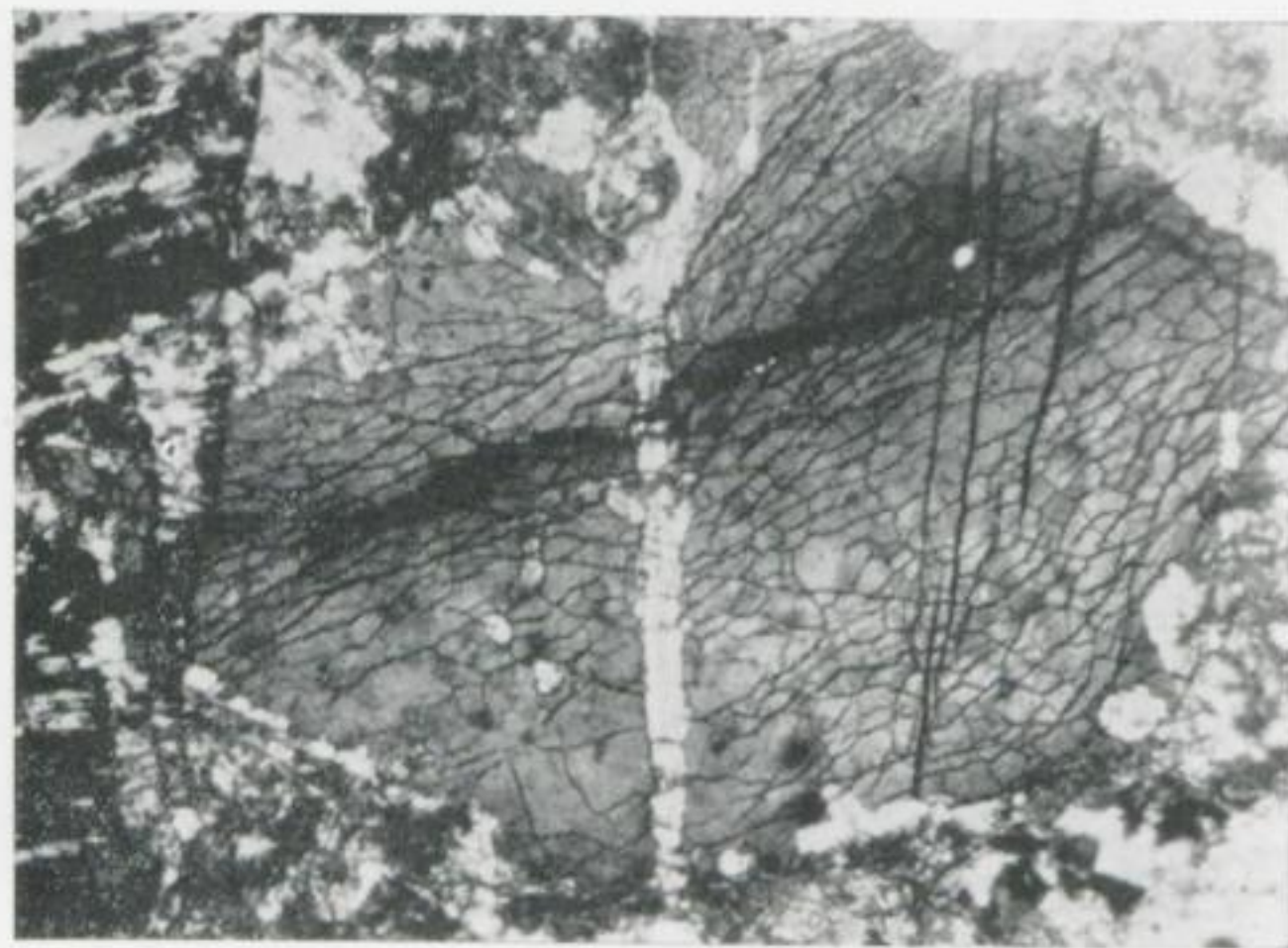


Bild 20. Klastisch umgelagerter Chamositpartikel, durch beginnende Oxydation bräunlich mit zahlreichen Schwundrissen
Pörmitz, phot. Steinicke (unveröffentl. Diplomarbeit Berlin 1956)

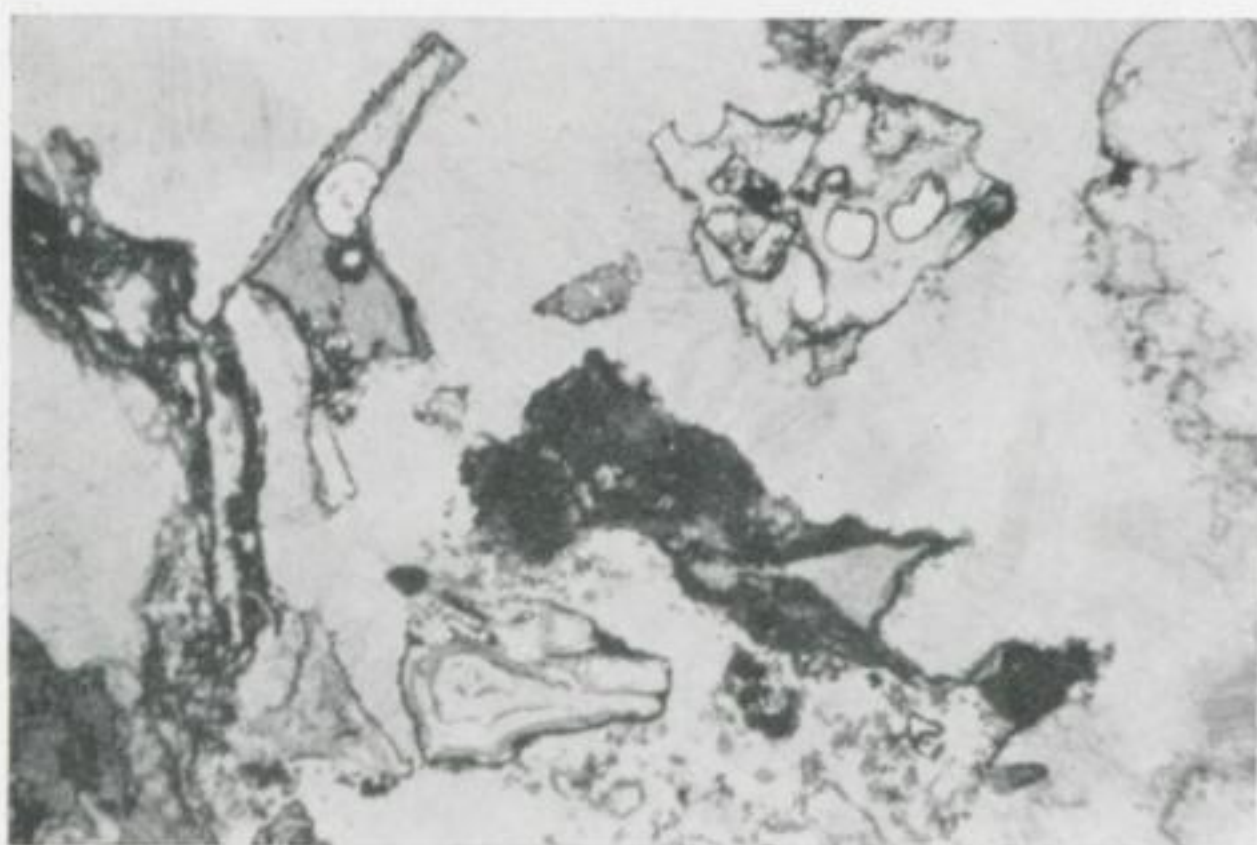


Bild 21. Lapilliartiges Bröckchen in calcitischer Grundmasse („Scheckenerz“), Bröckchen bestehen aus Chamosit und sind teilweise oder ganz calcitisiert. Abbildung durch Leukoxenränder, z. T. blasiges Gefüge
Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m. Dünnschliff D 3031, Vergr. 20×, 1 Nic.

Bild 22. Bröckchen von Chamosit und calcitiertem blasigem Spilit in mittel- bis grobkristalliner calcitischer Grundmasse („Scheckenerz“)

Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m.
Dünnschliff D 3036,
Vergr. 20×, 1 Nic.

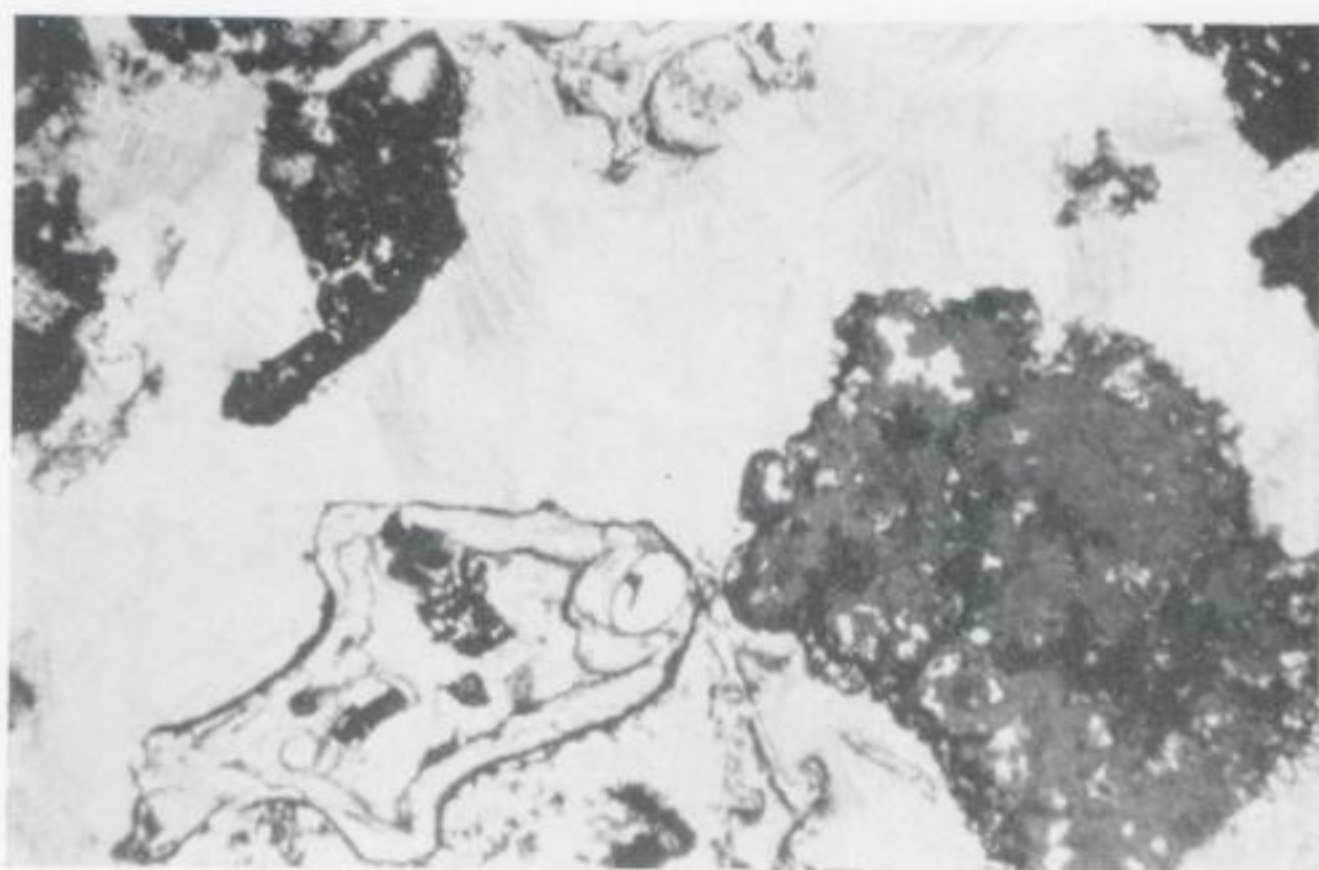


Bild 23. Calcit-„Chamosit“-Erz („chloritisches Scheckenerz“). Ehem. Spilitlapilli mit Feldspäten, pseudomorphosiert durch grünes Eisensilikat („Chamosit“), Grundmasse Calcit

Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m.
Dünnschliff D 3035, Vergr. 32×, ohne Nic.

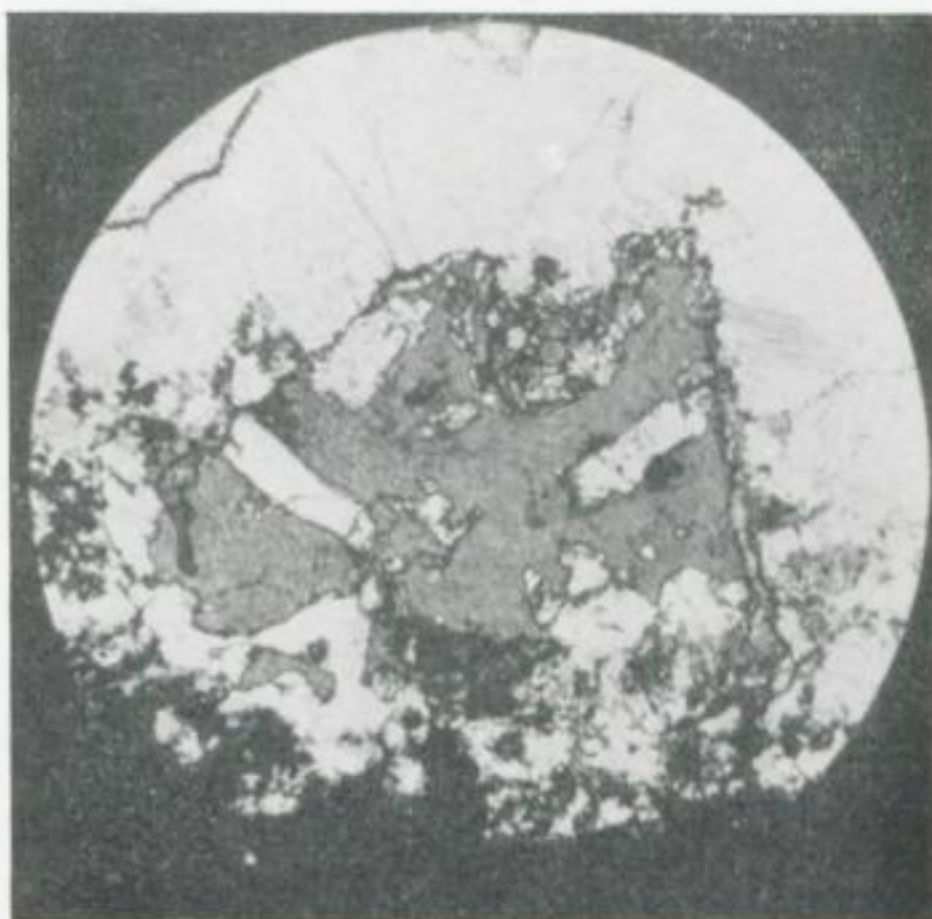


Bild 24. Calcit-„Chamosit“-Erz („chloritisches Scheckenerz“). Chamositbrocken mit Magnetitneubildung; die beiden kleineren „Lapilli“ vollständig calcitiert, Grundmasse Calcit

Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m,
ohne Nic.



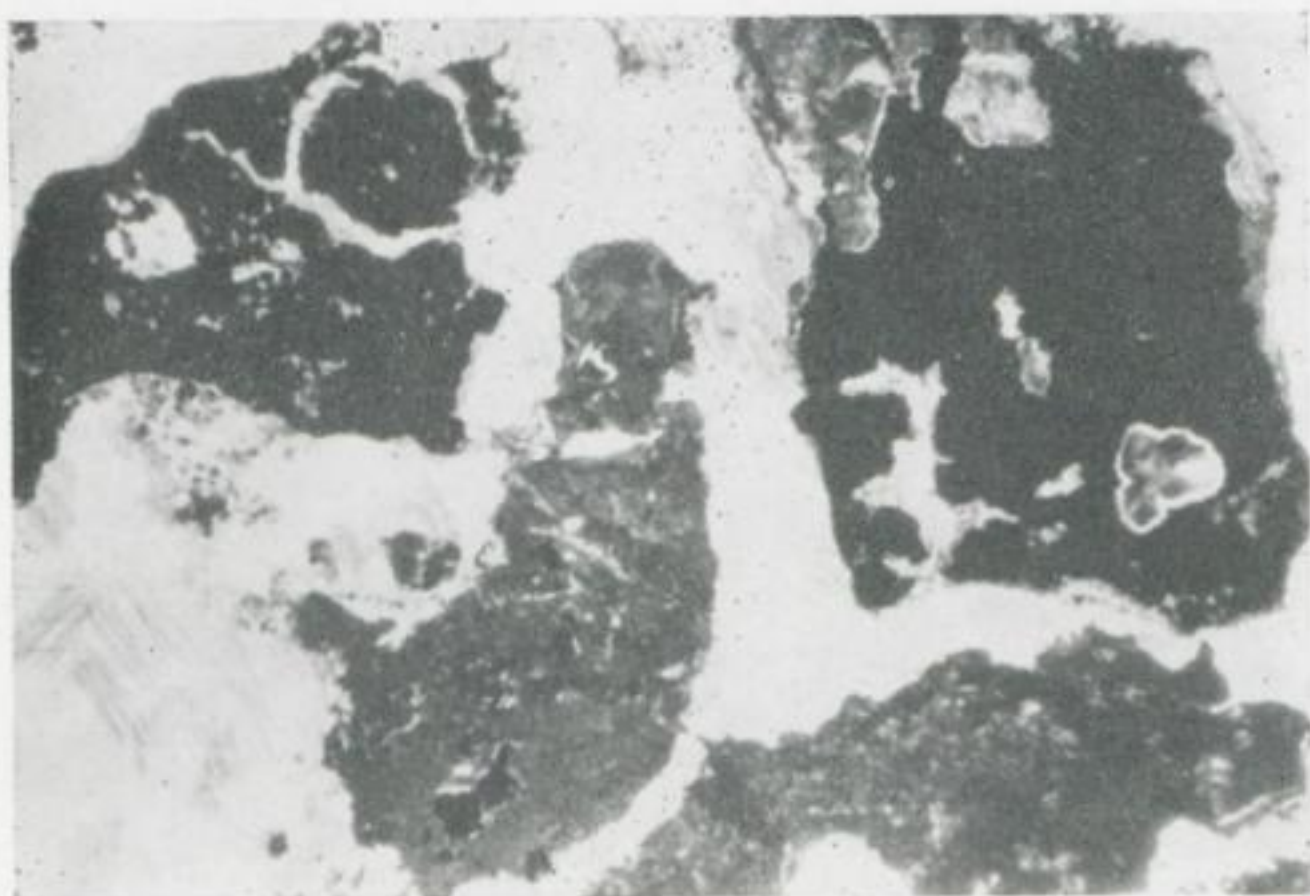


Bild 25. Eisenoxydische und chamositische Erzbröckchen in mittelkörniger Calcitgrundmasse. In den Eisenoxydbröckchen bildet sich sekundärer Chamosit, daneben Verdrängung durch Calcit

Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m. Dünnschliff D 3038, Vergr. 20×, 1 Nic.



Bild 26. Auseinanderdriften eines Eisenoxydbröckchens, eingelagert in calcitischer Grundmasse (sog. „Scheckenerz“). Auf Kluft Neubildung von Chamosit (graufleckig)

Pörmitz. Dünnschliff 248 (Steinicke). Vergr. 20×, 1 Nic.



Bild 27. Calcit-„Chamosit“-Erz („chloritisches Scheckenerz“). Erzpartikel mit Lapillistruktur, pseudomorphosiert durch Calcit, grünes Eisensilikat („Chamosit“) und randlich Magnetit

Pörmitz, Schacht „Roter Stern“ 60 m-Sohle. Dünnschliff 505, Vergr. 32×, 1 Nic.

Bild 28. Zerlegung von Eisenoxydbrockchen in calcitischer Grundmasse längs sog. Schwundrisse („Scheckenerz“)
Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m. Dünnschliff D 3034, Vergr. 20×, 1 Nic.

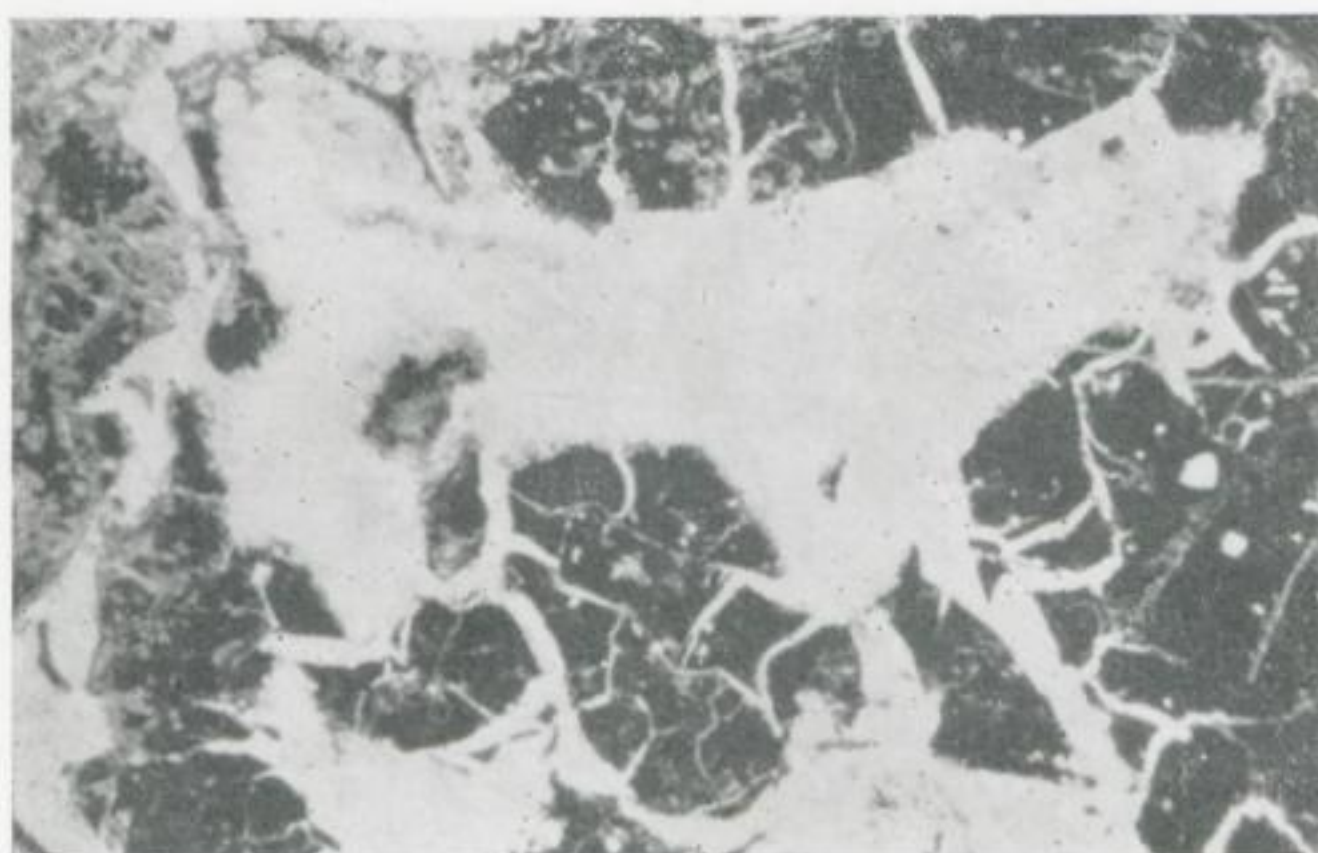


Bild 29. Chamositbröckchen in calcitischer Grundmasse („chloritisches Scheckenerz“), Chamosit grün bis braun je nach Grad der Oxydation
Pörmitz. Dünnschliff 131 B (Steiniecke), Vergr. 20×, 1 Nic.

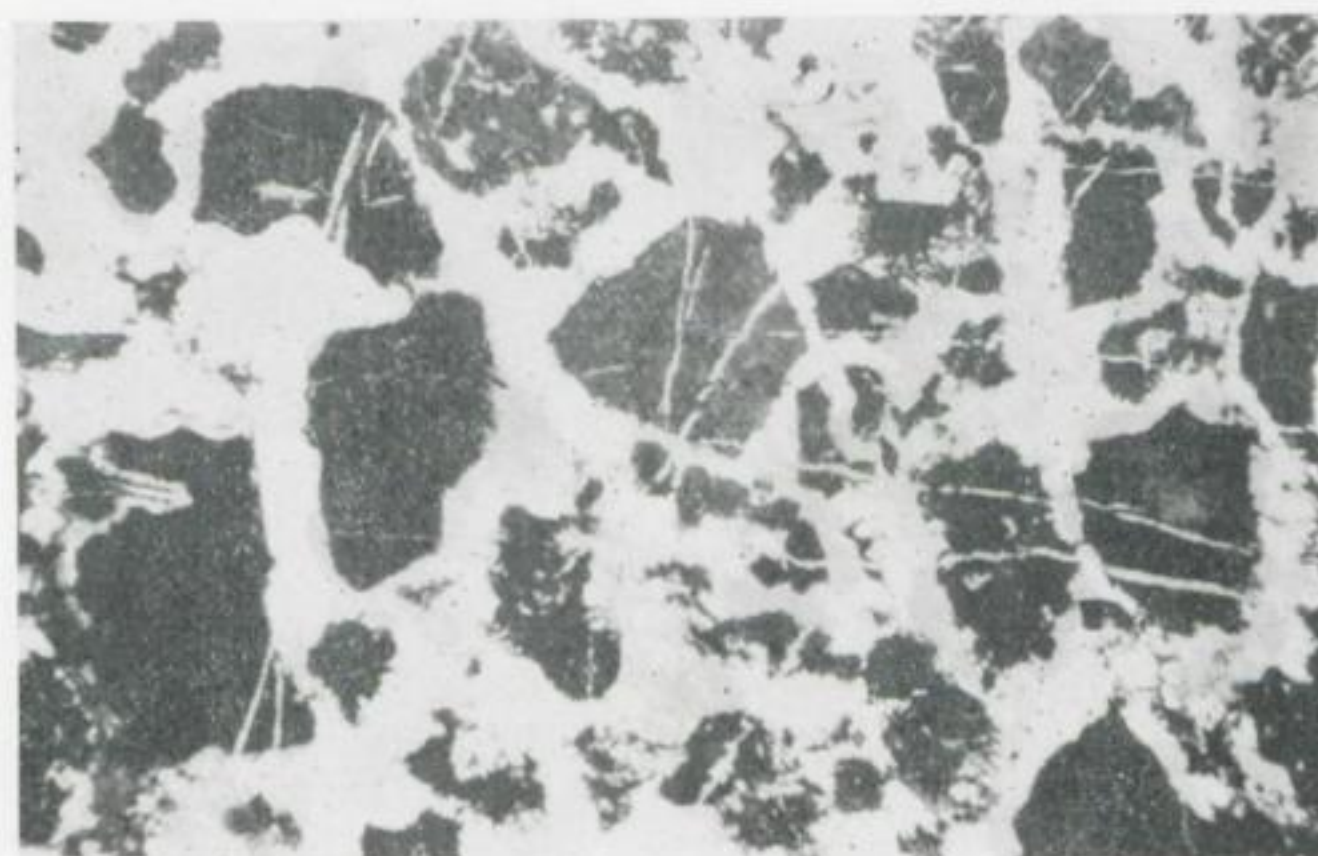
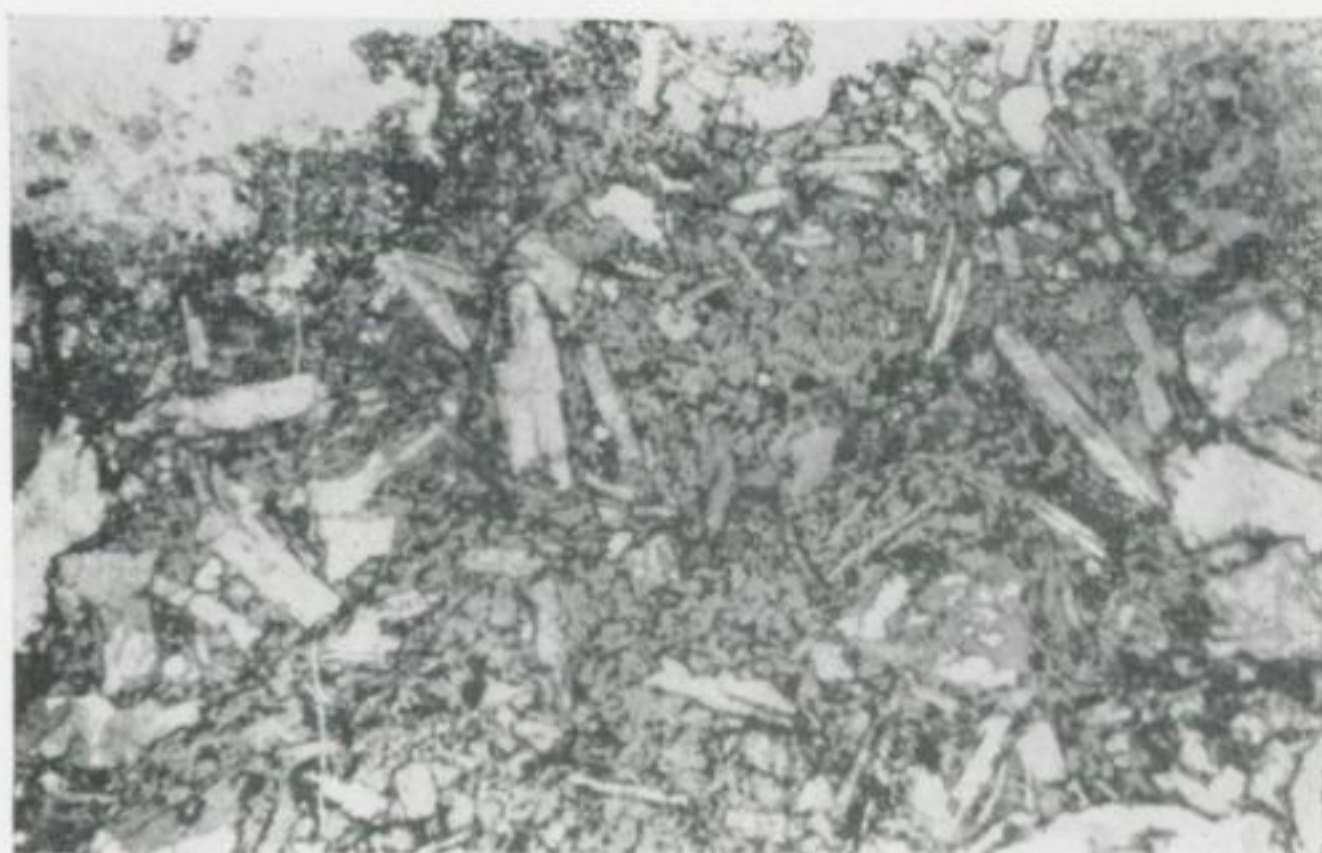


Bild 30. Bröckchen mit Spilitgefüge in sog. „Scheckenerz“. Grundmasse chamositisch; ehemalige Feldspäte calcitisiert
Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m. Dünnschliff D 3035, Vergr. 20×, 1 Nic.



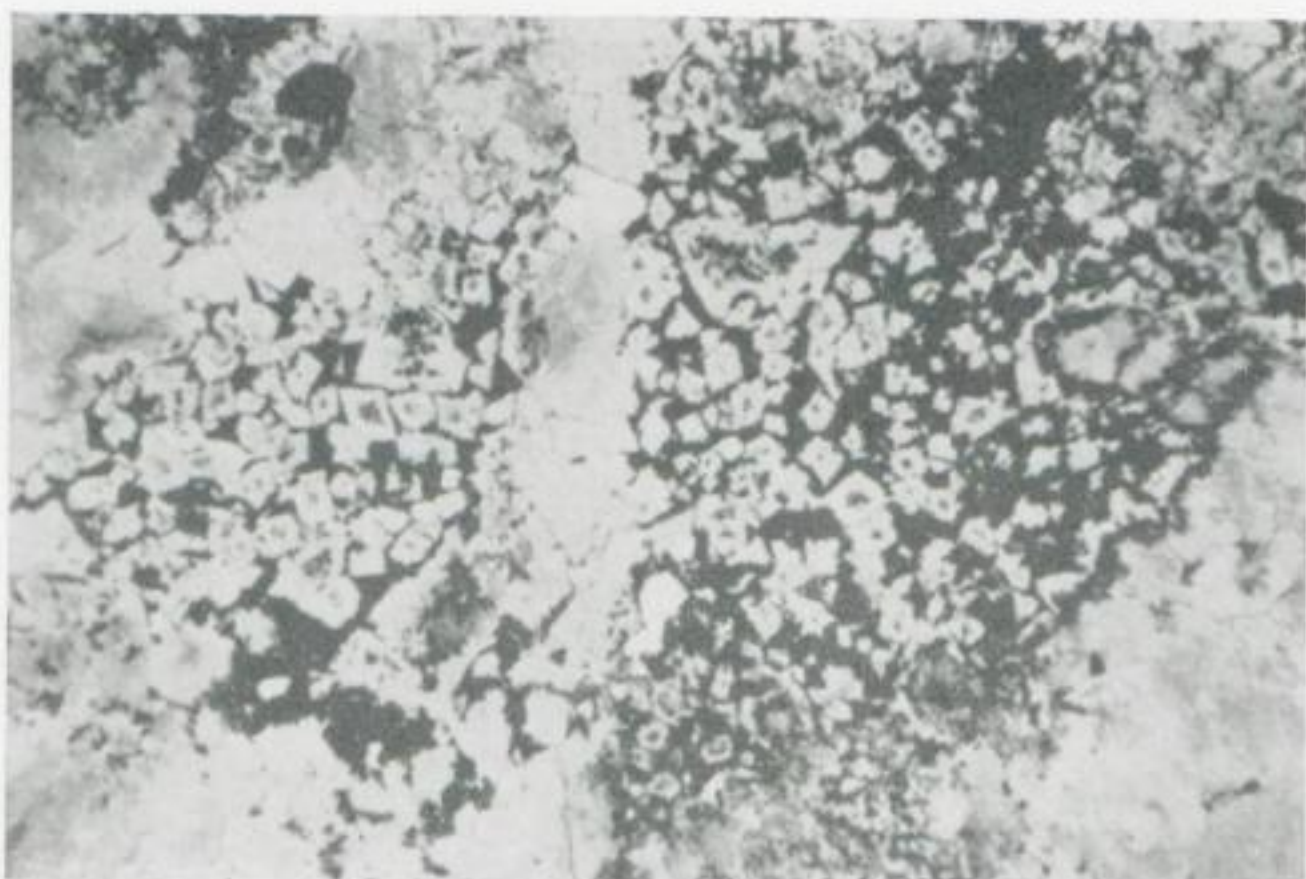


Bild 31. Ehemalige Eisenoxydbröckchen in mittelkörnigem Calcit (sog. „Scheckenerz“) werden durch blastischen Siderit zerstört bzw. verdrängt

Pörmitz, Schacht „Roter Stern“. Dünnschliff D 1566, Vergr. $20\times$, 1 Nic.

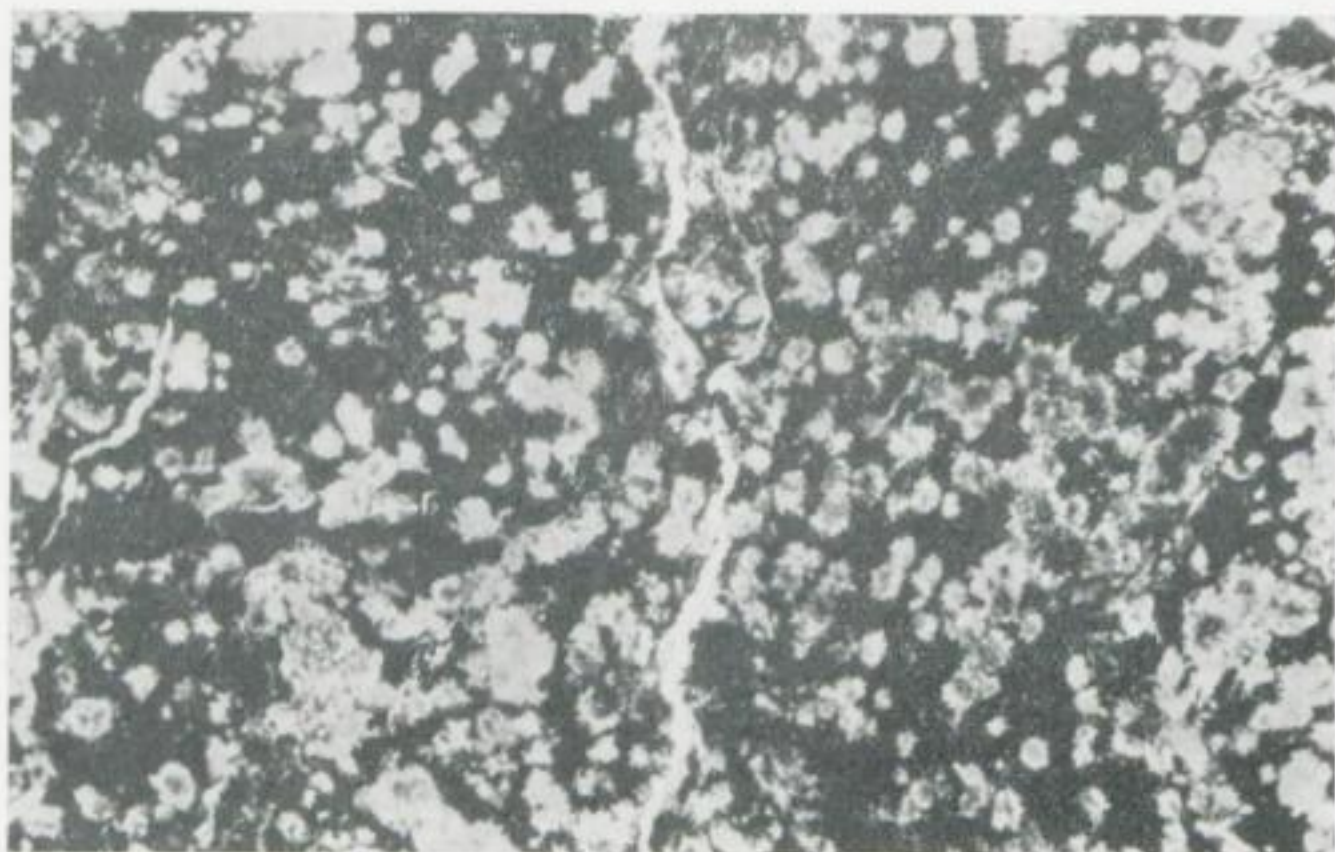


Bild 32. Eisenoxydbröckchen (aus „Scheckenerz“) wird durch chloritisch-chamositische Rosetten verdrängt

Pörmitz, UT-Bohrung 7, Teufe 33,2 m. Dünnschliff D 3034, Vergr. $50\times$, 1 Nic.

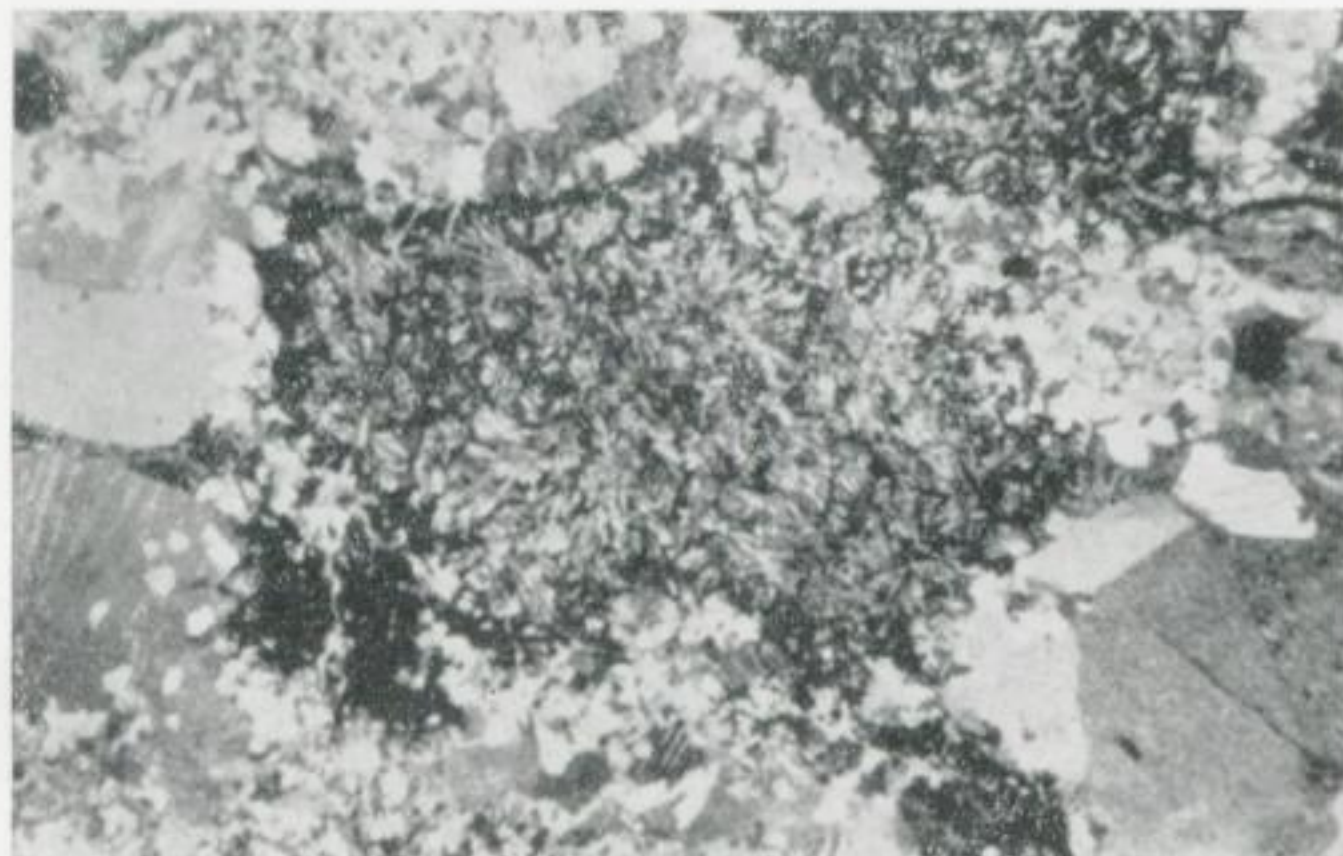


Bild 33. Ehemalige Eisenoxydbröckchen in grob- bis kleinkristallinem Calcit (in „Scheckenerz“) sind fast vollständig durch eisblumenartigen Siderit verdrängt

Pörmitz. Dünnschliff 186 (Steinicke), Vergr. $20\times$, Nic. schwach +

Bild 34. Chamositbrocken in Quarzgrundmasse. Im Chamosit Neubildung von Magnetit (schwarz) und Siderit (hellgrau). Die Art der Magnetitbildung beweist, daß Magnetit erst nach der Ablagerung der Chamositbröckchen entstand

Pörmitz. Dünnschliff D.505,
Vergr. 20×, 1 Nic.

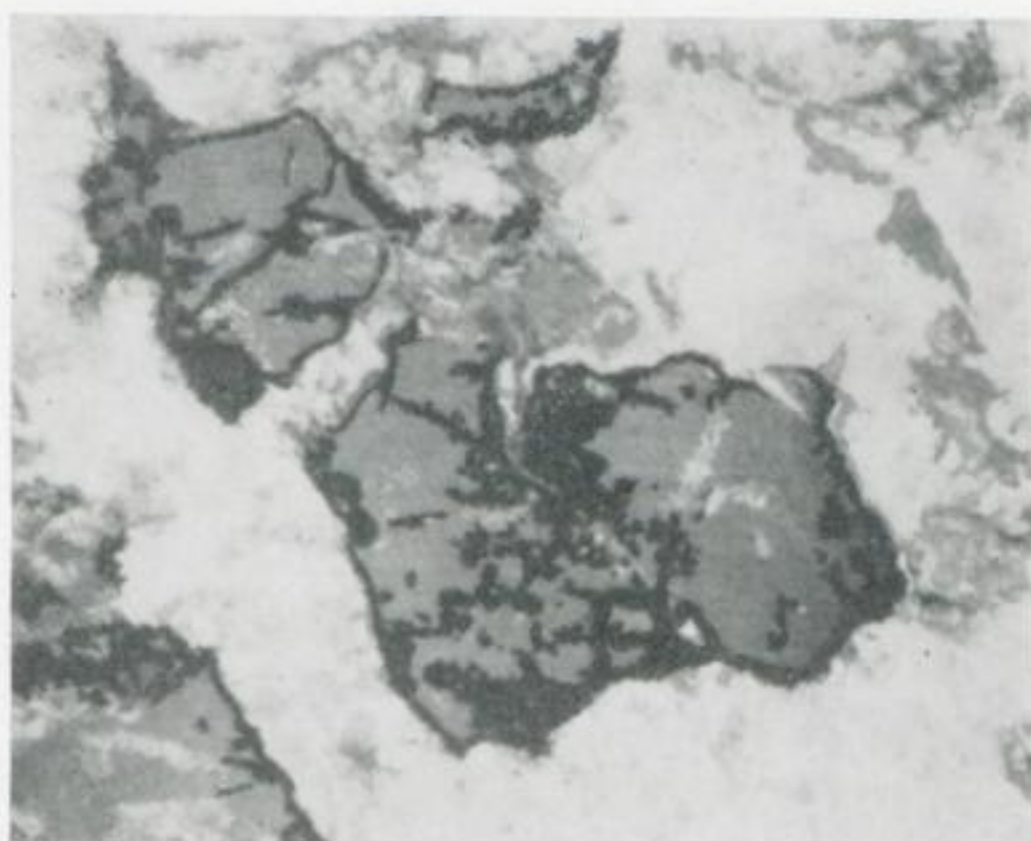


Bild 35. Vollständig verkieseltes Erzlager mit schönen Gelstrukturen; Mitte Quarzpflaster mit relikttischer Abbildung der ursprünglich vorhandenen kolloidalen Formen des SiO_2 -Gels

Pörmitz, Bohrung 146,
Teufe 464—465 m.
Dünnschliff D 1770,
Vergr. 20×, 1 Nic.

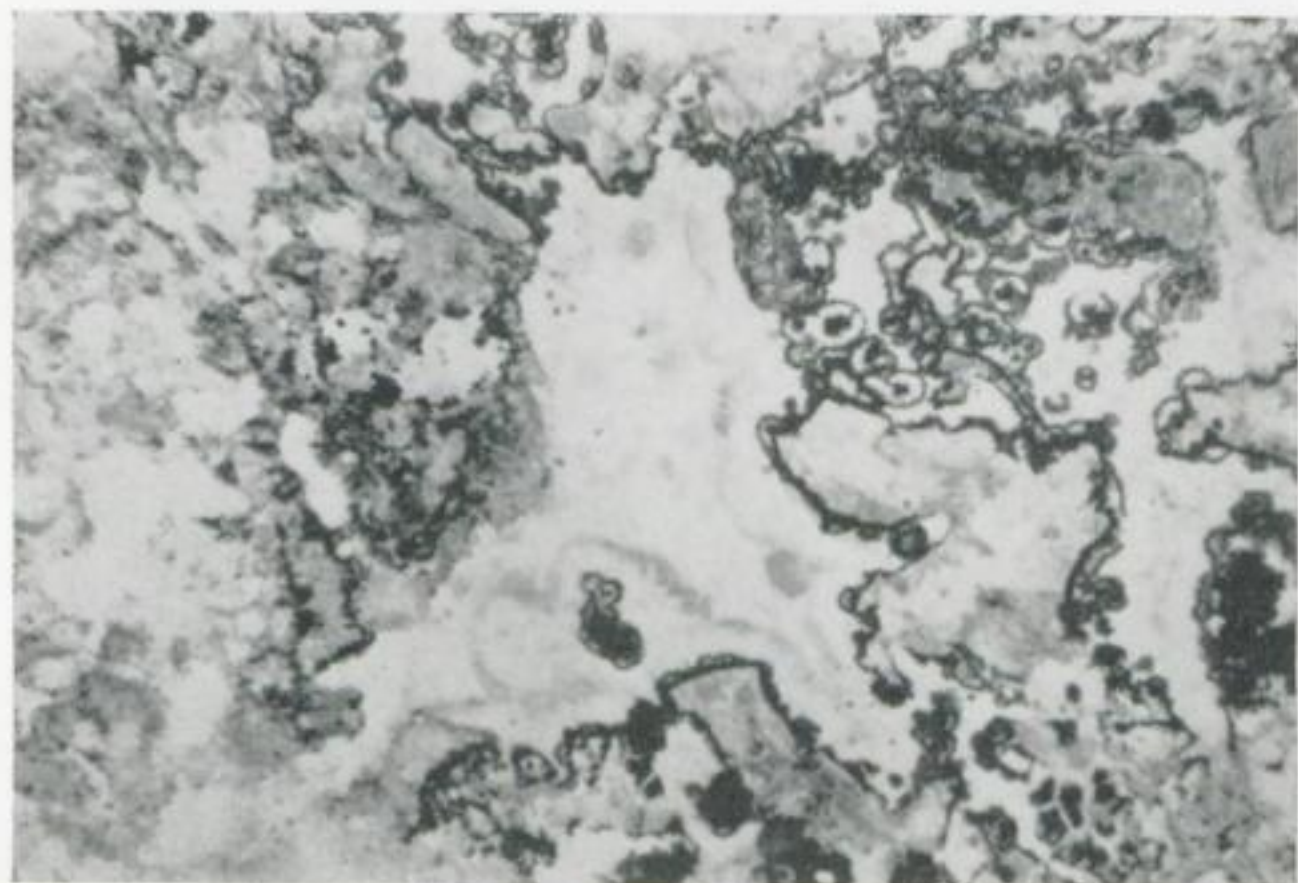


Bild 36. Vollständig verkieselter Erzlagerhorizont, schöne Gelstrukturen aus Quarz und Eisenoxyden

Pörmitz, Bohrung 146,
Teufe 464—465 m.
Dünnschliff D 1769,
Vergr. 20×, Nic.
schwach +

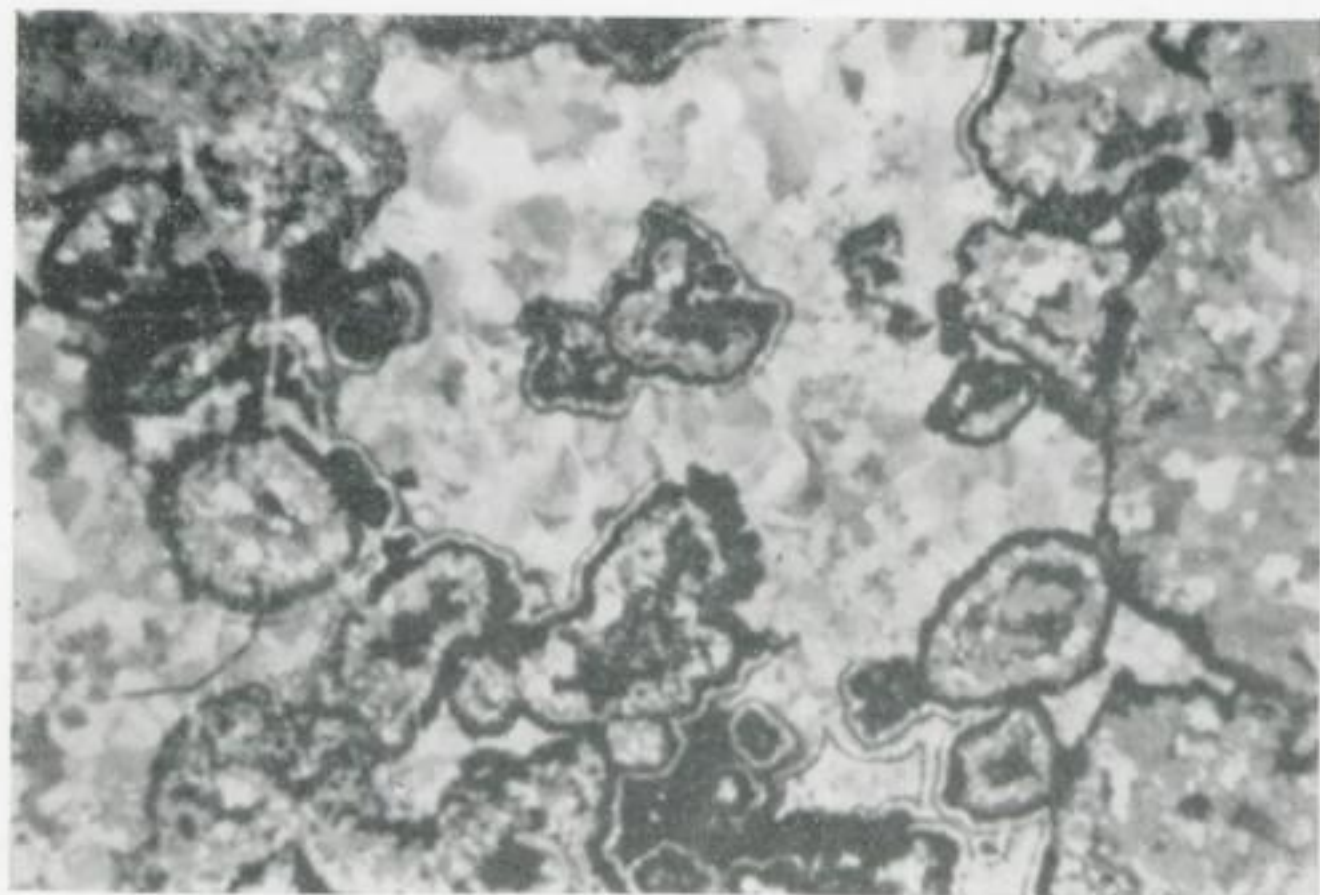




Bild 37. Verquarztes
Erzlager mit chalcedon-
reichem Bereich

Röppisch, Bohrung 16,
Teufe 41 m. Dünnschliff D 489, Vergr.
50 ×, Nic. +

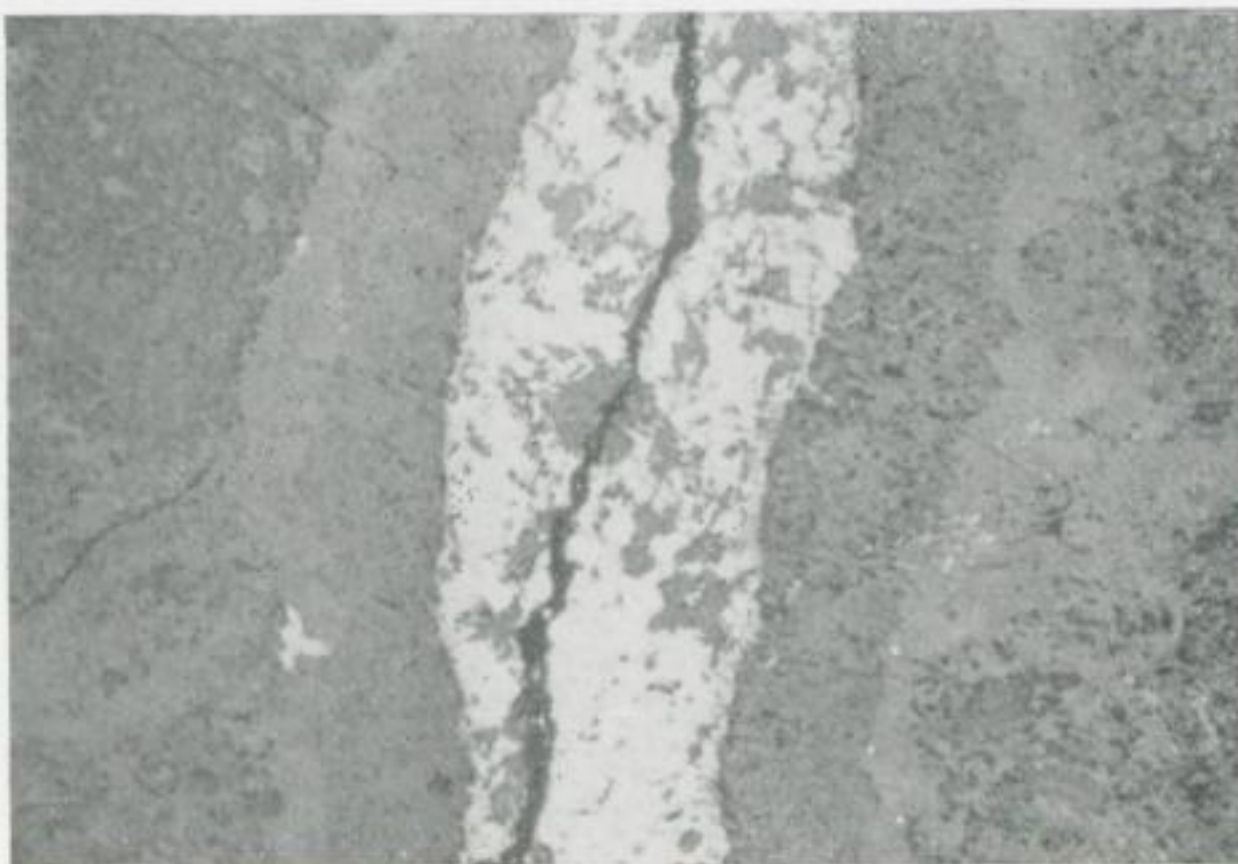


Bild 38. Pyritgängen
in „Chlorit“-Hämatit-
erz; zwischen Pyritgang
und Erz Band von
Stilpnomelan und
Quarz (außen)

Pörmitz. Anschliff
A 454, Vergr. 20 ×,
ohne Nic.

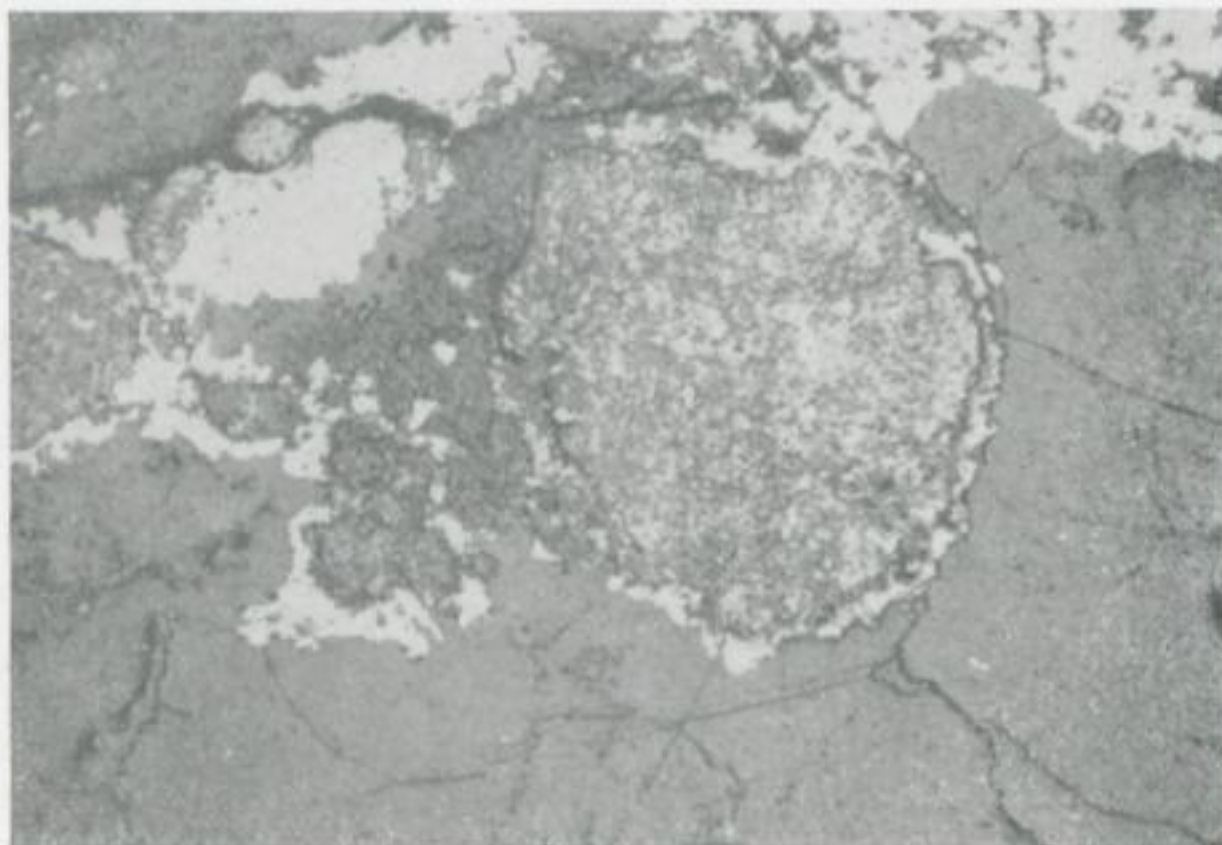


Bild 39. Feinkörnige
Hämatitkörper werden
an der Grenze Quarz-
gang-Erz (oben) von
Pyrit umkleidet; Pyrit
also jünger

Pörmitz. Anschliff
A 454, Vergr. 20 ×,
ohne Nic.

Bild 40. Breccie aus überwiegend grobkörnigen Spilitbrocken und -fladen sowie Calcit-Hämatit-Erz („Scheckenerz“). Das Bild beweist, daß die eruptiv-vulkanischen Vorgänge noch nach Bildung der ersten Erze andauerten. Die kleinen Spilitbrocken randlich des großen Erzbrockens sind vollständig calcitisiert

Görkwitz, Halde des Untersuchungsschachtes.
Großanschliff, Maßstab 1:3



Bild 41. Geringmächtiges Calcit-Hämatit-Erzlager in feinstkörnigen „Hangenden Tuffen“. Der untere Teil der Lage ist schon schwach „chamositisiert“, während sich im oberen Teil eine Lage mit idiomorphen Pyritkristallen ausgebildet hat

Görkwitz, Halde des Untersuchungsschachtes.
Großanschliff, Maßstab 1:2,5

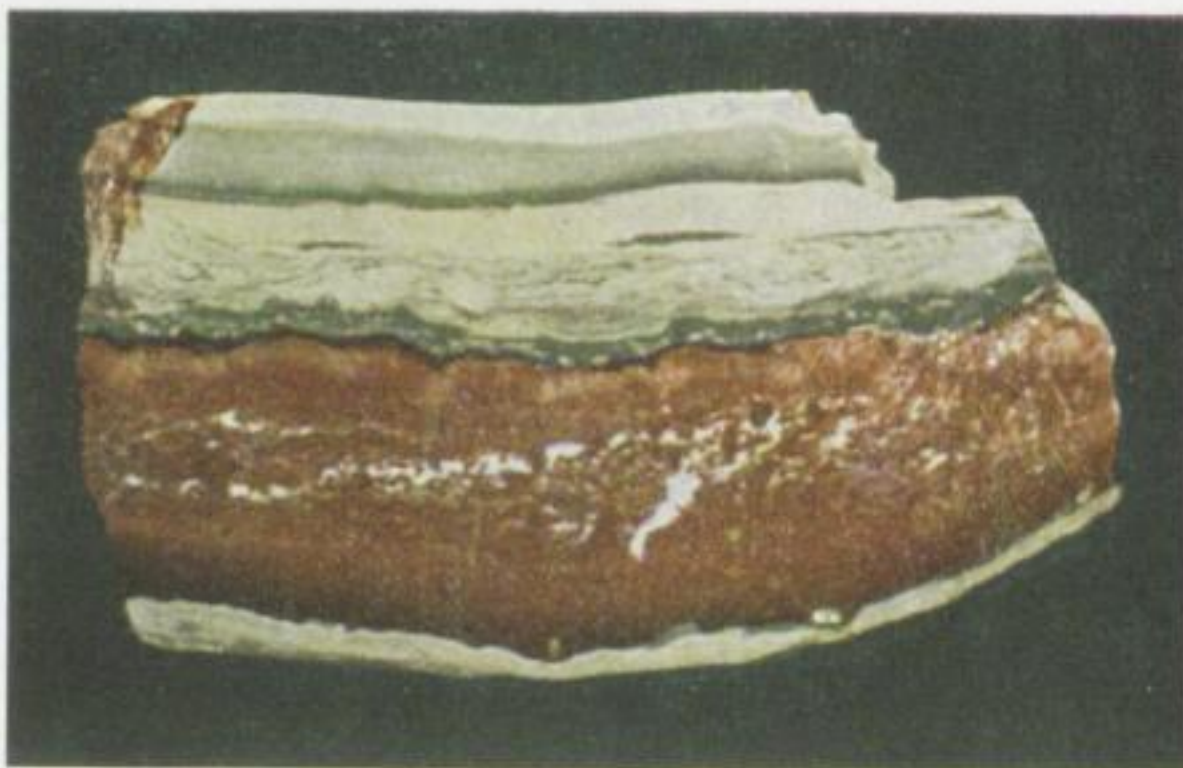


Bild 42. Beispiel einer auskeilenden Calcit-Hämatit-Erzlage, eingebettet in feinstkörnige chloritische Schiefer mit Kalkknoten. Die schwächere rote Farbe der Erzpartikel deutet auf deren geringeren Fe-Gehalt. Randlich der Lage beginnende Umbildung der oxydischen Erzpartikel in chamositische (Grünfärbung)

Pörmitz, Bohrkern (Anschliff), Maßstab 1:2





Faint, illegible text in the upper right column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text in the middle right column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text in the lower right column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.



Bild 43. Calcit-Hämatit-Erz („Scheckenerz“)
Pörmitz, Schacht „Roter Stern“, Großanschliff,
Maßstab 1:3



Bild 44. Schalstein, sehr gut ge-
schichtet, wechselnd stark karbonat-
haltig (oben am stärksten, unten
praktisch ohne Calcit), magmatische
Substanz wechselnd stark oxydiert
bzw. hydrothermal umgewandelt
(bräunlich)

Görkwitz, Bohrung 130, Großan-
schliff G 432, Maßstab 1:2

B



Bild 45. Chlorit-„mandel“ mit randlich neugebildetem Albit (verzwillingt) in Spilit der oberdevonischen Grauwacken-Bänderschieferserie. Beweis für Spilitisierung im Sinne einer Na-Metasomatose (vgl. Bild 50)

Döhlen, auflässiger Steinbruch am östl. Weidhang 500 m NO Erzmühle. Dünnschliff D 1925, Vergr. 75×, Nic. +



Bild 46. „Hangende Tuffe“, „Glimmer-mineral“-lapillo mit Pseudo-oidstruktur Görkwitz, Untersuchungsschacht, Halde. Dünnschliff D 1501, Vergr. 82×, Nic. +

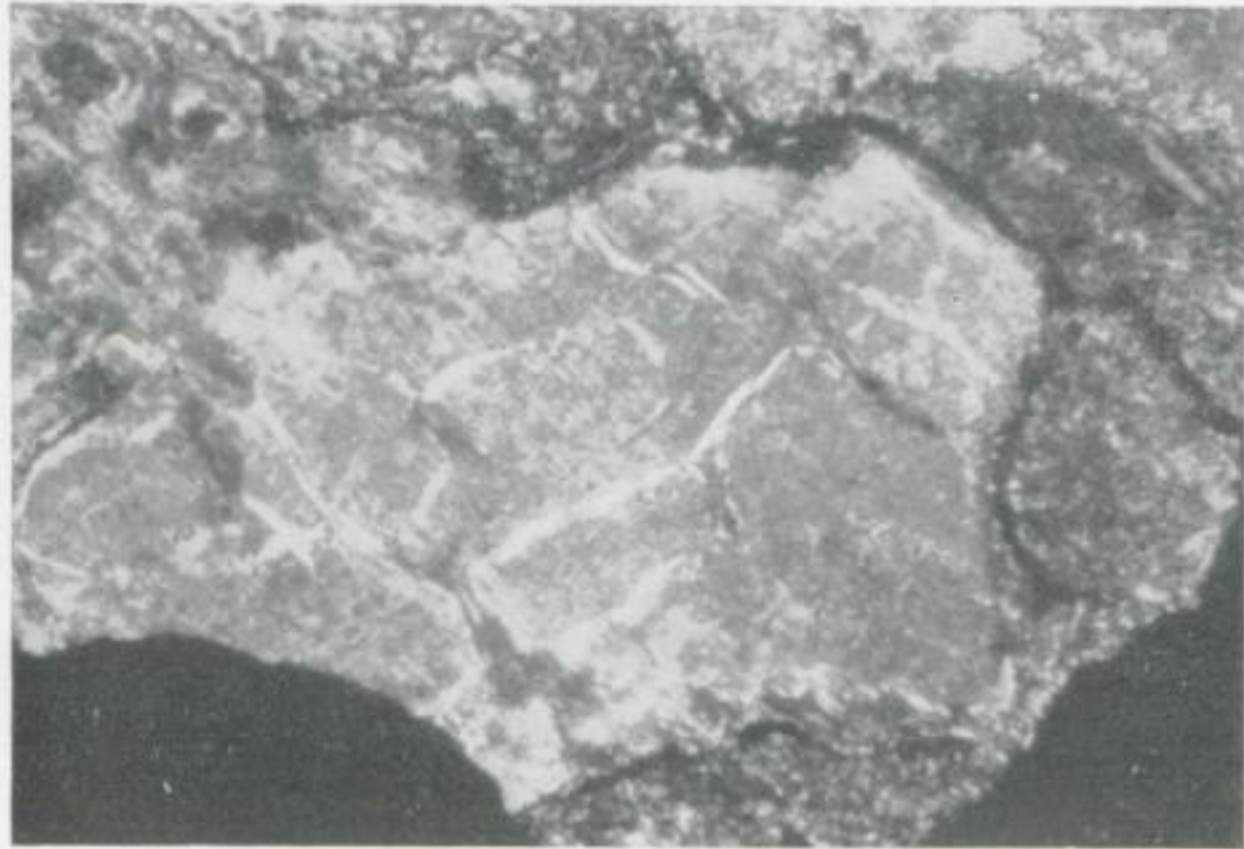


Bild 47. „Hangende Tuffe“.
Lapillo von „Glimmermineral“-Substanzen
Görkwitz, Untersuchungsschacht, Halde.
Dünnschliff D 1502, Vergr. 32×, Nic. +

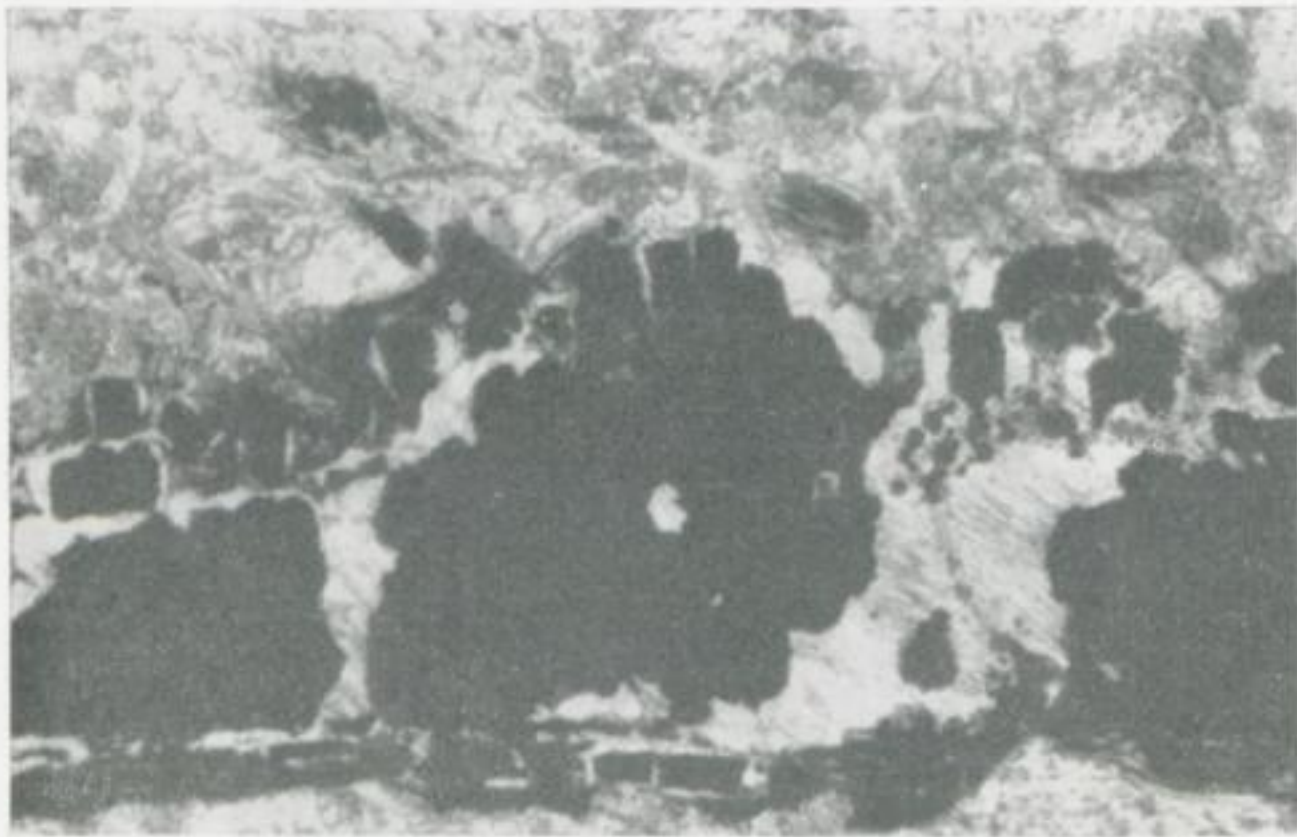


Bild 48. Einlagerung von Pyrit in Quarzkeratophyr-Kristall-
tuff. Das ehemals gelartig abgelagerte Pyritband sammel-
kristallisiert zu idiomorphen Pyritkristallen unter Aus-
bildung von fasrigem „Muskovit“ in den entstehenden
Zwischenräumen

Bohrung Pörmitz 152, Teufe 217 m. Dünnschliff D 2856,
Vergr. 75×, Nic. +

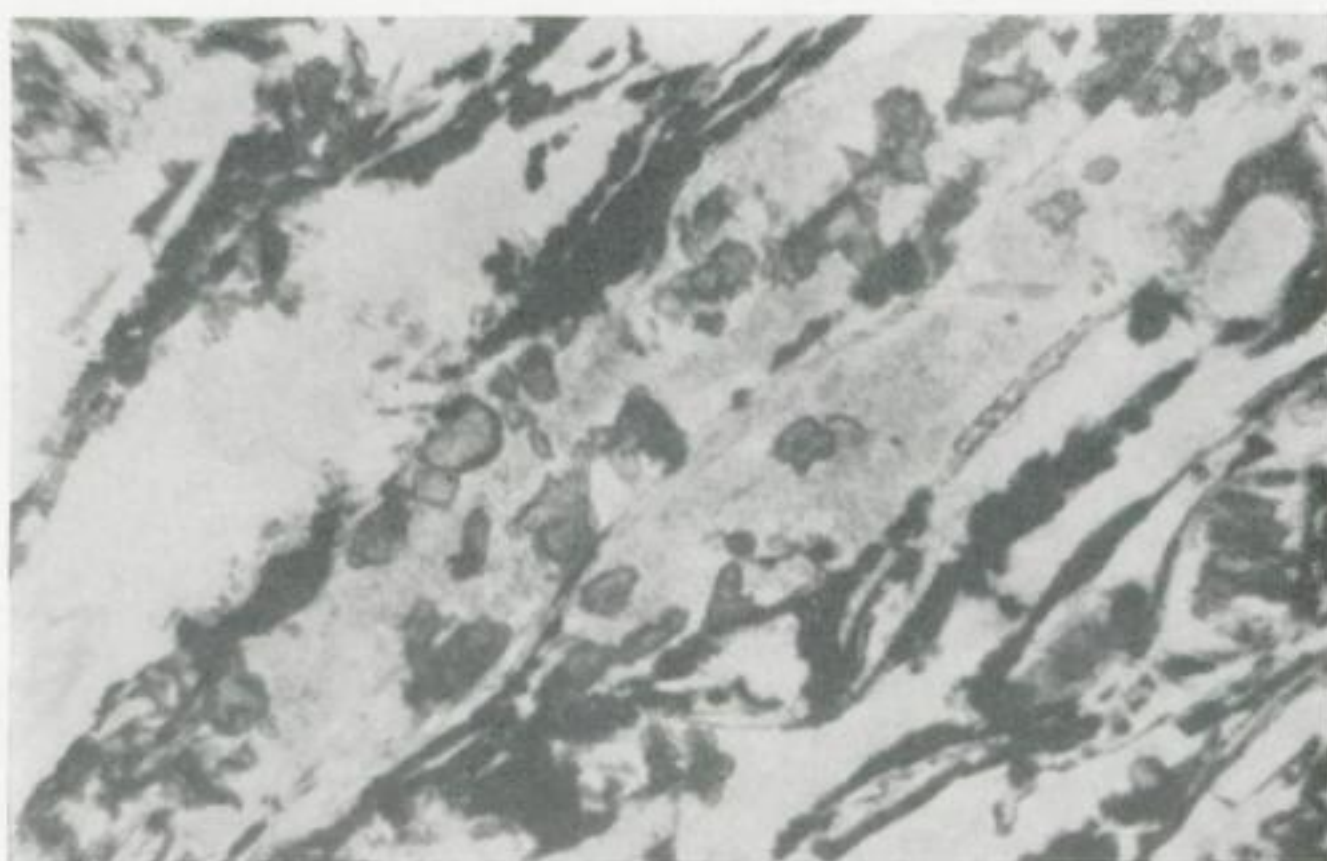


Bild 49. Schlierenschalstein. Diagonal im Bild ein Leistenfeldspat mit neugebildetem hellbraunem Leukoxen (= Titanit)
Pörmitz, Schacht „Roter Stern“, Halde. Dünnschliff D 1175,
Vergr. 200×, 1 Nic.



Bild 50. Unregelmäßig geformte „Mandel“ in Spilit, ausgefüllt mit Quarz und Albit
Mödelitzschbachtal bei Döhlen (Nähe Pörmitz),
Nic. +

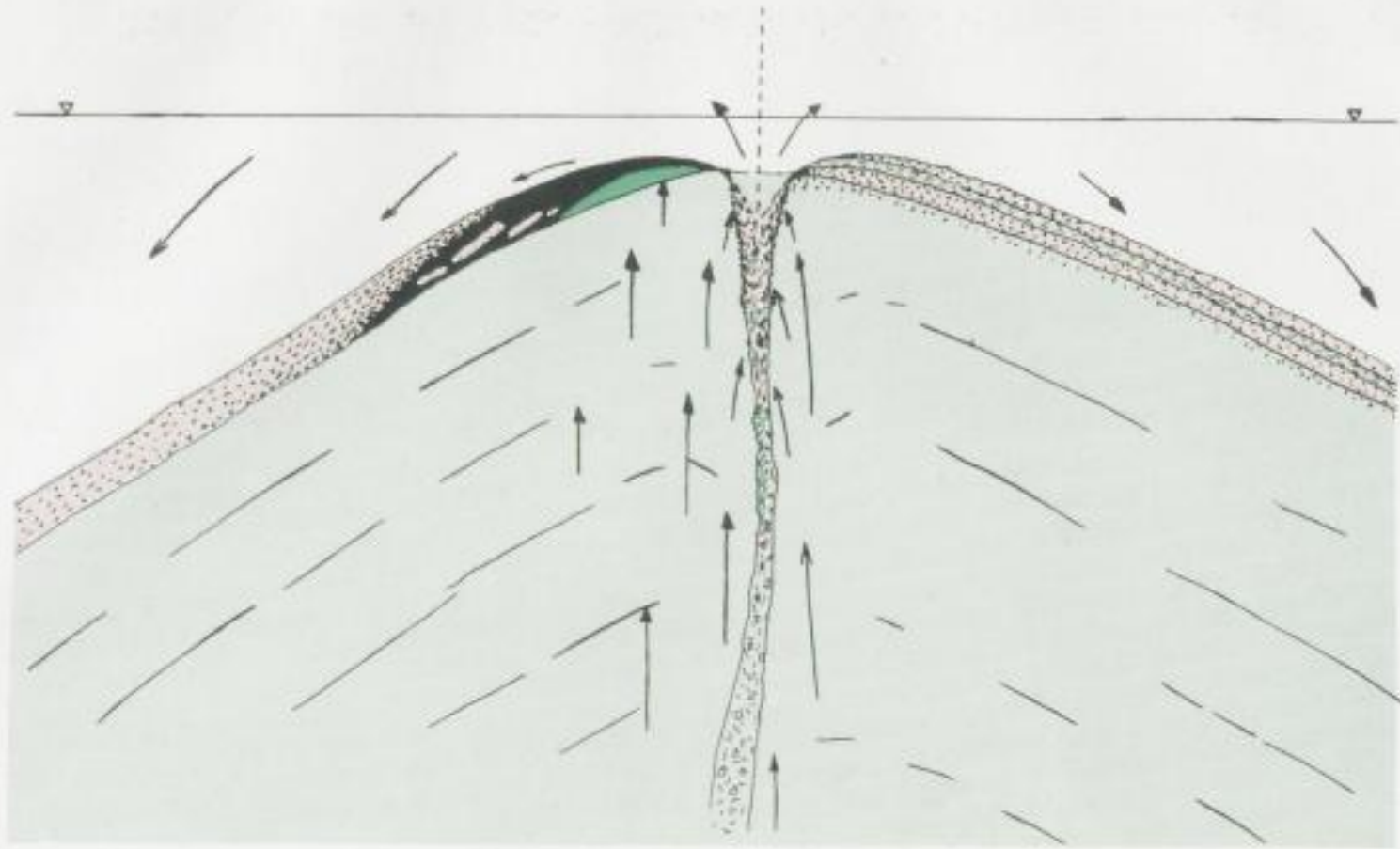


Bild 51. Schematische Darstellung der Erzzufuhr und -umlagerung. Die Pfeile stellen die Zufuhr- und Umlagerungswege dar. Auf der linken Seite des hypothetischen Vulkans ist ein Beispiel dargestellt, das nach Reste eines Chamositlagers (grün) zeigt, überdeckt von kompaktem Hämatiterz (schwarz) mit Einlagerungen kiesliger Partien (rot). Hangabwärts folgen Hämatit-Calcit-Erze (gepunktet). Auf der rechten Seite ist ein anderer Fall einer Vulkanflanke dargestellt, bei dem nur Hämatit-Calcit-Erze (gepunktet) auftreten, unterbrochen durch eine Tuffeinlagerung (grün). Die Punkte an der Grenze zum Schalstein stellen den sog. verzerrten Schalstein dar. Bei erneuten Eruptionen wurde die hämatitische Schlotfüllung zerspritzt und als neue Calcit-Hämatit-Erz-Schicht abgelagert.

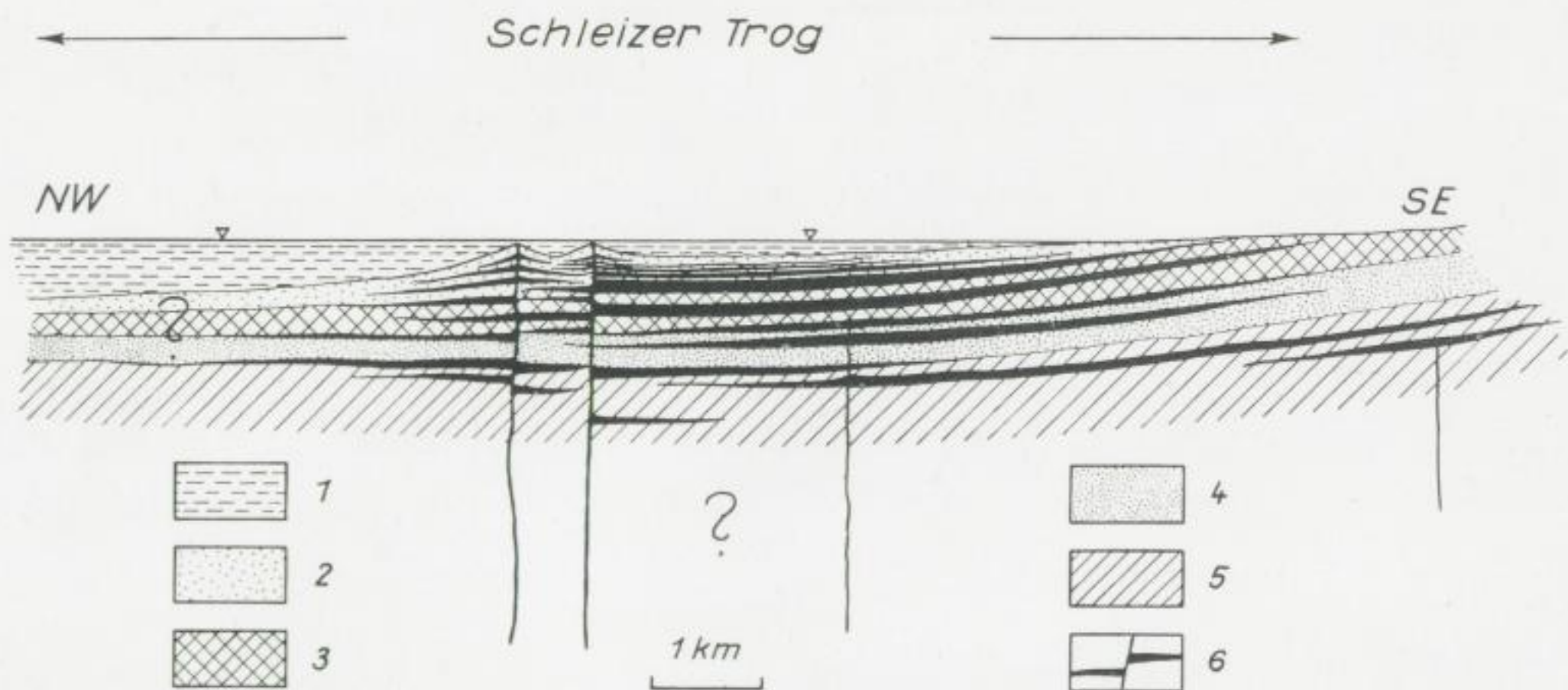


Bild 52. Halbschematische Darstellung der magmatischen Verhältnisse im Schleizer Trog
 1. Meerwasser; 2. Unteres Oberdevon (v. a. Schalsteine, Spilite, Breccien, Tuffite); 3. Unter- und Mitteldevon; 4. Silur; 5. Ordovizium; 6. (Intrusive) Diabase

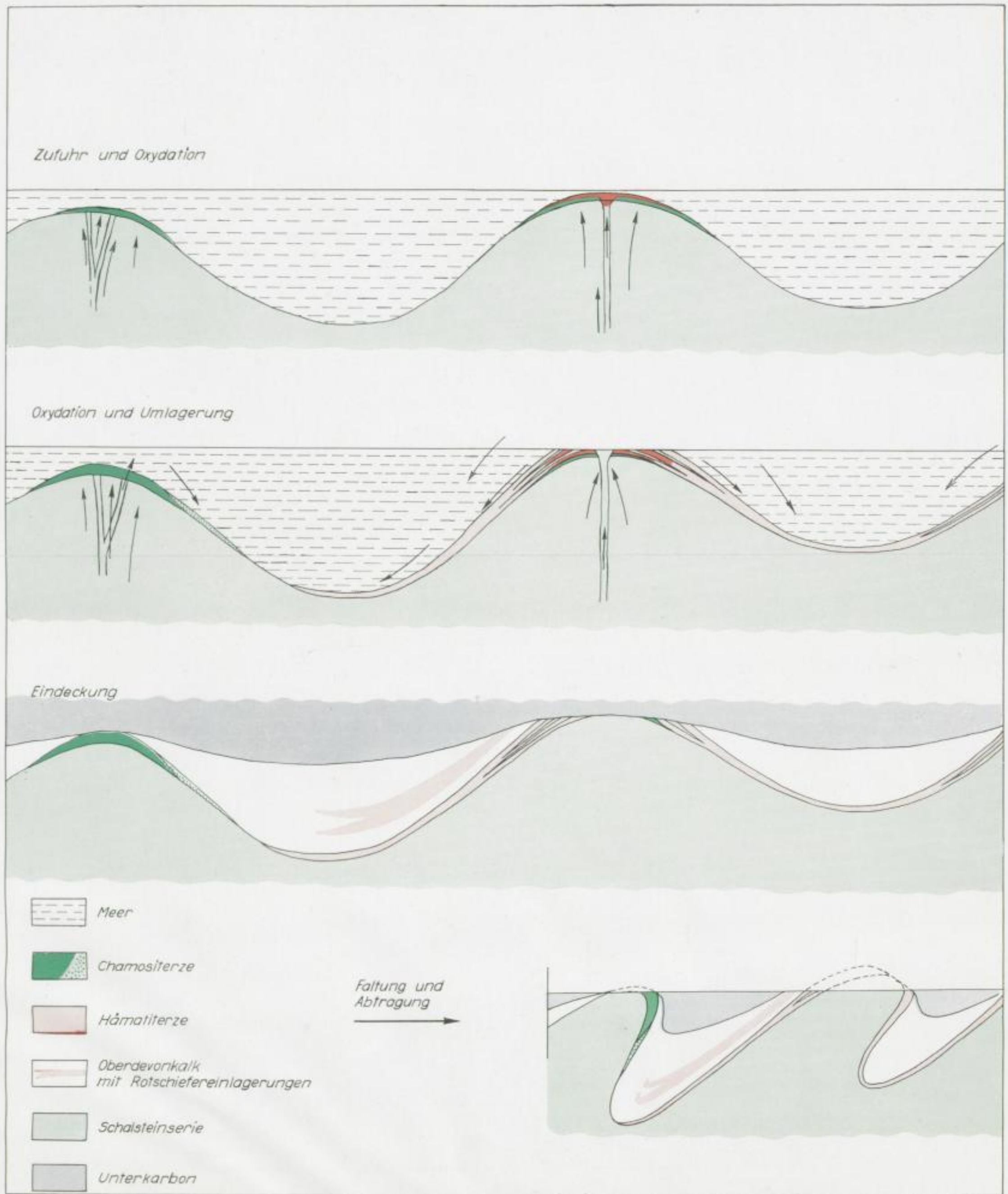


Bild 53. Schematische Darstellung der Erzbildung im Schleizer Trog (Typ Lahn-Dill)

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 92

MINERALOGIE — LAGERSTÄTTENLEHRE

HANS JÜRGEN RÖSLER

Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen

Format 17×24 cm — 275 Seiten — 106 Bilder — 49 Tabellen — 1 Beilage

DM 25,—

Erschienen Dezember 1960

Die oberdevonischen und unterkarbonischen basischen und sauren Magmatite (Diabase, Spilite, Quarzkeratophyre, Quarzporphyre) am Westrand des Bergener Sattels (Ostthüringen) werden eingehend petrographisch und geochemisch bearbeitet. Von den Eisenerzen des sog. Schleizer Troges werden die Ergebnisse mineralogischer Untersuchungen mitgeteilt. Genetische Betrachtungen werden bei den Sedimenten u. a. zur Frage der Rotschiefer-, Phosphorit- und Kohlenkalkbildung angestellt, während bei den Eruptivgesteinen die substantielle Entwicklung des Vulkanismus während des Oberdevons und Unterkarbons sowie Differentiations- und Assimilationsprobleme behandelt werden.

A K A D E M I E - V E R L A G · B E R L I N

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 87

MINERALOGIE — LAGERSTÄTTENLEHRE

JOACHIM LÖFFLER

Die Carnallitgesteine des Raumes Aschersleben—Schierstedt

Format 17 × 24 cm — 63 Seiten — 27 Bilder — 7 Tabellen — DM 6,—

Erschienen Januar 1960

Die Arbeit gliedert sich in drei wesentliche Abschnitte: nach einer einleitenden Beschreibung der geologischen, stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Gesamtgebietes Aschersleben — Schierstedt werden die geologischen Verhältnisse an Hand der Grubenaufschlüsse diskutiert.

Ein zweiter Abschnitt behandelt Probleme der Umwandlung des Kalisalzlagers, wobei die Zeugnisse für eine metamorph-metasomatische Veränderung des Flözes Staßfurt ausgewertet werden.

Der dritte Teil der Arbeit ist der Beschreibung der petrographischen Verhältnisse, des Mineralgehaltes und der Gefügeverhältnisse gewidmet.

Die Untersuchungsergebnisse zeigten, daß das kalisalzfreie Gebiet des Ascherslebener und Schierstedter Sattels anders als bisher abgegrenzt werden muß. Das geschichtete Carnallitgestein geht infolge tektonischer Einwirkung allmählich in Trümmern carnallit über. Die Ursache für eine fazielle Differenzierung des Kalisalzlagers im Gebiet Aschersleben — Schierstedt bilden nach Ansicht des Verfassers Metamorphoselaugen, deren Herkunft ungeklärt blieb. Autigenen Laugen wird für eine Metamorphose keine Bedeutung beigemessen. Die Hartsalzentstehung erfolgte sekundär, aber in jedem Falle prätektonisch.

A K A D E M I E · V E R L A G · B E R L I N