

## I. Aufsätze und Mitteilungen.

### Die Entstehung der sedimentären Eisenerze.

Von G. Berg (Berlin).

Die mechanische Sedimentation spielt bei der Entstehung von Eisenerzlagern nur eine unbedeutende Rolle. Man kennt im wesentlichen nur zwei Lagerstättentypen derartiger Bildung, die Magnetitsande und die Eisentrümmerlagerstätten. Erstere werden nur ganz ausnahmsweise als Eisenerze abgebaut, da sie meist nur als geringmächtige Sandlagen längs der Meeresküste vorkommen. Eisenerze, die in feinkörnig-sandiger Beschaffenheit gewonnen werden, müssen vor der Verhüttung erst brikettiert werden und sind daher wenig begehrt. Auch haben die meisten Magnetitsande einen recht hohen Titangehalt, der von beigemengten Titaneisenerz- und Titanitkörnchen herrührt und den Eisenhüttenleuten sehr unwillkommen ist.

Eine gewisse Bedeutung erlangen die Magnetitsande indessen durch den in ihnen meist enthaltenen Edelmetall- und Edelsteininhalt und viele wichtige marine Seifenlagerstätten von Gold, Edelsteinen oder Edelerden stellen sich als Magnetitsande dar.

Die Eisentrümmerlagerstätten bilden einen besonderen, sehr seltenen Typus, der aber bei uns in Mitteleuropa eine recht weite Verbreitung und hohe wirtschaftliche Bedeutung erlangt. Auf ihre Genesis wollen wir hier nicht näher eingehen. Sie bietet ein besonderes, sehr interessantes Kapitel der Geologie, das zurzeit von den verschiedensten Autoren in Angriff genommen ist. Der geringe Transport, den die einzelnen Eisenerztrümmer offensichtlich erlitten haben, und die große Mächtigkeit der Vorkommen zeigt uns, daß in den Eisensteinkonglomeraten der Unterkreide und des Senons Residualmassen vorliegen, in denen die Hartteile mächtiger Sedimentschichten vorliegen, aus denen alle Sand- und Tonmassen noch vor ihrer diagenetischen Verfestigung wieder herausgespült sind.

Die weitaus überwiegende Zahl von sedimentären Eisenerzlagerstätten entsteht durch chemische Sedimentation (Ausscheidung aus Lösungen) sowie aus späteren Umwandlungen eisenhaltiger Sedimente durch Verwitterung, Diagenese oder Metamorphose.

Sowohl die terrestre wie die marine Sedimentation kann zur Herausbildung von Eisenerzlagern führen. Die Urheimat des Eisens ist natürlich in allen Fällen der Eisengehalt verwitternder Eruptivgesteine. Das Eisen geht bei dieser Verwitterung meist in Verbindung mit

Kohlensäure als Bikarbonat oder mit Humussäuren als Humat in Lösung. Aus karbonatischer Lösung wird das Eisen meist bei Berührung der Lösung mit der freien Atmosphäre durch Entweichen eines Teiles der Kohlensäure ausgefällt, zunächst als Eisenkarbonat, welches aber bei Gegenwart von Sauerstoff sich schnell in Hydroxyd umsetzt. Viel länger vermag sich das Eisen als Humat in Lösung zu erhalten, wie uns der Eisengehalt des „Moorwassers“ zeigt. Auch wirken die Humussäuren und die ihnen verwandten organischen Kolloidstoffe in hohem Maße als Schutzkolloid für die verschiedensten kolloidalen Eisenlösungen, wie neuere Versuche von GRUNER<sup>1)</sup> gezeigt haben. Wir können daher annehmen, daß alle terrestren Eisenerzsedimentationen aus Eisenhumatlösungen im weiteren Sinne (organogen kolloidalen Eisenlösungen) sich absetzen. Eine Ausnahme machten hiervon vielleicht nur der tropische Krusteneisenstein und die bei der Lateritisierung entstehenden Eisenerzkonkretionen. Die Wanderung des Eisens an die Oberfläche oder bis zu den als Kristallisationskeimen wirkenden Konkretionen erfolgt hier im engsten Zusammenhang mit den meist alkali-karbonatischen Bodensalzen. Wir müssen daher in diesem Sonderfalle vielleicht eine alkalisch-karbonatische Eisenlösung als Heimat des ausgefallten Eisenhydroxyds annehmen.

Wenn das Eisenerz in größeren Konzentrationen als Humat gelöst ist, fällt es bekanntlich in Berührung mit Sauerstoff sofort als Eisenhydroxydgel aus. Hierauf beruht die Bildung des Raseneisenerzes. Nahe verwandt mit ihr ist die Bildung der Seeerze. AARNIO<sup>2)</sup> nimmt an, daß sich diese Erze dort bilden, wo eisenhaltiges Grundwasser aus dem Untergrund der umgebenden Moore am Rande des Sees in das Seewasser eintritt, doch bildet sich das Erz nur an flachen Stellen, wo das Seewasser sauerstoffreich ist, nach den Beobachtungen KREUTZ VON SCHEELES<sup>3)</sup> nicht unter 5 m Tiefe. Die Beobachtung AARNIOS, daß die Seeerze besonders an der Grenze von sandigem und tonigem Seeboden zu finden sind, auf Grund deren er besonders annimmt, daß einmündende Grundwasserströme das Eisenhydroxyd ausfällen, konnte KREUTZ VON SCHEELE nicht bestätigen.

Ein beträchtlicher Humatgehalt im Raseneisenerz und Seeerz beweist uns, daß das Eisen dieser Erze aus Humatlösungen gefällt ist. Gleiches dürfen wir wohl auch für diejenigen karbonatischen Erze annehmen, die unmittelbar an Torf- und Kohlenlager geknüpft sind. Es sind dies vor allem die Toneisensteine und Kohleneisensteine, deren rezentes Analogon KRUSCH<sup>4)</sup> neuerdings in dem als

<sup>1)</sup> GRUNER, The genesis of sedimentary iron formations of the Mesabi range. *Econ. Geol.*, 1922, S. 407—460.

<sup>2)</sup> AARNIO, Om sjömalmera. *Geol. Kommiss., Finland medd.*, 1918, Nr. 20.

<sup>3)</sup> KREUTZ VON SCHEELE, Über die Seeerzführung des Jänisjarvi. *Zschr. f. prakt. Geol.*, 1922, Heft 9.

<sup>4)</sup> P. KRUSCH, Über das Vorkommen und die Entstehung des Weißeisenerzes. *Stahl und Eisen*, 1922, Heft 46.

Weißeisenerz bezeichneten Eisenkarbonatgel, das sich in den Wasserkissen nordwestdeutscher Torfmoore gebildet hat, kennen lehrte. Eisenkarbonate können sich nur bei Abwesenheit von freiem Sauerstoff bilden.

Enthalten die organischen Massen, in deren Humussäuren sich das Eisen löst, genügend Eiweißstoffe pflanzlichen oder auch tierischen Ursprungs, um durch deren Fäulnis bei Luftabschluß Schwefelwasserstoff zu bilden, so wird das Eisen nicht als Karbonat, sondern als Eisenbisulfid (zunächst kolloidal) niedergeschlagen und es bilden sich die terrestren, mit Kohlenflözen verbundenen Alaunschiefer, Schwefelkiesimprägnationen usw.

Wir können also die terrestre Eisenerzsedimentation, soweit sie, wie das wohl fast immer der Fall ist, aus humathaltigen Lösungen erfolgt, je nach dem abnehmenden Sauerstoffgehalt des Sedimentationsraumes in eine fortlaufende Reihe ordnen: 1. an freier Luft: Raseneisenerz, 2. unter sauerstoffhaltigem Seewasser: Seeerz, 3. in der sauerstofffreien Atmosphäre eines Torflagers: Weißeisenerz, Toneisenstein und Blackband, 4. bei der sauerstoffziehenden Gegenwart faulender Eiweißstoffe: terrestre Alaunschiefer und verwandte primäre Schwefelkiesimprägnationen.

Ob auch in marinen Schichten eine Ausscheidung des Eisens aus organogenen humussaurer Lösungen stattfinden kann, ist eine offene Frage. Höchst wahrscheinlich werden durch die Salze des Meerwassers die Humuskolloide und der an sie gebundene Eisengehalt restlos ausgeflockt. Die Untersuchungen von GRUNER (a. a. O.) haben ergeben, daß im Flußwasser großer, aus vegetationsreichen Gebieten entströmender Flüsse die Eisenhumate durch Oxydation bei Berührung mit dem Sauerstoff der Luft zwar ausgefällt werden, daß aber ein gewisser geringer Eisengehalt von 3 Milligramm im Liter sehr konstant im Flußwasser gelöst bleibt. Im Amazonenstrom, den GRUNER insbesondere untersuchte, ist infolge der enormen Wassermenge des Flusses diese Eisenmasse, die alljährlich dem Meere zugeführt wird, sehr groß. Die ungeheure Eisenmasse des größten Eisenerzdistriktes der Welt, des Mesabidistriktes, die auf 1,9 Billionen metr. Tonnen geschätzt wird, vermöchte das Wasser des Amazonenstromes in der für geologische Verhältnisse kurzen Zeit von 176 000 Jahren restlos zu liefern.

Die Meeresgrundforschungen haben nun ergeben, daß vor der Mündung des Amazonenstromes der Boden des atlantischen Ozeans weithin mit grellfarbenem Rotschlick bedeckt ist, und wir werden nicht fehlgehen, wenn wir annehmen, daß dieser Rotschlick das Produkt der Ausflockung der eisenhaltigen Kolloide des Flußwassers durch die Elektrolyte des Meerwassers darstellt. (Es soll damit natürlich nicht gesagt werden, daß jedes der als Rotschlick bezeichneten Sedimente des Meeresbodens auf diese Weise entstanden ist.)

Blauschlick entsteht meist dadurch, daß Rotschlick durch die Verwesung von sehr reichlich mit dem Schlick zusammen niedergefallenen organischen Stoffen reduziert wird. Daher ist denn auch von Blauschlickansammlungen die oberste, eben erst sedimentierte geringmächtige Schicht noch rot gefärbt und geht erst später in Blauschlick über. Zu mindesten ein Teil der Rotschlickablagerungen ist also als marine Sedimentation aus Humatlösung aufzufassen und gewisse Blauschlickablagerungen sind das Analogon dieser Bildungen in reduzierendem Medium.

Über die Entstehung der Eisenoolitherze ist seit langen Jahren viel spekuliert worden. Es gibt bekanntlich braune bis rote Eisenoxydoolithe und grüne Silikatoolithe. Die primäre Entstehung der Eisenerzoolithe wird merkwürdigerweise immer wieder angezweifelt. Das gelegentliche Vorhandensein von Eisenkarbonat führte CAYEUX zu der Theorie, daß die Eisenoolithe durch metasomatische Umwandlung aus Kalkoolithen entstanden sind. Hiergegen spricht (ganz abgesehen davon, daß sich eine solche Verdrängung bei den meisten und wichtigsten Eisenoolithvorkommen nicht beweisen läßt) die viel geringere Korngröße der bekanntesten Eisenoolithe als diejenige der meisten Kalkoolithe. BERZ<sup>1)</sup> nimmt eine sekundäre Umwandlung von Glaukonit in Eisenoolith an. Dieser Annahme widerspricht die homogene Struktur des Glaukonits und die konzentrische des Ooliths. Er erklärt daher die konzentrische Struktur durch ein Eindringen von Eisenoxyd von außen in das Glaukonitkorn mit rhythmischer Fällung. Dies ist unmöglich, denn die Oolithkörner hinterlassen ein konzentrisches Kieselskelett und haben einen Anwachskern. Sie sind auch oft flach, was bei Glaukonitkörnern nur ganz ausnahmsweise vorkommt.

HUMMEL<sup>2)</sup>, auf dessen Arbeit wir noch zu sprechen kommen, nimmt für die Eisenoolithe, die er als Analogon der Glaukonitbildung ansieht, Entstehung in der Tiefsee an. Die flache Form will er durch Abplattung der niederfallenden, noch gallertigen Oolithe beim Auftreffen auf den Meeresboden erklären. Weder CAYEUX noch BERZ noch HUMMEL nehmen Bezug auf die Seerzé oder auf rezente Pisolithbildungen wie den Sprudelstein. Die Untersuchungen des Verfassers<sup>3)</sup> über die Mikrostruktur der Minetteerze führten ihn zu folgendem Ergebnis: Die Oolithe bilden sich in seichten Lagunen wahrscheinlich oft hinter Riffbildungen. Das Eisenerz ist als kolloidales Silikat gelöst und setzt sich in der Regel auch als solches ab. Sowie aber ein gewisser Überschuß von Sauerstoff im Wasser ent-

<sup>1)</sup> K. BERZ, Untersuchungen über Glaukonite. Jahresber. Oberrhein. Geol. Verein., 1923, Bd. 10, S. 74—98.

<sup>2)</sup> K. HUMMEL, Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau, 1922, Heft 1 und 2.

<sup>3)</sup> G. BERG, Die Struktur und Entstehung der Lothringer Minetteerze. Abhdl. d. Dtsch. Geol. Ges., 1921, S. 113—136.

halten ist, scheidet sich nicht Silikat, sondern Eisenoxydgel und gelatinöse Kieselsäure ab. Daher zeigen die im Wellenschlag wirbelnden Körnchen einen feinschichtigen Wechsel von grünem Silikat und braunem oder rotem Hydroxyd, wovon bald das eine, bald das andere vorwaltet oder allein vorhanden ist. Die Silikatoolithe zeigen bis ins kleinste dieselben Erscheinungen wie die Limonitoolithschichten.

Diese vom Verfasser geäußerten Anschauungen haben neuerdings durch die Arbeit von SMYTHE<sup>1)</sup> eine erfreuliche Zustimmung erfahren. In Amerika war in letzter Zeit die Frage vielfach diskutiert, ob die Eisenoxydoolithe aus den Silikatoolithen durch nachträgliche Oxydation oder ob die Silikatoolithe aus den Oxydoolithen durch Reduktion und Zufuhr von Kieselsäure etwa nach Art der Bildung der Kalksilikatgesteine aus Kalksteinen entstanden seien.

SMYTHE kommt zu dem Ergebnis, daß Oxyd und Silikat primär sind und daß eine sehr geringe Änderung der physikalischen Bedingungen am Sedimentationsort genügt, die eine oder andere Art der Oolithbildung eintreten zu lassen. Er fand dünne Silikatoolithlagen und sogar oft einzelne Nester von Silikatoolith mitten im Oxydoolith. Er betont auch, daß die Eisenoolithe Flachwasserbildungen seien, und beschreibt Oolithe, die sich in den Netzleisten des unterlagernden Schiefertones sedimentiert haben.

Das Verhältnis von Silikatoolith und Oxydoolith können wir also als geklärt ansehen. Wie steht es aber mit dem Verhältnis von Oolith zu Glaukonit? Die Ansicht von BERZ hatten wir schon besprochen und widerlegt. Ein großes Lehrgebäude hat neuerdings HUMMEL auf diese Frage aufgebaut. Er nimmt an, daß der Eisengehalt des Meerwassers, der zur Bildung von Oolith oder Glaukonit nötig ist, durch eine unterseeische Zersetzung des Verwitterungsschlammes eisenhaltiger Gesteine geliefert wird, eine Zersetzung, die er als Halmyrolyse bezeichnet. Er weist dann auf die Tatsache hin, daß Glaukonitsedimente sich gern dort bilden, wo kalte Meereswasserströme in warme Regionen des Ozeans eindringen. Eine der Ausnahmen von dieser Regel bildet das Glaukonitgebiet der Torres-Straße mit warmem Wasser. Hier hat die Analyse der Bodenproben einen etwas höheren Eisengehalt und niederen Kieselsäuregehalt ergeben und HUMMEL folgert hieraus, auf dem Wege eines allerdings recht unvollkommenen Induktionsschlusses, daß sich im kalten Meereswasser Glaukonit, im warmen statt dessen eisenreicheres Eisensilikat bildet. HUMMEL nimmt nun an, daß die Eisenoolithe sozusagen die Vertreter der Glaukonite im warmen Wasser sind. Er kommt dann zu weitgehenden Schlüssen über die Temperaturen des Ozeans in verschiedenen geologischen Perioden. Für Silur und Lias—Dogger wird eine gegen die Jetztzeit höhere Wassertemperatur in der Tiefe

<sup>1)</sup> V. D. SMYTHE, On the genetic significance of ferrous silicate associated with the Clinton ores. New York State Museum, Bull. 208.

des Ozeans gefolgert. Diese wieder wird erklärt durch ostwestlich gestreckte Kontinente in mittleren Breiten, die das kalte Polarwasser vom Äquatorialgebiet abhielten, und so wird ihm das Vorkommen von Glaukonit oder Eisenoolith zum Hilfsmittel für die Erkennung der paläogeographischen Kontinentverteilung. Im Grunde hängt dieses ganze Gedankengebäude aber nur an dem einen dünnen Faden des höheren Eisengehaltes der Bodenprobe aus der Torres-Straße.

Wenn wir die Sache unbefangen betrachten, müssen wir zugeben, daß Eisenerzoolithe Flachwasserbildungen sind, und daß Glaukonit sich zum mindesten in der Regel in tiefem Wasser bildet. Eisenoolithbildung setzt eine höhere Konzentration des Meerwassers an Eisen voraus. Glaukonit, der meist nur in einzelnen Körnchen in den glaukonitischen Gesteinen eingestreut ist und, soweit wir ihn als rezente Bildung kennen, beträchtliche Meerestiefen, also große Wassermassen bevorzugt, entsteht offenbar aus einem äußerst verdünnten Eisengehalt des Meerwassers. Die höhere Eisenkonzentration der Oolith absetzenden Meeresteile läßt auf einen Abschluß der Oolithgebiete gegen das offene Meer schließen. Die Lagunen waren aber nicht salziger als die offene See, darauf haben wir nicht den geringsten Hinweis in der Schichtfolge des deutschen Lias, Doggers oder Silurs oder anderer eisenerzführender Formationen, sondern die Lagunen waren wahrscheinlich brackisch. Wir sehen nämlich, daß der Glaukonit einen Kaligehalt aufweist, den HUMMEL wohl ganz mit Recht auf eine Adsorption aus dem Seewasser nach Art der Aufnahme der Alkalien durch Zeolithe auffassen möchte. Ein solcher Kaligehalt fehlt den Silikatoolithen, also war wohl das Wasser der oolithliefernden Lagunen nicht salzreicher, sondern salzärmer als der offene Ozean.

Auch v. FREYBERG<sup>1)</sup> nimmt auf Grund seiner Studien über die Eisenerzlager Ostthüringens an, daß die Ausscheidung der Eisensilikatoolithen in einer Bucht des Untersilurmeeres unmittelbar aus dem Meerwasser erfolgte, und zeigt, daß die Roteisenerze, die im Westteil des Eisenerzgebietes das Silikaterz vertreten, am Rande der Bucht ausgefällt sind, und daß die Gerölle, die vielfach darin auftreten, z. T. deutlich auf eine eisenentziehende Verwitterung des benachbarten Festlandes deuten.

Der Umstand, daß Glaukonit sich jetzt meist dort bildet, wo kalte und warme Meeresströmungen zusammentreffen, erklärt sich dadurch, daß an solchen Stellen ein Massensterben der Mikroorganismen stattfindet. Wenn wir auch die Entstehungsbedingungen des Glaukonits noch nicht sicher kennen, so deutet doch vieles darauf hin, daß der Zerfall organischer Substanz dabei eine gewisse Rolle spielt, wie

<sup>1)</sup> B. v. FREYBERG, Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges. Jahrb. Hallesch. Verb. f. d. Erforsch. d. mitteld. Bodenschätze, IV, 1. Lief.

uns z. B. das häufige Vorkommen von Glaukonitkörnchen im Innern von Foraminiferenschalen zeigt.

Neuerdings hat BERZ<sup>1)</sup> über den Glaukonit eine wichtige, inhaltreiche Arbeit veröffentlicht. Auch aus seinen Forschungen geht hervor, daß sich der Glaukonit aus sehr verdünnten Eisengehalten des Meeresswassers abscheidet, und daß die erste Abscheidung in kolloidaler Form erfolgt. Die Bildung der Glaukonitkörnchen führt BERZ nicht auf Konkretion zurück, sondern auf „Klumpenbildung“, wie wir sie z. B. auch beobachten, wenn Chlorsilberniederschlag durch Drehen des Niederschlagsgefäßes gewirbelt wird. Neben den Glaukonitkörnchen gibt es bekanntlich auch einen nichtgeformten, sog. pigmentären Glaukonit, der in feiner Verteilung die lebhaft grüne Farbe mancher Sedimente bedingt. Glaukonit, Chamosit und Thuringit sind nach BERZ' Ansicht, die sehr plausibel erscheint, der gleiche Stoff. Chamosit die konzentrisch schalige Ausbildung des Stoffes in den Silikatoolithen, Glaukonit die formlose Modifikation in Tiefsee-, selten auch Flachseesedimenten (besonders bezeichnend ist Glaukonit für die Sedimentation am Rande der Kontinentalschelfe), Thuringit ist das Produkt einer Auskristallisation des ursprünglich gelförmigen Eisensilikats in der Form eines eisenreichen Chlorites.

Thuringitbildung und Chamositbildung nimmt v. FREYBERG<sup>2)</sup> als zwei chemisch verschiedene primäre Ausfällungsarten an. Die von ihm mitgeteilten Beobachtungen widersprechen aber nicht der Annahme, daß der Thuringit ein diagenetisches Rekristallisationsprodukt ursprünglich kolloidalen Eisensilikates ist, das sich im Chamosit (-mineral) als solches erhalten hat. Die Art des Thuringitvorkommens in manchen Quarziten spricht allerdings dafür, daß nicht bloß massiges und oolithisches Eisensilikatgel das Ausgangsmaterial des Thuringites bildete, sondern z. T. auch feinverteiltes, dem „pigmentären Glaukonit“ entsprechendes.

Bemerkenswert ist die Feststellung von BERZ, daß rezente Glaukonitbildung meist abseits von der Einmündungsstelle großer Flüsse ins Meer erfolgt. Er schließt daraus, daß Glaukonit sich nicht aus einem Eisengehalt bildet, den das Meer schon in gelöstem Zustand von den Flüssen erhält, sondern aus einem solchen, den sich das Meeresswasser selbst aus dem noch unzersetzten Schlamm eisenreicher Gesteine her auslaugt. BERZ' Ansicht berührt sich also hier ganz eng mit der Theorie HUMMELS von der Halmyrolyse.

Über die Herkunft des Eisengehalts in den Oolithen können wir leider noch gar nichts aussagen, weil wir nirgends Stellen kennen, wo sich vor unseren Augen marine Eisenooolithe bilden. Verhältnismäßig junge Erzoolithe kennen wir von der Halbinsel Kertsch. Viel-

<sup>1)</sup> K. BERZ, Untersuchungen über Glaukonit. *Mitteil. Oberrhein. Geol. Verein.*, Bd. 10, S. 74.

<sup>2)</sup> A. a. O.

leicht läßt sich durch methodische Untersuchung der ozeanographischen Verhältnisse dieses Gebiets in der Tertiärzeit einige Klarheit über die Bildungsbedingungen von Eisen- und Manganoolithen gewinnen.

Zur Glaukonitbildung gehört kein humussaures, sondern kiesel-saures kolloidales Eisen im Wasser. Es wäre wohl denkbar, daß beim Eintritt des Flußwassers ins Meer nur das erstere ausgeflockt und im Rotschlick niedergeschlagen würde, während das kolloidal gelöste Silikat zunächst noch erhalten bleibt (vielleicht durch die Wirkung irgendwelcher Schutzkolloide), daß es sich mithin im Meereswasser verteilt und dann in feiner Verteilung erst ausfällt, wenn an gewissen Stellen die Lösungskraft des Wassers oder die Wirkung des Schutzkolloids aufgehoben wird. Den Anstoß zu dieser Aufhebung gibt, wie wir sehen, wahrscheinlich ein Massensterben der Mikrofauna, doch legt BERZ Wert darauf festzustellen, daß der Glaukonit keineswegs nur als Steinkern von Foraminiferen vorkommt, sondern nur gelegentlich sich in Foraminiferenschälchen ansiedelt. Keineswegs ist also die Glaukonitbildung an die Verwesung tierischer Organismen ganz unmittelbar, sondern offenbar nur mittelbar, etwa an die dadurch bewirkte Sauerstoffentziehung im Wasser, gebunden.

Für den Lagerstättenforscher hat die ganze Glaukonitfrage insofern nur ein theoretisches Interesse, als die Glaukonitsedimentation stets nur zu einzelnen im Sediment verstreuten Körnchen und damit niemals zur Herausbildung von bauwürdigen Lagerstätten führt. Auch die Annahme einer Umwandlung von Glaukonit in Oolith müssen wir ablehnen. Zwischen Glaukonit und Oolith bestehen bloß gewisse Analogien. Wichtig werden die Glaukonitsedimente aber dadurch, daß durch sekundäre Umsetzungen der Eisengehalt glaukonitischer Sedimente zu bauwürdigen Lagern konzentriert werden kann. Wir finden dies im kleinen in den von KEILHACK<sup>1)</sup> und von KRUSCH<sup>2)</sup> beschriebenen Eisenerzlagerstätten im Diestien des Kempenlandes (Belgien). Hier bilden sich an der Oberfläche des Glaukonitsandgebietes große Massen von Raseneisenerz und auch innerhalb des Sandes finden sich Ortsteinbildungen, die infolge des großen Eisengehalts des Untergrundes die Grenze der Abbauwürdigkeit erreichen.

Das großartigste Beispiel einer Anreicherung des Eisengehaltes mariner Glaukonitsedimente zu bauwürdigen Massen finden wir aber im größten nordamerikanischen Eisengebiet, dem Mesabidistrikt. Ursache der Konzentration ist hier allerdings nicht wie im Diestien von Belgien Verwitterung, sondern Diagenese. Produkte der Konzentration sind daher nicht Raseneisenstein und Ortstein, sondern Magneteisenerze und massige Roteisensteine. Als Ausgangsmaterial ist auch

<sup>1)</sup> K. KEILHACK, Die Eisenerzlagerstätten des belgischen Kempenlandes. Glückauf, 1918, Nr. 24.

<sup>2)</sup> P. KRUSCH, Die nutzbaren Lagerstätten Belgiens. Glückauf, 1916.

nicht echter Glaukonit, sondern der dem Glaukonit ganz nahe stehende und in genau gleicher Weise vorkommende Greenalit anzusehen. Dieser Greenalit unterscheidet sich vom Glaukonit nur dadurch, daß er weniger Kalium, dafür mehr Magnesium und fast keine Tonerde enthält. Die Schichten, in denen die Greenalitkörnchen genau wie die Glaukonitkörnchen im Grünsand eingebettet liegen, sind präkambrischen Alters und stellen sich als Quarzite dar, die bereits in die ersten Stadien einer regionalmetamorphen Umkristallisation eingetreten sind. Vielleicht ist der Greenalit nur eine metamorphe Umwandlung des Glaukonits. Vielleicht war in jenen alten Zeiten die Zusammensetzung des Ozeanwassers etwas anders als im Mesozoikum und Neozoikum und der Chemismus der Glaukonitbildung daher etwas abweichend. Vielleicht lagen aber auch im Mesabidistrikt örtlich andere Entstehungsbedingungen vor als sonst. Aus dem Greenalitquarzit bildete sich bei noch stärkerer Metamorphose der aus Quarz und eisenreicher Hornblende bestehende Grüneritquarzit.

Bemerkt sei noch, daß nach neueren Forschungen von MURAKAMI<sup>1)</sup> auch die Eisenerze von Anshan in der Mandchurei aus der Umsetzung halbmetamorpher Eisenquarzite zu lokalen abbauwürdigen Erzmassen hervorgegangen sind.

Überblicken wir im Zusammenhang die Sedimentationsbedingungen des Eisens aus kolloidalen marinen Lösungen, so finden wir, daß Humate sich im Meereswasser nicht halten, und daß ihr Eisengehalt gleich an den Flußmündungen als Farbstoff des Rotschlicks ausgefällt wird. Wir sehen weiter, daß sich aus konzentrierten, wahrscheinlich silikatischen Lösungen besonders in Lagunen die Eisenoolithe absetzen, und zwar bei reichlichem Vorhandensein von Sauerstoff als Oxydoolithe, wenn weniger Sauerstoff Zutritt hat, als Silikatoolithe. Der ganz minimale Eisengehalt, den das Wasser des freien Meeres aufzunehmen vermag, setzt sich in Gebieten des Massensterbens, also in schwach reduzierender Hydrosphäre als Glaukonit ab. Tritt diese Reduktion nicht ein, so bleibt das Eisen in Lösung. Wird die Reduktion so stark, daß aus der Fäulnis von Eiweißstoffen Schwefel oder Schwefelwasserstoff entbunden wird, so tritt auch hier Schwefelkiesbildung ein. Eine Schwefelkies sedimentation in eisenkonzentrierter Lagune ist z. B. das Schwefelkieslager im Falkenhagener Liasbecken. Schwefelkiesausscheidung im eisenverdünnten freien Meer bildet die Alaunschiefer und einzelne Schwefelkonkretionen, wie sie uns die Sedimente des Schwarzen Meeres zeigen. Durch Regionalmetamorphose geht der Rotschlick in schwach eisenhaltigen Eisenphyllit über. Aus dem Eisenoxydoolith bildet sich Eisenglimmerschiefer und aus dem Silikatoolith entstehen schichtige Magnetitlager.

<sup>1)</sup> H. MURAKAMI, Geology of the Anshan Iron Mine District. Publ. S. Manch. Railway, 1922 (Ref. Econ. Geol., 1922, Heft 8).

Über die Eisenerzlager vom Lahn-Dill-Typus hat uns in letzter Zeit KEGEL<sup>1)</sup> sehr wichtige und interessante Aufschlüsse gegeben. Er zeigte, daß besonders im Südteil der Lahnmulde diese Lagen nicht allein als Roteisenstein entwickelt sind, sondern daß hier auch Magneteisenerz, Spateisenstein und Schwefelkies eine wichtige Rolle spielen. Er hat durch seine mikroskopischen Untersuchungen gezeigt, daß das Magneteisenerz hier primär ist. Keineswegs ist es in allen Fällen durch Kontaktmetamorphose aus Roteisenstein entstanden, wie das LOTZ annahm. Auch diagenetisches Magneteisenerz liegt nicht vor. Es ist nicht etwa durch Reduktionswirkung aus Roteisenerz entstanden, wie dies GRUNER<sup>2)</sup> in seiner interessanten Arbeit von vielen Magnetiten des Mesabidistriktes nachweisen konnte. Auch diagenetisch aus Eisensilikatgel entstandener Magnetit liegt nicht vor. In den Silikatoolithen zeigt die mikroskopische Untersuchung eine spätere Herausbildung kleiner Magnetitkristalle aus kolloidalem Eisensilikat. Dieses Silikat, welches offenbar chemisch dem Glaukonit außerordentlich nahe steht, enthält wie dieser zweiwertiges und dreiwertiges Eisen nebeneinander und offenbar in recht lockerer Bindung an die Kieselsäure. Vielleicht sind sogar Spuren von freiem Eisenoxydul dem Silikatgel adsorptiv beigemischt. Es kann uns daher nicht wundernehmen, daß schon in geologisch kurzer Zeit und in den diagenetisch wenig umgeänderten Doggeroolithen sich einzelne kleine Magnetitoktaederchen im grünen Silikatgel ausgeschieden haben, daß in den silurischen Eisensilikatoolithen dieser Prozeß noch viel weiter fortgeschritten ist und im unteren Eisenerzhorizont Thüringens die Eisensilikate (die hier übrigens ebenfalls schon kristallin geworden sind) stellenweise völlig durch Magnetit vertreten sind, so daß statt des Thuringitlagers Magnetitquarzite auftreten.

Solches diagenetisches Magneteisenerz scheint aber nach den Untersuchungen KEGELs im südlichen Lahngebiet ebensowenig wie kontaktmetamorphes vorzuliegen, sondern die mikroskopischen Beobachtungen sprechen dafür, daß hier das Magneteisenerz als primäres Sediment unmittelbar aus dem Meereswasser ausfiel. Die Möglichkeit einer solchen primären Magnetitausscheidung ist neuerdings auch von BERZ<sup>3)</sup> diskutiert und für wahrscheinlich erklärt worden. BERZ faßt den feinsten schwarzen Staub, der sich in Glaukonitkörnern und Silikatoolithen vielfach findet und vom Magnetiten angezogen wird, als kolloidales, primär gebildetes Eisenoxyduloxyd auf. Da sich dieser Staub auch im rezenten Glaukonit findet, so darf man wohl von

<sup>1)</sup> W. KEGEL, Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südl. Lahnmulde. Ztschr. f. prakt. Geol., 1923, Heft 1—4.

<sup>2)</sup> J. W. GRUNER, Genesis of the Martite ore bodies of the Mesabi range. Econ. Geol., 1922, S. 1.

<sup>3)</sup> K. BERZ, Über Magneteisen in marinen Ablagerungen. Centralbl. f. Min. usw., 1921, Heft 18.

primärer Bildung sprechen, wenn auch die Ausscheidung derjenigen von Kristallen, die ohne Zweifel sekundär bei der Diagenese vor sich geht, offenbar ganz entspricht.

KEGEL (a. a. O.) zeigt, daß im Vorkommen des Lagers von Riesenburg in ganz regelmäßiger Weise Schwefelkies, Spateisenstein, Magnetit und Roteisenerz übereinander gelagert sind, und weist darauf hin, daß sich die Aufeinanderfolge sehr einfach durch allmähliche Zunahme des Sauerstoffgehaltes im Wasser erklären läßt: Solange noch eine stark reduzierende Wirkung der Umgebung bestand und organische Stoffe der Fäulnis unter Schwefelwasserstoffabgabe unterlagen, bildete sich Schwefeleisen. Später, als keine Reduktion mehr, aber auch noch keine Oxydation stattfand, entstand kohlen-saures Eisenoxydul; als bereits ein wenig freier Sauerstoff im Wasser enthalten war, konnte sich Eisenoxyduloxyd bilden, und zuletzt Eisenoxyd. Wir finden also hier analog wie bei der terrestren Humatsedimentation oder wie bei der Eisenoolithsedimentation eine Änderung des Bodenkörpers mit zunehmendem Sauerstoffgehalt.

In welcher Form war nun das Eisen im Wasser des ober-mittel-devonischen Meeres gelöst? Einen Hinweis darauf gibt uns schon das von KEGEL und auch früher von AHLBURG betonte Vorkommen von Spateisenstein. Humatlösung wie bei den Sphärosideriten kommt nicht in Frage, denn es fehlen alle Andeutungen organischer Begleit-substanzen. Viel wahrscheinlicher ist das Vorhandensein des Eisens im Wasser als Bikarbonat. F. MICHELS hat in seiner Arbeit über das Roteisenerzvorkommen der Grube „Neue Lust“ bei Nanzenbach (Dissertation Frankfurt 1920) darauf hingewiesen, daß sich in der Lahnmulde Roteisensedimentation und Kalksedimentation vertreten. Wo das Wasser stark eisenhaltig war, konnte kein organisches Leben aufkommen und es sedimentierte sich das Eisen; wo kein Eisen war, fand starke organogene Kalksedimentation statt. In dem Gebiet niederen Eisengehaltes bildet sich bei beschränkter Kalksedimentation Flußeisenstein. Diese gegenseitige Vertretung von Eisenerz und Kalk läßt vermuten, daß für beide gleiche Art der Lösung, nämlich Vorhandensein als Bikarbonat in kristalloider Lösung anzunehmen ist.

Dies stimmt auch überein mit den neueren Anschauungen über die Genesis des Lahn-Dill-Erzes. HARBORT sowohl als AHLBURG möchten es auf postvulkanische Emanationen der großen mittel-devonischen Diabaseruptionen zurückführen. HARBORT denkt dabei an gasförmige Eisenchloridaushauchungen unmittelbar aus der diabasischen Lava. Wir haben aber keinen Anhalt dafür, daß Chloride vorhanden waren, diese hätten wohl auch jede karbonatische Sedimentation sowohl des Eisens wie auch des Kalkes in der weiteren Umgebung unmöglich gemacht. Viel näher liegt es, an die im Gefolge von großen Eruptivergüssen so häufigen Eisensäuerlinge zu denken, zumal wir die Existenz solcher Quellen in spätdevonischer

Zeit auch für die Erklärung der unweit nördlich sich anschließenden Siegerländer Spateisensteingänge annehmen müssen.

Kristalloide thermale Eisenkarbonatlösungen ergossen sich also wahrscheinlich in das ziemlich flache Devonmeer der Lahnmulde und schieden je nach der Höhe des Sauerstoffgehaltes im Wasser Rot-eisenerz, kryptokristallines Magneteisenerz, Spateisenstein oder Schwefelkies, je nach der Eisenkonzentration reinen Roteisenstein, Flußeisenerz oder mehr oder weniger eisenhaltigen Kalkstein aus.

Eisenerzlagerstätten, die denen des Lahn-Dill-Bezirks gleichen, kennen wir im Harz und in Mähren, verschiedentlich in dem Gebiet der Alleghanies. Schwach eisenhaltige Kalke sind sehr verbreitet. Sie sind als solche nicht abbauwürdig, es entstehen aber durch sekundäre Umsetzungsprozesse aus ihnen die wichtigen Karsteisenerze und dort, wo die unmittelbaren Lösungsrückstände solcher Kalke nicht als Erze brauchbar sind, bilden sich in dem eisenhaltigen Rückstand ferner durch Konkretionsbildung die Bohnerze und die Lagerstätten vom Typus unserer Albüberdeckungserze.

Bei der Metamorphose gehen die Roteisensteinlager in massige Eisenglanzlagerstätten über, die Magneteisenerzlagen bleiben erhalten, werden nur fester und gröber kristallin. Die Flußeisensteine und Eisenkalke werden sich in mehr oder weniger eisenreiche Kalksilikatgesteine umwandeln.

Kurz hinzuweisen ist noch auf eine Eisenerzsedimentation, die ziemlich einzig dasteht und mehr wegen ihres Schwefelgehaltes, als wegen ihres Eisengehaltes nutzbar gemacht wird, auf das Kieslager von Meggen. SCHMIDT<sup>1)</sup> hat die primärsedimentäre Natur dieses Vorkommens bewiesen. Das eigentümliche Zusammenvorkommen und Sichvertreten von Schwefelkies und Schwerspat erklärt er sehr einleuchtend damit, daß vom Baryum das Sulfid löslich, das Sulfat unlöslich ist, vom Eisen umgekehrt. In sauerstoffreichen Wasserzonen muß daher Baryumsulfat ausfallen und Eisen in Lösung bleiben, in reduzierenden Wasserzonen muß Schwefeleisen ausfallen und Baryum in Lösung bleiben. In der Tat konnte er nachweisen, daß der Schwerspat in den randlichen Partien, der Schwefelkies in den mittleren Partien des ehemaligen Obermitteldevonbeckens ausgefällt wurde. Das Vorkommen von Schwerspat und die SCHMIDT'sche Theorie geben uns zugleich einen Hinweis über die Form, in der bei Meggen das Eisen in Lösung war. Es handelte sich offenbar um Sulfat, also um eine kristalloide Lösung. Das Beibrechen von Schwerspat und der geringe Gehalt des Meggener Lagers an Zink und Blei läßt uns zugleich vermuten, daß es auch hier wahrscheinlich hydrothermale Quellwasserimmissionen waren, die dem Meereswasser die für die Erzausscheidung nötigen Metallgehalte gaben. Der Schwefel war als

<sup>1)</sup> W. E. SCHMIDT, Die Entstehung und Tektonik des Lagers von Meggen. Jahrb. d. Geol. Landesanst., 1918, II, S. 23—72.

		Marin						
Terroster		Kolloidale Lösungen			Kristalloide Lösungen			
		Humat-Lösungen		Silikat (?) - Lösungen		Sulfat-Lösung		
		terrestre Sedimente	marine Sedimente	hochkonzentriert	schwachkonzentriert	hochkonzentriert	schwachkonzentriert	
Sauerstoffreiches Medium ↓ abnehmender	Raseneisenerz		Rotschlick z. T.	Oxydolithische	Keine Sedimentation	Roteisensteinlager (Lahn-Dill-Typus)	Eisenkalk	Keine Sedimentation (Schwerspatabsatz)
	Seeerz			Silikatoolithe	Glaukonit	Magnet-eisenerze		
Sauerstoffgehalt ↓ Reduzierendes Medium	Sphärosiderite, Weißeisenerz					Spateisenerz (Lahn-Typus)		Kieslager (Typus Meggen)
	Kohlen-eisenstein		Blauschlick z. T.	Schwefelkieslager (Typus Falkenhagen)	Marine Fahlbänder	Schwefelkieslager (Typus Riesenburg)	Bituminöse kiesführende Kalke	
Umwandlung durch Verwitterung und Diagenese	Terrestre Alaunschiefer							Bohnerze Karsterze
			Rotschiefer	Roteisenoolithe (Wabanatyp)	Greenalith-quarzit (?) Marquette-Erz			
Umwandlung durch Metamorphose usw.	Schwefelkiesführende Graphitschiefer z. T.		Eisenphyllit	Eisenglimmerschiefer Schichtige Magnetitlager	Gruneritquarzit Magnetitquarzit	Massige Eisenglanz- und Magnetitlager	Eisenreiche Kalksilikatgesteine z. T.	

Sulfatschwefel zugegen und die verhältnismäßig geringe, als Bitumen beigemengte organische Substanz diene im wesentlichen zur Reduktion, während die Lieferung von Schwefel als Schwefelwasserstoff durch Fäulnis von Eiweißstoffen hier vielleicht keine große Rolle spielte. Hierfür scheint uns die große Konzentration des Elementes Schwefel in dem kompakten Kieslager zu sprechen.

Bei allen Arten mariner und terrestrer Eisenerzsedimentation, die im vorstehenden besprochen wurde, ließ sich eine gradweise Änderung der Natur des Sedimentes mit abnehmendem Sauerstoffgehalt des Sedimentationsmediums nachweisen, ebenso in vielen Fällen eine wechselnde Natur der Absätze, je nach der Eisenkonzentration in den Lösungen. Soweit die bisherigen Kenntnisse und Erfahrungen reichen, können wir uns demnach die sedimentären Eisenerzvorkommen schematisch in der beigegebenen Tabelle (S. 109) zusammenstellen.

## Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas.

Herausgegeben von **Hans Cloos**.

### III. Zur Tektonik der Granitmassive von Baveno und Orta in Oberitalien.

Von **Robert Balk** (Breslau).

(Mit 4 Textfiguren und Tafel I und II.)

#### Vorbemerkung.

Nachdem die tektonische Erforschung einiger Granitmassive des varistischen Gebirges grundsätzlich sehr ähnliche Ergebnisse gezeitigt hatte, war es erwünscht, das tektonische Verhalten eines alpinen Massivs kennen zu lernen. Dieser Aufgabe konnte ich mich im Sommer 1923 dank einer dem Geologischen Institut Breslau zugeführten Spende unterziehen. 25 Tage zu je 12—13 Stunden Geländearbeit konnten auf das gut aufgeschlossene, nicht allzu große Gebiet verwandt werden, so daß die im folgenden mitgeteilten Ergebnisse immerhin als ein erster Überblick gelten dürften<sup>1)</sup>.

Von der benutzten Literatur möchte ich im wesentlichen nur drei Arbeiten nennen, die selbst reichliche Literaturangaben enthalten, nämlich:

1. MAX KAECH (Basel), Porphyrgelände zwischen Lago Maggiore und Valsesia. *Eclogae Geol. Helv.* 8, 1903, S. 47 ff.
2. OTTO SEITZ, Über die Tektonik der Luganer Alpen. *Verhandl. d. naturhistor.-medizin. Vereins zu Heidelberg*, N. F., XIII. Bd., 3. Heft, Heidelberg 1917.
3. WILHELM SALOMON, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. *Tschermaks min. u. petrogr. Mitt.*, N. F., XVII. Bd., Wien 1898, S. 109.

Verschiedene italienische Arbeiten waren mir leider nicht zugänglich.

<sup>1)</sup> Dem Mineralogisch-petrographischen Institut Basel bin ich für eine Anzahl mir geliehener geologischer und topographischer Karten zu Dank verbunden; ebenso Miß PHILIPPA W. DREW, die so liebenswürdig war, eine Reihe schöner Photographien aus dem Bavenoer Massiv für mich herzustellen.