

07/10/25

ERZLAGERSTÄTTEN

Kurzvorlesungen
zur Einführung und zur Wiederholung

Von

Dr. Hans Schneidernöhn

Ordentlicher Professor der Mineralogie, Gesteinskunde und Lagerstättenkunde
an der Universität Freiburg i. Br.



JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1944

ERZLAGERSTÄTTEN

Kurzvorlesungen
zur Einführung und zur Wiederholung

Von

Dr. Hans Schneiderhöhn

Ordentlicher Professor der Mineralogie, Gesteinskunde und Lagerstättenkunde
an der Universität Freiburg i. Br.



JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1944

Printed in Germany

Alle Rechte vorbehalten

Vorwort.

In Besprechungen des „Lehrbuchs der Erzlagerstättenkunde“ 1941, Band I und in Zuschriften von Kollegen wurde ich wiederholt aufgefordert, einen kurzen Leitfaden über Erzlagerstätten zu schreiben. Auch beim eigenen Unterricht und besonders bei der Fernbetreuung der in der Wehrmacht eingezogenen Studenten machte sich immer mehr dieser Wunsch bemerkbar. Ich lege nun diesen kurzen Leitfaden vor, der etwa Umfang und Form hat, wie es sich zuletzt in einer zweiseimestrigen Kurzvorlesung herausgebildet hatte. Leider gestattete die heute gebotene Knappheit im Umfang die Einschaltung von Abbildungen nicht. Sie hätten in so reichlicher Menge beigegeben werden müssen, daß das Buch dreimal umfangreicher geworden wäre. Es ist beabsichtigt, später einmal einen Atlas zu den Erzlagerstätten gesondert herauszugeben, der zur Illustrierung dieser „Kurzvorlesung“ dienen soll. Aus demselben Grunde wurde auch auf zusammenhängende Ausführungen über Lagerstättenprovinzen, Metallepochen und ihre Beziehungen zur Geotektonik und zum Geomagmatismus verzichtet, die nur mit vielen Karten verständlich werden. Auch die geochemische Verteilung der Elemente konnte deshalb nicht berücksichtigt werden.

Über die allgemeinen Gesichtspunkte, die mich auch in diesem Buch leiteten, habe ich mich ausführlich im Vorwort zum „Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde“ geäußert. Auch dieses kleine Werk ist nicht als Literaturzusammenstellung zu werten, sondern enthält wieder zahlreiche, z. T. noch unveröffentlichte eigene Beobachtungen und Untersuchungen, sowie selbständig entwickelte Auffassungen über Gliederung und Bildungsvorgänge. Zum erstenmal lege ich die Ausführungen im dritten Hauptteil über die Lagerstätten der metamorphen Abfolge vor, über die noch keine zusammenfassende Darstellung vorhanden war. Ich freue mich, hier weitgehend mit neuen Anschauungen ostalpiner Lagerstättenforscher, insbesondere mit O. Friedrich übereinzustimmen.

Entsprechend dem Charakter des Büchleins und auch wieder aus Gründen des Umfangs wurden Einzelzitate nicht gebracht, auch durchweg die Namen von Autoren nicht genannt. Nur wichtige und neue größere Arbeiten und Bücher, aus denen sich Interessenten weiter unterrichten können, wurden angeführt. Für die

IV

Lagerstätten der magmatischen Abfolge ist die Literatur im Band I des „Lehrbuchs der Erzlagerstättenkunde“ angeführt, für die der sedimentären und metamorphen Abfolge wird sie im später erscheinenden Band II enthalten sein.

Die Produktions- und Vorratszahlen wichtiger Lagerstätten wurden aus der zweiten Auflage von F. Friedensburg: „Die Bergwirtschaft der Erde“ 1942, aus den letzten Jahrgängen der „Bergwirtschaftlichen Mitteilungen“ und der Tagespresse entnommen.

Die Mineralformeln sind besonders bei den Silikaten durchweg vereinfacht und als Summenformeln anschaulicher gemacht, als es die Strukturformeln sind, wenn man den Chemismus vergleichen und übersehen will, was ja in einem solchen Buche die Hauptsache ist. Dagegen sind die theoretischen Gehalte der Tafel 2 meist auf Grund der genauen Strukturformeln berechnet.

Herrn Dr. Paul Kathol danke ich für die Zusammenstellung der umfangreichen Tafel 2 und Frau Maja Eichholz für mannigfache Beihilfe.

Freiburg i. Br., den 1. Dezember 1943.

Hans Schneiderhöhn.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

	Seite
1. Mineral und Mineralaggregat. Lagerstätten und Gesteine	1
2. Mineralische Rohstoffe, nutzbare Mineralien und Gesteine	3
3. Erze, Erzminerale und Erzlagerstätten	5
4. Verfahren der Lagerstättenuntersuchung und Aufgaben der Lagerstättenforschung	5
5. Verhältnis der Lagerstättenwissenschaft zur Bergbaukunde und Bergwirtschaftslehre	8
6. Gliederung und Einteilung der Lagerstätten	9
7. Geotektonische und geomagmatische Abläufe und ihre Zusammenhänge mit der Lagerstättenbildung	12
8. Tafeln der Erzminerale nebst Metallgehalten, geordnet nach dem Periodischen System.	15

Erster Hauptteil.

Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge.

Allgemeines.

1. Die Bildungsgesetze der magmatischen Lagerstätten	16
2. Art und Gliederung der magmatischen Lagerstätten	18
3. Übergangslagerstätten. Fazieswechsel. Teufenunterschiede. Zonale Verteilung	20
4. Einfluß des Nebengesteins. Topomineralische Reaktionslagerstätten: Kontaktpneumatolytische Bildungen, Verdrängungs- und Imprägnationslagerstätten	21

Die Einzellagerstätten der magmatischen Abfolge.

Hauptgruppe I.

Tiefengesteine und liquidmagmatische Lagerstätten.

1. Kristallisation und Differentiation der Intrusiv- oder Tiefengesteine	23
2. Ultrabasische und basische Tiefengesteine	24
3. Liquidmagmatische Lagerstätten	25
4. Chromitlagerstätten in ultrabasischen Gesteinen	26
5. Platinmetalle und Platinlegierungen in ultrabasischen Gesteinen	27
6. Titanomagnetit und Titaneisen in Gabbros, Noriten und Anorthositen	28
7. Liquide sulfidische Entmischungssegregate	29
8. Nickelmagnetkies-Kupferkieslagerstätten in Noriten und Gabbros (Typus Sudbury)	30

	Seite
9. Platin- und palladiumhaltige Sulfidpyroxenite und Sulfid-Diallagno- rite (Typus Merensky-Reef)	31
10. Hauptkristallisation der intermediären und sauren Intrusivgesteine	32

Zwischengruppe I/II.

Liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangslagerstätten.

1. Allgemeines	34
2. Autohydratationserscheinungen in liquidmagmatischen Erzlager- stätten	35
3. Intrusive Magnetit-Apatitlagerstätten (Typus Kiruna)	36
4. Intrusive Apatit-Nephelinlagerstätten (Typus Chibine)	37
5. Die ehemalige Gruppe der „Intrusiven Kieslager“	38

Hauptgruppe II.

Pegmatitisch-pneumatolytische Lagerstätten.

1. Allgemeines	38
2. Pegmatitgänge und pegmatitische Lagerstätten, allgemeines	40
3. Die Pegmatite als Rohstoffträger	42
4. Pneumatolytische Gänge und Imprägnationen, allgemeines	43
5. Zinnerzlagerstätten	44
6. Wolframlagerstätten	45
7. Molybdänlagerstätten	46
8. Turmalinführende Schwermetallgänge	46
9. Kontaktpneumatolytische Verdrängungslagerstätten. Allgemeines	47
10. Zinnsteinführende Kontaktlagerstätten	51
11. Kontaktpneumatolytische Scheelitlagerstätten	52
12. Kontaktpneumatolytische Molybdänglanzlagerstätten	52
13. Kontaktpneumatolytische Eisenerzlagerstätten	52
14. Kontaktpneumatolytische Kupferlagerstätten	53
15. Kontaktpneumatolytische Goldlagerstätten	53
16. Kontaktpneumatolytische Platinlagerstätten	53
17. Kontaktpneumatolytisch-hydrothermale Silber-Blei-Zinklager- stätten	54
18. Andere kontaktpneumatolytische Bildungen	55

Zwischengruppe II/III.

Pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätten.

1. Metall- und Paragenesenwechsel beim Übergang pneumatolytisch- hydrothermal	54
2. Pneumatolytisch-hydrothermale topomineralisch beeinflusste Kupferlagerstätten in basischen Gesteinen	55

Hauptgruppe III.

Hydrothermale Lagerstätten.

Allgemeines.

1. Übersicht	56
2. Tektonik und Formen der Erzgänge. Vorgang der Spaltenbildung	57
3. Füllung der Gangspalten und stofflicher Inhalt der Erzgänge.	59
4. Verdrängungslagerstätten und Imprägnationen	63
5. Gliederung der hydrothermalen Erzlagerstätten	64

Die Einzellagerstätten.

I. Gold- und Gold-Silber-Formationen.

	Seite
a) Plutonische Abfolge.	
1. Plutonisch-katathermale Goldquarzgänge (Typus Mother Lode) . . .	65
2. Plutonische goldführende Imprägnationen in Silikatgesteinen (Typus Kalgoorlie)	67
3. Plutonische goldführende Verdrängungslagerstätten in Karbonatgesteinen (Typus Lydenburg)	67
4. Plutonisch-mesothermale Gold-Selen-Bleilagerstätten (Typus Corbach)	68
b) Subvulkanische Abfolge.	
5. Epithermale Gold- und Gold-Silberlagerstätten (Typus Siebenbürgen, Cripple Creek, Redjang Lebgung und Goldfield)	68
6. Epithermale Silberlagerstätten (Typus Mexiko)	71

II. Kies- und Kupferformationen.

	Seite
a) Plutonische Abfolge.	
1. Kata- bis mesothermale Kiesstöcke und Kiesimprägnationen (Typus Rio Tinto)	72
2. Pyrit-Kupferkies-Imprägnationen in Silikatgesteinen (Typus „disseminated copper ores“)	73
3. Mesothermale Kupferkies-Quarzgänge	75
4. Mesothermale Kupferkiesgänge und vererzte Ruschelzonen in metamorphen basischen Gesteinen („Chloritische Kupferformation“)	76
5. Mesothermale Kupfer-Arsengänge (Typus Butte)	77
6. Mesothermale Kupfer-Arsen-Verdrängungslagerstätten (Typus Tsumeb-Mine)	78
7. Fahlerzgänge (Typus Schwaz)	79
a/b) Plutonisch-subvulkanische Übergangslagerstätten.	
8. Mit Kupfererzen imprägnierte Eruptivbrekzien (Typus Pilares-Mine)	79
9. Zeolithisch-chloritische gediegen Kupfer-Imprägnationen (Typus Oberer See)	80
10. Telemagmatische Kupferglanzlagerstätten (Typus Kennecott)	81
b) Subvulkanische Abfolge.	
11. Meso- bis epithermale Kieslagerstätten (Typus Maidan Pek)	81
12. Japanische Schwarzerze	82
13. Meso- bis epithermale Kupfer-Arsen-Formationen (Typus Bor)	82
14. Epithermale zeolithische und epidotische Kupfer-Formationen in basischen Mandelsteinen (Typus Nahe)	84
15. Telemagmatische Tiefkupferglanz- und ged. Kupfer-Vererzungen in roten Sandsteinen, Schiefertönen und Tuffiten (Typus Imsbach und Corocoro)	85

III. Blei-Silber-Zink-Formationen.

	Seite
a) Plutonische Abfolge.	
Gangformationen, allgemeine Übersicht.	
1. Kata- bis mesothermale quarzig-kiesige Bleiglanzgänge (Typus Freiburger Kiesige Bleiformation)	87
2. Mesothermale quarzig-kiesige Bleiglanz-Fahlerzgänge (Typus Granite-Bimetallic)	87

VIII

	Seite
3. Mesothermale silberreiche karbonspätige Bleiglanzgänge (Typus Freiburger Edle Braunspatformation)	88
4. Mesothermale silberreiche Bleiglanz-Quarzgänge (Typus Freiburger Edle Quarzformation)	88
5. Mesothermale fluorbarytische Bleiglanzgänge (Schwarzwälder Typus)	88
6. Eisenspätige mesothermale Bleiglanz-Fahlerzgänge (Typus Wood River)	89
7. Meso- bis epithermale quarzig-eisenspätige Blei-Zinkerzgänge (Rheinischer Typus)	89
8. Meso- bis epithermale quarzig-kalkspätige Bleizinkerzgänge (Oberharzer Typus)	90
9. Meso- bis epithermale quarzig-schwerspätige Blei-Zinkerzgänge (Süharzer Typus)	91
10. Mesothermal vererzte Ruschelzonen mit Bleiglanz und Zinkblende (Typus Bawdwin)	92
Verdrängungslagerstätten, allgemeine Übersicht.	
11. Kata- bis mesothermale Verdrängungslagerstätten mit silberreichen Blei-Zinkerzen (Typus Leadville)	92
12. Apomagmatische meso- bis epithermale Blei-Zinkerzkörper (Typus Bleiberg)	93
13. Telemagmatische schichtige metasomatische Blei-Zinklagerstätten (Typus Oberschlesien)	94
b) Subvulkanische Abfolge.	
14. Subvulkanische meso- bis epithermale Blei-Zinkerzgänge (Typus Pulacaya)	97
15. Subvulkanische Verdrängungen mit Blei-Silbererzen (Typus Cartagena)	98

IV. Die Kobalt-Nickel-Wismut-Silber-Uran-Formationen.

1. Kalkspätige Gediegen-Silber-Gänge (Typus Kongsberg)	99
2. Kalkspätig-zeolithische komplexe Silbererzgänge (Typus St. Andreasberg)	100
3. Fluorbarytische silber- und wismutführende Kobalt-Gänge (Typus Wittichen)	101
4. Schwerspätige silber- und wismutführende Kobalt-Nickelerzgänge (Typus Schneeberg)	101
5. Karbonspätige wismutfreie Silber-Kobaltgänge (Typus Cobalt)	102
6. Karbonspätige quarzige kupferführende Kobalt-Nickelerzgänge (Typus Dobschau)	102
7. Schwerspätige Kobalterzgänge („Kobaltrücken“ Typus Richelsdorf)	103
8. Katathermale quarzige Urangänge (Typus Chingolobwe)	104
9. Quarzige silberhaltige Kobalt-Wismutgänge mit Uranerzen (Typus St. Joachimsthal)	104
10. Kalkspätige Kobalt-Nickelgänge mit Uranerzen (Typus Schmiedeburg)	105
Radiumproduktion	105

V. Zinn-Silber-Wismut-Wolfram-Formationen.

a) Plutonische Abfolge.

1. Kata- bis mesothermale Wismutglanzgänge	106
2. Kolloide Zinnsteinlagerstätten (Typus Vila Apacheta)	107

3. Sulfostannatlagerstätten mit Wurtzit (Typus Monserrat)	107
4. Epithermale Wolframit- und Scheelitgänge	107

b) Subvulkanische Abfolge.

5. Subvulkanische pneumatolytisch-hydrothermale Zinnerz-lagerstätten (Typus Llallagua)	107
6. Subvulkanische meso- bis epithermale sulfidische Silber-Zinnerz-lagerstätten (Typus Potosi)	108
7. Subvulkanische epithermale Wurtzit-Teallitgänge (Typus Carguacollo)	109

VI. Antimon=Quecksilber=Arsen=Selen=Formationen.

a) Plutonische Abfolge.

1. Epithermale Antimon-glanzgänge (Chinesischer Typus)	110
2. Epithermale Antimon-Quecksilberlagerstätten (Typus Ferghana)	111
3. Plutonisch-epithermale Quecksilberlagerstätten (Typus Almaden)	111

a/b) Plutonisch-subvulkanische Übergangslagerstätten.

4. Realgar-Auripigmentlagerstätten	111
--	-----

b) Subvulkanische Abfolge.

5. Subvulkanisch-epithermale Quecksilberlagerstätten (Typus Amiata)	112
6. Selenerzgänge	113

VII. Oxydische Eisen=Mangan=Magnesia=Formationen.

1. Spateisensteingänge (Typus Siegerland)	114
2. Metasomatische Eisenspatlagerstätten (Typus Erzberg)	114
3. Eisenglanz- und Roteisengänge	116
4. Manganerzgänge	116
5. Platinführende Eisenglanz-Quarzgänge	117
6. Metasomatische Roteisensteinlagerstätten	117
7. Metasomatische Magnesitlagerstätten	117

VIII. Erzfremde Formationen.

1. Flußspatgänge	119
2. Metasomatische Flußspatlager	120
3. Schwerspatgänge	120
4. Metasomatische Schwerspatlagerstätten	121
5. Witheritgänge	121
6. Quarzgänge und hydrothermale Verquarzungen und Verkieselungen	121

Hauptgruppe IV.

Ergußgesteine und Exhalationslagerstätten.

1. Die Ergußgesteine	123
2. Mit Ergußgesteinen verknüpfte Lagerstätten	123
3. Exhalationslagerstätten	125
4. Solfatarische Schwefellagerstätten	125
5. Exhalative Borlagerstätten	126
6. Untermeerische exhalativ-sedimentäre Roteisenerze, „Keratophyr-Eisenerze“ (Typus Lahn-Dill)	127

Zweiter Hauptteil.

Die Lagerstätten der sedimentären Abfolge.

Allgemeines.

	Seite
1. Bildungsräume. Vorgänge. Faktoren	131
2. Löslichkeit, Wanderung und Ausscheidung der einzelnen Bestandteile bei der Verwitterung	134
3. Gliederung	135

I. Die Verwitterungszonen älterer Lagerstätten. Oxydations- und Zementationszone.

1. Allgemeines	138
2. Bergwirtschaftliche Bedeutung	139
3. Geographisch-geologische Faktoren	139
4. Die Oxydationszone	141
5. Die Zementationszone	144

II. Mechanisch aufbereiteter Verwitterungsrückstand, Seifen und Trümmerlagerstätten.

1. Allgemeines	145
2. Geologische Gliederung der Seifen	146
3. Bildungsvorgänge und Erscheinungsformen fluviatiler Seifen.	147
4. Bildungsvorgänge und Erscheinungsformen mariner Seifen	149
5. „Glaziale Seifen“ und Erzmoränen	150
6. Goldseifen	150
7. Platinseifen	151
8. Zinnsteinseifen	152
9. Seifen mit Titaneisen, Magnetit, Chromit, Rutil und Zirkon	153
10. Monazitseifen	153
11. Diamant- und Edelsteinseifen	153
12. Fossile Seifen	154
13. Die Goldlagerstätten des Witwatersrandes (Transvaal) und andere präkambrische Goldseifen	154
14. Trümmerlagerstätten	156
15. Die Eisenerzlager von Salzgitter und Peine-Ilse	156

III. Verwitterungslagerstätten auf dem Festland.

1. Allgemeines	159
2. Tonerdesilikatlagerstätten (Kaoline, Tone usw.)	160
3. Laterit und Bauxit	161
4. Adsorptionsfähige Tonerde-Magnesia-Eisensilikate (Walkelerde, Bleicherden usw.)	163
5. Dichte Magnesite („Gelmagnesit“)	164
6. Nickelsilikate	164
7. Verwitterungsphosphate	165
8. Allgemeines über die Anreicherung von Eisenerzen und Manganerzen in festländischen Verwitterungszonen	165
9. Verwitterungs-Eisen- und Manganerze auf Kalken und Schiefeln (Hunsrück-Typus)	168

10. Lateriteisenerze, Basalteisenerze und Krusteneisenstein	169
11. Bohnerze	170
12. Verwitterungslagerstätten anderer Schwermetalle	171
13. Konzentrationslagerstätten in Schuttgesteinen innerhalb von Becken mit arider Umgebung, allgemeines	171
14. Aride Kupfer-Konzentrationslagerstätten (Red Bed-Typus)	173
15. Aride Silber-Konzentrationslagerstätten	175
16. Aride Uran-Radium-Vanadium-Konzentrationslagerstätten (Carnotitlagerstätten)	175
17. Aride Blei-Zink-Konzentrationslagerstätten (Knottenerze, Typus Mechernich)	176
18. Die Kupfererze von Nordrhodesia und Katanga (Belgisch-Kongo)	178
19. Terrestrische Salze	180

IV. Ausscheidungslagerstätten in Binnengewässern und im Meer

1. Allgemeines über die Ausfällung oxydischer Eisenerze in Binnengewässern	181
2. Die Rolle der Kleinlebewesen bei der Eisenabscheidung.	182
3. Sumpferze, Raseneisenerze, Wiesenerze	182
4. See-Erze	183
5. Allgemeines über die Bildung oolithischer Brauneisenerze im Meer	184
6. Oolithische Eisensilikaterze (Chamositerze)	186
7. Die oolithischen Eisenerze im deutschen Jura	187
8. Oolithische Eisenerze in anderen Formationen und in außerdeutschen Gebieten	190
9. Die Vorräte in den wichtigsten oolithischen Eisenerzlagerstätten	191
10. Sedimentäre Eisenerze uralter Formationen	192
11. Marine oolithische Manganerze	192
12. Die Bakterien des Schwefelkreislaufs und ihre geologische und lagerstättliche Bedeutung	193
13. Sedimentäre Kieslagerstätten	196
14. Kupferschiefer und Kupfermergel im deutschen Zechstein	200
15. Bleiglanzbanke und Kohlenkies	204
16. Sedimentäre Sulfat- und Schwefellager	205

V. Marine Salzlagerstätten.

VI. Mineralische Brennstoffe.

VII. Deszendente Lagerstätten.

1. Allgemeines	206
2. Torferze (Weißeisenerz) und Kohleneisenstein	209
3. Sphärosiderite und Toneisensteine	210
4. Pyritkonkretionen	211
5. Deszendente Eisenerzgänge	212
6. Deszendente Kupferergänge und Kupfererzimpregnationen	213
7. Strontianit- und Coelestingänge	213
8. Metasomatische Eisenspatlager	214
9. Metasomatische Gipslager	215
10. Uran-Vanadiumerze in Höhlenfüllungen	216

Dritter Hauptteil.

Die Lagerstätten der metamorphen Abfolge.

Allgemeines.

	Seite
1. Abgrenzung. Definition	217
2. Faktoren und Wirkungen der Metamorphose	218
3. Geologische Zuordnung. Arten der Metamorphose	220
4. Die metamorphen Gesteine.	222
5. Die Mineralien der metamorphen Gesteine und Lagerstätten	225
6. Die einzelnen metamorphen Gesteinsgruppen.	225
7. Die Metamorphose der Erze und Erzgesteine	228

I. Kontaktmetamorphosierte Erzlagerstätten

II. Metamorphosierte Erzlagerstätten in kristallinen Schiefern der Belastungs-, Dislokations- und Regional- metamorphose

1. Allgemeines	231
2. Eisenquarzte und Eisenglimmerschiefer („Itabirite“) im Grundgebirge der alten Schilde	233
3. Eisenquarzte und andere metamorphe Eisenerze in jüngeren orogenetischen Zonen	236
4. Gebänderte Eisenjaspilite	237
5. Die Eisenerze des Oberen Sees, USA.	239
6. Metamorphe Manganerzlager	241
7. Dislokationsmetamorphe Kieslager.	244

III. Polymetamorphe komplexe Erzlagerstätten mit magmatischen und palingen mobilisierten Zufuhren

1. Allgemeines	247
2. Leptit-Eisenerze und „Magnetit-Skarnerze“ in Mittelschweden	249
3. Die Mangan-Skarnerze von Långban, Mittelschweden	251
4. Die sulfidischen Skarnerze von Schweden und Finnland	253
5. Kupfer-Goldlagerstätten im Grundgebirge des Kanadischen Schildes	256
6. Sulfidische Lagerstätten im metamorphen Grundgebirge in USA.	257
7. Die Zink-Manganlagerstätten von Franklin, N. J. USA.	258
8. Die Blei-Zinklagerstätte von Broken Hill, Neusüdwaales	259
9. Die Herkunft der Erze auf den polymetamorphen Erzlagerstätten. Metamorph mobilisierte Erzzufuhren und palingener Erzaufstieg	259

Anhang: Tafel 2: Die wichtigsten Erzminerale mit ihren Metallgehalten, geordnet nach dem periodischen System	262/263
Ortsverzeichnis	263
Sachverzeichnis (mit Erklärung von Fachausdrücken und Fremdwörtern)	279

Einleitung.¹⁾

1. Mineral und Mineralaggregat. Lagerstätten und Gesteine.

Mineralien sind die homogenen festen Bestandteile der festen Erdrinde. Die meisten Mineralien sind kristallisiert. Die Homogenität eines kristallisierten Minerals bezieht sich auf seine einheitliche physikalische und chemische Beschaffenheit und auf seinen kristallographisch einheitlich orientierten Strukturaufbau. Zulässige Ausnahmen von der Homogenität sind bei einem kristallisierten Mineral gegeben durch den Zerfall eines Hochtemperaturminerals bei der polymorphen Umwandlung und durch die Entmischung von Mischkristallen, ferner durch „Einschlüsse“ fester, flüssiger und gasförmiger Fremdteilchen im Mineral, die beim Bildungs- und Wachstumsvorgang fast immer darin verbleiben. Die Mischkristalle aller Art — die übrigens die Regel bei den Mineralien bilden — entsprechen auch in streng physikalisch-chemischem Sinn der Homogenitätsforderung.

Die Einschlüsse beeinflussen den Chemismus (Vorhandensein von Spurenelementen). Auch wird das physikalische Verhalten, wie es ein ideal kristallisiertes Mineral zeigen würde, durch die Einschlüsse, ganz besonders aber durch die immer vorhandenen Kristallbaufehler des „Realkristalls“ beeinflusst. Dies ist besonders für das Verhalten der Mineralien bei der Aufbereitung und für ihre Brauchbarkeit für manche technischen Verwendungszwecke zu berücksichtigen. Stets ist dabei eine Abhängigkeit vom Fundpunkt vorhanden.

Eine kleinere Gruppe von Mineralien ist aus heterogenen kolloiden Lösungen („Mineralsolen“) über den Zwischenzustand von „Mineralgelen“ entstanden. Sie sind auch heute meist noch makroskopisch und mikroskopisch heterogen und enthalten neben einem überwiegenden Anteil fester „disperser Phase“ noch geringere

¹⁾ Erklärung der Fremdwörter und Fachausdrücke siehe im Inhaltsverzeichnis S. 263.

Mengen des flüssigen „Dispersionsmittels“. Beide Anteile sind hochdispers miteinander verwachsen, und die disperse Phase besitzt überdies einen unorientierten Gefügebau aus kleinsten Kristalliten. Trotz dieser heterogenen Beschaffenheit werden diese Stoffe mit Recht zu den Mineralien gerechnet (Beispiel: Brauneisen, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O} \pm \text{aq.}$). In diesen „Kolloidmineralien“ finden sich neben der ganz unbestimmten Menge des Dispersionsmittels stets auch noch mehr oder weniger große Anteile adsorbierter Fremdelemente. Sie beeinflussen die Zusammensetzung und das physikalische Verhalten oft ganz erheblich. Diese Kolloidmineralien sind noch viel mehr fundortsabhängig als die homogenen kristallisierten Mineralien.

Stets sind Mineralien gleicher oder verschiedener Art miteinander verwachsen. Sie bilden dann ein „Mineralaggregat“ oder eine „Mineralvergesellschaftung“. Die in der Natur auftretenden Mineralvergesellschaftungen sind nicht willkürlich und unbeschränkt, sondern unterliegen gewissen Regeln und Gesetzen und sind demnach in Art und Anzahl begrenzt, wenn auch immer noch recht vielfältig und mannigfaltig. Wir bezeichnen eine natürliche Mineralvergesellschaftung an einer bestimmten Stelle in der Erdkrinde als eine „Minerallagerstätte“ und verstehen darunter sowohl einen bestimmten geographischen Fundpunkt als auch ein auf bestimmte Weise entstandenes und in bestimmter Weise zusammengesetztes Mineralaggregat. Die meisten Minerallagerstätten einer bestimmten Vergesellschaftung nehmen nur vergleichsweise geringe Räume in der Erdkrinde ein. Z. B. füllt eine Blei-Zink- oder Kupfererzlagerstätte häufig nur einen Raum von 1–2 m Dicke, mehreren hundert Metern Höhe und bis zu einigen tausend Metern Länge aus, größenordnungsmäßig also rund $\frac{1}{20}$ bis vielleicht 1 cbkm. Sie finden sich auch meist nur spärlich und haben sich im Laufe der geologischen Zeiten nicht häufig gebildet. Man bezeichnet solche Minerallagerstätten in der Regel nach dem daraus gewonnenen Hauptmineral oder Hauptelement, selbst wenn es, was sogar meist der Fall ist, mengenmäßig nur einen kleinen, manchmal sogar nur einen ganz verschwindenden Teil der Gesamtmasse ausmacht. In einer Bleierzlagerstätte enthält z. B. das Mineralaggregat, oder, wie es der Bergmann bezeichnet, das „Haufwerk“, häufig nur 4–8% Bleiglanz (PbS) mit ca. 3,5–7% Pb („Produkt“ oder „Konzentrat“), während der Rest aus Quarz, Kalkspat, Eisenspat oder Schwerspat besteht, die nicht gewonnen werden („Berge“ oder „Abgänge“). Manchmal enthält ein solches Erz auch noch Zinkblende oder Flußspat, die als „Nebenprodukte“ gewonnen werden oder wenigstens als wertvolle Rohstoffe gewonnen werden sollten. Oder eine Lagerstätte, die zu 95–98% aus Quarz und 2–5% aus Pyrit besteht, aber 0,001% = 10 g Gold pro Tonne enthält, nennt man ganz allgemein auch im wissenschaftlichen Schrifttum eine „Goldlagerstätte“. Das sind die eigentlichen „Lagerstätten“.

Manche Mineralvergesellschaftungen bleiben aber auf ganz wesentlich größere Erstreckung hin annähernd gleich. Sie erfüllen dann beachtliche Räume der Erdkrinde, die oft Größenordnungen von hunderten und tausenden von Kubikkilometern erreichen. Sie finden sich auch an vielen Orten und haben sich zu ganz verschiedenen Zeiten in der Erdgeschichte immer wieder gebildet, so daß sie in wesentlichem Maße am Aufbau der festen Erdkrinde beteiligt sind. Wenn sie auch durchaus dem Begriff der „Minerallagerstätte“ entsprechen, hebt man sie aber ihrer mengenmäßigen Vorherrschaft wegen durch eine eigene Bezeichnung heraus und nennt sie „Gesteine“. Beispiel: Granit, bestehend aus etwa 25 % Quarz + 25 % Orthoklas + 35 % Plagioklas + 15 % Glimmer, setzt oft ganze Gebirge und manchmal sogar halbe Kontinente zusammen. Diese Gesteine haben in der Regel eigene Namen.

Lagerstätten und Gesteine sind geologische Körper. Ihre Form, Art und Zusammensetzung und ihre Entstehung ist mit dem geologisch-tektonischen Zustand und der geologischen Geschichte ihres engeren und weiteren Bildungsraumes untrennbar verknüpft und kann nur aus diesem Rahmen heraus abgeleitet und verstanden werden. Die Lagerstättenkunde ist somit ebenso wie die Gesteinskunde ein Wissensgebiet, das mitten zwischen Mineralogie und Geologie steht und von beiden Wissenschaften größere Teile umfaßt.

2. Mineralische Rohstoffe, nutzbare Mineralien und Gesteine.

Seit den ältesten Zeiten der Menschheit haben Mineralien und Gesteine immer eine sehr große praktische Bedeutung gehabt und wurden zu den allerverschiedensten Zwecken verwandt. Die Verwendungsarten haben sich im Laufe der Menschheitsgeschichte oft gewandelt.

Manche Mineralien werden stofflich als solche verwandt, nur in ihrer Form mehr oder weniger zugerichtet. Beispiele: Edelsteine; die Schleifmittel Diamant, Korund, Granat und Quarz; Bergkristall und Flußpat in der optischen und Rundfunktechnik; Steinsalz zu Speisezwecken. Die meisten Gesteine werden ebenfalls so verwandt, wie Bausteine, Schiefer, Dekorationssteine. Sehr viele Mineralien und Gesteine sind aber nur „Rohstoffe“, d. h. aus ihnen wird erst der „Gebrauchsstoff“ hergestellt: aus Kohlen wird Energie erzeugt nebst zahllosen Stoffen der chemischen Großindustrie; aus den Erzen werden Eisen und Metalle hergestellt, aus Kaolin die keramischen Massen usw.

Die folgende Tafel 1 zeigt die Hauptverwendungsarten der wichtigsten Mineralien und Gesteine.

Die Hauptverwendungsarten der mineralischen Rohstoffe.

- Mineralische Brennstoffe.**
Steinkohlen, Braunkohlen, Torf. — Asphalt. — Ölschiefer. — Öl. — Erdgas.
- Eisenerze, Stahlveredlungserze, Hartmetallerze.**
Erze der Metalle: Eisen, Mangan, Chrom, Wolfram, Molybdän, Nickel, Kobalt, Vanadium, Titan, Zirkon, Cerium, Tantal, Niob.
- Nichteisenmetall-Erze.**
Erze der Metalle: Kupfer, Nickel, Zink, Blei, Zinn, Quecksilber, Arsen, Antimon, Wismut, Kadmium, Uran und Radium.
- Edelmetall-Erze.**
Erze der Metalle: Gold, Silber, Platin, Platinbegleiter.
- Leichtmetall-Erze.**
Erze der Metalle: Aluminium, Magnesium, Caesium, Rubidium, Kalium, Natrium, Lithium, Strontium, Beryllium, Kalzium, Silizium.
- Edelsteine, Halbedelsteine, Schmucksteine.**
Salze und mineralische Düngemittel.
Steinsalz, Kalisalze, Leuzit, Alunit, Salpeter, Kalk, Gips, Anhydrit, Apatit, Phosphate, Guano.
- Mineralische Rohstoffe für die chemische Großindustrie.**
Schwefel, Pyrit, Steinsalz, Kalisalze, Kalk, Flußspat, Manganminerale, die neben den Brennstoffen zur Herstellung der Grundstoffe der chemischen Großindustrie Schwefelsäure, Salpetersäure, Salzsäure, Flußsäure, Laugen, Ammoniak usw. dienen. — Dazu noch zahlreiche Mineralien für Spezialzwecke.
- Mineralfarben, Schreibminerale und Textilminerale.**
Eisenoxyd- und -hydroxydminerale, Zinnober, Gips, Rutil, Schwefspat, Glimmer, Graphit, Kreide, Speckstein, Grünerde, Braunkohle.
- Schmier- und Glättungsminerale.**
Graphit, Talk, Pyrophyllit.
- Feuerfeste Mineralien.**
Quarz, Formsande, Graphit, Chromit, Bauxit, Dolomit, Magnesit, Asbest, Andalusit, Olivin, Cyanit, Dumortierit, Speckstein, Zirkon.
- Flußmittel-Mineralien.**
Quarz, Flußspat, Kryolith, Apatit, Kalk, Dolomit.
- Mineralien für Elektro- und Wärme-Isolierung.**
Asbest-Mineralien, Talk, Serpentin, Meerschäum, Speckstein, Glimmer, Bernstein.
- Schleif- und Polier-Mineralien.**
Diamant, Korund, Schmirgel, Granat, Quarz, Wetzsteinquarzite, Mühlstein-Gesteine, Roteisen, Kieselgur, Tripel.
- Optische Mineralien.**
Steinsalz, Flußspat, Doppelspat, Bergkristall.
- Rundfunk-Mineralien.**
Bergkristall; Bleiglanz, Pyrit und andere Detektor-Mineralien.
- Bleicherden und Aufsaug-Mineralien.**
Allophan, Bolus, Bentonit, Walkererde, Kieselgur.
- Mineralische Rohstoffe für Keramik, Zement- und Glasindustrie, Beton- und Mörtelherstellung.**
Kaolin, Ton, Quarz, Feldspat, Talk, Speckstein, Bormineralien, Mineralien der Seltenen Erden, Kalk, Mergel, Gips, Sand, Kies, Schotter, Traß und andere vulkanische Tuffe, Gesteinssplit.
- Baustoffe.**
Eruptivgesteine, Tuffe, Sandsteine und andere Bausteine; Schiefer, Dach-schiefer; Kalk, Marmor, Serpentin, Alabaster und andere Dekorations-

steine, Straßenbausteine, Straßenbauzuschläge. — Bausand; natürliche Zusätze zu Kunststeinen.

Ferner dienen Mineralien als Rohstoffe für die Herstellung von Stoffen für
 medizinische und hygienische Zwecke,
 zur Schädlingsbekämpfung,
 zum Beizen von Getreide,
 für Packungen (Staniol),
 in der Photographie,
 in der Feuerwerkerei,
 in der Textilindustrie (zum Beschweren und Appretieren von Geweben),
 in der Tiefbohrtechnik (zum Beschweren des Bohrschlammes),
 in der Zuckerindustrie,
 usw.

Es werden fortwährend neue Verwendungszwecke gefunden und für alte Verwendungszwecke Mineralien neu gefunden.

3. Erze, Erzminerale und Erzlagerstätten.

„Erzlagerstätten“ sind die natürlichen Fundstätten von Erzen in der Erdkruste. „Erze“ sind Mineralaggregate oder Gesteine, aus denen Metalle oder Metallverbindungen dargestellt werden können. „Erzminerale“ sind die homogenen (im Sinne der Ausführungen auf S. 1) metallhaltigen, meist undurchsichtigen Bestandteile des Erzes. Mit ihnen sind immer „Gangarten“ verknüpft, d. h. nichtmetallische (meist durchsichtige) Mineralien. Die Metalle kommen auf den Erzlagerstätten in einer den Durchschnitt wesentlich übersteigenden Konzentration vor. Die Erdkruste ist durchweg, auch auf kleinem Raum, inhomogen zusammengesetzt. Weiten Räumen, die an Metallen ganz verarmt sind, stehen kleine Stellen gegenüber, an denen eine so starke örtliche Metallerreichung stattgefunden hat, daß eine Erzlagerstätte vorliegt. Die Erforschung der Vorgänge, die zu solchen Konzentrationen führen, ist somit die wichtigste Aufgabe der Erzlagerstättenkunde.

Bei diesen Anreicherungsverfahren ist fast nie und nirgends nur ein Metall bzw. Element allein beteiligt. Ein bestimmtes Zusammenkommen gewisser Metalle oder allgemeiner ausgedrückt, gewisser chemischer Elemente und auch gewisser Mineralien ist die Regel. Diese „Schicksalsverbundenheit“ gewisser Elemente und Mineralien nennen wir „Paragenese“ (= auf den Bildungsvorgängen beruhendes Zusammenkommen).

4. Verfahren der Lagerstättenuntersuchung und Aufgaben der Lagerstättenforschung.

Die genaue Untersuchung einer Erzlagerstätte ist eine sehr vielseitige Aufgabe, die eingehende Kenntnisse in Mineralogie, Erz- und Polarisationsmikroskopie, Petrographie, analytischer Chemie, Geologie, Stratigraphie, Paläontologie, Tektonik, dazu oft noch in Geophysik und Vermessungskunde erfordert. Ferner ist für Nichtberg-

leute auch die Kenntnis wenigstens der Grundbegriffe von Bergbau und Aufbereitungstechnik sehr nützlich.

Die genauere Darlegung aller einzelnen Untersuchungsverfahren fällt allein dickleibige Lehrbücher. Es können im folgenden nur die Art und Aufgabe der einzelnen Verfahren aufgezählt werden, wobei jedesmal auf die neuesten und zweckmäßigsten Bücher aufmerksam gemacht wird.

Eine kurze, recht brauchbare Übersicht des gesamten Gebietes gibt:

F. Kögler: Taschenbuch für Berg- und Hüttenleute. 2. Aufl. Berlin. Verlag von W. Ernst & Sohn. 1929. 1207 S. 630 Abb.

(Im folgenden ist auf die einzelnen Abschnitte aufmerksam gemacht unter „Kögler“.)

I. Beobachtungen und Untersuchungen im Gelände.

1. Form und Ausdehnung der Lagerstätte. Sie ist zu ermitteln durch die geologische Kartierung der Oberfläche und der allenfalls vorhandenen unterirdischen Grubenbaue. In den meisten Fällen müssen, besonders zur Feststellung der genaueren Lagerstättengrenzen, flache Schürfungen, wie Schürfschlitze und Schürfgräben, angelegt werden. Auf ihre sachgemäße Anlegung — querschlägig zur jeweils vorwaltenden Streichrichtung und genügend weit — ist besonders zu achten. Ferner sind Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen aller Art, soweit sie vorhanden sind, heranzuziehen.

O. Stutzer: Geologisches Kartieren und Prospektieren. 2. Aufl. Berlin, Verlag von Gebr. Borntraeger, 1924. 190 S.

Abschnitt „Schürfen“ von F. Schumacher in „Kögler“.

2. Mineralinhalt, soweit er nach äußeren Kennzeichen feststellbar ist, d. h. mit Lupe, nach Kristallform, Härte, Spaltbarkeit, Farbe, Strich und Lötrohrverfahren.

Fuchs-Brauns: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. 7. Aufl. Gießen. Verlag von A. Töpelmann. 1924. 223 S.

Weisbach-Kolbeck: Tabellen zur Bestimmung der Mineralien. 11. Aufl. Leipzig. Verlag von Arthur Felix. 1921. 121 S.

P. Ramdohr: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 12. Aufl. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1942. 671 S. 606 Abb.

3. Nebengesteine der Lagerstätte und ihre Verknüpfung mit ihr. Besonderer Wert ist dabei auch auf Kluftrmessungen zu legen.

F. Rinne: Gesteinskunde. 12. Aufl. Leipzig. Verlag von M. Jaenecke. 1934. 428 S. 589 Abb.

Bruhns-Ramdohr: Petrographie. Sammlung Göschen Nr. 173. 2. Aufl. Berlin 1939. 117 S.

4. Geologische Stellung der Lagerstätte und ihrer Nebengesteine. Geologie, Stratigraphie und Tektonik ihrer weiteren Umgebung.

Lehrbücher der allgemeinen und regionalen Geologie, Stratigraphie und Tektonik (siehe auch S. 133). Geologische Karten und Spezialarbeiten aus der betr. Gegend.

5. Systematische Probenahme.

a) Im Anstehenden: Einerseits werden bestimmte Einzelproben in Form von Gesteinshandstücken, Lagerstättenstufen und Mineralstufen entnommen. Auf Vollständigkeit achten, Fundstellen genau in Karten und Risse einzeichnen, Proben sorgfältig etikettieren! Andererseits sind für die Bewertung der Lagerstätte und ihres Metallinhaltes systematisch angeordnete und in bestimmten Abständen gezogene Schlitzproben notwendig.

b) aus dem Fördergut an bestimmten Stellen, in bestimmten zeitlichen Abständen (z. B. aus jedem zehnten Förderwagen), also vor der Verladung, der Zerkleinerung, auf den Klaubebändern oder an anderen Stellen der Aufbereitung, aus zu verschickenden Säcken, Schiffsladungen usw.

P. Krusch: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. 3. Aufl. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1921. 659 S.

6. Für alle vorgenannten Arbeiten sind genaueste Karten und Risse in möglichst großem Maßstab zu benutzen, oder durch Landmesser oder Markscheider aufnehmen zu lassen; manchmal muß auch der aufnehmende Lagerstättenforscher sich selbst seine Karten sowie längere Schnitte (Profile) aufnehmen.

G. Schulte und W. Löhr: Markscheidekunde für Bergschulen und für den praktischen Gebrauch. 2. Aufl. Berlin. Springer-Verlag. 1941. 280 S. 229 Abb. und 11 Taf.

Abschnitt „Markscheidekunde“ von Wandhoff in „Kögler“.

II. Untersuchungen im Institut und im Laboratorium.

1. Mikroskopische Untersuchung der Erzminerale und Gangarten der eigentlichen Lagerstätte, der Ganggesteine und Nebengesteine. Die Gesteine und Gangarten sind im durchfallenden Licht mit dem Polarisationsmikroskop, die Erzminerale im auffallenden Licht mit dem Erzmikroskop zu untersuchen. Neben Korngröße, Kornform und Kornbindung soll möglichst auch der quantitative Mineralbestand mit Hilfe des Integrationstisches mikroskopisch ausgemessen werden, ferner soll die Kornregelung bestimmt werden und das Gefüge gekennzeichnet werden.

F. Rinne und M. Berek: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop. Leipzig. Verlag von M. Jaenecke. 1934. 279 S. 335 Abb.

K. Chudoba: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. Br. Verlag von Herder u. Co. 1932. 213 S. 306 Abb. 13 Taf.

H. Schneiderhöhn und P. Ramdohr: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin. Verlag von Gebr. Borntraeger. I. 1. 1934. 309 S. 145 Abb. 38 Tab. — II. 1931. 714 S. 235 Abb. — Erzmikroskopische Bestimmungstabellen. 1931. 47 S.

2. Chemische Zusammensetzung der Erzgesteine und Nebengesteine mit besonderer Berücksichtigung der Metallgehalte. Es ist scharf zu unterscheiden zwischen der chemischen Untersuchung von Einzelstücken: Gesteinshandstücken, Lagerstättenstufen und Einzelmineralien einerseits, und sachgemäß gezogener Durchschnittsproben aus größeren Strecken der Lagerstätte oder von größeren Haufwerksmengen andererseits (siehe unter I, 5 des vorigen Abschnitts).

Analyse der Metalle: I. Schiedsverfahren. Herausgegeben vom Chemikerausschuß des Metall und Erz e. V. Berlin. Springer-Verlag. 1942. 506 S.

Handbuch für das Eisenhüttenlaboratorium. Herausgegeben vom Chemikerausschuß des Vereins Deutscher Eisenhüttenleute Düsseldorf. Verlag Stahleisen. 1939. Band I. 340 S.

C. Frick und H. Dausch: Taschenbuch für metallische Probierkunde, Bewertung und Verkäufe von Erzen. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1932. 250 S.

Für die genauere wissenschaftliche Kennzeichnung der Lagerstätte müssen auch oft reine ausgesuchte Erzminerale genauer analysiert werden. Ferner ist es immer wichtig, die spurenweise vorhandenen Elemente der

Einzelminerale, des Erzes und der Nebengesteine quantitativ spektroskopisch festzustellen.

III. Zusammenfassende Schlußfolgerungen.

1. Erz- und Metall-Mengen und -Vorräte. Es ist dies für den praktischen Bergmann die wichtigste Feststellung aus allen vorangegangenen Einzeluntersuchungen und verlangt große Erfahrung, größere bergwirtschaftliche Kenntnisse und ein sehr vorsichtiges und kritisches Urteilsvermögen.

P. Krusch: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. 3. Aufl. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1921. 659 S.

B. Granigg: Organisation, Wirtschaft und Betrieb im Bergbau. Wien. Verlag von J. Springer. 1926. 283 S. 70 Abb. 14 Taf. u. Kart.

K. Keil: Grundzüge der praktischen Durchführung von Erzvorratsberechnungen. Metall u. Erz. 1942. 39. 62—70, 84—87.

2. Bildliche Darstellung der Form und des Inhalts der Erzlagerstätten. Über die rein markscheiderische Vermessung und Darstellung hinaus gibt es eine große Anzahl von Darstellungsverfahren für Form und Inhalt einer Lagerstätte: Horizontalrisse (Geol. Karten), Querschnitte, Seigerisse, Längsschnitte, flache Risse, Raumbilder; ferner Darstellungen von absoluten und relativen Metallgehalten, Linien gleicher Metallgehalte und Metallmengen, Darstellungen der Verbreitung und des Auftretens der Mineralien, der Paragenesen und Sukzessionen u. a.

H. Schneiderhöhn: Bildliche Darstellung der Form und des Inhalts der Erzlagerstätten. Im „Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde“ I. 1941. S. 10—22.

3. Genetische Stellung der Lagerstätte, Zugehörigkeit zu größeren Einheiten: Eruptivgesteinsprovinzen, faziellen Gesteinsgliedern, stratigraphischen Serien, geotektonischen Einheiten, metamorphen Provinzen, ferner die Rolle der Verwitterung (Oxydations- und Zementationszone) und der jüngeren Tektonik.

Bücher über Erzlagerstätten:

Stelzner-Bergeat: Die Erzlagerstätten. 1904—1906. 1330 S.

Beyschlag-Krusch-Vogt: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. 2. Aufl. 1914. I, 578 S. 1921. II, 916 S.

R. Beck und G. Berg: Abriß der Lehre von den Erzlagerstätten. 1922. 408 S.

H. Schneiderhöhn: Erzlagerstätten. Handwörterbuch der Naturw. 2. Aufl. 1933. 3. 844—882.

H. Schneiderhöhn: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. 1941. I, 858 S.

5. Verhältnis der Lagerstättenwissenschaft zur Bergbaukunde und Bergwirtschaftslehre.

Die oben gegebene Kennzeichnung der Lagerstättenwissenschaft berücksichtigt nicht die wirtschaftliche Seite, d. h. die Bauwürdigkeit einer Lagerstätte. Eine bauwürdige Erzlagerstätte ist eine solche, aus deren Inhalt die Metalle oder Metallverbindungen nicht nur laboratoriumsmäßig, sondern auch im Großen und mit Vorteil gewonnen werden können. Ersteres ist zwar in erster Linie

eine Funktion der „Vorräte“, d. h. der Größenmaße und Metallgehalte der Lagerstätte, welche auch für die Lagerstättenwissenschaft wichtig sind. Es spielt sogar die Größe einer Lagerstätte sowohl in bezug auf Tonnenmenge vorhandener Erze als auch in bezug auf Menge Metall pro Tonne für die Lagerstättenwissenschaft eine recht große Rolle. Denn wo eine große Lagerstätte vorhanden ist, da haben in großen Räumen und lange Zeit hindurch dieselben mineralbildenden Vorgänge intensiv gewirkt. Und die weite Verbreitung desselben Typus einer Lagerstätte, das Vorhandensein einer „Weltgruppe“ deutet zwingend auch die extensiv überragende Wichtigkeit dieser lagerstättenbildenden Vorgänge an.

Der zweite wirtschaftliche Gesichtspunkt, die Gewinnung mit Vorteil, ist aber von Faktoren abhängig, die außerhalb der hier zu betrachtenden Dinge liegen. Sie sind Gegenstand verschiedener technischer Wissenschaften, wie Bergbaukunde, Aufbereitungs- und Hüttenkunde. Sie sind weitgehend abhängig von bergwirtschaftlichen und ganz allgemein wirtschaftlichen Faktoren. Im nationalsozialistischen Deutschland spielen vor allem staatspolitische Gesichtspunkte eine ausschlaggebende Rolle. Im Unterricht an den Bergbauakademien, Bergakademien und Bergschulen spielt die Lagerstättenwissenschaft eine wichtige Rolle. Ihre Kenntnis ist die Voraussetzung für jeden praktischen Bergmann.

6. Gliederung und Einteilung der Lagerstätten.

Die einzige zuverlässige wissenschaftliche Gliederung der Lagerstätten beruht auf den folgerichtig aufgebauten Entwicklungsreihen der lagerstättenbildenden Vorgänge. Sie beziehen sich auf die „isogenetische Mineralparagenese“, d. h. auf die Gemeinschaft aller Mineralien, die an demselben Fundpunkt ungefähr gleichzeitig und unter ungefähr den gleichen physikalisch-chemischen Zustandsbedingungen entstanden sind. Diese isogenetischen Paragenesen sind die wichtigsten genetischen Einheiten jeder Mineralagerstätte. Sie und die ihnen zugrunde liegenden lagerstättenbildenden Vorgänge können streng genetisch gegliedert werden.

Häufig finden wir auf ein und derselben Lagerstätte Paragenesen, die ganz verschiedenen hintereinanderfolgenden Vorgängen entsprechen. Ihre Entzifferung ist eine der wichtigsten Aufgaben der Lagerstättenforschung. Wenn sie mehreren im natürlichen System aufeinanderfolgenden Hauptgruppen angehören, liegen „Übergangslagerstätten“ vor.

Vorgänge, die mit den natürlichen Abläufen an und für sich nichts zu tun haben, sondern die ortsbedingt und nebengesteinsbedingt sind und so stark in Erscheinung treten, daß sie die Paragenesen und Erscheinungsformen der Lagerstätte wesentlich beeinflussen, nennen wir „topomineralisch“.

Es gibt in der Erdrinde drei große natürliche Vorgangsreihen oder Abfolgen von mineralbildenden Vorgängen. Sie bilden die Grundlage für die genetische Einteilung aller Gesteine und Minerallagerstätten.

I. Die magmatische Abfolge. Sie umfaßt alle Gesteine und Mineralbildungen, die aus den schmelzflüssigen Teilen der tieferen festen Erdrinde auskristallisierten. Aus den vorwiegend silikatischen Schmelzflüssen im engeren Sinn entstehen „Eruptivgesteine“ und „Liquidmagmatische“ Minerallagerstätten. Aus den in den magmatischen Schmelzflüssen gelösten „Leichtflüchtigen Bestandteilen“ bilden sich „Pegmatitische“, „Pneumatolytische“, „Hydrothermale“ Minerallagerstätten und endlich vulkanische Exhalationslagerstätten. Die magmatischen Bildungen in diesem eigentlichen Sinn sind in sich völlig „primär“ oder „juvenil“, bei ihrer Bildung sind sie zum ersten Male aus dem gittermäßig ungeordneten Zustand in den Kristallzustand übergegangen. Die Zuordnung der reinen und unveränderten Typen zur magmatischen Abfolge ist deshalb völlig klar, eindeutig und widerspruchlos.

Die magmatische Abfolge umfaßt eine Reihe gesetzmäßig aufeinanderfolgender Vorgänge, die in einer einsinnig verlaufenden Richtung oder mit Rhythmen und Wiederholungen vor sich gehen. Die magmatischen Lagerstätten lassen sich deshalb heute, wo wir den Ablauf des magmatischen Geschehens überhaupt in erster Annäherung einigermaßen kennen, in eine natürliche genetische Systematik anordnen.

II. Die sedimentäre Abfolge. Sie umfaßt alle Umbildungen und Neubildungen von Mineralien und Gesteinen, die an der Erdoberfläche, in festländischen Oberflächengewässern und im Meer entstehen. Es wird dabei kein Unterschied gemacht, ob sie auf anorganisch-chemischem, organisch-chemischem oder biochemischem Weg entstanden sind, ob ihre mineralischen Produkte dem anorganischen oder, wie z. B. Kohlen oder Erdöl, noch dem organischen Reich zugerechnet werden.

Die sedimentären Neubildungen bieten als „sekundäre“ Bildungen einer Zuordnung zur sedimentären Abfolge keine Schwierigkeiten.

Anders ist es bei den Umbildungen innerhalb der sedimentären Zone, besonders wenn noch ein wesentlicher oder stark in Erscheinung tretender Teil des ursprünglichen Gesteins- und Mineralbestandes vorhanden ist. So werden ja alle Lagerstätten, besonders die mit sulfidischen Erzen, von der Erdoberfläche aus auf eine gewisse Tiefe, in der „Oxydations- und Zementationszone“ stark, z. T. sogar völlig umgewandelt, mit einer nach der Tiefe abnehmenden Intensität, bis die „primäre“ Zone erreicht ist.

In diesem Buch werden die oxydativen und zementativen Umbildungen zu Beginn der sedimentären Abfolge behandelt.

Die sedimentären Vorgänge sind sehr viel verwickelter als die magmatischen, oft zusammenhanglos und auseinanderstrebend. Sie lassen sich in eine einzige Reihe von Abfolgevorgängen nicht mehr ordnen, und demzufolge ist auch die Gliederung der auf ihnen beruhenden Lagerstätten unübersichtlicher und z. T. sogar notwendigerweise etwas willkürlich.

III. Die metamorphe Abfolge. Sie umfaßt alle Umbildungen und Neubildungen, durch die schon vorhandene Gesteine und Mineralien in tieferen Teilen der festen Erdrinde, bei höheren Drucken und Temperaturen ganz oder teilweise, statisch oder dynamisch, mit oder ohne Änderung des Chemismus in ihrem Mineralbestand und Gefüge umgewandelt werden.

Recht schwierig ist die Entscheidung darüber, welchen Umfang gewisse metamorphe Überprägungen älterer Lagerstätten annehmen müssen, um diese Lagerstätten als „metamorphosiert“ anzusprechen und bei der metamorphen Abfolge zu behandeln. Es kommt noch dazu, daß gewisse metamorphe Erscheinungsformen mit manchen magmatischen die größten Ähnlichkeiten erlangen können. Das macht sich um so stärker bemerkbar, je tiefer das magmatische Bildungs- bzw. metamorphe Umbildungsniveau ist, bis zuletzt in einer gewissen Tiefen- bzw. Intensitätszone, der „migmatischen Zone“ oder dem „abyssischen Bereich“ die magmatischen und metamorphen Erscheinungen und Gesteine ineinander verfließen. Zu solchen Lagerstätten, die stets umstritten waren und umstritten bleiben werden, gehören die meisten, die in den sogenannten alten präkambrischen Schilden liegen: Fennoskandia, Sibirien, Kanada, Brasilien usw. Diese Lagerstätten werden in diesem Buch alle in der metamorphen Abfolge besprochen, außerdem aber auch noch alle anderen Lagerstätten, die zwar nicht in diesem „abyssischen Bereich“ liegen, aber deutliche bis wesentliche Anzeichen einer bewegungsmetamorphen, statisch-metamorphen oder kontaktmetamorphen Umbildung und Überprägung zeigen.

Infolge des Vorherrschens der Tiefenstufen bzw. Intensitätsstufen und der Faziesbereiche ist im metamorphen Zyklus eine größere Geschlossenheit vorhanden. Die Einzelvorgänge werden aber durch Verschiedenheiten des Ausgangsstoffes, durch rückbildende Vorgänge („Diaphthorese“), durch wechselnde Beteiligung magmatischer Bestandteile und durch mangelnde Gleichgewichtseinstellung oft unkenntlich, verwischt und unübersichtlich. Somit ist ihre Klassifikation oft mehr eine ideale Konstruktion als ein getreues Abbild der Wirklichkeit.

7. Geotektonische und geomagmatische Abläufe und ihre Zusammenhänge mit der Lagerstättenbildung.

Geotektonisch und geomagmatisch unterscheiden wir (nach H. Stille) mehrere große Abläufe, die immer wieder in der Erdgeschichte wiederkehren.

a) Geosynklijalstadium.

Geosynklinale sind säkular sich senkende Räume, meist Meeresbecken, umgeben von terrestrischen Hochgebieten. Diese werden tiefgründig verwittert und abgetragen. Auf den Festländern entstehen dabei Lagerstätten der sedimentären Abfolge (zweiter Hauptteil), die älteren Lagerstätten werden immer mehr verwittert (I, S. 138), der mechanisch aufbereitete Verwitterungsrückstand konzentriert sich zu Seifen und Trümmerlagerstätten (II, S. 145), die gelösten Stoffe können sich zu Verwitterungslagerstätten anreichern (III, S. 159). Im Meer werden hauptsächlich unter biochemischen Einflüssen die verfrachteten Metalle unter bestimmten Umständen ausgefällt (IV, S. 180). Eindampfende Meeresbecken liefern die Salze (V, S. 206). An den Grenzen der Hoch- und Senkungsgebiete bilden sich die Kohlenlagerstätten (VI, S. 206). Allmählich füllt sich die sich immer tiefer einsenkende Geosynklinale kilometerdick mit dem hineinverfrachteten Material auf.

b) Initialer Magmatismus.

Vor Beginn der am Schluß des Geosynklijalstadiums einsetzenden Faltung steigen am Grund des Senkungsraumes basische („simische“) Magmen hoch, die meist untermeerische Ergüsse bilden, seltener Lagergänge und Intrusivstöcke. Sie sind begleitet von submarinen Exhalationen, aus denen sich am Meeresboden kieselige Roteisenerze von der Art der Lahn-Dill-Erze absetzen. Sie gehören zur Hauptgruppe IV der magmatischen Abfolge (S. 127). Diese Folge wird als „initialer Magmatismus“ bezeichnet. Er beendet das im ganzen außerordentlich lange Zeiträume umfassende geosynklinale Stadium.

c) Orogenese und synorogener plutonischer Magmatismus.

Die Faltung setzt schlagartig ein, entwickelt sich rasch immer mehr und wird immer stärker. Es ist die Zeit der kurzen aber heftigen Gebirgsbildung. Von unten her dringt die Hauptmasse der magmatischen Schmelzflüsse hoch. Sie wechseln plötzlich vom vorwiegend basischen oder simischen Charakter zu intermediären und sauren („sialischen“) Magmen, die in enormen Mengen hochkommen, in die Faltungsräume eindringen, sich dort Platz schaffen und als

Tiefengesteine erstarren. Die Reihenfolge geht normalerweise von basisch zu sauer: den Beginn („basische Vorläufer“) machen ultrabasische und basische Gesteine (Dunite, Peridotite, Pyroxenite, Gabbros, Norite), häufig noch präorogen und deshalb oft tektonisch beansprucht, den Abschluß des initialen Magmatismus bildend, an Menge zurücktretend. Dann folgen die Diorite und die enormen, weitaus überwiegenden Massen der Granodiorite und Granite.

Zusammen mit ihnen erscheint die große Masse der Lagerstätten der magmatischen Abfolge. An die basischen Vorläufer sind die liquidmagmatischen Lagerstätten gebunden (Hauptgruppe I, S. 23 und Zwischengruppe I/II, S. 34), an die Granodiorite und Granite die pegmatitischen, pneumatolytischen und kontakt-pneumatolytischen Lagerstätten (Hauptgruppe II, S. 38) und die plutonischen Formen der hydrothermalen Lagerstätten (Hauptgruppe III, Die plutonischen Abfolgen, S. 57).

Wenn dieser orogene Magmatismus im hohen Niveau erstarrt ist, können die Restschmelzen auch wohl als subvulkanische und vulkanische Porphyre und Quarzporphyre erstarren.

Das in der orogenen Hochphase eingedrungene, also während und nach der Erstarrung tektonisch beanspruchte Magma ergibt Gesteine mehr vom Charakter der Gneisgranite, Injektions- und Mischgesteine mit den Nebengesteinen („Migmatite“) mit unscharfen Kontakten. Hier verzetteln sich die erzbildenden leichtflüchtigen Bestandteile, und es kommt nur selten zu einer örtlichen Konzentration von nutzbaren Lagerstätten. Diese ist viel eher mit den spätorogenen Intrusivkörpern verknüpft, bei deren Erstarrung die orogene Phase in der Hauptsache vorbei war und die deshalb posttektonisch erstarrt sind, scharfe Kontakte haben und keine Deformation mehr aufweisen. Mit ihnen ist der Großteil der Erzlagerstätten der genannten Art verknüpft. Es können in diesem Stadium mehrere orogenetische Phasen auftreten, oder die Orogenese und der orogene Magmatismus kann mit einem einmaligen Zyklus seinen Abschluß gefunden haben.

Dieses ganze orogenetische Stadium wird auch als alpinotype Orogenese bezeichnet, es umfaßt die Entwicklung von Faltengebirgen und Deckengebirgen.

Nachdem der Schauplatz dieser Ereignisse auf diese Weise genügend konsolidiert worden ist, hat er die Fähigkeit zu weiterer alpinotyper Faltung eingebüßt. Es können nur noch Bruchfaltungen und Blocktektonik, d. h. Blockzerbrechungen und Blockverschiebungen geringerer Intensität eintreten, die sogenannte germanotype Orogenese. Sie ist zur Aufnahme und Ausbildung von apomagmatischen und besonders von telemagmatischen Lagerstätten besonders wichtig.

d) Subsequenter und finaler Vulkanismus.

An den sialischen plutonischen Magmatismus schließt sich gewöhnlich noch nach längerer oder kürzerer Pause eine weitere sialisch-magmatische Phase an, aber nun nur in der Ergußform, als Subvulkane oder Vulkane. Diese Ergußgesteine sind zumeist den Tiefengesteinen der orogenen plutonischen Phase blutsverwandt. Es sind Andesite, Quarzandesite, Rhyolithe, z. B. der Karpaten, des Balkans, des Kaukasus, des amerikanischen Felsengebirges, der Anden, Japans, Niederländisch-Indiens usw. Z. T. dürften sie palingen entstanden sein (siehe S. 261). Sie sind meist auch Muttergesteine von pneumatolytisch-hydrothermalen und besonders von hydrothermalen Erzlagerstätten, die aber nur rein subvulkanische Typen sind (Hauptgruppe III, die subvulkanischen Abfolgen). Diese Phase wird als subsequenter Vulkanismus bezeichnet.

Ganz zuletzt entwickelt sich dann als Schlußakt der Konsolidation des Bodens der finale Vulkanismus basaltischer Art, zu dem die ungeheuren Massen der Plateaubasalte und der Basaltmassen im Untergrund der Weltozeane gehören, aber auch die siebartigen Durchlöcherungen mit Basaltgesteinen, z. B. in Mitteldeutschland. Dieser finale Vulkanismus ist in bezug auf Erzführung stets steril, nie sind irgendwelche bemerkenswerten Erzkonzentrationen mit ihm verknüpft.

e) Nicht mehr alpinotyp faltbare versteifte Blöcke oder Kratone.

Durch die vorausgeschilderten Faltungen, Gebirgsbildungen, Intrusionen und Extrusionen werden diese Rindenstücke so verformt und verfestigt, daß sie keiner weiteren alpinotypen Faltung in der Folgezeit mehr unterworfen werden können. Sie sind zu starren Blöcken oder Schilden geworden, zu Kratonen. Entweder sind dies von sialischen Schmelzflüssen unterlagerte Kontinentalblöcke (Hochkratone) oder sie sind von Tiefmeeren überdeckt und von meist simischen Schmelzflüssen unterlagerte Räume (Tiefkratone). Beide können in der Folgezeit von weiteren Massen überdeckt werden und langsam einsinken, ihre tieferen Regionen geraten dabei in den Bereich der Metamorphose und schließlich in die Zone der Anatexis und Granitisation. Die darin enthaltenen Lagerstätten werden metamorphosiert, und in den tiefsten Teilen werden Stoffbestände metamorph mobilisiert, steigen in die Höhe und können vermehrte Zufuhren bei älteren Lagerstätten bilden, oder sogar ganz neue palingene Lagerstätten können erzeugt werden. Dies sind dann die Regionen der kristallinen Schiefer und anderer metamorpher Gesteine und der metamorphen Lagerstätten (Dritter Hauptteil, S. 217).

Nähere Ausführungen über die geotektonischen und geomagmatischen Zusammenhänge:

Erster Hauptteil.

Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge.

Allgemeines.

1. Die Bildungsgesetze der magmatischen Lagerstätten.

Man bezeichnet als magmatische Abfolge die Gesamtheit aller Vorgänge, die mit dem Nachaußendringen und der Festwerdung des Magmas, d. h. der schmelzflüssigen tieferen Teile der Erdrinde in Verbindung stehen. Innerhalb dieser „magmatischen Abfolge“ gibt es eine Reihe gesetzmäßig aufeinanderfolgender Vorgänge, die wechselnde Mineralparagenesen liefern. Trotzdem wir annehmen müssen, daß das flüssige Magma in gewisser Tiefe in großen Räumen ungefähr homogen war, sind die in den aufeinanderfolgenden Erstarrungsvorgängen sich aus ihm bildenden Mineralausscheidungen voneinander verschieden. Diese Verschiedenheiten entstehen während der Kristallisation und bedingt durch die Kristallisation. Sie werden in ihrer Gesamtheit als Differentiation des Magmas bezeichnet.

Zu den verschiedenen Differentiaten des Magmas zählen die Eruptivgesteine und die während der Eruptivgesteinsbildung und in mehreren Stufen nach ihr gebildeten Mineral- und Erzlagerstätten. Die Ursache der Differentiation während der Kristallisation ist teils durch das Schwerefeld der Erde bedingt, teils durch Änderung äußerer Inhomogenitätsfelder, vor allem durch das Temperatur- und Druckgefälle während der Erstarrung, und die dadurch und durch tektonische Kräfte bedingten Bewegungen und Strömungen im Magma.

Dadurch, daß eine ganze Menge zeitlich und auch örtlich verschiedener Mineralparagenesen, Eruptivgesteine und magmatische Lagerstätten ursprünglich aus einem größeren homogenen Magmabereich stammt, zeigen sie oft untereinander trotz aller chemischen

daraus hervorgehenden Eruptivgesteine. Weiterhin sind zu berücksichtigen die Temperatur-Druck-Konzentrations-Beziehungen eines Systems aus einem schwerflüchtigen und einem leichtflüchtigen Bestandteil, sowie das Verhältnis des Außendrucks zu den Innendruck in den verschiedenen Erdtiefen. Weitere Überlegungen ergeben sich über den Temperaturverlauf in abkühlenden Magmen und Intrusivkörpern und in ihrer Umgebung. Dann sind die physikalisch-chemischen Vorgänge mit den geologischen Zustandsbedingungen zu kombinieren.

Näheres in folgenden Werken:

- P. Niggli: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig. 1920. 272 S.
 P. Niggli: Das Magma und seine Produkte. 1937. I, 379 S.
 H. Schneiderhöhn: Die Bildung der magmatischen Lagerstätten. In: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. I. 1941. S. 28—57.

2. Art und Gliederung der magmatischen Lagerstätten.

Man kommt unter Berücksichtigung all dieser Gesichtspunkte zu Gliederungen, die je nach dem herrschenden Gesichtspunkt verschieden ausfallen werden¹⁾:

I. Nach dem Temperaturbereich während der Abscheidung einer bestimmten Mineralparagenese unterscheiden wir:

1. Epithermale oder niedrigthermale Bildungen unterhalb etwa 200⁰.
2. Mesothermale oder mittelthermale Bildungen zwischen 200⁰ und etwa 350⁰ (= mittlere kritische Temperatur wässriger Lösungen).
3. Katathermale oder hochthermale Bildungen, von etwa 350⁰ an bis zu den Temperaturen der Eruptivgesteinsbildung.

II. Nach der Erdtiefe, in der sich eine Mineralparagenese absetzt, unterscheidet man mehrere Gruppen, die unabhängig vom Abspaltungsort der mineralbildenden Lösungen (siehe unter III) nur den Bildungsort in bezug auf seine Entfernung von der jeweiligen Erdoberfläche und den dort herrschenden Druck bezeichnen:

1. Oberflächenabsätze (aërisch oder subaërisch).
2. Unterwasserabsätze (untermeerische Absätze und Seebildungen).
3. Oberflächennahe Absätze (epikrustal).
4. Hypoabyssische Absätze.
5. Abyssische Absätze.

¹⁾ Unter teilweiser Benutzung schärferer Gliederungsvorschläge von P. Niggli anlässlich einer Besprechung meines „Lehrbuchs der Erzlagerstättenkunde“ (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 1941. 21. 161—172).

III. Nach dem **Standort des Magmenherdes in bezug auf die Erdoberfläche** während der Abspaltung der Minerallösungen gibt es folgende Hauptgruppen:

1. Vulkanische Paragenesen.
2. Subvulkanische Paragenesen.
3. Intrusive Paragenesen, wieder zu gliedern in plutonische und tiefplutonische.

IV. Die **Entfernung des Stammmagmaherdes vom Bildungs-ort der Mineralparagenese** gibt folgende Gruppen:

1. Telemagmatische Lagerstätten: Ein Stammagma ist nicht bekannt, und kann nur vermutet werden. Die Minerallösungen sind vor dem Absatz sehr weit gewandert.
2. Kryptomagmatische Lagerstätten: Ein direkter Zusammenhang mit einem Magmenkörper fehlt, doch sind solche in weiterer Entfernung bekannt oder werden aus guten Gründen vermutet.
3. Apomagmatische Lagerstätten: Wenn auch direkte Zusammenhänge mit Magmenkörpern noch fehlen, so sind doch Indizien in der betr. Gegend, wonach die Lagerstätten und Eruptivgesteine zur selben Provinz gehören.
4. Perimagmatische Lagerstätten: Die Lagerstätten sind, meist randlich, an Eruptivgesteine gebunden, gehören aber einer jüngeren Phase als die Eruptivgesteinsbildung an.
5. Intramagmatische Lagerstätten: Die Lagerstättenbildung gehört mit der Eruptivgesteinsbildung in eine Phase.

V. Da die Mehrzahl der Erzlagerstätten aus Lösungen stammen, die von Magmenkörpern im intrusiven Niveau abgespalten wurden (Fall III, 3), also mit Batholithen (Intrusivkörpern oder Plutonen) zusammenhängen, besteht ein gewisses Bedürfnis, diese Paragenesen genauer im Hinblick auf ihren **Bildungsort in bezug auf den Batholith** zu kennzeichnen. Man unterscheidet:

1. Kryptobatholithische Stockwerke. Es sind die äußersten Ausstrahlungen magmatischer Tätigkeit und entstammen den weitesten Wanderungen der Lösungen. Es gehören von der vorigen Gruppe die telemagmatischen und kryptomagmatischen und z. T. apomagmatischen Bildungen hierher.
2. Akrobatholithisches Stockwerk. Lagerstätten rings um die äußersten Batholithaufstülpungen herum, z. T. apomagmatische Bildungen.
3. Epibatholithisches Stockwerk. Lagerstätten rings um etwas tiefere Batholithteile. Z. T. apomagmatisch, z. T. auch schon perimagmatisch.
4. Embatholithisches Stockwerk. Noch tiefere Batholithteile, Lagerstätten meist in den Eruptivgesteinen als perimagmatische Bildungen.

5. Endobatholithisches Stockwerk. Innere, aber immer noch höhere Batholithteile, mit teils perimagnetischen, meist aber intramagnetischen Bildungen.
6. Hypobatholithisches Stockwerk. Tiefste Batholithteile, meist ohne Lagerstätten.

VI. Schließlich kann man bei dem Gesamtvorgang mehrere **Hauptgruppen der verschiedenen magmatischen Stadien** unterscheiden, zu denen jeweils die betreffenden Paragenesen und Lagerstätten gehören.

1. Exhalations-Stadium: Gas- und Dampfabsplattung von Laven, d. h. von Magmen an der Erdoberfläche oder in Oberflächengewässern.
2. Hydrothermales Stadium: Überhitzte, mittel- und niedrigthermale wässrige Rückstandslösungen.
3. Pneumatolytisches Stadium: Systeme, reich an hochthermalen leichtflüchtigen Bestandteilen.
4. Pegmatitisches Stadium: Übergangsbildungen und Mischsysteme zwischen pneumatolytischen und liquidmagmatischen Bildungen.
5. Liquidmagmatisches Stadium: Lagerstätten, gleichaltrig und gleichwertig mit den Eruptivgesteinen.

Diese fünf Stadien geben dann die Hauptgruppen unserer Systematik. Die weitere Untergruppierung, vor allem der hydrothermalen Bildungen, erfolgt nach dem Standort des Magmenherdes während der Abspaltung in subvulkanische und intrusive Formationen.

3. Übergangslagerstätten. Fazieswechsel. Teufenunterschiede. Zonale Verteilung.

Die Paragenesen der einzelnen Stadien: liquidmagmatisch, pegmatitisch, pneumatolytisch, hydrothermal werden im intrusiven Niveau sich meist an ganz verschiedenen Stellen vorfinden. Sie können sich aber auch auf ein und derselben Lagerstätte absetzen. In diesem Fall sind sie entweder an demselben Lagerstättenort übereinander abgelagert und stellen einen „zeitlichen Fazieswechsel“ dar. Oder sie liegen an verschiedenen Orten derselben Lagerstätte nebeneinander oder übereinander und stellen dann einen „horizontalen“ bzw. „vertikalen Fazieswechsel“ dar (gemeinsam als „lateralen Fazieswechsel“ bezeichnet). Besonders der sehr häufig auftretende vertikale Wechsel ist das, was seit alters her als „Teufenunterschied“ auf einer Erzlagerstätte bezeichnet wird.

Liegt auf einer Lagerstätte ein zeitlicher Fazieswechsel vor, folgt z. B. einem liquidmagmatischen Stadium noch das pegma-

titisch-pneumatolytische, oder diesem das hydrothermale, so ist die Lagerstätte selbst kein reiner genetischer Typ, sondern ein Mischtypus und wird als „Übergangslagerstätte“ bezeichnet (liquid-magmatisch-pneumatolytische oder pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätte).

Die genannten Fazieswechsel sind nicht nur auf einer Lagerstätte zu bemerken, sondern machen sich auch in einer höheren Ordnung für einen größeren Erzbezirk oder gar für eine ganze Lagerstättenprovinz bemerkbar, besonders wenn man sie zum Intrusionsniveau der dort vorhandenen Eruptivgesteine in Beziehung setzt. Man findet häufig um den Mittelpunkt der Intrusionskörper im großen und ganzen konzentrische Zonen mit jeweils isogenetischen Paragenesen, d. h. gleichaltrigen Lagerstätten. Die Reihenfolge von innen nach außen ist in der Regel pegmatitisch-pneumatolytisch-hydrothermal, und bei den hydrothermalen wieder von hoch- über mittel- zu niedrigthermal. In den verschiedenen Zonen herrschen naturgemäß jeweils verschiedene Metalle. Das Ganze ist eine zonale Abfolge oder zonale Verteilung der Lagerstätten in einem größeren Raum. Dieses schematische Bild ist naturgemäß durch Mannigfaltigkeit des geologischen Baues, der Nebengesteine und der Tektonik meist unregelmäßiger, aber die Grundtendenz ist überaus oft erkennbar.

4. Einfluß des Nebengesteins. Topomineralische Reaktionslagerstätten: Kontaktpneumatolytische Bildungen, Verdrängungs- und Imprägnationslagerstätten.

Wohl bei keiner Lagerstätte, die „epigenetisch“ in bezug auf ein Nebengestein ist, deren Stoffe also in dieses eingewandert sind, fehlt der Einfluß des Nebengesteins völlig, denn die Mineralien sind alle mehr oder weniger von den lagerstättenbildenden Lösungen angreifbar. Nur in gewissen Fällen nehmen diese Beeinflussungen aber einen solchen Umfang an, daß der Charakter der Lagerstätte dadurch grundlegend geändert wird. Hierbei sind die Formen der Lagerstätte und ihre Paragenesen anders als es den allgemeinen Zustandsbedingungen vom Standpunkt der reinen erzführenden Lösung entspricht. Solche Lagerstätten kann man als „topomineralische Reaktionslagerstätte“ bezeichnen (= ortsgebundene Mineralparagenesen, durch Reaktion der Erzlösung mit dem Nebengestein entstanden). Sie kommen einmal vor, wenn pneumatolytische Lösungen auf karbonatische Nebengesteine einwirken, wodurch der weit verbreitete und wirtschaftlich sehr wichtige Typus der „kontaktpneumatolytischen Lagerstätten“ entsteht. Eine andere Gruppe entstammt der Reaktion pegmatitischer und pneumatolytischer Lösungen auf gewisse basische Eruptivgesteine oder ihre metamorphen Abkömmlinge. Weitere Typen entstehen durch Re-

aktion hydrothermalen Lösungen auf gewisse Gesteine: das sind die hydrothermalen Verdrängungslagerstätten in karbonatischen Gesteinen und die hydrothermalen Imprägnationen in sauren Silikatgesteinen, sowie eigenartige hydrothermale Lagerstätten in basischen Eruptivgesteinen oder ihren metamorphen Abkömmlingen.

Immer wieder sind es also karbonatische und basische Nebengesteine, die eine besonders starke Beeinflussung ausüben.

Die Einzellagerstätten der magmatischen Abfolge.

Sie werden in dem folgenden speziellen Teil in nachstehender Anordnung besprochen:

Tafel 3.

Übersichtsgliederung der Lagerstätten der magmatischen Abfolge.

I. Erste magmatische Hauptgruppe: Intrusivgesteine und Liquidmagmatische Lagerstätten.

- | | | |
|---|---|------------------------------|
| 1. Ultrabasische und basische Intrusivgesteine. | | |
| 2. Chromit | } | |
| 3. Diamant | | in ultrabasischen Gesteinen. |
| 4. Platinmetalle | | |
| 5. Titanomagnetit und Titaneisen | } | |
| 6. Nickelmagnetkies-Kupferkies | | in basischen Gesteinen. |
| 7. Platinhaltige Kiese | | |
| 8. Intermediäre, saure und ultrasaure Intrusivgesteine. | | |

I./II. Zwischengruppen: Liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangslagerstätten.

1. Autohydratisierte Chromit- und Platin-Lagerstätten.
2. Autohydratisierte Titanomagnetit- und Rutillagerstätten.
3. Autohydratisierte Nickelmagnetkies-Lagerstätten.
4. Intrusive Magnetit-Apatit-Lagerstätten.
5. Intrusive Apatit-Nephelin-Lagerstätten.

II. Zweite magmatische Hauptgruppe: Pegmatitisch-pneumatolytische Lagerstätten.

1. Pegmatitgänge und pegmatitische Schlieren und Zonen.
2. Zinn-Wolfram- und Molybdän-Formationen.
3. Turmalinführende Gold-Kupfer-Blei-Silber-Wismut- usw. Formationen.
4. Kontaktpneumatolytische Zinn-Wolfram- und Molybdän-Formationen.
5. Kontaktpneumatolytische Eisen- und Mangan-Formationen.
6. Kontaktpneumatolytische Gold-Kupfer-Blei-Silber-Kobalt-Zink-Formationen.
7. Andere kontaktpneumatolytische Formationen.

II./III. Zwischengruppen: Pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätten.

III. Dritte magmatische Hauptgruppe: Hydrothermale Lagerstätten.

1. Gold- und Gold-Silber-Formationen.
2. Kies- und Kupferformationen.

3. Blei-Silber-Zink-Formationen.
4. Silber-Kobalt-Nickel-Wismut-Uran-Formationen.
5. Zinn-Silber-Wolfram-Wismut-Formationen.
6. Antimon-Quecksilber-Arsen-Selen-Formationen.
7. Oxydische Eisen-Mangan-Magnesia-Formationen.
8. Flußspat-Schwerspat-Witherit- und Quarz-Formationen.

IV. Vierte magmatische Hauptgruppe: Ergußgesteine und Exhalationslagerstätten.

1. Ergußgesteine.
2. Exhalations- und Solfataren-Absätze.

Anhang: Untermeerische gemischt exhalativ-hydrothermal-sedimentäre Eisenerze („Keratophyr-Eisenerze“).

Hauptgruppe I. Tiefengesteine und liquidmagmatische Lagerstätten.

1. Kristallisation und Differentiation der Intrusiv- oder Tiefengesteine.

Die Intrusivgesteine oder Tiefengesteine sind die Erstarrungsprodukte der schwerflüchtigen silikatischen Bestandteile des Magmas, deren Kristallisation innerhalb der Erdrinde begonnen und vollendet wurde. Hierbei ist in der Regel eine bestimmte Ausscheidungsfolge der Eruptivgesteinsminerale zu beobachten. Sie geht im allgemeinen übergreifend vom basischen bis zum sauren Pol vor sich: Magnetit, Apatit, Olivin, Augite, Hornblenden, Biotit, Plagioklase, Alkalifeldspäte, Quarz. Die Kristallisation in dieser Reihenfolge schafft einfache Kristallanhäufungen nebst Rückstands-lösungen, und es vollzieht sich dabei eine Differentiation am Ort, die gleichzeitig eine einfache gravitative Kristallisations-differentiation ist. Sie tritt aber wohl nur selten ein. Viel häufiger ist ihre komplexe Form, wobei durch die Einwirkungen der Restlaugen auf die Frühkristallisationen innermagmatische Reaktionen entstehen, und durch das Absinken in heißere Bezirke eine teilweise oder vollständige Wiederverflüssigung der abgeaigerten Kristalle eintritt, es finden Resorptionen statt, Ausgleichswanderungen der abgeschiedenen Kristalle, der Restschmelzen und wieder-verflüssigten Schmelzen nach unten, nach oben und seitlich; eine gleichzeitige Tektonik bewirkt Ausquetschungen von Restschmelzen aus dem Kristallbrei, und noch manches andere. Die tieferen Ursachen dieser einfachen oder komplexen Differentiationen oder Saigerungen sind neben den schon auf S. 16 genannten Ursachen noch der Gasgehalt des Magmas, der während der Kristallisation allmählich frei werden kann, ferner Einschmelzungen der Nebengesteine („Assimilation“). Durch diese Differentiation ist die Möglichkeit zur Bildung verschiedenartiger Eruptivgesteine hinter-

einander und an verschiedenen Orten des Magmenraumes gegeben. Die Bildungsfolge der Gesteinsarten entspricht in großen Zügen der obigen Ausscheidungsfolge der Mineralien. Man unterscheidet 5 Gruppen mit folgenden Hauptsilikatmineralien:

Tafel 4.
Die Eruptivgesteinsgruppen und ihr wesentlicher Mineralbestand.

↑ Altersfolge	→ Ausscheidungsfolge →									
	Ultrasaure Gesteine								Alkali-Feldspäte	Quarz
Saure Gesteine			Hornblende	Biotit				Saure Plagioklasse	Alkali-Feldspäte	Quarz
Intermediäre Gesteine		Augite	Hornblende	Biotit			Inter-med. Plagioklasse			
Basische Gesteine	Olivin	Augite	Hornblende			Bas. Plagioklasse				
Ultrabasische Gesteine	Olivin	Augite								

2. Ultrabasische und basische Tiefgesteine.

Die liquidmagmatischen Lagerstätten sind an basische und ultrabasische Gesteine geknüpft, von denen folgende Haupttypen unterschieden werden.

Tafel 5.
Ultrabasische und basische Tiefgesteine.

		Ohne Augite	Mit rhombischen Augiten (Hypersthen, Bronzit, Enstatit)	Mit monoklinen Augiten (Diaglag, Diopsid)	
Mit vorwiegendem Olivin Peridotite			Dunit (mit Chromit)	Wehrlit	
				Harzburgit (= Saxomit)	Lherzolith
Mit vorwiegenden Augiten Pyroxenite				Hypersthenfels Bronzitfels Enstatitfels	Diallagfels
					Websterit
Basische Plagioklasgesteine mit vorwaltendem Labrador	Ohne Olivin	Anorthosite (Labradorfels)	Norit	Gabbro	
	Mit Olivin			Olivinnorit	Olivingabbro

Neben den vorwiegenden Silikatmineralien, zu denen noch geringe Mengen Apatit, Titanit und Zirkon kommen, enthalten nun alle Eruptivgesteine auch noch Erzminerale, besonders Magnetit, Titanomagnetit, Titanisen, Rutil, Chromit (und Chromspinell), Magnetkies, Pentlandit, seltener Pyrit, Kupferkies, Buntkupfer. Ihre Menge ist im allgemeinen so gering, daß sie mit Ausnahme von Magnetit und Titanisen meist der Beobachtung im Dünnschliff entgehen und erst im Anschliff sichtbar sind. Im allgemeinen gehören sie zu den ersten Ausscheidungen, teils als feste Kristalle, teils als flüssig entmischte Tröpfchen. Unter der Einwirkung etwas höherer Gehalte an leichtflüchtigen Bestandteilen können sie auch mit den Silikaten oder später als diese auskristallisieren.

3. Liquidmagmatische Lagerstätten.

Ihre Bildung fällt zeitlich, örtlich und ursächlich mit der Frühkristallisation der ultrabasischen und basischen Tiefengesteine zusammen. In ihnen entwickeln sich „intramagmatisch“ besondere Erzlagerstätten, wenn die eben erwähnten Erzminerale örtlich sehr stark angereichert sind, sei es, daß in gewissen Magmentteilen schon von Anfang an mehr Metalle enthalten waren, oder daß eine Anreicherung aus größeren Magmenräumen längere Zeit hindurch stattfinden und sich in kleinem Raum konzentrieren konnte. Die Sonderung und Konzentrierung ist entweder durch das Schwerfeld bedingt („gravitative Kristallisationsdifferentiation“), wodurch dann die reinen Typen der Kristallisationsdifferentiate von Chromit, Platin und Titanomagnetit entstehen. Bei höheren Gehalten an leichtflüchtigen Stoffen, besonders von Wasser, sondern sich noch vor der Kristallisation durch Entmischung im flüssigen Zustand Erzmagmen ab, die schon zu den Übergangslagerstätten der Gruppe I/II zu zählen sind. Auch können die abgesonderten Erzminerale durch Absinken in tiefere Bereiche wieder aufgelöst werden, wodurch ebenfalls eigene an leichtflüchtigen Bestandteilen reichere Erzmagmen entstehen. Sulfide konzentrieren sich stets auf solche Weise, durch Entmischung im flüssigen Zustand, wobei die Sulfide als Tröpfchen sich aus der Silikatschmelze absondern und allmählich, meist wohl gravitativ, sich konzentrieren („Liquide Entmischungssegregate“). Auch hier sind in der Regel durch den bei der Abscheidung anscheinend zwangsläufig sich erhöhenden Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen Übergangsparagenesen zu II vorhanden. Gerade bei dieser Lagerstättengruppe ist aber die scharfe Differentialdiagnose der „isogenetischen Paragenesen“ besonders wichtig und bewahrt vor manchen Fehlschlüssen.

Chromit und Platinmetalle sind hauptsächlich an ultrabasische Magnesiagesteine gebunden. Mit basischen Gesteinen sind Titanerze, Titanisenerze, Nickelmagnetkies und Kupferkies verknüpft.

4. Chromitlagerstätten in ultrabasischen Gesteinen.

Mineralien: Chromit (Fe, Mg) (Cr, Al, Fe)₂O₄ mit 52—58% Cr₂O₃ übergehend in chromärmeren Chromspinell. Nur in ultrabasischen Magnesiagesteinen, Peridotiten, Duniten, Saxoniten, Wehrliten, Lherzoliten, oder häufiger in den aus ihnen meist durch Autohydratation hervorgegangenen Serpentinien. Mineralien der unserpentinisierten Gesteine sind Olivin, Diopsid, Bronzit, seltener Lepidomelan, Granat, alle etwas chromhaltig. Chromit ist in diesem Typus meist ältester idiomorpher Gemengteil, manchmal auch jünger als Augit. Auch magmatisch angelöster Chromit kommt vor. In den serpentinisierten Gesteinen kommen neben dem vorherrschenden dichten Serpentin auch Serpentinast, Chlorit, Talk, verkiezelte und karbonatisierte Massen als weitere Umsetzungsprodukte vor. Ein kleiner Teil Chromit hat sich dabei sekundär umgelagert, ein anderer Teil wohl auch neu ausgeschieden (Übergang zu pneumatolytischen Bildungen). Auch intrusive aus eigenen Erz-Magmen entstandene Chromitserpentine sind bekannt. Gehalte des Chromerzes schwankend, da Chromitverteilung ganz wechselnd bis zu praktisch reinen Chromitmassen. Handelserz meist 48—52% Cr₂O₃, auch heruntergehend bis 42%. Außerhalb der eigentlichen Chromitkörper enthält das Nebengestein nur einige Zehntel Prozent Cr₂O₃.

Form und Größe der Chromitvorkommen ist meist sehr unregelmäßig. In den höheren und randlichen Teilen sind es oft wolkige Massen isolierter Chromitkristalle, die in kompaktere Nester, Linsen, Bänder und Schlieren übergehen. Oft sind viele Nester perlschnurartig hintereinander gereiht bis zu ziemlich regelmäßigen Bändern und Lagen, die dann auch oft vielfach übereinanderliegen und gestreifte und gebänderte Erze bilden. Die häufigen Lagen- und Paralleltexuren sind durch Seigerungs Vorgänge, wohl gravitativer Art, bedingt. Sphärische Texturen, knollige und kokardenförmige Gebilde, in denen sich bei der Absinkung die Kristalle zusammengeballt haben und somit der völligen Auflösung entgingen, finden sich mehr im Innern der Eruptivkörper oder gangförmig in Bruchspalten höherer tektonisch beanspruchter Teile. Als gravitativ abgesunkene Basisschichten finden sich in den äußeren Teilen der Eruptivkörper Derberze. Solche Derberze an der Basis des Komplexes sind im Bushveld in Transvaal, die als scharf begrenzte, schmale, langhindurchhaltende und niveaubeständige „Schichten“ zwischen anderen „Schichten“ von noritischen und anorthositischen Gesteinen liegen. Im Balkanisch-Türkischen Raum sind diese basalen Derberze tektonisch gestört und gegen höhere Intrusivteile aufgeschuppt, so daß sie heute an stärkeren Bewegungsflächen mitten in fremden Serpentinmassen liegen und reihenförmig entsprechend dem orogenetischen Bau angeordnet sind.

Nur wenige Vorkommen sind an unzersetzte Olivingesteine gebunden (Norwegen, Bushveld). Die Mehrzahl, besonders die wirtschaftlich wichtigsten gehören dem autohydratisch veränderten serpentinierten Typ oder dem prärogenen tektonisch gestörten Typ an. Manche sehr reine und reiche Vorkommen, aber von beschränktem Umfang, sind wohl aus wieder aufgeschmolzenen, später intrudierten Chromitmagmen entstanden.

Mazedonien: viele Vorkommen, die wichtigsten im Ljubohnggebiet bei Skoplje, auch in Mittelbosnien.

Türkei (Kleinasien): ab 1938 das größte Erzeugerland. An verschiedenen Stellen: Fethije an der südanatolischen Küste, Eskischehir (westl. Ankara), Tefoni-Denisli (sö. Smyrna), Harmantschik-Dagardi b. Brussa; Guleman b. Ergani Maden (Osttürkei).

Ural, eine Anzahl z. T. sehr reiche und große Reviere.

Bushveld (Transvaal): schichtige weit hinziehende Bänder, sehr ausgedehnte Lagerstätten.

Selukwe, Südrhodesia: bis vor kurzem die größten Lagerstätten und Erzeuger.

Kleinere Vorkommen oder nur örtlich von Bedeutung: Südliches Norwegen, Neu-Kaledonien, Kuba, Britisch-Indien, Kanada, Sierra Leone.

Produktionshöhe und anteilige Produktionszahlen, sehr wechselnd, 1937 erzeugten

Sowjetrußland	20,3 %		Britisch-Indien	4,4 %
Südrhodesia	20,3 %		Jugoslawien	4,4 %
Türkei	14,4 %	1938 19 %	Griechenland	4,1 %
Südafrik. Union	12,5 %		Neukaledonien	3,5 %
Kuba	7,0 %			

1939 wurde 1,17 Mill. t Chromerz produziert, für 1943 wird die Gewinnung auf 1,5 Mill. t geschätzt.

Anhangweise sei hier das primäre Vorkommen von Diamanten erwähnt, das paragenetisch manche Ähnlichkeiten mit den serpentinierten Chromitlagerstätten hat, in denen auch ab und zu vereinzelte Diamanten gefunden werden. Muttergesteine sind brekziöse Glimmerperidotite („Kimberlite“), die die Ausfüllung tief hinabreichender enger vulkanischer Durchschlagsröhren sind (Kimberley, Premiermine b. Pretoria, Katanga, Ostafrika).

5. Platinmetalle und Platinlegierungen in ultrabasischen Gesteinen.

Auch Platinmetalle kommen in Chromitlagerstätten vor, und umgekehrt enthalten alle primären Platinlagerstätten Chromit. Mineralführung und Nebengesteine sind weitgehend dieselben wie dort. Die Platinmetalle kommen gediegen vor als Legierungen von Platin, Iridium, Osmium, Ruthenium, Rhodium mit Eisen und auch Gold. Palladium fehlt fast völlig und tritt erst in den an Sulfide gebundenen Lagerstätten des Abschnittes 9 in größerer Menge auf. Je nach dem Mischungsverhältnis unterscheidet man verschiedene Legierungen. Name und mittlere Zusammensetzung siehe in Tafel 2 (am Schluß).

Im Ural sind die platinführenden Dunite von Pyroxeniten umgeben und liegen mit diesen als kleinere Eruptivkörper in größeren langgestreckten Gabbrointrusivmassen, die zu Beginn der Orogenese in die Faltenachsen eingedungen sind. Innerhalb der Dunite sind die Platinerze in schlierigen Segregaten und Differentiaten von Chromitdunit und Chromitfels angereichert. Auch in serpentinierten Peridotiten sind sie, hier herrscht mehr Osmium und Iridium, während in den unveränderten Duniten Platin überwiegt. — Der Dunit enthält 98—99% Olivin, als Rest Chromit, der in den platinführenden Schlieren bis über 70% ansteigt. Der ganze Dunit hat sehr wechselnde Platingehalte, die im Durchschnitt vielleicht 0,05—0,5 g Platinmetalle auf die Tonne Dunit betragen. Eine Gewinnung aus dem gesamten Gestein ist wirtschaftlich untragbar. Dagegen hat man verschiedentlich die reicheren Chromitknollen und -schlieren getrennt abgebaut und das Platin mit Vorteil daraus gewonnen, bis jetzt schon an über 600 Stellen. In den Pyroxeniten ist Platin besonders mit Augit und z. T. auch mit Magnetit verwachsen. Die Form und Struktur des Platins in den Pyroxeniten ist von der des Dunitplatins sehr verschieden, was besonders auch in den Platinseifen (s. S. 151) in Erscheinung tritt und für deren Aufbereitung von Bedeutung ist. — Praktisch wird alles Platin im Ural aus den Seifen gewonnen, deren Art und Verbreitung aufs Engste an die primären Vorkommen gebunden ist. Von 1824 bis 1938 wurden im Ural rund 400000 kg Platinmetalle gewonnen mit einem Wert von etwa 2,4 Milliarden RM. Die Seifenvorräte sind anscheinend nicht mehr sehr hoch, nur noch etwa 100000—150000 kg. Dagegen liegen in den primären Lagerstätten noch ganz erhebliche Vorräte, deren Gewinnung aber bis auf weiteres noch problematisch ist. Die Jahresproduktion dürfte etwa 5000 kg betragen, ebensoviel in Kanada (siehe S. 31). — Ähnliche Verhältnisse sind auch aus Kolumbien bekannt, wo heute etwa 1000 kg gewonnen werden.

Im Bushveld in Südafrika gibt es mehrere Arten Platin führender ultrabasischer Gesteine, Hortonolithdunite (mit eisenreicherem Olivin) und Hyalosideritdunite (mit eisenärmerem Olivin). Beide bilden schlotförmige Körper, umgeben von anderen platinfreien Peridotiten mit magnesiumreichen Olivin und Pyroxeniten. Die Bushvelddunite sind sehr viel reicher, haben auf größere Strecken Durchschnittsgehalte von 10—30 g/t, örtlich sogar mehrere hundert Gramm pro Tonne. Die südafrikanischen Vorkommen werden deshalb seit längerer Zeit ausgebeutet.

6. Titanomagnetit und Titaneisen in Gabbros, Noriten und Anorthositen.

Mineralien: Titanomagnetit, d. h. Magnetit mit mikroskopisch dünnen, orientierten Einlagerungen von Titaneisen und Eisen-spinell, die durch Entmischung im festen Zustand sich ausgeschieden haben. Auch andere Spinelle sowie Korund werden manchmal beobachtet. Nebengesteine sind Gabbros, Norite oder reine Plagioklasgesteine (Labradorfels und Anorthosite), deren Mineralien (Olivin, Augite und Labrador, auch ihre autometamorphen Umwandlungsstoffe) in kleinen Mengen mit den Eisentitanerzen in den Erzkörpern vorkommen. Deren Eisengehalte sind meist nicht sehr hoch, 35—45% Fe, selten mehr. Die Titangehalte betragen 7—15% TiO_2 und steigen nur in einer selteneren Gruppe, die nur Titaneisen führt, bis 50%. Während in der Hauptgruppe das Verhältnis Fe:Ti etwa 100:15 ist, steigt es in der zweiten auf 1:1. — Von be-

sonderer Bedeutung sind die Vanadiumgehalte dieser Erze. Das Vanadium ist an Titanomagnetit oder an einen eigenen Vanadiummagnetit (Coulsonit $\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Vd})_2\text{O}_4$) gebunden und erreicht hier die größte Konzentration, die in magmatischen Lagerstätten beobachtet wird:

Kanada	10—20 %	TiO ₂ und	0,3—0,4 %	V ₂ O ₃
Taberg, Schweden	17 %	„ „	0,5 %	„
Ural	5—6 %	„ „	0,2—1 %	„
Brit.-Indien	11—14 %	„ „	1,4—1,9 %	„
„	18—28 %	„ „	7,6—8,8 %	„

Die Erzkörper sind unregelmäßig schlierig, liegen meist in den mittleren Teilen der Eruptivkörper, allmählich in diese übergehend. Wo die Grenzen scharf sind und die Form mehr gang- oder lagenartig ist, liegen schon Übergänge zu den abgepreßten Erzinjektionen vor.

Die Größenverhältnisse sind oft ganz enorm: Routivara, Schweden, hat ein Erzareal von 300000 m², Taberg (Schweden) eines von 260000 m². Zahlreiche und z. T. große Lagerstätten dieser Art gibt es in Schweden, Brasilien, Kanada, den Vereinigten Staaten von Amerika. Eine Sonderstellung der Form nach bilden schichtige Wechsellagerungen von Titaneisenerz im Norit des Bushvelds, von 0,3—0,6 m Dicke, oft viele Kilometer lang, sehr metallreich, mit 51—60 % Fe und 12—20 % Ti. Im ganzen kennt man diese Lager heute schon bis auf 250 km Länge und es dürften hier mindestens 2 Milliarden dieser Erze vorhanden sein.

Trotz der enormen Metallvorräte auf diesen Lagerstätten, die mit zu den größten Metallanhäufungen in der uns zugänglichen Erdkrinde gehören, werden sie zur Zeit kaum abgebaut, weil die großen Titan- und Magnesia-gehalte der Erze eine schwerflüssige Schlacke geben und infolge des sehr hohen Koksverbrauchs auch wärmewirtschaftlich ungünstig sich auswirken. Für die Zukunft ist wegen der ungeheuren Metallmengen (auch zur Gewinnung des zur Stahlverwendung wichtigen Vanadiums) in diesen Lagerstätten ein Rohstoff ersten Ranges zu erblicken.

Die Kristalldifferentiation bildet hier wohl den bestimmenden Grundvorgang zur Konzentration der Lagerstätten. Vielfach beobachtet man aber auch diskordante Gänge und Massen von solchen Titaneisenerzen, z. T. auf der gleichen Lagerstätte, z. T. als eigene Lagerstätten, die nur aus eigenen Erzmagmen entstanden sein können. Sie sind dann als „liquide Entmischungssegregate“ wie die Nickelmagnetkieslagerstätten aufzufassen, oder als Restschmelzen, die als eigenes Erzmagma unter erheblicher Beteiligung leichtflüchtiger Bestandteile injiziert sind. Es liegen dann auch hier vielfach schon Übergangslagerstätten der Zwischengruppe I/II vor.

7. Liquide sulfidische Entmischungssegregate.

Ein Zerfall einer vorher einheitlichen Schmelze in zwei nicht mischbare Flüssigkeiten wird als „Entmischung im flüssigen Zustand“ oder nach einem in der Metallkunde gebräuchlichen Ausdruck als „liquide Segregation“ bezeichnet.

Viele Magmen enthalten geringe Mengen von Sulfiden, welche bei hohen Temperaturen in der Silikatschmelze gelöst sind. In trockener Schmelze ist unter 1500° diese Löslichkeit meistens so gering, daß eine Sonderung eintreten muß, während in wasserhaltigen Magmen die Löslichkeit noch bis in tiefere Temperaturen reicht. Jedenfalls ist aber bei den Entmischungstemperaturen der Kristallisationspunkt weder für die Silikate noch für die Schwermetallsulfide erreicht. Die schweren Sulfidschmelzen sammeln sich in einzelnen sich immer mehr vergrößernden Tröpfchen an und sinken in dem Magma in die Tiefe. Es ist dies derselbe Vorgang, der im Kupferhochofen vor sich geht, wenn sich der Kupferstein, d. h. das geschmolzene Cu_2S von der Schlacke sondert¹⁾. In diese Sulfidschmelzen treten von Schwermetallen vor allem Eisen, dann Nickel, Kupfer, Kobalt, sowie der größte Teil der im Magma noch befindlichen Platinmetalle ein. Die Sulfidmagmen können sich am Boden des Kristallisationsraumes ansammeln und mit den Eruptivgesteinsmineralien zusammen als Schlieren und unregelmäßige Verteilungen innerhalb ihrer basischen Muttergesteine erstarrten. Man kann diese Lagerstätten als „liquide Entmischungsegregate“ in Anlehnung an die in der Metallkunde übliche Benennungsweise bezeichnen. Über die dann noch mehr oder weniger einsetzende Wirkung der leichtflüchtigen Bestandteile, die in größeren und kleineren Bereichen innerhalb der Erzkörper schon Übergangslagerstätten der Zwischen-
gruppe I/II schaffen, vgl. S. 34.

Alle Lagerstätten dieser Art führen Nickelmagnetkies, d. h. Magnetkies, Pentlandit und Kupferkies innerhalb gabbroider und noritischer, seltener pyroxenitischer Gesteine. Die genauere Untersuchung der letzten Jahre hat in allen Vorkommen auch spurenweise Platinmetalle nachgewiesen. Für eine praktische Gliederung ist es zweckmäßig, die platinärmeren Nickelmagnetkieslagerstätten und die platinreichen Lagerstätten des „Merensky-Reef“, das auch in formaler Beziehung sich von der ersten Art unterscheidet, getrennt zu besprechen.

8. Nickelmagnetkies-Kupferkieslagerstätten in Noriten und Gabbros (Typus Sudbury).

Mineralien des reinen liquidmagmatischen Typs sind die als „Nickelmagnetkies“ bezeichnete enge Verwachsung Magnetkies/Pentlandit $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$, die zumeist durch Entmischung im festen

¹⁾ Dieser Vorgang ist wahrscheinlich in ganz großem Umfang schon in vorgeologischen Zeiten innerhalb des schmelzflüssigen Zustandes der Gesamterde vor sich gegangen. Die heute in den Lagerstätten auftretenden Elementkombinationen wurden im wesentlichen schon damals angelegt, indem sich nach dem Nernst'schen Verteilungsgesetz die einzelnen Elemente je nach ihrer Affinität in den verschiedenen „Erdschalen“ in ganz verschiedenen Mengen ansammelten.

Zustand entstanden ist, ferner Kupferkies, zusammen mit den Mineralien der Norite und Gabbros, Bronzit, Diallag, Labrador, Titanisen und Titanomagnetit. Pyrit kommt seltener vor und deutet ebenfalls wie Hornblenden, Glimmer und Chlorite schon auf autometamorphe Vorgänge. Diese Typen sind dann genetisch zu den intramagmatischen oder den abgepreßten liquidmagmatisch-pneumatolytischen Übergangslagerstätten zu stellen.

Die größte Lagerstätte dieser Art, zugleich das größte Nickelvorkommen der Erde ist Sudbury, Provinz Ontario, in Kanada. Es ist hier ein löffelförmig eingesenkter Intrusivkörper von 60 km Länge und 30 km Breite, unten Norit und oben Mikropegmatit. An der Basis des Norits gegen das Liegende ist die nickelmagnetkiesreiche Bodenschicht, die nach oben allmählich in kiesfreien Norit übergeht. Die Kiesmassen sind eingesprengt oder in größeren reinen Partien schlierenförmig und brekziös zwischen Noritschichten, auch bilden sie derbe Massen in der untersten Schicht des Intrusivkörpers („Marginal deposits“). Ferner kommen absätzig, gang- und apophytenartige Erzkörper vor, die z. T. weit auch in liegende Nebengesteine hineinreichen („Offset deposits“). Letztere tragen deutliche Kennzeichen autometamorpher Umbildung, führen auch z. T. andere Nickelerze und Kobalterze, die diese gangförmigen Bildungen schon zu den Übergangslagerstätten zur pneumatolytischen und z. T. sogar zur hydrothermalen Abfolge stellen. Die Gehalte des Roherzes sind 2,5—3 % Ni und 1,5—2 % Cu. Die Lagerstätte, auf der zahlreiche Gruben bauen, liefert über 80 % der Nickelproduktion der Welt. Die nachgewiesenen Vorräte betragen noch über 200 Mill. t. Nach der Tiefe zu werden die Erze bei gleichbleibendem Nickelgehalt kupferreicher. Die Sulfide enthalten Platinmetalle mit Platin und Palladium etwa zu gleichen Teilen, dazu noch kleine Anteile der anderen Platinmetalle. Sie werden beim metallurgischen Gewinnungsverfahren von Nickel und Kupfer ohne größere Mehrkosten gewonnen. In den Jahren 1938 und 1939 sind je etwa 4000—5000 kg Platin und Palladium gewonnen worden, was für Platin 29 % der Weltproduktion bedeutet, während der Ural jetzt nur noch 20 % erzeugt.

Viele Lagerstätten von Nickelmagnetkieserzen, die aber alle wesentlich kleiner und praktisch heute bedeutungslos sind, gibt es in Norwegen und an vielen anderen Orten. Eine wichtige und größere Nickellagerstätte gleicher Art ist seit einigen Jahren in Petsamo in Nordfinnland bekanntgeworden und wird z. T. abgebaut. Die Erscheinungsformen sind überall ähnlich. Stets sind die Sulfiderze am Rand angereichert, auch gangartige Lagerstätten kommen anderswo vor. Paragenesis und Chemismus ist ebenfalls wie in Sudbury.

9. Platin- und palladiumhaltige Sulfidpyroxenite und Sulfiddiallagnorite (Typus Merensky-Reef).

Durch einen sehr viel höheren Gehalt an Platinmetallen zeichnet sich eine ungeheuer große schichtige Nickelmagnetkieslagerstätte im Bushveld des nördlichen Transvaal aus, der sog. „Merensky-Horizont“ oder das „Merensky-Reef“. Es ist eine sich über hunderte von Kilometern erstreckende konkordante, innerhalb einer stark differenzierten Zone des Bushveldnorits eingelagerte „Schicht“ eines sehr grobkörnigen sulfid- und platinführenden Gesteins. Seine petrographische Natur ist recht gleichmäßig und schwankt nur

zwischen einem pyroxenitischen Diallagnorit und einem etwas basischeren Feldspatpyroxenit.

Seine mittlere Mächtigkeit wechselt zwischen 0,80 und 1,50 m, sie kann aber auch lokal bis 9 m mächtig werden. Das Gestein besteht vorwiegend aus Olivin, Bronzit, Diallag, basischem Plagioklas und Sulfiden. Die Sulfidführung beträgt 2—3%, stellenweise bis 10% des Gesamtgesteins. Sie besteht aus Magnetkies, Pentlandit und Kupferkies, stellenweise auch aus nickelhaltigem Pyrit und unterscheidet sich äußerlich und auch mikroskopisch nicht von den nickelmagnetkiesführenden basischen Gesteinen der vorigen Gruppe. Nur der Anteil Pentlandit: Magnetkies ist im Merensky-Horizont wesentlich größer, nämlich etwa 1:1 bis 1:3, während in den gewöhnlichen Nickelmagnetkieslagerstätten 1 Teil Pentlandit erst auf 15—20 Teile Magnetkies kommt.

Die Metalle der Platingruppe sind entweder gleichmäßig im Gestein verbreitet, oder aber sie beschränken sich auf die oberste, seltener auf die unterste Lage. Der Platingehalt wechselt im einzelnen, aber ist über ungeheurer weite Strecken von erstaunlicher Gleichmäßigkeit. Im Rustenburgdistrikt beträgt er kilometerweit über eine Abbaumächtigkeit von 0,75 m 10 g/t, wobei die untersten 0,30 m sogar 15—20 g/t Platinmetalle enthalten. Der Edelmetallgehalt ist also hier 50—100mal größer als in Sudbury.

Der Hauptteil der Platinmetalle im frischen Gestein des Merensky-Horizontes ist ausschließlich an die älteren Sulfide Nickelpyrit, Magnetkies und Pentlandit gebunden, und zwar sind die Platinmetalle in ihrem Kristallgitter eingelagert. Die oxydischen Erze, insbesondere der Chromit, und die Silikate enthalten praktisch keine Platinmetalle oder nur Spuren davon. Stets ist Platin in der Übermacht. Nächst dem folgen Palladium und Gold, die entweder in etwa gleicher Menge oder nur in $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{2}$ der Platinmenge vorhanden sind. Die anderen Platinmetalle sind etwa nur je $\frac{1}{10}$ des Platins. Sperrylith, Pt As₂, findet sich nur in der Oxydationszone. Andere sulfidisch-arsenidisch-antimonidische eigene Platinminerale kommen als Seltenheiten vor (vgl. Tafel 2). Die Jahresproduktion beträgt zur Zeit etwa 1500 kg Platinmetalle.

In einem, in mancher Beziehung dem Bushveld ähnlichen geologischen Körper, dem „Great Dyke“ in Südrhodesia, kommen ebenfalls solche platinführenden schichtigen Sulfidpyroxenite vor. Auch sind ganz ähnliche Vorkommen im Stillwater-Komplex in Montana, und wahrscheinlich auch in den Noribiski-Bergen am unteren Jenissei in Sibirien vorhanden.

10. Hauptkristallisation der intermediären und sauren Intrusivgesteine.

Die Erstkristallisation der Erze und basischen Silikate, welche die liquidmagmatischen Lagerstätten und ultrabasischen und basischen Intrusivgesteine liefert, geht mit fortschreitender Kristallisation und Differentiation allmählich in die Hauptkristallisation der intermediären und sauren Intrusivgesteine über. Hierbei bildeten sich Augite, Hornblenden, Biotit, Feldspäte und Feldspatvertreter. Es erfolgt dabei eine Konzentration der Elemente K, Na, Ca, Mg, Al, Si. Zusammen mit ihnen scheiden sich diejenigen seltenen und spurenweise vorhandenen Elemente aus, die mit den Hauptelementen isomorph sind: Rubidium und Caesium mit Kalium (in Orthoklas); Strontium und Barium isomorph mit Kalzium (in Plagioklasen); Mangan isomorph mit Fe (in Augiten); Scandium und Titan, isomorph mit Al (in vielen Tonerdesilikaten). Eigent-

liche Rb-, Cs-, Sr-, Ba-, Mn- und Sc-Mineralien liquidmagmatischer Entstehung fehlen deshalb völlig und eine Konzentration dieser Elemente ist innerhalb des liquidmagmatischen Zyklus unmöglich. Andererseits hat Lithium infolge seines großen Atomradius keine starken Isomorphiebeziehungen zu K oder Na, auch ist Beryllium nicht mit Ca oder Mg isomorph und Bor nicht mit Aluminium, so daß die entsprechenden liquidmagmatischen Silikate frei von Li, Be und B sind. Diese Elemente reichern sich in den leichtflüchtigen Bestandteilen an und eigene Li-, Be- und B-Mineralien treten erst in der pneumatolytischen Phase auf.

Diese Hauptkristallisation liefert also nur intermediäre und saure Tiefengesteine, in denen wesentliche, den Durchschnitt übersteigende intramagmatische Konzentrationen anderer Metalle nicht vorhanden sind, und mit denen deshalb keine intramagmatisch-liquidmagmatischen Erzlagerstätten verknüpft sind. — Auf die Petrologie und Petrographie der Eruptivgesteine kann hier nicht näher eingegangen werden. Es sei nur kurz erwähnt, daß die Differentiations- und Kristallisationsverläufe verschieden auftreten können, was im Auftreten oder Fehlen gewisser Mineralien seinen Ausdruck findet. Stets haben alle Eruptivgesteine aus der gleichen geomagmatischen und geotektonischen Epoche und Provinz denselben Charakter. Man unterscheidet so zwei oder drei in Chemismus, Mineralführung und gegenseitiger Verknüpfung verschiedenartige Eruptivgesteinsreihen oder Sippen. Ohne auf Einzelheiten einzugehen, seien hier nur die Haupt-Tiefengesteine der drei heute meist unterschiedenen Reihen nebst ihrem kennzeichnenden Mineralbestand angeführt:

Tafel 6.
Tiefengesteine der Kalkalkalireihe (Pazifische Sippe).

	± Biotit	± Hornblende	± Augit	
	Quarz	Plagioklas	ohne Olivin	mit
Orthoklas ± Plagioklas	Granit	Granodiorit		
Plagio- klase	Trondhjemit Quarzdiorit	Anorthosit (Labradorfels) Anorthositgabbro	Diorit Gabbro- diorit	Olivingabbro Olivinnorit
<div style="display: inline-block; vertical-align: middle; border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 5px;"> Na- reich Ca- reich </div>			Gabbro Norit	
Feldspatfrei			Pyro- xenit Horn- blendit	Peridotit Dunit

Tafel 7.
Tiefengesteine der Natronreihe (Atlantische Sippe).

	Quarz	Alkaliaugite u. -hornblenden (± gew. Augite u. Hornblenden)		
		Orthoklas (oft Na-haltig)	Nephelein u. a. Feldspat-Vertreter	± Olivin
Orthoklas	Alkali-granit Nordmarkit Larvikit	Na-Syenit	Pulaskit Foyait (Nephelein-Syenit) Lardalit	
Plagio-klase	{ Na-reich Ca-reich	Essexit (± Olivin)		
Feldspatfrei		Theralith (± Biotit)		
			Urtit Ijolith	

Tafel 8.
Tiefengesteine der Kalireihe (Mediterrane Sippe).

	Quarz	gew. bis alkalihaltige Augite und Hornblenden Titanaugite		
		Feldspäte	Leuzit, Nephelein + Olivin	
Orthoklas	Quarzsyenit	Kalisyenit	Leuzitsyenit (Borolanit)	
Plagio-klase		Monzonit (Orth. + bas. Plag.)		
		Shonkinit		
Feldspatfrei		Fergusit Missourit		

Zwischengruppe I/II: Liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangslagerstätten.

1. Allgemeines.

Die im Magma stets gelösten leichtflüchtigen Bestandteile können mitunter schon in den basischen Frühdifferentiaten örtlich höhere Konzentrationen erreichen, besonders bei Anwesenheit

größerer Schwermetallmengen im Magma. Es entstehen dann Mineralparagenesen, Mineralumwandlungen, Altersfolgen und Lagerstättenformen, die schon auf pneumatolytische oder sogar hydrothermale Zustandsbedingungen hindeuten. Da es sich zumeist um eine Hydratisierung der liquidmagmatischen Silikate handelt und das Wasser aus dem Magma selbst stammt, redet man von einer „Autohydratation“ oder „Autometamorphose“. Bleiben diese Produkte im Gestein bzw. der Lagerstätte selbst, so ist die Umwandlung „intramagmatisch“. Die Schwermetalle und Schwermetallverbindungen, oxydische sowohl als sulfidische, können dabei wieder in Lösung gehen und umgelagert, ummineralisiert und auch konzentriert werden. Diese Erzminerale sind dann zusammen mit den neugebildeten Silikaten jünger als die liquidmagmatische Generation.

In anderen Fällen war das Magma von vornherein wohl schon reicher an leichtflüchtigen Bestandteilen, so daß auch die oxydischen Erze sich erst später ausschieden und schon im flüssigen Zustand sich von der Silikatschmelze trennen konnten.

Bei einem dritten Typus hat sich bei erheblichen Konzentrationen, die vielleicht durch langdauernde Abkühlungszeiten sehr großer Magmenräume bedingt waren, eine sehr starke gravitative Absinkung von Sulfidschmelzen oder von bereits auskristallisierten Eisen-, Titan- und Chromerzen gebildet. Letztere wurden dann wohl in größeren Tiefen bei den dort herrschenden höheren Temperaturen wieder aufgelöst. Jedenfalls konnten auf diese Weise eigene sulfidische oder oxydische Erzmagmen geschaffen werden. Wurde nun durch tektonische Vorgänge ein solches Erzmagma zu einem selbständigen Nachaußendringen gezwungen, so verhielt es sich rein mechanisch-geologisch nicht anders wie ein Silikatmagma. Infolge seiner hohen Dünflüssigkeit, die durch den Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen noch vergrößert wurde, war es aber zu weit intensiverem Eindringen in das Nebengestein befähigt. Es bildete sich so der Typus der „abgepreßten Erzinjektionen“. Sie enthielten alle eine z. T. sehr erhebliche Menge leichtflüchtiger Bestandteile, so daß pneumatolytische und z. T. sogar schon hydrothermale Paragenesen die Folge waren.

2. Autohydratisierungserscheinungen in liquidmagmatischen Erzlagerstätten.

Aus erzfreien basischen Gesteinen entstehen die häufigen Serpentine, ferner in vorgeschritteneren Stadien auch Serpentin-asbest und Talkschiefer (letztere können z. T. auch durch Dislokationsmetamorphose entstehen). Auch Hornblendisierung, Uralitisierung, Saussuritisierung, Epidotisierung kann auf solche Weise erfolgen.

In Chromitlagerstätten wird bei der Serpentinisierung oder bei noch weitergehender Autohydratation auch Chromit z. T. wieder aufgelöst und scheidet sich als solcher, aber als jüngere allotriomorphe Generation wieder aus, zusammen mit Serpentin, Aktinolith, Chlorit und Magnesit. Die meisten und wirtschaftlich wichtigsten Lagerstätten gehören dieser Fazies an (vgl. S. 27).

In den uralischen Platinduniten wurden ähnliche Erscheinungen beobachtet, ebenfalls in den Dunit Schlotten des Bushvelds. Hier sind sogar die stärksten Platinkonzentrationen immer in der Nähe „pegmatitischer“ Schlieren, die offenbar Anreicherungsstellen der leichtflüchtigen Bestandteile waren.

Auch Titanomagnetit kommt in manchen Lagerstätten als jüngere Generation zusammen mit hydratisierten Silikaten in einer Weise vor, daß seine Abtrennung im flüssigen Zustand als oxydische Schmelze mit reichlich leichtflüchtigen Bestandteilen von der Silikatschmelze wahrscheinlich ist. Als besondere Typen bilden sich dabei rutilführende Titanomagnetitvorkommen und endlich reine Rutillagerstätten in autohydratisierten Gesteinen.

In Nickelmagnetkieslagerstätten sind solche Autohydratationsparagenesen und -erscheinungsformen am längsten bekannt. In den Anfangsstufen sind die Augite randlich in orientierte Hornblende umgewandelt. Weiter bilden sich Hornblende, Biotit, Chlorit und Serpentin und die Sulfide neu, die dann jünger als die neuen Silikate sind. Unter diesen jüngeren Sulfiden tritt Pyrit häufiger auf als bei den rein liquidmagmatischen, wo ja fast stets nur Magnetkies herrscht. Bei intensiverer pneumatolytischer Einwirkung werden die Sulfidlösungen mobiler, sie können an Kontakten, auf Unstetigkeitsflächen und auch weit ins Nebengestein hinein selbständig intrudieren und so dem Typus der abgepreßten Erzinjektionen recht nahe kommen. Dabei nimmt die Zahl der schon ausgesprochen pneumatolytisch-hydrothermalen Erzminerale und Gangarten zu. Von dieser Art sind die „offset deposits“ in Sudbury, aus denen heute ein großer Teil der Förderung stammt (s. S. 31). Auch an anderen Orten sind ähnliche Lagerstätten bekannt.

3. Intrusive Magnetit-Apatitlagerstätten (Typus Kiruna).

Mineralien sind Magnetit (Ti-frei) und Chlorapatit, beide in dem größten Vertreter dieser Art, in Kiruna, so gut wie allein den größten Teil des Fördererzes bildend. Auf anderen Lagerstätten dieser Art ist in wechselnden Mengen Eisenglanz als jüngeres, niederthermales Mineral verbreitet, zum großen Teil aus älterem Magnetit entstanden. Besonders randlich treten dann noch ausgesprochen pneumatolytische Mineralien auch in Gängchen, Schlieren und Trümchen auf: Chlorapatit, Skapolith, Albit, Turmalin und sulfidische Kupfererze. Das direkte Nebengestein ist oft albitisiert und skapolithisiert.

Die Grenzen des Erzkörpers sind meist scharf, oft ist am Liegenden eine Brekzie mit Erz als Grundmasse, am Hangenden sind Injektionsgängen des Erzes. Die Erzmassen sind auf größte Erstreckung oft von erstaunlichster Reinheit. In Kiruna sind Fördererze (A-Erz) bis zu 71 % Fe vorhanden (reiner Magnetit hat 72,4 % Fe), der Durchschnitt des ganzen Erzes hat sogar noch 68 % Fe. Die Form ist die flacher dünner Linsen, an der Grenze zwischen Eruptivgesteinen meist syenitischer Natur, die Übergangsformen zwischen Intrusiv- und Extrusivgesteinen oder sogar richtige Extrusivformen darstellen. Der Grundvorgang der Bildung war zweifellos eine Intrusion eines im flüssigen Zustand abgetrennten Restmagmas, das einen hohen Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen, besonders an Wasser hatte und deshalb eine große Beweglichkeit besaß.

Die Hauptlagerstätte, zugleich eine der größten Metallanhäufungen in der Erdkruste, ist Kiruna in Lappland (Nordschweden), mit den Einzellagerstätten Kirunavaara, Luossavaara, Tuollavaara. Das im Mittel 70 m breite, 50—60° einfallende Erzlager ist durch Oberflächenaufschlüsse, Bohrungen und magnetische Vermessung auf eine Länge von über 15 km und bis zu einer Tiefe von 800 m bekannt. Neben der überragenden Bedeutung als Eisenerzlieferant für europäische, insbesondere die deutschen Hochöfen, spielt Kiruna noch eine besonders wichtige Rolle als Phosphorlieferant. Es werden eine Anzahl Förderklassen unterschieden von A-Erz mit 69—70 % Fe und weniger als 0,025 % P bis zum apatitreichen G-Erz mit 58 % Fe und 2—4 % P. Nach der Tiefe nehmen allerdings die reinen phosphorarmen Magnetiterze zu. Die nachgewiesenen Erzvorräte bis 800 m Tiefe betragen 1,5 Milliarden t.

Weitere schwedische Lagerstätten dieser Art sind Mertainen, Gellivara und Grängesberg, die aber mehr Eisenglanz enthalten und stufenweise auch stärker metamorphosiert sind. Auch in Norwegen (Lofoten), den Vereinigten Staaten von Amerika (Adirondacks), Mexiko (Cerro de Mercado, Durango) und Chile (Algarobo, Tofu), kennt man solche Lagerstätten, die alle wirtschaftlich eine größere, z. T. eine überragende Bedeutung haben.

4. Intrusive Apatit-Nephelin-Lagerstätten (Typus Chibine).

Seit kurzer Zeit ist in den Chibine-Bergen in den Tundren der Halbinsel Kola, östlich der Murmanskbahn und 180 km vom Eismeer entfernt, ein ausgedehntes Vorkommen von Apatit und Nephelin bekanntgeworden, das zweifellos in diese genetische Gruppe gehört. Es ist mit sehr ausgeprägten Natrongesteinen verknüpft (s. Taf. 7) und liegt als ausgedehntes Lager zwischen einem liegenden Urtit (Nephelin + Aegirin) und einem hangenden Nephelinsyenit-Ijolithgestein.

Das Lager ist mehrere Kilometer lang, bis 200 m mächtig und im Einfallen 400 m weit bekannt. Es ist eine obere apatitreiche Lage mit 65 % Apatit und 30 % Nephelin und eine untere doppelt so dicke apatitärmere Schicht mit 45 % Apatit und 30 % Nephelin vorhanden. Kontaktzonen, besonders am Hangenden, und Gängen im Lager enthalten viele pneumatolytische Mineralien. Die reiche Lage hat 26—27 % P_2O_5 , die arme 16—17 %. Große

Anlagen wurden errichtet. Apatit wird von Nephelin durch Schwimmaufbereitung getrennt. 1938 wurden schon 1,8 Mill. t Apatit erzeugt und zum größten Teil als Phosphatrohstoff exportiert. Der abfallende Nephelin dient als Aluminiumrohstoff.

Unter den pneumatolytischen Mineralien kommen einige mit viel Niob (Loparit und Lovozerit) in solchen Mengen vor, daß sie ebenfalls gewonnen werden. Es sollen noch mehr als eine Milliarde t Vorräte da sein.

5. Die ehemalige Gruppe der „Intrusiven Kieslager“.

In den metamorphen Gesteinen der alten Schilde (Fennoskandia, Kanada usw.) kommen Kieslager vor, die als Hauptmineral Pyrit enthalten, zusammen mit Feldspat, Hornblende, Glimmer u. a., die man früher zu den liquidmagmatischen Lagerstätten oder zu dieser Zwischengruppe I/II gestellt hatte. Es wurde neuerdings erwiesen, daß sie primär teils hydrothermal, teils sedimentär entstanden sind, daß sie aber alle metamorph so stark überprägt wurden, daß sie entsprechend dem Plan dieses Buches erst im dritten Hauptteil, in der metamorphen Abfolge besprochen werden (II, 7 und III, 4 bis 7).

Hauptgruppe II. Pegmatitisch-pneumatolytische Lagerstätten.

1. Allgemeines.

Nach Abschluß der Graniterstarrung, z. T. schon in ihren letzten Phasen und zusammenfallend mit der Abspaltung der sauren und ultrasauren Ganggesteine fängt eine zweite Epoche der Lagerstättenbildung an, welche nun vor allem unter dem Einfluß der leichtflüchtigen Bestandteile steht. Diese haben sich mittlerweile in Restschmelzen und magmatischen Restlösungen angereichert, in denen dadurch sehr hohe Innendrucke entstehen. Das grundsätzliche physikalisch-chemische Verhalten der an leichtflüchtigen Bestandteilen reichen Restschmelzen ist heute im wesentlichen als aufgeklärt zu betrachten. Es findet danach unmittelbar im Anschluß an die Graniterstarrung zunächst eine Ausstoßung kieselsäurereicher, aber schon mit leichtflüchtigen Bestandteilen sehr stark versetzter Magmenrestlösungen statt. Sie ergießen sich teils in die radial und tangential im Eruptivkörper und im Vorland aufreißenden Kontraktionsrisse und magmatektonischen Klüfte, teils durchdringen sie diffusionsartig größere Teile der Randzonen des Eruptivkörpers. Es bilden sich auf diese Weise die Pegmatitgänge und die pegmatitischen und miarolitischen Zonen innerhalb der Eruptivgesteine. In ihnen sind alle jene Elemente angereichert, die wegen der ganz verschiedenen Ionengrößen und Wertigkeiten nicht isomorph mit den Hauptelementen der Hauptkristallisation sind und deshalb nicht in fester Lösung in die gesteins-

bildenden Mineralien der Eruptivgesteine eintreten konnten, besonders Lithium, Beryllium, Zirkon, Thorium, Niob, Tantal, Uran und die seltenen Erden.

In den weiteren Stadien treten die Silikate immer mehr zurück und es reichern sich zusammen mit den oben genannten Elementen immer mehr die eigentlichen leichtflüchtigen Bestandteile des Magmas an, also H_2O , H_2S , SO_2 , CO , CO_2 , HF , HCl usw. In ihnen sind noch zurückgebliebene Schwermetalle und Metalloide gelöst, die schon früh mit den leichtflüchtigen Bestandteilen leichtflüchtige Verbindungen, wie Metallchloride, Metallfluoride usw. eingegangen sind. Das sind Molybdän, Wolfram, Zinn, Kupfer und Gold, ferner Wismut, Arsen und Schwefel. Blei und Silber sind hier spärlicher vertreten.

Bei gewissen Verhältnissen des Außendruckes zum Innendruck finden bei der weiteren Abkühlung auch plötzliche Siede- und Destillationsvorgänge statt, wobei diese leichtflüchtigen Bestandteile nacheinander abdestillieren und in Gangspalten und zwischen die Schichtfugen des Nebengesteins eingepreßt werden können. Es entstehen auf diese Weise die großen und wichtigen Gruppen der pneumatolytischen Gänge von dem Typus der Zinnerzgänge, Wolframgänge, Molybdängänge und der turmalinführenden Kupfer-Gold-Blei-Silbergänge mit den typomorphen Gangarten Lithiumglimmer, Topas, Turmalin u. a.

Treffen die leichtflüchtigen Bestandteile hierbei auf ein reaktionsfähiges Gestein, welches das Gasgleichgewicht der leichtflüchtigen Bestandteile zu stören imstande ist, wie es z. B. bei Kalken und Dolomiten der Fall ist, so können sich topomineralische Reaktionslagerstätten bilden, deren Eigenarten und Paragenesen auf der Wechselwirkung der durchstreichenden leichtflüchtigen Bestandteile mit den Karbonaten beruhen. Es findet dabei eine Verdrängung der Kalke und Dolomite durch Kalk- und Magnesiasilikate und durch oxydische und sulfidische Erze statt und es entsteht der Typus der pneumatolytischen Verdrängungslagerstätten oder der kontaktpneumatolytischen Lagerstätten (auch oft als „kontaktmetasomatische“ oder einfach als „Kontaktlagerstätten“ bezeichnet).

In ihnen finden sich: Magnetit, Eisenglanz, Zinkblende, Kupferkies, Gold, Scheelit, seltener Bleiglanz und Manganerze.

Man rechnet im allgemeinen den Wirkungsbereich der pneumatolytischen Vorgänge so weit, als die bor-, fluor- und lithiumhaltigen Mineralien Turmalin, Topas, Lithiumglimmer, Spodumen, Apatit usw. und die mit ihnen verknüpften Erze Zinnstein, Wolframit, Molybdänglanz, Magnetit, Magnetkies reichen. In den Kontaktlagerstätten treten dazu noch als charakteristische Begleitmineralien die Kalk- und Magnesiasilikate. Es scheint, als

ob die untere Temperaturgrenze dieser solchermaßen abgegrenzten und gekennzeichneten pneumatolytischen Lagerstätten ungefähr die kritische Temperatur des Wassers ist, das ja ein Hauptbestandteil der leichtflüchtigen Stoffe ist. Man kann natürlich bei den komplexen Lösungen, um die es sich hierbei handelt, nicht eine bestimmte Temperatur angeben, doch dürfte die untere Temperaturgrenze der pneumatolytischen Lagerstätten auf das Gebiet zwischen 400 und 350° anzusetzen sein. Nach oben gehen sie über die Pegmatite in die sauersten Granittypen über, deren Enderstarrung bis zu 600° herunterreicht, während die eigentlichen Pegmatite den Schwerpunkt ihrer Bildung bei 600°—500° haben dürften.

Entsprechend der physikalisch-chemischen Eigenart und der äußerst großen Empfindlichkeit dieser Bildungen auf einen geringen Wechsel in den Zustandsbedingungen sind rasche Übergänge der verschiedenen Gruppen untereinander sowie Mischformen und endlich auch Übergangslagerstätten in die nächste große Gruppe der hydrothermalen Lagerstätten überaus häufig. Übergänge und Zwischenformen der pneumatolytischen Lagerstätten untereinander werden im folgenden gleich bei den einzelnen Typen abgehandelt, während die pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten in einem eigenen Abschnitt besprochen werden.

2. Pegmatitgänge und pegmatitische Lagerstätten, Allgemeines.

Pegmatite sind liquidmagmatisch-pneumatolytische Mischgesteine, die oft in Gangform granitische, syenitische oder nephelinsyenitische Muttergesteine und ihre Nebengesteine durchsetzen, vielfach auch als verschwimmende Schlieren in den Randzonen des Muttergesteins liegen, oder endlich als zuckerkörnig-drusige („miarolitische“) Zonen größere Randpartien des Muttergesteins bilden. Ihre Formen sind ungemein mannigfaltig und oft auf kurze Erstreckung ganz wechselnd. Scharfbegrenzte, planparallele Gänge, an- und abschwellige Gänge, gefältelte Gänge, ebene, gekrümmte und gefältelte Linsen, dazu noch häufig Mischgänge mit aplitischem Material am Salband und inneren pegmatitischen Massen, häufig ganz im Innern Drusen mit herrlichen Kristallen (Edelsteine!) oder auch als innersten Kern eine Quarzmasse oder ein Quarzband enthaltend. Das Nebengestein durchsetzen sie längs und quer, oder schmiegen sich den ebenen oder gefältelten Schieferungsflächen ein, oft mit Auftreibungen an den oberen Umbiegungsstellen. Sie haben wechsellörnige, häufig grob- bis riesenkörnige Struktur, außerordentlich großen Wechsel auf kurze Entfernung in Korngröße, Gefüge und Mineralbestand. Der Mineralbestand ist eine Mischung von Mineralien der Spätkristallisation (im Falle der

häufigsten Granitpegmatite Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Kaliglimmer) mit typomorphen pneumatolytischen Mineralien. Neben einer ausgesprochenen Gleichzeitigkeit der Kristallisation der Gemengteile finden sich auch häufig Anzeichen späterer Umbildung: Autohydratationen oder andere Zufuhren jüngerer Mineralien und Verdrängung älterer, bis zur Zufuhr rein hydrothermalen Stoffe. Besonders die hübsche und regelmäßige Verwachsung von Quarz mit Mikroklin, Perthit oder Orthoklas im „Schriftgranit“ ist häufig durch solche Verdrängung entstanden, in anderen Fällen aber auch zweifellos gleichaltrig. Sehr häufig sind kleine miarolitische Poren und größere Drusen, in die aus der derben Pegmatitmasse heraus kristallographisch gut ausgebildete Mineralien in oft großen und schönen Kristallen hineinragen.

Meist sind die Pegmatite verknüpft mit den sauersten massigen Eruptivgesteinen der betreffenden Gegend, aber immer jünger als diese: mit Graniten der verschiedenen Provinzen, Alkalisyeniten und Nephelinsyeniten, seltener mit Dioriten, Monzoniten oder Gabbros. Die provinzielle Verschiedenheit der Muttergesteine prägt sich im Mineralbestand der Pegmatite z. T. noch viel entschiedener aus. Übergänge zu den pneumatolytischen Gängen i. e. S. und auch zu hydrothermalen Paragenesen sind häufig. Wenn pegmatitische Lösungen in tieferen Niveaus bei hohen Drucken injiziert werden, verteilen sie sich gern parallel den Schichtfugen und den Bewegungsflächen des Nebengesteins oder imprägnieren dieses mehr oder weniger völlig, wobei „Injektionsgneise“, „Mischgneise“, granitisierte oder feldspatisierte Gesteine entstehen. Diese Bildungen gehören meist dem tieferen bis tiefsten Grundgebirge an. Neben dem formalen Unterschied gegen die oben beschriebenen pegmatitischen Bildungen im engeren Sinne sind sie fast stets durch das Fehlen oder völlige Zurücktreten besonderer typomorpher Pegmatitminerale gekennzeichnet. Z. T. sind es „Pseudo-Pegmatite“, die Teilschmelzen der sogenannten „Anatexis“, d. h. der Wiederaufschmelzung im tieferen Grundgebirge, sind (siehe metamorphe Abfolge III, 1, S. 247).

Die Pegmatite sind ungeheuer weit verbreitet und finden sich in den Randzonen wohl aller Granitmassive und in ihrer näheren Umgebung oft zu hunderten und tausenden. Meist allerdings sind es nur Feldspatpegmatite mit oder ohne schwarzem Turmalin. Die anderen kennzeichnenden Mineralien sind viel seltener und provinziell beschränkt, meist so, daß alle zu einem Intrusivkörper gehörigen Pegmatite denselben geochemischen und mineralparagenetischen Charakter aufweisen. Sie gehören zu den schönsten und artenreichsten Mineralfundpunkten.

Bekannte Pegmatitprovinzen sind Südnorwegen, Schweden, Ural, Kolahalbinsel, Madagaskar, südwestafrikanische Namib, Black Hills in Süddakota usw.

3. Die Pegmatite als Rohstoffträger.

Eine Einteilung müßte die Zugehörigkeit zu den genetisch verschiedenen Magmengruppen, den Gang der Differentiation, den geochemischen Charakter und die Paragenesis berücksichtigen. Trotz mancher Ansätze dazu ist sie heute für die Gesamtgruppe noch nicht durchzuführen. Im folgenden seien die Haupttypen rein nach den praktischen Verwendungszwecken aufgezählt. Sie sind als Rohstoffträger sehr bedeutungsvoll. Eisenerze fehlen ganz in ihnen, Nichteisenmetalle treten sehr zurück. Dafür sind gewisse seltene Leichtmetalle in ihnen vorhanden, auch ab und zu Edelmetalle, sowie vor allem die seltenen Erdmetalle. Besonders sind aber die Pegmatite Edelsteinfundpunkte erster Ordnung und sind auch wichtige Fundpunkte wertvoller Nichterze der verschiedensten Art.

1. Pegmatite mit Erzen der Nichteisenmetalle und Stahlveredlungsmetalle.

Zinnpegmatite mit Zinnstein, Li-Glimmer, Topas, Flußspat, Wolframit \pm Molybdänglanz. Örtlich bedeutend als Zinnlieferant (Elba, Deutsch-Südwestafrika, Nördl. Bushveld, Südwestuganda, Maine, USA., Bolivien).

Wolframitpegmatite und Molybdänpegmatite. Wie die vorigen, nur mit Vorherrschaft der namengebenden Erze. Selten.

Titanpegmatite mit Rutil. An Gabbros gebunden. Selten.

Kupfererzpegmatite mit Kupferkies, Buntkupfer und Hoch-Kupferglanz, Eisenglanz, Arsenkies, Kobaltkies. Sie bilden meist nur eine Fazies der wichtigeren turmalinführenden Kupferkiesgänge und kommen selten vor.

2. Pegmatite mit Mineralien der Seltenen Erden.

Niobat-Tantalatpegmatite, gebunden an Alkaligranite. Äußerst mineralreich, mehrere Untertypen. Südnorwegen (Tvedestrand, Arendal, Hitterö, Kragerö, Risör, Evje, Fredrikshald usw.), Südschweden (Ytterby, Finbo, Broddbo), Madagaskar. — Columbit wird besonders in Nigeria, Tantalit in Westaustralien gewonnen.

Zirkoniat-Titanat-Pegmatite, gebunden an Alkalisyenite und Nephelinsyenite. Äußerst mineralreich. Südnorwegen (Fredriksvärn), Grönland, Miask i. Ural.

3. Edelmetall-Pegmatite.

Goldpegmatite mit Gold, Magnetkies, Kupferkies, Arsenkies, Pyrit. Hierher gehört die wichtige und große Goldlagerstätte Passagem in Brasilien, ferner Beresowsk i. Ural, Silver Peak i. Colorado.

Gold-Scheelitpegmatite, noch mit Scheelit und Kupfersulfiden. Selten und unwichtig.

4. Pegmatite mit Leichtmetallerzen.

Lithiumglimmerpegmatite mit Lepidolith und Zinnwaldit, besonders in Zinnerzgebieten (Altenberg u. a. Orte im Erzgebirge, Cornwall).

Spodumenpegmatite mit Spodumen (Riesenkristalle bis 16 m lang und 2 m dick!) und vielen anderen seltenen Mineralien (Ettamine u. a. in den Black Hills, Süddakota, Embudo in Neumexiko).

Amblygonitpegmatite mit Amblygonit und vielen anderen Mineralien (Caceres, Spanien; Black Hills).

Beryllpegmatite mit Beryll, Turmalin, Rosenquarz u. a. Brasilien, Argentinien, Deutsch-Südwestafrika.

Kryolithpegmatite mit dem in der Aluminiumindustrie unentbehrlichen Kryolith (nur Ivigtut, Grönland).

5. **Edelsteinpegmatite.** Turmalinpegmatite, Topaspegmatite, Beryllpegmatite, Rosenquarzpegmatite, oft mit allen Edelmineralien, auch wohl getrennt, dazu noch zahlreiche andere Mineralien. Die eigentlichen Edelsteinpegmatite liegen meist nur dann vor, wenn die im eingewachsenen Zustand meist trüben Edelmineralien in Drusen ragen und dann klare verschleifbare Kristallendigungen haben (Namib i. Deutsch-Südwestafrika, Ural, Madagaskar, Brasilien). Andere Gruppen sind die Mikroklin-(Amazonit-) Pegmatite (Ural, Pikes Peak i. Col.) und die mit Kunzit (Rosaklarer Spodumen).
6. **Glimmerpegmatite** mit Muskowit-, Phlogopit- und Biotitafeln. Wirtschaftlich wichtig sind die Muskowite und hellen Phlogopite, die oft bis 1 m² groß werden (Bengalen, Ceylon, Ulugurugebirge i. Deutsch-Ostafrika).
7. **Feldspatpegmatite**, meist nur Quarz und Alkalifeldspäte (Orthoklas, Mikroklin, Perthit), oft schriftgranitisch verwachsen. Die Kristallindividuen sind oft außerordentlich groß, bis zu vielen Kubikmetern. Zahlreiche Fundpunkte in Norwegen und anderen Orten, als Rohstoff für keramische Zwecke sehr wichtig.
8. **Pegmatite mit anderen Rohstoffen.**

Apatitpegmatite mit Chlorapatit, Rutil, Titaneisen, Skapolith, an Gabbros gebunden, wichtige Apatitlieferanten für Phosphatdünger (Bamle in Norwegen).

Granatpegmatite, mit verschiedenen Granaten. SO der Vereinigten Staaten, dort wird Granat als Schleifmittel verwandt.

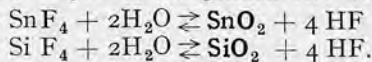
Korundpegmatite, an Alkalisyenite und Nephelinsyenite gebunden. Ontario in Kanada. Ilmengebirge im Ural. Z. T. wird Korund als Schleifmittel gewonnen.

Tonerdesilikatpegmatite mit Disthen, Sillimanit, Andalusit, Dumortierit, die als hochfeuerfeste Stoffe benutzt werden. USA.

Graphitpegmatite mit gewinnbarem Graphit (Ceylon, Kanada).

4. Pneumatolytische Gänge und Imprägnationen, Allgemeines.

Die weiteren Magmendestillate verlieren rasch die bei den Pegmatiten noch deutlich erkennbaren Ähnlichkeiten mit Eruptivgesteinen. In den Lösungen herrschen die leichtflüchtigen Bestandteile entschieden. Es dürften hauptsächlich Fluoride und Chloride von Schwermineralien, ferner Bor, Lithium, Phosphor, vor allem aber große Mengen SiO₂ und H₂O sein, alles im überkritisch-fluiden Zustand ineinander gelöst. In diesem Temperatur-Druckgebiet sind diese Stoffe auf geringe Änderungen der Zustandsbedingungen äußerst empfindlich, die Gleichgewichte können plötzlich sich umkehren und die Ausscheidung schwerlöslicher Stoffe, wie Quarz, Zinnstein, Eisenglanz usw. findet statt. Schematisch kann man dies durch Reaktionsgleichungen der folgenden Art versinnbildlichen:



Infolge der starken Säuren, die hier frei werden, findet eine starke pneumatolytische Zersetzung des Nebengesteins statt, eine Topasierung, Turmalinisierung, Verglimmerung, Zinnsteinimpregnation (= Greisen- und Zwitterbildung). Es sind hauptsächlich zwei provinziell getrennte Gruppen vorhanden, von denen die Typen jeder Gruppe untereinander Übergänge bilden. Die eine wird durch die Lagerstätten der fluorhaltigen Zinnsteinparagenese gebildet und enthält die Zinn-, Wolfram- und Molybdänlagerstätten. Die andere sind die borhaltigen turmalinführenden Quarzgänge mit Schwermetallen: Gold, Kupfer, Blei-Silber, Wismut und Kobalt.

Als dritte Hauptgruppe der pneumatolytischen Bildungen können wir noch die aus den Pegmatiten durch Verschwinden der Feldspäte und Glimmer hervorgehenden Gangtypen erwähnen: Quarzgänge mit Mineralien der seltenen Erden, Spodumen, Turmalin, Topas, Beryll, Granat, Tonerdesilikate, Graphit, usw.

5. Zinnerzlagerstätten.

Sie stellen die wichtigste pneumatolytische Lagerstättengruppe dar und sind die Hauptprimärlagerstätten für Zinn. Mineralien der pneumatolytischen Phase sind Zinnstein, Wolframit, Molybdänglanz, Scheelit, Wismut, Eisenglanz, Quarz, Lithiumglimmer, Topas, Turmalin, Magnetkies. Dann kommen pneumatolytisch-hydrothermale Zwischenbildungen wie Arsenkies, Scheelit, Flußspat, Wismutglanz, und dann fast überall noch jüngere hydrothermale Erze und Gangarten, besonders Sulfide: Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Zinnkies, Bleiglanz, ferner Serizit, Chlorit und Carbonate. Zinnstein kommt ab und zu auch noch in einer jüngeren hydrothermalen Generation mit anderer Tracht vor. Die Nebengesteine sind stets intensiv zu Glimmerfels, Topasfels, Turmalinfels und Zinnfels umgewandelt. Hierbei sind insbesondere die Feldspäte umgebildet. Diese meist zinnerzführenden Umbildungszonen werden wohl auch als „Greisen“ (grobkörnig) oder „Zwitter“ (feinkörnig) bezeichnet.

Die Zinnerzlagerstätten sind stets gebunden an die äußeren höchsten Teile von Granitkuppeln und an ihr unmittelbares Dach, sind also perimagmatisch und gehören dem akro-bisepibatholithischen Stockwerk an. In den Granit setzen sie nicht sehr tief hinein und im Nebengestein gehen sie oft nach außen hin bald in andere rein hydrothermale Typen über. Die Muttergesteine sind stets saure granitische Gesteine, die örtlich auch mehr porphyrischen Charakter tragen können, stets noch intrusiv sind, aber häufig erst in sehr geringem Niveau erstarrt sind. Stets sind die Zinnerzlagerstätten mit den sauersten und jüngsten Graniten der ganzen magmatischen Abfolge verknüpft. Der Form nach sind echte Spaltengänge sehr häufig, Ausfüllungen radialer \pm vertikal stehender Klüfte und tangen-

tialer flachgeneigter Bankungsflächen, beide öfters zusammen vorkommend und dann „Stockwerke“ bildend. Die Gänge selbst sind gern symmetrisch-lagenförmig, mit scharfem Salband, aber mit weit ins Nebengestein hineinreichender Vergreisung und Zinnerz-Imprägation. Auch ganz schmale Zinnerzstreifen in breiten Greisenzonen sind häufig. Ferner kommen in manchen Bezirken auch verschwommene Imprägnationsmassen vor, die nur sehr wenig Zinnerz führen, aber wegen ihrer großen Massen wirtschaftlich wertvoll sind. Endlich sind Erzschläuche oder Erzschorneusteine bekannt, die konzentrisch-schalig mit hochhaltigen Zinnerzmassen und nach der Mitte zunehmenden Mengen hydrothermalen Mineralien gefüllt sind.

Vorkommen: Die alten Bezirke des Erzgebirges und z. T. auch die von Cornwall sind heute fast ganz erschöpft und abgebaut, wurden aber durch den deutschen Vierjahresplan bzw. in Cornwall während des gegenwärtigen Krieges wieder neu in Betrieb genommen. Die wichtigsten Zinnerzdistrikte sind auf der malaisischen Halbinsel und auf den Inseln Bangka und Billiton, von wo über die Hälfte der Weltproduktion stammt. Allerdings sind es zum großen Teil Seifenlagerstätten, aber die primären Lagerstätten sind vom beschriebenen Normaltypus. Nächstem stammt das meiste Zinn aus Bolivien, wo echte pneumatolytische Zinnerzgänge die untersten Wurzeln von mehr subvulkanisch-hydrothermalen Lagerstätten bilden (siehe S. 107). Weitere ziemlich bedeutende Lagerstätten finden sich in NW-Spanien und N-Portugal, China, Kongobecken, Nigerien, Bushveld in Transvaal (Erzschläuche z. T.) Birma, Siam, Tasmanien und Australien. Die jährliche Gesamtelterzeugung an Zinn betrug in den letzten 15 Jahren zwischen 100000 und 180000 t. Die Produktion von 154000 t in 1938 verteilte sich folgendermaßen:

Malaya	29,0 %	Belgisch-Kongo	5,0 %
Ehem. Niederl.-Indien	18,0 %	Britisch-Indien	2,9 %
Bolivien	17,0 %	Australien	2,0 %
Thailand	9,0 %	England	1,3 %
China	8,0 %	Übrige Länder	1,8 %
Nigeria	6,0 %		100,0 %

Die Weltvorräte an Zinn sind nicht sehr erheblich, neue große Lagerstätten sind kaum aufzufinden (U.S.A. und Sowjetunion haben trotz größter Anstrengungen in ihren großen Gebieten nichts gefunden!). Zinn wird wohl das erste wichtige Gebrauchsmetall sein, das ganz erheblich verknappt wird.

6. Wolframlagerstätten.

Viele Zinnerzlagerstätten enthalten im ganzen oder stellenweise soviel Wolframit, daß sie auch als Wolframlieferanten dienen, so Cornwall, Erzgebirge (wo Wolframit aus den alten Zinnerzhalden gewonnen wurde), Australien. Es finden sich aber auch reine Wolframitgänge von ähnlicher Paragenesis wie die Zinnerzgänge, aber fast ganz ohne Zinnerz. Sie haben zum großen Teil andere Gangstrukturen, weil die Wolframitkristalle meist langstenglig und säulenförmig sind und oft ganz bedeutende Größen erreichen. Auch ist die Mineralzusammensetzung häufig viel einfacher und

besteht vielfach nur aus Quarz, Wolframit und Turmalin, die man beide wegen ihrer schwarzen Farbe leicht verwechseln kann. Die Nebengesteine sind oft stark turmalinisiert. Der Metallgehalt ist durchweg viel höher als in den Zinnerzgängen.

Wolframitgänge finden sich in Nordwestspanien, Portugal, China, Birma und in Argentinien, auch in den Vereinigten Staaten von Amerika. Ein großer Teil der nordamerikanischen Wolframproduktion stammt allerdings von den kontaktpneumatolytischen Scheelitlagerstätten. Die Wolframproduktion ist in den letzten Jahren vor dem Krieg stets gestiegen und dürfte während des Krieges noch ganz erheblich weiter angestiegen sein. Die Produktion 1937, die 35300 t WO_3 betrug, verteilte sich folgendermaßen:

China	50,7%	Bolivia	5,1%
Birma	10,2%	Malaya	3,3%
USA.	9,0%	Australien	2,2%
Korea und Japan	7,9%	Übrige Länder	4,1%
Portugal	7,5%		<hr/> 100,0%

7. Molybdänlagerstätten.

Auch Molybdänglanz kommt in den Zinnerz- und Wolframitgängen vor und kann mit diesen Erzen z. T. gewonnen werden. Meist findet er sich aber in pneumatolytischen, sonst fast erzfriren reinen Quarzgängen, z. T. zusammen mit Wismuterzen. Die Hauptlagerstätte, die 1938 etwa 93% der Weltproduktion erzeugte, ist die Climax-Mine, Col., USA. Sie bildet einen fast ganz verquarzten kegelförmigen, nach oben sich verjüngenden Stock in einem Granit, dessen äußerer Mantel, wo zahlreiche Quarztrümchen mit Molybdänglanz den weniger stark umgewandelten Granit durchsetzen, die Hauptmasse des Erzes liefert. Molybdänergänge sind dann noch in Norwegen (Knabengruppe), Korea, Kanada und Neusüdwaales in Australien.

8. Turmalinführende Schwermetallgänge.

Während die eben genannten Typen aufs engste miteinander verwandt sind, in den gleichen Provinzen vorkommen und dauernd Übergänge zeigen, haben sie mit den nachfolgenden Typen kaum irgendwelche Beziehungen. Übergangsglieder treten ganz zurück und beide Typen gehören meist verschiedenen Provinzen an. Untereinander zeigen aber auch die turmalinführenden Schwermetall-Quarzgänge alle möglichen Übergänge. Die Lagerstätten bilden oft keine eigentlichen Gänge, sondern langlinsenförmige hintereinandergereihte konkordante Körper im schiefrigen und metamorphen Nebengestein. Lagentextur fehlt in der Gangmasse, die meist massig entwickelt ist.

Turmalinführende Gold-Quarzgänge. Sie gehen unmittelbar aus den Goldpegmatiten hervor, mit denen sie vielerorts zusammen vorkommen. Neben vorherrschendem Quarz kommen

hochthermale Sulfide, Magnetkies, Arsenkies, Molybdänglanz, Pyrit, ferner Magnetit, Turmalin, Granat, Spinell, Albit vor. Jüngere hydrothermale Paragenesen mit Karbonspäten, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz sind häufig. Das Nebengestein ist turmalinisiert, auch biotitisiert.

Weit verbreitet in den südlichen Appalachen in den Staaten Maryland bis Alabama, ferner in Ontario im Michipicotan-Distrikt und im Porcupine-Distrikt, wo reiche und große Goldgruben auf ihnen sitzen. In den Kordillieren findet man sie in Süddakota, Wyoming und vor allem im südöstlichen Alaska (Treadwellmine). Wahrscheinlich gehören auch die ältesten Phasen der Goldtellurgänge von Coolgardie und Kalgoorlie in Westaustralien zu diesem Typus, die allerdings den Höhepunkt der Entwicklung in einer nachfolgenden hydrothermalen Phase hatten. Eine große Goldlagerstätte dieses Typus ist das Kolar-Goldfeld in Mysore (Britisch-Indien), ferner gehören zahlreiche sibirische Goldvorkommen hierher.

Turmalinführende Kupferquarzgänge. Der vorige Typus geht durch Zunahme der Kupfererze in eigentliche Kupfergänge über. Neben Kupferkies kommen auch Buntkupfer, Kupferglanz, Eisenglanz, Magnetit und Kobaltkies vor, alle mehr oder weniger goldhaltig.

Die Goldgänge von Passagem gehen in Kupfergänge dieser Art über. Reinere Typen finden sich in Britisch-Columbia (Rossland), ferner im Cobardistrikt, Neusüdwaes, endlich sind eine größere Anzahl z. T. bedeutender Lagerstätten dieser Art aus Japan bekannt.

Turmalinführende Blei-Silberlagerstätten sind seltener zu erwarten, da die Hauptbildungsphase von Bleiglanz erst ins hydrothermale Gebiet fällt. Doch kennt man einen sehr großen und bedeutenden Lagerstättendistrikt, den Helenadistrikt in Westmontana, wo Turmalin-Quarzgänge in turmalinisierten Nebengesteinen reichlich Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Fahlerz und Bleiglanz mit hohem Silbergehalt führen.

Turmalinführende Wismutglanzgänge sind in der Umgebung des 4900 m hohen Tasna in Bolivien. Wismutglanz, Wolframit und Arsenkies mit seltenen Sulfiden bilden die Hauptminerale. Die Grube lieferte jahrelang fast alles Wismut, ist aber heute fast ganz erschöpft.

Andere turmalinführenden Formationen sind selten und bedeutungslos.

9. Kontaktpneumatolytische Verdrängungslagerstätten. Allgemeines.

Die aus einem erstarrenden Magma ins Nebengestein entweichenden leichtflüchtigen Bestandteile werden an gewissen porösen und klüftigen Stellen des Nebengesteins plötzliche Druckentladungen und damit Verdampfungs- und Destillationserscheinungen erfahren. Ist das Nebengestein infolge seines Chemismus imstande, mit den eindringenden Lösungen zu reagieren, so werden diese dort aufgefangen, gesammelt und es können sich an solchen Stellen starke Anreicherungen von Metallverbindungen bilden, während in den Lösungen nur ganz geringe Konzentrationen zu sein brauchen.

Das Schema solcher Verdrängungsreaktionen im Kontakthof kann man gut am Beispiel der Zinkerzneubildung zeigen. Wenn in den magmatischen

Gasen, die unmittelbar nach der Erstarrung des Eruptivgesteines austreten und durch Spalten im Nebengestein abströmen, Zinkchlorid oder Zinkfluorid und Schwefelwasserstoff vorhanden sind, dann besteht folgende Reaktionsgleichung:



Bei hohen Temperaturen, wie sie den pneumatolytischen Vorgängen entsprechen, liegt das Gleichgewicht entschieden auf der linken Seite der Gleichung. Somit treffen wir Zinkblende in den pneumatolytischen Gängen, wie sie eben erwähnt wurden, so gut wie gar nicht. Sondern die Zinkblendeabscheidung in großem Umfang, d. h. die Verschiebung des Gleichgewichts in obiger Gleichung auf die rechte Seite, kann nur unter zwei Bedingungen stattfinden: Zunächst bei geringerer Temperatur, also in weiterer Entfernung vom Magmenherd, wenn die Lösungen schon abgekühlt sind. Das ist der Fall der im nächsten Kapitel zu besprechenden hydrothermalen Erzbildung, wo Zinkblende in großen Mengen und an vielen Orten sich gebildet hat. Aber auch bei hohen pneumatolytischen Temperaturen kann dann eine Zinkblendeabscheidung stattfinden, wenn der gleichzeitig gebildete Chlorwasserstoff sofort neutralisiert wird. Das geschieht z. B. durch Kalk. Streicht das pneumatolytische Gasgemisch obiger Gleichung also durch Kalke, so zersetzt die sich bildende Salzsäure den Kalkstein und zugleich setzt sich an die Stelle des aufgelösten Kalkes Zinkblende nieder. Die Zinkblende verdrängt den Kalk, und deshalb bezeichnet man solche Lagerstätten als pneumatolytische Verdrängungslagerstätten. Weil naturgemäß diese hochtemperierten Vorgänge mit Vorliebe am Kontakt oder in der Nähe des Kontaktes zum eruptiven Muttergestein auftreten, spricht man von „kontaktpneumatolytischen Verdrängungslagerstätten“ (kurz auch oft von Kontaktlagerstätten). In ihnen ist das Zink also zugeführt. Das durch die Reaktion der Salzsäure mit dem Kalk gebildete CaCl_2 wird als leichtlösliches Salz entweder mit den Lösungen weiter weggeführt, oder es reagiert mit Silikaten des Nebengesteins und findet sich auf solchen Lagerstätten dann oft in großen Massen als Skapolith (CaCl_2 -haltiges Ca-Silikat). Statt ZnCl_2 war in dem ursprünglichen Gasgemisch auch oft ZnF_2 vorhanden, was aus dem reichlichen Auftreten von Flußspat neben Zinkblende hervorgeht, der als schwerlösliches Mineral sich sofort an Ort und Stelle durch die Wechselwirkung zwischen der neuentstandenen Flußsäure und dem Kalk entsteht. Selbstverständlich spricht ein Fehlen von Skapolith oder Flußspat nicht gegen obige Zusammensetzung der Lösungen, da ihre sofortige Ausscheidung durch andere Beimischungen verhindert werden kann.

Mineralbestand. Von sulfidischen Mineralien finden sich: Kupferkies, Pyrit, Magnetkies, Buntkupfer (diese beiden letzteren schließen sich meist gegenseitig aus!), Zinkblende, Molybdänglanz, Arsenkies und seltener Bleiglanz. Ab und zu kommen Mineralien der Kobaltkiesreihe vor. Komplexe Sulfosalze fehlen fast durchweg. — Gold- und Silbergehalte finden sich häufig. Eigene Silbererze fehlen aber meist, und ged. Gold kommt nur auf manchen Typen vor.

Von oxydischen Erzmineralien sind Magnetit (meist titanfrei) und Eisenglanz sehr häufig, Spinelle nicht selten. Nur auf bestimmten Typen treten auf: Wolframit, Zinnstein, Scheelit. Titaneisen fehlt durchweg. Magnetit ist häufig pseudomorph in Eisenglanz umgewandelt („Martit“).

Nichtmetallische Begleitmineralien sind die „Kalksilikate“ oder „Kontaktsilikate“. Das sind wasserfreie Ca-Mg-Fe-Silikate: Granat

(Andradit und Grossular), Augite (Diopsid, Hedenbergit und Wollastonit), Hornblenden (Tremolit und Aktinolith), ferner Epidot, Zoisit, Vesuvian, Lievrit (Ilvait), Forsterit. — Von Cl-, F- und B-haltigen Mineralien sind Skapolith, Chondroit, Flußspat, Axinit, Ludwigit wenigstens örtlich häufiger, während Topas und Turmalin durchweg selten und spärlich sind. Von gewöhnlicheren Mineralien sind Kalkspat, Dolomit, Feldspäte und Glimmer, besonders Phlogopit häufig, während Quarz überall nur spärlich auftritt. Der sich oft anschließenden hydrothermalen Phase gehören bereits Serpentin und Chlorit, auch Serizit als Umbildungsstoffe der älteren Silikate an.

Innerhalb der Kontaktparagenese besteht eine ganz ausgeprägte Altersfolge. Die Kontaktsilikate samt Magnetit sind durchweg älter als die Sulfide. Magnetit nimmt eine mittlere Stellung ein. Innere Mineralumsetzungen sind häufig (Oxydation von Magnetit zu Eisenglanz, die sogenannte Martitisierung; Entmischungen in Kupferkies, Magnetkies und Zinkblende). Die Bildungstemperaturen der Kontaktsilikate und des Magnetits bis zum Beginn der Sulfidbildung fallen in den Bereich 800—600°. Die Sulfide sind bei tieferen Temperaturen gebildet. Sie sind in der auch von hydrothermalen Lagerstätten her bekannten Altersfolge ausgeschieden: Arsenkies, Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz. Nach den inneren Mineralkennzeichen, dem Verhältnis der Sulfide zu den Kontaktsilikaten und nach der Paragenese muß man scharf zwischen zwei Gruppen unterscheiden: Die eigentlichen kontaktpneumatolytischen Sulfidlagerstätten, bei denen die Sulfidbildung noch ins hochthermale Gebiet fällt, und Übergangslagerstätten, bei denen zwar die Kontaktsilikate im hochhydrothermalen Gebiet gebildet wurden, die Sulfide aber ganz im mittelthermalen Hydrothermalgebiet gebildet wurden.

Gefüge. Entsprechend der Entstehung zeigen die Kontaktzerze ein kennzeichnendes Verdrängungsgefüge. Die neugebildeten Mineralien sind kristalloblastisch eingewuchert, oft mit großen Porphyroblasten besonders von Granat und Pyrit. Verdrängungen der Kontaktmineralien untereinander und Reaktionsränder sind ungemein häufig. Das ursprüngliche Nebengestein ist thermisch umkristallisiert. Die Korngröße der meisten Kontaktmineralien ist durchweg erheblich. Das allgemeine Gefüge ist meist massig, oft verworren strahlig. Drusen kommen seltener vor. Die harten und zähen Kalksilikatmassen werden in der Lagerstättenkunde oft mit einem alten schwedischen Bergmannsausdruck als „Skarn“ bezeichnet. — In anderen Fällen sind rhythmische Bänderungen und konzentrische Schalen mit verschiedenen Silikaten verbreitet. Schichtung, Klüfte, andere Texturen und Fossilien des ursprünglichen Karbonatgesteins sind sehr häufig erhalten geblieben und getreu abgebildet.

Bei dieser wie auch bei anderen Verdrängungen in Lagerstätten bleibt das Volumen praktisch konstant. Es müssen also erhebliche Zufuhren und Abfuhren stattgefunden haben.

Vorkommen und Formen. Die kontaktpneumatolytischen Paragenesen stehen zwar zumeist in einer erkennbaren Beziehung zur Kontaktfläche eines Intrusivgesteins gegen kalkig-dolomitische Nebengesteine. Im einzelnen sind aber die Bildungsorte und noch mehr die Formen der Lagerstätten äußerst mannigfaltig. Sie können unmittelbar vom Kontakt aus in die karbonatischen Gesteine hineinragen, und der Kontakt selbst kann recht scharf sein, ohne auffällige endogene Umwandlung des Intrusivgesteins. Anderswo sind die Karbonatgesteine unmittelbar am Kontakt nur thermisch verändert, in Marmor umgewandelt, und die Kontaktsilikate nebst Erzen treten erst in einiger Entfernung auf, in wenigen Metern, 30, 50 ja bis zu 100 m von der Kontaktfläche weg. Hier erfolgte der Stofftransport einseitig aus dem Magma ins Nebengestein. Die Erze liegen häufig innerhalb der Kontaktsilikate als einzelne Knollen, Blöcke und große Massen oder die Silikate sind mehr oder weniger gleichmäßig von ihnen imprägniert. In anderen Fällen ist eine deutliche räumliche Trennung der Silikate und Erze vorhanden. Die Erze liegen dann durchweg auf der dem Kontakt abgewandten Seite der Silikate entsprechend ihrer geringeren Bildungstemperatur. Oft gehen sie dann nach außen in rein hydrothermale Gangformationen über.

Scharfe Ecken in der Kontaktfläche sind oft bevorzugte Mineralisierungsstellen, sowohl einspringende Kalkblöcke, die von mehreren Seiten von den leichtflüchtigen Bestandteilen bespült werden konnten, als auch ausgestülpte Granitapophysen, entlang deren diese Stoffe besonders leicht abstreichen konnten. Innerhalb des Nebengesteins wanderten die pneumatolytischen Lösungen besonders den Schichtflächen, Klüften und Verwerfungen entlang. An den Grenzflächen petrographisch verschiedener Gesteine, schieferiger oder mergeliger oder sonstiger Einlagerungen stauten sie sich. Das sind dann alles Stellen bevorzugter Kontaktmineralisation. Von ihnen aus fressen sich die Kontaktsilikate in den Kalk hinein und verdrängen ihn. Oft erfolgte dies auch wieder entlang den Schichtungs- und Klüftungsflächen, so daß gangförmige Lagerstätten, sogar ganze Gangnetze entstehen konnten. Oft ist die Verdrängung aber auch ganz unregelmäßig und launisch, in Schläuchen, Röhren, Platten, Linsen. Sogar einzelne völlig isoliert liegende Knollen von Silikaten und Erzen finden sich in den Kalken, oft konzentrisch-schalig aufgebaut und rhythmisch gebändert.

Gang- und röhrenartige Gebilde deuten noch die Schornsteine und Abzugskamine für die leichtflüchtigen Bestandteile an. Auf ihrem Weg haben sie die Wände angegriffen und in ein oft schalig aufgebautes Haufwerk von Kontaktmineralien umgewandelt. In

schiefrig-sandigen Nebengesteinen mit vereinzelt kalkigen Einlagerungen und Linsen kommen die Kontaktsilikate und Erze nur in diesen vor. Das andere Nebengestein kann dann ganz frei von Kontakteinwirkungen sein und plötzlich kommt in größerer Entfernung vom Intrusivgestein, aber doch noch innerhalb des Kontakthofes, eine Linse oder Schicht von Granatfels, Hedenbergit- oder Epidotfels mit Erzen.

Die seither betrachteten Fälle betrafen exogene Einwirkungen im Kalk; der Stofftransport war einseitig vom Magma zum Kalk hin gerichtet. Es können aber auch die durch die Kontaktreaktionen aus den kalkigen Gesteinen frei werdenden Stoffe, vorzugsweise Ca, Mg, CO₂ und H₂O vom Magma aufgenommen werden und dieses in den randlichen Teilen völlig verändern. Dort bilden sich dann endogene Kontaktsilikate. Dann ist der Übergang Intrusivgestein-Kalk ganz unscharf und verschwimmend, mit den Kontaktsilikaten als Übergangszone. Oft sind diese schalig-lagig angeordnet. An der Eruptivseite sind häufig Quarz, Plagioklase, Epidot, nach dem Kalk Wollastonit und Tremolit, in der Mitte Granate und Augite.

Einen besonderen Fall stellen kleinere oder größere, manchmal auch sehr große Massen von Kontaktsilikaten mit oder ohne Erze dar, die mitten im Intrusivgestein liegen. Es sind losgebrochene Kalkschollen des Daches und der Seitenwände, die beim Hochdringen des Magmas hineinfielen. Sie wirkten als Sammler für die leichtflüchtigen Bestandteile. Ihre in Lösung gehenden Reaktionsprodukte konnten nicht entfernt werden, sondern mischten sich mit dem angrenzenden Magma. So entstanden verschwimmende Massen z. T. sehr kalkreicher Silikate.

Im ganzen sind also die Formen der kontaktpneumatolytischen Lagerstätten sehr unregelmäßig, launenhaft, schwierig vorauszu sehen und zu beurteilen. Der Begutachter solcher Lagerstätten sieht sich immer vor Schwierigkeiten gestellt, die größer sind als bei den meisten Erzgängen. Ebenso unregelmäßig und unberechenbar wie Form und Ausdehnung sind auch meist die Gehalte und das Verhältnis der Einzelmetalle zueinander.

Die Einteilung erfolgt am zweckmäßigsten nach den Hauptmetallen, die zugeführt wurden.

10. Zinnsteinführende Kontaktlagerstätten.

Sie werden aus dem Erzgebirge erwähnt. Die genauere Untersuchung zeigte aber, daß Kontaktsilikatlager in einer späteren Phase von Zinnerztrümmchen mit den üblichen Paragenesen imprägniert wurden. Richtige kontaktpneumatolytische Zinnerzlagerstätten sind aus Deutsch-Südwestafrika, von Perak in Malaya und der Seeward-Halbinsel auf Alaska bekanntgeworden. Sie sind ungemein mineralreich, mit vielen sonst sehr seltenen und ungewöhnlichen Mineralien, zeigen sehr komplizierte innere Verdrängungs- und Umwandlungserscheinungen und eine lange Paragenesenreihe von Kontaktbildungen über pneumatolytische bis zu verschiedentermalen hydro-

thermalen Paragenesen. Die geringen Zinngehalte, die enge Verwachsung mit vielen anderen Mineralien und die geringe Ausdehnung machen die meisten Lagerstätten unbauwürdig; nur in Malaya sind sehr reiche Vorkommen bekannt.

11. Kontaktpneumatolytische Scheelitlagerstätten.

Sie kommen stets unmittelbar an dem Kontakt von Kalken und Dolomiten gegen saure Granite, oft auch in größeren Schollen solcher, die mitten im Granit schwimmen, vor. Die Mineralführung ist sehr reichhaltig, Bormineralien fehlen aber stets. Kennzeichnend ist, daß gegen den Kalk hin ein Tremolit-Wollastonit-Skapolithskarn ohne Scheelit, dagegen an der Granitgrenze ein Granat-Epidot-Hedenbergitskarn mit Scheelit, Magnetkies, Pyrit, Molybdänglanz, Kupferkies, Bleiglanz ist. Das Fördererz enthält 0,5 bis 2,0 % WO_3 . Neuerdings sind in den Vereinigten Staaten von Amerika (Kalifornien, Nevada, Nordwestutah) eine große Menge dieser früher stets übersehenen Lagerstätten gefunden worden, so daß schon über ein Viertel der Weltproduktion an Wolfram von solchen Scheelitlagerstätten herrührt.

12. Kontaktpneumatolytische Molybdänglanzlagerstätten.

Molybdänglanz kommt in kontaktpneumatolytischen Paragenesen in ganz geringen Mengen häufig vor. Lagerstätten mit Molybdänglanz als Haupterzmineral werden aus dem Nordkaukasus und aus Renfrew in Kanada erwähnt, auch von Azegour in Französ. Marokko. Dort ist ein 900 m breiter und 35 km weit verfolgter Kontakthof in Kalken gegen Granit. Das Erz soll örtlich ziemlich reich sein, doch gehen die Angaben über die Mengen sehr auseinander.

13. Kontaktpneumatolytische Eisenerzlagerstätten.

Haupterz ist Magnetit, der oft stark martitisiert ist, daneben auch Eisenglanz. Sulfide fehlen fast nie, sind oft in einer für die Verhüttung unangenehm hohen Menge vorhanden. Dagegen ist der Titangehalt der Erze sehr gering. Von Skarnmineralien sind die eisenhaltigen Ca-Mg-Silikate Andradit, Hedenbergit, Aktinolith, Lievrit und Epidot häufig, Flußspat, Skapolith und andere F- und Cl-Mineralien treten ganz zurück. Die Lagerstätten sind zahlreich und oft sehr groß, so daß einige Prozente der Eisenproduktion der Welt aus solchen Lagerstätten stammen.

Vorkommen: Gelbe und Schwarze Crux in Thüringen (abgebaut), Vaskö und Dognacska im heute rumänischen Banat; Traversella und Brosso in Piemont; Insel Elba; Uixa im Rif (Spanisch-Marokko), dann eine Anzahl hochwertiger und sehr großer Vorkommen im ganzen Ural, die schon früher wirtschaftlich sehr bedeutend waren und heute von der Sowjetunion als Rohstoffbasis erster Ordnung ausgebaut wurden: Bogoslowsk, Gorablagodat, Wyszokaja Gora und Magnitnaja. Auch in Sibirien und dann in China sind

viele und z. T. sehr reiche und große Kontakteisenerzlagerstätten vorhanden. In USA. sind die von Piorro in New Mexiko und Iron Springs in Utah zu erwähnen. Die Skarnerze im mittleren Schweden: sind ihrer ersten Anlage nach nur z. T. kontaktpneumatolytischen Ursprungs, alle sind aber später so stark regionalmetamorph umgewandelt, daß sie erst im dritten Hauptteil besprochen werden (Metamorphe Abfolge III, 2, S. 249).

14. Kontaktpneumatolytische Kupferlagerstätten.

Hauptminerale sind Kupferkies mit Cubanitentmischungen, Buntkupfer, Pyrit, Zinkblende, seltener Magnetkies und Bleiglanz, stets Magnetit und Eisenglanz, dazu Andradit, Grossular, Epidot, Diopsid, Tremolit, Ilvait, Kalkspat. Sie sind arm an Ag und Au. Im allgemeinen treten sie am Kontakt kleinerer Intrusivstöcke, die als Monzonite, Quarzmonzonite oder Granodiorite bezeichnet werden, gegen Kalk auf. Die Formen sind unregelmäßig, z. T. sind es plattige Erzkörper konkordant der Schichtung des Kalkes, entlang der Schichtfugen oder in Klüften des Kalkes, die beide als Abzugskamine für die leichtflüchtigen Bestandteile dienen, oder aber entlang einzelner meist etwas unreinerer Schichten.

Vorkommen: Der Typus ist in Europa selten, dagegen von größter Bedeutung im Südwesten der Vereinigten Staaten von Amerika und Mexiko, ferner in Japan, Korea und Australien. Etwa ein Viertel der Kupfererzproduktion stammt aus solchen Lagerstätten. Es seien genannt: USA.: Clifton Morenci, Bisbee, Silver Belt und Sierrita Mts. in Arizona; White Knob und Empire Mine in der Mackayregion in Idaho; Yerington-District in Nevada; viele Gruben in New Mexiko; ferner in Mexiko: Santa Eulalia in Chihuahua; Santa Fe in Chiapas; Velardeña in Durango; Conception del Oro in Zacatecas; Dolores und Cobriza in San Luis Potosi; Cananea in Sonora. Zahlreiche Vorkommen liegen in der äußeren Zone des nordöstlichen japanischen Inselbogens. — Die oft paragenetisch sehr ähnlichen sulfidischen Skarnerze in Mittelschweden und Finnland sind nur z. T. in ihrer ersten Anlage kontaktpneumatolytisch. Jedenfalls sind sie alle so stark metamorphosiert, daß sie erst im dritten Hauptteil besprochen werden (Metamorphe Abfolge III, 4, S. 253).

15. Kontaktpneumatolytische Goldlagerstätten.

Es gibt auch Kupferlagerstätten, die reich an Gold sind, in denen mehr goldhaltige Kupfereisensulfide und auch Freigold ist, stellenweise auch Wismuterze, besonders Tetradymit Bi_2Te_3 , alle wieder in Granatwollastonitfels oder anderen Silikatfelsen.

Vorkommen: Santa Fe in Chiapas (Mexiko), Cable Mine, Elkhorn und Spring Hall in Montana; Nickel-Plate Mine in Britisch-Columbia; ferner Vorkommen auf Westborneo und Sumatra. Eine ähnliche Lagerstätte bei Candongo, Minas Geraes, Brasilien, führt Palladiumgold.

16. Kontaktpneumatolytische Platinlagerstätten.

Sie sind aus dem nördlichen Bushveld in Transvaal bekanntgeworden (Sandsloot, Vaalkop und Zwartfontein bei Potgietersrust). Im Gegensatz zum liquidmagmatischen Merensky-Reef (s. p. 31) sind die Sulfide hier frei

von Platinmetallen, dagegen treten Sperrylith, Cooperit und Stibiopalladinit als eigene Platin- und Palladium-Mineralien auf.

17. Kontaktpneumatolytisch-hydrothermale Silber-Blei-Zink-Lagerstätten.

In den Gruppen 14 und 15 kommen Bleiglanz und Zinkblende ganz vereinzelt vor. Es gibt aber auch Lagerstätten, in denen sie den Großteil der Erze bilden und wo die anderen, besonders die Kupfererze ganz zurücktreten. Als Gangarten pflegen hier Hornblenden und Epidot öfters aufzutreten als Granat.

Vorkommen: Häufig sind sie in Mexiko und den südwestlichen Vereinigten Staaten von Amerika, oft in denselben Distrikten wie die dortigen Kupfer- und Goldlagerstätten, jedenfalls zur selben Metallprovinz gehörig: Magdalena Mine in New Mexiko; Darwindistrict, Inyo County in Kalifornien; La Sirena Mina in Zimapan und Santa Eulalia in Chihuahua in Mexiko. Ein großes und wichtiges Vorkommen ist Tetiuxe nördlich Wladiwostok. Die Sulfidparagenesen all dieser Lagerstätten gehören fast durchweg schon dem hydrothermalen Bereich an, so daß es sich hier um typische Übergangslagerstätten handelt. Dem nachträglich regional metamorphosierten Typus gehören an: Sala in Schweden, als reine Zinklagerstätte Ämmeberg in Schweden (vgl. Dritter Hauptteil).

18. Andere kontaktpneumatolytische Bildungen.

Selten und wirtschaftlich unbedeutend sind Manganlagerstätten (mit Rhodonit) und Kobaltlagerstätten (mit Kobaltglanz) im Kontakt. Von erzfreien Kontaktbildungen seien erwähnt: Korund, z. T. als Rutil und Saphir ausgebildet (Ostafghanistan).

Lapislazuli (Sere-i-Sang im Hindukusch, Ostafghanistan), Koppit (Cer-Niobat) in den Kontaktmarmoren des Kaiserstuhls bei Freiburg i. Br. Graphit kommt in Kontaktparagenesen häufig vor, doch dürfte er meist eine thermische Umbildung aus organischen und bituminösen Stoffen sein (s. p. . . .) Eine pneumatolytische Entstehung aus Gasreaktion ist natürlich auch möglich.

Zwischengruppe II/III. Pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätten.

1. Metall- und Paragenesenwechsel beim Übergang pneumatolytisch-hydrothermal.

Die Erscheinungsformen und Ursachen des temporalen Fazieswechsels auf der gleichen Lagerstätte, des vertikalen und lateralen Fazieswechsels in einem Erzgebiet (Teufenunterschiede) und endlich der zonalen Abfolge und Verteilung in einer größeren Gesteins- und Lagerstättenprovinz wurden auf S. 20 behandelt. Sie bedingen das Auftreten von Übergangslagerstätten. Im Vorhergehenden wurde schon auf zahlreiche solche Fälle aufmerksam gemacht. Es

kann dabei die Metallformation konstant bleiben, nur die Mineralfazies ändert sich: entweder treten andere Erzminerale, aber noch derselben Metalle ein, oder die Gangarten wechseln, oder beides. Oder aber es tritt auch ein Metallwechsel ein: im pneumatolytischen Bereich herrschen andere Metalle oder Metallkombinationen als im hydrothermalen.

In der Regel beobachtet man dabei folgende Formationswechsel:

Die Wechsel in der Zinnerzformation wurden schon auf S. 44 aufgezählt. Ähnlich ist es in den Wolfram- und Molybdänformationen. Zu Beginn der hydrothermalen Phase tritt bei ersteren Scheelit ein, als Umbildung aus Wolframit oder auch als Neubildung, dann geht die Paragenese in Arsenkies-Pyrit-Kupferkies oder Arsenkies-Pyrit-Zirkblende mit Quarz und Eisenspat und dann weiter in silberhaltigen Bleiglanz mit Flußspat über.

Die Gold-Turmalin-Quarzgänge gehen über katathermale Gold-quarzgänge in Pyrit-Kupferkies-Quarzgänge und dann in Kupferkies-Zirkblende-Bleiglangänge und Blei-Silbergänge über, letztere beide mit Karbonspäten an Stelle von Quarz.

Gold-Scheelitänge gehen in hydrothermale Gold-Kupfer-Formationen über.

Magnetit-Eisenglanz-Formationen gehen entweder über magnetkieshaltige Paragenesen in hochhydrothermale pyritische und dann in niederthermale eisenspätige Kupferformationen über, oder über hochthermale Arsenkies-Pyrit-Kupferkiesgänge in Zinkblende-Bleiglanz-Silbergänge.

2. Pneumatolytisch-hydrothermale topomineralisch beeinflusste Kupferlagerstätten in basischen Gesteinen.

Es sind recht große und bedeutende Kupferlagerstätten bekannt, die an basische Gesteine gebunden sind, und deren immer sehr schwer verständliche Eigenarten am besten aus der Reaktion der Nebengesteine auf pneumatolytische Erzlösungen und auf deren Temperaturerniedrigung während des Erzabsatzes bis ins hydrothermale Gebiet zu erklären sind.

Es ist zuerst die Engels-Mine in Plumas County, Kal. zu nennen. Hier sitzen die Erze in Biotit-Hypersthenfels und Hornblendefels eines Kontakthofes. Sie bestehen aus Titanomagnetit, Kupferkies und Buntkupfer und führen als Gangarten Aktinolith, Biotit und Andesin, die aus den Kontaktsilikaten hervorgegangen sind und noch weiter in Chlorit, Eisenspat und Zeolithe übergehen können. Der Titangehalt ist dabei aus basischem Gabbro, einem Differentiat der Eruptivgesteinsserie, die die Kontaktparagenese erzeugt hat, übernommen. Andere Lagerstätten in der Nähe, die in anderen Gesteinen desselben Kontakthofes aufsetzen, zeigen gar keine besondere Paragenese, weil jede Veranlassung zur topomineralischen Beeinflussung durch ein abnormales Nebengestein fehlt. Eine ähnliche Lagerstätte ist in Ookiep in Klein-Namaqualand (Südafrika).

Hauptgruppe III. Hydrothermale Lagerstätten.

Allgemeines.

1. Übersicht.

Unterhalb einer Temperatur von etwa 300—350° bildet sich die dritte große Gruppe der magmatischen Lagerstättenabfolge, die hydrothermalen Lagerstätten. Wir haben es hier im wesentlichen mit überhitzten, sehr stark verdünnten Dampfösungen zu tun, während die pneumatolytischen Lösungen z. T. noch relativ konzentriert sein können. Es gehören hierher die Hauptmasse der eigentlichen Erzgänge, vor allem die Lagerstätten der Metalle Gold, Silber, Kupfer, Blei, Zink, auch Eisen, aber als Sulfid und Karbonat, Antimon, Arsen und Wismut. Vorherrschend sind sulfidische Erze mit Quarz, Kalkspat, Dolomit, Eisenspat, Schwerspat und Flußspat als Gangarten. Formale sind drei Gruppen vorhanden: Hydrothermale Gänge, hydrothermale Verdrängungslagerstätten und hydrothermale Imprägnationslagerstätten.

Zum Zustandekommen aller hydrothermalen Lagerstätten und zu ihrer Ortsgebundenheit muß eine tektonische Zerklüftung und Beanspruchung des Nebengesteins vorhanden gewesen sein. Für die Natur und Entstehung der Erzgänge sowohl als auch der Verdrängungs- und Imprägnationslagerstätten spielen die Klüfte, Spalten, Verwerfungen u. a. und die örtliche und regionale Faltungs- und Bruchtektonik eine wichtige Rolle.

Der Zusammenhang mit Intrusivgesteinen ist in den meisten Gruppen noch zu erkennen und verliert sich nur bei einigen fast völlig. Er ist gekennzeichnet durch direkte räumliche Beziehungen, Übergänge in noch magmanähere pneumatolytische Paragenesen, Gebundensein an magmatische und tektonische Einheiten und an gewisse Metallprovinzen. Während die pneumatolytische Mineralbildung noch in die letzten Phasen der Eruptivgesteinswerdung hineinreicht, hat sich die hydrothermale Mineralbildung stets sehr viel später, lange nach der Eruptivgesteinsbildung, vollzogen. Indessen gehört sie noch zum selben magmatischen Zyklus, die Nebengesteine waren noch nicht erheblich denudiert, Druck und Temperatur am Ort der Mineralbildung also noch erheblich groß. Die durchschnittliche Bildungstiefe der Mehrzahl der hydrothermalen Lagerstätten dürfte zwischen 1000 und 3000 m unter der damaligen Erdoberfläche gelegen haben. Der Druck ist in diesen Tiefen zwischen 140 und 200⁰ Atm. Die rein der Tiefe entsprechende Temperatur wäre 50—125° C. Da aber die Nebengesteine durch das erstarrende Intrusivgestein erwärmt sind und in ihrer Nähe die Geoisothermen viel höher steigen und viel enger aneinandergerückt sind, ist die

Temperatur zur Zeit der hydrothermalen Mineralbildung viel höher anzusetzen, und zwar im Durchschnitt wohl zwischen 175 und 300°. Im Laufe der Zeit wandern die Isothermen mehr zurück und rücken weit auseinander. Punkte in verschiedener Entfernung vom Intrusivgestein haben somit zur selben Zeit verschiedene Temperaturen, und die Mineralbildung in ihnen zeigt eine „laterale Abfolge“. Ein und derselbe Punkt hat zu verschiedenen Zeiten verschiedene Temperaturen und an ihm vollzieht sich eine „temporale Abfolge“. Beides zusammen ergibt den Fazieswechsel der hydrothermalen Paragenesen, den man mit dem alten bergmännischen Ausdruck als „Teufenunterschied“ zu bezeichnen pflegt.

2. Tektonik und Formen der Erzgänge. Vorgang der Spaltenbildung.

Es seien im folgenden in aller Kürze nur die Grundzüge der tektonischen Groß- und Kleinelemente, der Bauformen und Bautypen angedeutet, die für die Erzgänge in Betracht kommen. Ausführlichere Darstellungen:

H. Cloos: Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Berlin. Verlag Gebr. Borntraeger. 1936. 503 S.

H. Schneiderhöhn: Tektonik und Formen der Erzgänge. Im Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde I. 1941. S. 203—243.

Durch die fort und fort dauernde Beanspruchung der Erdkruste werden die Gesteine sowohl gebogen, d. h. bruchlos verformt als auch zerbrochen. Von bruchlosen Bewegungserscheinungen sind vor allem die Falten zu erwähnen, bei denen eine seitliche Verkürzung des Formelementes (einer planparallel begrenzten Platte) eintritt. Eine häufige Form ist die Biegefaltung oder Knickfaltung, bei der in den Gewölbescheiteln eine Lockerung und Hohlraumbildung eintritt, so daß diese oft eine große Höhe erreichende Sattelzone ein bevorzugter Ort für die an Auflockerung gebundenen Vererzungen darstellt. Auch die Scherfaltung, die bei der „Gleitbretterbildung“ und Transversalschieferung wirkt, ist häufig; doch ist sie für die Lagerstättenbildung nicht so wichtig, da mit ihr keine Lockerung verbunden ist. — Weitere bruchlose Bewegungserscheinungen sind die Beulen, Auftreibungen und Aufwölbungen mit einer Verdünnung der Schicht in der Mitte, aber ohne seitliche Verkürzung. Damit sind Zerlegungen entlang dehnender und gelockelter Flächen verbunden, die eine Weiterleitung von Erzlösungen und einen Mineralabsatz ermöglichen. Eine Beulung ist auch bei der Intrusion von Tiefengesteinsmagmen und der Aufwölbung ihrer hangenden Schichten vorhanden, also an Orten, wo die Erzlösungen aus dem erstarrenden Magmenkörper vorzugsweise aufsteigen. In einem solchen Kuppelgewölbe sammeln sich die Erzlösungen. — Von Brucherscheinungen sind zuerst die Klüfte zu erwähnen, bei

denen die getrennten Teile keine merkliche oder wesentliche Lageveränderung erfahren. Sie sind ungeheuer weit verbreitet und spielen für das Lagerstättenbild eine ganz erhebliche Rolle, sowohl als Zuleitungswege für die Erzlösungen, als auch als Absatzstellen, besonders wenn es sich um dichtgescharte Kluftsysteme in mehreren Richtungen handelt. Dabei sind alle Klüfte mit Erzen tapeziert und das angrenzende Gestein ist noch eine Strecke weit mit ihnen imprägniert (Typus der „disseminated copper ores“ oder „porphyry ores“, siehe S. 73). — Wenn die getrennten Teile sich klaffend voneinander bewegen, erweitert sich die Kluft zur Spalte, und es entstehen planparallele Hohlräume. Bei Klüften und Spalten sind in bezug auf den Mechanismus Scherklüfte bzw. Scherspalten und Zugklüfte bzw. Zugspalten zu unterscheiden. Die Spalten reichen oft bis ins Magma, sind die Hauptaufstiegswege der Minerallösungen und die Hauptabsatzstellen für Erze und sonstige Mineralien. Weitere tektonische Elemente sind noch Aufschiebungen, deren lagerstättliche Bedeutung erheblich ist; Überschiebungen, die für eine Mineralisierung im allgemeinen ungeeignet sind; ferner Seiten- oder Blattverschiebungen; endlich Abschiebungen, an die dann die Verwerfungen, Sprünge und Störungen gebunden sind. Der größte Teil der Erzgänge hängt mit Verwerfungen zusammen.

Von besonderer Wichtigkeit sind die Bewegungsspuren in einem Intrusivkörper und in seiner Umgebung, die man unter dem Namen „Granittektonik“ oder „Magmatektonik“ zusammenfaßt, und die aus verschiedenen, meist ziemlich regelmäßig angeordneten Systemen von Klüften, Spalten, Verschiebungen und Brüchen bestehen. Da ein solcher erstarrender Intrusivkörper die Hauptquelle der Minerallösungen ist, sind seine tektonischen Elemente auch ein Hauptsitz von Erzlagerstätten pneumatolytischer und hydrothormaler Art.

In bezug auf die räumlichen und formalen Verhältnisse der Erzgänge unterscheidet man Spaltengänge und vererzte Ruschelzonen. Erstere haben glatte, auf längere Erstreckung parallele Begrenzungsflächen, die als „Salbänder“ bezeichnet werden. Das Nebengestein ist häufig entlang der Gänge zersetzt, teils hart verkieselt, teils weich, tonig und wasserführend: „Bestege“, „Gangletten“, „Lettenklüfte“. Räumliche Elemente eines Ganges sind seine Mächtigkeit, streichende Länge, Tiefenerstreckung, Endigung, seine Richtungsänderungen, ferner seine Seitenäste („Seitenrümer“). Im Verhältnis zum Nebengestein gibt es Quergänge, Längsgänge und Lagergänge. Mehrere Gänge können Parallelgänge, Diagonalgänge, kreuz und quer verlaufende Gangnetze, Gangkreuze, ferner Gangzüge und Gangschwärme bilden.

Wiederholte Aufreißung auf derselben Spalte kann zusammengesetzte Gänge und Gangzonen erzeugen.

Vererzte Ruschelzonen liegen dann vor, wenn in einer breiten Störungszone das ganze Nebengestein gestört, verworfen, zerbrochen und dann noch zersetzt und mit Erzen und anderen Mineralien imprägniert ist, wobei noch einzelne schärfer begrenzte Spaltengänge darin auftreten oder auch fehlen können.

Der Einfluß des Nebengesteins auf die Bildung und Aufreißung von Spalten ist unverkennbar. Am günstigsten sind gleichmäßig körnige, harte und spröde Gesteine, in denen bei Zug- und Druckbeanspruchung geradlinige und scharfbegrenzte Spalten aufreißen. Am ungünstigsten sind parallelgefügte hochdisperse schiefrig-tonige Gesteine, in denen sich jede Beanspruchung in differentiellen Gleitbewegungen oder totale Verformungen auflöst und keinerlei klaffende Spalten sich bilden. Man kann aber von einem bestimmten Gestein nie sagen, daß es an und für sich günstig ist, sondern es kommt stets auf die relativen Verhältnisse nebeneinander liegender Gesteine an.

3. Füllung der Gangspalten und stofflicher Inhalt der Erzgänge.

Gangfüllung. Die Füllung der Gangspalten mit Mineralien kann einmal weder zeitlich noch ursächlich mit ihrem Aufreißen verbunden sein, oder sie kann zweitens zwar zeitlich mit der Aufreißung zusammenfallen, beide Vorgänge haben aber verschiedene Ursachen, oder drittens können beide Vorgänge sowohl zeitlich als auch ursächlich miteinander verknüpft sein. Wichtig ist ferner für die Ausbildung der Gangstrukturen, ob die Öffnung schneller oder langsamer als die Füllung erfolgt. In den meisten Fällen laufen wohl Füllungen und Wiederaufreißungen dauernd Hand in Hand, und es handelt sich hierbei um fortwährende Differentialvorgänge, um Zerrakte mit sofortigem Einströmen von Lösungen mit unmittelbar darauffolgender Auskristallisation bzw. Ausfällung von Gelen. Die auf Übersättigung und Grenzflächenkräften beruhenden Wachstumsdrucke der sich ausscheidenden Kristalle können zusätzliche Raumerweiterungen veranlassen. Auch die Auflösung des Nebengesteins durch die gespannten heißen Minerallösungen trägt mitunter zur Spaltenerweiterung bei.

Mineral- und Erzverteilung. Man unterscheidet die an Erzmineralien reichen „Gangmittel“ oder „reichen Mittel“ von den armen und erzfreien „tauben Mittel“. Besonders reiche Teile sind „Erzfälle“. Nach Form und Gestalt der Erzmittel gibt es Erzlineale, Erzsäulen, Erzblätter, Erzplatten, Erzlinsen, Erzbutzen, Erzester und Erzkörper. Wichtig ist die Festlegung der ausgezeichneten Richtungen im Raume, vor allem in bezug auf die Orientierungen des Ganges selbst und der tektonischen Elemente des Nebengesteins. Häufig kommen Gangwandlungen vor: Gang-

verbesserungen oder Gangverschlechterungen, d. h. Anreicherungen oder Verarmungen an Erzen. Eine Gangveredlung tritt ein, wenn an Stelle „unedlerer“ Erze plötzlich „edle“ Silber- oder Golderze auftreten. Das Umgekehrte ist eine Gangverunedlung.

Die Ursachen der Erzfälle und Gangwandlungen sind überaus vielfach und mannigfaltig. Sie können mechanisch-tektonischer Natur sein: plötzliche Spaltenerweiterungen, Kreuzung des Erzgangs mit anderen tektonischen Elementen, abwechselnde Differentialbewegungen und Erzfüllungen, wobei diese zerbrochen werden und wieder als bevorzugte Absatzorte neuer Mineralien dienen. Aber auch das Nebengestein und überhaupt chemische Ursachen können maßgebend wirken: Kreuzung des Erzgangs mit pyritführenden, bituminösen oder basischen Einlagerungen, mit stark tonig zersetzten Gesteinen, mit anderen Erzgängen („Scharungsveredlung“). Endlich beeinflußt die Lagerung und Tektonik der Nebengesteine die Gangfüllung, besonders dann, wenn sie auf die Erzlösungen aufstauend und sammelnd wirken kann, wie z. B. antiklinale Kuppeln es tun.

Ganginhalt und Gangformation. Man unterscheidet Erzminerale, Gangarten, d. h. nichtmetallische Mineralien, ferner Nebengesteinsstücke, Gangschiefer und Gangletten, das sind zersetzte Ganggesteine, und endlich Einschwemmungen von über Tage.

Aus der verwirrenden Fülle der zahllosen hydrothermalen Erzbildungen heben sich immer wieder häufig vorkommende „persistente Paragenesen“ hervor, die die Grundlage für die Aufstellung der „Gangformationen“ geworden sind. Nach ihnen unterscheiden wir einige wenige Hauptgruppen:

- I. Au- und Au-Ag-Formationen,
- II. Cu- und Kies-Formationen,
- III. Pb-Ag-Zn-Formationen,
- IV. Ag-Co-Ni-Bi-U-Formationen,
- V. Sb-Hg-As-Se-Formationen,
- VI. Oxydische Fe-Mg-Formationen,
- VII. Erzfreie Formationen.

Wenn man die Verbreitung der Hauptminerale in eine Tafel dieser Formationen einträgt, erhält man einen Überblick über die genannten „persistente Paragenesen“. Gleichzeitig sieht man, daß gewisse Mineralien in allen oder den meisten Formationen vorkommen, das sind die Durchläuferminerale, daß andere dagegen nur auf bestimmte Formationen beschränkt sind: typomorphe Mineralien (Tafel 9).

Paragenetische und innermineralische Kennzeichen, sowie Tracht und Habitus der Mineralien lassen sich bei kritischer Beurteilung auch als Anzeiger für Bildungstemperaturen und Bildungsdrucke verwenden („geologische“ oder besser „mineralgenetische Thermometer“).

Altersfolge.
 Vielfach beobachtet man in Erzgängen eine Übereinanderfolge von verschiedenartigen Mineralien, die „Sukzession“. Von ihr zu unterscheiden ist die „Altersfolge“. Sie kann der Sukzession entsprechen, braucht es aber nicht. Z. B. kann eine Mineralart B, die zwischen den Mineralarten A und C in der Sukzession liegt, zeitlich jünger als A und älter als C sein, und dann ist die Sukzession gleich der Altersfolge. Es kann aber auch B als jüngere Bildung sich zwischen A und C eingefressen und beide z. T. verdrängt haben, und dann liegt eine andere Altersfolge vor. Überhaupt sind Verdrängungserscheinungen innerhalb der Gangmineralien eine überaus häufige Erscheinung.

Ferner treten Wiederholungen von Abläufen ein („Rekurrenzen“), so daß verschiedene Mine-

Tafel 9.
 Verbreitung der wichtigsten Mineralien auf den hydrothermalen Lagerstätten.

		Erz- und Mineral-Formationen							
		Gold-Silber	Kies + Kupfer	Blei + Silber	Silber Kobalt + Nickel + Wismut + Uran	Zinn + Silber + Wismut + Arsen + Selen	Antimon + Quecksilber + Arsen + Selen	Sulfidfrei + Erzfrei	
		Hypoabys-sisch	sub-vol-kan-nisch	Zink	Nickel + Wismut + Uran	Wismut + Arsen + Selen	Antimon + Quecksilber + Arsen + Selen	Sulfidfrei + Erzfrei	
Einfache Sulfide	Realgar + Auripigment								
	Antimonglanz								
	Wismutglanz								
	Molybdänglanz								
	Zinkblende								
	Magnetkies								
	Pyrit								
	Markasit								
	Arsenkies								
	Kobalt - Nickel - Arsenide								
	Bleiglantz								
	Silberglantz								
	Dyskrasit								
	Kupferglantz								
	Kupferindig								
Blei-Silber-Kupfer-Selenide									
Zinnober									
Quecksilber - Selenide									
Gold-Silber-Telluride									
Sulfosalze	Kupferkies								
	Cubanit								
	Buntkupfer								
	Vallerit								
	Kobalt - Nickel - Kiese								
	Kupfer - Wismut - Sulfide								
	Silber - Antimon - Sulfide								
	Silber - Arsen - Sulfide								
	Blei - Antimon - Sulfide								
	Fahlerze								
Enargit									
Zinnkies									
Stannate und Germanate									
Elemente	Arsen								
	Wismut								
	Kupfer								
	Silber								
	Gold								
Gangarten und Oxydische Erzminerale	Flußit								
	Zinnstein								
	Uranpecherz								
	Eisenglanz								
	Ilmenit								
	Magnetit								
	Wolframit								
	Scheelit								
	Quarz								
	Adular								
	Serizit								
	Chlorit								
	Flußspat								
	Kalkspat								
	Dolomitspat								
Eisenspat									
Manganspat									
Schwerspat									
Zeolith									

☐ Auf den meisten Lagerstätten verbreitet und meist in größeren oder wirtschaftlich bedeutungsvollen Mengen.
 ▨ Auf den meisten Lagerstätten verbreitet, aber nur in geringen Mengen; oder: In größeren Mengen vorkommend, aber nur auf wenigen Lagerstätten.
 — Selten und immer nur in geringen Mengen vorkommend.

ralien in mehreren Generationen vorhanden sind, die sich zu meist in Kristallform, Habitus, Farbe, Größe usw. unterscheiden (z. B. Quarz I dicht, derb, hornsteinartig; Quarz II grobe, stenglige, trübe, große Säulenkristalle; Quarz III wasserklare kleine Einzelkriställchen). Wenn ein jüngerer Ablauf längst vergangene ältere Bildungsbedingungen wiederholt, z. B. noch einmal höherthermale Mineralien liefert, redet man von „Rejuvenationen“.

Verhältnis der Erzgänge zur Tektonik: Die Erzgänge können prätektonisch, syntektonisch und posttektonisch sein. Darnach sind auch die Erscheinungsformen verschieden. Prätektonische Gänge sind von der jüngeren Tektonik zerstückelt und deformiert; syntektonische Gänge sind während der Faltung in die Faltungsräume, Stauchungshohlräume, Aniklinalkuppeln usw. eingedrungen und oft linsenförmig gefaltet. Posttektonische Gänge gehen scharf und diskordant durch alle tektonischen Gesteinsstrukturen hindurch.

Auch im Inhalt ist das Verhältnis zur Tektonik abzulesen. Erze und Gangarten sind bei prä- und syntektonischen Gängen noch beansprucht, durchbewegt und oft wieder rekristallisiert, während sie in den posttektonischen Gängen ganz undeformiert sind.

Gefüge. Eine überaus große Mannigfaltigkeit bietet das Gefüge der hydrothermalen Mineralaggregate dar. Dabei unterscheidet man die „Struktur“, d. h. diejenigen Gefügeeigenschaften, die in Formentwicklung, Größe und gegenseitiger Abgrenzung der Gemengteile begründet sind, von der „Textur“, die die Merkmale umfaßt, die sich in der räumlichen Anordnung und Verteilung der Gemengteile und in ihrer Raumerfüllung äußern. Ferner muß man die genetischen Gefügearten von den formalen Gefügearten unterscheiden. Im Inhalt der Erzgänge sind endlich noch schwebende Einschlüsse des Nebengesteins häufig, die gar nicht selten mehrfach von Erzmineralien und Gangarten umkrustet sind („Ringel-erze“ oder „Kokardenerze“).

Umwandlung des Nebengesteins. Eine sehr wichtige und weitverbreitete Erscheinung an hydrothermalen Erzgängen ist die Umwandlung des Nebengesteins, der fast alle Gesteinsarten unterworfen sind.

Als hauptsächliche Umbildungsmineralien treten auf: Serizit, Chlorit, Karbonate, Quarz, Pyrit. Je nach der herrschenden Neubildung kommen dann serizitisierte oder verkieselte Gesteine vor, die die Haupttypen bilden und beide mehr oder weniger pyritisiert sein können. Vorwiegend chloritisierte oder karbonatisierte Typen sind seltener und bei basischen Nebengesteinen besonders verbreitet. Mit der Verkieselung ist meist eine Verfestigung, mit den anderen Umwandlungen in der Regel eine Lockerung des Gefüges und Zusammenhaltes verbunden, mit allen meist eine Bleichung.

Ausführliche Darlegungen der in diesem Abschnitt kurz angedeuteten Probleme sowie die hier nicht näher zu behandelnden theoretischen Erörterungen über hydrothermale Lösungen und hydrothermale Mineralbildung siehe:

H. Schneiderhöhn: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde I. 1941. S. 243—277; 299—308.

4. Verdrängungslagerstätten und Imprägnationen.

Als hydrothermale Verdrängung bezeichnen wir einen Vorgang, bei dem aus hydrothermalen Lösungen und unter hydrothermalen Bedingungen neue Mineralien oder Mineralaggregate anstatt und an Stelle vorher vorhandener Mineralien und Gesteine gebildet werden. Auch der Ausdruck „Metasomatose“ ist dafür gebräuchlich. Dabei beschränken wir aber den Begriff der Verdrängungslagerstätten im engeren Sinn nur auf solche, die in gut auflösliehen karbonatischen Gesteinen gebildet werden. Sie sind überwiegend stark vererzt und enthalten viele und große massive Erzkörper. Verdrängung in schwerlöslichen silikatischen Gesteinen bezeichnen wir als Imprägnation. Die Imprägnationslagerstätten enthalten nur eingesprengte Erze und sind durchweg nur schwach vererzt. „Pseudomorph“ ist eine Verdrängung, bei der Begrenzungsflächen, Korngrenzen und häufig auch innere Eigenschaften der alten Mineralien im neuen Mineralaggregat abgebildet werden und noch zu erkennen sind. Das alte primäre Mineral, das verdrängt wird, heißt „Palasom“, das neue sekundäre Mineral, das verdrängt, heißt „Metasom“, oder wenn es eigengestaltig ist, „Metakrist“. Fließvorgänge und Stofftransporte spielen bei den Verdrängungsvorgängen eine große Rolle, die Geschwindigkeiten sind aber stets äußerst klein und die Vorgänge selbst können oft geologische Zeiten lang dauern. Bestimmend sind bei den Verdrängungsvorgängen die Grenzflächenreaktionen entlang von Kapillarspalten und im kapillaren Maschenwerk der Korngrenzen, die Spaltrisse und Zwillingsflächen, sowie die Fehlstellen im Kristall. Die unabgesättigten Valenzen an der Außenfläche der Kristallkörner bewirken eine adsorptiv gesteigerte Grenzflächenkonzentration.

Die Formen der Verdrängungslagerstätten sind von einer verwirrenden Mannigfaltigkeit und wechseln auf kürzeste Entfernung. Sie werden bestimmt von den Leitungsbahnen und den Spalten- und Kluftwegen in den karbonatischen Gesteinen, also von ihrer Kleintektonik, von deren chemischer Beschaffenheit und ihrem Gefüge, von der Wechsellagerung mit undurchlässigen und nicht verdrängbaren Gesteinen, von der Angriffsart der erzbildenden Lösungen, ob sie von zahlreichen Stellen angreifend eingesprengte Erze liefern oder ob sie von einer geschlossenen Front her kompakte Erzkörper erzeugen können, und endlich, ob die Verdrängung mit viel Lösung oder wenig Lösung, ob sie rasch oder langsam erfolgt.

Der stoffliche Inhalt ist ähnlich wie in den Gängen, nur sind viele Mischsysteme vorhanden, bestehend aus zugeführten Stoffen und solchen aus dem verdrängten Nebengestein, vor allem gehört zu letzteren die ganze Reihe der rhomboedrischen Karbonate. Verdrängungsreste sind die Regel, und oft sieht man eine Art Gangletten an der Grenze Erz-Nebengestein als Rückstandsprodukt. Ein kennzeichnendes Gefüge ist oft vorhanden, in dem noch die ursprünglichen Nebengesteine und ihre Gefügeeigenheiten zu erkennen sind: „Strukturgetreue Abbildungstextur“. Auch hier bleibt wie bei den kontaktpneumatolytischen Verdrängungslagerstätten das Volumen konstant, weshalb ebenfalls starke Zuführen und Abführen von Stoffen erfolgen mußten. Als Erkennungsmerkmal einer Verdrängung ist stets die Summe aller Merkmale zu benutzen, nie genügt ein einzelnes.

Erfolgt nur die Verdrängung einzelner Mineralien in einem Silikatgestein durch Erzminerale, verbunden mit Ausfüllung kleinster Poren, so bezeichnen wir dies als eine Imprägnationslagerstätte. Die Erze sind eingesprengt. Sie können häufig mit syngenetisch entstandenen sedimentären Lagerstätten die größte Ähnlichkeit haben.

Näheres: H. Schneiderhöhn, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde I. 1941. S. 277—298.

5. Gliederung der hydrothermalen Erzlagerstätten.

Für die Gliederung sind als Gesichtspunkte maßgebend:

1. der stoffliche Inhalt, d. h. die Metallvergesellschaftung und die Mineralparagenese. Das ergibt die Gangformation, wie sie schon von den alten Bergleuten und Mineralogen vor 100 und mehr Jahren aufgestellt wurde.
2. Das Intrusionsniveau des aktiven Magmaherdes zur Zeit der Abspaltung der erzbringenden Lösungen. Es bestimmt die Temperatur- und Druckverhältnisse, die zu Beginn der Erzbildung herrschten und die Art, wie die Lösungen sich in ihrem weiteren Verlauf auf dem Weg zur Erdoberfläche verändern können. Es ist zwischen dem tieferen plutonischen (hypoabyssischen oder intrusiven) Niveau und dem seichteren subvulkanischen Niveau zu unterscheiden. Dazu kommt dann noch das alleroberste vulkanische Niveau, dessen Bildungen wir aber im letzten Hauptteil der magmatischen Abfolge, bei den Exhalationslagerstätten, gesondert bringen.

Im Folgenden sollen ebenso wie im ausführlichen Lehrbuch die einzelnen Metallformationen die Oberbegriffe bilden, und in ihnen,

soweit nötig, zwischen der plutonischen¹⁾ und subvulkanischen Bildung unterschieden werden.

Bei mehreren Formationen können keine Unterschiede zwischen einer plutonischen und subvulkanischen Fazies gemacht werden. Die stärksten Unterschiede sind bei den Au- und Au-Ag-Formationen vorhanden, auch noch bei den Kies- und Cu-Formationen und Sn-Wo-Bi-Formationen. Sie treten sehr zurück bei den Pb-Ag-Zn-Formationen und fehlen bei den übrigen der unterschiedenen Formationsparagenesen meist so gut wie ganz. Es hängt dies wohl zum größten Teil von der Artenarmut des Mineralinhalts dieser Formationen zusammen bzw. der Unempfindlichkeit der Hauptmineralien Druck- und Temperaturunterschieden gegenüber.

Die Einzellagerstätten.

I. Gold- und Gold-Silber-Formationen.

a) Plutonische Abfolge.

Die hydrothermal-plutonischen Typen gehen stetig und unmittelbar aus den pneumatolytischen turmalinführenden Goldquarzgängen hervor, die in der Hauptgruppe II, Abschnitt 8 behandelt wurden. Häufig sind sogar im selben Gang die älteren äußeren prä- oder syntektonischen Teile pneumatolytisch-turmalinführend und die inneren jüngeren Teile mit posttektonischer Gangfüllung turmalinfrei und hochhydrothermal.

Weitaus die wichtigste Rolle spielen die Goldquarzgänge. Sie gehen formal in vererzte Ruschelzonen und in silikatische Imprägnationslagerstätten über. Die goldhaltigen Verdrängungslagerstätten sind selten und unwichtig.

1. Plutonisch-katathermale Goldquarzgänge (Typus Mother Lode).

Sie kommen in präkambrischen Schilden, in stark abgetragenen paläozoischen, mesozoischen und alttertiären Orogenen und Kettengebirgen vor (deshalb auch oft „alte Goldquarzgänge“ genannt), also in orogenetischen Zonen mit größeren syn- und postorogenen granodioritisch-granitischen Intrusivkörpern. Sie reichen vom embatholitischen bis in die epi- und akrobatholitischen Stockwerke hinauf, während sie in der endobatholitischen Zone pneumatolytisch

¹⁾ Im Lehrbuch „hypoabyssisch“ genannt. Dieser Ausdruck soll entsprechend dem Vorschlag Niggli in Zukunft aber nur für die Tiefe der Lagerstättenbildung reserviert bleiben, während hier die Tiefe der Abspaltung der erzführenden Lösungen gemeint ist und die Erzbildung aus ihnen ja dann in ganz verschiedenem Niveau erfolgen kann.

bis pegmatitisch werden oder ihre erzleeren Wurzeln haben. Die Form der Gänge ist recht einfach mit Mächtigkeiten von 0,5 bis 3 m und guten Salbändern. Oft bilden sie auch viele gefaltete und verästelte Ganglinsen in Scherzonen und Ruschelzonen, wodurch mächtige Gangzonen entstehen. Die Gangausfüllung ist dicht, richtungslos-massiv, mit wenig Nebengesteinseinschlüssen. Sehr bedeutende streichende Erstreckung, oft Einzelgänge mit kurzer Verschiebung hintereinander, so daß bedeutende Gangzüge entstehen (Mother Lode bis 170 km). Teufenerstreckung bedeutend, ohne Teufenunterschiede, oft mehr als 1000 m tief. Mineralinhalt einfach: 97—98% Quarz, ab und zu etwas Ankerit, Serizit, Chlorit. Sehr wenig Sulfide: Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Antimonglanz, auch ab und zu Magnetkies, in bestimmten Typen Tetradymit, Wismutglanz und andere Wismuterze, sowie Gold- und Gold-Silbertelluride. Gold als Freigold (mit $\pm 20\%$ Ag) in Quarz oder mit den Sulfiden verwachsen, oder als Tellurid. Gehalte 10—30 g/t, mitunter noch bis zu ca. 5 g/t bauwürdig. — Die Nebengesteine sind stets sehr stark angegriffen und zersetzt in Chlorit, Serizit, Karbonate und Pyrit. Ganz auffällig ist die Bevorzugung basischer Nebengesteine durch die Goldquarzgänge. — Ihre wirtschaftliche Bedeutung ist sehr groß, sie stellen neben dem Witwatersrand die stabilste Goldquelle dar, und produzierten zu Beginn des gegenwärtigen Krieges wohl 50—55% des gesamten Goldes.

Lagerstätten:

Brandholz-Goldkronach im Fichtelgebirge (gut untersucht, kein Abbau).

Hohe Tauern (sehr bedeutend im Altertum und Mittelalter, neuerdings wieder in Betrieb genommen).

Sibirien, Kirgisensteppes, West-Altai. Minussinsk-Becken, südöstl. Transbaikalien, Amurgebiet, Werchojansk-Gebirge, Tschuktschen-Halbinsel.

Britisch-Indien, Wynaad.

Ägypten und Sudan: Einer der ältesten Bergbaue der Welt, aus den ältesten Dynastien der Pharaonen, war lange Jahrhunderte sehr bedeutend.

Goldküste: Meistens arsenkiesführende Quarzgänge, starke Steigerung in den letzten Jahren.

Deutsch-Ostafrika: Sekenke; Lupa, sehr bedeutend.

Südrhodesia: Uralter vorgeschichtlicher Bergbau (Ophir!). Große und reiche Minen, heute noch in Betrieb: Cam u. Motor, Globe u. Phoenix, Gaika usw.

Südafrikanische Union: Barberton (De Kaap) in Osttransvaal.

Victoria (Australien): Bendigo-Goldfields, bekannt durch seine „Sattleriffe“, Ballarat, bekannt durch Goldanreicherungen an einem „Indikator“ (Pyritführende bituminöse Schichten).

Südamerika: Größere z. T. bedeutende Lagerstätten im alten Grundgebirge.

Nordamerika: Es sind mehrere mit Orogenesen und Eruptivepochen verbundene Metallepochen vorhanden, die katathermale Goldlagerstätten geliefert haben:

Präkambrische Epoche: Kirkland, Ontario (Kanada).

Nevadische (jungoberjurassisch-altunterkretazische) Epoche: Prince William-Sound, Kenaihalbinsel, Seewardhalbinsel, Yukon in Alaska. Britisch-Kolumbien. Mother Lode, Grass Valley, Nevada-City u. a. in Kalifornien (längste bekannte Ganggruppe mit 270 km Gesamtlänge, zahlreiche bedeutende Gruben).

Laramische (jungoberkretazisch-alteozäne) Epoche: Helena, Montana; Elk-City und Boise Basin, Idaho. Saddle Mt. und Banner, Arizona.

2. Plutonische goldführende Imprägnationen in Silikatgesteinen (Typus Kalgoorlie).

Die eben erwähnten häufig vorkommenden vererzten Ruschelzonen und imprägnierten Nebengesteine sind durch alle Übergänge mit Lagerstätten verknüpft, in denen das imprägnierte Nebengestein bei weitem vor den Quarzgängen vorherrscht, ohne daß diese aber ganz zu fehlen brauchen. Die Formen der Lagerstätten sind damit auch anders und wechseln etwas: Es gibt große und breite Ruschelzonen mit zurücktretenden Quarzmassen, in den mannigfachsten Gesteinen auftretend; ferner sind in imprägnierten Silikatgesteinen, besonders in sauren Intrusivgesteinen vererzte Kreuz- und Quer-Klüfte vorhanden, und endlich kommen in basischen Gesteinen der verschiedensten Art und Entstehung Imprägnationen und stockförmige Anreicherungen vor. Auch der Inhalt ist etwas anders: Quarz tritt in der Erzmasse zurück gegenüber Nebengesteinsmineralien und ihren oft serizitischen und chloritischen, auch karbonatischen Umwandlungsstoffen, ferner kommen viel mehr sulfidische Erzminerale vor. Gold ist meist als Freigold da, in der Regel mit Sulfiden verwachsen. Auf einigen Lagerstätten sind Goldtelluride häufig.

Kalgoorlie in Westaustralien („Goldene Meile“): Zeitweise reichster Goldbezirk der Erde, viele Goldtelluride.

Mount Morgan in Queensland: Verkieselte Erzkörper in Porphyren.

Reichenstein in Schlesien: Imprägnation mit goldhaltigem Arsenik, Löllingit und anderen Sulfiden in hydrothermal serpentinisierten basischen Kontaktsilikaten.

3. Plutonische goldführende Verdrängungslagerstätten in Karbonatgesteinen.

In Kalken und Dolomiten sind unterhalb aufstauender Einlagerungen oder rings um durchgehende Eruptivgesteinsgänge verkieselte goldführende Verdrängungskörper. Selten und wirtschaftlich wenig wichtig.

Transvaal: Pilgrims Rest und Sabie.

Süddakota: Black Hills.

4. Plutonisch-mesothermale Gold-Selen-Bleilagerstätten (Typus Corbach).

Nur die Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Corbach i. Waldeck bekannt. (Im Mittelalter sehr bedeutend, liegt heute still.) Imprägnierte kulkische Kieselkalke und Alaunschiefer an streichenden Abscherungsklüften. Freigold, Clausthalit (PbSe), Kalkspat herrschend.

b) Subvulkanische Abfolge.

5. Epithermale Gold- und Gold-Silberlagerstätten.

Die subvulkanischen Gold- und Gold-Silberlagerstätten bilden eine eigene Gruppe mit eigenen Wurzeln in subvulkanischen Eruptivkörpern, ohne Übergänge zu den plutonischen Goldlagerstätten. Innerhalb der subvulkanischen Abfolge sind sie aber durch alle Übergänge mit sämtlichen anderen Metallformationen verbunden. Es kommen Erzgänge, vererzte Ruschelzonen und Imprägnationsstöcke vor, meist in stark hydrothermal umgewandelten Eruptivgesteinen. Verdrängungskörper in karbonatischen Gesteinen fehlen fast ganz. Die Erzgänge stehen in engster Beziehung zu den Eruptivzentren, zu subvulkanischen Intrusivstöcken und -gängen, zu Vulkanschloten, Tuffen und anderen vulkanischen Lockerprodukten. Die unmittelbaren eruptiven Nebengesteine sind Andesite, Dazite, Rhyolithe und Trachyte, also meist Alkalikalkgesteine, seltener Kaligesteine; ganz vereinzelt treten die Erze in Natronprovinzen auf. Sie gehören zum „subsequenten Vulkanismus“ im Sinne von H. Stille (siehe Einleitung, Nr. 8, S. 14) und treten stets in alpinotyp gefalteten Gebirgen auf (Karpaten, Balkaniden, Zirkumpazifische Gebirge usw.).

Oft sind die Gangsysteme sehr regelmäßig zu den Vulkanschloten und zu ihren jüngsten subvulkanischen Intrusionsstöcken angeordnet. In einiger Tiefe beginnen sie mit wenigen erzleeren Wurzeln, die sich nach oben immer mehr verästeln, neue Gänge kommen dazu, die Erzführung beginnt und nimmt rasch zu, in niedrigen Stockwerken bauen sich neue und immer metallreichere und edlere Paragenesen übereinander, wobei die einzelnen Paragenesen wie die Röhren eines Fernrohrs ineinander stecken („telescoping“). Noch höher zerschlagen sich die Erzzüge immer mehr, spalten sich in zahllose dünnste Trümmer, deren Erzgehalt rasch bis zur völligen Verwitterung abnimmt. Das ganze Metallstockwerk dürfte im Durchschnitt 500—700 m hoch sein, mit einer optimalen Edelmetallzone im obersten Drittel, also von nur 250—150 m Stockwerkshöhe. Die Erzgänge sind vielfach an innervulkanische Spalten, Klüfte und Ruschelzonen gebunden, die meist als Bruch- und Setzungsspalten aufzufassen sind, entlang deren oft ein ganzes Schollenmosaik sich ausgebildet hat, das z. T. höchst unregelmäßige und schwer überschaubare Bilder schafft. Außerhalb der Eruptiv-

körper fehlen die Goldsilbererze meist, dagegen setzen die Gänge noch mit Blei-Silber-Zinkerzen oder Kupfererzen fort. Gegenüber den einfachen und einheitlich gebauten plutonischen Gängen steht eine ungeheuer mannigfaltige Formfülle der subvulkanischen Erzgänge und Erztonen: planparallele Gänge mit scharfen Salbändern sind nur selten, meist sind die Gänge brekziös, mit vielen Nebengesteinstücken und Gesteinsscheiben zwischen benachbarten Gängen, die selbst wieder kreuz und quer durchtrümmert und vererzt sind, bis sich ganze breite vererzte Ruschelzonen ausgebildet haben. Meterbreite Gangletten und verletete und verschieferte Ganggesteine oft mit erheblichen Edelmetallgehalten sind häufig. Das Gefüge der Gangfüllung ist ebenfalls überaus mannigfaltig, besonders häufig sind drusige Bildungen und Drusen mit sehr schönen Kristallisationen. Kolloidtexturen sind sehr verbreitet und häufig sogar die Regel. Der Mineralinhalt ist sehr vielfältig und artenreich. Besonders viele komplexe edle Silbererze kommen vor, auch Goldtelluride, daneben die häufigen einfachen Sulfide, von Gangarten häufig Adular, Manganspat und Zeolithe, neben herrschendem Kalkspat und Quarz, der oft als Amethyst ausgebildet ist. Gold tritt als stark silberhaltiges Freigold („Elektrum“) auf, mit Gangarten und Sulfiden verwachsen, dann aber auch häufig als Einlagerungsmischkristall in Pyrit („vererztes Gold“). Kennzeichnend sind die überaus starken Umwandlungen des Nebengesteins. Meist sind im Haupttypus die Eruptivgesteine ihrer ganzen Masse nach „propylitisiert“ oder „vergrünsteint“, d. h. sie zeigen eine gleich nach der Erstarrung eingetretene Autohydratisierung, die in einer Bildung von Chlorit, Pyrit, Quarz und Serizit besteht. Unabhängig davon ist nun eine zusätzliche jüngere Umwandlung des unmittelbaren Nebengesteins der Erzgänge und Erztonen, die in einer noch stärkeren Serizitisierung, vor allem aber in Kalkspatisierung und Verkieselung, meist in Form von Hornsteinbildung besteht. In anderen Fällen tritt eine Kaolinisierung + Verkieselung ein. Diese Art der Umwandlung wurde durch ganz oder größtenteils alkalische Lösungen bewirkt, während eine kleine Gruppe in Alunit + Kaolin umgewandelt ist, wobei schwefelsaure Lösungen eine Rolle spielten. — Die Hauptentwicklung fällt ins epithermale Gebiet, wenn die Mineralbildung auch manchmal schon im mesothermalen beginnt. Eine zonale Abfolge ist sehr ausgeprägt.

Die wirtschaftliche Bedeutung ist recht groß, wenngleich diese Lagerstätten höchstens die Hälfte des aus den plutonischen Goldgängen stammenden Edelmetalls lieferten. Sie haben aber bei ihrer geringen Stockwerkhöhe eine ganz andere wirtschaftliche Struktur. Während die alten Goldgänge jahrhundertlang regelmäßig Ausbeuten liefern, zeigen die meisten subvulkanischen Lagerstätten eine stürmisch ansteigende Blütezeit, oft mit phan-

tastischen Erzeugungsmengen bei unglaublichen Reichtümern auf kleinstem Raum. Aber nach kurzer Zeit, oft schon in 30—50 Jahren, ist alles vorbei, und die erzleeren Wurzeln sind angefahren. Auch wird der Bergbau oft durch Einbrüche heißer (wohl noch hydrothermaler) Wässer, oder durch Gasaushauchungen, häufig auch durch ungewöhnlich niedrige geothermische Tiefenstufen gestört oder verhindert, so daß aus all diesen Gründen die Tiefenerstreckung dieser Gruben nur ganz selten einmal unter 500 m reicht. Die Gliederung ist in den einzelnen Lagerstättenbezirken verschieden. Im großen kann man aber vorherrschende Gold-Silbererze oder reine Silbererze unterscheiden, erstere wieder untergeteilt nach der mineralogischen Natur der Edelerze: je nachdem ob reine Metalllegierungen, Telluride oder Selenverbindungen vorliegen. In der Mehrzahl dieser Formationen ist das Nebengestein serizitisiert, karbonatisiert und verkieselt, während eine kleine Gruppe durch Alunitisierung des Nebengesteins gekennzeichnet ist.

Es sind darnach folgende Untergruppen vorhanden:

- a) Serizitisch-kalkspätig-kieselige Gold- und Goldsilbererze, ohne Tellurerze (Typus Siebenbürgen),
- b) Serizitisch-kalkspätig-kieselige Gold- und Goldsilbererze mit Tellurerzen (Typus Cripple Creek),
- c) Serizitisch-kalkspätig-kieselige Gold- und Goldsilbererze mit Selenerzen (Typus Redjang Lebong),
- d) Alunitische Gold-Silberlagerstätten (Typus Goldfield).

Die Hauptvorkommen sollen hier nur nach Gegenden aber nicht nach Untergruppen getrennt angeführt werden:

Karpaten: Siebenbürgisches Erzgebirge (Rumänien) mit den Hauptvorkommen von Brad, Nagyag, Zalatna und Verespatak; im Vihorlot-Gutiner Gebirge mit Nagybanya, Felsöbanya und Kapnik; Slowakisches Mittelgebirge mit Schemnitz, Kremnitz und Hodritsch.

Ehemaliges Niederländisch-Indien: Sumatra: Redjang Lebong (Hauptvertreter der Gold-Selenlagerstätten), Simau, Lebong Kandis, Lalangi, Karang Soeloch, Lebong Soelit, Tambang Sawah, Gadang Hir, Lebong Sim-pang, alle in der Residentschaft Benkoelen. — Äquator-Grube, Mangani, Salida in der Residentschaft Westküste.

Java: Besonders in Südbansam.

Celebes: Paleleh, Soemalata, Totok.

Deutsch-Neuguinea: Morobe-Goldbezirk im Kaiser-Wilhelm-land.

Philippinen: Antomok auf Luzon.

Japan: Insel Kiuschiu: Ushio, Okuchi, Yamagano, Serigano, Kushikino, Akaishi.

Hauptinsel: Besonders auf der Halbinsel Idzu: Toi-Minen, Rendaiji, Navaji.

Insel Sada: Ohinata.

Insel Hokkaido: Kitami, Omui, Konomai.

Korea: Toci-Mine.

Britisch-Kolumbien: Premier Mine.

Nevada, USA.: Comstock Lode (eine der größten Au-Ag-Anhäufungen der Erde!), Tonopah, Goldfield (alunitische Goldformation!), Magnolia District, Aurora, Rawhide, Bullfrog, Jarbidge, Divide, Gilbert, Bell, Fairplay, Goldcircle, Manhattan, Round Mountain, Tuscarora.

Montana, USA.: Flathead-Mine.

Colorado, USA.: Cripple Creek (bekanntester Tellur-Goldbezirk, mit Natrongesteinen). Telluride, Silverton, Rico, Lake City und Needle Mountains in den San Juan-Bergen. La Plata-District.

Neu-Mexiko, USA.: Mogollon.

Mexiko: El Oro.

Neuseeland: Coromandel, Thames, Kavangahake, Waitekauri, Komata, Waihi, auf der Hauraki-Halbinsel.

6. Epithermale Silberlagerstätten (Typus Mexiko).

Alle vorher behandelten subvulkanischen Lagerstätten hatten neben dem vorwiegenden Goldgehalt auch immer erhebliche Silbergehalte. Wenn diese so überwiegen, das Elektrum makroskopisch fehlt und edle Silbererze, ged. Silber, Silberglanz, Rotgültigerze, Stephanit, Polybasit, sowie silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz und Pyrit in größeren Mengen einbrechen, dann liegen reine Silberlagerstätten vor. Gangarten sind Quarz, oft als Amethyst, meist kolloid gebändert mit Chalzedon und oft noch Opal, Kalkspat, Manganspat und Zeolithe. Oft drusig mit herrlichen Kristallbildungen. Etwa 1 Au auf 140—400 Ag.

Mexiko: Silberreichstes Land, ungemein viele Vorkommen, z. T. schon vor Jahrhunderten meist im Raubbau abgebaut.

Chihuahua: Sabinal, St. Barbara b. Parral.

Zacatecas: Stadt Zacatecas, Fresnillo.

San Luis Potosi: San Pedro.

Guanajuato: Veta Madre, La Luz.

Hidalgo: Pachuca (größter Produzent heute); Real del Monte.

Guerrero: Tasco.

Peru: Colquijirca.

Chile: Chañarcillo.

II. Kies- und Kupferformationen.

Sie sind gekennzeichnet durch die überaus weitverbreitete Paragenese Pyrit-Kupferkies. Die verschiedensten Mischungsverhältnisse und Konzentrationen geben zusammen mit wechselnden nichtmetallischen Begleitern und Nebengesteinen mehrere Typen. Andere Typen sind gegeben durch Eintritt kupferreicherer Mineralien, Buntkupfer, Hochkupferglanz und Fahlerz bis zu deren Vorrherrschaft. Zu Ganglagerstätten kommen dann noch Verdrängungslagerstätten. Es finden sich rein plutonische und rein subvulkanische Typen, im Gegensatz zu Goldlagerstätten aber auch Übergänge zwischen beiden.

a) Plutonische Abfolge.

1. Kata- bis mesothermale Kiesstöcke und Kiesimprägationen (Typus Rio Tinto).

Es sind linsenförmige Körper, im großen konkordant in die Schichtungs- oder Schieferungsflächen der Nebengesteine eingelagert, im kleinen oft mit ihnen verzahnt und wechsellagernd, auch quer durchsetzend und häufig mit Kreuz- und Quertrümmchen die Nebengesteine an der Randzone durchtrümernd, so daß oft förmliche Pseudobrekzien entstehen, im Innern oft noch schmale Blätter des Nebengesteins enthaltend. Der ganze Kieskörper ist zweifellos durch weitgehende Verdrängung des silikatischen Gesteins entstanden. Häufigste Nebengesteine sind einerseits schiefrige Gesteine, andererseits hypoabyssisch-plutonische, oft porphyrische saure prä- und syntektonische Intrusivgesteine. Die Lagerstätten können mitten in beiden oder am Kontakt liegen. Die Größe der Erzkörper ist häufig recht erheblich. Sie werden hunderte, ja mehr als tausend Meter lang und werden bis zu einigen hundert Metern mächtig. Auch die Tiefenerstreckung ist bedeutend und kann bis über 500 m betragen. Stets sind die Nebengesteine hydrothermal umgewandelt, serizitisiert, chloritisiert, verquarzt, seltener karbonatisiert, immer aber stark pyritisiert und oft mit großen Mengen Pyrit imprägniert. Der Mineralbestand ist stets rein hydrothermal, und nie werden pneumatolytische oder kontaktpneumatolytische Mineralien beobachtet. Oft sind die Erzkörper auf große Erstreckung von erstaunlicher Reinheit, 90—95% Sulfide mit 85—90% Pyrit im jahrelangen Förderdurchschnitt sind keine Seltenheit. Weitau überwiegend ist Pyrit. Magnetkies fehlt meist völlig. Kupferkies ist immer da, kommt aber meist nur in Mengen von 6—10% vor, so daß der Kupfergehalt des Roherzes 2—3% beträgt. Wesentlich geringer sind die Mengen Zinkblende, Fahlerz und Bleiglanz. Andere Sulfide sind ganz spärlich. Von Gangarten sind Quarz und Schwespat stets vorhanden, etwas Eisenspat ab und zu. Serizit und Chlorit sind häufig, sie sind aber wohl — ebenso wie ein Teil des Quarzes — als Verdrängungsreste und Umwandlungsmineralien des Nebengesteins aufzufassen. — Das Gefüge ist stets richtungslos massig, die Erze sind fein- bis mittelkörnig. Ein kleiner Gold- und Silbergehalt fehlt nie, ist meist schon im primären Erz gewinnbar und kann sich in der Zementations- und Oxydationszone zu bedeutenden Gehalten anreichern. Wo solche großen Kieskörper zutage austreichen, sind sehr mächtige Oxydationszonen mit hochhaltigen Brauneisenerzkörpern vorhanden, z. T. auch nur ein Quarzskelett, aus dem das Eisen ausgelaugt ist; in der Zementationszone sind stets aber sehr erhebliche Kupfer-, Silber- und Goldanreicherungen und eine starke zusätzliche Nebengesteinszersetzung durch die sauren Oxydationswässer.

Die Lagerstätten sind die wichtigsten Rohstoffe für die Schwefelsäureherstellung. Ihre Rückstände sind hochhaltige Eisenerze (Kiesabbrände, „Purple Ore“). Infolge ihres Kupfergehaltes gehören sie für einige Länder auch zu den wichtigsten Kupferlagerstätten.

Rio Tinto-Gebiet (Huelva-Bezirk) im südl. Spanien und Portugal. Seit über 3000 Jahren in Produktion, in normalen Zeiten über 3 Mill. t Kies liefernd, weitaus größte Kieslagerstätte der Erde und Europas größter Kupferlieferant. Enthält mehr als die Hälfte aller bekannten Kiesvorräte der Erde, ca. 500 Mill. t. Eine Anzahl großer Erzkörper und viele kleinere. 48—50% S, 2,2% Cu im primären Erz.

Nordalbanien: Mirdita.

Ural: Im ganzen Gebiet, am meisten im mittleren Ural entwickelt. Bogomolowski, beim Hüttenwerk Kuschwa; San Donato b. Nischne Tagilsk; Umgebung von Wersch-Issetsk, Revdinsk und Dektiarka b. Syssersk (größtes Vorkommen); Kyschtym und Tanalyk-Baimak. Sehr bedeutende Lagerstätten, 170—200 Mill. t Vorräte. Jahresproduktion zuletzt 600—700000 t, für die Inlandsversorgung der Sowjetunion ausreichend.

Japan: Die plutonischen Kieslagerstätten sind an die äußere Zone des japanischen Inselbogens der vier Hauptinseln gebunden. Besshi-Mine auf Schikoku; Hitachi-Mine auf Nippon (sehr bedeutend).

Tasmanien: Mt. Lyell und Chester.

USA.: Wenig Kieslagerstätten. Shasta County i. Kal.

2. Pyrit-Kupferkies-Imprägnationen in Silikatgesteinen (Typus „Disseminated copper ores“).

Im Gegensatz zur vorigen Gruppe besitzen die primären Teile dieses Typus nur recht geringe Kiesgehalte, und die Anteile Kupfer und Eisen in sulfidischer Bindung sind beinahe gleich. Verdrängungen spielen hier eine geringere Rolle. Die Nebengesteine sind aber sonst hochgradig hydrothermal umgewandelt, und diese umgewandelten Silikatmassen sind mit den Sulfiden imprägniert. Die Lagerstätten können nur unter bestimmten Verhältnissen bauwürdig sein. Die sehr armen primären Erze sind durchweg unbauwürdig. Nur wenn sie durch sekundäre Vorgänge in der Oxydations- und Zementationszone eine Kupferanreicherung erfahren haben, wenn sehr große Mengen dieser sekundären Erze vorhanden sind, wenn das Erz eine gleichmäßige Beschaffenheit, leichte Aufbereitbarkeit, günstige Transportlage hat und das Deckgebirge nur geringmächtig ist, dann können sie ausgebeutet werden. Erst seit Anfang dieses Jahrhunderts haben Lagerstätten dieser Art, vor allem in USA. und in Chile eine solch enorme Entwicklung genommen, daß sie schon seit längerer Zeit über 30% der Weltproduktion an Kupfer bestreiten. Einige von ihnen gehören sogar zu den größten bekannten Kupferlagerstätten. In Zukunft scheint dieser Typus auch für die russische Kupferversorgung von erheblicher Bedeutung zu werden, da sehr große Lagerstätten dieser Art in Russisch-Asien neu gefunden wurden.

Die allgemeinen Erscheinungsformen sind folgende: Die Lagerstätten sind gebunden an oberste, meist porphyrisch

struierte Aufstülpungen großer hypoabyssisch-plutonischer, meist posttektonischer saurer Intrusivkörper. Sie sind von einem engmaschigen Netzwerk dünner, kreuz und quer durchsetzender Schrumpfungsklüfte und Scherungsklüfte durchzogen, auf denen die hydrothermalen Lösungen leicht zirkulieren konnten. Diese zersetzten das Gestein in seiner ganzen Masse und bildeten Serizit, Biotit, Quarz, Kalkspat, Pyrit und Kupferkies neu. Diese Mineralien erfüllen die papierdünnen Klüfte und haben die primären Eruptivsilikate weitgehend verdrängt. Die Sulfide imprägnieren dazu auch noch das Gestein außerhalb der Klüfte. Kleinere Kuppeln und Aufbrüche sind völlig in dieser Weise zersetzt, in größeren Intrusivkörpern sind nur mehr oder weniger große verschwommene Massen dieser Zersetzung und Vererzung anheimgefallen. Schieferige Nebengesteine enthalten mitunter auch noch Kiese und sind in der gleichen Weise hydrothermal verändert. Dieses azendent-hydrothermale Erz wird von den Amerikanern als „protore“, d. h. Muttererz oder Ausgangserz, bezeichnet. Es enthält nur ein Hundertstel bis höchstens einige Zehntel Prozent Kupfer und ist fast nirgends bauwürdig.

Alle diese Vererzungen haben sich im akrobatholithischen Stockwerk gebildet und sind nur auf kleine Aufstülpungen einer an und für sich sehr viel größeren Intrusivmasse beschränkt. Diese vererzten Zersetzungszone häufen sich oft entlang einer tektonisch bedingten höchsten Intrusionsaxe, auf der sich die höchsten und meisten Aufstülpungen befinden.

Die Bauwürdigkeit dieser Lagerstätten wird erst durch die Anreicherung in der Oxydations- oder meistens nur in der Zementationszone erreicht. Die Erscheinungen der Verwitterung der sulfidischen Kupfererze und die Ausbildung der verschiedenen Arten von Oxydations- und Zementationszonen auf diesen Lagerstätten sind praktisch sehr wichtig. Besonders häufig kommt der Fall eines „fossilen eisernen Hutes“ vor, wobei die Oxydations- und Zementationszone einem, z. T. sogar mehreren früheren morphologischen Zyklen entspricht. Das Gebiet hat sich seit dieser Zeit dann gehoben oder gesenkt, es wurde bruchgefaltet, öfters flossen auch jüngere Laven darüber; jedenfalls ist sehr häufig die Lage des heutigen Grundwasserspiegels nicht mehr der Lage und Form der sekundären Verwitterungszonen konform. Im zweiten Hauptabschnitt dieses Buches wird im Abschnitt über Oxydations- und Zementationszonen auf diese Verhältnisse näher einzugehen sein (siehe S. 141).

Die bestbekanntesten und wirtschaftlich wichtigsten Lagerstätten sind in den Staaten Nevada, Utah, Arizona und Neu-Mexiko sowie an der Nordgrenze von Mexiko selbst. Alle sind mit Intrusivgesteinen verknüpft, die zur laramischen Orogenese gehören.

Diese Lagerstätten enthalten enorme Vorräte, die in folgender Tafel zusammengestellt sind:

Tafel 10.

Erz- und Kupfermengen der „disseminated copper ores“ im Südwesten von Nordamerika.

	Gewonnenes Erz in t	Ge- wonnene Kupfer- mengen in t	Noch vor- handene Erzvorräte in t	% Cu im Hauf- werk	Gesamt- menge Erz auf der Lagerstätte
Ely, Nevada (bis 1935)	81 000 000	900 000	100 000 000	1,20	180 000 000
Bingham, Utah (bis 1930)	160 000 000	1 520 000	640 000 000	1,066	800 000 000
Miami, Arizona (bis 1931)	102 000 000)	855 000	130 000 000	1,1	230 000 000 ¹⁾
Ray, Arizona (bis 1931)	100 000 000)	565 000	135 000 000	1,6	235 000 000 ¹⁾
Ajo, Arizona (bis 1931)	32 400 000	344 000	125 000 000	1,0	157 000 000
Santa Rita, Arizona	86 400 000)	576 300	175 000 000	1,4	261 000 000 ¹⁾
Cananea, Mexiko (bis 1932)	?	540 000	?	?	?

¹⁾ = errechnet.

Chile: Chuquicamata; die primären Teile sind stark verruschelte und mannigfach intensiv umgewandelte Scherzonen in einem Granodiorit, in denen die primären Erzminerale auf Gängen, Trümchen und Imprägnationen vorkommen. Das Haupterzmineral ist Enargit, so daß hier schon Übergangsformen zu den Butteerzen vorliegen (Abschnitt 5).

Russisch-Asien: Kounrad, Boschtsche-Kul und andere in Kasakstan; Altai. Alamyk in Zentralasien, Transkaukasus. Die hydrothermale Umwandlung ist hier oft sehr vollständig und hat „sekundäre Quarzite“ geliefert, z. T. noch mit Andalusit, Korund und Diaspor. Die Mengen sollen sehr groß sein, so daß der sowjetrussische Eigenbedarf an Kupfer nach Fertigstellung der dortigen Anlagen gedeckt sein soll.

3. Mesothermale Kupferkies-Quarzgänge.

Sie sind weit verbreitet, aber von geringer Bedeutung, weil die aus ihnen zu gewinnenden Kupfermengen in gar keinem Verhältnis zum heutigen Kupferverbrauch stehen, und weil die Gewinnungskosten aus solchen kleinen Lagerstätten viel zu hoch im Vergleich zu den aus den Riesenlagerstätten der „disseminated copper ores“, des Oberen Sees, u. a. sind.

Es gibt mehrere Gruppen, einmal formal: Gänge und vererzte Ruschelzonen, dann mineralogisch: mit quarziger, karbonspätiger und barytischer Gangart, und ferner wechseln auch die Erzminerale: es gibt solche mit Kupferkies + Pyrit, in anderen treten Buntkupfer, Fahlerz und Enargit dazu, in einer dritten Gruppe spielen Bleiglanz und Zinkblende eine größere Rolle („polymetal-

liche Lagerstätten“), und endlich kommen sehr eisenspatreiche, aber kupferarme Formen vor, die Übergänge zu den reinen Spateisensteingängen (VII, 1) bilden.

Deutsches Reich: Randzonen des Siegerlandes, Nordteil der Dillmulde, — heute abgebaut und bedeutungslos —, Mitterberg (b. Salzburg), Kallwang (Steiermark), Kitzbühel, Pinzgau, Schwaz, Brixlegg (Tirol).

Cornwall: Höhergelegene und niederthermale Fazies der Zinnerzgänge. Sowjet-Union: Weit verbreitet in den herzynisch-kaledonischen Faltengebirgen Ural, Altai, Kasakstan, Transkaukasien. Große Blüte im Ural im 18. und 19. Jahrhundert; durch die Malachitföhrung (Schmuckstein) der Oxydationszone wertvoll, heute bedeutungslos. — Wichtiger sind polymetallische Lagerstätten, besonders im Altai (Belousowski bei Ust-Kamengorsk).

USA.: In den nevadischen und laramischen Metallprovinzen, heute ganz bedeutungslos.

4. Mesothermale Kupferkiesgänge und verzerrte Ruschelzonen in metamorphen basischen Gesteinen („Chloritische Kupferformation“).

Kupferkies und Buntkupfer zeigen eine ganz ausgesprochene Bevorzugung basischer Gesteine als Nebengesteine, so daß schon häufig vermutet wurde, daß diese Kupfererze aus basischen Magmen stammten. Eine solche Bevorzugung ist aber auch bei Goldlagerstätten häufig und ist dadurch zu erklären, daß die Ausfällung dieser Erze an und durch Ferromineralien viel leichter und vollständiger stattfinden kann als anderswo. So findet man viele Kupfererz-lagerstätten in „Grünsteinen“ und Amphiboliten. Es waren dies ehemalige subvulkanische Lagerdiabase, Melaphyr- und Mandelstein-Lavadecken, Tuffe oder Agglomerate, die durch Belastungs-metamorphose und durch orogenetische Durchbewegung umgewandelt wurden. Sie sind durchzogen von Klüften, Scherzonen und Ruschelzonen, an die meist die Erze gebunden sind. Auch linsenförmige Erzkörper sowie echte Spaltengänge kommen vor. Von Erzmineralien treten überwiegend Pyrit und Kupferkies auf, örtlich Buntkupfer, spärlich Zinkblende und Bleiglanz. Ein höherthermaler Typ enthält noch Magnetkies, Kupferkies-Buntkupfer-Verwachsungen, Eisenglanz, Arsenkies, Kobaltkies (Linneit) und Safflorit. Von Gangarten finden sich Quarz, eisenführende Karbonate, Serizit, besonders aber überall und sehr reichlich Chlorit. Die Hornblenden und Augite und metamorph entstandenen Chlorite der Nebengesteine sind hydrothermal durch die Erzlösungen in jüngere Chlorite, Serizit, eisenhaltige Karbonate, Quarz und seltener Epidot umgewandelt.

Deutsches Reich: Kupferberg in Schlesien.

USA.: Magma-Mine b. Superior, Arizona, sehr hochhaltig; Foothill Copper Belt, Kalifornien (in der Erzprovinz des Mother Lode-Systems), früher sehr ergiebig, heute abgebaut; Riddle, Takilma, Homstead, Keating in Oregon.

Britisch-Kolumbia: Viele bedeutende Lagerstätten in der Küsten-Kordillere: Britania-Mine, Hidden Creek, Bonanza, Marle Bay, Copper Mountains.

Alaska: Südöstl. Teil und Prince William Sound.

Kleinasien: Arghana Maden, sehr bedeutend.

Transvaal: Messina-Grube, sehr bedeutend.

5. Mesothermale Kupfer-Arsengänge (Typus Butte).

Hauptlagerstätte ist Butte in Montana, zugleich das reichste bekannte Kupfererzvorkommen in bezug auf Metallkonzentrationen und eines der größten in bezug auf die gewonnenen und noch vorhandenen Metallmengen. Die Lagerstätten sind im Buttegranit, der ein Teil des großen und metallreichen Iaramischen Boulder-Batholiths ist. In einer älteren mineralfreien Zerklüftung wurden Aplit- und Quarzporphyrgänge nachgeschoben, eine darauf folgende jüngere Druck- und Zugbeanspruchung schuf die Spalten, Klüfte und Ruschelzonen im Granit, Gangporphyr und Aplit, die dann in mehreren Phasen mit Erzmineralien und Gangarten gefüllt wurden. Es ist ein ONO-streichendes System von Zugklüften und Zerrungsspalten vorhanden und zwei diagonal und symmetrisch zu den Normalspannungen verlaufende NW- und NO-streichende Scherklüftsysteme mit Gleitschiebungen. Örtliche Torsionen der verspannten Gesteinsblöcke bewirkten eine Zerfaserung und Ablenkung der Hauptspalten („Pferdeschwanzstruktur“). Die Füllung aller Gangspalten ist ungefähr gleichaltrig, so daß keine Beeinflussungen an den Gangkreuzungen eintraten. Die Zugklüfte enthalten die reichsten Erze und werden bis 30 m mächtig, einige Hauptgänge halten 8—10 km lang an. Das ganze erzführende Gebiet von etwa 8:4 km Fläche enthält, oft dicht geschart, tausende von Einzelgängen, zwischen denen oft noch eine reiche Imprägnation und Verdrängung weit ins Nebengestein reicht. Es herrscht eine ausgezeichnete laterale zonale Anordnung. In einer mittleren Hauptkupferzone sind die reichsten Kupfererze, Hochkupferglanz und Enargit. In diesem Bereich sind die Nebengesteine völlig zu Serizit, Chlorit, Epidot, Quarz und Pyrit zersetzt. In einer Zwischenzone tritt Zinkblende als wesentliches Mineral hinzu, die Umwandlung beschränkt sich nur auf die nähere Umgebung der Erzgänge. In der äußeren Zone sind reine Silber-Zink-Mangangänge, die dann nach außen in pyrithaltigen sonst erzfreien Quarzgängen endigen. Diese laterale Zonung entspricht auch einem analogen vertikalen Teufenunterschied. In der mittleren Zone sind auch in den größten Tiefen Hochkupferglanz und Enargit die Haupterze geblieben. In den oberen Teilen kamen in der Zementationszone riesenhafte Massen von Tiefkupferglanz vor. Darüber war die Oxydationszone fast ganz ausgelaugt und metallfrei.

Der erzführende Raum von Butte von 8000 m Länge, 4000 m Breite und 1200 m Tiefe hat bis 1930 geliefert:

5 000 000 t	Kupfer
1 200 000 t	Zink
140 000 t	Blei
14 500 t	Silber
57 t	Gold.

1929 wurden 3,8 Mill. t Erze mit 134 700 t Kupfer gefördert. Wegen der allgemeinen Depression ging die Kupferförderung dann bis 1940 stark zurück. Die Kupfererze haben 4—5% Cu, 56 g Ag/t und 0,28 g Au/t. Die Vorräte wurden 1936 auf 1350000 t Kupfer geschätzt. Es arbeiten etwa 20 Gruben.

6. Mesothermale Kupfer-Arsen-Verdrängungslagerstätten (Typus Tsumeb-Mine).

Hauptlagerstätte ist die Tsumeb-Mine im Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika, die größte und reichste Erzlagerstätte der deutschen Kolonien. Der Erzkörper liegt im steilen Flügel einer Mulde aus reinen Dolomiten, wo ein schlauchförmiger Körper aus Feldspatquarzit konkordant eingelagert und mehrfach tektonisch zerrissen ist. An ihn sind die Erze gebunden und reichen noch eine größere Strecke in den Dolomit. Der stockförmig steil in die Tiefe setzende Erzkörper hat eine größte Länge von 200 m, eine größte Breite von 30 m und ist zur Zeit bis auf 460 m Tiefe bekammt. Im mittleren Feldspatquarzit, der stark hydrothermal zersetzt ist, finden sich stärkere Imprägnationen, während der mantelförmige Haupterzkörper das dolomitisch-brekziöse Gestein fast völlig verdrängt hat. Dieses Verdrängungserz ist ungewöhnlich rein und hochhaltig und besteht aus 65—70% Erzminerale: Hochkupferglanz (mehrere mikroskopisch zu unterscheidende Arten), Enargit, Kupferzinkarsenfahlerz, Bleiglanz, Zinkblende (sehr kadmiumreich, triboluminiszierend), Pyrit. Dazu kommen noch 30—35% Gangarten: Quarz, Dolomitspat, Kalkspat und Serizit. In einem größeren Körper von mehreren hundert Tonnen Gewicht kam das dort neu-gefundene germanium- und galliumreichste Erzmineral Germanit $\text{Cu}_8(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Ga})_2(\text{Ge}, \text{As})_2\text{S}_{11-12}$ vor. Innerhalb der Erze sind überaus zahlreiche stufenweise Verdrängungen vorhanden. Umgeben ist der Erzkörper von einer Verkieselungszone mit Hornstein. Primäre Teufenunterschiede sind noch nicht beobachtet. Die Oxydations- und Zementationsumbildungen sind äußerst stark, große Massen von reinem Tiefkupferglanz kamen vor. Eine ungemein zahlreiche Artenfülle von 70—80 Mineralien herrscht in der Oxydationszone (Fundstätte sehr schön kristallisierter Oxydationsminerale von Cu, Pb, Zn, Vd, As und zahlreicher Pseudomorphosen). Beide hängen in ihrer eigenartigen Form und Verbreitung von der Karsthydrographie der herrschenden karbonatischen Nebengesteine ab (siehe Teil II, S. 141). Im Durchschnitt hatten bis jetzt die Erze 10—11% Cu, 28—30% Pb und 10—15% Zink.

Die reichsten Erze wurden versandt, ein Teil an Ort und Stelle zu Kupferstein und Bleistein verschmolzen, der Hüttenstaub auf Kadmium verarbeitet. Der Zinkgehalt wurde seither noch nicht ausgenützt. Von 1906 bis 1937 wurden etwas über 2 Mill. t Erze gefördert. Andere ähnliche, aber kleinere Lagerstätten im Otavibergland sind Tsumeb-West, Asis, Guchab, Bobos, Nosib, Groß-Otavi.

Tintic-Utah ist ein anderer großer Vertreter dieses Typus, der allerdings mehr Blei als Kupfer produzierte; 1869—1930:

670	Mill. RM.	Silber
390	„ „	Blei
170	„ „	Gold
147	„ „	Kupfer.

Es ist auch ein großer Verdrängungskörper in Kalken, der ebenfalls stark hydrothermal verkieselt ist. Eine zonale Abfolge ist bemerkbar. Eine metallreiche und ungemein artenreiche Oxydationszone, die auch mit der Karsthydrographie zusammenhängt, ist ebenfalls hier vorhanden.

7. Fahlerzgänge S(Typus chwarz).

Während Mineralien der Fahlerzgruppe in den vorgenannten Kupferlagerstätten fast nie fehlen, manchmal sogar recht häufig sind, und ebenso in höher- und mittelthermalen Blei-Zinklagerstätten vielfach vorkommen, sind eigene Fahlerzlagerstätten mit der Vorherrschaft dieses Erzminerals nur selten. In ihnen ist dann durchgängig das Fahlerz durch einen gewissen Quecksilbergehalt ausgezeichnet, der die Veranlassung zu einer zementativen Anreicherung von Zinnober (zusammen mit Tiefkupferglanz) in den oberen Teufen gibt. Die Lagerstätten sind heute fast überall bedeutungslos, wenn auch einige im Mittelalter sehr wichtig waren.

Rheinisches Schiefergebirge: Heinrichsseggen b. Litfeld; auf einer Anzahl anderer vorwiegender Blei-Zinkgruben kamen eigene größere Fahlerzmittel vor. — Antweiler i. Ahrtal.

Ostalpen: Schwaz und Brixlegg in Tirol. Reiches Silber-Quecksilber-Fahlerzvorkommen, von 1500 an im Besitz der Augsburger Fugger, einige Jahrhunderte lang eine der reichsten Gruben Europas, heute bedeutungslos. — Mixnitz (Steiermark); Schladminger Tauern.

a/b) Plutonisch-subvulkanische Übergangslagerstätten.

Die folgenden Gruppen zeigen in wechselnder Stärke Anzeichen ziemlich hochgelegener Abspaltung der Erzlösungen aus ihrem Muttermagma, so daß sie in dieser Beziehung als Übergangsformen aufzufassen sind.

8. Mit Kupfererzen imprägnierte Eruptivbrekzien (Typus Pilares Mine).

Sie haben mancherlei Ähnlichkeiten mit den „disseminated copper ores“. Der grundsätzliche Vererzungsvorgang und die Paragenesen sind dieselben, die Erzträger sind ebenfalls saure Eruptiv-

gesteine. Die Metallgehalte der primären Teile sind aber weit höher, so daß auch die primären Teile bauwürdig sind. Die geologischen Erscheinungsformen deuten auf eine Abspaltung der Erzlösungen und auch auf die Festwerdung in einem wesentlich seichterem Intrusivniveau hin, so daß plutonisch-subvulkanische Übergangsformen vorliegen. Es sind mehrere große Lagerstätten in Mexiko und Chile bekannt, von denen die Pilares-Mine als Typ genommen sei.

Die Pilares-Mine in Sonora, Mexiko, sitzt in vulkantelektisch sehr stark zerbrochenen sauren Ergußgesteinen an der Stelle eines ovalen Einbruchs, in den ein saurer Intrusivkörper eingedrungen ist. Die über ihm befindliche äußerst stark zerbrochene brekziöse Aufstülpung ist gut mit Kupferkies und Pyrit vererzt, wobei die Nebengesteine in Quarz und Serizit umgewandelt wurden. Von 1902 bis 1925 wurden 260000 t Kupfer und 125 t Silber erzeugt. Die Grube liegt seit 1931 still.

In Cananea in Sonora, Mexiko, sind innerhalb größerer schwach imprägnierter Massen schlotförmige Brekzien in Intrusivgesteinen, subvulkanischen Granitporphyren und Ergußgesteinen, die in eigenartiger Weise ringförmig in zonarem Wechsel vererzt sind. Neben Kupferkies, Buntkupfer und selteneren Sulfiden ist besonders Molybdänglanz bemerkenswert. Quarz und Phlogopit sind die Begleiter. Die Lagerstätte hat bis 1932 über 540000 t Kupfer geliefert.

Potrerrillos (oder Andes) in Chile hat mehrere unregelmäßige Erzkörper in stark gestörtem Dioritporphyrit und seinem schieferigen Nebengestein, in dem das Gestein zu Quarz, Serizit, Kalkspat und Chlorit zersetzt ist, während auf Kreuz- und Querklüften Pyrit, Kupferkies, Enargit und spärliche andere Erzminerale vorkommen.

9. Zeolithisch-chloritische ged. Kupfer-Imprägnationen (Typus Oberer See).

Sie kommen auf der Calumet-Halbinsel im Oberen See, USA., vor, in einer 6000—7000 m mächtigen Serie von Basaltströmen mit zwischengelagerten Felsitagglomeraten. Die bis 400 m mächtigen Ströme sind in der Mitte dicht, im oberen Teil als Mandelsteine ausgebildet und haben als oberste Stromoberfläche häufig rotgefärbte brekziöse Teile und Schlackenagglomerate. Sie fallen heute unter 40—45° ein. Einige felsitische Agglomerate sind mit gediegenes Kupfer imprägniert, wobei das Gestein gebleicht ist und Quarz und Kalkspat neugebildet wurden. Diese Agglomeratlagen lieferten etwa 45% der seitherigen Förderung. Über 50% der Förderung sind an vererzte Mandelsteine und brekziöse basaltische Schlackenagglomerate gebunden. Hier ist ged. Kupfer von Chlorit, Epidot, Pumpellyit (faseriger Zoisit), Serizit, Quarz, Kalkspat, Prehnit, Datolith, Laumontit und Analzim begleitet. Nach der Tiefe nimmt ein bis einige Zehntel Prozent betragender Arsengehalt etwas zu. Einige vererzte Spaltengänge sind auch bekannt mit örtlich sehr großen Massen ged. Kupfer, aber mit geringen Mengen im ganzen. Die Entstehung ist so zu denken, daß sulfidische Kupferlösungen sich aus dem unterliegenden Duluthbatholith abgespalten haben, in die Basaltströme gerieten und die Ferrimineralien, besonders den

feinverteilten Eisenglanz in den Stromoberflächen und Agglomeraten reduziert haben, so daß ged. Kupfer ausfiel. Die Lagerstätten werden seit 1854 betrieben und haben bis 1930 3,8 Mill. t Kupfer geliefert. Der Durchschnitt beträgt genau 1% Cu. Der Distrikt war jahrzehntelang der größte Kupferlieferant und steht heute auch noch an zweiter oder dritter Stelle.

Die anderen, allerdings nur ganz kleinen Vorkommen der „zeolithischen Kupferformation“ sind ausgesprochen subvulkanisch und sind im Abschnitt 14 besprochen.

10. Telemagmatische Kupferglanzlagerstätten (Typus Kennecott).

Die Hauptlagerstätten liegen bei Kennecott am Prince William Sound in Alaska. Über Strömen und Decken basaltischer Gesteine, die chloritisch zu Grünsteinen zersetzt sind und spärliche epidotische Kupfererze führen (siehe S. 76), liegen konkordante Kalke, in denen Gänge, vererzte Brekzienzonen und Verdrängungskörper mit 92—97% Kupferglanz, etwas Kupferindig, Enargit, Buntkupfer und Kupferkies liegen. Es treten Tief- und mehrere Arten Hochkupferglanz auf. Die Erze zeigen z. T. Kolloidtexturen. Die Erzlösungen sind wohl an einer tieferen, aber nicht mehr rein plutonischen Stelle abgespalten. Der Bildungsort der Erze wäre dann so weit vom Stammagma, daß die Erze als „telemagmatisch“ zu bezeichnen wären.

Die Lagerstätten sind sowohl wegen der großen vorhandenen Mengen als auch wegen der erstaunlichen Gehalte (erste Klasse der Förderung 63—70% Cu!) recht bedeutend.

b) Subvulkanische Abfolge.

Es wurden hierunter solche Typen aufgenommen, deren Erzlösungen entweder nachweislich sich aus flach gelegenen Herden abgespalten haben, die auch subvulkanische oder vulkanische Gesteine geliefert haben, oder die nach allen geologischen Anzeichen nur aus solchen stammen können, aber sich erst nach längerer Wanderung verfestigt haben, somit als „telemagmatisch“ zu bezeichnen sind. Es sind sowohl Kies- als auch Kupferformationen dieser Art vorhanden, aber in einer geringeren Art- und Formenfülle als innerhalb der plutonischen Abfolge.

11. Meso- bis epithermale Kieslagerstätten (Typus Maidan Pek).

In Maidan Pek, Ostserbien, sind unregelmäßige Erzkörper, diffuse Vererzungszonen und vererzte Ruschelzonen in andesitischen Gesteinen und den anstoßenden Teilen schieferiger und kalkiger

Nebengesteine vorhanden. Erzminerale: meist nur Pyrit mit wenig Kupferkies, Gehalte ganz verschieden, von sehr hochhaltigem fast reinem Kieserit bis zu unbauwürdigen Pyritisierungen. Die Silikatgesteine sind in Serizit, Quarz, Kalkspat und Kaolin umgewandelt, die Kalke sind verkieselt.

Auf einigen toskanischen Lagerstätten sind die Kiese aus älteren und höherthermalen Eisenoxiden entstanden, die durch jüngere subvulkanische H_2S -Lösungen pyritisiert wurden. Sie sind als Pyrit- und Eisenerzlager wichtig.

12. Japanische Schwarzerze.

Sie sind in Japan weit verbreitet und zwar in den inneren Zonen von NO- und SW-Japan, wo tertiäre Sedimente mit vielen tertiären und jüngeren sauren Ergußgesteinen, Agglomeraten und Tuffen vorkommen. Die Erze bevorzugen besonders brekziöse Tuffe nahe den Kontakten gegen Andesite und Rhyolithe. Die Nebengesteine sind stark umgewandelt, entweder in Chlorit, Kalkspat, Epidot, Serizit, Zeolithe und Pyrit, oder sie sind albitisiert, oder endlich im letzten intensivsten Stadium ist alles kaolinisiert und in weiche tonige Massen verwandelt. Auch Verkieselungen sind mit der Vererzung verbunden. Die Erzkörper erreichen bis zu mehreren hundert Meter Durchmesser. Nach der mineralogischen Zusammensetzung werden mehrere Arten unterschieden: Schwarzerz („Kuroko“): Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Schwefelkies; Gelberz („Oko“): Pyrit, Kupferkies, Quarz; kieseliges Erz („Keiko“): mit Pyrit imprägnierter verkieselter Tuff. Die Erzsorten kommen zusammen vor, Schwarzerz meist in der Mitte, Gelberz als äußere Schale der großen und kleinen Erzmassen. Ab und zu finden sich auch größere anscheinend hydrothermale Gipsmassen. Kolloidtexturen sind weit verbreitet. Die Anfangstemperaturen sind wohl etwas höher, vielleicht mesothermal, es herrschte aber ein rascher Temperaturabfall während der Kiesbildung, vielfach ging die Temperatur bis etwa 60° (Gips!) herab.

Die Schwarzerze haben für Japan eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung, besonders als Kupferlieferanten (etwa die Hälfte der heimischen Kupferproduktion). Als Kieslieferanten treten sie gegen die großen und reichen plutonischen höherthermalen Kieslagerstätten zurück (siehe S. 73).

13. Meso- bis epithermale Kupfer-Arsenformationen (Typus Bor).

Ähnliche Paragenesen wie in den plutonischen Arsenkupferformationen vom Butte- und Tsumeb-Typus kommen nun auch auf einer größeren Anzahl typisch subvulkanischer Lagerstätten vor.

Sie sind besonders aus Südost- und Südeuropa, aus Mexiko und aus den südamerikanischen Anden bekannt. Es gehören mehrere recht große und wichtige Lagerstätten zu diesem Typus. Kennzeichnende Erzminerale sind Enargit, Luzonit, Famatinit, Kupferarsen-fahlerz, dazu Pyrit, häufig auch Kupferindig, das in manchen dieser Lagerstätten eine erhebliche Rolle spielt. Begleitminerale sind besonders Quarz und Kaolin, manchmal auch Chalzedon, Schwespat, Alunit, seltener Serizit. Die Nebengesteine sind meist stark tektonisch und vulkantelektisch gestört, oft sind es Vulkanschlote mit andesitischen, trachytischen oder rhyolithischen Gesteinen und Eruptivbrekzien, wohl auch mit Tuffen.

Ungarn: Matrabanja b. Reesk. Verkieselte Massen mit vorwiegend Enargit und Pyrit (goldhaltig) in Andesitbrekzien.

Bor in Ostserbien: In einem autohydratisierten Andesitmassiv sind 3 große Erzkörper von je mehreren 100 Meter Durchmesser mit Pyrit, Enargit, Hochkupferglanz, viel Kupferindig, Quarz und etwas Schwespat, teils 5—6%, teils nur 1—2% Cu, aber mit großen Vorräten. Z. Zt. größter europäischer Kupferproduzent, jetzt in deutschem Besitz. Es wird noch mit Erzvorräten von 750000 t Cu gerechnet. Die Lagerstätte spielte schon im ersten Weltkrieg für die Kupferversorgung der Mittelmächte eine ausschlaggebende Rolle und ist im jetzigen Krieg nach der Eroberung Serbiens ebenfalls für uns von sehr hoher Bedeutung.

Bulgarien: Sredna Gora.

Sardinien: Alghero.

Mexiko: Caridad-Mine in Sonora; Colorado-Mine in Cananea.

Cerro de Pasco in Peru: In einem von Verwerfungen begrenzten Vulkanschlote, mit verschiedenartigen sauren vulkanischen Brekzien und Agglomeraten sind mehrere Erzkörper, z. T. mit Pyrit und hochhaltigen Kupfer-Arsenerznestern, z. T. mit Blei-Silber-Arsenerznestern, z. T. auch Erzgänge. 1927 bis 1931 wurden 1,8 Mill. t Erze mit 112000 t Cu und 340 t Ag gewonnen. Vorräte 3 Mill. t Kupfererze, 4 Mill. t Blei-Zinkerze, dazu noch 12 Mill. t silberreiche Oxydationserze. Starke und hochhaltige Oxydationszone.

Morococha in Peru: Die Lagerstätten sind an einen Monzonitstock gebunden und sind in Gängen, die tektonischen Scherzonen entsprechen, mit Quarz, Pyrit, Zinkblende, Enargit, Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz, alle stark silberhaltig. Im kalkigen Nebengestein sind auch Verdrängungskörper und Imprägnationen. Die Erscheinungsformen sind schon stark plutonisch. Rohere haben 6% Cu und 310 g Ag/t. 1928—1932 wurden 100000 t Cu und 304 t Ag gewonnen.

Bolivien: Mehrere kleinere Lagerstätten, La Joya, Laurani.

Argentinien: Capillitas, Famatina.

Braden-Mine (El Teniente) in Chile: Neben Chuquicamata (siehe S. 75), das übrigens auch in den primären Teilen subvulkanische Züge dieses Typus trägt, die wichtigste chilenische Kupferlagerstätte. Apophyse eines Granodiorits mit nachfolgender Intrusion von Dazit und Dazitbrekzien innerhalb eines schlotförmigen Körpers mit starker Turmalinisierung und Serizitisierung mit Kupferkies, Buntkupfer, Enargit, Fahlerz, Pyrit, Eisenspat, Manganspat, Quarz und Anhydrit. 1935 wurden 5 Mill. t Erz mit 2,37% Cu gewonnen. Als Vorräte werden 205 Mill. t Erz mit 2,2% Cu angegeben. Ähnlich ist Las Condas.

14. Epithermale zeolithische und epidotische Kupferformationen in basischen Mandelsteinen (Typus Nahe).

Sie haben gewisse äußere Ähnlichkeiten mit den Erzen des Oberen Sees, sind aber offensichtlich echte subvulkanische Typen.

Sie gehören zum jüngsten vulkanischen Stadium eines synorogenen Magmatismus, der normalerweise in bezug auf Erzlagerstätten fast steril ist. In anderen Fällen dürften sie sogar dem finalen basaltischen Vulkanismus zuzuordnen sein, der im allgemeinen sogar völlig steril an Erzen ist. Jedenfalls dürfte es daraus sich erklären, daß es durchweg kleine, höchstens zeitweise einmal wirtschaftlich bedeutendere Lagerstätten sind, während am Oberen See die Abspaltung der Erzlösungen im plutonischen Niveau erfolgte und viel größere Mengen erzeugte.

Nebengesteine sind Decken und Ströme basischer Eruptiva vom Typus der (älteren) Melaphyre, Labradorporphyrite und Augitporphyrite und der entsprechenden jüngeren basaltischen Gesteine. Die Erze sind an die als Mandelstein ausgebildeten obersten Strom- und Deckenteile oder an die Schlackenagglomerate der Oberfläche, oder endlich an Agglomeratzwischenlagen gebunden. Die Gesteine selbst sind fast durchweg autohydratisiert, mit den Erzen wurden noch Pyrit, Quarz und Chaledon (oft Achat), Kalkspat, Chlorit, Epidot, Pumpellyit, Serizit und mannigfache Zeolithe neugebildet. Je nach der Vorherrschaft kann man als Untergruppen „zeolithische“ oder „epidotische“ Typen unterscheiden. Die Achatmandeln der Gesteine dieses Typus liefern den Rohstoff für die Achate und Amethyste der Edelsteinindustrie. Von Erzmineralien treten auf: Kupferkies, Buntkupfer, Hochkupferglanz; ged. Kupfer tritt zurück, andere Sulfide sind selten. Die Erze sind oft in den Mandeln, oder im Bindemittel der Agglomerate, häufig aber auch in Ruschelzonen und schärfer begrenzten Gängen.

Nahe-Mulde: Zahlreiche Einzelvorkommen in den rotliegenden Melaphyren und Labradorporphyriten. Vor dem 30jährigen Krieg bedeutend.

Monte Catini-Bezirk in Toskana: Wahrscheinlich dem zeolithischen Typus zuzurechnen, aber durch Deckentektonik und Mylonitisierung sehr erheblich umgelagerter Metallgehalt. Früher sehr bedeutend, heute bereits zum großen Teil abgebaut.

Faröer, Nowaja Semlja, Komandor-Inseln westl. Kamtschatka: Z. T. nur mineralogische Seltenheiten, jedenfalls keine wirtschaftliche Bedeutung.

China, Prov. Szechuan und Yunnan: Weitverbreitet und früher sehr bedeutend, bei Einführung rationellerer Verfahren vielleicht auch heute noch abbauwürdig.

Appalachen in Virginia und Pennsylvanien: In früherer Zeit bedeutend.

Die Mandelsteine in Uruguay und Brasilien mit den wirtschaftlich wichtigsten Achat- und Amethystvorkommen sind kupferfrei.

15. Telemagmatische Tiefkupferglanz- und ged. Kupfer-Vererzungen in roten Sandsteinen, Schiefertönen und Tuffiten (Typus Imsbach und Corocoro).

Solche Lagerstätten finden sich öfters in rein sedimentären oder gemischt vulkanisch-sedimentären Gesteinen, die basischen Decken und Strömen zwischengeschaltet sind: in roten terrestrischen Schuttgesteinen (Fanglomeraten), Arkosen, Sandsteinen und Schiefertönen, sowie tuffischen und tuffitischen Zwischenlagerungen. Auch abseits von vulkanischen Gesteinen können länger gewanderte Erzlösungen in solchen roten Sedimenten ihren Erzinhalt absetzen und telemagmatische Lagerstätten bilden. Alle sind bei niedrigen Temperaturen gebildet, oft unter 100°. Vadose Wässer spielten dabei häufig eine Rolle, und die Lagerstätten können direkten Mischcharakter annehmen. Die Unterscheidung von sedimentären Konzentrationslagerstätten in Schuttgesteinen innerhalb abflußloser Wannen (Zweiter Hauptteil, III, 13—14, S. 171) ist oft nicht einfach, ja manchmal gehen beide Typen direkt ineinander über. Hauptmineral ist rhombischer Tiefkupferglanz, wie er unter 100° entsteht, örtlich auch ged. Kupfer und Kupferarsenide, dazu Kalkspat, Quarz, häufig Gips, auch Schwerspat und Coelestin.

Rheinpfalz: Umgebung des Donnersbergs bei Imsbach. (In der Nähe bei Gölheim ist eine sedimentäre Konzentrationslagerstätte.)

Umgebung der triassischen Trappgesteine in New Jersey-Pennsylvanien-Virginia-Connecticut, U.S.A.

Corocoro-Bolivia: Mit ged. Kupfer und Kupferarseniden. Größter Kupfererzeuger in Bolivien, der 3000—7000 t Kupfer im Jahr liefert.

III. Blei-Silber-Zinkformationen.

a) Plutonische Abfolge.

Gangformationen, allgemeine Übersicht.

Die silberhaltigen Blei-Zinkerzgänge der plutonischen Abfolge sind die häufigsten Erzgänge auf der Erde. Von ihnen aus gibt es lückenlose Übergänge nach allen anderen hydrothermalen metallführenden und metallfreien Formationen. Paragenesen aller hydrothermalen Temperaturbereiche sind ebenso in ihnen vertreten wie alle Absatzorte von den tiefstgelegenen bis zu den erdoberflächen-nächsten. Perimagmatische Bildungen sind seltener. Die Hauptmenge bilden apomagmatische bis telemagmatische Absätze. Endlich gehen alle plutonischen Formationen auch lückenlos in entsprechende subvulkanische Formationen über.

Formen: Die Gänge sind echte Spaltengänge, meist an Abschiebungen und Blattverwerfungen oder an kombinierte Verwer-

fungen geknüpft, seltener an Aufschiebungen. Mineralisierte diffus begrenzte Zonen, wie sie bei den Gold- und auch noch bei den Kupferlagerstätten so häufig waren, treten ganz zurück. Völlig fehlen solche Imprägnationszonen mit Blei-Zinkerzen, die an basische Gesteine und ihre metamorphen Abkömmlinge gebunden sind. Die Mehrzahl der Gänge setzt erst im Nebengestein der Intrusivkuppeln auf, und nur wenige höherthermale Blei-Zinkerzgänge finden sich in den Intrusivgesteinen selbst. Eine zonale Abfolge in klarer Abhängigkeit von einem Intrusivkörper oder mindestens von einer mit guten Gründen unterirdisch vermuteten Granitkuppel ist recht häufig festzustellen, besonders wenn eine erzmikroskopisch-paragenetische Differentialdiagnose durchgeführt wurde. Umwandlungen des Nebengesteins treten äußerlich im allgemeinen gegenüber den Gold-, Kies- und Kupferformationen mehr zurück, sind aber in den meisten Fällen wenigstens durch mikroskopischen Vergleich festzustellen.

Hauptminerale sind Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit, daneben fast überall Fahlerz, Bournonit, Kupferkies. In den meisten Untergruppen sind andere Erzminerale in der Regel nur erzmikroskopisch festzustellen, wechseln aber in den einzelnen Untergruppen sehr und bedingen z. T. deren Eigenart. Nur die höherthermalen silberreicheren („edleren“) Formationen führen viele edle Silbererze und komplexe Bleisulfosalze neben Arsenkies und Magnetkies. Der Silbergehalt des Bleiglanzes ist im großen und ganzen die Hauptquelle des aus diesen Formationen gewonnenen Silbers. Er ist in dreierlei Form vorhanden: als primäre Einschlüsse silberreicher Erzminerale (Silberfahlerz, Polybasit, Stephanit, Rotgültigerze, Silberglanz usw.), als Entmischungseinschlüsse solcher Minerale, und endlich ist z. T. auch noch ein (meist sehr kleiner) Teil des Silbers im Bleiglanzgitter gelöst. Zinkblende und Pyrit sind auch silberhaltig, doch sind die Gehalte wesentlich geringer als im Bleiglanz. In den höherthermalen Formen ist die Zinkblende sehr eisenreich und enthält häufig Zinnkies und Zinnsteineinschlüsse. An manchen Orten ist die Zinkblende sehr kadmiumreich.

Die vorherrschenden Gangarten wechseln sehr und bestimmen die Untergruppen je nachdem das herrschende Mineral Quarz, Kalkspat, Dolomitspat, Braunspat, Eisenspat, Manganspat, Schwerspat oder Flußspat ist, wobei natürlich auch mehrere dieser Gangarten gemeinsam vertreten sein können.

Im Ganginhalt fällt überall die ungewöhnlich starke Beteiligung von Ganggesteinen und Nebengesteinsbruchstücken auf; Ringelerze und Kokardenerze sind häufig, aber auch Lagen- und Bänderze und schöne Drusenräume kommen häufig vor. In allen Gangbezirken sind mehrfache Generationen und mehrfache Wieder-aufreibungen weitverbreitet, häufig mit Wiederholungen derselben Paragenesen oder mit Rejuvenationen höherthermalen Paragenesen,

so daß Pseudomorphosen und innere Verdrängungen in diesen Gängen bekannte Erscheinungen sind.

Primäre Teufenunterschiede sind häufig festzustellen, und zwar ist dann in der Regel eine Zunahme der Blende, auch des Pyrits auf Kosten des Bleiglanzes und eine Zunahme des Quarzes auf Kosten des Flußspats, Eisenspats oder Schwerspats nach der Tiefe vorhanden. In anderen Fällen bleibt aber auch in bedeutenden Abbauhöhen der Mineralgehalt durchaus konstant.

In allen Bezirken mit Blei-Zinkvererzung kommen in der Regel sehr viele Einzelgänge vor, die fast stets mehreren Untergruppen angehören. Entweder wechseln sie auf demselben Gang generationsweise oder sie treten in verschiedenen Teufenstufen oder lateralen Faziesbereichen auf, oder es sind endlich altersverschiedene Gänge, die dann auch meist verschiedenen tektonischen Richtungen angehören. Bei solchen engen örtlichen Beziehungen der einzelnen Untergruppen zueinander gehen sie stark ineinander über und können oft nicht so getrennt betrachtet werden wie bei den Gold- und Kupferformationen. Die Hauptuntergruppen, soweit sie durch größere und besser bekannte Vorkommen vertreten sind, seien trotzdem im folgenden ungefähr nach fallender Gesamtbildungstemperatur getrennt angeführt.

1. Kata- bis mesothermale quarzig-kiesige Bleiglangänge (Typus Freiberg „kiesige Bleiformation“).

In einer älteren Phase enthalten sie Arsenkies, älteren Pyrit und älteren Quarz, mit Einschlüssen von Zinnstein, und ältere eisenreiche Zinkblende mit Entmischungen von Zinnkies und Valerit. Eine jüngere Phase enthält mehr Quarz, Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, besonders Bleiglanz und etwas Fahlerz. Bleiglanz ist sehr silberreich (0,1—0,2% Ag).

Freiberg i. Sa.: Bedeutendste Ganggruppe mit den Gruben Himmelfahrt, Junge hohe Birke, Himmelsfürst.

USA.: Wallapai-Distrikt bei Kingman, Santa Rita Berge und Patagonia-Berge in Arizona. Breckenridge, Montezuma und Argentin in Colorado. Warm Springs und Atlanta i. Idaho.

Britisch-Kolumbia: Sullivan-Mine i. Fort Steele-Bezirk.

Kaukasus: Sadon.

2. Mesothermale quarzig-kiesige Bleiglanz-Fahlerzgänge (Typus Granite-Bimetallic).

In einer Gangmasse von Milchquarz sind Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Fahlerz in wechselnden Verhältnissen eingesprengt. Örtlich kommen auch Jamesonit, Manganspat und Schwerspat vor. Es sind besonders in USA. Vertreter dieses Typs bekannt, die aber

meist in ihren primären Teilen so arm sind, daß sie als unbauwürdig angesehen wurden. Dagegen besitzen sie sehr silberreiche Zementationszonen.

Granite-Bimetallic-Mine und Combination in Montana.
 Mehrere Distrikte in der Humboldt Range, im Reese River, Cherry Creek und Battle Mountain, Hawthorn, Palmetto in Nevada.
 Banner, Vienna in Idaho.
 Ruby-Concollully in Washington.
 Organ in New Mexiko.
 Premier Mine, Britisch-Kolumbien.

3. Mesothermale silberreiche karbonspätige Bleiglanzgänge (Typus Freiburger „Edle Braunspatformation“).

Sie folgen in Freiberg unmittelbar auf die Paragenesen der „kiesigen Bleierzformation“, häufig als jüngste Generation auf demselben Gang. Pyrit, Quarz, eisen-, silber- und zinnreiche Zinkblende, Karbonspäte (als „Braunspat“ bezeichnet), silberreicher Bleiglanz, Fahlerz, Manganspat, sowie reiche Silbererze bilden den Inhalt. Örtlich fand sich auch Uranpecherz und das Germaniummineral Argyrodit. Die Silbergehalte der Sulfide sind sehr erheblich.

Freiberg i. Sa.: „Beschert Glück“ und „Himmelfahrt“. Diese Untergruppe scheint anderswo selten aufzutreten.

4. Mesothermale silberreiche Bleiglanz-Quarzgänge (Typus Freiburger „Edle Quarzformation“).

Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz sind spärlich, dagegen die reichen Silbererze, Rotgültigerze, Miargyrit, Polybasit, Stephanit, Silberglanz und ged. Silber neben Arsenkies und Pyrit häufiger, hauptsächlich in älterem Quarz eingesprengt, dazu noch geringe Mengen jüngerer Karbonspäte.

Freiberg i. Sa.: „Neue Hoffnung Gottes“. Umgebung des Kinzigtals im Schwarzwald.

Slocan-District i. Britisch-Kolumbien: Ein Teil der Gänge im Granit und seiner unmittelbaren Nähe ist als quarzige silberreiche fahlerzführende Bleiglangänge mit eigenen Silbermineralien entwickelt, während der Hauptteil etwas weiter ab vom Granit eisenspätige Formationen vom Wood-River-Typus sind (siehe unter 6).

5. Mesothermale fluorbarytische Bleiglangänge (Schwarzwälder Typus).

Sie sind durch älteren Quarz, mit geringen Einsprengungen von Bleiglanz, Flußspat, Zinkblende, manchmal in 2—3 Wiederholungen, Flußspat und Schwerspat, mit oder ohne jüngere Karbonspäte und jüngeren Quarz mit viel Bleiglanz, ab und zu auch Kupferkies ge-

kennzeichnet. Der Bleiglanz enthält noch viel Silber, aber doch bedeutend weniger als in den vorherigen Untergruppen. Der jüngere Quarz ist pseudomorph nach Schwerspat, der ältere z. T. pseudomorph nach Flußspat.

Diese Gänge sind in dem im ganzen recht hochthermalen Freiburger Bezirk die jüngsten und niedrigstthermalen. Im Schwarzwälder Bezirk führen sie die ältesten Formationen, die höherthermal als die dort vorkommenden jüngeren quarzig-kalkspätigen und quarzig-schwerspätigen Bleiglangänge des Oberharzer und Südharzer Typus sind.

Freiberg i. Sa.: Sehr lange und mächtige Gänge. Der Bleiglanz hat 0,02—0,08% Ag.

Schwarzwald: In den beiden Erzhäufungsbezirken nördlich der Kinzig und im Breisgau. Im Kinziggebiet sind bei Schapbach fluorbarytische Gänge, deren Schwerspat zum großen Teil in Quarz pseudomorphosiert ist, mit dem silberreicher Bleiglanz und Kupferkies einbricht. Nach dem Granit zu gehen sie in Silber-Kobalt-Wismut-Arsenformation über. Im Breisgau ist diese höherthermale fluorbarytische Formation im Münstertal in größerer Granitnähe vorhanden. Granitferner sind im Schauinsland kalkspätig-schwerspätige silberärmere Blei-Zinkerzgänge. Im Münstertal sind diese beiden Fazies auch vertikal übereinander.

6. Eisenspätiqe mesothermale Bleiglanz-Fahlerzgänge (Typus Wood River).

Hauptgangart ist Eisenspat, Quarz tritt zurück, ebenso andere Karbonate. Silberantimonfahlerz ist sehr reichlich und Haupt-silberträger, aber auch der Bleiglanz ist sehr silberreich. Zinkblende tritt zurück, ebenso Kupferkies und Pyrit, dafür sind mitunter Arsenkies und Magnetkies vorhanden. Enge Beziehungen bestehen zu Graniten, die Lagerstätten sind mesothermal oder etwas höher. Es gehören zu diesem Typus wichtige Lagerstätten in USA.:

Wood River, Idaho: Enggescharte Gänge zu beiden Seiten einer schmalen Granitapophyse. Nach der Tiefe nehmen Blende, Pyrit und Quarz zu.

Slocan, Britisch-Kolumbien: Ein Teil der Gänge dieses bedeutenden Distriktes enthält auch viel Fahlerz und dürfte zu dieser Untergruppe zu rechnen sein.

7. Meso- bis epithermale quarzig-eisenspätiqe Blei- Zinkerzgänge (Rheinischer Typus).

Der Ganginhalt ist durch viel Quarz und mehr oder weniger große Gehalte an Eisenspat, zusammen mit Bleiglanz und Zinkblende gekennzeichnet. Pyrit fehlt nie, Kupferkies in geringen Mengen ist meist vorhanden. Fahlerz tritt zurück, wenn es auch wohl nie fehlt. Die Silbergehalte sind geringer als im vorigen Typus. Zu dieser Gruppe gehören sehr viele und wirtschaftlich bedeutende Vorkommen in den verschiedensten Gegenden. Die Lagerstätten sind meso- bis epithermal.

Rheinisches Schiefergebirge: Alle Erzgänge sind kryptomagmatisch und gehören dem kryptobatholitischen Niveau an, da nirgends ein granitischer Erzbringer entblößt ist, und auch seine äußersten Ausstrahlungen etwa in Form von Ganggesteinen oder Kontaktzonen nicht bekannt sind (nur subvulkanische Eruptiva kommen vor). Die Verteilung der höher- und niedrigerthermalen Formen ist aber derart und ist so mit tektonischen Hochgebieten (= Intrusionszonen) verknüpft, daß unterirdische Teilherde eines größeren granitischen Intrusivkörpers als Stammagmen sehr wahrscheinlich sind und für verschiedene Gebiete (Siegerländer Hauptsattel z. B.) lokalisiert werden können.

Neben vielen kleineren und begrenzten Vorkommen sind besonders folgende Bezirke durch eine Häufung mächtigerer, längerer und wirtschaftlich wichtiger Gänge und Gangzüge ausgezeichnet:

Untere Lahn über den Rhein bis zur Mosel (Holzappel-Ems-Braubach): mehrere Gangzüge, z. T. sehr lang, andere örtlich außerordentlich mächtig, teils streichend, teils quer.

Bergisches Land: Mit demselben Ganginhalt, die Zinkblende ist ungewöhnlich kadmiumreich.

Ramsbeck i. Sauerland: Überwiegend quarzig.

Harz: Die magmatische Tätigkeit war in einem bedeutend höheren Intrusionsniveau als im Rheinischen Schiefergebirge, so daß an 3 Stellen, im Brockenmassiv, Okermassiv und im Rambergmassiv granitische Gesteine innerhalb der sehr viel weniger mächtigen devonisch-karbonischen Gesteine und Faltungen auftreten. Sie sind als Erzbringer aufzulassen. Es sind 3 Vererzungsbezirke, von denen einer hierher gehört.

Der Ostharzer- oder Straßberg-Neudorfer Gangbezirk: Im Gefolge des Ramberggranits und in konzentrischen Zonen um ihn und seinen thermischen Kontakthof verteilt. Die Erzgefölschaft bildet hier 9 verschiedenartige, verschiedenthalmale und sich in immer weiteren Ringen um den Granitkern herum staffelnde Zonen. Sie fangen im höchstthermalen, z. T. noch pneumatolytischen Gebiet mit Arsenkies-Wolframit-Paragenesen an, gehen über Flußspat-Kupferkies- zu Bleiglanz-Zinkblende-Eisenspat-Paragenesen und enden mit den niedrigstthermalen und am weitesten abgelegenen Antimonglanz-Schwerspat-Eisenglanz-Paragenesen. Die Bleizinkerze sind abgebaut, bzw. heute unbauwürdig. Wichtig sind die reinen Flußspatgänge (Siehe S. 120).

U S A.: Coeur d'Alene-Bezirk in Idaho. Eisenspatig-quarzige Blei-Zinkerzgänge in Ruscheln und Bewegungszonen, vielfach zusammengesetzt, mit vielen Parallellinsen und Imprägnationszonen. Übergangsformen zu kontakt-pneumatolytischen Kupferkies-Magnetkies-Magnetitlagerstätten sind vorhanden. Sehr bedeutender Bezirk, der $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{3}$ der Bleiproduktion von USA. erzeugt.

Britisch-Kolumbien: Der granitfernere Hauptteil der Gänge des Slovan-Districts ist eisenspatig mit etwas Manganspat. Die Gänge nehmen nach der Tiefe an Eisenspat, Pyrit und Zinkblende zu.

8. Meso- bis epithermale quarzig-kalkspätige Blei-Zinkerzgänge (Oberharzer Typus).

Quarz ist Hauptgangart, Kalkspat meist nur in geringen Mengen. Schwerspat ist in manchen Vorkommen als jüngerer Mineral vorhanden, ohne aber besonders für den Charakter bestimmend zu sein. Zinkblende tritt in größerer Menge auf und übertrifft meist Bleiglanz, beide sind silberarm. Pyrit tritt zurück, noch mehr

Kupferkies. Die Erze sind häufig sehr drusig und enthalten viele Nebengesteinsstücke.

Schwarzwald: Am Schauinsland treten größere und wirtschaftlich wichtige Gänge auf, die als granitfernere Fazies im Norden der unter 5. erwähnten fluorbarytischen Gänge des Münstertals liegen. Die Gänge sind sehr regelmäßig gebaut, enthalten viel Brekzienerze und schöne Band- und Kokardenerze.

Harz: Der Oberharzer oder Clausthaler Gangbezirk, vermutlich an ein eigenes Oker-Oberharz-Granitmassiv gebunden, dessen Hauptmasse noch unterirdisch unter der Clausthaler Hochfläche steckt. Die zahlreichen WNW-OSO-streichenden z. T. sehr langen (bis 10 km!) Erzgänge und Gangzüge werden von WSW-ONO-streichenden unvererzten etwas jüngeren „Faulen Ruscheln“ durchsetzt, die wohl als konjugierte Spaltensysteme aufzufassen sind. Die Erzgänge enthalten quarzig-karbonatische Blei-Zinkerze, örtlich Schwerspat, mit vielen Nebengesteinsstücken und sind häufig als sehr schöne Bänderze und Kokardenerze ausgebildet. Eine besonders in der Schwerspatführung zum Ausdruck kommende zonale Verteilung deutet auf höhergelegene und tieferthermale Stockwerke im Südwesten, wo auch der unterirdische Granitkörper tiefer liegen dürfte. Eine Zunahme von Zinkblende und Quarz nach der Tiefe ist ebenfalls vorhanden. In etwa 1000 m unter der Clausthaler Hochfläche wurden erlere Quarzwurzeln der Gänge erreicht.

Ruhrgebiet: Im Ruhrkohlenkarbon ist auf einer Querverwerfung in der Grube Auguste Viktoria bei Hüls ein ungewöhnlich mächtiger, bis 40 m breiter Gang, brekziös und stark drusig, mit vielen Nebengesteinsstücken und Kohleinschlüssen, mit Pyrit, Markasit, Zinkblende, Bleiglanz und Quarz, mit ganz zurücktretendem Kalkspat und Schwerspat.

Czarlowitz i. Böhmen: Quarzig-dolomitisch, stark drusig, Zinkblende nimmt nach unten zu.

Příbram, Böhmen: Lange und sehr tief hinabreichende Gänge ohne wesentliche Teufenunterschiede. Mehrere Generationen, die älteste noch höherthermal, die Hauptgeneration quarzig-karbonatisch, die jüngste mit viel Sulfosalzen von Cu, Pb, Ag, Sb und As.

Linares u. La Carolina, Spanien: Quarzig-kalkspätige Bleiglanz-Zinkblende-Gänge mit untergeordnet Schwerspat, silberarm in Linares, reicher in La Carolina. Starke vertikale Teufenunterschiede und Vertaubungen.

Neihart, Montana: Quarz mit viel Ankerit, daneben noch Schwerspat, Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende, mit etwas Kupferkies.

9. Meso- bis epithermale quarzig-schwerspätige Blei-Zinkerzgänge (Südharzer Typus).

Sie haben große Ähnlichkeit mit der vorigen Gruppe, aber Schwerspat ist überall und in größeren Mengen vorhanden.

Südharzer oder Lauterberger Gangbezirk, zu dem geologisch auch die Silbererzgänge von St. Andreasberg gehören (siehe S. 100). Neben sulfidarmen Schwerspat- und Schwerspat-Flußspatgängen sind quarzig-schwerspätige Blei-Zinkerzgänge vorhanden, die auch Anhydrit führen. Schwerspat-Anhydrit bilden wieder ein höheres nach SW einschubendes Stockwerk, unter dem ein sulfidreicheres Quarzstockwerk liegt, das im NO am stärksten verbreitet ist. Der ganze Bezirk dürfte in die engere Gefolgschaft des Brockengranits, zum mindesten eines im SW zu vermutenden jüngeren saureren Nachschubs gehören.

Neu-Mexiko: Pinos Altos und Cerillos-District. Neben Quarz und Schwerspat ist auch Manganspat vorhanden, Kupferkies und Pyrit sind neben Bleiglanz und Zinkblende häufig. Ein höherer Silbergehalt ist vorhanden.

10. Mesothermal vererzte Ruschelzonen mit Bleiglanz und Zinkblende (Typus Bawdwin).

Im Gegensatz zu den Gold- und Kupferlagerstätten sind sie recht selten. Es ist nur eine, allerdings recht große und wichtige Lagerstätte bekannt, die Bawdwin-Mine in Birma. Die Erzkörper liegen in einer mehrere Kilometer langen und viele hunderte Meter breiten Scherzone zwischen Rhyolithen und Tuffen und besitzen Mächtigkeiten von 7—27 m. Bei einer scharfen Hangendgrenze gehen sie im Liegenden durch zahllose Paralleltrümer allmählich in die taube Scherzone über. Ebenso nimmt auch der Metallgehalt vom Hangenden zum Liegenden ab. Nebengesteine sind stark umgewandelt, verkieselt, serizitisiert und chloritisiert. Der Inhalt besteht aus Quarz, Serizit, Karbonaten, Zinkblende und Bleiglanz als Hauptminerale, daneben finden sich noch Pyrit, Co-Ni-Erze, Kupferkies, Fahlerz, Silbersulfosalze. Die Erze haben zum großen Teil die tuffigen Nebengesteine verdrängt. Die Erze sind sehr reich, die Vorräte enthalten 25% Pb und 15% Zn, die seitherigen Fördererze sogar über 30% Pb und 30% Zn.

Verdrängungslagerstätten, allgemeine Übersicht.

Verdrängungslagerstätten mit Bleiglanz und Zinkblende in Karbonatgesteinen sind ungemein weit verbreitet. Was gewinnbare Erze und Erzvorräte betrifft, überragen sie sogar noch die Gangformationen erheblich. Es kommen drei verschiedene Gruppen vor, eine perimagmatische kata- bis mesothermale mit deutlichen Beziehungen zu einem Muttermagma und zwei weitere, die gar keine erkennbaren Beziehungen zu einem Muttermagma haben, also telemagmatisch sind. Eine ist noch rein hydrothermal; die anderen besitzen ganz niederthermale Paragenesen, die z T. sogar noch durch den vadosen Grundwasserkreislauf modifiziert sind, so daß Mischformen mit Stoffen und Vorgängen der sedimentären Abfolge erfolgen können.

11. Kata- bis mesothermale Verdrängungslagerstätten mit silberreichen Blei-Zinkerzen (Typus Leadville).

Die größten und bekanntesten Lagerstätten dieser Art sind in Colorado, Nevada und Utah (USA.), wo sie der laramischen (alt-tertiären) Orogenese und Metallprovinz angehören. Sie sind aber auch anderwärts, besonders auch in Europa, vertreten.

Die Hauptlagerstätte und zugleich einer der wichtigsten Einzelproduzenten für Pb, Ag und Zn in USA. ist Leadville, Colorado. Es wechsellagern dort mit Kalken und Quarziten schichtig eingedrungene saure Intrusiva, alles ist dann durch Verwerfungen und Staffelfrühe in einzelne Schollen zerstückt. Auf den Verwerfungen drangen Erzlösungen hoch, die Erze haben sich schon

auf den Spalten in spärlichen Mengen abgesetzt, in großen Mengen aber lagerartig und linsenförmig an den Grenzflächen der Kalke gegen die Intrusiva eingefressen und bilden Verdrängungsmassen in den Kalken, in drei übereinanderliegenden Horizonten, bis zu 600 m lang, 250 m breit und 60 m dick. Sie enthalten manganhaltigen Eisenspat, in den auch die kalkigen Nebengesteine eine Strecke weit umgewandelt sind, Arsenkies, Pyrit, hornsteinartigen Quarz, Zinkblende, Bleiglanz, in geringen Mengen Silber- und Wismuterze, Kalkspat, Dolomit und Schwerspat. — In den Zubringerspalten sowie als Imprägnationen der umliegenden Silikatgesteine finden sich katathermale Paragenesen mit goldhaltigem Pyrit, Kupferkies und Zinkblende in Quarz. Die ganze Abfolge hat mit noch höherthermalen pneumatolytischen Kontaktsilikaten mit Magnetit, Pyrit und Eisenglanz angefangen.

Andere Lagerstätten desselben Typus in USA.:

Colorado: In der Nähe von Leadville sind noch viele weitere Lagerstätten, z. B. Breckenridge, Montezuma, Argentine, Georgetown, Gilpin und Boulder u. a. Weiter ab liegt Aspen, ein in früheren Jahrzehnten hochbedeutender, heute fast ganz verlassener Bezirk.

Nevada: Eureka, White Pine, Yellow Pine, Cortez, Pioche.

Utah: Park City, Cottonwood, Stocktown, Fairfields, Ophir. Auch im Bingham- und im Tintic-District finden sich solche Verdrängungslagerstätten neben den dort herrschenden Kupfervorkommen (siehe S. 79 u. S. 75).

Arizona: Warren, Tombstone.

Neumexiko: Lake Valley, Kingston, Hermosa, Chloride.

Iglesias in Sardinien: Er ist der bedeutendste italienische Blei-, Silber-, Zinkerzeuger. Schlauchförmige, ungefähr den Schichtflächen der steil aufgerichteten Kalke folgende Erzkörper. Die Kalke sind in der Umgebung dolomitisiert. Hauptminerale sind Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Kupferkies, Quarz, Kalkspat, Eisenspat und Schwerspat. Hauptgruben sind Montevecchio, Malfidano und Monteponi.

Trepca-Minen in Südserbien, die sich in wenigen Jahren zum größten Bleierzeuger Europas entwickelt haben. Sie liegen in stark alpinotyp gefalteter Umgebung. Ein schlauchförmiger Eruptivgesteinskörper ist von einer Brekzie umgeben, jenseits der die Verdrängungsmassen mit Bleiglanz, eisenreicher Zinkblende, Magnetkies, Arsenkies, Pyrit, Quarz und Karbonspäten im Marmor liegen. Durchschnittsgehalt 8—9% Pb und 7% Zn, beinahe 4 Mill. t Erzvorrat, Jahresförderung 600000—700000 t.

Laurion in Attika (Griechenland): Wurde schon im Altertum betrieben, scheint jetzt beinahe erschöpft zu sein. Gehalte 8—12% Pb und 9—10% Zn.

Keban Maden, Ostanatolien, Türkei.

Russisch-Asien: Nertschinsk-Gebiet und Ala-Tau in Kasakstan.

Shui-Koushan, Hunan, China: Sehr groß und bedeutend.

Broken Hill, Nord-Rhodesia: Schlauchförmige Erzkörper mit Bleiglanz und Zinkblende, fast ohne Gangarten, mit 20—25% Pb, 30—35% Zn und erheblichen Vorräten. Auch reiche Erze der Oxydationszone mit beachtlichen Vanadiumerzen (siehe S. 142).

12. Apomagmatische, meso- bis epithermale Blei-Zinkerzkörper (Typus Bleiberg).

Sie stehen formal dem vorigen Typ, dem Mineralinhalt nach aber dem nachfolgenden nahe und bilden offensichtlich eine Art Zwischenglied zwischen beiden. Sie kommen besonders in tektonisch stark gestörten und aufgerichteten Kalken und Dolomiten vor.

Die Erzkörper sind an gewisse Schichten oder an Querklüfte, oft an ihre gegenseitigen Durchkreuzungen gebunden. Das Nebengestein ist dolomitisiert oder verkieselt. Hohlraumfüllungen kommen auch vor. Der Inhalt besteht aus Bleiglanz, Zinkblende (oft Schalenblende), wenig anderen Kiesen, Kalkspat und besonders häufig Fe-Mg-haltigen Späten (Breunerit), Schwerspat und Anhydrit. Ein kleiner Molybdängehalt kommt in den Ostalpen in Form des Wulfenits vor.

Aachen-Stolberg und Altenberg-Moresnet: Größere Anzahl von Erzkörpern auf Querstörungen, wo diese unterkarbonischen Kohlenkalk kreuzen. Neben Verdrängungen an den Grenzen Schiefer-Kalk besonders häufig Höhlenabsätze mit Schalenblende. Vorkommen bis nach Holländisch-Limburg bekannt, wo im NW die höherthermalen Bildungen sind, während sie nach SW immer mehr niederthermale Züge aufweisen. Zum größten Teil abgebaut.

Rheinisches Schiefergebirge: Iserlohn, Letmathe, Schwelm. Abgebaut.

Wiesloch, Nordbaden: Fast reine Zinklagerstätten mit Schalenblende, Markasit, Gelpyrit, alles glaskopfartig, von Spalten im Muschelkalk ausgehend. In gutem Abbau stehend.

Ostalpen: Überaus zahlreiche Einzelvorkommen, von denen einige recht große Bedeutung haben:

Nördliche Kalkalpen: In der unterostalpinen Kalkzone der Lechtaler Alpen (St. Veit, Nassereith und Dirsten in Tirol) und in den Bayrischen Kalkalpen (Höllental a. d. Zugspitze, Rauschenberg i. Chiemgau).

Zentralalpen: Bleiberg-Kreuth b. Villach i. Kärnten, sehr bedeutendes Vorkommen. Flache Erzschläuche an der Kreuzung von Klüften mit bestimmten Wettersteinkalkschichten. Bleiglanz, Schalenblende, Zinkblende, Schwerspat, Anhydrit. Der Kalk ist in Breunerit umgewandelt. Ähnlich ist das ebenfalls bedeutende Vorkommen von Mieß-Eisenkappel in den Ostkarawanken. — Eine Anzahl kleinerer Vorkommen in den altpaläozoischen Kalken der Murtaldecke im Grazer Gebirge.

Südliche Kalkalpen: Raibl in den julischen Alpen, auch recht bedeutend, heute italienisch (= Cave di Predil), formal und paragenetisch ganz ähnlich wie Bleiberg. Schönstein bei Cilli; Monte Calisio bei Trient, Litai in den Savefalten zwischen Südalpen und Dinariden.

Santander, Nordspanien: Im Kohlenkalk des Picos de Europa. Spalten und Erzkörper meist nur mit Zinkblende. Größter spanischer Zinkbezirk.

Insel Thasos: Verdrängung und Imprägnation körniger Kalke von Spalten aus. Die primären Lagerstättenteile sind geringhaltig.

Algier und Tunis: Sehr große Zahl metasomatischer Blei-Zinkvorkommen in Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiär-Kalken. Die größten sind: Hamman N'Bails, Ouarsenis, Kef Semmah und Mesloula in Algier, Djebel Ressas in Tunis.

13. Telemagmatische schichtig-metasomatische Blei-Zinklagerstätten (Typus Oberschlesien).

Es ist dies fast durchweg kein rein hydrothermal Typus mehr. Es sind Verdrängungslagerstätten und Hohlraumausfüllungen in flach gelagerten Kalken und Dolomiten, die auf den ersten Blick tektonisch völlig ungestört zu sein scheinen. Meist sind nur

gewisse Schichten vererzt, so daß lagerartige und schichtige Erzlagerstätten entstehen. Auch können Karsthöhlen in den Karbonatgesteinen ausgelöst sein, in denen die Erze als Höhlenfüllungen sitzen. Gangartige Erzvorkommen in nicht auflöslchen Gesteinen im Liegenden der Haupterzlager sind öfters beobachtet worden und wurden wohl als „Zufuhrkanäle“ gedeutet, eine Deutung, die aber nicht immer zuzutreffen braucht.

Neuerdings wird immer mehr auf eine oft übersehene Tektonik und auf den Zusammenhang der Vererzungen mit ihr aufmerksam gemacht: die Erzlager sind an streichende Hauptstörungshorizonte gebunden und sind während der durch schwache Verbiegung bedingten Gleitbewegung zwischen weichen tonigen und harten karbonatischen Gesteinen entstanden, die zugleich starke Unterschiede in der Wasserzirkulation und im Wasseraufstau bedingen. Im Zusammenhang mit der Vererzung ist das Nebengestein dolomitisiert und verkieselt. Auch lettige sulfidimprägnierte Lösungsrückstände entlang gewisser Lagen oder in höhlenartigen Räumen kommen öfters vor. Der Mineralbestand ist recht einfach: Bleiglanz, Zinkblende, Wurtzit, Gelpyrit, Markasit. Als Träger des As- und Sb-Gehaltes wurde Gelpyrit, Jordanit und Gratonit festgestellt. Das Gefüge der Erze und das Vorkommen von Wurtzit und Gelpyrit deuten auf eine hochdisperse „kolloide“ Ausfällung der Sulfide hin.

Als Entstehungsvorgänge kommen folgende in Frage:

1. fernmagnetische, niedrigtemperierte hydrothermale Lösungen haben ihren Erzgehalt in größeren Konzentrationen niedergeschlagen und metasomatisch gegen Kalk da ausgetauscht, wo wir heute die Lagerstätten finden. Es können dabei vadose Oberflächenwässer mitgewirkt haben, brauchen es aber nicht.
2. Der Vorgang unter 1 hat sehr arme Verteilungen von Sulfiden über größere Bereiche der schichtigen Gesteine geschaffen, die später durch den vadosen Kreislauf wieder aufgelöst und an besonders günstigen Stellen zu höherhaltigen Erzkörpern angereichert wurden. Es kann dies in tektonischen Ruhezeiten geschehen sein, oder während der Gleitbewegung, begünstigt durch diese und lokalisiert auf die Bewegungsflächen und auf ihnen konzentriert. Die vadose Wanderung kann alle Beträge annehmen, von ganz lokalen Umlagerungen bis zu Konzentrierungen eines äußerst geringen Metallgehaltes aus größeren Räumen an bestimmten engbegrenzten Stellen.
3. Aufsteigende hydrothermale Erzlösungen haben sich in der Nähe der Erdoberfläche teils schon auf Spalten mit Grundwasser gemischt, teils wurden sie von weitverbreiteten Grundwasserströmen aufgenommen, zirkulierten weithin und haben an besonderen Stellen allmählich ihren Metallgehalt ausgefällt.

4. Endlich können nach jeder dieser Erzbildungsarten weitere sekundäre Umlagerungen und Konzentrierungen sich vollzogen haben.

Welche von diesen Vorgängen auf einer bestimmten Lagerstätte gewirkt haben und in welchem Ausmaß, das muß in jedem Einzelfall unter Berücksichtigung aller Erscheinungsformen des gesamten Erzdistrikts sorgfältig untersucht werden.

Diese Gruppe war schon 1913 an der Weltproduktion mit 51% Zn und 21% Pb beteiligt und ihre relative und absolute Produktion ist seither noch stetig gestiegen.

Oberschlesien: Wichtigstes deutsches Blei- und Zinkvorkommen und eines der größten überhaupt, das vor dem gegenwärtigen Krieg vielleicht mit 9% Zink an der Weltproduktion beteiligt war. Die Lagerstätten sind schichtig im unteren Muschelkalk, an der Grenze zwischen dem kalkig-tonigen Sohlenstein gegen überlagernden Dolomit. Die Muschelkalkgesteine liegen in Muldengräben etwas eingebogen, wodurch die spröden Dolomite brekziös, zertrümmert und zerspalten wurden, während die liegenden tonigen Schichten Flaserungen, Gleitschichten und Fließgefüge erhielten. Das untere Haupterzlager ist an solche Bewegungsausgleichshorizonte, und zwei obere Erzlager sind an die brekziös zerbrochenen Hangendschichten gebunden, jedes 1—12 m mächtig. Es kommen Kluft- und Spaltenerze, Hohlraumausfällungen, Verdrängungserze und eingesprengte Imprägnationen vor. Hauptminerale sind Bleiglanz, Zinkblende und Wurtzit (oft Schalenblende), Pyrit und Markasit, ein Arsengehalt ist z. T. an Gelpyrit gebunden. Alle Mineralien sind aus kolloiden Lösungen entstanden. Das Haufwerk führt etwa 14—15% Zn und 3,3% Pb, dazu noch etwas Kadmium. Der Vorrat an solchen Erzen dürfte noch etwa 33 Mill. t betragen.

Mississippi- und Missouri-Bezirke, USA.: In den flachgelagerten, ab und zu etwas aufgekuppelten paläozoischen Sedimenttafeln der inneren Ebenen, an vielen, z. T. weit voneinander gelegenen Gebieten. Lagerstättlich und mineralogisch den ober-schlesischen Erzen sehr ähnlich. Mehrere Hauptlagerstättenbezirke:

Missouri-Provinz in den Staaten Missouri, Oklahoma, Kansas und Arkansas, umfassend die Unterbezirke „Tri-State“-Bezirk an der Grenze der erstgenannten drei Staaten, mit den Einzellagerstätten Joplin, Pitcher, Quapaw, Baxter und Galena (hauptsächlich Zinkerze), ferner das südöstliche Missouri, der größte Bleierzeuger von USA., Zentral-Missouri und das nördliche Arkansas. Erzträger sind verschiedene Kalkhorizonte. Die Erze stehen zonal in einer gut erkennbaren Beziehung zur Ozark-Aufwölbung und bilden eine mittlere Zone in der ganzen Erzprovinz. Sie stehen mit dolomitisierten Gesteinen und sekundären Verkieiselungszonen in Verbindung; Beziehungen zu Gleithorizonten sind ebenfalls wieder festzustellen. Hauptminerale sind Hornsteinquarz, Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Dolomit.

Oberes Mississippital oder Wisconsin-Bezirk. Die Vorkommen sind wieder an ganz flache Aufwölbungen mit brekziösen Bewegungsflächen geknüpft. Hohlraumausfällungen sind häufig. Neben den üblichen Mineralien ist besonders auch Markasit und Schalenblende sowie Schwespat häufig.

Der Tristate-Bezirk ist der größte Zinkerzeuger der Erde, von dem 20 bis 30% der Weltproduktion Zink stammen, während SO-Missouri der größte Bleierzeuger der Erde ist.

b) Subvulkanische Abfolge.

Die subvulkanischen Blei-Silber-Zinkformationen kommen in ungleich geringerer Zahl vor als die plutonischen. Übergangsformen zu den plutonischen sind weit verbreitet. Die Kennzeichen entsprechen in allem den anderen subvulkanischen Formationen. Sie sind an die nämlichen geotektonischen und magmatischen Einheiten gebunden wie die jungen Gold-Silbergänge: an junge alpinotyp gefaltete orogenetische Zonen mit sauren und intermediären pazifischen Ergußgesteinen des subsequenten Vulkanismus. Im Gegensatz zu den Gold-Silbergängen finden sie sich aber weniger im Vulkanschlot selbst oder in den subvulkanischen Intrusivschloten oder den vulkanischen Lockerprodukten, sondern sie bilden eine äußere Zone und treten meist im Vorland des Vulkans, in seinen Nebengesteinen ringsherum auf. Damit hängt auch das gelegentliche Auftreten von Verdrängungskörpern in Kalken zusammen. Mit den Gold-Silbergängen haben die Gangformationen wieder die Formen gemeinsam: ein von wenigen erzleeren tieferen Wurzeln ausgehendes, sich nach oben immer mehr verzweigendes System von unregelmäßigen Gängen, Gangzonen und Trümmerzonen, das in mittlerer Höhe die meisten und reichsten Erze enthält, und das nach oben immer mehr sich zerfasert und dann endlich wieder ver-taubt. Es sind also hier wieder starke Teufenunterschiede auf kurze Vertikalerstreckungen von wenigen hundert — höchstens 400 m — vorhanden. Die Gänge selbst sind sehr unregelmäßig gebaut, haben oft taube Zonen und Imprägnationszonen und nur selten scharfe Salbänder, oft dagegen mächtige Gangletten. Der Mineralbestand umfaßt neben dem herrschenden Bleiglanz immer Zinkblende, Pyrit, Kupferkies, Markasit, oft noch viele weitere und ist häufig sehr mannigfaltig. Nach oben häufen sich gern reiche Silbererze. Eine Paragenesenabfolge von höher- zu niedrigthermal ist oft auf eine ganz geringe Teufe zu bemerken. Neben häufigen Silbererzen ist besonders auch Manganspat kennzeichnend, und in manchen Bezirken treten auch örtlich manchmal Wolframerze auf. Starke Kohlensäureexhalationen und große Mengen heißen Wassers auf diesen Gängen werden von einigen Bezirken erwähnt.

14. Subvulkanische meso- bis epithermale Blei-Zinkerzgänge (Typus Pulacaya).

Die einzelnen Vorkommen zeigen manche Unterschiede in bezug auf Nebengesteine, Formen, Ausdehnung, Paragenesen und Ganggefüge. Eine weitere Unterteilung ähnlich wie bei den plutonischen Gängen würde aber eine zu große Aufspaltung bedeuten, weshalb im folgenden die wichtigsten Einzelvorkommen nur kurz aufgezählt und gekennzeichnet werden sollen.

Cartagena und Mazarron in Südostspanien: In der jungtertiären alpinotypen betischen Kordillere gelegen und mit jungen Andesiten, Rhyolithen und Trachyten zusammenhängend. In Cartagena sehr mannigfache Gangformen, auch Verdrängungskörper, in Mazarron nur Gänge. Silberreicher Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Quarz, Kalkspat und Eisenspat. In Mazarron sehr gut ausgeprägtes Spaltennetz mit tauber Wurzelzone, nach oben immer mehr sich verzweigend und reicher werdend. Hier auch Schwespat. Als Salzbänder Lettenzonen, dann Imprägnationszonen. Viel CO_2 -Exhalationen, häufig verheerende Ausbrüche.

Nagybanya und Felsöbanya im Vihorlat-Gubiner Gebirge, NO-Karpathen: Neben den S. 70 erwähnten subvulkanischen Gold-Silbergängen kommen hier auch entsprechende Blei-Zinkerzgänge vor, die die Blei-Zinkversorgung Ungarns zum größten Teil decken können.

Kaukasus, Skatykom und an der Oberen Kwaissa in Südostsietien.

Kaskadengebirge, Oregon, USA.

Creede, Silverton, Colorado.

In Mexiko und Peru sind zahlreiche subvulkanische Bleizinklagerstätten, meist mit erheblichem Silbergehalt.

Bolivien: Neben plutonischen sind auch subvulkanische Gänge mit vorwiegend Bleiglanz oder mit Silber-Blei-Zinkerzen. Sie zeigen eine große Mannigfaltigkeit und zeigen häufig Übergänge in andere Formationen, besonders in die Zinn-Silbererzgänge. Die Erzmittel sind sehr unregelmäßig angeordnet. Die größte Grube ist Pulacaya, heute der größte Silbererzeuger Südamerikas. Dort kommen schwerspätiige Bleiglangzgänge mit Silberfahlerz und seltenen Sulfosalzen und enormen Metallreichtümern vor. Der Betrieb wurde durch Heißwassereinbrüche sehr gestört.

15. Subvulkanische Verdrängungen mit Blei-Silbererzen (Typus Cartagena).

Sie sind spärlich vertreten und wurden schon von Cartagena in Südostspanien erwähnt, wo neben den Gängen auch schlauch- und stockförmige Verdrängungskörper in Dolomiten mit silberreichem Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit, Quarz, Kalkspat und Eisenspat vorkommen.

Rhodopegebirge in Bulgarien: Hier sind neuerdings neben untergeordneten Gängen eine Anzahl metasomatischer Lagerstätten bekannt geworden mit recht guten Blei- und Zinkgehalten und größeren Vorräten.

IV. Die Kobalt-Nickel-Wismut- Silber-Uran-Formationen.

Diese Formationsgruppe ist in zahlreichen Lagerstättenprovinzen verbreitet. Viele Einzelvorkommen zeigen untereinander oft verblüffende Ähnlichkeiten, in erzmikroskopischen Einzelheiten der Paragenesen, Sukzessionen und des Gefüges sind ganz getrennte Vorkommen oft zum Verwechseln sich ähnlich. Die Gruppe enthält manche große und wirtschaftlich wichtige Einzellagerstätte. Sie liefert fast das gesamte Uran und damit auch fast alles Radium, früher zeitweise fast alles Kobalt. Auch für die heutige Kobaltversorgung ist sie noch wichtig. Große Silberwerte wurden aus ihr geborgen.

Es sind meist einfache scharfbegrenzte Spaltengänge. Vererzte Gangzonen und Imprägnationen sind seltener. Verdrängungslagerstätten fehlen völlig, Karbonatgesteine als Nebengesteine werden sogar geradezu gemieden. Dagegen besteht wieder eine gewisse Vorliebe für basische Eruptivgesteine und ihre metamorphen Abkömmlinge als Nebengesteine. Dadurch erklärt sich auch manche „topomineralische“ Eigentümlichkeit (Kongsberg). Alle Lagerstätten gehören zum plutonischen Bereich und sind peribis apomagmatisch. Ausgeprägte subvulkanische Formen scheinen ganz zu fehlen. Die Paragenesen der namengebenden Metalle sind zumeist mesothermal. Kleinere Mengen katathermaler Paragenesen bilden öfters die älteste Generation. Vielfach reicht die Vererzung besonders mit den jüngeren reichen Silbererzen weit ins epithermale Gebiet. Die Paragenesen sind häufig sehr mineralreich und oft auch in Einzelheiten stark wechselnd, wenn auch in den meisten Untergruppen immer wieder dieselben Generationen in derselben Sukzession und den gleichen Erscheinungsformen sich vorfinden. Eine Untergliederung erfolgt am zweckmäßigsten nach den praktisch bedeutungsvollen Hauptmetallen. Daneben spielen die vorherrschenden Gangarten und die Begleitmetalle eine mehr untergeordnete Rolle. Gerade bei diesen Formationen sind mannigfache Übergänge die Regel, so daß es etwas schwierig ist, die richtige Mitte zu halten zwischen genügend vielen praktisch unterscheidbaren Typen und einer zu großen Aufspaltung in Lokalfaziesarten.

Silbererzgänge. Von den silberreichen Gliedern der vorigen Hauptgruppe unterscheiden sie sich durch Fehlen bzw. fast völliges Zurücktreten von Bleiglanz und Zinkblende und durch die Herrschaft reiner Silbermineralien, wie ged. Silber, Silberglanz, Rotgültigerz, Antimonsilber, Silberfahlerz, Stephanit, Polybasit, Pearceit, Silberkiese usw. Es sind zwanglos zwei Gruppen vorhanden, Nr. 1 eine sehr einfach zusammengesetzte mit ged. Silber, und Nr. 2 eine mit sehr vielen und komplexen Erzmineralien und Gangarten.

1. Kalkspätige Gediegen Silber-Gänge (Typus Kongsberg).

Bei Kongsberg in Norwegen sind in einer Wechsellagerung von Para- und Orthogneisen auch Lagergänge von ehemaligen Diabasen, die zu Amphiboliten metamorphosiert sind. Sie sind samt ihrer Umgebung mit Kiesen imprägniert („Fahlbänder“). Senkrecht zu dieser ganzen konkordanten, steil auferichteten Gesteinsfolge setzen ebenfalls steil einfallende, ganz schmale, fast ganz erzfreie Kalkspatgänge durch. Einige Meter vor den Fahlbändern tritt plötzlich Gediegen Silber in die Gänge ein, in Draht-, Moos- und Plattenform, oft bis zu großen Blöcken. Sehr selten ist Silberglanz. Andere Erzmineralien treten nur spurenweise als Verdrängungsreste auf, besonders Nickel-Kobalt-Arsenide, Kupferkies und Zink-

blende. Sie bildeten eine ältere Gangformation, die von den jüngeren Silberlösungen fast restlos aufgefressen wurde. Das Silber ist quecksilberhaltig. Neben überwiegendem Kalkspat findet sich selten Quarz, Flußspat, lokal und ganz vereinzelt auch K- und Na-Feldspat, Axinit, Epidot, Chlorit, etwas häufiger Zeolithe, auch Graphit.

Die Silberführung ist also durchaus ortsgebunden, und die Begleitminerale innerhalb der Veredlungszonen legen den Verdacht nahe, als ob sie Reaktionsprodukte der Erzlösungen mit den kiesführenden Amphiboliten seien. Daneben ist die ausfallende Wirkung der Co-Ni-Arsenide auf Silber, die auch bei allen anderen Vertretern der ganzen Gruppe immer wieder bemerkt wird, ganz offensichtlich.

Der Gehalt des Haufwerks beträgt 300—400 g Ag/t, die Jahreserzeugung zwischen 6000 und 9000 kg Silber.

2. Kalkspätig-zeolithische komplexe Silbererzgänge (Typus St. Andreasberg).

Bei St. Andreasberg i. Harz treten in einem keilförmigen, von zwei mächtigen Rutscheln begrenzten Gebiet mit devonischen Schiefen, Kalken und Diabasen, die z. T. noch im Kontakthof des Brockengranits liegen, zahlreiche einfache scharfbegrenzte Spaltengänge auf, die eine sehr vollständige und äußerst mineralreiche Füllung besitzen. Die besten und reichsten Erze liegen an den Kreuzstellen mit Diabas und Kalk. Die älteren Generationen enthalten in derben Kalkspat eingesprengt ged. Arsen und Antimon, Antimonsilber, Nickel-Kobalt-Arsenide, etwas Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit und Magnetkies. Dann folgen Quarz, Flußspat, Silberfahlerz, ged. Silber, sodann edle komplexe Silbererze, endlich ged. Silber, jüngerer Kalkspat, Flußspat und Zeolithe.

Die jüngere Generation von Kalkspat und Flußspat, die Zeolithe und Silbererze sind wundervoll kristallisiert, flächenreich und z. T. mannigfach gefärbt. Alle Mineralien sind zweifellos hydrothermal in einer ungewöhnlich vollständigen Abfolge, über ein sehr großes Temperaturgebiet von kata- bis epithermal gebildet. Der unterlagernde Brockengranit oder einer seiner jüngeren Nachschübe dürfte das Stammagma sein. Die Gruben waren im 16. Jahrhundert sehr bedeutend, und der Bergbau kam 1910 in 800 m Tiefe zum Erliegen.

Wenzelgang im Frohnbachtal, Schwarzwald. Einzelne Gangteile mit sehr reichen edlen Silbererzen, besonders Silberfahlerz und Antimonsilber und komplexe Silbererze meist in kalkspätiger Gangart eingesprengt.

USA. Nur einzelne Gangteile mit ähnlichen Paragenesen bekannt in Gängen oder Gebieten, die vorzugsweise silberreiche Bleierze enthalten, so in Banner in Idaho; Chloride und Kingman in Arizona; Randsburg in Kalifornien; Salmon und Cold Bay in Alaska.

Kobalt-Nickel-Wismut-Gänge. Die nächsten Untergruppen 3—7 sind durch diese 3 Metalle in wechselnden Mengen gekennzeichnet.

3. Fluorbarytische silber- und wismutführende Kobalt-Gänge (Typus Wittichen).

Bei Wittichen i. Schwarzwald setzen die Gänge nur in Granit auf, enthalten als älteste Mineralien Quarz und älteren Flußpat, dann älteren roten und jüngeren weißen Schwerspat mit ged. Silber und ged. Wismut, ersteres von Speiskobalt, letzteres von Rotnickelkies, Rammelsbergit, Arsen, Safflorit und Speiskobalt umkrustet. Jüngste Mineralien sind jüngerer Flußpat, Karbonspäte und vereinzelte reiche Silbererze. Ein Gang führt in einer fluorbarytischen Gangart Kupferkies, die Kupferwismutsulfide Wittichenit und Klaprothit. Im 17. Jahrhundert war Wittichen ein weitberühmter Kobaltlieferant.

4. Schwerspätige silber- und wismutführende Kobalt- Nickelerzgänge (Typus Schneeberg).

In einer Gangart von hauptsächlich grobblättrigem Schwerspat sind Kobalt-Nickelarsenide, ged. Wismut, ged. Silber, Silberglanz und zahlreiche komplexe edle Silbererze. Älterer Quarz und Flußpat und jüngere Karbonspäte sind ganz spärlich. Es sind förmliche Gangstockwerke entwickelt, die in den unten genannten erzgebirgischen Orten in Kontaktschiefern über einer unterlagernden Granitauftülpung auftreten. Zonale Verteilungen nach der Tiefe und nach den Seiten sind sehr gut ausgeprägt, und Übergangsformen zu anderen Formationen und innerhalb dieser Hauptgruppe sind häufig. Es sind zwei Paragenesenreihen vorhanden, die eine gruppiert sich um das Wismut, die andere um das Silber. Die in beiden Reihen vorkommenden Kobalt-Nickel-Erze sind in der ersten kobaltreicher, in der zweiten nickelreicher. Auch ist in der ersten mehr Quarz und Uranpecherz vorhanden und neigt schon deutlich zu Gruppe 9 (S. 104), während in der Silber-Nickelreihe Schwerspat herrscht neben untergeordnetem Flußpat und Karbonspäten.

Hierher gehören die klassischen Lagerstätten im westlichen Erzgebirge: Schneeberg, Johanngeorgenstadt, St. Joachimstal (siehe auch Nr. 9 S. 104), Annaberg und Marienberg. Sie fingen zum großen Teil als ungemein reiche Silbergruben mit z. T. ungewöhnlich großen Einzelunden an (15. Jahrhundert), dann begann eine Kobaltperiode, die die Lagerstätten weltberühmt machte (17. und 18. Jahrhundert). Auch die Wismuterze wurden vom 18. Jahrhundert an mitgewonnen und haben bis in die neueste Zeit Bedeutung gehabt. Die von Mitte des 19. Jahrhunderts an folgende Uranperiode betrifft nur St. Joachimstal (siehe nachher). Neuerdings haben einzelne Gruben wieder einen Aufschwung erlebt.

Sabinal, Chihuahua i. Mexiko: Eine sehr reiche Silberlagerstätte, die als Hauptmineral in schwerspätiger Gangart ged. Silber enthält, das von Nickel-Kobaltarseniden umkrustet ist.

Batopilas i. Chihuahua ist ähnlich, sehr reich, und enthält als Gangarten mehr Kalkspat und Quarz.

5. Karbonspätige wismutfreie Silber-Kobaltgänge (Typus Cobalt).

Die Hauptvorkommen von Cobalt in Ontario, Kanada, wurden erst 1903 entdeckt und gehören zu den größten Metallkonzentrationen auf kleinem Raum. Von den vorher behandelten erzbergischen Lagerstätten unterscheiden sie sich darin, daß im Gebiet höher- oder niedrigerthermale Gänge fehlen, daß auf den Gängen Wismut- und Uranerze fehlen und daß sie sehr kennzeichnende topomineralische Beeinflussungen durch ihre basischen Nebengesteine zeigen.

Die Silber-Kobalterze kommen in Zerrungsspalten vor, die quer zu einer Schichtenfolge flachgelagerter Konglomerate und Sandsteine mit einem 300 m mächtigen konkordanten Diabaslager verlaufen. Ebenso wie in Kongsberg sind außerhalb des Diabases im allgemeinen nur erlere Kalkspatgänge ausgebildet. Die Haupterzführung ist auf die Kreuzungen dieser Spalten mit dem Diabas beschränkt, reicht vereinzelt dann noch etwas unter das Diabaslager und hört dann völlig auf. Es sind über 100 Erzgänge bekannt, die meisten von weniger als 200 m Länge. Der Einzelgang ist meist nur etwa 0,15 m dick. Diese Gängchen bilden oft ein förmliches Netzwerk im Gestein. Das unmittelbare Nebengestein ist nur etwas dolomitisiert und auf geringe Entfernung von den Gängchen mit Erzen imprägniert. Die Gangfüllung besteht oft ganz oder zum größten Teil aus Kobalt-Nickelarseniden mit gediegen Silber, dazu noch Kalkspat und Dolomitspat nebst erzmikroskopisch festgestellten selteneren Mineralien. Es sind mehrere Bildungsphasen, getrennt durch einige Durchbewegungsphasen vorhanden. Cobalt dürfte wohl als eine etwas höherthermale Fazies der erzbergischen Gänge vom Typus Schneeberg aufzufassen sein.

Der Distrikt lieferte von 1903 bis 1930 beinahe 14 000 t Silber und wird in bezug auf diese absolute Produktionszahl nur von 3 Gruben, Potosi in Bolivien, Zacatecas und Guanajuata in Mexiko übertroffen. Bei diesen kamen aber die Silbermengen in mehr als 400 Jahren heraus, während sie in Cobalt innerhalb von 27 Jahren gewonnen wurden. Dazu kommen noch ganz erhebliche Mengen von Kobalt, im Jahr etwa 400 t, was etwa ein Viertel der ganzen Weltproduktion ist. Ferner wurden noch beträchtliche Mengen Nickel und Arsen erzeugt. Das Roherz war extrem reich und hatte manchmal 5–10 % Silber. „Arme Erze“ hatten immer noch 0,6 % Silber. Die Lagerstätten sind z. T. schon erschöpft, zum mindesten ist die reiche Silberförderung ganz zurückgegangen.

In Ontario gibt es noch einige andere ähnliche Lagerstätten, von denen nur Silver Islet und Lorraine genannt seien, ohne daß sie aber im entferntesten die großen Reichtümer der Hauptlagerstätte hätten.

6. Karbonspätig-quarzige kupferführende Kobalt-Nickelergänge (Typus Dobschau).

Es ist dies fast nur ein Teiltypus, der wenig bedeutende Erzgänge in einer größeren Erzprovinz oder meist sogar nur einzelne

Teilstücke oder Teilgenerationen in anderen ähnlichen Gängen liefert.

Im Siegerland kommen mehrere Gänge und Gangstücke vor, die in einer quarzig-eisenspätingen Gangart mit Pyrit und Kupferkies Imprägnationen von Speiskobalt-Chloanthit haben, die auch ins Nebengestein reichen. Die Vorkommen hatten im 18. Jahrhundert als Kobalterzeuger eine größere Bedeutung.

Ostalpen: Ähnliche Paragenesen, nur noch viel mineralreicher und mit Wismuterzen, finden sich in Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern, sie sind hochthermal.

Slowakei: In Dobschau sind Gänge einer quarzig-eisenspäting-barytischen Kobalt-Nickelformation, die mit den beiden vorgenannten Ähnlichkeiten haben. Sie haben heute wieder Bedeutung erlangt.

Sardinien: Bei Riu Planu (Castangias) ist ein quarzig-eisenspätinger Speiskobalt-Chloanthitgang bekannt.

Französisch-Marokko: Bei Bou-Azzar finden sich quarzig-karbonspätinge Kobalt-Nickelerzgänge, die einen erheblichen Goldgehalt haben. Die Gruben haben schon beträchtliche Erzmengen geliefert und sind ein sehr beachtlicher Kobaltproduzent geworden.

7. Schwerspätige Kobalterzgänge „Kobaltrücken“ (Typus Richelsdorf).

Die „Kobaltrücken“ sind auf Verwerfungsspalten, die im kristallinen Grundgebirge und Rotliegenden, dann wieder im oberen Zechstein nur Schwerspat und etwas Kalkspat führen. Nur in unmittelbarer Nachbarschaft des Kupferschiefers sind sie auf einer vertikalen Höhe von 15—20 m kobaltführend. Als Erzminerale treten meist nur Speiskobalt und Safflorit auf, als Seltenheiten Rotnickelkies, Wismut, Kupferkies und Buntkupfer. Der Nickelgehalt tritt ganz zurück. Nur bei Sangerhausen sind auch barytische Rotnickelkiesgänge, im Spessart und im Schwarzwald sind auch vereinzelt Schwerspatgänge mit Kupferwismutsulfiden. Die eigentlichen „Kobaltrücken“ sind vor allem um den Thüringer Wald herum verbreitet, an seinem Nordrand, Westrand und Südrand (Schweina), dann an der Saale, im Mansfelder Becken und besonders bei Richelsdorf und bei Bieber am Spessart. Im 17. und 18. Jahrhundert waren sie recht bedeutend. Über ihren Zusammenhang mit dem Kupferschiefer vgl. S. 201.

Uranführende Gänge. Auf vielen der vorgenannten Gänge, besonders der Gruppe 4, tritt Uranpecherz auf, aber nur in einer bestimmten Teufenstufe. Wegen der einzigartigen Bedeutung des Elementes Uran und seines Hauptminerals Uranpecherz (Pechblende) als Radiumlieferant soll diese Formation hier aber als besondere Gruppe Nr. 9 herausgehoben werden. Die Gruppe Nr. 8 ist eine ganz selbständige und einzigartige Gangformation. Nr. 10 ist wohl auch nur eine Faziesart und zwar des Typus Cobalt.

8. Katathermale quarzige Urangänge (Typus Chingolobwe).

Chingolobwe in Katanga (Belgisch-Kongo) war beinahe 10 Jahre lang das reichste bekannte Vorkommen radioaktiver Mineralien und lieferte von 1920—1931 beinahe die gesamte Weltproduktion an Radium. Die Lagerstätte setzt in altpaläozoischen Dolomitschiefern, Zellendolomiten und gebänderten Hornsteindolomiten auf. Die Erze kommen auf Trümmern vor, die im einzelnen einen sehr komplizierten und wechselnden Verlauf haben und häufig stockwerkartig auftreten. Es sind mehrere Bildungsphasen vorhanden: die älteste mit Apatit, Monazit, Turmalin, Molybdänglanz und Chlorit, dann kommt die Hauptphase mit Quarz und Uranpecherz, dann folgen Sulfide von Fe, Co, Cu und Ni mit Karbonaten. Die Pechblende kommt hier nicht in der Geltextur vor, sondern in Würfeln und körnigkristallinen Massen. Die Oxydationszone ist äußerst mineralreich. Die Oxydationserze sind sowohl auf den Gängen als auch eingesprengt im Nebengestein. Besonders in den ausgelaugten Hohlräumen der Zellendolomite finden sich zahlreiche Uranate. Die Hauptminerale der Oxydationszone sind: Uranhydroxyde, wasserhaltige Bleiuranate, Uransilikate, Urankalziumsilikate, Uranmagnesiumsilikate, Uranbleisilikate, Urankupferphosphate, Uranbleiphosphate. Alle sind grell gelb, orange oder grün gefärbt. Der Bleigehalt dieser Mineralien besteht ausschließlich aus Radiumblei.

Die Lagerstätte ist hochthermal, wohl mit pneumatolytischem Beginn.

9. Quarzige silberhaltige Kobaltwismutgänge mit Uranerzen (Typus St. Joachimsthal).

Sie stellen in St. Joachimsthal im Erzgebirge nur die tiefste, zur Zeit bekannte primäre Teufenzone von Gängen des Schneeberger Typus dar, über der sich zunächst die eigentliche Schneeberger Fazies, die schwerspätigen silber- und wismutführenden Kobalt-Nickelgänge aufbauen, die nach oben hin immer silberreicher werden. In der Uranzone ist dichter hornsteinartiger Quarz mit wenig Dolomitspat und etwas Flußspat, und Schnüre, Nester und Klumpen von Uranpecherz in Glaskopftextur. Sulfide sind ganz spärlich. Flußspat und Dolomit sind durch die radioaktiven Einflüsse in Stinkspat und rot verfärbten Spat umgewandelt. Auch die verkieSELten Nebengesteine sind etwas mit Uranpecherz imprägniert. Von 1850 an wurden die Erze zur Herstellung der Uranfarben verwandt und von 1910 an zur Herstellung von Radiumsalzen. Das Roherz enthält etwa 1% Pechblende.

Am Großen Bärensee, Kanada, etwa unter dem Polarkreis, ist eine weitere größere Lagerstätte dieser Art. Die Nebengesteine sind metamorphosierte Dazite und Tuffe und feinkörnige Sedimente, die von einem nahegelegenen Granit in Pyrit-Magnetit-führende

Kontaktfelse umgewandelt sind. Die Erzzone bestehen aus quarzigen Gesteinsbrekzien, die spärlich mit Eisenglanz imprägniert sind und in denen Linsen mit Uranerz und seinen Begleiterzen eingeschaltet sind. Jüngere Trümchen mit Kobalt-Nickelmineralien, Wismut, Silber und edlen Sulfiden in karbonatischer Gangart setzen durch. Uranpecherz überwiegt weitaus, das handgeschiedene Erz enthielt bis zu 44% U_3O_8 . Bleiglanz ist primär, also nicht aus Radiumblei entstanden. Die Gefügeverhältnisse sind dieselben wie von St. Joachimsthal bekannt. Die Pechblende zeigt die typischen Geltexturen. Der Hauptgang ist 3 m breit, über 1500 m lang. Andere ähnliche Lagerstätten sind in der Nähe erschlossen worden.

10. Kalkspätige Kobalt-Nickelgänge mit Uranerzen (Typus Schmiedeberg).

In einem Lagerteil des kontaktmetamorphosierten Magnetit-Roteisensteinlagers von Schmiedeberg im Riesengebirge (s. S. 230) liegen viele kleine Gängchen mit quarzig-kalkspätigen Nickelkobalterzen, Arsensilbererzen und Wismuterzen, die verschiedenen der vorher erwähnten Typen entsprechen. Dabei sind nun auch Gängchen mit Quarz, Uranpecherz, ged. Silber, Rotnickelkies, Rammelsbergit, Löllingit, Kalkspat, Kupferkies und Bleiglanz. Sie werden seit einigen Jahren gewonnen und liefern schon pro Jahr etwa 1 g Radium.

Radiumproduktion: Bis kurz vor dem ersten Weltkrieg hatte St. Joachimsthal das Weltmonopol auf Radium. Es hat bis heute über 50 g Radium geliefert und dürfte durchschnittlich jährlich 4 g erzeugen können; Schmiedeberg etwa 1 g. Dann wurden in Colorado und Utah die Sandsteine mit Carnotit (Uran-Vanadium-Oxyd) entdeckt (siehe S. 175), so daß USA. von 1913 bis 1927 den Radiummarkt beherrschte und etwa 100 g Radium von dort kamen. Dann waren die Lagerstätten aber erschöpft oder vielmehr sie wurden durch die Konkurrenz der neuentdeckten Lagerstätte Chingolobwe in Katanga überflügelt, die von 1924 an jedes Jahr zwischen 20 und 60 g Radium erzeugte, im ganzen bis heute mehr als 500 g. Von 1931 an wurde die Produktion zeitweise sehr gedrosselt, anscheinend neigt sich die Lagerstätte der Erschöpfung zu. Ab 1930 traten dann die Lagerstätten am Großen Bärensee in Kanada auf den Plan, die ab 1934 jährlich 70—90 g Radium lieferten. In einer Konvention zwischen Belgien und Kanada wurde nach 1938 vereinbart, daß Chingolobwe 60% und Großer Bärensee 40% der Weltproduktion erzeugt.

V. Zinn-Silber-Wismut-Wolfram-Formationen.

Auf Grund der früheren Kenntnisse mußte man annehmen, daß Zinn und Wolfram für plutonisch-pneumatolytische Lagerstätten kennzeichnend seien und allein darauf beschränkt wären. Die erstmalige eingehende Bearbeitung der bolivianischen Erzlagerstätten durch deutsche Forscher hat gezeigt, daß sich oxydische

Zinn- und Wolframminerale auch im hydrothermalen Bereich abscheiden, und zwar nicht nur in der plutonischen, sondern auch in der subvulkanischen Abfolge, in beiden bis zu recht tiefen Temperaturen. Es sind allerdings zumeist recht seltene Paragenesen mit sonst ganz seltenen, z. T. sogar einzigartigen Mineralien.

Der kristallisierte Zinnstein tritt in anderer Tracht auf als in den pneumatolytischen Lagerstätten. Die pegmatitischen und pneumatolytischen Zinnerzkristalle sind pyramidal und gedrunen ausgebildet und stets verzwilligt, die mesothermalen sind prismatisch, die epithermalen nadelig, beide unverzwilligt; als niedrigstthermale Form tritt noch das kryptokristalline Holzzinn auf, das Geltexturen aufweist. Dann finden sich auch noch im hydrothermalen Bereich die Zinnsulfide Zinnkies und Teallit (Pb Sn S_2) in wirtschaftlich bemerkenswerten Mengen, während Franckit ($5 \text{ PbS} \cdot 2 \text{ Sn S}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$), Kylandrit ($6 \text{ PbS} \cdot 6 \text{ SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$), Canfieldit ($\text{Ag}_2 \text{ SnS}_6$) und Herzenbergit (SnS) nur mineralogische Seltenheiten sind. Auch die Vergesellschaftung der Zinnerze ist in der hydrothermalen Fazies eine ganz andere wie in den pneumatolytischen Zinnerzgängen. Es kommen ungemein viele und artenreiche Sulfide mit ihnen vor, auch mannigfache Gangarten. Die Ganggefüge sind ebenfalls sehr wechselnd. Kolloidtexturen sind weitverbreitet und direkt kennzeichnend. Es sind plutonische und subvulkanische Typen vorhanden mit allen Übergängen untereinander. In sich haben die meisten Lagerstätten eine größere Temperaturabfolge: sie fangen oft mit hochthermalen, stellenweise sogar mit pneumatolytischen Paragenesen an und reichen bis zu sehr niedrigthermalen Bildungen. Diese bauen sich dann auch oft in modellhaft schöner Weise vertikal übereinander auf, und ebenso findet man laterale Fazieswechsel häufig. Eine zonale Abfolge ist also ungemein stark hier ausgeprägt.

Alle Einzelglieder dieser Formationsgruppe gehen ineinander über, oft bilden sie verschiedene primäre Teufen auf derselben Lagerstätte.

An anderen Stellen außer Bolivien sind diese Typen bis jetzt noch wenig bekannt. In Japan kommen einige von ihnen vor, auch in USA., vielleicht auch in Tasmanien. Aber es sieht so aus, als ob die große Seltenheit dieses Typus bestehen bliebe. — Vielleicht ist sie dadurch zu erklären, daß es sich um paligen mobilisierte Erzzuführen aus mehreren getrennten Gruppen handelt (siehe unter Metamorphe Abfolge III, 9, S. 262).

a) Plutonische Abfolge.

1. Kata- bis mesothermale Wismutglanzgänge.

Sie sind sehr selten und in ihrer genetischen Stellung nicht immer gesichert. In Brasilien finden sich kleine Gänge mit Wismut, Wismutglanz, Quarz und Sr-haltigem Schwerspat. Auch in Ostserbien sind Gänge, aber

noch mit Blei-Kupfer-Kobalt-Nickelerzen u. a. Ähnlich mineralreich, aber ohne die Kobalt- und Nickelerze sind Wismutlagerstätten in Russisch-Mittelasien, besonders das Adrasman-Vorkommen.

Möglicherweise können alle diese Lagerstätten nach genauerer Differentialdiagnose im vorigen Abschnitt unter 3 und 4 untergebracht werden.

2. Kolloide Zinnsteinlagerstätten (Typus Vila Apacheta).

Die Lagerstätten sind auf den Gruben Vila Apacheta und Chayanta in Bolivien typisch entwickelt. Sie bilden unregelmäßige Körper, Lager und Schläuche in gebleichtem Sandstein und bestehen aus einem innigen Gemenge von Pyrit, älterem kristallisierten und jüngerem kolloiden Zinnstein. Die Erze sind reich, aber schwer aufzubereiten.

3. Sulfostanatlagerstätten mit Wurtzit (Typus Monserrat).

Der Erzinhalt, der auf der Grube Monserrat (Distr. Poopo), Bolivien, genauer studiert wurde, besteht in einer älteren Generation aus Pyrit (z. T. pseudomorph nach Magnetkies), Arsenkies, viel Zinkblende, Kupferkies, Eisenspat und wenig Quarz. Eine jüngere Generation in Nestern und unregelmäßigen Massen enthält Pyrit, Quarz, Turmalin, Zinnstein, Teallit, Wurtzit, Arsenkies, Bleiglanz, Markasit, Franckit, Alunit und Karbonate. Der Zinnstein ist als Nadelzinn entwickelt. Er bildet zusammen mit Teallit und Wurtzit die Haupterzminerale. Die Lagerstätte ist recht bedeutend.

4. Epithermale Wolframit- und Scheelitgänge.

Es sind aus Bolivien eine Anzahl unter sich ziemlich verschiedener Typen bekannt geworden. Allen ist gemeinsam eine geringe streichende Länge und geringe Tiefenerstreckung, oft sind es nur Erzfülle, kleine Erznestern und Trümchen, auch Erzstockwerke. Der Mischkristall Wolframit fehlt, vielmehr tritt meist manganarmer Ferberit auf; eine ältere und höherthermale Generation führt Scheelit und auch etwas Turmalin. Die Hauptgeneration ist aber niederthermal. Eine Gelform der Wolframerze fehlt. Die Begleitminerale sind auf den einzelnen Lagerstätten recht verschieden und z. T. sehr artenreich.

b) Subvulkanische Abfolge.

5. Subvulkanische pneumatolytisch-hydrothermale Zinnerzlagerstätten (Typus Llallagua).

Llallagua bei Uncia in Bolivien ist das reichste und bedeutendste Gangzinnvorkommen, dessen Bedeutung von Jahr zu Jahr steigt. In gefaltetem Paläozoikum steckt ein brekziöser, z. T. tuffiger Rhyolithschlot als Zufuhrkanal eines abgetragenen Vulkans, der stark turmalinisiert, serizitisiert und verkieselt ist. In ihm setzen die Erzgänge auf, von denen mehrere Dutzend größere und über

tausend kleinere bekannt sind. Eingesunkene und verkieselte Nebengesteinsblöcke im Rhyolith sind völlig mit Zinnerz imprägniert. Die Lagerstättenbildung fängt mit Turmalin, Quarz, Wismutglanz, Wolframit und Zinnstein im pneumatolytischen Bereich an, der nachfolgende Magnetkies und ältere Pyrit sind wohl katathermal, während in einer mesothermalen Phase Zinnkies, Hübnerit, Markasit und Pyrit und in einer epithermalen Franckheit, Eisenspat, Manganspat und Fe-Al-Phosphate folgen. Die einzelnen Phasen sind sehr gut vertikal zonal verteilt, und dementsprechend ändert sich auch die Umwandlung des Nebengesteins. Auch lateral ändern die Gänge ihren Charakter und verlieren im Nebengestein das Zinnerz, während Silbererze neu auftreten. Auf kleinem Raum sind hier über 400 000 t Zinn konzentriert. Der Zinngehalt der Fördererze betrug früher 12—15%, heute nur noch 2—4% Sn. 1927 kam von hier 30% der Zinnproduktion Boliviens und 7% der Erde. Von den ursprünglichen 400 000 t Zinn sind aber nur noch 60 000 t Vorrat vorhanden.

Chorolque: Neben Wolfram- und Wismutgängen treten an diesem 5600 m hohen Berg auch Pyrit-Zinnstein-Quarzgänge auf, die nach unten mehr Pyrit, Magnetkies und Turmalin führen und schließlich vertauben.

Akenobe in Japan: Die sehr mineralreiche Lagerstätte, in der viele innere Umwandlungen zu erkennen sind, führt keine pneumatolytischen Mineralien. Die Nebengesteine sind rein hydrothermal umgewandelt, eine ältere Phase führt Zinkblende, Kupferkies und Buntkupfer und eine jüngere Zinnerz, Wolframit und Chalzedon, dazu noch geringe Mengen ged. Wismut und Wismutglanz.

6. Subvulkanische meso- bis epithermale sulfidische Silber-Zinnerzlagerstätten (Typus Potosi).

Im altberühmten Vulkanberg Cerro Rico de Potosi in Bolivien ist im alten Tonschiefer an Stelle eines älteren Explosionsvulkans eine subvulkanische dazitische pilzförmige Schlotausfüllung. Im Schlotkanal, seiner oberen Verbreiterung und im Nebengestein sind zahlreiche vulkanische Sackungsverwerfungen, auf denen die Gänge aufsetzen. Ganz unten sind es nur wenige arme Wurzelgänge, nach oben verzweigen sie sich immer mehr und werden immer reicher. Sie zeigen eine ganz ausgesprochene vertikale und laterale zonale Faziesänderung. Im mittleren Schlotkern herrscht Nadelzinnerz mit viel edlen komplexen Silbererzen, die Erze zeigen Kolloidgefüge. Sie gehen seitlich in zinnarme Zinkblende-Wurtzit-Antimonerz-Bleiglanz-Gänge über, die nach der Tiefe rasch vertauben. In den tiefsten Bauen, bis 400 m tief, sind in einer quarzigen Gangart körniger Zinnstein, Zinnkies, Kupferkies, Arsenkies, viel Pyrit, Wolframit und Wismutglanz entwickelt, ohne die reichen Silbererze. Die oberste Bergkuppe liegt in der Oxydationszone und enthielt enorme Mengen Chlorsilber, Silberglanz und ged. Silber, die wohl durch Oxydation einer fast zinnfreien reichen primären Silbererzzone entstanden sind. Die Nebengesteine sind in den unteren und

mittleren Teufen pyritisiert und alunitisiert, in den oberen ver- kieselt.

Der Cerro de Potosi wurde 1545 entdeckt und hat seit dieser Zeit 30000 t Silber geliefert, ist also der größte Silbererzeuger der Welt. Heute ist er der zweitgrößte bolivianische Zinnerzeuger.

Porco westl. Potosi ist ähnlich, ist aber heute praktisch abgebaut.

Colquechaca: In einem Dazitstock sind in der Mitte Silbererzgänge und zinnsteinführende Pyrit-Zinkblendegänge mit Nadelzinn und Chalzedon, ferner mit silberreichem Bleiglanz und an Gangkreuzungen häufig ungemein reiche komplexe Silbererze. Nach der Tiefe werden die Erze unedel. Um den Dazitstock in vulkanischen Tuffen sind Arsenkies-Wismutglanzgänge und Bleiglanzgänge.

Oruro: Ein sich verjüngender, in den tieferen Teilen stark turmalinierter, oben serizitisierter und verkieselter Dazitstock führt schwerspätige Blei-Zinkerzgänge mit Spuren von Zinnstein und als Hauptgang eine breite Gangzone mit Silber-Zinnerzen, die sich nach der Tiefe zusammenschließt. Die Erze sind pyritisch-quarzig mit nadeligem Zinnstein, Magnetkies, Zinnkies, Silberfahlerz, Andorit und vielen komplexen Silbererzen. In der Tiefe sind die Gänge zinn- und silberfrei und haben reine Pyrit-Quarzfällung.

Chocaya: In der Schlotausfüllung eines Dazitvulkans, die turmalinisiert und serizitisiert ist, kommen Gänge mit Turmalin, Serizit, Pyrit, Zinnstein, Quarz, Arsenkies, Kupferkies, Zinnkies, Wismutglanz, Fahlerz, Zinkblende, Bleiglanz, Wurtzit, Franckit, Eisenspat und Chalzedon vor, die schöne Gel- texturen zeigen. Wismutglanz nimmt nach der Tiefe zu. Der Zinngehalt ist nur im mittleren Teil größer, nimmt lateral ab und hört auf, wenn die Gänge ins Nebengestein übersetzen. Der Distrikt ist einer der bedeutendsten Zinnerzeuger Boliviens.

7. Subvulkanisch-epithermale Wurtzit-Teallitgänge (Typus Carguaicollo).

Es kommen dort in einem Dazitstock, der serizitisiert und entlang der Gänge in Pyrit und Kaolin umgewandelt ist, Gänge mit Wurtzit, Teallit, wenig Arsenkies und Bleiglanz vor. Sie sind die niedrigstthermale Fazies der Silber-Zinnlagerstätten. In der Oxydationszone ist der Teallit in sekundären Zinnstein umgewandelt.

VI. Antimon- Quecksilber-Arsen-Selen-Formationen.

Alle Lagerstätten dieser Formationsgruppe sind niedrigthermal entstanden. Die meisten entstammten aber zweifellos aus plutonisch-hydrothermalen Lösungen, die sehr weit weg vom Muttermagma gewandert waren und sich dabei sehr stark abgekühlt haben, bis sie den letzten Mineralinhalt absetzten. Dieser ist nur noch sehr artenarm und enthält die letzten Reste einer einstmals im tieferen Niveau wahrscheinlich viel elementreicheren Metallgesellschaft. Zuletzt schieden sich nur noch fast monomineralische Gänge ab. Die Großzahl der Antimonglanzlagerstätten gehört durch geotektonische und magmaprovinzielle Verknüpfungen zu solchen apomagmatischen bis telemagmatischen epithermalen plutonischen Bildungen. In

der subvulkanischen Folge kommt Antimonglanz als niedrigthermales Mineral auch häufig vor. Er ist da aber durchweg noch mit anderen Erzmineralien gemengt.

Die Quecksilberlagerstätten mit dem herrschenden Erzmineral Zinnober stehen vielfach mit rezenten Thermen in Verbindung, in anderen Thermen findet man rezent entstandenen Zinnober; zu jungen Ergußgesteinen bestehen häufig engere Beziehungen. Diese Lagerstätten sind dann zweifellos subvulkanischen Ursprungs. Es gibt aber auch eine größere Gruppe, die nach allen geotektonischen und geomagmatischen Beziehungen unbedingt als plutonisch angesprochen werden muß. Allerdings kommen bei einer so artenarmen Paragenesis so viele Konvergenzerscheinungen vor, daß die genaue Abwägung aller Erscheinungsformen notwendig ist.

Im Anhang werden in dieser Formation dann noch einige seltene Formen mit Arsensulfiden und Seleniden behandelt. — Die fast immer goldhaltigen Arsenkieslagerstätten sind katathermal und wurden bereits bei den Goldformationen besprochen.

a) Plutonische Abfolge.

1. Epithermale Antimonglanzgänge (Chinesischer Typ).

Die hierher gehörigen apomagmatischen niedrigthermalen goldfreien Antimonglanzgänge sind meist einfach zusammengesetzte Quarzgänge mit Antimonglanz und mehr oder weniger Pyrit, der auch wohl fehlen kann. Die anderen Sulfide treten durchweg ganz zurück, Zinnober ist in manchen Mischformen vorhanden, die unter Nr. 2 gesondert besprochen werden. Schwespat und Karbonspat sind selten. Antimonglanz bildet derbe grobstrahlige oder dichte Massen, auf Knollen und Lagen konzentriert und unregelmäßig auf einzelne Erzfälle beschränkt; auch kommt er feinfilzig in Quarz vor, der dadurch dunkel wird. Die Gänge sind wenig mächtig, ihre Erstreckung nach Länge und Tiefe ist meist gering.

Man kennt zahlreiche Einzelvorkommen, von denen die meisten keine oder nur geringe und vorübergehende Bedeutung haben. Es gibt 3 Hauptproduktionsländer: China, das 1929 mit 72 %, Mexiko und Bolivien, die mit je 10 % an der Weltproduktion beteiligt waren; 1938 waren die Zahlen 23, 26 und 26 %.

Slowakei: Für die deutsche Versorgung wichtige Vorkommen liegen in den Kleinen Karpathen, bei Pernek und Bösing, sowie weiter östlich bei Brezno, Magurka u. a.

China: Hier liegen bei Hsi-Kuang-shan die größten Vorkommen der Welt, die in normalen Zeiten $\frac{1}{3}$ der Weltproduktion (20000—25000 t met. Antimon) liefern und auf Jahrzehnte hinaus wohl die ganze Weltproduktion erzeugen könnten.

2. Epithermale Antimon-Quecksilberlagerstätten (Typus Ferghana).

In der weiteren Umgebung von Ferghana (Turkestan) sind Verdrängungslagerstätten und Hohlraumausfüllungen in Kalken, sowie Imprägnationen verkieselter Brekzien, die je nach ihrer Entfernung von einem Granit verschiedene Mineralinhalte haben. Am granitnächsten sind flußspätige Kupfererze mit Antimonglanz und Zinnober, dann kommen quarzige Pyrit-Antimonglanzgänge mit wenig Flußspat, mit oder ohne Zinnober, und am granitfernten sind kalkspätige Auripigment-Realgarvorkommen.

3. Plutonisch-epithermale Quecksilberlagerstätten (Typus Almaden).

Einziges primäres Quecksilbererz ist Zinnober, daneben kommt noch Pyrit und Markasit in kleinen Mengen vor, ab und zu auch Antimonglanz. Gangarten sind Quarz, Chalzedon, Kalkspat und Dolomit. Überall kommen viel Bitumina vor. Spaltengänge sind weniger häufig, viel öfters treten vererzte Ruschelzonen und Brekzienzonen auf, sowie Imprägnationen poröser Sandsteine und toniger-serizitischer Sandsteine und Schiefer, wobei auch Verdrängungen von Quarz, Serizit und Tonsubstanz durch Zinnober eintreten. Auch Kluftausfüllungen kurz- und kleinklüftiger Kalke und Dolomite und zerrütteter und durchbewegter Schiefer sind sehr häufig. Meist ist die Tiefenerstreckung dieser Lagerstätten nur gering.

Almaden, Spanien: Größte und reichste bekannte Quecksilbergrube, mittlerer Gehalt des Haufwerks 6—7% Hg, früher noch mehr. Seit dem Altertum in Betrieb.

Idria, Krain: Erzimprägnationen in einer mehrere hundert Meter breiten Zone mit zerrütteten Schiefen und Kalken der Mittleren Trias jenseits einer Hauptüberschiebungsfäche, 0,7—1% Hg. Zweitgrößter bekannter Produzent.

China: In der Provinz Kwei-Tschou.

USA.: Südwestliches Arkansas, noch nicht in Betrieb.

a/b) Plutonisch-subvulkanische Übergangslagerstätten.

4. Realgar-Auripigmentlagerstätten.

Beide Arsensulfide kommen ab und zu in der Oxydationszone arsenreicher Erzlagerstätten vor. Sie können aber auch primär-hydrothermal entstanden sein und sind dann ganz niedrigthermale telemagmatische Endglieder, häufig letzte Ausstrahlungen von Antimonglanz- und Quecksilberlagerstätten. Stets herrscht kalkspätige Gangart, Pyrit kommt ab und zu vor, meist sind noch geringe Mengen Antimonglanz und Zinnober vorhanden. Haupterzminerale sind Realgar und Auripigment. Sämtliche hierhergehörigen Lagerstätten sind im neoeurasischen Raum, meist in porösen Sandsteinen oder klüftigen verkarsteten Kalken. Hauptfundpunkte sind in den Karpathen, dann Kaukasus, Persien, Afghanistan. Die Lagerstätte Hrmsa bei Kresevo, Kroatien, erzeugt aus einem 18% Erz schon wesentliche Mengen As_2O_3 .

b) Subvulkanische Abfolge.

5. Subvulkanisch-epithermale Quecksilberlagerstätten (Typus Amiata).

Die Vererzungen erfolgten als Nachwirkung subvulkanischer Tätigkeit und sind zwanglos mit Ergußgesteinsdecken, Schloten, Gängen und tuffigen Gesteinen sowie subvulkanischen Intrusivlagern in Verbindung zu bringen. Die Erze selbst sind aber zumeist an sedimentäre Nebengesteine gebunden, und zwar kommen sie mit Vorliebe in stark gestörten, verruschelten, brekziösen Gesteinen vor, die teils tektonische Bewegungshorizonte sind, teils aber auch, wie in Monte Amiata in Toskana, als Rutschungs- und Schwerkraftgesteine aufzufassen sind. Für die Zinnobervererzung werden dabei bevorzugt tonig-kalkige Brekzien, tonige poröse Sandstein-Schiefer-Wechselagerungen, oder Bewegungsflächen zu Serpentinesteinen. Durchweg sind sie sehr stark hydrothermal zersetzt. Die mit Zinnober imprägnierte Gesteinsmasse ist mitunter zu dichtem Hornstein und Chalzedon verkieselt. Stets ist der Zinnobergehalt ganz launisch und höchst unregelmäßig verteilt, oft so fein imprägniert und hochdispers, daß er mit bloßem Auge nicht mehr zu erkennen ist und die Aus- und Vorrichtung sowie der Abbau dadurch sehr erschwert wird. Die Formen der zinnoberhaltigen Erzkörper und Erzmassen sind deshalb äußerst unregelmäßig. Die Hauptmineralien sind dieselben wie vorhin bei den plutonischen Lagerstätten angeführt, wie überhaupt alle Erscheinungsformen dieser beiden Gruppen weitgehend gleich sind und sie sich nur durch ihre geologische Provinzzugehörigkeit unterscheiden.

Monte Amiata, Toskana: In chemisch-mechanischen, tonig-kalkigen Umbildungs- und Umlagerungsgesteinen, die z. T. tektonisch-hydrothermal entstanden, z. T. Rutschungs- und Schwerkraftgesteine sind, sind äußerst unregelmäßige Imprägnationen und Verdrängungen. Drittgrößter Quecksilberbezirk der Erde. Italien produziert durch den Besitz von Idria und Monte Amiata beinahe die Hälfte des Quecksilbers.

USA., Kalifornien: In einem 600 km langen Streifen in Serpentin, Arkosen, Schiefen und gangförmigen Brekzienzonen, z. T. mit Trachyten und ab und zu noch mit rezenten heißen Quellen in Verbindung stehend, die heute noch HgS und Sb_2S_3 absetzen. Hauptminen sind New Almaden und New Idria im San Benito-Gebiet. Die Erzzonen werden nach der Tiefe ärmer und hören nach einigen 100 m auf. Die Lagerstätten wurden im Anschluß an die Goldförderung Kaliforniens in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aufgeschlossen und hatten da ihre Hauptblüte. Heute sind noch einige in Betrieb.

Neuerdings sind ärmere Lagerstätten in Oregon von Bedeutung geworden. Auch in Texas (Terlingua) sind solche. Zur Zeit dürften sie alle den Bedarf von USA. decken können, gehen aber rasch ihrer Erschöpfung entgegen.

Pfälzer Hauptsattel: Landsberg bei Obermoschel, Stahlberg, Lemberg a. d. Nahe. In früheren Jahrhunderten sehr bedeutend, seit 1934 in kleinem Umfang wieder in Betrieb. An rotliegende Melaphyre und Porphyrite und ihre rotliegenden Nebengesteine gebunden, oft an tektonischen Zonen, stets wieder sehr regellos und diffus.

6. Selenerzgänge.

Es gibt eine Reihe von kleinen wirtschaftlich ganz bedeutungslosen Gängen in den verschiedensten Gegenden, in denen die Selenide von Blei, Silber, Quecksilber und Kupfer die hauptsächlichsten oder einzigen Erzminerale sind, meist in karbonspätiger Gangmasse. Vier Fundstellen seien erwähnt: Harz (Tilkerode, Lerbach und Zorge), Sierra de Umango in Argentinien, Sierra de Guanajuato in Mexiko und eigenartige Vorkommen in Bolivien.

VII. Oxydische Eisen-Mangan-Magnesia-Formationen.

Von Eisenmineralien treten in den Lagerstätten dieser Gruppe Eisenspat und Eisenoxyd in den Formen Eisenglanz, Roteisenstein und Roter Glaskopf auf.

Eisenspat war in ungemein vielen der vorher behandelten hydrothermalen Lagerstätten schon als Gangart genannt. Wenn die Sulfide in solchen Lagerstätten immer mehr zurücktreten und zuletzt praktisch ganz fehlen, entstehen reine Spateisensteingänge oder eisenspätige Verdrängungserzkörper. Erstere gehen besonders als Grenzform aus den eisenspätig-quarzigen Kupferkiesgängen hervor. Beide Lagerstättenarten haben für das Deutsche Reich eine sehr große wirtschaftliche Bedeutung wegen des großen Siegerländer Spateisenstein-Gangbezirks und der gewaltigen Eisenspatstöcke in den Ostalpen.

Eisenglanz wurde vorher aus kontaktpneumatolytischen Lagerstätten erwähnt, wo er öfters in großen Mengen auftritt. In der weiteren hydrothermalen Abfolge begegnete er uns kaum. Als spätmagmatische epithermale Bildung kann nun Eisenglanz oder das hochdisperse Roteisen, öfters auch in der Form des Glaskopfes, sich in Gängen fast monomineralisch anreichern und auch metasomatische Roteisensteinlagerstätten bilden.

Von Manganerzen dürften wohl der Pyrolusit und der gleich zusammengesetzte Polianit am häufigsten in Gängen auftreten. Aber auch Braunit und Hausmannit fehlen nicht in ihnen. Psilomelan scheint meist ein Mineral der Verwitterungszone zu sein.

Manganspat tritt in reiner Form auf Gängen kaum auf. Als isomorpher Bestandteil im Eisenspat der Gänge und Verdrängungslagerstätten ist Mangankarbonat weitverbreitet und wichtig.

Das einzige in großen Mengen und in großer Reinheit auftretende hydrothermale Magnesiummineral ist der kristallinkörnige Magnesit. Gänge sind nicht bekannt, wohl aber große Verdrängungslagerstätten. Sie kommen in ähnlicher Position vor wie die Eisenspatkörper, ebenfalls in den deutschen Ostalpen und haben eine große wirtschaftliche Bedeutung.

Die Einteilung der in diese Gruppe gehörigen Bildungen ist sehr einfach. Es sind fast nur monomineralische Formationen:

Gänge mit Eisenspat, Gänge mit Eisenglanz, Gänge mit Manganoxiden. Dann die entsprechenden metasomatischen Formationen mit Eisenspat, Manganspat, Magnesit bzw. Eisenglanz. Die Manganerzgänge bilden keine selbständige Formation, sondern sind in gewissen Gebieten nur eine jüngere Generation auf Eisenglangzängen.

1. Spateisensteingänge (Typus Siegerland).

Im Siegerland sind die zahlreichen Gänge zu Gangzügen angeordnet, die zum großen Teil auf die Rauhflaserschichten und die Herdorfer Fazies der mittleren und oberen unterdevonischen Siegener Schichten beschränkt sind, während die reine Tonschieferfazies fast taub ist. Die Gangzüge sind viele Kilometer lang und mehrere 100 m breit, darin sind zahlreiche Einzelgänge mit ganz wechselndem Streichen. Diese sind meist langlinsenförmig, die einzelnen Linsen im Streichen und Fallen gestaffelt. Die Lokalisierung der Linsengänge ist spaltentektonisch bedingt und weniger von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig. Jüngere Gangstörungen sind weitverbreitet. Die Gänge werden bis 30 m mächtig, als Gangdurchschnitt kann wohl 2 m angegeben werden. Im großen Durchschnitt ist der Mineralinhalt sehr artenarm. 70—90% besteht aus Eisenmanganspat, einige Prozente sind Sulfide (meist Kupferkies, selten Pyrit), der Rest sind Quarz und Nebengesteinsstücke. Der Siegerländer Eisenmanganspat hat etwa 8—9% $MnCO_3$, neben 85% $FeCO_3$, der Rest ist $(Mg, Ca)CO_3$. Als Seltenheiten kommen eine große Anzahl anderer Erzminerale und Gangarten vor, es sind mehrere Generationen und Sukzessionen mit vielfältigen Verdrängungen im Ganginhalt vorhanden, auch mannigfache Gefügearten.

Örtlich und nur auf gewisse Gänge beschränkt treten jüngere höherhydrothermale Paragenesen auf, besonders mit Eisenglanz und „Rotspat“ (= Eisenspat, der teilweise in hochdisperses Roteisen umgewandelt wurde), auch Kobalt-Nickelkies, Buntkupfer und Hochkupferglanz. Die Rotspat- und Eisenglanz-Gangteile sind wirtschaftlich wichtig. Der Bergbau im Siegerland ist mindestens seit 2000 Jahren ununterbrochen in Betrieb und ist heute noch der zweit- oder drittgrößte deutsche Eisenerzeuger. Er bildet infolge des Mangangehaltes des Eisenspats die letzte große inländische Manganreserve. Die Vorräte bis 1300 m Tiefe betragen etwa 70 Mill. t, das wäre eine Lebensdauer von etwa 40 Jahren.

Ähnliche Gänge gibt es im Bereich der oberen Saale im Bober-Katzbach-Gebirge, im Oberungarischen Erzgebirge (Ungarn und Slowakei), die aber alle keine große Bedeutung mehr haben.

2. Metasomatische Eisenspatlagerstätten (Typus Erzberg).

Das größte und typische Vorkommen ist der Erzberg bei Eisenerz, Steiermark.

Es sind hier hauptsächlich eingemuldete und verworfene Devonkalke, die zu einer überschobenen Schuppe gehören, in Eisen-

spat umgewandelt. Die Kalke sind wolkig-diffus vererzt und zwar quer über die Schichtgrenzen und die älteren tektonischen Flächen. Häufig ist eine Umwandlungsfolge über Dolomit-Ankerit zu Eisenspat zu beobachten, dieser ist aber manchmal wieder in Ankerit rückverwandelt. Es sind auf diese Weise riesenhafte geschlossene Eisenspatmassen entstanden, aber auch viele ankeritische Zwischenprodukte mit den verschiedensten Eisengehalten, in denen kreuz und quer Trümchen von Ankerit und Eisenspat mit wenig Sulfiden verlaufen. Der Eisenspat selbst ist auch manganhaltig, enthält aber nur etwa halb so viel Mangan wie der Siegerländer. Das bessere Erz hat wohl 38—39% Fe und 2,5% Mn. Der Erzstock hat eine Grundfläche von 1 km², die Mächtigkeit ist 140—200 m. Der Abbau findet im Tagebau in zahlreichen Etagen statt. Von Vorräten dürften noch 220 Mill. t vorhanden sein, während etwa 50 Mill. t abgebaut sind.

In Hüttenberg wurden kambrische Marmore, deren tektonische Stellung und Einzeltektonik sehr kompliziert ist, in Eisenspat umgewandelt, der stellenweise viel Eisenglanz enthält. Die Mächtigkeit des Erzkörpers ist 300 m. Es sind rund 18 Mill. t Vorräte vorhanden.

Thüringer Wald: Entlang seiner Randspalten sind in den Zechsteinkalken metasomatische Eisenspatlager und -stöcke entwickelt. Hauptvorkommen sind Kamsdorf bei Saalfeld, Stahlberg, Mommel und Klinge bei Schmalkalden. Die Erzlösungen drängen auf den Verwerfungsspalten hoch und haben hier öfters Eisenspat-Schwespatgänge abgesetzt (zu ihnen gehören auch die im Abschnitt IV 7 S. 103 erwähnten „Kobaltrücken“). Die Spatlager sind nur wenige Meter mächtig.

Bilbao, Nordspanien: Hier sind Gaultkalken von Verwerfungen aus in Eisenspat umgewandelt, mit sehr spärlichen Mengen von Sulfiden. Es ist eine große Anzahl von z. T. recht großen Erzkörpern bekannt, deren Lage und Anordnung tektonisch bedingt ist. Der größte Teil des Erzinhalt ist völlig oxydiert und in wasserarmes festes Eisenhydroxyd („Campanil“) umgewandelt, das nach oben weich und erdig ist („vena“) und als oberste Kappe zellig-stalaktitisches Brauneisenerz („rubio“) führt. Diese Oxydationserze sind die eigentlichen, für die deutschen und englischen Hütten sehr wichtigen „Bilbaoerze“.

Kroatien: In Vares und Ljubija sind große Linsen von Eisenspat in Triaskalken bzw. Permokarbon-Kalken, die in der Nähe der Oberfläche in hochhaltige Brauneisenerze umgewandelt sind. Es sind ziemlich erhebliche Vorräte vorhanden. Eine Anzahl kleinerer ähnlicher Vorkommen sind dort noch bekannt.

Algier und Tunis: Die zahlreichen metasomatischen Eisenspatlagerstätten häufen sich in einem westlichen Bezirk, von der marokkanisch-algerischen Grenze der Küste entlang bis zur Hafenstadt Bougie, und in einem östlichen Bezirk zu beiden Seiten der tunesisch-algerischen Grenze. Erstere liegen in Liaskalken, letztere in Unterkreidekalken. Hauptmineral ist Eisenspat mit 1—2% Mn, spärlich tritt Pyrit auf, ab und zu etwas Schwespat. Der Großteil ist zu wasserarmem Eisenhydroxyd und Brauneisenerz oxydiert. Es sind alles vorzügliche phosphorarme Bessemererze. Hauptgruben sind Ouenza und andere in der Nähe des Hafens Beni Saf in Algier, Djerissa und Douaria in Tunis. Es sollen noch 200—250 Mill. t Vorräte vorhanden sein. Vor dem Krieg gingen $\frac{2}{3}$ nach England, $\frac{1}{4}$ nach Deutschland.

3. Eisenglanzgänge und Roteisengänge.

Sie sind sehr zahlreich, aber fast stets kurz und wenig mächtig. Nach der Teufe gehen sie häufig in andere Formationen über, in Pyrit-Quarzgänge oder Pyrit-Kupferkies-Quarzgänge, auch in Schwerspat- oder Eisenspatgänge. Häufig scheinen sie auch in geringer Tiefe auszukeilen.

Hauptgangarten sind Quarz, Hornstein, Eisenkiesel und Schwerspat, seltener Kalkspat. Oft besteht der Ganginhalt aber zum überwiegenden Teil aus Eisenoxyden mit dem dichten oder radialfaserigen glaskopfartigen Roteisen, weniger dem blättrigen kristallinen Eisenglanz, daneben ist Eisenrahm und Eisenglimmer in losen und pulverigen Aggregaten nicht selten. Verkieselte Nebengesteinsbruchstücke sind häufig. Die Roteisenmassen sind sehr rein und enthalten praktisch weder Phosphor noch Schwefel. In älteren Kulturländern, vor allem an zahlreichen Stellen in Mitteldeutschland, sind deshalb diese Gänge schon seit langer Zeit abgebaut. Die reinen und hochhaltigen Eisenerze wurden in Holzkohlenöfen verschmolzen und zu Qualitätsstahl verarbeitet. An vielen Orten veranlaßten sie das Entstehen mittelalterlicher Eisenindustrien, von denen manche, z. B. Suhl im Thüringer Wald, heute noch bestehen, trotzdem die ursprünglichen Lagerstätten schon längst abgebaut sind. An anderen Orten, wo die Gänge mehr quarzig sind, sind sie bis heute noch unberührt geblieben. Die verfügbaren Mengen sind zu gering, um die Abbau- und Aufbereitungskosten zu lohnen.

Von Fundpunkten, die heute alle bedeutungslos sind, seien genannt: Schwarzwald: Hammereisenbach und Eisenbach, und viele kleinere Vorkommen.

Thüringer Wald: Umgebung von Suhl, zwischen Steinbach-Hallenberg und Asbach, Friedrichroda.

Harz: Knollengrube b. Lauterberg.

Erzgebirge: Als jüngste Ganggruppe im Freiburger Erzbezirk.

Pulvrige und eisenglimmrige Vorkommen werden auch wohl als „Farberze“ benutzt.

4. Manganerzgänge.

Häufig finden sich auf den eben genannten Gängen auch Manganerze: Pyrolusit, Manganit, Braunit und Hausmannit, vorwiegend mit Schwerspat und Kalkspat, oft bänderig und schön drusig. Eine scharfe räumliche Trennung der Eisen- und Manganerze innerhalb der Gangspalte ist ganz allgemein. Dabei scheinen die Eisenerze jünger zu sein und verdrängen oft deutlich die Manganerze. Sie kommen aber sowohl unter als auch über der Manganteufe vor.

Man hat diese Gänge wiederholt als deszendente aufgefaßt. Entweder sollen sie lateralsekretionär aus den ausgelaugten Nebengesteinen entstanden sein oder aus absteigenden Lösungen, die die Verwitterungsprodukte der tiefgründigen Verwitterung tertiärer oder prätertiärer Landoberflächen mit sich führten. Beides kann kaum aufrechterhalten werden. Die Nebengesteine sind nicht genügend zersetzt dazu. Gegen eine deszendente Entstehung spricht

vor allem der Mineralbestand: die gut kristallisierten Manganoxyde, das Roteisen und der Eisenglanz, die höherthermal entstanden sind. Alle diese Gänge sind wohl zweifellos hydrothermale und zwar epithermale Bildungen. Sie gehören teils der plutonischen Folge an (Schwarzwald und Harz), teils auch der subvulkanischen Folge (Thüringer Wald). Jedenfalls bilden sie überall die letzten und jüngsten Gänge einer Metallprovinz und gehören mit den reinen Schwespat- oder jüngeren Quarzgängen zu den niedrigstthermalen Differenziaten. Es ist dies auch oft in ihrer zonalen Verteilung gut zu erkennen.

Von Beispielen seien die Umgebung von Ilmenau und Elgersbach, ferner Öhrenstock im Thüringer Wald genannt, weiter Ilfeld im Harz.

5. Platinführende Eisenglanz-Quarzgänge.

Im Nordteil des Bushvelds in Transvaal sind eine Anzahl Quarzgänge bekannt, die Eisenglanz, hellgrünen Glimmer, Chromchlorit und Platin führen, das örtlich in sehr hoher Konzentration vorhanden war. Wahrscheinlich handelt es sich um sekundär-hydrothermale Bildungen, bei denen jüngere hydrothermale SiO_2 - Fe_2O_3 -Lösungen beim Durchgang durch das Merensky-Reef (s. S. 31) Platin und etwas Chrom gelöst und weiter oben wieder abgesetzt haben.

6. Metasomatische Roteisensteinlagerstätten.

Die einzigen bekannten Lagerstätten sind in West-Cumberland und Lancashire, NW-England. Dort sind in einer tektonisch sehr stark gestörten Gegend Kohlenkalken an vielen Orten von Verwerfungen aus oder entlang gewisser Schichten in unregelmäßige Stöcke und Erzkörper mit dichtem, kompakten Roteisen, z. T. auch mit Glaskopftextur umgewandelt. Das Erz ist sehr rein und hochhaltig, bis über 60% Fe. Schwefel fehlt völlig, der Phosphorgehalt ist ganz gering. Die Lagerstätten hatten jahrzehntlang als „Hämatiterze“ sehr große Bedeutung, sind aber heute zum größten Teil abgebaut, nur noch ärmere Teile mit geringen Vorräten sind vorhanden.

7. Metasomatische Magnesitlagerstätten.

Hydrothermale metasomatische Magnesite, auch Spatmagnesite genannt, kommen in größter Verbreitung in den deutschen Ostalpen vor. Sie liegen in Ost-Westzügen angeordnet innerhalb der Grauwackenzone, ähnlich wie die dortigen metasomatischen Eisenspatlagerstätten des Abschnittes VII, 2, aber in einer Zone näher dem kristallinen Tauernkern. Die Magnesite bilden unregelmäßige stockförmige Körper in Kalken und Dolomiten, vielfach mit einer Zwischenzone von feinkörnigem Dolomit. Sie sind ebensowenig wie die ostalpinen Eisenerze an bestimmte Formationen geknüpft, zeigen auch innerhalb derselben Formation keine Niveaubeständigkeit. In der Veitsch liegen sie in Oberkarbonkalken, in Trieben in Devonkalken, an anderen Stellen in noch tieferen, wahrscheinlich silurischen Kalken. Zusammen mit den Kalken sind die Magnesite meist von epizonalen Gesteinen eingeschlossen. Die Magnesite sind durchweg grobkristallin. Häufig zeigen sie die sogenannte „Pinolit-Textur“, genannt nach der Ähnlichkeit der einzelnen schmalovalen Magnesitquerschnitte mit Piniensamenkörnern. Die Pinolitmagnesite finden sich meist nur am Rande der Magnesit-

körper, enthalten mehr unlösliche Bestandteile und entsprechen verdrängten unreinen Kalken. Die älteste Bildung bei der Verdrängung ist der Magnesit, gleichaltrig mit ihm ist etwas Talk. Talk tritt auch öfters selbständig neben Magnesit auf, besonders als Talkschiefer in der Umhüllung der Lagerstätten.

Eine Entstehung aus metamorph mobilisierten Lösungen ist nicht ausgeschlossen, so daß es sich um pseudo-hydrothermale Lagerstätten handeln könnte (siehe metamorphe Abfolge, III, 1 und 9, S. 260.

Von größeren Vorkommen seien genannt:

Veitsch, Trieben und Radenthein, wo große Tagebaue sind, dazu viele kleinere. Sie werden zur Herstellung von hochfeuerfesten basischen Steinen für Roheisenmischer, Puddelöfen, Glasöfen usw. verwandt.

Weitere ganz ähnliche Vorkommen:

Karpaten: Bei Kaschau.

Ural: Satka bei Slatoust, sehr große Lagerstätten.

Mandschukuo: Südlich des südmandschurischen Kohlen- und Eisenbezirkes ist ein sehr großes und reiches Magnesitvorkommen, das zu den größten der Erde gehört. Es sollen dort über 13 Milliarden t Magnesit sein. Bis Ende 1941 wurden jährlich über 3000 t Magnesium erzeugt.

USA.: Ein Bezirk nördlich Spokane, Washington, sowie eine Anzahl kleiner Vorkommen in Kalifornien.

VIII. Erzfreie Formationen.

Wenn aus den hydrothermalen Lösungen alle Metallverbindungen ausgefällt sind, so wird der weitere Mineralabsatz nur mehr aus „Gangarten“ bestehen. Im Vorhergehenden wurde schon darauf aufmerksam gemacht, daß häufig die obersten primären Gangstockwerke erzfreie Quarzgänge, Kalkspatgänge, Flußspatgänge oder Schwerspatgänge sind oder Gemenge dieser Mineralien enthalten. Diese Restlösungsdifferentiation und Abspaltung metallfreier Lösungen muß im plutonischen Bereiche größerer Metallprovinzen einen erheblichen Umfang haben. Man hat den Eindruck, als ob aus den hydrothermalen Lösungen die Erzminerale in einer gewissen optimalen Tiefenzone sich abgeschieden hätten. Wenn einmal die Erzbildung dort begonnen hatte, so wurden anscheinend aus den weiter zusetzenden Lösungen alle anderen Metallionen oder Sulfidgale in einem gewissen Stockwerk sozusagen quantitativ abgefangen, so daß die Restlösungen nur noch SiO_2 -Sole, Ca-, Ba-, F- und Cl-Ionen und CO_2 enthielten. Diese Mengen müssen sehr viel größer gewesen sein als der eigentliche Erzinhalt, und sie mußten anscheinend sehr lange Zeiten hindurch noch weiter gefördert worden sein. Denn sonst könnte man sich die enormen Mengen von Quarzgängen, Schwerspat- und Flußspatgängen in Nebengesteinen und Gebirgsgliedern aller Art nicht erklären. Eine „Lateralsekretion“ in großem Umfang und auf weite Strecken hin könnte allenfalls für Quarz eine Rolle gespielt haben. Ein Teil könnte auch aus ausgelaugtem Nebengestein größerer Tiefe durch hydrothermale

Auslaugung oder auch durch metamorphe Mobilisation stammen. Im nichtmetamorphen Gebirge, in das große Massen saurer Intrusionsgesteine eingedrungen sind, dürften aber diese Vorgänge gegenüber den rein magmatischen hydrothermalen Restlösungen zurücktreten. Eine größere Rolle spielen sie zweifellos in der metamorphen Abfolge und auf ihre Bedeutung wird dort einzugehen sein.

Die Gliederung ist sehr einfach: Es gibt Lagerstätten mit vorwiegend Flußspat, Schwerspat oder Quarz als Haupttypen. Von allen sind Gänge oder ausgedehnte Verdrängungskörper bekannt. Als seltener Typ treten dann noch Witheritgänge auf. Die wirtschaftliche Bedeutung besonders der Hauptformen ist sehr bedeutend.

1. Flußspatgänge.

Auf überaus zahlreichen hydrothermalen und pneumatolytischen Gängen tritt als Begleitmaterial der Erzminerale Flußspat auf. Vielfach ist er aber auch das Hauptgangmineral und herrscht auf ganzen Gängen oder auf größeren Gangteilen praktisch als einziges Mineral. Nebengesteinseinschlüsse sind in solchen Gängen sehr häufig. Vereinzelt bis seltene Begleitminerale sind vor allem Quarz, Schwerspat, Kalkspat, Bleiglanz und Kupferkies. Quarz ist am häufigsten, meist als jüngere Generation, die den Flußspat umkrustet und ihn allmählich pseudomorph verdrängt, wenn auch lange nicht in der Intensität wie den Schwerspat. Die Erscheinung der Verquarzung der Flußspatgänge nach der Teufe ist deshalb nicht selten.

Schwerspat ist meist jünger als Flußspat und tritt lagenweise neben ihm auf, als innerste Lage oder an den Salbändern. Er bildet wohl meist die Ausfüllung jüngerer Aufreißungen. Häufig kommt eine innige Durcheinanderwachsung von Flußspat mit Kalkspat vor.

Die Sulfide, in erster Linie Bleiglanz, etwas mehr zurücktretend Kupferkies, sind immer fein eingesprengt.

Auf vielen Erzgängen treten reine Flußspatmittel als eigene jüngere oder ältere Nebentrümer auf. Das Gefüge der Flußspatgänge ist massig, lagig, sehr häufig drusig, durchweg aber sehr grobspätig. Große Drusen, oft mit sehr großen, herrlichen flächenreichen und schön gefärbten Flußspatkristallen sind häufig. Die Färbung selbst ist ganz wechselnd, oft zonar und zumeist sehr labil und äußerst empfindlich gegen Licht und Wärme. Am starken Licht bleichen fast alle Flußspäte nach wenigen Tagen aus. Ein Teil des wasserklaren optischen Flußspates dürfte wohl seine letzte Klärung der Einwirkung des Lichtes verdanken. Die starke Violett- bis Schwarzfärbung, wie sie in Wölsendorf in der Oberpfalz vorkommt, beruht auf einer Störung des Kristallgitters und der Entionisierung der Gitterbausteine durch die Zerfallsprodukte fein-

verteilter Uranmineralien. Dadurch erklärt sich auch das Auftreten des freien Fluors in diesen „Stinkspäten“.

Flußspat ist ein höherthermales Mineral, und deshalb sind die Nebengesteine der Flußspatgänge stark hydrothermal umgewandelt, meist sehr serizitisiert. Auch ist das Nebengestein noch weit von dünnen Flußspat-Trümchen durchhäutert und mit Flußspat imprägniert. Weiche Gangtonschiefer sind in der Nähe der Oberfläche sehr häufig.

Die Hauptflußspatländer sind Deutschland, Frankreich und USA.

Harz: Sehr große Einzelgänge: Flußschacht bei Stolberg und Rottleberode und Herzogsschacht b. Siptenfelde.

Thüringer Wald: Floßberg-Gang bei Steinbach-Alterode.

Sächsisches Vogtland: Westlich Ölsnitz.

Bayrische Oberpfalz: Zwischen Nabburg und Schwarzenfels mit dem Hauptort Wölsendorf und östlich Regensburg. Flußspatreiche Gegend.

Schwarzwald: Finstergrund unterhalb des Wiedenerecks.

England: Derbyshire.

Frankreich: Zentralplateau.

USA.: Gänge in Illinois.

Flußspat wird als „Säurespat“ zur Darstellung von Flußsäure, Al-Fluorid und synthet. Kryolith (Aluminium-Elektrolyse!) gebraucht, weiterhin als „Hüttenspat“ in den Stahlwerken, Eisengießereien und Metallhütten, endlich zur Herstellung von Kalkstickstoff, Glas, Email und Zement.

2. Metasomatische Flußspatlager.

In den Staaten Illinois und Kentucky gibt es außer Gängen auch lagerförmige Flußspatmassen, die an bestimmte Kalkschichten gebunden sind und durch deren Verdrängung, z. T. von Verwerfungsspalten aus entstanden sind. Sie sind platten- und linsenförmig, schichtig und gebändert mit völliger Erhaltung der Gefügeelemente des Kalkes. Kalkspat und Sulfide treten ganz zurück, und Quarz ist auch nur als Verdrängungsrest darin. Diese metasomatischen Flußspäte bilden die Hauptmenge der USA.-Vorkommen.

3. Schwerspatgänge.

Die meisten großen Schwerspatgänge, insbesondere diejenigen, die in der Nähe granitischer Gesteine aufsetzen und mit zahlreichen Erzgängen in derselben Provinz vorkommen, dürften rein hydrothermal sein. Sie bestehen häufig fast nur aus grobschaligem und grobspätigem Schwerspat, dazu noch mehr oder weniger jungem Quarz, der ihn zu verdrängen beginnt. Oft ist eine zunehmende sehr schön pseudomorphe Verquarzung nach der Tiefe zu vorhanden. Häufig ist Roteisen als Begleitmineral. In manchen Provinzen bricht Flußspat und dann auch meist etwas eingesprengter Bleiglanz mit ein; andere Sulfide sind seltener. Die Gänge sind z. T. sehr mächtig, 2—5—10 m sind bekannt, doch sind dann hier Anzeichen mehrfacher Aufreißungen vorhanden. In Deutschland gibt es ungemein viele Vorkommen.

Harz: Lauterberg und mittlerer Südharz.

Werragebiet: Albingen und Sooden, sehr mächtig; bei Sontra im Rotliegenden und Zechstein mit 18 m Mächtigkeit größtes Vorkommen.

Thüringer Wald: An der südlichen und nördlichen Randspalte.
 Rheinisches Schiefergebirge: Dillmulde. Im Taunus und im Odenwald sind die ehemaligen Schwerspatgänge völlig pseudomorph verkieselt.
 Schwarzwald: Grube Clara b. Oberwolfach, sehr mächtig, führt nach der Tiefe etwas mehr Flußspat. — Gegend von Freudenstadt. Zahlreiche andere Gänge sind zur Zeit nicht im Abbau.
 Spessart: Im Buntsandstein und Zechstein.

4. Metasomatische Schwerspatlagerstätten.

Es handelt sich teils um reine Verdrängungen von Kalken, teils um Hohlraumausfüllungen und Rückstandsbildungen in verkarsteten Kalken.

Deutschland: Bleiwäsche und Allendorf im Sauerland, Rösteburg a. Harz, Leutnitz i. Thüringer Wald.

USA.: In den Staaten Georgia, Missouri, Tennessee, Kentucky, Virginia und Alabama sind zahlreiche Verdrängungen von Schwerspat in paläozoischen Kalken, die z. T., besonders in Missouri, mit den telemagmatischen Blei-Zinklagerstätten des Abschnittes III, 13 S. 94 im engsten Zusammenhang stehen. Es sind auch viele Hohlraumausfüllungen mit oder ohne Rückstandston bekannt. USA. ist nach Deutschland in den letzten Jahren der zweitgrößte Schwerspatproduzent gewesen.

5. Witheritgänge.

In Northumberland, Westmoreland und Cumberland in England kommt Witherit allein oder mit Bleiglanz in hydrothermalen Gängen im Kohlenkalk vor.

In Turkmenien sind Witherit-Swerspatgänge ebenfalls mit Bleiglanz und z. T. auch mit Zinkblende, die wirtschaftlich ausgebeutet werden.

Auch in Kalifornien kommt Witherit in Gängen vor, allerdings in einer ganz anderen Paragenesis.

6. Quarzgänge und hydrothermale Verquarzungen und Verkieselungen.

Wiederholt wurden im Vorhergehenden hydrothermale Gänge und Verdrängungen erwähnt, die zum überwiegenden Teil, ja sogar bis zu 97—98% aus Quarz bestehen, so die plutonischen Goldquarzgänge oder die goldhaltigen verkieselten Silikatgesteine und Quarz-Verdrängungskörper (Abschnitte I, 1—3 S. 65—67).

Fehlt der Goldgehalt, so werden die sonst völlig gleichen Quarzgänge oder Verquarzungszonen, zum mindesten als Rohstoffe, kaum beachtet. Solche „tauben“ Quarzgänge sind allenthalben in gefalteten und verworfenen Gebirgen, in allen orogenetischen älteren und jüngeren Zonen, wo Tiefenintrusionen in die Faltenkerne eingedrungen sind, die von Mineral- und Erz-Provinzen umgeben sind, eine ganz gewöhnliche Erscheinung. Sie sind erlere Endigungen von Gängen, die in anderen Teufenbereichen erzführend sind. Solche Quarzgänge sind also wesentliche Teile der gesamten Erscheinungsform einer Metallprovinz. Und zwar sind sie entweder die untersten Wurzeln von Gängen, die in höheren, heute schon längst abgetragenen Stockwerken erzführend waren, oder sie sind die obersten Spitzen

tief hinabreichender und erst in größeren Teufen erzführender Gänge. Sie gehören also entweder ins akrobatholithische oder ins embatholithische Niveau. Der erste Fall der tauben Wurzeln kommt aber ganz wesentlich häufiger vor.

Quarz ist vom Beginn der Pneumatolyse bis zur äußersten telethermalen Ausstrahlung ein vollkommener Durchläufer. Zwei Generationen sind am häufigsten: ein ganz alter und hochthermalere und ein ganz junger und sehr niedrigthermalere Quarz. Der alte hochthermale Quarz schließt lückenlos an den pneumatolytischen und dieser wieder an den pegmatitischen und an den Quarz der jüngsten Granitphase an. Der alte Quarz ist grobkristallin, massig, derb, kaum lagig, fast ohne Drusen, auch öfters mylonitisiert, kataklastisch oder sonst tektonisch beansprucht und dann auch oft wieder rekristallisiert. Er tritt nie in Pseudomorphen auf. Er führt nur spärlich Begleitmineralien und zwar ebenfalls nur alte und hochthermale Mineralien wie Pyrit, Arsenkies und Eisenglanz, vor allem enthält er Serizit.

Der jüngste niedrigthermale Quarz ist gebändert, lagig, meist feinkristallin bis dicht, hat oft Hornstein-Textur, führt sogar mitunter Chalzedonbänder und zeigt überhaupt häufig noch deutliche Kennzeichen kolloider Entstehung. Poröse zuckerkörnige Lagen und Lagen mit Drusen sind häufig. Ganz besonders kennzeichnend für ihn ist, daß er sekundär als Verdrängung älterer Gangmineralien auftritt, als strukturlose Verquarzungsmasse oder häufiger noch als erkennbare Pseudomorphose nach Kalkspat, Schwerspat, Flußspat und anderen älteren Gangmineralien. Er enthält sehr viele andere Mineralien, unter denen besonders häufig Kalkspat, Dolomitspat, Schwerspat, Bleiglanz und komplexe Silbererze sind.

Zu den alten, höherthermalen Quarzgängen, die als erzfreie Wurzelzonen hoher heute abgetragener Erzgänge aufzufassen sind, gehört der bekannte Pfahl, jene 150 km lange, NW—SO-streichende, sich durch den Pfälzer Wald, Bayrischen Wald und Passauer Wald hinziehende verquarzte Verwerfungszone, die mancherorts über 100 m Quarzmächtigkeit aufweist.

Mächtige Gangzüge mit jüngerer, niederthermalere pseudomorpher Quarzfüllung sind im Taunus.

Auch große Verkieselungen hydrothermalere Entstehung sind sehr häufig und wurden im Vorhergehenden als Nebengesteinsumwandlung zahlreicher Erzgänge erwähnt.

Hauptgruppe IV. Ergußgesteine und Exhalations- lagerstätten.

Bei allen seither betrachteten magmatischen Lagerstätten befand sich der Magmenherd zur Zeit der Abspaltung der leichtflüchtigen Bestandteile im intrusiven (plutonischen oder tiefplutonischen) oder im subvulkanischen Niveau. Wir konnten demgemäß immer

wieder die beiden Hauptgruppen der plutonischen und subvulkanischen Formationen unterscheiden. Mit ihnen sind als blutsverwandte Eruptivgesteine vor allem die Tiefengesteine, teilweise auch die Ganggesteine und subvulkanischen Eruptivbildungen verknüpft.

Erfolgt ein Durchbruch des noch nicht entgasten Magmas in noch höheres Niveau und endlich ein Austritt auf die Erdoberfläche oder in Oberflächengewässer, so kommt es zur Bildung der letzten magmatischen Hauptgruppe der vulkanischen Gesteine und Lagerstätten.

1. Die Ergußgesteine.

Die vulkanischen Gesteine oder Ergußgesteine haben im allgemeinen einen ähnlichen Mineralbestand und Chemismus wie die entsprechend zusammengesetzten Tiefengesteine, wenn auch manche, durch die Raschheit der Erstarrung, den geringen Druck und durch mancherlei andere Umstände bedingte Unterschiede bemerkbar sind. In großen Zügen können wir somit jedem der in den Tafeln 6—8, S. 33—34 unterschiedenen Tiefengesteine ein entsprechendes Ergußgestein zuordnen. Entsprechend den Verhältnissen, wie sie besonders scharf in Mitteleuropa ausgeprägt sind, unterscheidet man dabei eine ältere unfrischere und eine junge frische Reihe der Ergußgesteine. Bei der älteren Reihe ist z. T. eine teilweise und schwache Umbildung ihres Mineralbestandes infolge einer geringen Belastungsmetamorphose oder einer orogenetischen Durchbewegung eingetreten („Archometamorphose“ = Beginn der eigentlichen Metamorphose), zum anderen Teil ist die Unfrischeit durch weitgehende Automorphose und Autohydratation entstanden („Grünsteinfazies“), oder endlich spielt einfach nur das höhere Alter eine Rolle, z. B. bei der völligen Entglasung und Kristallisierung von glasigen Grundmassen oder dem Zerfall gewisser wenig stabiler Mineralien usw.

Die wichtigsten und häufigsten Ergußgesteine samt ihrem zugehörigen Tiefengestein zeigt nachstehende Tafel II.

2. Mit Ergußgesteinen verknüpfte Lagerstätten.

Ein großer, vielleicht der größte Teil der leichtflüchtigen Bestandteile hat sich schon im plutonischen Niveau im Stadium des synrogenen Magmatismus oder im subvulkanischen Niveau im Stadium des subsequenten Vulkanismus von den Magmen getrennt. Eine im vulkanischen Niveau noch flüssige Lava dürfte überwiegend „steril“ in bezug auf Erze sein. Besonders gilt dies für das ganze Stadium des finalen Vulkanismus. Infolge des geringen Außendruckes entweicht der Rest der leichtflüchtigen Bestandteile dann hier auch noch stürmisch. Es fehlen hier zudem auch noch

Tafel 11.
Die Ergußgesteine.

Jüngere Reihe	Ältere Reihe	Zugehöriges Tiefengestein	
Kalkalkalireihe			
Rhyolith	Quarzporphyr	Granit	
Liparit	Orthophyr	Granodiorit	
Quarzandesit (= Dazit)	Quarzporphyrit	Quarzdiorit	
Andesit	Porphyrit	Diorit	
Labradorandesit	Labradorporphyrit	{ Gabbrodiorit	
		{ Anorthosit	
Basalt	Melaphyr, Diabas	{ Gabbro	
		{ Norit	
Olivinbasalt	Olivindiabas	{ Olivinabbro	
		{ Olivinnorit	
		{ Pyroxenit	
		{ Peridotit	
Pikrit			
Natronreihe			
Natronliparit	Quarzkeratophyr	Alkaligranit	
Comendit	Keratophyr	Natronsyenit	
Natrontrachyt	Rhombenporphyr	{ Nordmarkit	
		{ Larvikit	
Phonolith	Nephelinrhombenporphyr	{ Pulaskit	
Natronandesit		{ Nephelinsyenit	
Nephelintephrit	Essexitdiabas	{ Essexit	
(wenn glasig = Augitit)			{ Theralithgabbro
Nephelinbasanit			{ Theralith
(wenn glasig = Limburgit)			
Nephelinit			
Olivinnephelinit		Urtit	
		Ijolith	
Kalireihe			
Quarztrachyt	} Quarzführender Porphyr	Quarzsyenit	
Trachyliparit		} Porphyr	Kalisyenit
Trachyt	Leuzitsyenit		
Leuzitphonolith	Monzonit		
Latit			
Trachyandesit			
Leuzittephrit			
Leuzitbasanit	Shonkinit		
Leuzitophyr			
Leuzitit	Fergusit		
Olivinleuzitit	Missourit		

das Vorland und das Medium, in dem sich aus diesen Bestandteilen Lagerstätten niederschlagen könnten, wenn die Lava frei in die Luft ausfließt. Somit sind eigene vulkanische Erzlagerstätten entsprechend den verschiedenen Gruppen der plutonischen und subvulkanischen Formation nicht oder nur völlig verkümmert und spurenweise vorhanden.

Nur gewisse Bestandteile der Restbestände der leichtflüchtigen Bestandteile sind übrig geblieben, können sich anreichern und werden als „Exhalationslagerstätten“ bezeichnet.

Dagegen können sich eigenartige Lagerstätten zu Beginn des orogenen Stadiums bilden, wenn große Mengen von basischen (simischen) Laven des initialen Vulkanismus im Meer austreten und eine Wechselwirkung ihrer Eisen- und Kieselsäureexhalationen mit dem Meerwasser stattfindet. Es entsteht dann der umstrittene und schon mit sedimentären Zügen gemengte Mischtypus der „Keratophyr-Eisenerze“.

3. Exhalationslagerstätten.

Kommt die flüssige Lava eines tätigen Vulkans in die Nähe der Erdoberfläche und damit in Gebiete geringen Außendruckes, oder tritt sie unmittelbar an die Erdoberfläche aus, so entbinden sich die noch in ihr verbliebenen Reste der leichtflüchtigen Bestandteile rasch, z. T. sogar explosiv. Diese Aushauchungen dauern bei einem Vulkan, auch wenn er sich oberflächlich beruhigt hat, also in den Tätigkeitspausen, infolge der Entgasung tieferer, noch heißer Gesteinsteile und flüssiger Magmenteile, noch längere Zeit an. Ist der Vulkan längere Zeiten hindurch ruhend oder erloschen, so gehen diese „postvulkanischen“ Erscheinungen noch lange, sogar noch geologische Epochen lang weiter. Temperatur und Zusammensetzung der Aushauchungen stehen mit dem zeitlichen Ablauf der vulkanischen Tätigkeit in einem engen Zusammenhang.

Vulkanische Exhalationen sind gas- oder dampfförmige Aushauchungen auf die Erdoberfläche oder in Oberflächengewässer oder in die allerersten Gesteinslagen. Sie treten im Bereich eines tätigen oder erloschenen Vulkans auf und stehen mit dem Vulkanismus in ursächlichem Zusammenhang. Sie können einmal in ursprünglich gas- oder dampfförmigem Zustand auf die Erdoberfläche oder in Oberflächengewässer übertreten. Ferner können sie in den Gesteinsschichten als solche eingeschlossen werden oder sich sublimieren. Sie können endlich auch untereinander oder mit den Atmosphärien oder mit Stoffen aus den Gesteinen und den Oberflächengewässern reagieren und innerhalb oder auf den Gesteinen Mineralabsätze liefern. Alle solche entstandenen Mineralien nennen wir Exhalationsmineralien und ihre paragenetische Einheit an einer bestimmten Stelle eine Exhalationslagerstätte. Gewöhnlich unterscheidet man die Exhalationen des tätigen Vulkans und die des ruhenden Vulkans und nennt erstere Fumarolen, letztere Solfataren. Grundsätzlich sind die Exhalationen in ihrer Gesamtheit den leichtflüchtigen Bestandteilen des Magmas zu vergleichen, von denen im Vorhergehenden so häufig die Rede war.

Die Exhalationsabsätze sind im allgemeinen nur mineralogische Seltenheiten, oft sogar nur sehr vorübergehend, zumeist aber praktisch bedeutungslos. Nur einige wenige Mineralien und Paragenesen gibt es unter ihnen, die in größeren Mengen auftreten und praktisch wichtig werden. Sie sollen allein im Folgenden behandelt werden.

4. Solfatarische Schwefellagerstätten.

Schwefel als Exhalationsabsatz ist sowohl in Gebieten des tätigen als auch des erloschenen Vulkanismus weitverbreitet. Seit den ältesten Zeiten ist er bekannt und wird ausgebeutet. Meist findet er sich im Innern der Krater selbst, aber auch auf ihren Seiten-

flanken. Indes ist er nie weitab von aktiven oder ehemaligen Vulkanöffnungen. Meist sind es nur kleine Mengen, z. T. sogar nur mineralogisch interessierende Funde. In tätigen Vulkanen sind sie dazu noch sehr vorübergehende Gebilde, die bei etwas höherer Temperatur rasch wieder verbrennen. Nur an einigen Stellen haben sich, besonders in der solfatarischen Phase, größere und wirtschaftlich wichtige Lager gebildet, vor allem in Chile und Japan.

Bei diesen Exhalationen ist das Zusammentreffen von Schwefelgas und Wasserdampf das Wesentliche. Es findet dabei eine Wanderung des Schwefels an die Erdoberfläche statt, aus dem Gebiet hoher Temperaturen in das von Raumtemperatur. Der Schwefel wandert dabei aber nicht als solcher, sondern über Zwischenprodukte, die alle letzten Endes wieder in Schwefelsäure, freien Schwefel und Wasser zerfallen. Wesentlich geringere Bedeutung hat die Transportierung des Schwefels infolge seiner Flüchtigkeit mit Wasserdampf.

Italien: Neben unbedeutenden Vorkommen bei Neapel, am Vesuv, am Ätna und auf den Liparischen Inseln ist ein größeres Lager in einem Krater des Monte Solforoso bei Scrofana in der Nähe von Rom, das ausgebeutet wird.

Chile: In Kratern oder auf Kraterflanken der Vulkane der Hochkordillere: Tacora, Chupiquina, Paucarany, Aucanquilcha (6000 m hoch!), Tinguivivaca und Copiapo. Es sind sehr bedeutende Lager dort, so soll der letztgenannte Vulkan Copiapo allein 10 Mill. t Rohschwefel enthalten. Die Produktion ist sehr bedeutend und ständig im Steigen und wird teils im Weinbau benutzt, teils exportiert.

Japan: Riesige Lager, besonders in Horobets auf der Insel Hokkaido und in Matsuo auf der nordöstlichen Hauptinsel.

Das Lager von Horobets ist als Absatz in einem heißen Kratersee entstanden, es liegt teils auf Augitandesit, teils auf andesitischen Agglomeraten und ist von Tuffen und Bimsstein bedeckt. Das Lagergestein besteht aus opalisierten Tufflagen und Aschenschichten mit Schwefel und Eisensulfiden. Andesitstücke darin sind z. T. völlig in Schwefel oder in ein Gemenge von Opal, Kaolin und Schwefel zersetzt. Teilweise ist das Lager gut geschichtet mit sehr schwefelreichen oder sehr eisensulfidreichen Schichten. Die beiden Hauptlager in Horobets sind bis 25 m dick mit einem Durchmesser von mehreren 100 m.

Das Lager der Matsuo-Mine hat sogar einen Durchmesser von 700 m bei gleicher Dicke. Es werden nur Roherze von mehr als 35% S verarbeitet.

Ein anderer Typus ist 1936 direkt vor den Augen fachmännischer Beobachter entstanden, wobei aus dem Krater des Siretoko-Jozan auf den Kurilen mehrere Monate lang ein gewaltiger aus geschmolzenem Schwefel bestehender „Lavastrom“ austrat, zusammen mit heißem Dampf. Das Gesamtvolumen des entstandenen Schwefellagers beträgt 200000 t mit über 99% S. Es wird bereits abgebaut. Japan war vor dem Krieg hinter Italien und USA. der drittgrößte Produzent von ged. Schwefel.

5. Exhalative Borlagerstätten.

Das häufige Vorkommen von Borsilikaten, besonders von Turmalin in den pneumatolytischen Lagerstätten zeigt, daß Bor in den leichtflüchtigen Bestandteilen eine größere Rolle spielt. Wir finden es dann in der ganzen plutonisch-hydrothermalen Abfolge nicht mehr; auch in der subvulkanischen Abfolge fehlen Bormineralien. Erst in der vulkanisch-exhalativen Phase begegnet

uns das Bor wieder, und zwar gar nicht selten und in beachtenswerter Konzentration. Die Borsäure ist sehr flüchtig und besitzt einen hohen Dampfdruck, weshalb sie leicht in Exhalationen über-treten wird. Kondensiert sich der Wasserdampf in den niedriger-thermalen Stadien solcher Solfataren, so bilden sich verdünnte Borsäurelösungen. Solche Borsäureexhalationen und borsäure-haltigen heißen Quellen finden sich in Italien, Kalifornien, Nevada, Kaukasus, Tibet, Chile u. a. O. Die auftretenden Mineralien sind: die natürliche Borsäure H_3BO_3 , der Sassolin, als festes Mineral oder gelöst; ferner werden noch als nicht sicher nachgewiesene Seltenheiten erwähnt: Natriumtetraborat-Pentahydrat $Na_2B_4O_7 \cdot 5 H_2O$ und Larderellit $(NH_4)_2B_8O_{13} \cdot 4 H_2O$. Andere eventuell vor-kommende Borate sind spätere Umbildungen.

In Italien finden sie sich besonders in den Maremmen von Tos-kana, wo an vielen Stellen aus dem Boden borsäurehaltige heiße Wasserdämpfe austreten. Sie waren früher sehr wichtig für die Borsäureversorgung der Welt. Heute stehen die kalifornischen Borate an erster Stelle.

6. Untermeerische exhalativ-sedimentäre Roteisenerze „Keratophyr-Eisenerze“ (Typus Lahn-Dill).

Die für die deutsche Eisenindustrie sehr wichtigen Eisenerz-lager des Lahn-Dill-Bezirks, die in ähnlicher Art auch anderwärts weitverbreitet sind, bieten der genetischen Erkenntnis und Ein-gliederung sehr große Schwierigkeiten. Längere Zeit waren die auch im folgenden vertretenen Anschauungen fast allgemein angenommen. In neuester Zeit wurden nach eingehender petrographischer und mikroskopisch-chemischer Erforschung durch E. Lehmann die mit den Roteisensteinen verknüpften eruptiven Bildungen wesent-lich umgedeutet. Er glaubte daraufhin auch die Eisenerze völlig umdeuten zu müssen. Diese Ansicht steht aber mit den geologisch-stratigraphischen Beobachtungen und geotektonischen Auffassungen in Widerspruch, und ich kann mich ihr auch nicht anschließen. Somit wird in diesem Buch noch die frühere Ansicht vertreten.

Die Lagerungsverhältnisse und Erscheinungsformen der Rot-eisensteinlager in der Lahn-Dillmulde sind folgende: Die Mulden sind im Unterdevon eingesenkt und enthalten mittel- und ober-devonische sowie kulmische Schichten. Die Lagerstätten sind an die sogenannten Muldenfazies der großen Geosynklinalen des oberen Mitteldevons und unteren Oberdevons gebunden.

Es ist im oberen Mitteldevon eine 500—1000 m mächtige Folge von fast ausschließlichen Eruptivbildungen: Keratophyre (an der Basis), „Schalsteine“, die als Diabastuffe aufgefaßt wurden, mit eingelagerten Decken und Strömen von „Diabasen“. Die Eruptiv-bildungen sind offenbar Produkte des initialen Magmatismus

im Sinne von H. Stille (siehe S. 12). Die Keratophyre sind vorwiegend Natrongesteine und sind nach den neuen Untersuchungen Bildungen eines wasserreichen sehr niedrig temperierten Magmas, mit primärem Chlorit, Muskowit und eisenreichen Karbonaten. Die „Diabase“ sind Albit-Chloritgesteine oder Orthoklas-Chloritgesteine, ebenfalls mit primärem Mineralbestand, deren reichliche Karbonate aber durch Assimilation von Nebengesteinskalken in sie hineingekommen sind. Sie bilden einen neuen Eruptivgesteinstypus, der als „Weilburgit“ bezeichnet wird. Die an Mächtigkeit und Verbreitung weitaus überwiegenden „Schalsteine“ sind größtenteils keine Tuffe, sondern weilburgitische, an Sedimentmaterial sehr reiche Eruptiva und mit weilburgitischem Material durchtränkte Kalke. Ein Teil des Roteisensteins liegt als schichtige Lagen und lange Linsen von 2—6 m Mächtigkeit innerhalb dieses „Schalsteins“. Die Hauptmasse liegt aber als durchgehendes niveaubeständiges „Grenzlager“ im Hangenden der Schalsteinserie und bildet die Grenze Mitteldevon-Oberdevon. Darüber liegt neben einzelnen Kalklinen und Kieselschieferlinsen eine mächtige Folge von bunten Cypridinenschiefern und als Abschluß des Oberdevons eine mächtige Folge von weilburgitischen Decken und Strömen, z. T. mit sehr gut ausgebildeten Stromoberflächen, mit denen auch noch Linsen von Roteisenstein verknüpft sind („Deckdiabas“). Den Abschluß machen 20 m mächtige Kulmkieselschiefer, die nur da entwickelt sind, wo die „Deckdiabase“ darunter liegen. Außer dieser mitteloberdevonischen Eruptivfazies ist in weiten Teilen der Mulden auch noch eine Riffazies entwickelt, wo an Stelle des „Schalsteins“ und der Cypridinenschiefer mächtige Riffklötze von Massenkalk und Knollenkalken sich finden.

Die Roteisensteine kommen an vier verschiedenen stratigraphischen Stellen vor:

1. Als schichtiger durchgehender Horizont auf dem obermitteldevonischen Schalstein und überlagert von oberdevonischen Gesteinen, sogenanntes Grenzlager.

2. Als schichtige, langlinsenförmige Einlagerungen innerhalb des obermitteldevonischen Schalsteins, sogenannte Schalsteinlager.

3. Als vereinzelte, unregelmäßige kleinere Massen auf den Stromoberflächen des unterkulmischen Deckdiabas.

4. Als einzelne Lager und Linsen innerhalb des Keratophyrs und Keratophyrtuffes.

5. Als Verdrängungserze am und im Massenkalk.

Das weitaus wichtigste Vorkommen, das in allen erzführenden Gebieten der beiden Erzmulden entwickelt ist, ist das Grenzlager, die übrigen haben nur örtliche Bedeutung.

Das Grenzlager bildet genau die niveaubeständige Grenzschicht Mitteldevon-Oberdevon. Im ganzen Bereich der Mulden tritt es immer nur da auf, wo das oberste Mitteldevon in der Schalstein-

fazies ausgebildet ist, nie dagegen auf dem Massenkalk und auch nicht da, wo der Massenkalk in das Oberdevon hineingewachsen ist. Die eruptive Periode des Mitteldevons schließt mit dem Roteisensteinlager definitiv ab und es folgen, wenigstens in der Lahnmulde, nur rein klastische oder chemisch-biogene Sedimente im Oberdevon (Tonschiefer, Kalke oder Kieselschiefer).

Das Roteisensteinlager liegt also schichtig wie ein Sediment, ist jünger als das Liegende und älter als das Hangende, sein stofflicher Bestand entstammt aber offensichtlich aus der keratophyrisch-weilburgitischen Eruptivprovinz.

Die Mächtigkeit des Lagers beträgt meist 2—4 m, örtlich auch mehr. Es ist deutlich geschichtet und enthält häufig Einlagerungen schalsteinartiger und kalkiger Gesteine, die örtlich sogar überwiegen können. Es wechseln auch eisenreichere mit eisenärmeren Lagen ab.

Im allgemeinen sind zwei Hauptsorten vorhanden: ein hochhaltiges, aber kieseliges Roteisenerz mit 50—53% Fe und ca. 17% SiO_2 und ein kalkiges, kieselsäureärmeres, aber auch ein eisenärmeres Erz, das als „Flußeisenstein“ bezeichnet wird, mit 30—35% Fe, 10—15% SiO_2 und 20—24% CaO. Die Betriebsgehalte der kieseligen Fördererze sind wegen des stärkeren Abbaues ärmerer Erze zur Zeit etwas geringer.

Eine weitere Erzsorte sind die Magneteisensteine, die neben Magnetit auch Eisenspat und Eisenchlorite und stellenweise etwas mehr Pyrit enthalten. Auf der Grube Königszug bei Oberschedl in der Dillmulde findet sich Magnetit als Kontaktprodukt, das aus Roteisen anlässlich der Intrusion keratophyrischer Restmagmen entstanden ist. Damit verbunden sind hier ungewöhnlich große Mengen eines fast reinen, aschenarmen anthrazitischen Kohlenstoffs, der häufig auch als Asphalt bezeichnet wird.

In der Hauptsorte sind Eisenglanz, Quarz und Kalkspat in großen bis sehr großen Mengen vorhanden, Chlorite in deutlichen Mengen. Spärlich bis vereinzelt, z. T. nur mikroskopisch sichtbar sind Dolomit, Eisenspat, Magnetit, Pyrit und Anthrazit.

Sehr eigenartig sind die Gefügeverhältnisse des gewöhnlichen kieseligen Roteisensteins. Eisenoxyd liegt als Dispersion im Quarz oder Kalkspat vor, wobei die Korngröße von groben bis zu submikroskopischen Dispersoiden schwankt. Diese Dispersionen enthalten zahlreiche Schrumpfungsriss, die mit Quarz, Kalkspat und Chloriten gefüllt sind. Konzentrisch-schalige Schrumpfungsriss und ringförmige Abwechslungen von Quarz und Eisenglanz täuschen oolithische Texturen vor.

Mineralbestand und Gefüge sind primär und keinesfalls durch Versenkungs- oder Bewegungsmetamorphose entstanden oder umgebildet. Dagegen sind zahlreiche kataklastische Zerbrechungen im spröden Erz vorhanden, deren Risse mit Quarz, Kalkspat und Chlorit ausgefüllt sind. In der Oxydationszone ist besonders der

Flußeisenstein stark verwittert und in ein hochhaltiges weiches Erz umgebildet. Auch sekundäre Verkieselungen kommen vor.

Nach allen Erscheinungsformen glauben wir, daß die Hauptentstehungsvorgänge folgendermaßen waren: Die keratophyrisch-weilburgitischen Magmen kamen am Schluß der geosynklinalen Einmuldung und am Beginn der Orogenese hoch, meist als submarine Laven, auch als subvulkanische Lager und Intrusivmassen. Sie hatten einen sehr erheblichen Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen, der gleich nach der Erstarrung aus den Laven oder aus den Intrusivlagern durch die Tuffe und Schiefer hindurch als heiße Exhalationsgase ins Meer geriet. Es waren hauptsächlich FeCl_3 - und SiCl_4 -Exhalationen, die bei der Reaktion mit Meerwasser Fe_2O_3 und SiO_2 bildeten. Dabei entstanden sehr feinkörnige bis kolloide Dispersionen, die bei den hohen örtlichen Temperaturen sofort als wasserfreie Gemenge von hochdispersum Quarz und Eisenglanz auskristallisierten. An Meeresstellen, wo stark reduzierende Einflüsse waren, bildete sich Magnetit, oder wo exhalativ oder biogen entstandenes H_2S vorhanden war, auch Pyrit. Kalkspat konnte bei einem Alkaligehalt der Exhalationen oder durch Entziehung von CO_2 aus mit Bikarbonat gesättigtem Meerwasser ausgefällt werden. Bei geringerer Temperatur konnten auch gemengte Gele sich bilden, die zu chamosit- und stilpnomelanähnlichen Mineralien sich umkristallisierten. Als jüngerer Produkt, anscheinend aus Eisenbikarbonat-Thermen entstand auch Eisenspat. Diese Paragenesen sind stets lagerartig als echte sedimentäre Schichten über größere Räume ausgebreitet und zwar stets als Hangendes von Tuffen oder Eruptivdecken. Auch innerhalb der Tuffe selbst oder als Imprägnation von Stromoberflächen der Diabase oder Keratophyre kommen sie vor. Das Hangende wird vor allem immer wieder von Kieselschiefern und Lyditen gebildet. Sie sind als der Niederschlag des letzten, längere Zeit in Lösung verbliebenen SiO_2 -Sols anzusehen, das wohl zumeist durch Radiolarien ausgefällt sein wird, deren Wachstum durch diesen erhöhten Kieselsäuregehalt des Meerwassers enorm gesteigert war.

Der Lahn-Dillbezirk ist der drittgrößte deutsche Eisenbezirk, in dem sich zahlreiche Gruben, Hochofen- und Hüttenwerke, Gießereien und Walzwerke befinden.

Weitere Vorkommen ähnlicher Erze:

Kellerwald und Briloner Mulde i. Sauerland: Nicht in Betrieb.

Elbingerode und Hüttenrode im Mittelharz: Wichtiger Bergbau.

Altvatergebirge und Niederes Gesenke, östliche Sudeten:
Neu wieder aufgeschlossen.

Weitere Lagerstätten, die primär zum großen Teil ähnlich waren, finden sich in den alten präkambrischen Schilden in vielen Gegenden, in Fennoskandia, am Oberen See, USA., Südafrika, Ostindien, Westaustralien, Brasilien usw. Sie tragen alle so herrschende Zeichen starker metamorpher Umprägung, daß sie erst im dritten Hauptteil zu besprechen sind (S. 237 u. 239).

Zweiter Hauptteil.

Die Lagerstätten der sedimentären Abfolge.

Allgemeines.

1. Bildungsräume. Vorgänge. Faktoren.

Die Mineralien der magmatischen Abfolge sind zumeist bei höheren, z. T. sogar bei recht hohen Temperaturen und Drucken entstanden. Sie werden im allgemeinen instabil, wenn sie in die niedrigen Temperatur- und Druckgebiete der Erdoberfläche kommen, und wenn die hier vorhandenen flüssigen und gasförmigen Stoffe, die „Atmosphärien“ auf sie einwirken. In dieser Umwelt herrschen Luft, mit Sauerstoff als wirksamsten Bestandteil, Wasser und die darin gelösten Salze, Kohlendioxyd, sowie niedere und höhere pflanzliche und tierische Organismen mit ihren Ausscheidungs-, Stoffwechsel- und Verwesungsprodukten. Die Temperaturen schwanken innerhalb enger Grenzen um etwa $+ 15^{\circ}$ herum. Der mittlere Druck beträgt auf dem Festland 1 at, und erreicht nur in den tiefen Meeresgründen höhere Werte. In einer solchen Umgebung werden alle Silikate, Oxyde, Karbonate und Sulfide mehr oder weniger unbeständig, sie lösen sich ganz oder teilweise, rascher oder langsamer auf. Umsatzlösung und Lösungsrückstand werden voneinander getrennt, geologische Kräfte der verschiedensten Art verfrachten sie. In den verschiedensten geologischen Räumen werden die Rückstände abgesetzt und neue Mineralien aus den Lösungen ausgeschieden. Diese Paragenesen sind den Oberflächenbedingungen angepaßt und sind unter ihren Zustandsbedingungen beständig und haltbar.

Alle diese Vorgänge der Umbildung und Neubildung an der Erdoberfläche und in Oberflächengewässern nennen wir Verwitterung. Ihre physikalischen Faktoren sind einmal klimatischer Natur: es spielen sowohl die extremen Werte, als auch vor allem der zeitliche und räumliche Wechsel eine Rolle: Tag und Nacht, Sommer und Winter, Regen- und Trockenzeit, sowie Klimaperioden kürzeren und längeren Ausmaßes. Weiterhin wirken das rinnende

und strömende Wasser, die brandende See, der wehende Wind und das langsam fließende Eis, sowie der allgegenwärtige Faktor Schwerkraft.

Als chemische Faktoren der Verwitterung wirken Wasser, Sauerstoff, Kohlendioxyd, Ammoniak und zahlreiche in den Wässern gelöste Salze. Auch photochemische Wirkungen der sichtbaren und unsichtbaren Strahlen machen sich erkennbar.

Als biochemische Faktoren sind zunächst einmal die lebenden Organismen selbst zu erwähnen, niederste Lebewesen, Pflanzen, Tiere und auch der Mensch, ferner ihre Stoffwechselprodukte und Ausscheidungen und endlich ihre Zerfalls- und Verwesungsstoffe.

Wie man an jeder Felsböschung und an jedem Steinbruch sehen kann, werden durch diese Faktoren die festen Gesteine nach der Oberfläche hin allmählich immer mehr zerklüftet, zerspalten, aufgelockert, oxydiert (braun gefärbt) und zerkleinert, bis sie nach oben hin in den lockeren und weichen Boden übergegangen sind. Im Boden allerdings wirken neben der zerkleinernden und verwitternden Tätigkeit fort und fort auch noch andere Faktoren, vor allem biochemischer Art, auf die wir hier nicht weiter eingehen können. Auf alle Fälle entsteht dieser oberste Boden aus einem noch in seiner Struktur erhaltenen, aber nach oben immer mehr zerkleinerten Gestein, das in den frischen Fels übergeht. Die Zwischenzone wird auch wohl als „Zersatz“ bezeichnet.

Aus der obersten Verwitterungszone, dem Boden, und der darüberliegenden Übergangszone, dem Zersatz, werden Stoffe ausgelaugt und kommen in Lösung, andere bleiben zurück und bilden den Verwitterungsrückstand.

Die gleichen Faktoren können nun auch den Wiederabsatz und die Wiederausfällung bewirken. Wir nennen dies die Sedimentation. In der magmatischen Abfolge waren in den verschiedenen Stadien jeweils gewisse Elementsonderungen, Entmischungen und Elementkonzentrationen eingetreten, die ja in ihren extremeren Ausmaßen und Formen zur Ausbildung der magmatischen Lagerstätten führten. Ihre Ursachen waren die Differentiation des Magmas, seiner pneumatolytischen und hydrothermalen Spaltungsprodukte und die fraktionierte Kristallisation all der verschiedenen Differentiate von den höchsten bis zu den tiefsten Temperaturen und Drucken. Wenn diese magmatischen Lagerstätten verwittern, tritt zunächst eine kurze anfängliche Periode einer Durcheinandermischung ein, die besonders in den Böden (zum Nutzen des Pflanzenwachstums) sich bemerkbar macht. Die weiteren Phasen aber der Bildung der eigentlichen Sedimentgesteine und -lagerstätten im engeren Sinne sind wieder mit einer Elementsonderung und Elementkonzentration verbunden, die z. T. außerordentlich weit getrieben ist und in extremen Fällen große Anhäufungen von praktisch monomineralischen Gesteinen

und Lagerstätten liefern kann. Die Faktoren dieser sedimentären Konzentration und die wirksamen Ausleseprinzipien sind aber ganz andere: so spielen Löslichkeit und Ausfällbarkeit in wässrigen Lösungen, Adsorption, Korngröße, Härte, Dichte oder gewisse Lebensvorgänge von Organismen eine Rolle.

Häufig faßt man die Vorgänge der Zerstörung und des Wiederabsatzes, der Umbildung und Neubildung an der Erdoberfläche, in den Oberflächengewässern und in der obersten Erdrinde, soweit sie noch unter dem Einfluß der Atmosphären steht, als „Lithogenese“ zusammen. Wir wollen sie hier als die „sedimentäre Abfolge“ und alle umgebildeten und neugebildeten Paragenesen (samt ihrem etwaigen Fossilinhalt) als sedimentäre Gesteine und Lagerstätten bezeichnen. Das Maßgebende bei dieser Zuteilung und Abgrenzung ist also der geologische Ort des Geschehens. Alle diese Vorgänge spielen sich in Hochgebieten rings um die Geosynklinalen und in diesen selbst ab.

Die Bildungsgeschichte der sedimentären Gesteine und Lagerstätten umfaßt einen großen Teil dessen, was man die „Geschichte der Erde und des Lebens“ nennt, und was der Hauptgegenstand der stratigraphischen Geologie und der Teil der allgemeinen Geologie ist, der sich mit den exogenen oder außenbürtigen Kräften und Vorgängen befaßt („Exogene Dynamik“). Paläontologie, Paläobiologie und Paläogeographie sind zu ihrer Erkenntnis ebenso nötig wie die Geotektonik. Von ebenso großer Wichtigkeit ist aber auch die mineralogisch-mikroskopische Erforschung der sedimentären Gesteine und Lagerstätten, die man auch wohl als Sedimentpetrographie zusammenfaßt. Endlich sind physikalisch-chemische und besonders häufig kolloidchemische Untersuchungen und Erkenntnisse hierbei notwendig.

Wichtige und neue Werke über das ganze Gebiet der Sedimentgesteine und der exogenen Dynamik sind:

F. Behrend: Die Verwitterung. Die Bildung der Sedimente. In: Behrend-Berg: Chemische Geologie. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1927. S. 220—506.

E. Blanck u. Gen.: Die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Lehre von der Entstehung des Bodens. Handbuch der Bodenlehre, Bd. I. Berlin. Verlag von Julius Springer. 1929. 335 S. Dazu Ergänzungsband I.

G. Wagner: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. Öhringen. Verlag der Hohenloheschen Buchhandlung F. Rau. 1931. 621 S.

F. Rinne: Gesteinskunde. 12. Aufl. Verlag von Max Jaenecke, Leipzig. 1937. 428 S.

C. W. Correns: Die Sedimentgesteine. In Barth-Correns-Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin. Verlag von Julius Springer. 1939. 116—262.

K. Beurlen: Erd- und Lebensgeschichte. Verlag von Quelle & Meyer, Leipzig. 1939. 462 S.

R. Brinkmann: Emanuel Kaysers Abriß der Geologie. I: Allgemeine Geologie. Stuttgart. Verlag von F. Enke. 1940. 290 S.

S. von Bubnoff: Einführung in die Erdgeschichte I. Voraussetzungen, Urzeit, Altzeit. Berlin. Verlag von Gebr. Bornträger. 1941. 320 S.

H. Cloos: Geologie. Sammlung Göschen. Bd. 13. Berlin. Walter de Gruyter & Co., 1942. 144 S.

2. Löslichkeit, Wanderung und Ausscheidung der einzelnen Bestandteile bei der Verwitterung.

Bei der Verwitterung der Gesteine und Lagerstätten erleiden die einzelnen Bestandteile verschiedene Schicksale. Je nach ihrer Löslichkeit in den Bodenwässern und je nach ihrer Ausfällbarkeit durch andere darin enthaltene Bestandteile kann man verschiedene Gruppen unterscheiden. Sie werden auch verschieden weit verfrachtet und setzen sich zuletzt an verschiedenen Orten und in verschiedener geologischer Umwelt ab.

1. Die am leichtesten lösliche Gruppe sind die Alkalien, die als Chloride, Sulfate und Karbonate in iondispenser Form gleichmäßig gut löslich sind und durch keinerlei andere Stoffe in der Natur ausgefällt werden können. Sie reichern sich in den Endgewässern an, im ariden Bereich auf dem Festland, in Endsenken und Endseen, im humiden Bereich im Meerwasser. Aus diesen Gewässern können sich feste Alkalisalze nur durch Verdunstung der Lösungsmittel ausscheiden. Ein sehr geringer, allerdings für den biochemischen Stoffwechsel notwendiger Teil (besonders von Kalium) wird von den Hydrogelen der Gruppe 5 adsorbiert und verbleibt auf dem Festland, aber immer nur stark zerstreut und nie konzentriert.

2. Eine zweite Gruppe hat auch noch sehr leichtlösliche Chloride und Sulfate, aber schwerlösliche Bikarbonate, die leicht als unlösliche Karbonate ausgefällt werden können. Dahin gehören Magnesium, Kupfer und Zink. Ein Teil wandert somit noch iongelöst ins Meer oder in andere Gewässer. Er kann dort entweder, wie Magnesium, z. T. erst bei der Verdunstung der Lösungsmittel sich ausscheiden. Oder die genannten Schwermetalle werden durch Reduktionsvorgänge oder durch H_2S als Sulfide im Meer oder in Oberflächengewässern oder endlich in tieferen Grundwasserströmen im ariden Bereich ausgefällt. Sind die Schwermetalle von vornherein stärker konzentriert gewesen, verwittern also die Erzlagerstätten selbst, so werden größere Teile wegen der Schwerlöslichkeit ihrer Karbonate sich unmittelbar am Ort der Lagerstätte innerhalb der Verwitterungszone wieder ausscheiden. Dasselbe gilt für Magnesium, das in der Verwitterungszone der Mg-reichen ultrabasischen Gesteine als Magnesiumkarbonat auf dem Festland verbleibt. Ein weiterer Teil des Magnesiums kann auch unter bestimmten Umständen im Meer als Dolomit ausgefällt werden.

3. Eine dritte Gruppe hat schwerlösliche Sulfate und Bikarbonate und wird leicht als Sulfat und Karbonat ausgefällt. Dahin

gehören von häufigeren Elementen besonders Kalzium und Blei, von selteneren Barium und Strontium. So finden sich zwar schon reichliche Ausscheidungen von Kalziumkarbonat und Kalziumsulfat (als Gips) auf dem Festland, aber auch die Wanderungsmöglichkeit als Bikarbonat bis ins Meerwasser ist noch gegeben, wo noch größere Mengen Kalkkarbonat auf biologischem Wege aus dem gewöhnlichen Meerwasser ausgefällt werden können, während die Sulfate Gips und Anhydrit erst nach entsprechender Verdunstung sich ausscheiden. Blei wird in denselben marinen und terrestrischen Lagerstätten, wie oben für Kupfer und Zink dargelegt, als Sulfid ausgefällt, Barium als Sulfat ebenfalls.

4. Die nächste Gruppe ist durch Eisen und Mangan gekennzeichnet. Eine iondisperse Lösung ist noch gegeben als ziemlich schwerlösliches Bikarbonat, für Eisen auf den sulfidischen Lagerstätten auch als leichtlösliches Sulfat. Beide Metalle gehen aber sehr rasch in Hydrosole über, die als sehr schwerlösliche Hydrogele ausgefällt werden können. Sie bleiben also zumeist auf dem Festland und können dort konzentrierte Lagerstätten bilden. Nur ein kleiner Teil wandert noch ins Meer, wo sie am Rand der Kontinente und in der Flachsee unter besonders günstigen Umständen auch zu marinen Lagerstätten sich anreichern können.

5. Die letzte Gruppe sind die schwerlöslichen Stoffe Kieselsäure und Tonerde, die sofort in kolloide Lösungen übergehen und als hochdisperse kristalline Körper oder als Gele ausgefällt werden können. Sie bleiben ganz überwiegend auf dem Festlande und bilden hier Tonerdesilikat- und Tonerdehydratlagerstätten. Von Schwermetallen gehen Titan, Vanadium, Nickel und Kobalt mit dieser Gruppe, die sich ebenfalls in festländischen Verwitterungslagerstätten anreichern können.

3. Gliederung.

Aus dem Vorhergesagten ergeben sich eine Anzahl von chemischen und geologischen Vorgängen, die in der sedimentären Abfolge zur Anreicherung gewisser Stoffe und damit zur Lagerstättenbildung führen. Sie bilden aber nicht mehr, wie bei den magmatischen Lagerstätten, eine einsinnig verlaufende Reihe. Die verschiedenen Etappen der Verwitterung und Sedimentation erfolgen zwar häufig nacheinander, können aber auch ebensooft nebeneinander und gleichzeitig eintreten, und zwar sowohl im selben Raum als auch an verschiedenen Orten. Verschiedene Klimafaktoren an verschiedenen Orten, gekennzeichnet hauptsächlich durch verschieden hohe und jahreszeitlich verschieden verteilte Temperaturen und Niederschläge ergeben jeweils andere Gesteine, ebenso die verschiedenen Sedimentationsräume: Festland, festländische Ge-

wässer und das Meer in seinen Einzelbereichen. Endlich werden die Produkte verschieden, je nach dem sie durch anorganische oder biochemische Vorgänge gebildet sind, und je nach der Organismengattung, die bei letzteren beteiligt ist. Die Summe all dieser Umweltfaktoren ergibt die „Fazies“ der sedimentären Gesteine und Lagerstätten.

Eine Gliederung bezieht sich zweckmäßigerweise zunächst auf die großen Gruppen oder Umbildungs- und Neubildungsvorgänge, dann kommt in zweiter Linie das Bildungsmedium, und für solche praktischen Zwecke, wie sie hier voranstehen, das Hauptmineral und Hauptelement, bzw. derjenige mineralische Rohstoff in Betracht, der für die praktische Nutzung in Frage kommt. Die folgende Gliederung berücksichtigt in erster Linie die eigentlichen Lagerstätten, vor allem die Erzlagerstätten, ohne die reinen Sedimentgesteine immer besonders zu erwähnen.

Die großen Vorgangsguppen sind:

I. Die Verwitterungszonen anstehender Gesteine und älterer Lagerstätten.

Die Verwitterungsrinden der Gesteine und die Böden brauchen in diesem Buch nicht näher behandelt zu werden, dagegen interessiert für die Erzlagerstätten insbesondere deren Oxydations- und Zementationszone. —

Die nächsten Gruppen sind mit einer tiefer greifenden Umbildung verknüpft, indem nicht nur der Chemiesmus des Ausgangsstoffes weitgehend geändert wird, sondern auch fast stets erhebliche Ortsverschiebungen und Wanderungen eintreten. Bei der Verwitterung erfolgt ja stets eine Lösung gewisser Teile, während andere Teile in demselben Stadium des Prozesses noch ungelöst bleiben. Diese ungelösten Teile sind entweder die unveränderten ursprünglichen Mineralien, oder nur noch Restprodukte, aus denen gewisse Stoffe ausgelöst und abgebaut sind. So ergibt sich theoretisch eine Dreiteilung der Verwitterungsprodukte, die aber zweckmäßig auf eine Zweiteilung, Verwitterungsrückstand und Verwitterungslösung, beschränkt wird.

II. Mechanisch aufbereiteter Verwitterungsrückstand.

Das sind unveränderte ursprüngliche Mineralien des verwitterten Gesteins, die mehr oder weniger weit durch Wasser oder Wind transportiert, zerkleinert und abgerollt wurden, und dabei durch allerlei Aufbereitungsvorgänge ausgelesen und angereichert wurden. Es gibt drei Untergruppen:

1. Terrestrischer Lagerstättenschutt, eluviale Seifen und glaziale Seifen,
2. Marine Trümmerlagerstätten,
3. Äolische, fluviale und marine Seifen.

III. Verwitterungslagerstätten auf dem Festland.

Es sind Ausscheidungen solcher Stoffe aus Verwitterungslösungen, die nicht in leichtlöslicher Form verfrachtet werden oder die durch die in festländischen Gesteinen zirkulierenden Lösungsmittel ausgefällt werden. In erster Linie sind es Hydrogele der Kieselsäure und Tonerde, des Eisens und Mangans, ferner Phosphate sowie Schwermetallsulfide. Im ariden Kreislauf scheiden sich auf dem Festland durch Verdunstung der Lösungsmittel auch noch leichtlösliche Salze der Alkalien und alkalischen Erden aus. Am besten ist deshalb eine stoffliche Gliederung, bei der auch gewisse geologische Zusammengehörigkeiten in Erscheinung treten:

1. Tonerdesilikate (Kaolin und Ton),
2. Tonerdehydrate (Bauxit und Laterit),
3. Magnesiasilikate,
4. Nickelsilikate,
5. Phosphate,
6. Brauneisenerze und Manganerze,
7. Schwermetallsulfide und andere Schwermetallverbindungen in Schuttbecken mit arider Umgebung,
8. Terrestrische Salzlagerstätten.

IV. Anorganische und biochemische Ausscheidungslagerstätten in terrestrischen Gewässern und im Meer.

In ihnen sind diejenigen Stoffe der Verwitterungslösungen ausgeschieden, die leichtlösliche Chloride, Sulfate oder Bikarbonate bilden und deshalb weiter verfrachtet werden konnten. Erst innerhalb größerer und dauernder Gewässer wurden sie ausgeschieden, unter herrschender Beteiligung von Kleinorganismen. Die Untergliederung ist wieder stofflich und nach geologischen Bildungsräumen:

1. Raseneisenerze, Sumpferze, Seeerze,
2. Marine oolithische Erze,
3. Marine Manganerze,
4. Lagerstätten des Schwefelkreislaufs:

Sedimentäre Kieslager, Kupfererze, Bleizinkerze, Sulfate und Schwefellager.

Von Nichterzen werden in der Sedimentären Abfolge dann noch angereichert:

V. Marine Salze.

VI. Lagerstätten der Brennstoffe:

Torf, Braunkohle, Steinkohle, Ölgesteine, Öl, Erdgas.

In allen Lagerstätten der sedimentären Abfolge sind nachträgliche Umlagerungen, Umkristallisationen und Ummineralisationen sehr häufig. Sie hängen mit der Kolloidnatur vieler Bildungen und mit den dauernden Durchsickerungen mit vadosen Wässern zu-

sammen. Man muß sich hüten, diese nachträglichen Erscheinungsformen mit primären zu verwechseln!

I. Die Verwitterungszonen älterer Lagerstätten: Oxydations- und Zementationszone.

1. Allgemeines.

Bei der Verwitterung der sulfidischen und oxydischen Erze entstehen nach mannigfachen Umsetzungen der Verwitterungslösungen untereinander, mit den in den Sickerwässern gelösten Bestandteilen und mit dem Nebengestein neue, der Umgebung angepaßte Schwermetallverbindungen. Die umwandelnden Agentien sind: das Sickerwasser, die darin gelösten Mengen Sauerstoff, Kohlendioxyd und Salze. Sauerstoff nimmt nach unten ab, ebenso die Lösungsfähigkeit des Wassers. Dagegen nimmt die Menge Kohlendioxyd und der Anteil der gelösten Stoffe nach unten zu. Schließlich geht das Sickerwasser in das ständig die Poren ausfüllende sauerstofffreie Grundwasser über. Seine Lösungsfähigkeit für Mineralstoffe ist so gut wie gleich Null.

Von der Oberfläche bis ins Grundwasser hinein sind also mehrere Zonen, in denen die chemischen Bedingungen wechseln. Demzufolge ändern sich auch zonenweise die Verwitterungsprodukte.

Wir bezeichnen den ganzen Bereich einer Erzlagerstätte, der unter dem verwitternden Einfluß der Atmosphären steht, ebenso wie bei anderen Mineralparagenesen und den Gesteinen als Verwitterungszone. Die Umbildung der obersten Zone ist am stärksten beherrscht durch Sauerstoffüberschuß. Wir bezeichnen diese als Oxydationszone („Eiserner Hut“). Sie enthält Oxyde, Hydroxyde, Karbonate, Sulfate, Phosphate, usw. der Schwermetalle, auch ged. Metalle. Sie ist in allen Erzlagerstätten mehr oder weniger stark ausgeprägt und mehr oder weniger charakteristisch ausgebildet.

Der unterste Teil der Verwitterungszone reicht bis in das Grundwasser hinein. Er ist durch Sauerstoffmangel und Überschuß an frischen unzersetzten Sulfiden gekennzeichnet. In den Lagerstätten vieler Metalle, besonders der weniger edlen (Blei, Zink, Eisen, Mangan, Kobalt, Nickel), stellt diese Zone nur den mehr oder weniger verschwommenen Übergang zwischen der Oxydationszone und den unverwitterten Sulfiden dar.

In Lagerstätten, in denen Erze der edlen Metalle Kupfer und Silber auftreten, wirken die primären Sulfide auf die aus der Oxydationszone absteigenden schwermetallsulfathaltigen Sickerwässer mit edleren Metallen ausfällend. Die unedlen Sulfide werden aufgelöst, und an ihrer Stelle bilden sich Sulfide von Kupfer und Silber

oder gediegen Silber (und Gold). Diese Zone wird als Zementationszone bezeichnet. Oxydationszone und Zementationszone werden auch oft gemeinsam als „sekundäre Teufenzonen“ zusammengefaßt.

Ausführliche Darstellung:

H. Schneiderhöhn: Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten. Fortschr. d. Min. 1924. 9. 67—160.

2. Bergwirtschaftliche Bedeutung.

Die Erkennung und Deutung dieser Verwitterungszonen ist sehr wichtig, weil man gewisse Schlüsse auf Beschaffenheit und möglichst auch auf die angenäherten Gehalte der primären Erze in noch unerschlossenen Tiefen daraus ziehen kann. Weiterhin hat in den sekundären Teufenzonen oft eine natürliche Anreicherung und damit eine erhebliche Erhöhung der Metallgehalte im Vergleich zur primären Zone stattgefunden. Viele Lagerstätten werden dadurch erst bauwürdig, die in ihrer primären Zone nie abgebaut werden können, z. B. die „disseminated copper ores“ (vgl. S. 73). Bei anderen sind in den Verwitterungszonen oft auf einige Meter oder Dekameter Lagerstättenhöhe Metallmengen konzentriert, die im abgetragenen primären Erz auf hunderte von Metern zerstreut waren und jetzt enorme Reichtümer darstellen. Besonders gilt dies von den edleren Metallen Kupfer, Silber und Gold. Zwar bedeuten diese sekundären Anreicherungszone nur eine rasch vorübergehende Erscheinung, die aber bergwirtschaftlich um so wichtiger ist, je unerschlossener ein Gebiet ist und je mehr deshalb erst die obersten Zonen seiner Lagerstätten in Abbau genommen sind. Endlich sind, teils wegen des Reichtums, teils wegen der oxydischen Bindung, die meisten Erze der Oxydations- und Zementationszone auch für primitivere Hüttenverfahren sehr viel besser zugänglich, wie das Beispiel der karbonatisch-silikatischen Galmeierze im Gegensatz zur primären Zinkblende zeigt, die erst etwa ab 1850 verhüttet werden konnte. Jedenfalls hat überall der Erzbergbau in der Oxydationszone angefangen, und der vorgeschichtliche Mensch hat die metallischen Lagerstätten zum größten Teil deshalb so früh kennen und ausnützen gelernt, weil die grellen Farben und das hohe spezifische Gewicht der reichen Huterze so auffällig wirken.

3. Geographisch-geologische Faktoren.

Die Oxydations- und Zementationszonen gehören mit den Böden zu den wenigen Minerallagerstätten, die von der geographischen Lage auf der Erde abhängig sind, jedenfalls bilden sie das auffälligste Beispiel dafür. Der geographisch maßgebende Faktor ist das Ortsklima im weitesten Sinne und die von ihm abhängigen geologisch-hydrologischen Bedingungen: die Niederschläge, ihre ab-

solute Höhe und jahreszeitliche Verteilung; die Jahrestemperaturen und ihr täglicher und jährlicher Ablauf; Bewegungsart und Chemismus der durchsickernden Bodenflüssigkeiten; Tiefenlage und Schwankungen des Grundwasserspiegels; absolute Höhenlage der Lagerstätte; ihre relative Höhenlage zur Erosionsbasis; die erosive Zerschneidung und Reliefenergie der Umgebung; ferner Klimawechsel und Wechsel der morphogenetischen Faktoren während der Dauer der Ausbildung der Verwitterungszonen. Zu diesen allgemeinen Faktoren kommen noch besondere Charaktere des Nebengesteins: Durchlässigkeit, Auflöslichkeit, Klüftung, Lagerungsform, tektonische Beanspruchung. Es sind somit in einem größeren Gebiet, in dem jeweils ein bestimmter, besonders dominanter Faktor konstant ist, richtige Teufenzonen-Provinzen vorhanden mit ähnlichen Zügen aller Einzelvorkommen. Demgegenüber stehen individuell-lokale Faktoren, die für jede Lagerstätte anders sind. Nicht dazu gehören die primären Entstehungsvorgänge, wohl aber z. B. die Natur der vorherrschenden Schwermetalle, die Metallvergesellschaftungen, das Zusammenkommen mit gewissen Gangarten, die Form der Lagerstätte, ihre Größenmasse, die Verteilung der Erzminerale, das Gefüge und die Verwachsung der Erze und ihre Verknüpfung mit dem Nebengestein, sowie dessen mineralogische Zusammensetzung. Die reichsten Oxydations- und Zementationszonen kommen im normal-ariden und tropisch-ariden Gebiet vor, öfters auch noch im gemäßigt-ariden, semi-ariden und gemäßigt-humiden, je nach dem Charakter des Nebengesteins. Reichere Oxydationszonen kommen auch unter günstigen sonstigen Verhältnissen im extrem-ariden Gebiet vor, doch können sie in undurchlässigen Gesteinen auch ganz fehlen. Dagegen fehlen in diesem Klimagebiet die Zementationszonen immer fast ganz. Im tropisch-humiden Klimabereich ist die Oxydationszone nie angereichert, dagegen um so verarmter, je höher die Niederschlagsmenge ist, und oft ist sie völlig ausgelaugt und metallfrei, auch die Zementationszone tritt völlig zurück. Im Gebiet, wo die Niederschläge in fester Form erfolgen und das Bodenwasser meist gefroren ist, fehlt die Zementationszone ganz, und die frischen primären Erzminerale stehen fast bis zutage an. Dasselbe gilt für die größeren Höhen in Hochgebirgen und auch für die Gebiete diluvialer Vergletscherung. Eine jugendlich starke und kräftig vorwärtsschreitende erosive Zerschneidung trägt rascher ab als die Verwitterungsgeschwindigkeit der Erzminerale ist und läßt deshalb kaum sekundäre Teufenzonen übrig. Umgekehrt ist die Verwitterung unter einer Fastebene bis zu Ende gekommen, die Oxydationszone ist arm bis ausgelaugt und die Zementationszone reich. Die zwischen diesen jugendlichen und dem greisenhaften Stadium stehenden reifen Landschaftsformen mäßiger Zerschneidung bieten im allgemeinen morphologisch die günstigsten Vorbedingungen für die

Ausbildung der am besten angereicherten Oxydations- und Zementationszonen. Alles natürlich nur „*ceteris paribus*“!

Eine Änderung oder Unterbrechung des Verwitterungsablaufs kann durch Klimawechsel und Änderung der morphogenetischen Faktoren, z. B. Neubelebung der Erosion, Verlegung des Grundwasserspiegels, Neuabsatz jüngerer Schichten u. a. eintreten. Es entstehen so die „fossilen Eisernen Hüte“, die öfters zu beobachten sind.

Die Beschaffenheit des Nebengesteins wirkt sich besonders in der Zirkulation des Sickerwassers aus, wodurch vom stark durchlässigen porösen Sandstein bis zu fast undurchlässigen dichten milden Schiefer-tonen alle Übergänge bestehen. Dazu kommt noch die Klüftigkeit. Besondere Formen liefern auflösliche Karbonatgesteine mit Karsthydrographie. Hier greifen die Lösungen nicht von einer \pm horizontalen Front an, sondern entlang den vertikal absteigenden Karstspalten und -höhlen und von ihnen ausgehend wirken sie seitlich.

4. Die Oxydationszone.

Es herrscht Lösung und Wiederausfällung, im allgemeinen überwiegt die Lösung. Es entstehen lockere, poröse, zerfressene und ausgelaugte Massen, oft bleiben in einer obersten Zone nur Quarzskelette mit Eisenhydroxydüberzügen übrig („Eiserner Hut“). In tieferen Teilen können sich oxydische Metallverbindungen stärker anreichern. Die Tiefe der Zone richtet sich nach dem Grundwasserspiegel und kann deshalb von wenigen bis zu mehreren hundert Metern schwanken. Die Oxydationserze können auch aufs Nebengestein übergreifen und dies teilweise verdrängen. Es überwiegen die schwerstlöslichen oxydischen Verbindungen jedes Metalls.

Kupfererze gehen in karbonatischer Umgebung oder wenn sonst durch Pflanzen, Humus oder Tagewässer Kohlendioxyd zugeführt wird, in Malachit über. Er dringt in dünnsten Lagen in alle Klüfte ein, fällt durch seine grellgrüne Farbe sehr auf und täuscht meist einen viel höheren Kupfergehalt vor. Seltener kam es schon an der Tagesoberfläche zu großen und kompakten Malachitanreicherungen (Tsumeb-Mine, D.S.W.A. und Katanga). Kupferlasur ist erst in größerer Tiefe vorhanden (bei höherem CO_2 -Druck und weniger H_2O), und geht nach der Tagesoberfläche meist pseudomorph in Malachit über. Besonders Kupferkies liefert als erstes Oxydationsprodukt das als Kupferpecherz bezeichnete dichte Gemenge von Rotkupfer und Brauneisen, oder ein erdiges ähnlich zusammengesetztes „Ziegelerz“. Rotkupfererz und ged. Kupfer (die stets zusammen vorkommen), treten besonders in CO_2 -freier Umgebung auf, häufig in SiO_2 -reichen Silikatgesteinen. Bei SiO_2 -reichen Tagewässern kann auch Chrysokoll und seltener Dioplas vorkommen. Nur auf extremaride Gebiete sind Brochantit und Kupfervitriol beschränkt, ebenso tritt Akakomit nur in Wüsten-

gebieten auf. Von Arseniaten ist besonders Olivenit häufiger, die Phosphate sind seltener. Die Vanadate Mottramit und Descloizit haben als Vanadium-Mineralien Bedeutung (Otavibergland).

Silberhaltige Erze liefern in der Oxydationszone hauptsächlich ged. Silber. Die Silberhalogenide sind nur aus Wüsten bekannt mit Cl-, Br- und J-haltigen Binnenwässern oder in terrestrischen Nebengesteinen mit Halogengehalten.

Goldhaltige Erze, besonders goldhaltiger Pyrit, Arsenkies usw. geben feinkörniges „Senfgold“ oder in Brauneisen feineingesprengte Goldfitter, oder endlich mit Goldfittern imprägnierte Quarzskellette. Auch sehr kleine Goldgehalte können sich so anreichern, z. B. haben in Rio Tinto (s. S. 72) die primären Kieserze 0,2—0,4 g Au/t, während die unterste 1—2 m mächtige Schicht der Oxydationszone 15—30 g Au/t enthielt.

Zinkerze geben Zinkspat, oder ein Gemenge Zinkspat-Kieserzinkerz-Zinkblüte (= „Galmei“).

Quecksilbererze: Zinnober verwittert zu ged. Quecksilber, Quecksilberfahlerz zu Zinnober. Örtlich kommen Chloride vor (Calomel und Terlinguaite).

Zinnerze: Zinnstein ist praktisch unverwitterbar. Die Sulfo-stannate verwittern zu feinkörnigem Zinnstein oder kolloidem Holzzinn.

Bleierze: Bleiglanz verwittert zuerst zu Anglesit, der sehr rasch in Cerussit übergeht. Unter alten Landoberflächen sind Pyromorphit, Vanadinit und Descloizit häufig. Plumbojarosit ist häufig, wird leicht übersehen. Rotbleierz, Wulfenit, Mimetesit und Phosgenit kommen in besonderen komplexen Erzen vor.

Arsenerze: Je nach den Begleiterzen bilden sich Arseniate von Schwermetallen, auch Realgar und Auripigment.

Antimonerze: Antimonocker.

Wismuterze: Wismutocker.

Vanadiumhaltige Erze: Vanadinit, Mottramit, Descloizit (vielleicht kommt das V auch aus den Tagewässern). Die wichtigsten Vd-Lagerstätten Otavi-Bergland und Broken Hill, Südrhodesia enthalten diese Vanadate.

Molybdänerze: Molybdänocker.

Wolframerze: Wolframocker.

Chromerze: Chromit ist sehr schwer verwitterbar und bleibt erhalten.

Uranerze: grellgelb, orange, rot und grüngefärbte Uranhydroxyde, Bleiuranate, Kupfer- und Blei-Uranphosphate, Uran-silikate.

Manganerze: Pyrolusit und Psilomelan. Schon sehr geringe Manganhalte erzeugen auffällige schwarze Überzüge und Spaltenfüllungen, reichere Mangensilikate und Mangankarbonate geben sehr hochhaltige kompakte Erzhüte.

Sulfidische Eisenerze: Pyrit, Markasit und Magnetkies verwittern zuerst zu gelbem Jarosit, der oft, besonders in trockeneren Gebieten erhalten bleibt. Nach längerer Verwitterungsdauer, besonders bei Gegenwart von mehr Wasser gehen sie ebenso wie die Fe-haltigen Erze Kupferkies und Zinkblende u. a. in Brauneisenerz über. In trockenen Gebieten kommt auch rotes wasserarmes Eisenhydroxyd vor mit Goethit (Rubinglimmer) und Nadeleisenerz. Roteisen ist normalerweise kein Oxydationsmineral, nur in besonderen extremen Fällen. Eisenphosphate kommen örtlich vor.

Oxydische Eisenerze: Magnetit geht rasch in Fe_2O_3 über, das aber Kristallform und Gitter des Magnetits behält (Maghemit = ferromagnetisches Eisenoxyd, sehr stark magnetisch). Eine weitere Verwitterung zu Brauneisenerz findet aber ebenso wie bei Eisenglanz nur sehr langsam statt. Dagegen ist Eisenspat sehr leicht verwitterbar und geht rasch und vollständig in Brauneisen (und Psilomelan) über.

Kobalterze: Kobaltblüte, Erdkobalt, Asbolan, örtlich auch Heterogenit und Stainierit.

Nickelerze: Nickelblüte. Auf Serpentin meist Garnierit.

Platinerze in sulfidischer Bindung liefern ged. Platin und Sperryolith.

Nichtmetallische Neubildungen in der Oxydationszone sind Gips, Kaolin und ähnliche Tonerdesilikate, Tonerdehydrate, Alunit, Schwefel, Quarz, Chalzedon, Opal.

Alle Oxydationsminerale kommen sowohl kristallisiert, z. T. in sehr schönen Kristallen, als auch dicht, erdig und auch als Gemineralien vor, und dann häufig nierig-traubig-glaskopffartig. Sonst ist das Gefüge sehr wechselnd, häufig porös und drusig, lagig und krustig, geadert und gekammert.

Zahlreiche spätere Mineral- und Sammelkristallisationen, Kristallinschwerden der Gele, Ummineralisationen und Pseudomorphosenbildungen kommen vor. Durch die sauren Sulfatlösungen werden die Nebengesteine stark lettig zersetzt, die Karbonate zerrissen und aufgelöst.

Das Brauneisen ist in Habitus, Korngröße und Gefüge ganz verschieden, je nachdem es aus Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Buntkupfer oder Zinkblende stammt. Darauf gründet sich eine in USA. sehr genau ausgearbeitete Differentialdiagnose, um aus dem Eisernen Hut auf die Beschaffenheit und z. T. sogar auf die Metallgehalte der primären noch unerschlossenen Erze schließen zu können. Man muß aber diese Kennzeichen je nach Klima, Nebengestein und anderen Faktoren sehr vorsichtig und kritisch abwägen. Manche Eisernen Hüte sind an der Tagesoberfläche auch völlig metallfrei und ausgelaugt, z. B. zeigten die so ungeheuer

reichen Kupfererzgänge von Butte in Montana gar keine oberflächlichen Oxydationsminerale.

Die Erkennbarkeit einer unverritzten Oxydationszone ist ganz verschieden. In vegetationsarmen Gegenden können Malachitmassen und andere grellgefärbte Kupferminerale weithin sichtbar sein. Oder es sind große Brauneisensteinhüte oder mit Manganerzen schwarzgefärbte Hüte vorhanden. Oder endlich in den oberen Lagen ist alles Metall ausgelaugt und zerfressene Quarzriffe ragen hervor. Immer liegt der Verdacht auf größere Goldführung, besonders des Brauneisens und der Quarzreste vor, die im Sichertrog genau auf Feingold zu prüfen sind.

5. Die Zementationszone.

Wo unter der Oxydationszone das sauerstofffreie und säurefreie ständige Grundwasser stagniert, können aus den noch vorhandenen Sulfatlösungen die edlen Metalle Kupfer und Silber an Sulfiden unedlerer Metalle als reiche Sulfide ausgefällt werden. Dabei werden die unedlen Sulfide verdrängt und gehen als Sulfate in Lösung. Diese noch etwas in das Grundwasser hineinreichende Zone nennen wir die Zementationszone. Sie ist also durch die Neubildung reicher Kupfer- und Silbersulfide gekennzeichnet: Tiefkupferglanz, Kupferindig, seltener Buntkupfer und Kupferkies; ferner Silberglanz, seltener Silberfahlerz und andere komplexe Silbersulfosalze. Gold wird in dieser Zone im allgemeinen nicht angereichert, sondern war schon meistens vorher in der tieferen Oxydationszone ausgefällt worden. Im ariden Bereich kann die Zementationszone wegen der starken Schwankungen des Grundwasserspiegels sehr mächtig werden, 50—250 m, in Einzelfällen sogar noch mehr. Im humiden Klima ist sie nur ein bis einige Meter dick. Auf ihr sind in wenigen Metern die Metallgehalte von vielen hundert Metern abgetragener Lagerstättenhöhen konzentriert, so daß die Zementationserze oft enorm große Kupfer- und Silberwerte haben und erstaunlich hochhaltig sind (Kupferglanzmassen von 50—60% Cu, Silbererze von mehreren Prozent Ag!).

Als ausfällende Sulfide wirken besonders Pyrit, Magnetkies, Zinkblende und Bleiglanz, auch Kupferkies, Buntkupfer, Fahlerz und Enargit. Wichtig ist zu erkennen, ob ein Erz dieser Zementationszone angehört oder der primären Zone. Es genügt nie ein Merkmal allein. Die Summe aller Indizien: Paragenesis, Sukzession, Gefüge, insbesondere erzmikroskopisch zu erkennende Verdrängungsreste, Lage zum Grundwasserspiegel usw. müssen als Kriterien herangezogen werden.

Die Zementationszone bedingt häufig eine kurze, aber um so reichere Blütezeit der Grube, der dann plötzlich unter dem Grundwasserspiegel die viel ärmeren primären Erze folgen. Häufig ist diese primäre Zone überhaupt nicht bauwürdig.

II. Mechanisch aufbereiteter Verwitterungs- rückstand, Seifen und Trümmerlagerstätten.

1. Allgemeines.

Der Verwitterungsrückstand wird durch die Schwerkraft, durch rinnendes Regenwasser und fließendes Flußwasser oder durch den Wind weiter verfrachtet. Dabei legen die einzelnen Mineralien je nach ihrer Korngröße, Kornform und Dichte in gleichen Zeiten verschieden weite Wege zurück, sie trennen sich also voneinander, sie werden „aufbereitet“. Es tritt hierbei eine Klassierung, d. h. eine Sonderung nach Korngrößen, und eine Sortierung, d. h. eine Sonderung gleicher Kornklassen nach spezifischem Gewicht ein. Die einzelnen Aufbereitungsprodukte werden an verschiedenen Stellen wieder zur Ablagerung gelangen, teils auf dem Festland oder in festländischen Gewässern, Flüssen oder Seen, teils in den verschiedenen Bereichen des Meeres: Strand und Küste, Schelf, Flachsee oder Tiefsee. Die dadurch entstehenden Gesteine sind die klastischen oder mechanischen Sedimente oder Trümmergesteine. Sind bei ihnen durch diese aufbereitenden Auslesevorgänge höhere und bauwürdige Anreicherungen nutzbarer Mineralien entstanden, so redet man von „Seifen“¹⁾ und Trümmerlagerstätten.

Mineralien, die sich auf Seifen anreichern sollen, müssen ein höheres spezifisches Gewicht haben, chemisch widerstandsfähig, also möglichst schwer löslich und schwer verwitterbar sein, auch eine größere Härte und möglichst wenig Spaltbarkeit haben. Man kann folgende Gruppen unterscheiden:

Schwermetallseifen. Mit Gold, Platin, Zinnstein als Seifenmineralien von weltweiter Verbreitung. Nur örtliche Bedeutung haben Magnetit, Titaneisen, Chromit, Rutil. Ferner findet sich auch häufig Zinnober auf Seifen, wenn er auch kaum je aus ihnen praktisch gewonnen wird.

Seifen mit Nichterzen: Zirkon, Monazit, Granat.

Edelsteinseifen: Diamant, Saphir, Rubin, Edelgranat, Edeltopas, Edelturmaline, Edelberyll, Edelizekon, Phenakit, Euklas, Bergkristall.

In allen Seifen sind Quarz und Kieselgesteine die Hauptbegleiter.

Die Hauptmineralien haben folgende spezifische Gewichte:

Platin	14 — 19
Gold	15 — 19
Zinnstein	6,4 — 7,1
Magnetit	5,1

¹⁾ Von dem althochdeutschen Wort *sife* = tröpfelndes rieselndes Wasser.

Monazit	5,0
Korund	
(Saphir u. Rubin)	4,0
Diamant	3,5
Granat	3,1—4,1
Demgegenüber haben	
Feldspäte	2,5—2,7
Quarz	2,65

2. Geologische Gliederung der Seifen.

Wenn wir die einzelnen Stadien der Seifenbildung und zunehmenden Anreicherung betrachten und sie mit den verschiedenen anreichernden Faktoren, Klimabereichen und Absatzräumen kombinieren, erhalten wir folgende Gruppen:

I. Eluviale Seifen. Falls auf der Primärlagerstätte schon reichere und massivere Derberze vorkommen, bilden sich an deren Oberfläche als Vorstufe eluvialer Seifen Trümmererze und Trümmerlagerstätten. Die eigentlichen Seifenminerale pflegen aber nur spärlich und zerstreut im Primärerz zu sein, und dann findet oft schon im Verwitterungsschutt des Gesteins, der primär die betreffenden Minerale enthält, eine gewisse erste Anreicherung statt. Dieser Schutt oder „Detritus“ ist locker, unsortiert, enthält viele eckige Bruchstücke. In gemäßigtem und kalthumiden Klima können humusreiche Wässer ihn eisenen und kaolinisieren, durch den rinnenden Regen kann er ausgeschlämmt werden. Dahin gehört ein großer Teil der uralischen Platinseifen. — In Trockengebieten kann der eluviale Schutt vom Wind ausgeblasen und so angereichert werden, auch können die episodischen Regen ihn ausschlämmen. Manche Zinnerzseifen dieser Art sind bauwürdig, auch gibt es eluviale Diamantseifen auf den „diamond-pipes“ in Südafrika.

Die nächsten Stadien sind je nach dem Klima verschieden. Im Trockenklima gehen die eluvialen Seifen zunächst über in

II. Fanglomerat-Seifen. — „Fanglomerate“ nennt man die unsortierten, unklassierten und ungeschichteten Spül- und Schwemm-massen an den Gebirgsabhängen, den Bergflanken und in Trockentälern der ariden Klimagebiete, die durch die episodischen heftigen Regengüsse eine Strecke weit die Abhänge hinab und in Talrinnen und Wannern gespült werden, an deren Ausgängen sie Schuttfächer („fan“) bilden. Auch hier kann wieder eine gewisse Anreicherung eintreten, wenn sie auch meist nur unerheblich ist. Diese Fanglomerat-Seifen haben für Erze nur wenig Bedeutung, in Deutsch-Südwestafrika für Diamanten.

III. Äolische Seifen. Wenn eluviale und Fanglomerat-seifen im ariden Bereich ständigen heftigen Winden ausgesetzt

sind, werden sie durch Ausblasung oft sehr erheblich angereichert. Aller Staub und Feinsand wird fortgeweht, Kies und Schwermineralien bleiben zurück, und die oberste Lage bildet eine reiche Seife. Die Schwermineralien reichern sich hierbei auch an allen Hindernissen, Quarzgängen, Eruptivgängen, großen Blöcken usw. an. Dies ist die Hauptform der Diamantseifen in Deutsch-Südwestafrika, aber auch Zinnerzseifen dieser Art sind bekannt. —

Im humiden Gebiet und an allen Stellen des ariden Gebietes, wo ständig fließendes Wasser vorhanden ist, gehen die eluvialen Bildungen direkt über in

IV. Fluviale Seifen. Bäche und Flüsse nehmen die Verwitterungsrückstände auf, transportieren sie weiter und können die Seifenmineralien an geeigneten Stellen anreichern. Über den Mechanismus vgl. weiter unten.

V. Marine Seifen. Endlich kann das Material aller vorgenannten Seifen ans Meeresufer kommen und vom Meer weiter angereichert werden. Diese marinen Seifen liegen an der Meeresküste, im Bereich der Brandung, von Ebbe und Flut und an Strandwällen. Über ihren Mechanismus vgl. unten.

Als Lagerstätten sind die Flußseifen und die Meeresseifen die wichtigsten Formen.

Es gibt rezente, unverfestigte Seifen, die z. T. von heute noch fließenden Flüssen oder am heutigen Meeresstrand gebildet und auch noch weiter angereichert werden, oder solche aus jüngster geologischer Vergangenheit, aus dem Diluvium und dem Tertiär. Selbstverständlich gab es in allen früheren Perioden auch Seifen, die dann ebenso verfestigt sind wie die anderen alten Gesteine. Ältere, dem heutigen Zyklus nicht mehr angehörenden Seifen nennen wir „fossile Seifen“. Sie sind z. T. sehr alt, sogar präkambrisch. Ein berühmtes Beispiel hierfür sind die präkambrischen Goldseifen des Witwaterrandes in Transvaal (s. S. 154).

Viele ältere Seifen wurden in jüngerer Zeit noch einmal verwittert und nach obigem Schema wiederholt zu jungen Seifen angereichert. Z. T. wurden sie erst durch diese wiederholte Anreicherung bauwürdig.

3. Bildungsvorgänge und Erscheinungsformen fluvialer Seifen.

Überwiegend findet sich die größte Konzentration der Seifenmineralien in den untersten Teilen der lockeren Sand-, Kies- und Geröllschichten des Flußbettes unmittelbar über dem anstehenden Felsuntergrund. Die Seifenmineralien erfüllen dabei alle Vertiefungen, Strudellöcher, Auskolkungen, Spalten und Risse der festen Gesteine, oft in derartigen Mengen, daß manchmal beim Abbau die obersten Felsteile mitgewonnen und verwaschen werden können.

Daneben kommen auch in höheren Teilen der Sand- und Kies-schichten immer wieder kleine Schmitzen, Lagen und Linsen vor, die mit Brauneisen oder Kalk verkittet sind. Über diesem festen felsartigen Untergrund liegt oft wieder eine Seife. Die Erklärung dieser Erscheinungsformen ist in der Art, wie ein Fluß die festen Teilchen im Wasser zu bewegen pflegt, gegeben. Bei einer bestimmten Strömungsgeschwindigkeit werden die leichten Teilchen noch mitbewegt, die schwereren zwar abgesetzt, am Boden aber auch langsam weiterbewegt, so daß sich allmählich am Boden immer mehr schwere Teilchen anreichern. Verringert sich zu einer gewissen Zeit oder an einer bestimmten Stelle plötzlich die Wassergeschwindigkeit, so hört die Bewegung der schweren Bodenteilchen ganz auf, aber auch ein Teil der leichten schwebenden Teilchen wird abgesetzt und deckt die Bodenseife zu. Nimmt dann die Strömungsgeschwindigkeit wieder zu, so werden aus den bedeckenden Sanden die leichten Teilchen durch die Wirbel („Wasserwalzen“) wieder ausgeschlämmt, und es können sich weiter oben wieder, aber nun durch bloße Ausspülung, obere Seifen bilden. Das ganze Spiel kann sich wiederholen, wenn ein dichtgepackter grober Geröllhorizont abgelagert wird, oder wenn z. B. bei zeitweiliger Trockenlegung die oberen Schichten verkittet werden, so daß eine erneute Überspülung ähnliche Verhältnisse wie am Beginn vorfindet und wieder eine (falsche!) Bodenseife zunächst ablagern kann. — Diese echten oder falschen Bodenseifen sind die reichsten und wichtigsten, die zwischenliegenden Ausspülungsseifen haben meist kleinere Mengen und geringere Gehalte.

Im Flußbett verlaufen die Seifen im allgemeinen in der Längsrichtung in schmalen langen Streifen, die dem Stromstrich entsprechen. Seltener können sie auch quer verlaufen, wenn Seitenbäche oder Gehängerutsche das die Seifenminerale enthaltende Material mitbringen. Besonders reiche Stellen sind da, wo natürlicherweise eine Geschwindigkeitsverringering eintritt: an scharfen Flußknicken, an der Innenseite, bei Querschnittsänderungen, bei Gefällverminderungen, besonders, wenn die Flüsse aus dem Gebirge in die Ebene austreten, oder wenn sie in einen See münden oder stärkere Seitenbäche zutreten, usw. Die an solchen Stellen auftretenden wirbelnden Bewegungen, besonders die stationären Wirbel, die sogenannten „Wasserwalzen“ (Grundwalzen und Uferwalzen) sind die Hauptursache für die Anreicherung von Seifenmineralien.

Neben diesen primären Anreicherungsverfahren spielen wohl auch sekundäre in geringerem Maße eine Rolle: so können durch tektonische Bewegungen (Erdbeben) und besonders durch die strudelnde Wirkung des durchsickernden Bodenwassers schwere Teilchen in längerer Zeit durch die Sandmassen nach unten wandern. Ein anderer Fall wäre bei Gold möglich.

Reiche und ausgedehnte Seifen sind immer das Ergebnis eines längeren und stetig vor sich gehenden fluviatilen Zyklus. Flußterrassen mit älteren Seifen, in die jüngere Schotter und Sande mit jungen Seifen eingesenkt sind, sind häufig. Wo die reichen Seifen sind, ist von Fall zu Fall verschieden, doch sind die jüngeren Seifen häufig reicher, z. T. weil sie wieder aufgearbeitetes Material der höheren Flußterrassen enthalten.

Mächtige und weit ausgedehnte fluvioglaziale Überschotterungen können auch nutzbare Schwermineralien enthalten, die dann auf einzelnen mehr sandigen Streifen, oder auch in sandigen Zwischenmitteln der ja meist außerordentlich groben Gerölle streifenweise zu Seifen angereichert sind. Ihre Lage und Erstreckung ist naturgemäß schwierig zu erforschen, wenn nicht die ganze sandige Zwischenmasse soviel enthält, daß ein Gesamtabbau sich lohnt.

4. Bildungsvorgänge und Erscheinungsformen mariner Seifen.

Wenn Flußsande mit Seifenmineralien ins Meer gespült werden, oder wenn das Meer Terrassen mit lockerem umgelagerten Verwitterungsschutt und Sanden der Gesteine des Hinterlandes angreift und aufarbeitet, können im Küsten- und Strandbereich abermals Seifenanreicherungen eintreten. Seltener wird der Fall eintreten, daß die Meeresbrandung direkt feste Ufergesteine zerkleinert und darin zerstreut vorhandene widerstandsfähige Mineralien anreichert. Man muß dabei verschiedene Anreicherungsvorgänge unterscheiden. Eine starke Strömung kann parallel der Küste leichtere Mineralien ausspülen und schwerere anreichern. Weiter wird die dauernde quer zur Küste hin und her erfolgende Spülung der Brandungswoge und der Gezeiten, vor allem der Sogstrom die leichten Mineralien immer mehr seewärts verfrachten, wodurch die schwereren auf der Uferspülfläche angereichert werden. Hierdurch entstehen oft recht große und mächtige Seifen, deren Mächtigkeit seewärts abnimmt, die häufig groben Schottern zwischengeschaltet sind und entlang der Küste als breites, manchmal ausgekeiltes Band angeordnet sind. Besondere Anreicherungen finden sich in taschenförmigen Vertiefungen der Strandgesteine. Sturmfluten verfrachten bzw. reichern Seifenmineralien bis in höhere, sonst vom Wasser unbedeckte Teile hinauf an und können manchmal zwar geringmächtige, aber weitausgedehnte Seifen erzeugen. In diesen Sturmflutgebieten, aber auch innerhalb des Gezeitenstrandes fängt der Wind an auszublase und erzeugt besonders in den häutigen Stranddünengebieten weitere Anreicherungen, die landeinwärts in der herrschenden Windrichtung auskeilen. Je nachdem der Strand sich hebt oder senkt, sind dann die Erschei-

nungen etwas modifiziert. So kann man bei Hebungen oft weit landeinwärts frühere Strandwälle und Strandterrassen mit älteren Seifen finden. Magnetit- und Titaneisensande, Granatsande, die brasilianischen Monazitsande und die überaus reichen Diamantablagerungen an der Küste von Südwestafrika südlich und nördlich des Oranje, besonders an der Alexanderbay, in strandwallartigen Bildungen sind bekannte Beispiele von marinen Seifen.

5. „Glaziale Seifen“ und Erzmoränen.

In den Lehrbüchern ist häufig die Rede von „glazialen Seifen“. Diese gibt es im eigentlichen Sinne nicht, da der Gletscher ja alles gleichmäßig transportiert, also nicht nach Größe oder Schwere klassiert und sortiert, was ja zum Begriff einer Seifenlagerstätte gehört. Wohl gibt es „Erzmoränen“ und andere glaziale erzführende Ablagerungen, wenn größere Mengen von Erzblöcken und Erzbruchstücken mit transportiert und aufgehäuft wurden. Es kann in diesen Ablagerungen auch eine gewisse Anreicherung stattgefunden haben durch Verwitterung oder durch Zerreibung tauber Gesteine, besonders in der Grundmoräne, und es können durch spätere, allerdings dann fluvioglaziale bzw. fluviatile Ausschlämmungen die Seifenminerale sich noch mehr angereichert haben. Eine echte Erzmoräne kennt man z. B. aus Kennecott in Alaska, wo unterhalb der primären Lagerstätte (siehe p. 81) der Gletscher soviel Kupferglanztrümmer enthält, daß diese aus Kupferglanz und Eis bestehende glaziale Trümmerlagerstätte direkt abgebaut wird.

Sehr bedeutungsvoll werden solche glazial verfrachteten Erzblöcke in diluvial vergletscherten Gebieten, wo sie als Leitgesteine zur Aufsuchung der anstehenden Lagerstätten in dem weithin mit Glazialschutt bedeckten Gelände dienen. So wurde die sehr große und wertvolle Kupferlagerstätte von Outokumpu in Finnland und noch einige andere in Schweden und Finnland auf diese Weise planmäßig gefunden (siehe S. 255).

6. Goldseifen.

Das meiste Gold in den Seifen, schätzungsweise $\frac{3}{4}$, findet sich in Form kleiner dünner Blättchen vor, die manchmal so dünn sind, daß sie im Mikroskop grün durchsichtig sind (z. B. das Rheingold bei Au u. a. Orten südlich Karlsruhe). Sie sind durch die Schotterbewegung so dünn ausgewalzt. Nur ein kleiner Teil kommt in mehr rundlichen koncretionär aussehenden Formen, den eigentlichen „nuggets“ vor, die manchmal in ihrer Form an „Löbkindl“ erinnern. Diese werden in seltenen Fällen größer bis ganz ungewöhnlich groß, erbsen-, nuß-, faustgroß, die größten bekannten bis zu 70 kg Gewicht. Durchweg ist das Seifengold silberärmer als das „Berggold“ der primären Mutterlagerstätten. Die kleineren Teilchen sind goldreicher

als die größeren, die Außenzone der größeren ist goldreicher als der Kern und die Goldkörner werden stromabwärts immer goldreicher. Alles dieses spricht für eine Silberauslaugung durch das Flußwasser und eine relative Goldanreicherung. Daneben muß augenscheinlich auch noch eine kurze intermediäre Lösung und sofortige konkretionäre Wiederausfällung des Goldes an schon vorhandenen Goldteilchen stattfinden, wie die erzmikroskopische Struktur der Goldnuggets und ihr Vergleich mit Größe, Gestalt und innerem Gefüge der Goldteilchen in den primären Lagerstätten und ihren Oxydationszonen zeigt. Eine große Rolle als Lösungsmittel spielen Cl- und SO_4 -haltige Wässer bei Gegenwart von Manganoxyd, ferner Humuswässer und Moorwässer, also organische Bodensäuren bei Sauerstoffabschluß. Die Wiederausfällung erfolgt durch Zusammentreffen mit Elektrolyten in zusetzenden Bodenwässern, auch in Schotterlagen mit Kalkgeröllen, oder in Reduktionszonen mit Eisensulfiden unter dem Grundwasser. Dies dürfte neben dem allgemeinen Mechanismus der Seifenbildung (s. p. 147) und den langsamen Abwärtsbewegungen der schweren Goldkörner z. T. die Goldanreicherung im unteren Teil der Seife erklären. Auch wurde wiederholt beobachtet, daß abgebaute Goldseifen, besonders in tropisch-humiden Gegenden, nach einer Reihe von Jahren sich wieder erneuern. Endlich ist es eine bekannte Tatsache, daß in allen Goldseifengebieten die Asche der Bäume erhebliche Mengen von Gold enthält.

Bekannte Goldseifengebiete sind:

Kalifornien, die aus dem Goldgebiet der Sierra Nevada (Mother Lode s. p. 65) zum Sacramento-Fluß strömenden Bäche und dieser selbst. Yukon-Fluß, Klondike in Alaska.

Victoria in Queensland in Australien (z. Zt. wohl noch das größte Goldseifengebiet).

Lena, Amur und andere Flüsse in Sibirien.

Kaiser-Wilhelm-Land in Neu-Guinea.

Viele Flüsse in Indien.

In Deutschland führen Rhein (das Rheingold bei Breisach wird schon in der Edda erwähnt) und Donau Seifengold, auch die Eder (von der Goldlagerstätte bei Corbach herrührend, s. p. 68).

1930 wurden etwa 20% des Goldes aus jungen Seifen gewonnen. Der gewinnbare Gehalt geht unter günstigen Umständen bis zu 0,5 g/t und noch weniger.

Neben den vorwiegenden fluviatilen Seifen spielen eluviale Goldseifen nur eine geringe Rolle. Sie sind aus Brasilien und besonders aus Holländisch-, Britisch- und Französisch-Guayana bekannt. Ganz selten sind äolische Seifen, so z. B. in Westaustralien in der Nähe der Goldgänge. In Nome in Alaska sind marine Seifen bekannt.

7. Platinseifen.

Sie sind am besten aus dem Ural bekannt (die dortigen primären Platinlagerstätten siehe S. 27). Es gibt eluviale und fluviatile Seifen, ältere Terrassenseifen und jüngere Seifen in den heutigen

Flußläufen. Die Bildung eluvialer Seifen ist durch den leichten Zerfall und die gute Verwitterbarkeit des platinhaltigen Dunit, besonders des Olivins bedingt. Die Anreicherung erfolgt durch Regen und Schnee-Schmelzwässer. Sie sind z. T. recht reich, treten aber an Menge hinter den Flußseifen zurück, in die sie unmerklich übergehen. Hier ist die unterste tonig-sandige Schicht die platinreichste. Die Seifen sind z. T. sehr lang, die längste ist im Fluß Iß mit 52 km, mit den Fortsetzungen in der Tura sogar 130 km. Auch die Seifen in höheren Flußterrassen sind z. T. sehr gut. Das Platin der eluvialen Seifen hat Größe und Form wie in den primären Lagerstätten, in den Flußseifen ist es im Oberlauf z. T. noch mit Dunitmineralien verwachsen, im Unterlauf wird es immer reiner und heller und ist oft zu winzigen Schüppchen zerrieben und verwalzt. Große Klumpen wurden häufig gefunden, der größte wog 9,6 kg. Vielleicht spielen auch hier Lösungen durch Humussäuren eine Rolle. Die mittleren Teile des Flusses sind am reichsten.

Der mittlere Gehalt aller Seifen dürfte 1—2 g/t sein. Aus diesen Seifen im mittleren Teil des Ural stammen rund 90% der Weltproduktion an Platin, und zwar von 1824 bis 1930 etwa 400000 kg Platinmetalle. Es sollen in den Seifen noch etwa 100000—120000 kg Vorräte vorhanden sein, die bei der jetzigen Jahresförderung noch 30—40 Jahre vorhalten würden.

Andere Platinseifen sind aus Kolumbien bekannt. Im Bushveld sind keine Platinseifen vorhanden.

8. Zinnsteinseifen.

Zinnstein gehört zu den schwerstlöslichen und am schwersten verwitterbaren Mineralien, hat außerdem ein sehr hohes spezifisches Gewicht und zeigt kaum Spaltbarkeit, so daß er ein ideales Seifenmineral darstellt. Man kennt alle Arten von Zinnseifen und alle können bauwürdig sein. Als Begleitmineralien finden sich begreiflicherweise andere widerstandsfähige Mineralien der Zinnsteinparagenese, besonders Topas, Turmalin, seltener Wolframit. Dieser wird infolge seiner vollkommenen Spaltbarkeit rasch zerrieben und tritt auf Seifen deshalb nur untergeordnet auf. In Bangka ist Bauxit in den Zinnerzseifen häufiger.

Reiche eluviale Seifen waren am Mount Bischoff in Tasmanien. Flußseifen wurden im frühen Mittelalter und wohl schon lange vorher (vielleicht schon in vorgeschichtlicher Zeit) im Erzgebirge und in Cornwall ausgebeutet. Noch heute stammen rund 70% der Zinnproduktion aus Seifen, und zwar meist aus Malaya, Indochina, Siam, und den Inseln Bangka, Billiton und Singkep, darnach aus Nigerien und China, Neusüdwales und Viktoria in Australien. Die gewinnbaren Gehalte gehen bis zu 0,5 g/t herunter. Doch macht die Gewinnung von einigermaßen feinkörnigem Zinnstein aus den Seifen ungewöhnliche Schwierigkeiten, so daß manchmal sogar Seifen mit höherem Gehalt aus technischen Gründen zur Zeit noch unbauwürdig sind.

9. Seifen mit Titaneisen, Magnetit, Chromit, Rutil und Zirkon.

Die basischen Eruptivgesteine enthalten immer ziemlich viel Titaneisen, die sauren kleinere Mengen von Magnetit. Beide können sich in Seifen anreichern. Schwarze Strandsande, die an beiden Eisenerzen reich sind, sind häufig, seltener sind derartige Flußsande. Die nähere Untersuchung zeigte, daß in den meisten Fällen Titaneisen überwiegt, z. B. an der deutschen Ostseeküste. Sie sind zur Zeit noch kaum verwertbar.

Magnetitsande kommen z. B. an vielen Stellen der italienischen Westküste vor, die schon an verschiedenen Orten nach magnetischer Aufbereitung ausgebeutet werden. — An der Küste von Neuseeland kommen große Mengen von Magnetitsanden mit 50% Fe, 10% TiO₂ und 0,4% Vanadium vor.

Chromitseifen sind im Ural und in der osttürkischen Chromitprovinz bekannt.

Rutil- und Zirkonseifen werden an der Küste von Neusüdwales ausgebeutet.

10. Monazitseifen.

Monazit, das schwerverwitterbare thoriumhaltige Phosphat der Cererden wird ausschließlich aus fluviatilen und marinen Seifen gewonnen, die entlang Bächen und Flüssen im Staate Minas Geraes bzw. an der vorgelagerten mittelbrasilianischen Küste mehrere hundert Kilometer weit vorkommen. Primär findet er sich besonders in Pegmatitgängen des Hinterlandes, die neben Monazit noch zahlreiche weitere Mineralien der seltenen Erden führen. In den Flußseifen ist er in der Bodenlage mit zahlreichen anderen Pegmatit- und Granitmineralien, dazu noch mit Gold und etwa 1—2,5% Monazit angereichert. An der in Hebung begriffenen Küste finden sich strandparallele Säume mit reicheren Monazitseifen (bis zu 40—60% Monazit), mit Titaneisen oder Granat meist im Bereich der Gezeiten, durch die sie angereichert werden.

Weitere reiche Monazitseifen sind in Nord- und Süd-Karolina USA. und Indien. Die Monazitgewinnung datiert seit 1884. Zunächst wurde nur Thorium daraus hergestellt (für Gasglühlampen), später wurden die Cererden immer wertvoller und machen heute fast allein den Wert des Monazits aus. Bis 1912 produzierte Brasilien pro Jahr im Durchschnitt zwischen 3000 und 4000 t Monazit.

11. Diamant- und Edelsteinseifen.

Diamant und ein großer Teil der anderen Edelsteine kommen auf Seifen aller Art vor und werden in großen Mengen und mit Vorliebe daraus gewonnen. Sind sie doch durch den Transport schon weitgehend ausgelesen, so daß nur Steine, die frei sind von schädlichen inneren Spannungen, sich auf den Seifen

befinden. In diesem Buch brauchen sie nicht näher besprochen zu werden. Genauer werden sie behandelt in:

O. Stutzer und E. F. Eppler: Die Lagerstätten der Edelsteine und Schmucksteine. Berlin. Verlag von Gebrüder Borntraeger. 1935. 567 S.

12. Fossile Seifen.

Beim Wechsel eines geomorphologischen Zyklus oder beim plötzlichen Eintritt eines andersartigen geologischen Ereignisses werden die Seifen häufig überdeckt. So können durch Hebung, Schiefstellung, Abzapfung usw. andersartige „taube“ Sand- und Geröllmassen die Seifen eindecken, oder es kann das Meer transgredieren, oder es können vulkanische Lockermassen oder Lavaströme sich in die Täler ergießen und die Seifen zudecken. Nach einiger Zeit werden dann die tiefergelegenen lockeren Sande und Kiese mit den Seifen verfestigt, sie können samt ihrer Umgebung tektonisch zerbrochen und orogenetisch verfaltet werden. Eine recht komplizierte morphogenetische Geschichte haben z. B. manche Zinnerzseifen in Bangka. — Schließlich können sie sogar tiefgreifend metamorphosiert werden. Jedenfalls sind von den ersten Stadien bis zur stärksten Umwandlung in zahlreichen Formationen Beispiele solcher „fossilen Seifen“ bekannt. So findet man in zahlreichen Sandsteinen, Quarziten und Arkosen der verschiedensten Formationen kleine Schmitzen mit Magnetit, Titaneisen und anderen Schwermineralien, immer wieder werden aus solchen Gesteinen vereinzelte Funde von Diamanten berichtet, und Goldfunde sind auch gar nicht so selten in ihnen. Während aber die jüngeren überdeckten Seifen, die von anderen Detritusmassen oder jungen vulkanischen Gesteinen begraben wurden, noch verhältnismäßig häufig ausgebeutet werden (Kalifornien, Alaska, Neuseeland), sind von fossilen Seifen in sehr alten Formationen nur wenige als nutzbare Lagerstätten bekannt. Außer brasilianischen Diamantgesteinen müssen hier in erster Linie die großen und überaus bedeutenden präkambrischen Goldlagerstätten des Witwatersrandes und der afrikanischen Goldküste genannt werden.

13. Die Goldlagerstätten des Witwatersrandes (Transvaal) und andere präkambrische Goldseifen.

Die jungalgonkische Witwatersrandformation besteht in nahezu 8000 m Mächtigkeit aus Sandsteinen, Quarziten und groben Konglomeraten, die überall zerstreut Goldgehalte führen. Die reiche Goldführung ist aber auf die zweitoberste Gruppe, die 7–50 m mächtige Main Reef-Serie beschränkt. In ihr sind mehrere erstaunlich gleichmäßige und mehrere hundert Kilometer weit anhaltende goldführende Konglomerathorizonte von je 0,5–2,4 m Mächtigkeit, getrennt durch grobe Sandsteine. Sie bilden heute den einen,

20—40° einfallenden Flügel einer langhinziehenden Mulde. Die Gerölle sind nuß- bis eigroß, bestehen meist aus Quarz und sind fest von einem quarzigen Bindemittel verkittet, das etwas Pyrit und Serizit enthält, neben einer ganzen Menge spärlicher Schwermine-
 rialien, die meist zusammen mit dem Bindemittel nach Art eines epimetamorphen Gesteins umkristallisiert sind. Von ihnen sind bemerkenswert Osmiridium, das in einer Menge von rund 200 kg im Jahr gewonnen wird, sowie vereinzelt Diamanten, ferner Chromit und Zirkon. Gold ist stets nur im Bindemittel und durchweg äußerst feinkörnig, ohne Beziehung zum Pyrit. Je größer die Gerölle, desto höher ist der Goldgehalt. Der Gehalt betrug 1930 im Durchschnitt des Fördererzes aller Gruben 10 g/t, sank infolge der Abwertung aber bis 1939 bis auf 6—7 g/t. Die bauwürdigen Stellen im unbauwürdigen Gestein oder die reichsten Stellen im sonst noch bauwürdigen Gestein sind stets innerhalb der Schicht lange Streifen von 600—1500 m Länge und 15—300 m Breite, die in gleicher Richtung \pm parallel hintereinander oder auch nebeneinander verlaufen und mancherorts im großen eine fächerförmige Anordnung zeigen. Sie sind stets als grobe Konglomerate ausgebildet, während die unbauwürdigen Teile in derselben Schicht nebenan häufig auch geröllfreie Quarzite sind. Stets ist der reichste Teil eines solchen Streifens an der Basis der Konglomerate. Es geht schon aus dem Vergleich dieser Erscheinungsformen mit den im Vorhergehenden aus den rezenten Seifen besprochenen hervor, daß das Gold zusammen mit den Geröllen abgelagert sein muß und daß es in allem eine enge Verknüpfung mit den faziellen Eigenarten und Erscheinungsformen der Konglomerate zeigt. Die Streifen sind eben die alten Seifen.

Was die fazielle Natur der Konglomerate und ihrer quarzischen Begleitgesteine anlangt, so sind sie wohl als aufbereitete terrestrische Schuttsedimente, als „Fanglomerate“ aufzufassen, die in diesen uralten vegetationslosen Zeiten nicht nur im ariden, sondern auch in humiderem Klima entstehen konnten. Das Gold stammt aus noch älteren Goldquarzgängen, wie man sie von zwei größeren Gebieten des weiteren Hinterlandes, im Barberton-Distrikt im östlichen Transvaal und in Südrhodesia kennt (siehe S. 66).

Die spätere tiefe Versenkung der Witwatersrandgesteine führte zu einer metamorphen Umkristallisation, wobei vielleicht durch vagabundierende hydrothermale Lösungen Pyrit zugeführt wurde.

Die Lagerstätte wurde 1885 entdeckt. In 50 Jahren wurden hier über 750 Millionen t Gestein gefördert mit einem Goldinhalt von rund 9000 t im Werte von 25 Milliarden Goldmark. Über ein Fünftel der Weltproduktion an Gold, die seit 1493 gefördert wurden, stammt vom Rand. Eine Abnahme des Goldes in den gebauten Konglomeraten ist noch nicht festgestellt. Dafür wurde im letzten Jahrzehnt aber ein ganz neuer Distrikt, der Westrand, der z. T. von jungen Gesteinen bedeckt ist, durch die magnetischen Vermessungen deutscher Bergingenieure neu erschlossen, so daß neue große Vorräte durch

die nachfolgenden Grubenerschließungen nachgewiesen wurden, die nach den gegenwärtigen Bedingungen etwa noch für 50 Jahre ausreichen würden. Um 1930 herum produzierte der Rand rund die Hälfte des Goldes, in den nächsten Jahren sank sein relativer Anteil (die absolute Menge stieg!) auf rund 35 %, weil infolge der Abwertung zahlreiche Goldgruben in anderen Gebieten neu in Betrieb genommen wurden. Seit 1936 ist die Förderung um rund 50 % gestiegen.

Am Rand finden sich die tiefsten Gruben der Welt, bis zu 2500 m. Es herrscht dort eine sehr hohe geothermische Tiefenstufe von 125—135 m.

An der Goldküste werden präkambrische goldführende Konglomerate abgebaut, die denen vom Rand sehr ähnlich sind. Die Gehalte der Fördererze sind 6—9 g/t. Die Förderung ist in steter Steigerung begriffen.

14. Trümmerlagerstätten.

Primärlagerstätten mit größeren Derberzen können an der Tagesoberfläche zu grobstückigem Erzschtutt zerfallen, der durch Gehängerutschung bei mehr oder weniger großer Beteiligung rinnen- oder fließenden Wassers weiterbewegt werden kann. Dabei können auch Erzanreicherungen eintreten. Die Erzstücke zeigen fast alle Grade von völliger bis zu fast fehlender Abrollung. Eine Klassierung wird meist fehlen. Naturgemäß werden solche Trümmerlagerstätten einmal in trockeneren Klimagebieten eher zu erwarten sein, sodann aber in solchen mit scharf ausgeprägtem Wechselklima.

So findet man im östlichen Bushveld in Transvaal die Berghänge unterhalb der Chromitbänder (s. S. 26) mit großen Rollerlagern von Chromit bedeckt, der bis zu 45 % Cr_2O_3 enthält und abgebaut wird. — Oder in weiten Gebieten von Minas Geraes in Brasilien ist in der Nähe der metamorphen Hämatite („Itabirit“, s. S. 233) ein aus Hämatitblöcken bestehender Verwitterungsschtutt, der vielfach wieder mit Eisenocker fest verkittet ist („Canga“). Diese verfestigte Trümmerlagerstätte bedeckt große Teile der Itabiritführenden Gebiete. — Ähnliche Trümmerlager aus hochhaltigen Manganerzen finden sich in der Nähe der Manganerzlagerstätten von Postmasburg in Südafrika (siehe S. 241).

Zahlreiche weitere Fälle können noch angeführt werden, auch die vorhin erwähnten Kupferglanz-Eismassen von Kennecott in Alaska gehören genetisch eigentlich hierher.

15. Die Eisenerzlager von Salzgitter und Peine-Ilse.

Die ebengenannten festländischen Trümmerlagerstätten sind meist nur örtlich begrenzte Vorkommen oder zum mindesten haben sie in Gehalt und Mächtigkeit und sonstiger Beschaffenheit erhebliche Schwankungen. Es fehlte eben bei ihrer Bildung ein längere Zeit gleichmäßig auslesend und anreichernd wirkendes Agens.

Ganz anders ist es, wenn Erztrümmer in den Brandungsbereich des Meeres geraten und hier als Küstenkonglomerate aufgehäuft und angereichert werden können. Bei genügender Versorgung aus den Primärlagerstätten und wenn günstige geographische und tektonische Bedingungen längere Zeiten hindurch vorlagen, können sich so weit anhaltende, mächtige und hochhaltige Lagerstätten bilden.

Dieser Typus hat für Deutschland allergrößte Bedeutung, denn unsere größte heimische Eisenerzlagerstätte nach der Lothringer Minette, die von Salzgitter, gehört hierher, ebenso die sehr wichtige von Peine-Ilse und einige kleinere Vorkommen.

Die weitverbreiteten Eisenerze im deutschen Jura sind zum überwiegenden Teil syngenetisch-marine Oolitherze, zum geringeren Teil Konkretionen und Geoden, beide jedenfalls aus Ausscheidungen aus Verwitterungslösungen entstanden (siehe S. 210). In der norddeutschen Kreide dagegen herrschen marine Trümmererze. Und zwar entstanden in ihr nur da mächtigere Erzlager, wo auf dem benachbarten Festland die Toneisensteine des unteren Jura in großem Maßstab abgetragen wurden. Die Salzgittererze sind Transgressionskonglomerate der untersten Kreide (Neokom), während die Erze von Peine-Ilse der oberen Kreide angehören und ein senones Transgressionskonglomerat darstellen.

Ausführliche Darstellung:

Die Trümmererze der Kreide. In: Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 75. 1942. S. 121—139.

Salzgitter. In der vorneokomen Landoberfläche waren die an Toneisengeoden reichen Lias- und Doggerschichten (siehe S. 210) weit verbreitet. Die Geoden waren wohl schon auf der Landoberfläche zusammengeschwemmt, ein Teil ihres Eisens wurde schon durch die festländischen Wässer ausgelöst. Quarzreiche Sedimente wurden weniger abgetragen, so daß der zuletzt ins transgredierende Unterkreidemeer verfrachtete Detritus nur wenig mit taubem Material verdünnt wurde. Im nördlichen Harzvorland waren damals schon eine größere Anzahl SW—NO-gerichteter Gräben und Senkungsfelder mit einem quer dazu verlaufenden Sattel nebst Randsenken. Die tektonischen Bewegungen auf ihnen dauerten in der Unterkreide weiter fort. Es bildeten sich so langgestreckte Meeresbuchten mit sehr unruhigem Küstenverlauf, bei dem das Meer immer mehr in die sich stetig weiter einsenkenden Täler und Senkungswannen eindrang. In ihnen konnte besonders reichlich der Eisenerz-Schutt der benachbarten Hochgebiete aufgefangen werden. Die eisenreichen Verwitterungslösungen vom Festland, die die dort lagernden Geoden teilweise ausgelaugt hatten, strömten auch in diese langgestreckten Meeresbuchten. Die Eisenkonzentration konnte sich wegen mangelnder Zirkulation in ihnen immer mehr erhöhen, bis das Eisenhydrat ausfiel und ein eisenoolithisches Bindemittel der Eisenerztrümmer bildete. In den schmalen ertrunkenen Tälern überwiegen die konglomeratischen Trümmererze; wo sie in das größere Becken münden, sind mehr Oolithe. Infolge der fort-dauernden Senkung blieben diese zur Eisenerzanreicherung günstige Verhältnisse in der ganzen Unterkreidezeit erhalten, und es konnten sich mächtige bauwürdige Eisenerze bilden. An manchen Stellen sieht man noch die Verzahnung verschiedener Schuttkegel,

wo von der einen Seite wesentlich Toneisensteintrümmer des Mittleren Lias geschüttet wurden, von der anderen Seite Sande und Sandsteinstücke aus dem Rhät. Die Erze schließen sich eng an den neokomen Küstenverlauf an, doch sind unmittelbar an der Küste die Mächtigkeiten relativ gering, sie werden in der Mitte der Meeresbuchten rasch größer. An gewissen Stellen steigt die Mächtigkeit sehr und wird z. T. außergewöhnlich hoch, dann haben dort spezielle tektonische Verhältnisse geherrscht, es erfolgte eine rasche Grabensenkung, oder es wurden die unterlagernden Zechsteinsalze ausgelagt. Jedenfalls konnte die genauere Erforschung überall den engsten Zusammenhang nachweisen zwischen Erzmächtigkeit, Erzbeschaffenheit und Eisengehalt einerseits und den paläogeographischen Verhältnissen andererseits, die sich wieder als abhängig von örtlichen geologischen Verhältnissen und Vorgängen im Küsten- und Strandgebiet, der Tektonik und von den unabgetragenen, im Hinterland anstehenden Gesteinen und der Verfachtungsrichtung ihres Detritus erwiesen.

Die Salzgittererze enthalten entsprechend diesen Entstehungsvorgängen drei Bestandmassen: abgerollte Stücke (Erze, Gesteine und Fossilien), Brauneisenoolithe und tonig-kieselige (oder örtlich tonig-kalkige) Grundmasse. Die Erzgerölle sind Bruchstücke von Sphärosideritgeoden, die aber heute durchweg zu Brauneisen oxydiert sind, oft mit tonig zersetztem Kern, die Rinde oft konzentrischschalig. Die Organismenreste (Muschelsplitter, Echinodermenpanzer usw.) sind stark vereisnt. Die Oolithe haben große Kerne, die häufig nur ganz schmal mit Brauneisen überrindet sind. Die Grundmasse enthält Feinsand, Ton und Kalkschlamm, in dem Eisenspatrhomboeder ausgeschieden sind, und ist auch wieder z. T. stark vereisnt. Auch Glaukonitkörnchen, Chamosit und Pyrit kommen vor. Phosphoritgerölle sind seltener.

Die Salzgittererze streichen zu beiden Seiten des schmalen, 20 km langen Salzgitterschen Höhenzuges zutage aus und fallen von da beiderseits in die Tiefe ein. Er hat einen komplizierten inneren Bau, und die Erze transgredieren fast auf allen Abteilungen des Jura und der Trias. Die Mächtigkeiten schwanken sehr, der größte Teil der durch Bohrungen nachgewiesenen Erze schwankt zwischen 1 und 10 m, darin liegen mächtigere Wannen mit 10—30 m und einzelne innerste Becken haben noch größere Mächtigkeiten, bis über 100 m. Die nachgewiesenen Vorräte betragen mehr als 2 Milliarden t. Die Erze dürften im Durchschnitt 30—33 % Fe und ebensoviel $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ haben, während der CaO-Gehalt nur einige Prozent beträgt. Ferner haben die Erze einen hohen Phosphorgehalt zwischen 0,3 und 0,7 % P. Die Erze müssen teils aufbereitet werden, teils werden sie nach dem „Sauren Schmelzverfahren“ verhüttet. Sie werden von den „Hermann Göring-Werken“ ausgebeutet, die nach ihrem Programm von 1938 jährlich 20 Mill. t Roherz fördern wollen.

Peine-Ilsede. Die dortigen konglomeratischen Erze liegen auf der senonen Transgressionsfläche und transgredieren auf verschiedenen Stufen der Unterkreide. Es wurden in ihnen Toneisengeoden aus dem Gault aufbereitet und angereichert. Annähernd

die gleichen Horizonte finden sich bei Bad Harzburg und bei Samme nördlich Osnabrück. Diese senonen Trümmererze haben viel mehr Brauneisengerölle als die Salzgittererze, die Oolithe fehlen fast völlig. Die Grundmasse ist mergelig bis kalkig, aus den liegenden Kreidekalken stammend.

Bei Ilsede sind zwei getrennte Mulden, Bülten-Adenstedt und Lengede, die Mächtigkeiten betragen 20 m bzw. 5—6 m. Einige weitere kleinere Mulden wurden noch erbohrt. Die Erzzusammensetzung ist ganz anders als in Salzgitter: 32—34 % Fe, 5—10 % $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ und 15—17 % CaO. Das Erz ist also zu „basisch“ und wird in der Ilseder Hütte mit den zu sauren Salzgittererzen zusammen verhüttet. Auch sein Phosphorgehalt ist hoch, zahlreiche und große Phosphoritgerölle finden sich im Erz. Es spielt für die Versorgung mit Thomasschlacke eine erhebliche Rolle. Die Vorräte betragen einige 100 Mill. t.

III. Verwitterungslagerstätten auf dem Festland.

1. Allgemeines.

Die Verwitterungslösungen werden auf verschiedenen Wegen oberirdisch und unterirdisch weiterbewegt. Aus ihnen können sich auf mannigfache Art Gesteine und Lagerstätten bilden: durch Verdunstung des Wassers, Entziehung von Kohlendioxyd, Ausfällung darin gelöster Stoffe durch Fällungsmittel, die auf die verschiedenste Weise und auf den verschiedensten Wegen hinzutreten können, endlich durch verschiedenartige biochemische Vorgänge. Es ist im einzelnen oft sehr schwer und manchmal so gut wie unmöglich, alle Vorgänge zurückzuverfolgen und diejenigen genau anzugeben, die zur Bildung einer bestimmten aus Verwitterungslösungen entstandenen Lagerstätte geführt haben. Auch sind an einer Lagerstätte meist mehrere Vorgänge gleichzeitig und hintereinander beteiligt gewesen. Deshalb ist es für die praktische Gliederung dieser Gruppen der sedimentären Lagerstätten zweckmäßiger, als obersten Einteilungsgrund den geologischen Bildungsraum zu wählen. Die weitere Unterteilung kann dann teils stofflich, teils nach Bildungsvorgängen oder Herkunftsmaterial erfolgen. Nach dem geologischen Bildungsraum sind die beiden Hauptgruppen der auf dem Festland und der in Oberflächengewässern einschließlich des Meeres gebildeten Lagerstätten zu unterscheiden. Nach einem zweckmäßigen und gut eingebürgerten Gebrauch bezeichnet man nur die erste Gruppe als „Verwitterungslagerstätten“, oder, wenn man sie unzweideutig bezeichnen will, als „Verwitterungslagerstätten im engeren Sinn“, oder „Verwitterungslagerstätten auf dem Festland“. Denn nur in ihnen ist der zeitliche und räumliche Zusammenhang mit dem vorhergegangenen Verwitterungsvorgang, wenn auch nicht immer erkennbar, so doch in einfacherer Weise vorstellbar. Es sind meist „Nahausscheidungen“. Dagegen ist ein solcher unmittelbarer Zusammenhang bei Ausscheidungen in Gewässern durchweg nicht

mehr vorhanden, die Bildungen sind stets räumliche und zeitliche „Fernausscheidungen“.

Für die Natur mancher festländischer Verwitterungslagerstätten spielt das Klima eine erhebliche Rolle. So bilden sich die Tonerdesilikate als Endprodukte der Verwitterung nur im gemäßigt-humiden Klima, während man die Tendenz zur Bildung von Tonerdehydraten in den intensiver wirkenden tropisch-humiden und tropisch-ariden Klimaten findet. Verwitterungseisenminerale sind zwar in allen Klimaten vertreten, aber die Bildungen der gemäßigt- oder kalt-humiden Gebiete mit Rohhumus sind von den Krusteneisenmineralen der humusärmeren oder humusfreien warmen und heißen Klimaten ganz verschieden. Die Schwermetalle Kupfer, Silber, Blei-Zink, Vanadium und Uran reichern sich nur im ariden Klima an, ebenfalls Chloride, Sulfate und Karbonate der Alkalien und Erdalkalien, weil es nur hier abflußlose Wannen gibt, aus denen diese leichtlöslichen Metall- und Alkalisalze nicht hinausgelassen werden.

2. Tonerdesilikatlagerstätten (Kaoline, Tone usw.).

Tonerdesilikatische Verwitterungsbildungen werden wohl auch als „Sialite“ zusammengefaßt. Sie entstehen in erster Linie durch die Verwitterung der Feldspäte, die mehr als 57% der Erdkrustenminerale umfassen. Wie neuere Versuche zeigen, werden die Feldspäte bei der Verwitterung in Ionen aufgelöst. Aus solchen sehr verdünnten Lösungen scheiden sich bei schwach saurer Reaktion kristalline Tonerdesilikate leicht wieder aus, während in neutralen oder alkalischen Lösungen Kieselsäure leicht gelöst bleibt und Aluminiumhydroxyd praktisch unlöslich ist. Der letztgenannte Fall der neutralen und alkalischen Lösungen tritt im allgemeinen nur in den Trockenzeiten der Tropen und z. T. in aridem Klimabereich auf und führt zur Bildung von Laterit und Bauxit. Er wird im nächsten Abschnitt behandelt. Der erstgenannte Fall, der in diesem Abschnitt allein zu betrachten ist, entspricht im allgemeinen dem gemäßigten und kalthumiden Klima, sowie den Regenzeiten des tropisch-humiden Gebietes. Hier können also feinkörnige bis hochdisperse aber kristalline Tonerdesilikate als Verwitterungsneubildungen auftreten. Sie bilden in vielen Fällen Verwitterungskrusten und „Zersatz“ über feldspatreichen Eruptivgesteinen, die besonders unter Moorbedeckung (saure Wässer!) entstanden sind (Anfangsstadium Bleicherden). Mächtige Lager dieser Art sind z. B. bei Halle, in Sachsen (Meißen, Aue u. a.), in der Oberlausitz, Schlesien (Stochlen, Saarau u. a.), Fichtelgebirge, Oberpfalz, Passau und anderen Orten. Diesen autochthonen Lagerstätten stehen allochthone gegenüber, wo die dispersen Tonerdesilikate verschwemmt wurden und sich in „Schlammteichen“ sedimentiert haben, zusammen mit anderen ebenso feinkörnigen Mineralien, meist Verwitterungsprodukten. Von dieser Art sind besonders zahlreiche tertiäre Vorkommen in Deutschland vorhanden: Miozän-tone im Westerwald, im Vogelsberg und in Niederhessen, die Braunkohlentone der verschiedensten Gegenden, und zahlreiche andere. Auch Kaolin-sandsteine (z. B. bei Amberg und anderen Orten in der Oberpfalz) anderer Formationen sind hier zu nennen.

Der Mineralbestand dieser „Kaoline“ und „Tone“ ist wesentlich vielgestaltiger, wie durch neuere Untersuchungen sich ergeben hat, als man früher glaubte. Zunächst sind Verwitterungsneubildungen vorhanden, insbesondere Kaolinit $\text{Al}_2[\text{OH}]_2\text{Si}_2\text{O}_5$ oder $(\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$, Halloysit $\text{Al}_4[\text{OH}]_8 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, oder $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ und der quellbare

Montmorillonit $(Al, Mg)_2[(OH)_2 Si_4O_{10}] 11 H_2O$ oder $(Mg, Ca) O \cdot Al_2O_3 \cdot 4 SiO_2 \cdot H_2O + (4-5 H_2O)$. Ferner sind Quarz, Feldspat und Glimmer als Verwitterungsreste darin. In den Schwemmtönen kommen dann noch biogene Beimengungen, wie Kalk, Kieselsäure, sowie organische Substanzen, und Umbildungen wie Pyrit und Glaukonit vor. Außer den Restmineralien Quarz und Feldspat sind die anderen wesentlichen Mineralien alle blättchenförmig, was manche technisch wichtige Eigenschaft, wie Knetbarkeit, Plastizität, Quellbarkeit und Aufsaugvermögen bedingt.

Wenn auch diese Tonerdesilikatlagerstätten, von denen Großdeutschland außerordentlich große Mengen in jeder Qualität und Art besitzt, heute ausschließlich für keramische Zwecke (im weitesten Sinn) benützt werden, so sind sie auch für die Zukunft ungemein wichtige Rohstoffe zur Herstellung des Leichtmetalls Aluminium. Mehrere, auch im Großbetrieb brauchbare Verfahren sind bereits ausgearbeitet.

3. Laterit und Bauxit.

Diese im wesentlichen aus Tonerdehydraten bestehenden Gesteine werden auch wohl als „Allite“ zusammengefaßt. Es sind zwei genetisch, geologisch und auch mineralogisch verschiedene Gruppen vorhanden, die man am einfachsten und sinngemäßen mit dem Namen der „Silikatbauxite“ (oder „Laterite“) und „Kalkbauxite“ bezeichnen kann.

Die Silikatbauxite, zu denen auch der als tropische Bodenart und Verwitterungskruste weitverbreitete Laterit zählt, sind an die warm-feuchten Steppen- und Savannengürtel der Erde mit Wechselklima gebunden, d. h. an warme bis heiße Gebiete mit einem ausgeprägten Wechsel von Regenzeit und Trockenzeit. In der Trockenzeit reagieren die Bodenwässer alkalisch, alle Bestandteile werden gelöst und weggeführt mit Ausnahme der Tonerde, die ungelöst bleibt. In der Regenzeit, wenn die Bodenwässer neutral oder schwach sauer sind, wird nun auch Tonerde in Lösung gesetzt, die in der folgenden Trockenzeit mit den Bodenwässern kapillar hochsteigt, wodurch an der Oberfläche Tonerdehydrat (zusammen mit wasserarmen Eisenhydrat) ausgefällt wird. Es bilden sich Imprägnationen und netzförmige Durchaderungen des tieferen Zersatzes und des Bodens mit Tonerdehydraten, dann reichern diese sich oberflächlich in Krusten, Knollen und zelligen Konkretionen an. Meist sind die Tonerdehydrate mit wasserarmem Eisenhydrat (Goethit) innig vermischt und deshalb rotgelb, brennend rot bis rotviolett gefärbt. Die ganze Verwitterungsdecke wird als „Laterit“ bezeichnet. Bauwürdig als Aluminiumrohstoff sind nur die Anreicherungszone mit den Krusten, Knollen und Konkretionen, die man dann als „Silikatbauxit“ bezeichnet. Sie sind manchmal sehr eisenarm und rein und dann weißgefärbt. Reichere Bildungen sind auch wohl oolithisch struiert. Der Eisengehalt kann aber auch so überwiegen, daß Eisenerze vorliegen, die als „Lateriteisenerze“ oder „Krusteneisensteine“ bezeichnet werden (siehe nachher S. 169). In allen diesen Bildungen sind Kieselsäure, Erdalkalien und Alkalien

weitgehend ausgelaugt und weggeführt. Dagegen ist Titan immer vorhanden und steigt mit zunehmendem Aluminiumgehalt an. Mineralogisch liegt in diesen Silikatbauxiten und Lateriten das Aluminium-Trihydrat vor, der Hydrargillit oder Gibbsit $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, weshalb diese Gesteine auch wohl „Gibbsite“ genannt werden. Man findet diese Bildungen auf allen möglichen Silikatgesteinen unter den oben beschriebenen Umständen; besonders reichlich, mächtig und rein aber auf feldspatreichen Eruptivgesteinen, wie Granit, Syenit, Nephelin-Syenit, Porphyr, aber auch auf Basalt und anderen basischen Eruptivgesteinen. Diese „Silikatbauxite“ stellen also junge bis rezente, ungestört horizontal liegende Verwitterungsdecken dar.

Sie treten in großer Verbreitung als wichtige Lagerstätten und Aluminiumrohstoffe auf in Britisch-Guyana, Niederländisch-Guyana (Surinam), Nord-Brasilien, Vorder-Indien, Niederländisch-Indien, Australien, West-Afrika (Goldküste), Ost-Afrika (Njassaland), USA. (Alabama, Arkansas, Georgia). Fossil als Reste tertiärer Verwitterungsdecken finden sich diese Silikatbauxite im Vogelsberg, Westerwald und Rhön auf Basalten (hier z. T. schon etwas umgelagert) und in ähnlicher Lagerung in Island.

Eine zweite Gruppe von Bauxiten ist überwiegend an Kalke und Dolomite gebunden und liegt in deren Verwitterungsbereich. Sie sind der Hauptsache nach ihre Verwitterungsrückstände auf Schichtlücken, die alten Landoberflächen mit nachfolgenden Meeresüberflutungen der Trias, Kreide- und Tertiärmeere entsprechen. Die Tonerde- und Eisenhydrate haben sich hier als Verwitterungsdecken, als Rückstände in Taschen, Schlotten, Spalten und Höhlen der unregelmäßigen verkarsteten Karbonatoberflächen abgelagert und angereichert und wurden von marinen Schichten eingedeckt. In diesen „Kalkbauxiten“ herrscht das wasserarme Aluminium-Monohydrat $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Es scheidet sich primär in der γ -Form des Böhmit's aus, weshalb diese ersten Bildungen auch wohl als „Böhmit“ bezeichnet werden. Durch Alterungsdiagenese oder schwache Metamorphose entsteht aus ihm die α -Form Diaspor und die daraus bestehenden Gesteine kann man als „Diasporite“ bezeichnen. In der Praxis dürfte der gemeinsame Name „Kalkbauxite“ am zweckmäßigsten sein. Sie sind also stets geologisch älter als die Silikatbauxite, sind primär recht eisenreich, finden sich stets in tektonisch stark gestörten Schichten und sind selbst häufig stärker umgewandelt und tektonisch durchbewegt. Jedenfalls sind ihre Lagerungsformen viel unregelmäßiger als die der Silikatbauxite, was für die bergwirtschaftliche Bewertung zu beachten ist. Durch saure Wässer, die aus ihrer häufigen Überlagerung mit pyritführenden marinen Tönen stammen, können sie später enteisent, reiner und hochhaltiger werden. Dagegen wirkt die durch schwache metamorphe Beanspruchung erfolgte Umwandlung in Diaspor ungünstig ein, da Diaspor sich schlechter aufschließen läßt als Böhmit.

Diese Kalkbauxite sind an die mittelmeerischen alpinotyp gefalteten karbonatischen Trias-Kreide- und Tertiärgesteine geknüpft und finden sich im Raume zwischen Spanien und der Türkei reichlich, besonders in Südfrankreich, Italien, Dalmatien, Herzegowina, Montenegro, Kroatien, Ungarn, Rumänien, Griechenland, aber auch an vielen anderen Orten. Ferner finden sie sich auf Devongesteinen im Ural und auf Karbongesteinen in Indochina.

Beide Arten können natürlich auch in noch älteren Formationen sich gebildet haben und sind dementsprechend dann stärker umgewandelt. Endlich können auch entsprechend den „Schwemmtönen“ sich schichtige Ablagerungen von „Schwemmbauxiten“ bilden, die man als Aluminiumschiefertone bezeichnet. Sie finden sich ähnlich wie die entsprechenden Tone unter Kohlenflözen. Entsprechend ihrem höheren Alter sind sie Diasporite. Sie sind in großen Mengen besonders aus Ostasien bekannt. Sie enthalten aber stets noch gewisse Mengen Kaolinmineralien, wodurch ihr SiO_2 -Gehalt auch immer recht hoch ist. Sie müssen deshalb anders aufgeschlossen werden als die eigentlichen Bauxite. Überhaupt sind sie durch alle Übergänge mit den entsprechenden Schwemmtönen verbunden.

In allen Bauxiten ist Titan reichlich vorhanden (bis zu 4% und mehr TiO_2). Eine Anzahl Spurenelemente werden regelmäßig gefunden, besonders Chrom, Beryllium, Gallium und Vanadium.

Die größte wirtschaftliche Bedeutung haben die Kalkbauxite der Mittelmeerländer, die in den letzten Jahren mit 55–60% an der Weltförderung beteiligt waren. Etwa 20% der Weltförderung stammt aus den Silikatbauxiten von Guyana, dann kommen in weitem Abstand Indien und Polynesien, die Staaten Arkansas, Alabama und Georgia in USA, und die Sowjetunion, mit je etwa 7–9%. Auch die größten Vorräte liegen in den Mittelmeerländern, schätzungsweise etwa $\frac{1}{3}$ der bekannten Vorräte. Große Vorräte finden sich auch noch in Guyana und der afrikanischen Goldküste. Sehr groß sind die Mengen der Aluminiumschiefertone in Mandschukuo, wo 120 Mill. t nachgewiesen sind und ab 1942 jährlich über 30 000 t Aluminium erzeugt werden sollen.

4. Adsorptionsfähige Tonerde-Magnesia-Eisensilikate (Walkererde, Bleicherden usw.).

Der in Tonen und Kaolinen vorkommende quellungsfähige Montmorillonit ($\text{Mg, Ca} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} + (4-5 \text{H}_2\text{O})$) kommt manchmal in Verwitterungsmassen, die z. T. aus basischeren Gesteinen entstanden, reichlicher vor. Auch die Verwitterungsprodukte vulkanischer Tuffe enthalten ihn reichlich, sie werden vielfach als „Bentonit“ bezeichnet. Ein anderes ähnliches, aber reichlich Eisen enthaltendes Mineral ist der Nontronit, ein ebensolches mit etwas mehr Mg ist der Beidellit. Ein Gemenge der verschiedenen Mineralien dieser Gruppe wird als „Bolus“ bezeichnet, auch „Bergseife“ ist etwas ähnliches. Endlich sind die mit Kieselsäure, Kalk und anderen Mineralien stärker verunreinigten Gemenge mit viel Montmorillonit und Nontronit einfach als „Walkererde“ bezeichnet worden.

Die genannten reinen Mineralien besitzen eine hohe Adsorptionsfähigkeit, die auf leeren Gitterebenen der Schichtgitter und auf der dadurch erzielten Quellbarkeit beruht. Sie können deshalb Fette aufsaugen und Farbstoffe und Gerüche adsorbieren. Sie kommen z. T. in mächtigen autochthonen Verwitterungskrusten und großen allochthon verschwemmten Schichten vor und haben in der chemischen Technologie eine große Bedeutung.

5. Dichte Magnesite („Gelmagnesit“).

Ultrabasische Gesteine und ihre autohydratischen Serpentine sind häufig an der Oberfläche von einem Gang- und Netzwerk und von knollenförmigen Massen schneeweißen dichten Magnesits durchzogen, der oft etwas Opal enthält, besonders in den obersten Lagen, aber sonst sehr rein ist. Er ist feinkristallin, nicht amorph, wie man früher geglaubt hatte, und wahrscheinlich gleich so entstanden, nicht als Gel. Es ist zweifelhaft, ob dieser Magnesit nur durch die atmosphärische Verwitterung entstehen kann, oder ob dazu größere Konzentrationen an hydrothermal zugeführten Kohlendioxyd nötig sind. Dieser Magnesit spielt als Rohstoff für hochfeuerfeste Massen eine wichtige Rolle. Fundpunkte sind z. B.: Kraubath in Steiermark, Bosnien, Südserbien; Inseln Euböa und Mytilene (wichtig!); Ural; Madras (Indien); Kalifornien.

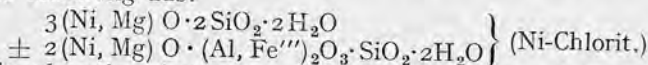
6. Nickelsilikate.

Bei der Verwitterung ultrabasischer Gesteine und der aus ihnen hervorgegangenen Serpentine kann sich das meist darin in Spuren enthaltene Nickel erheblich anreichern. Über die Natur der hier auftretenden Mineralien ist erst vor kurzem Klarheit erfolgt. Es finden sich drei typische verschiedene Mineralarten:

Pimelit: $3(\text{Ni, Mg})\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} + (2-3)\text{H}_2\text{O}$, hell- bis dunkel apfelgrün, specksteinartig dicht, im bergfeuchten Zustand seifig, an der Luft erhärtend. Wie Montmorillonit quellend.

Garnierit: $(\text{Ni, Mg})_6[(\text{OH})_6\text{Si}_4\text{O}_{11}] \cdot \text{H}_2\text{O}$ oder $3(\text{Ni, Mg})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Traubignierige Krusten, oft gebändert, smaragdgrün bis blaugrün. Ist ein Ni-Chrysotil.

Schuchardtite: $(\text{Ni, Mg, Al})_6[(\text{OH})_8(\text{Al, Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}]$, oder isomorphe Mischung aus:



Blättrig-schuppige Aggregate, talkartig, olivgrün, zeisigrün bis gelbgrün.

Diese Nickelhydrosilikate gehen durch Zunahme des Mg- und Verschwinden des Ni-Gehaltes lückenlos in die entsprechenden Mg-Hydrosilikate Talk (Sepiolith), Chrysotil (Serpentinasbest) und Antigorit bzw. Chlorit über.

Die reinen Nickelsilikate enthalten im Durchschnitt 15 bis 25% NiO, selten bis über 40%. Sie kommen als Trümer und Netzwerk oder als Bindemittel von Serpentinbrekzien oder endlich als Imprägnationen in einer „Roterde“ oder „Grauerde“ vor, die über dem Serpentin liegt und als dessen Verwitterungsprodukt anzusehen ist, und die aus Goethit, Kieselsäure und Magnesiahydrosilikaten besteht. In größerer Tiefe folgen häufig frische Peridotite oder Dunite. In ihnen und den Serpentinien ist nur ein Gehalt von 0,1 bis höchstens 1% NiO. Das nickelsilikatische Roherz enthält bis zu 7% NiO, so daß eine erhebliche Anreicherung stattgefunden hat. Auch kobalthaltiger Asbolan ist vorhanden. Diese nickelhaltigen Verwitterungszonen reichen bis 30 m unter Tage. Größere Lager-

stätten dieser Art sind neuerdings über den Duniten und Peridotiten des Ural bekanntgeworden, besonders im südlichen Ural bei Kalilowo, wo alte Verwitterungsrinden in Becken der präjurassischen Landoberfläche liegen. Hier sind die stärksten Nickelanreicherungen in einer untersten Verwitterungszone, in der gleichzeitig auch Kieselsäure stark angereichert ist, während die oberen Zonen ärmer und auch entkieselt sind. Andere Vorkommen hängen deutlich mit Spalten- und Ruschelzonen zusammen, entlang denen eine besonders starke und tiefreichende Verwitterung Platz gegriffen hat, und wo auch ähnlich wie in Neukaledonien Quarz-Eisenerzmassen sich gebildet haben, in denen die Nickelsilikate Trümer und Stockwerke bilden.

Die Vorräte im Ural sollen 6 Mill. t Erz mit etwa 300 000 t Nickel betragen. Die größte bekannte Lagerstättenprovinz dieser Nickelsilikate findet sich in Neukaledonien, wo in einem Peridotitgebiet von über 6000 qkm tausende von Einzellagerstätten sind. Nächste Sudbury ist Neukaledonien der wichtigste Nickellieferant. Eine kleine, aber für unsere Nickelversorgung im Weltkrieg wichtige Lagerstätte derselben Art ist in Frankenstein i. Schlesien.

7. Verwitterungsphosphate.

Im Lahngbiet liegen an manchen Orten dünne Decken apatitführender Tuffe und Eruptivgesteine („Schalsteine“) über Massenkalken; im Verwitterungsablauf wird die Kalkoberfläche verkarstet, die hangenden Schalsteine werden zerrüttet und sinken in die Karsthöhlungen. Die durch CO₂-Wässer in Lösung gegangene Phosphorsäure wird am Kalk als dichter erdiger, knolliger und konkretionärer Apatit wieder ausgefällt, wobei z. T. der Kalk verdrängt wird und bildet dann Rinden, Lagen und Nester von Phosphorit im Kalk und innerhalb der Verwitterungsmassen über dem Kalk, hauptsächlich in dessen Karsthohlformen. Diese Vorgänge fanden besonders in langen, durch intensives, z. T. tropisch-humides Klima gekennzeichneten Festlandzeiten statt, mit mehrfachen stärkeren Umlagerungen und wiederholten Anreicherungen.

Auch biogen entstandene Gesteine mit geringen Phosphatgehalten können in ähnlicher Weise innerhalb der Verwitterungszone zu Anreicherungen von Phosphoriten an unterliegenden Kalken Veranlassung geben. So in Belgien und an der Somme, wo phosphatführende Kreidemergel über Kreidekalken liegen, in Harrisburg in Pennsylvanien, wo der schwache P-Gehalt von Untersilurschiefern sich in der Verwitterungszone konkretionär anreichert. In der russischen Tafel oder in Florida, USA., reichern sich ärmere und an und für sich schon höherhaltige biogene Phosphorite in der Verwitterungszone noch besonders stark an, während eine Anreicherung armer Phosphatbänke im Jordangebiet an das Ausgehende von Verwerfungen geknüpft ist. In Nordbrasilien konnte in einem Lateritprofil über einem Diabas eine erhebliche Konzentration von Tonerde- und Eisenphosphaten festgestellt werden. — Endlich sei bemerkt, daß der als Edelstein geschätzte Türkis (ein Cu-Phosphat) ebenfalls eine durch Verwitterung veranlaßte Anreicherung in der Oxydationszone von sauren Ergußgesteinen und Tuffen darstellt.

8. Allgemeines über die Anreicherung von Eisenerzen und Manganerzen in festländischen Verwitterungszonen.

Eisenhaltige Mineralien werden bei der Verwitterung wahrscheinlich völlig in ihre Bausteine zerlegt, wobei das Eisen in Ionenlösung als Bikarbonat gelöst bleiben kann. Viel häufiger wird es in

Eisenhydroxydsol übergehen, da ja innerhalb der luftgefüllten Verwitterungszone oberhalb des Grundwassers mit der steten Gegenwart von Sauerstoff zu rechnen ist. Es ist schwach basisch, ist also positiv geladen, ebenso wie das Tonerdesol. Durch entsprechend konzentrierte Elektrolyte wird Eisenhydrogel ausgefällt. Auch durch das negativ geladene Kieselsäurehydrozol wird Eisenhydrogel ausgeflockt. Es ist hierzu in saurer Lösung viel Kieselsäure nötig, und es bilden sich bei dieser gegenseitigen Ausfällung gern nontronitartige Stoffe neben gemengten Gelen. In alkalischer Lösung scheidet sich dagegen kieselensäurearmes oder reines Eisenhydroxyd ab.

Auch durch bloßes Verdunsten des Lösungsmittels können sich die Eisenhydroxyde ausscheiden. Hierbei bilden sich in dichten tonigen Gesteinen oft um gewisse Kerne herum konkretionsartige Massen von der Art der „Bohnerze“, während in lockeren sandigen Schichten das Eisenhydroxyd sich um alle Körner herumlegt und diese allmählich ganz verkittet.

Das hierbei sich ausscheidende Mineral ist das α -FeO(OH), Nadeleisenerz oder Limonit, das in der Hauptsache die als „Brauneisen“ genannten Erze aufbaut.

Die genannten Vorgänge der Lösung und Ausfällung, die Arten, Formen, Mächtigkeiten und Gehalte der sich dabei bildenden Lagerstätten sind nun, da Eisenhydroxyd eine äußerst geringe Löslichkeit besitzt, in stärkstem Maße von der Temperatur, der Wassermenge und der Zeitdauer der Einwirkung abhängig. Damit spielt also das Klima zum Zustandekommen solcher Eisenverwitterungslagerstätten eine ausschlaggebende Rolle. Im kühlen Klima, wenn das ganze Jahr über viel Regen fällt, wenn ständig ein absteigender Wasserstrom im Boden sich bewegt und viel saurer Humus sich bildet, wird zwar viel Eisen in Lösung gehen, aber in der durchlüfteten Verwitterungszone wird sich nur wenig ausscheiden können. Eisenerzausscheidungen können hier vorzugsweise in wässerigen und zwar sauerstoffarmen Medien durch anorganische Ausfällung, häufiger aber durch Bakterien- und Algentätigkeit stattfinden. Die dadurch entstehenden Orsteine, Raseneisenerze, Sumpferze und Seerze werden im Abschnitt IV, 3 und 4 behandelt.

Eigentliche Verwitterungseisenerze sind vielmehr an Gebiete mit Wechselklima gebunden, wo während der Trockenzeit der Wasserstrom im Verwitterungsboden aufsteigt, die Feuchtigkeit verdunstet und Eisenhydroxyd in der Nähe der Erdoberfläche sich ausscheidet. Hierbei wird die Menge und Konzentration des neu abgeschiedenen Eisens um so größer, je mehr in der Regenzeit in Lösung ging, d. h. je höher die Temperaturen und je größer die Niederschlagsmengen waren, und ferner je schärfer ausgeprägt und vollständiger die Trockenzeit ist, während der das abgeschiedene Eisenhydroxyd völlig austrocknet und dadurch unlöslich bleibt. Die besten Lagerstätten dieser Art bilden sich also in den tropischen

und subtropischen Monsunwald-, Savannenwald- und Steppengebieten, während im Gebiet der tropischen Regenwälder wegen der fehlenden Trockenzeiten zwar eine intensive Auslaugung des Eisens, aber keine nennenswerte Abscheidung in der Bodenzone stattfindet und diese völlig enteisen wird. Dies gilt natürlich auch für die fossilen Erze dieser Art.

Mangan bildet unter solchen Umständen das Hydroxyd $Mn(OH)_4$, ebenfalls in Solform. Es ist aber schwach sauer und negativ geladen, weshalb bei Gegenwart beider Metalle gemengte Mangan-Eisensole sich gegenseitig ausflocken. Und zwar bilden sich abwechselnd manganreiche und manganarme Ausfällungen, so daß in den Erzen Schlieren und Linsen von überwiegenden Manganerzen mit solchen von vorwiegenden Eisenerzen fortdauernd wechselagern. Durch Altern und Wasserverlust, Schrumpfung und geringe Sammelkristallisation entstehen dann mulmigerdige, gemengte Eisen-Manganerze. Nach der ersten Ausfällung der gemengten Gele können noch zahlreiche Umlagerungen infolge verschiedener Löslichkeit der einzelnen Gele in den durchsickernden Verwitterungslösungen stattfinden. So wird öfters Mangan stärker ausgelöst und an anderen Orten in höherer Konzentration wieder ausgefällt werden können. Auch innerhalb der Lagerstätte selbst finden fort und fort solche Umlagerungen statt. Hierbei konzentriert sich das reine Manganoxyd gern in einzelnen erbsen- bis faustgroßen Knollen, während Eisen in disperser Verteilung bleibt und einen Eisen-Manganmulm bildet. Es können auf diese Weise fast reine Manganerze, oder reine Eisenerze, oder endlich Eisen-Manganerze entstehen.

Reine Verwitterungsmanganerze bilden sich natürlich auch dann, wenn in den Verwitterungslösungen von vornherein schon Mangan völlig überwog und Eisen fast fehlte.

Manche Eisen- oder Manganerze dieser Gruppe, die aus der Verwitterung basischer und ultrabasischer Eruptivgesteine hervorgehen, enthalten auch gewisse Mengen Cr, Ni, oder Co, die unter Umständen den Wert der Erze beträchtlich erhöhen (Süduural).

Die Formen der Lagerstätten wechseln etwas, ebenso ihre Ort sgebundenheit, je nachdem die Eisenhydrogele durch Fremdstoffe (Elektrolyte oder entgegengesetzt geladene andere Sole) in der Verwitterungslösung selbst ausgefällt wurden, oder ob sie durch Verdunstung des Lösungsmittels in der Trockenzeit innerhalb der lockeren Verwitterungsmassen sich ausscheiden. Der erste Fall liefert die Verwitterungserze auf Kalken und Schiefem vom sogenannten Hunsrücktypus. Im zweiten Fall liegen Lateriteisenerze, Basalteisensteine und Krusteneisensteine vor, wenn sie über Silikatgesteinen liegen, und Bohnerze, wenn sie über Kalken liegen.

9. Verwitterungs-Eisen- und Manganerze auf Kalken und Schiefern (Hunsrücktypus).

Die Erze vom Hunsrücktypus sind innerhalb eines größeren Lagerstättenbezirks meist an zahlreiche einzelne Hohlformen gebunden: Mulden, Taschen, Trichter, Kolke, Höhlengänge usw., die sich mannigfach verzweigen, teils unabhängig voneinander verlaufen, teils miteinander zusammenhängen. Diese Hohlformen sind in das feste Untergrundgestein eingesenkt. Als solches tritt meist Kalk oder Dolomit auf, oft Schiefer, seltener Sandstein und Quarzit. Am stärksten eingefressen sind die Lagerstätten auf dem Kalk oder an seiner Grenze gegen andere Gesteine (Karstformen), weniger scharfe Formen findet man auf den tonigen und den sandigen Gesteinen. Diese Hohlformen sind völlig ausgefüllt mit eingeschwemmten lockeren Verwitterungserzeugnissen. Meist sind es Tone mit Schmitzen von Quarzsand und Quarzgeröllen. Auch hereingebrochene völlig zersetzte und tonig aufgelöste Nebengesteinsmassen finden sich häufig. Die Erze selbst liegen dann in einzelnen Linsen und Schmitzen und unregelmäßigen Massen meist nahe der Sohle der Hohlformen, getrennt vom anstehenden Gestein durch einen schmalen Letten- oder Tonbelag. Auch weiter im Hangenden findet man manchmal noch Erzlinen eingelagert. Wo Kalk den Untergrund bildet, ist er an der Grenze gegen die überlagernden lockeren Massen stets dolomitisiert. In manchen Fällen ist er aber auch z. T. meterdick in Eisenspat umgewandelt (siehe S. 214). Die Schiefer sind oberflächlich meist gebleicht und lettig-tonig zersetzt, auch mit Eisen-Mangan-Mineralien imprägniert oder konkretionär vererzt.

Es müssen gewisse örtliche Bedingungen erfüllt sein, damit es zur Ausfällung und stärkeren Konzentration dieser Erze vom Hunsrücktypus kommt. Dazu gehört vor allem, daß die solführenden Grundwässer an solchen Orten, wo günstige Ausfällungsbedingungen gegeben sind, also z. B. an Kalken, sehr lange Zeit stagnieren. Dies ist immer dann der Fall, wenn die Oberfläche des Kalkes im ganzen gegenüber den Nebengesteinen muldenartig eingesenkt ist. In demselben Sinne wirkt natürlich auch jede schroff eingesenkte Karsthohlform des Kalkes. Dies im Verein mit der höheren Konzentration der Elektrolyte im Grundwasser von Kalkgebieten bewirkt, daß unter sonst gleichen Verhältnissen solche Lagerstätten vorzugsweise an Kalkzüge gebunden sind. Bei tonig zersetzten Schiefern dürfte in erster Linie die Adsorptionsfähigkeit dieser Zersetzungserzeugnisse für die Eisen- und Mangansole an solchen Stellen ausfällend wirken können, wo die Grundwässer längere Zeit stagnieren.

Oft wird die Frage nach der Herkunft des Eisens und Mangans in diesen Lagerstätten erörtert. Sicher ist, daß diese

Frage meist wohl nie zu entscheiden sein wird, und daß nur in wenigen Fällen gewisse Wahrscheinlichkeitsgründe für die Herkunft aus einem bestimmten Gestein sprechen. Die Verwitterungslösungen sind oft sehr weit gewandert und finden sich auch manchmal aus mehreren Herkunftsgebieten zusammen. Nur selten entstammen die Metallmengen der Lagerstätten einem dispers verteilten Metallgehalt des unmittelbaren Untergrundes, der durch Verwitterungs- und Ausfällungsvorgänge der beschriebenen Art gleich an Ort und Stelle konzentriert wurde.

Einen Sonderfall stellen Lagerstätten mit reichen Manganerzen in der Verwitterungszone manganhaltiger kristalliner Schiefer dar (Ostindien, Goldküste u. a. O., siehe S. 241). Sie sind der Hauptsache nach „Manganhüte“, gehören also zur Oxydationszone; z. T. sind sie auch etwas gewandert und würden hierher zu stellen sein.

Es gehören hierher eine Menge deutscher Lagerstätten, teils von reinen Mangan-, teils von Mangan-Eisenerzen: Lindener Mark, Oberrosbach und an anderen Orten am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges; auf dem Gebirge selbst an zahlreichen Orten: im Lahnggebiet, bei Waldalgesheim (Hunsrück), in der Soetenicher Mulde (Eifel), alle auf devonischen Kalken und Schiefen lagernd; ferner entsprechende Erze auf Zechsteinkalken im Spessart, Odenwald und im Kellerwald; endlich die sogenannten Alberze der Fränkischen Alb auf Kalken und Dolomiten des obersten Jura, sowie Brauneisenerze auf der obersten Trias im nördlichen Oberschlesien. Auch ein Teil der Amberger Erze gehört hier (vgl. aber S. 212).

In USA. kennt man ähnliche Brauneisenerze in Texas und an zahlreichen anderen Orten, ferner die Manganerze von Batesville in Arkansas u. a. O. Auch ein Teil der ostindischen und die neuerdings zu sehr großer Bedeutung gelangten Manganlagerstätten an der westafrikanischen Goldküste gehören hierher. Endlich ist die primäre Entstehung der wirtschaftlich sehr wichtigen Lagerstätten von Postmasburg in Südafrika hierher zu stellen, wenn sie auch später so tiefgreifend metamorphosiert wurden, daß sie erst im dritten Hauptteil näher zu besprechen sind (siehe S. 241).

Es ist zu bemerken, daß auf manchen Lagerstätten dieser Art das Eisen auch als Ocker, Eisenfarbton und in ähnlicher Form vorkommt, wodurch es als Farberde Verwendung findet (z. B. zahlreiche Orte in Bayern).

10. Lateriteisenerze, Basalteisenerze und Krusteneisenstein.

Die Lateriteisenerze hängen mit der Lateritisierung von Silikatgesteinen aufs engste zusammen (siehe S. 161). Sie finden sich vor allem auf basischen und eisenreichen Gesteinen, auf Gabbro und Basalten, weshalb sie auch wohl als „Basalteisensteine“ bezeichnet werden, und auch sehr häufig auf ultrabasischen Gesteinen, besonders auf Serpentin.

Bekannte Beispiele der Basalteisensteine finden sich im Vogelsberg, wo durch die tertiäre tropisch-humide Verwitterung der Eisengehalt großer Basalt- und Basaltuffmächtigkeiten ausgelaugt und an gewissen Stellen im

Gestein selbst schalig konzentriert wurde und hochhaltige Stückerze bildet. Diese Eisensteinkonzentration findet sich in langen schmalen schwach eingesenkten Mulden, die den ehemaligen Galeriewäldern entsprechen, während auf den mehr steppenartigen Hochflächen zu beiden Seiten es zur Bauxitkonzentration kam. — Ferner finden sich bei Kraubath (Steiermark) Lateriteisenerze auf dem dortigen Serpentin, die einer subtropischen früheren Verebnungszeit entsprechen. Ähnlicher Entstehung dürften die meisten sogenannten Lateriteisenerze sein, die in Zentralafrika, in Indien und Kuba weitverbreitet sind. Meist haben sie nur lokalen Eingeborenenbergbau hervorgerufen, nur in Kuba liegen ganz große und wirtschaftliche recht wichtige Lagerstätten vor, die auf Serpentin lagern. Ein geologisch älteres Beispiel sind die anscheinend recht bedeutenden Vorkommen von Kalilowo im Südrural, die auf Serpentin und anderen ultrabasischen Gesteinen liegen und aus der oberjurassischen tropischen Festlandsperiode stammen. Sie enthalten kleine Mengen von Cr, Ni und Co.

Krusteneisenstein nennt man Eisenkonzentrationen in tropisch-semiariden bis tropisch-humiden Gebieten, die auf allen möglichen Gesteinen durch ähnliche Konzentrationsvorgänge im Wechselklima entstehen. Auch sie werden bislang nur von Eingeborenen ausgebeutet, wenn auch ihre örtliche Bedeutung für zukünftige Industrialisierung mancher Teile Afrikas im europäischen Stil nicht auszuschließen sein wird.

In allen diesen Lagerstätten wurde der Eisengehalt im Gegensatz zu denen des vorigen Abschnittes aus dem unmittelbar unterliegenden Gestein bezogen und durch die genannten Vorgänge in der Verwitterungszone auf kleinem Raum und in hoher Konzentration angereichert.

11. Bohnerze.

Sie sind ebenfalls wieder wie die vorigen Bildungen aus aufsteigenden Verwitterungslösungen ausgefällt durch Verdunstung des Lösungsmittels in der Trockenzeit. Die Lösungen sind aber weitergewandert und das Eisen entstammt nicht dem unmittelbaren Untergrund. Ihre Besonderheit beruht darin, daß die Erze (stets nur Brauneisenerz) konkretionär (manchmal um Fossilreste) als rundliche, schalige Gebilde in einem eisenreichen Rückstandston oder einer terrestrischen Diskordanzverwitterungsrinde („terra rossa“, „Bolus“ oder „Huppererde“) liegen, eingesenkt in Trichtern und Schlotten von Kalken. Geringere Vorkommen sind außerordentlich häufig. Im Schweizer Jura haben diese Erze größere Bedeutung.

Bemerkenswert ist, daß die Bohnerze immer Vanadium, meist Arsen und häufig Schwermetalle wie Kupfer, Blei, Zink, Nickel und Kobalt in geringen Mengen führen, die durch ähnliche Vorgänge wie das Eisen konzentriert und ausgefüllt wurden.

Es ist noch zu bemerken, daß die Bildungen der vorigen Abschnitte 9, 10 und 11 vielfach ineinander übergehen und daß auch Mischformen untereinander vorkommen sowie mit Lagerstätten der Abschnitte IV u. VII. Trotzdem ist es zweckmäßig, zwischen den reinen Formen begrifflich einen Unter-

schied zu machen. Man wird meistens auf einer bestimmten Lagerstätte einen vorherrschenden Grundzug finden, der dann erlaubt, sie der Hauptsache nach einer der drei Gruppen einzugliedern.

12. Verwitterungslagerstätten anderer Schwermetalle.

Lagerstätten der Arten 9 und 10, in denen andere Schwermetalle außer Eisen und Mangan in wesentlichen Mengen angereichert sind, sind nicht bekannt. Dagegen kommen bohnerartige Konkretionen von Kupferglanz, Rotkupfererz und Malachit sowie Konkretionen der Blei-Zink-Vanadate Mottramit und Descloizit innerhalb lockerer sandig-tonig-kalkiger Ausfüllungsmassen von oberflächlichen Schloten, Trichtern und Höhlen in Kalken vor. Sie wurden — und zwar an getrennten Stellen — an zahlreichen Stellen im Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika, beobachtet. Die Vanadium-Lagerstätten, deren schon im Kapitel I, 4, gedacht wurde, sind wirtschaftlich sehr wichtig; Ähnliche Lagerstätten finden sich in Broken Hill, Nordrhodesia. Es sei auch an die Gehalte der Bohnerze an anderen Schwermetallen erinnert.

13. Konzentrationslagerstätten in Schuttgesteinen innerhalb von Becken mit arider Umgebung, allgemeines.

Es ist dies ein Typus, der weit verbreitet ist, einige ganz große Lagerstätten und eine Menge kleiner Vorkommen umfaßt. Trotz aller Verschiedenheiten im einzelnen sind doch unverkennbare gemeinsame Erscheinungsformen vorhanden; die Erze liegen als schichtige Imprägnationen oder als diffuse Verteilung in einzelnen Schichten stets sehr mächtiger terrestrischer innerkontinentaler Ablagerungen ariden Klimas, die von „klassierten Fanglomeraten“ über Arkosen, Sandsteinen zu tonigen Sandsteinen übergehen. Die ganze Serie hat meist Basisschichten von der Art der unaufbereiteten Fanglomerate. Es sind also echte Festlandsschuttmassen. Die Gesteine sind meist rot, rotbraun, aber die Erze liegen in Bleichungszonen, oft verknüpft mit Pflanzenresten („Häcksel“). Meist sind es Kupfererze, fast durchweg auffällig eisenarm, mit Tiefkupferglanz, Kupferindig, Buntkupfer, seltener Kupferkies und Pyrit; an anderen Stellen reine Silbererze, Hornsilber und Silberglanz; ein weiterer Typus enthält Vanadium-Uran-Radiumerze (Carnotit), ein letzter Bleiglanz, Pyromorphit, Anglesit, Cerussit und Zinkblende. Oft ist ein Gehalt der Erze an Kobalt vorhanden (aber ohne Nickel), auch Mangan, Molybdän und Selen kommen vor. Besonders kennzeichnend ist ein stets vorhandener Vanadiumgehalt. Sonstige Metalle fehlen. Die Erze bilden in der Regel Verdrängungen der Pflanzenreste mit noch sehr gut erhaltener Pflanzenstruktur, wenigstens in jüngeren Formationen. Die Zellstrukturen sind stets völlig undeformiert, ein Zeichen dafür, daß die Verdrängung des Holzes

unmittelbar nach der Einbettung vor seiner stärkeren Überlagerung vor sich ging. Alle Mineralien deuten auf sehr niedrige Entstehungstemperatur. Nichtmetallische Begleitmineralien kommen sehr spärlich vor und beschränken sich auf Schwerspat, Kalkspat und Gips. Die Lagerstätten sind entstanden in Gebieten mit aridem wüstenartigen Klima, in langen Verwitterungszeiten, wo der Gebirgsschutt in festländische, abflußlose Wannen und Senken zusammengeschwemmt wurde und durch Schichtfluten allmählich aufbereitet wurde. Waren in dem Untergrund der umliegenden Gebirge und Hochgebiete Erzgänge oder erzführende Gesteine, so mischten sich deren Rollstücke und Verwitterungsprodukte mit dem Schutt. Es entstanden zunächst Rollerzlager. Meistens wurden aber die Erzminerale rasch völlig aufgelöst. Die Grundwässer solcher ariden Becken sind ja immer reich an Sulfaten und Chloriden, so daß die genannten Metalle als Sulfate oder Chloride leicht in Lösung gehalten und weit transportiert werden konnten, auch wenn ab und zu freier Sauerstoff dazu trat. Nur Eisen wurde dann immer wieder als Hydrogel ausgefällt, so daß es sich im ganzen Becken ziemlich gleichmäßig als Überzug der Quarzkörner und Tonteilchen absetzte und so die gleichmäßige rote und rotbraune Färbung der Schuttsedimente erzeugte. Die anderen Schwermetalle, vor allem das Kupfer, konnten aus der fast völlig enteisenen Restlösung aber erst durch stärker reduzierend wirkende Agentien ausgefällt werden. Als solche wirkten die Pflanzen- und Holzreste, und zwar wahrscheinlich die an ihnen haftenden Bakterien des Schwefelkreislaufes durch den von ihnen entwickelten aktiven Schwefelwasserstoff. Häufig wurde zuerst Pyrit, Kupferkies oder Buntkupfer ausgefällt, die dann weiter als Reduktionskeime für spätere Kupferlösungen dienten, und die dann zuletzt fast völlig von Kupferglanz verdrängt wurden. Lange Zeiten hindurch wurden auf diese Weise ganz geringe Metallgehalte aus den Grundwässern auf kleiner Mächtigkeit konzentriert. Es geschah dies entweder gleichzeitig mit dem Absatz der Erzneben-gesteine, oder bald danach, oder aber auch vielleicht sehr viel später. Je nach Charakter und späterem Schicksal dieser Sedimentations-senken, nach Art und Menge der Niederschläge, nach späteren epirogenetischen Bewegungen und tektonischen Zerstückelungen mußte die Art der Lagerstätten im einzelnen noch verschieden werden. Entsprechend der langen Dauer der Einwirkung der Oberflächen-faktoren konnten fort und fort neue Umlagerungen des Metallgehaltes vorkommen, auch leichtere oder stärkere Metamorphose konnte einwirken, so daß häufig der Erzinhalt oft ganz verschiedene Erscheinungsformen zeigt. Dieser Typus geht also einerseits aus der ortsgebundenen Oxydations- und besonders Zementationszone anstehender Lagerstätten hervor und hat besonders manche Übergänge zu den sekundären Verwitterungszonen der „disseminated copper ores“. Andererseits geht er über zu Lagerstättenformen, bei denen

der Metallgehalt eines ariden verwitternden und schutterfüllten Hochgebietes in mehr oder weniger abgeschlossene binnenländische oder marine Becken geführt wird und dort zur Ausfällung gelangt. Es sind dies schichtige Lagerstätten vom Typus des Kupferschiefers und der Kupfermergel (siehe Kap. IV, S. 200).

Solche Übergänge und die erwähnten inneren Erzverdrängungen und Verdrängungen von Nebengesteinsmineralien durch Erzmineralien, — die bei den geschilderten mannigfachen Vorgängen dieses Ablaufes gar nicht verwunderlich sind, haben einseitige Erzmikroskopiker, die die ganze geologisch-stratigraphisch-fazielle Eigenart dieser Lagerstätten nicht übersahen und berücksichtigten, immer wieder zu dem Trugschluß geführt, als wären die Erze „epigenetisch“ eingewandert und dann — ein weiterer Trugschluß! — müßten sie hydrothermalen Ursprungs sein. Dagegen spricht ganz entschieden die Summe sämtlicher geologischer und auch mineralogischer Erscheinungsformen. Aber auch reine Tektoniker ließen sich zu sehr von einer scheinbaren Beziehung zwischen späterer Tektonik und heutiger Erzverteilung verblüffen, ohne die gerade bei diesem Typus direkt zu erwartenden sekundären Umlagerungen zu berücksichtigen, die selbstverständlich von den späteren tektonischen Zerstückelungen abhängig sind.

14. Aride Kupfer-Konzentrationslagerstätten (Red Bed-Typus).

Im Red Bed-Typus ist das Hauptmineral Tiefkupferglanz, mit Verdrängungsresten von Pyrit, seltener Kupferkies oder Buntkupfer. Pyrit tritt manchmal auch selbständig meist in Form radialstrahliger Konkretionen oder kleiner Kügelchen, seltener als idiomorphe Kristalle, auf. In den durchlässigen Nebengesteinen ist eine oberflächliche Umwandlung in Malachit, seltener Kupferlasur, bis in größere Tiefen weit verbreitet. Die Erze bilden meist „Hieken“, d. h. erbsen- bis nußgroße, selten größere rundliche oder plattige Massen. Sie zeigen erzmikroskopisch durchweg noch Pflanzenstrukturen, oft bis zu starken Vergrößerungen die intimsten Einzelheiten in großer Schönheit und Klarheit, wobei die Zellen aber stets undeformiert sind. Die Holzstücke, die vor der Vererzung keinem Belastungsdruck ausgesetzt waren, der sich sonst meist bemerkbar macht, sind also sehr früh, unmittelbar nach der Einbettung an ihre jetzige Stelle, vererzt worden. Inkohlte Holzreste sind auch noch öfters, mindestens mikroskopisch vorhanden; als Extremfall sind auch Kohlenschmitzen und ganze Kohlenlager bekannt, die Kupfererze enthalten (Niederschlesisch-böhmische Grenze, siehe unten). Die Kupfererze sind auf einzelne, dezimeter- bis meterstarke ausgebleichte Lagen, Schichten und Linsen beschränkt, die oft auskeilen, dann in derselben Lage wieder ansetzen, auch sind wohl mehrere Lagen übereinander vererzt. Stets sind aber die Erze so

sparsam verteilt, daß der Kupfergehalt der Erzlinsen meist sehr niedrig ist, während die ausgewaschenen Erze wegen des überwiegenden Kupferglanzes recht hohe Gehalte zeigen können.

Das Kupfer stammt aus Hochgebieten, in denen sich ältere Kupfererze befanden, deren Abtragungsschutt in Sammelbecken verfrachtet wurde. Diese Liefergebiete sind manchmal durch regelmäßige Abnahme des Kupfergehaltes (wie im Ural-Vorland) oder anderer Metalle (wie des Arsens im niederschlesisch-böhmischen Gebiet) festzustellen, auch durch sedimentpetrographische Verfahren. In anderen Fällen ist es aber schwieriger.

Diese Kupferlagerstätten sind in den festländischen innerkontinentalen semiariden bis ariden Formationen in Mittel- und Osteuropa weit verbreitet, also im Rotliegenden, Buntsandstein und z. T. auch im Keuper. Die Vererzungen sind aber überall so unregelmäßig und ungleichmäßig verteilt, und die Gehalte sind so gering, daß, wenigstens unter den heutigen Verhältnissen, die Lagerstätten kaum irgendwo bauwürdig sind. Es seien genannt:

Niederschlesisch-böhmische Grenze; Gebiet zwischen Schatzlar, Albendorf und Wernersdorf, in den oberkarbonisch-permischen Grenzschichten des Waldenburger Kohlenbeckens. Über dem eigentlichen Kohlenflöz sind hier stellenweise schwache Kohlenschmitzen mit Kupfererzen. Die Kohlen selbst und ihre Zwischenmittel enthalten 0,6—2 % Cu in Form von feinkörnigem Tiefkupferglanz, der an der Oberfläche in Malachit umgewandelt ist. Bei Wernersdorf sind die Kupfererze in Form von Schnüren, Hieken und Imprägnationen in hellgrün gebleichten Lagen der roten tonigen Sandsteine. Man konnte für die Kohlen-Kupfererze die Zufuhrrichtungen der Abtragungsprodukte aus dem östlichen Riesengebirge in das innersudetische Becken feststellen, wo ältere Kupfer-Arsenkiesgänge abgetragen wurden. Der Arsengehalt ist am Gebirgsfuß am größten und nimmt mit wachsender Entfernung immer mehr ab.

Im Rotliegenden der Pfalz (Nahegebiet) enthalten die unteren Porphyre und Melaphyre an zahlreichen Stellen hydrothermale Kupfererze, während die jüngeren oberrotliegenden Schiefertone an mehreren Stellen flächenhaft entwickelte Schichten und Lagen mit Kupferglanz, der Pflanzenstruktur aufweist, enthalten (z. B. Göllheim am Donnersberg).

Im Verrucano (= Rotliegenden) der helvetischen Decken der Alpen sind Spuren von Kupfererzen (mit Silber und Uran) bekannt, und wurden am Walensee und im Bündneroberland zeitweise abgebaut.

Permische Kupfersandsteine im westlichen Uralvorland. Hier liegen über permokarbonen gipsführenden tonigen Kalken ausgedehnte Rote Sandsteine mit zahlreichen Pflanzenresten (meist Ullmannia), die durchweg in Kupfererze, meist Kupferglanz, umgewandelt sind. Auch Imprägnationen kommen vor. Es sind mehrere nicht streng horizontbeständige Flöze, die eher als lange Linsen zu bezeichnen sind, von 0,5—2 m Mächtigkeit, gebleicht, mit 2—3 % Cu, örtlich bis 6 % Cu. Sie sind in den Bezirken Perm, Ufa, Orenburg, Wjatka, Kasan und Samara weit verbreitet. Der Kupfergehalt ist in der Nähe des Ural am größten und nimmt mit wachsender Entfernung so ab, daß er in 500 km ganz aufhört. Die Erze wurden im 19. Jahrhundert so gewonnen und auf mehreren Hütten verschmolzen. Auch in der Ukraine finden sich ähnliche Lagerstätten.

Im Buntsandstein des Saargebietes (St. Avoild, Wallerfangen) und von Waldeck, ferner in Sandsteinen des Unteren Keupers bei Manchester in England sind ganz ähnliche Lagerstätten.

Kupfererze in den Red-Beds der Staaten Utah, Colorado, Arizona, Neumexiko, Texas und Oklahoma in USA. Die Red-Beds sind eine mächtige ununterbrochene terrestrisch-aride Schichtenfolge von meist grell rot gefärbten Fanglomeraten, Arkosen, Sandsteinen, Schiefer-tonen und Mergeln, die vom Perm bis in den oberen Jura, z. T. sogar vom Karbon bis in die Kreide reichen. Sie liegen horizontal, und sind nur schwach epirogenetisch zerbrochen. In permischen und triassischen Gesteinen wurde Kupfer konzentriert, während die genetisch analogen Vanadium-Uran-Konzentrationen in den jurassischen Abteilungen sind. Eine bestimmte Erzschrift reicht selten über große Gebiete, wenn auch gewisse Horizonte meist bevorzugt sind. Meist sind es Linsen und kürzere schichtige Vererzungen, stets wieder pseudomorph nach Pflanzenresten und Holzstücken. Schwerspat, Kalkspat und Gips als Begleitminerale sind nicht selten. Das Kupfer stammt aus den Hochgebieten der präkambrischen Unterlage, die z. T. noch heute als Aufbuckelungen („uplifts“) an verschiedenen Stellen sichtbar sind. Verschiedene spätere Umlagerungen wurden beobachtet. — In früheren Zeiten wurden die Lagerstätten vielfach abgebaut und im ganzen daraus etwa 5000 bis 6000 t Kupfer gewonnen.

15. Aride Silber-Konzentrationslagerstätten.

In den Red-Beds in Utah sind an mehreren Stellen in genau derselben Weise wie von den eben erwähnten Kupfererzen beschrieben wurde, auch beinahe reine Silbererze bekannt, als Vererzungsmittel verkohlter Pflanzenreste und Holzstücke. Unter dem Grundwasserspiegel ist Silberglanz, ged. Silber und etwas Kupferglanz vorhanden, in der Oxydationszone selenhaltiges Hornsilber neben geringen Mengen Malachit und Vanadaten. Verkieselte Stammstücke sind silberfrei.

Die Erze vom Silver Reef, Utah, sind in mehreren Lagern von 17—23 m Mächtigkeit enthalten, und sind darin an die Pflanzenreste in unregelmäßigen Anreicherungen gebunden. Die eigentlichen Erze sollen 0,26 % Ag und 0,23 % Se enthalten. Es wurden zwischen 1875 und 1909 über 225000 kg Silber dort gewonnen.

In Brush Creek wurden in der gleichen Zeit etwa 4000 kg Silber und 3500 kg Kupfer und in Eagle in Colorado von 1913—1918 6300 kg Silber gewonnen.

16. Aride Uran-Radium-Vanadium-Konzentrationslagerstätten (Carnotitlagerstätten).

Die genannten Metalle sind an das Mineral Carnotit $K_2O \cdot 2UO_2 \cdot V_2O_5 \cdot 3H_2O$ gebunden, das der Gruppe der Uranglimmer angehört, und das 50—65 % UO_3 und 18—20 % V_2O_5 enthält. Es bildet das spärliche Bindemittel von Sandkörnern und das Versteinerungsmittel von Pflanzenresten, ist in Tongallen sehr viel stärker angereichert und findet sich auch oft als kleine Konkretionen. Die Nebengesteine sind mürbe Sandsteine oder festere Kristallsandsteine und kommen meist als Linsen in anderen sandigen und schiefrigen Gesteinen derselben Fazies vor. Solche ab und zu vorkommenden Linsen sind 100 und mehr Tonnen groß und enthalten im Durchschnitt bis zu 5,6 % UO_3 , 8 % V_2O_5 und 2,6 g Ra-

dium. Diese Erze finden sich nur in gewissen jurassischen Abteilungen der Red Beds.

In ähnlichen Gesteinen findet sich an verschiedenen Orten in Colorado als Bindemittel der Quarzkörner das grüne Glimmermineral Roscoelit, ein Muskowit, bei dem der größte Teil der Tonerde durch Vanadiumoxyd ersetzt ist.

Außer diesen Hauptmineralien sind noch eine Anzahl seltener und z. T. nur unsicher definierte Vanadate, Uranate und Uranvanadate dort bekannt.

Die Mächtigkeit der Linsen und imprägnierten Schichten geht bis 10 m, sehr selten mehr. Die Carnotiterze haben etwa 2,5—3% V_2O_5 und 1—3% UO_3 , die Roscoeliterze haben etwa 1% V_2O_5 .

Die Hauptvorkommen finden sich auf dem Colorado-Plateau im Südteil der Grenze zwischen den Staaten Colorado und Utah. Einzellagerstätten sind in Colorado: Rifle, Vanadium, Placerville und in Utah: Urawan, La Sal Mountains, San Rafael, Thompson und Henry Mts. Im ganzen Gebiet sollen noch 3000 t Vanadium in den Erzen enthalten sein. Bei der Aufbereitung entstehen sehr große Verluste, auch ist die Verhüttung sehr schwierig. Bis 1933 wurden etwa 200 g Radium gewonnen.

In demselben Sandstein kommt auch — getrennt von den Uranvanadaten, aber in derselben Weise, — der grüne Chromglimmer Mariposit vor.

Es muß noch bemerkt werden, daß man in terrestrischen Sandsteinen und Schiefertönen ähnlicher Art in den verschiedensten Formationen nicht selten kleine Körnchen von Vanadiummineralien findet, die an grüne Bleichungshöfe und Bleichungszonen gebunden sind.

In einer Anzahl von Stellen wurde in den permischen Sandsteinen westlich des Ural in gleicher Weise Wolchonskoit, ein chrom- und phosphathaltiger Vermiculit-Chlorit, gefunden.

Alle diese Schwermetallanreicherungen sind zweifellos in gleicher Weise innerhalb der ariden Schichtfolge entstanden. In Colorado und Utah kennt man kleine Uranpecherzvorkommen in dem unterlagernden Grundgebirge.

17. Aride Blei- und Zinkkonzentrationslagerstätten (Knottenerze, Typus Mechernich.).

Am Nordrand der Eifel in einem 10 km langen und 1—2 km breiten Streifen zwischen Commern und Mechernich im NO und Call im SW findet sich im Hauptbuntsandstein die bedeutendste Bleilagerstätte Deutschlands. Die Bleierze, zu denen örtlich noch kleine Mengen Zinkerze kommen, liegen in mehreren, häufig nicht niveaubeständigen Flözen übereinander innerhalb etwa 20 m mächtiger mürber schneeweißer gebleichter Sandsteine und Konglomerate. Die Sandsteine sind grobkörnig, oft kreuzgeschichtet, hin und wieder mit mehr tonigen Lagen und Linsen. Die damit wechselagernden Konglomerate enthalten z. T. ungewöhnlich große, faustgroße und noch größere, stets aber sehr gut gerundete Gerölle. Sehr häufig findet man in den vererzten Konglomeraten Gangquarz als Geröll, noch mit ausgelaugten Hohlräumen, in denen sulfidische Erze und Karbonate als Gangarten saßen, besonders Bleiglanz, manchmal noch in zerfressenen Resten erhalten, z. T. auch neu-

gebildet. Die Erzlagen im Sandstein sind häufig nicht regelmäßig schichtig, sondern linsenförmig; oder auch mit ganz unregelmäßigen Ausbuchtungen ins Hangende oder Liegende. Der hangende sandige Buntsandstein ist rot und erzfrei. Das ganze Gebiet ist tektonisch ungemein stark zerbrochen und gestört, oft sind bis ins Einzelne die Sandsteine und Konglomerate von zahlreichen Klüften, Harnischen, Fiederspalten, steilen Verwerfungen mit Rutschstreifen und Blattverschiebungen durchzogen, die sich sogar noch bis in die Einzelgerölle und einzelnen Sandkörner verfolgen lassen. Das ganze Gebiet gehört einer großen Flexurzone an.

Die Erzminerale sind hauptsächlich Bleiglanz, selten und spärlich Pyrit, Kupferkies und Bravoit (Nickelpyrit). Nur in einzelnen Revieren tritt auch Zinkblende in größerer Menge auf. Neben Bleiglanz kommt auch vielfach Cerussit, Anglesit und Pyromorphit vor. Häufig sind Pseudomorphosen von Cerussit oder Pyromorphit nach Bleiglanz, ebensooft wird aber auch der umgekehrte Fall beobachtet, daß Bleiglanz wieder pseudomorph Cerussit oder Pyromorphit verdrängt hat. Auch finden sich kleine Massen von Brauneisen und Cerussit in solcher Form, daß sie als oxydierte Erzgerölle anzusprechen sind. Alle Bleierze, die sulfidischen sowohl als auch die oxydischen, finden sich als Überzüge von Geröllen, ferner als diffuse Imprägnation, die manchmal bis zu einem reinen Bindemittel der Quarzkörner und Gerölle sich anreichert, zumeist aber in der Form der Knotten, 1—5 mm großer konkretionärer Bleiglanzkörner, häufig aus einem Kristallindividuum bestehend, das mehrere Quarzkörner fest verkittet. Diese sind deutlich angeätzt. Kleine Trümchen voll Bleiglanz setzen auch wohl quer durch, die Verwerfungsflächen sind mit neuen Bleierzen austapeziert, aber in ihrem Verlauf wurden Knotten auch zerrieben. Im allgemeinen werden die Flöze aber durch die Verwerfungen versetzt. Die Fiederspalten enthalten dagegen gern jüngere Erze.

Alle Beobachtungen zeigen, daß der Erzgehalt vielfach und oft umgelagert wurde, daß mehrere Male sulfidische Erze oxydiert, oxydische Erze wieder reduziert wurden, und daß dabei auch Wanderungen des Metallgehaltes, z. T. bis in die jüngste Zeit eingetreten sind, wie man in den älteren Bauen sehen konnte. Einzelbeobachtungen über Beziehungen der heutigen Vererzung zur Tektonik können somit für die ursprüngliche Genesis nicht als beweisend herangezogen werden. Maßgebend dafür ist der ganze allgemeine fazielle Charakter: das Gebundensein der Erzführung im Großen an arid-terrestrische Buntsandsteinschichten, die in ungewöhnlich hohem Grad Stücke und Material aus Quarzgängen des Rheinischen Schiefergebirges enthalten. In der Eifel und im Aachener Gebiet sind heute ja noch eine große Menge solcher älteren Quarzgänge mit Bleiglanz, Zinkblende u. a. bekannt (vgl. S. 90). Ihr Inhalt stimmt genau überein mit den zahlreichen Geröllen, die in halb- oder ganz

ausgelaugtem Zustand heute noch vielfach in den dortigen Erzflözen gefunden werden. Daß der andere Erzgehalt sich in den Schichten selbst damals schon niedergeschlagen hatte, ist doch nur zu wahrscheinlich. Wohl mag er in der Folge immer wieder in diesem kritischen tektonischen Gebiet, infolge dieser Tektonik und der dadurch vermittelten starken Wasserzirkulation, die auch heute noch dort zu bemerken ist, aufgelöst, neu wieder abgesetzt, oxydiert, reduziert und wieder oxydiert worden sein, im ganzen aber blieb er — vielleicht auch gerade wieder wegen dieser tektonischen Gebiete — in ihm gefangen und festgehalten und konnte nicht über die Randspalten hinaus transportiert werden. Das ist jedenfalls die logischste, natürlichste und ungezwungenste Erklärung. Wo käme sonst ein magmatischer Zyklus, der solche Vererzungen geliefert hätte, nach der Buntsandsteinzeit her? Und wieso dieser einzigartige monotone Metallcharakter, den wir sonst im magmatischen Zyklus gar nicht kennen?

Die Lagerstätten sind seit uralten Zeiten bekannt, sie wurden schon von den Römern abgebaut, und vorher wahrscheinlich von den Kelten. Bei Call sind tausende uralte Reifenschächten. Der gegenwärtige Bergbau fing 1629 an. Er wird vielfach unterirdisch betrieben, aber auch in mehreren großen Tagebauen. Das Roherz enthält etwa 1% Pb und wird naßmechanisch aufbereitet und zu sehr gutem Hüttenweichblei verhüttet.

Ganz ähnlich sind die Lagerstätten von Freihung in der Oberpfalz, die an lockere Kaolinsandsteine des Keupers gebunden sind und nur Bleierze enthalten. Sie wurden vor kurzem wieder aufgewältigt.

18. Die Kupfererze von Nordrhodesia und Katanga (Belgischer Kongo).

Beide aneinandergrenzende Bezirke bilden zusammen wohl die größte bekannte Kupferlagerstätte. Es sind schichtige auf hunderttausende von Quadratkilometern verbreitete Vorkommen in einer schwach metamorphosierten wohl präkambrischen Schichtenfolge. Die Erzträger sind in Nordrhodesia Glimmersandsteine, Quarzite und gebänderte Schiefer mit schwachem Dolomitgehalt, die nach Norden zu, in Katanga immer mehr in Dolomite, Dolomitschiefer und Hornsteindolomite übergehen. Unterlagert werden sie von Fanglomeraten und mehr oder weniger klassierten Fanglomeraten, überlagert von chemischen Ausscheidungsgesteinen, Kalken und Dolomiten, die aber aus festländischen Endseen, nicht aus dem Meer ausgeschieden sind oder als Oberflächenkalke entstanden sind. Die Schichten sind in Nordrhodesia mäßig gefaltet. In Nordrhodesia ist der Erzhorizont an der faziellen Stelle, wo die unklassierten liegenden Fanglomerate und Schuttgesteine von gleichmäßig klassierten, mittel- bis feinkörnigen, gut geschichteten und dolomithaltigen Sandsteinen und Glimmerquarziten überlagert werden. Die Erzsichten sind niveaubeständig in bezug auf eine strati-

graphische Schicht, die aber von Ort zu Ort wechselnd die verschiedenste petrographische Fazies aufweisen kann, die verschieden ist in bezug auf Porosität, Korngröße, Kornform, Schieferigkeit, Dolomit-, Glimmer-, Feldspat- und Quarzgehalt. Als Erzminerale kommen nur Kupfersulfide mit spärlichem Kobaltkies vor, andere fehlen. Sie sind epimetamorph umgebildet in Hochkupferglanz, graphische und lamellare Verwachsungen von Hochkupferglanz und Buntkupfer mit Entmischungen. In kleinen Sekretionsklüftchen, die aber nur im Erzhorizont vorkommen, sind diese Sulfide zusammen mit Adular und Bergkristall eingewandert.

Die Mächtigkeit des Erzhorizontes beträgt 10—15—20 m und mehr, ärmere und reichere Lagen kommen darin vor. Je nach örtlichen und zeitlichen Bedingtheiten wird als abbauwürdige Mächtigkeit 4—6 m, sogar bis 14 m angegeben. Die Gehalte betragen im Durchschnitt 3,5—4% Cu, örtlich bis 6—7%, dazu noch in weiten Gebieten bis 0,5% Co, das auch gewonnen wird.

In Katanga herrscht eine wesentlich kompliziertere Tektonik mit engen langgezogenen disharmonischen Falten, Überfaltungen, Überschiebungen und Deckschollen mit starken und mächtigen Ruschel- und Brekzienzonen. Die primären sulfidischen Erze, die an verschiedenen Stellen erbohrt sind, werden noch nirgends abgebaut, sie enthalten Kupferkies nebst etwas Kobaltkies in Dolomit und Dolomitschiefer, und dürften wohl 4—5% Cu nebst etwa 1% Co enthalten. Die seither abgebauten Erze sind fast ausschließlich ungewöhnlich reiche Oxydationserze. Das Klima an der Grenze tropisch-semiarid zu tropisch-humid, die uralte zentralafrikanische Landoberfläche, auf der die oxydierenden Vorgänge lange Zeiten hindurch ungestört wirken konnten, das tektonisch stark gestörte zerklüftete Nebengestein, die starken jahreszeitlichen Schwankungen des Grundwasserspiegels, wodurch auch noch unter dem mittleren Stand wegen der starken Sauerstoffdiffusion eine völlige Oxydation eintrat, und endlich das karbonatische Nebengestein, das die Metallwegfuhr verhinderte und die sofortige Ausfällung der Kupferkarbonate bewirkte: all dies wirkte zusammen und schuf jene ungewöhnlich reichen, mächtigen und hochhaltigen Erze. Sie sind vor allem auch in die klüftigen, ausgelaugten, verkarsteten, verkieselten und brekziösen Nebengesteine eingewandert, und füllen dort Poren, Höhlungen und ganze Höhlen fast ganz. Hauptmineral ist Malachit, daneben finden sich Kupfersilikate, Kupferphosphate, dann schwarze bis kaffeebraune pulvrig-erdige Massen aus Kupfer- und Kobaltoxyden mit etwas Brauneisen und Pyrolusit, auch reine Kobaltoxyde (Heterogenit und Stainierit). Die Durchschnittsgehalte sind 10—12% Cu und 1—3% Co.

Die Entstehung dieser großen Lagerstätten ist umstritten. Die angloamerikanische Schule faßt sie als hydrothermal auf, ich selbst zähle nach eingehender Untersuchung an Ort und Stelle

sie zu den ariden Konzentrationsbildungen. Grundlegend für die Beurteilung ist die terrestrisch-aride Fazies der Nebengesteine und der Umstand, daß der ursprüngliche Mineralbestand epimetamorph umgeprägt wurde, weshalb die heute vorliegenden Erzminerale nicht zur Beurteilung der Entstehung des primären Bestandes herangezogen werden können. Der Metallinhalt stammt aus den damaligen Grundwässern während der Aufhäufung der Sedimentserie, die die Verwitterungsprodukte der ungeheuer zahlreichen (heute noch z. T. sichtbaren) Kupferkies-Pyrit-Gängchen des liegenden Grundgebirges enthielten. Wahrscheinlich wirkten anfänglich noch unaufgelöste Sulfidreste innerhalb einer Schicht als Ansatzkeime für die Ausfällung des Kupfers und Kobalts und es konnten sich so lange Zeiten hindurch die Metalle anreichern. Gegen eine hydrothermale Bildung spricht die einseitige und in der magmatischen Abfolge durchaus ungewöhnliche und einzigartige Metallvergesellschaftung Kupfer-Kobalt, wozu noch ein ständiger Vanadiumgehalt tritt, und das Fehlen eines jüngeren Granits. — Der heutige Mineralbestand der Erze ist epimetamorph, insbesondere gehören auch die erwähnten Sekretionsgängchen zur metamorphen Abfolge („Pseudopegmatite“, siehe S. 247).

Der ganze Kupferbezirk Nordrhodesia-Katanga enthält mit beinahe 30 Mill. t Kupferinhalt der Lagerstätten etwa ein Viertel der Weltvorräte. $\frac{3}{4}$ entfallen auf Katanga. 1938 förderte Nordrhodesia etwa 300000 t, das entspricht dem ganzen deutschen Kupferbedarf, und 11 % der Weltproduktion, dazu noch rund 1500 t Kobalt, d. h. über ein Drittel der Weltproduktion. In Katanga sind über 60 Erzkörper, von denen 7 in riesigen Tagebauen ausgebeutet werden. 1938 wurden hier 160000 t Kupfer = 6,5 % der Weltproduktion, erzeugt, dazu noch 1750 t Co = 40 % der Weltproduktion. Der Gesamtbezirk erzeugte also 1938 17 % des gesamten Kupfers und 74 % des Kobalts. Schwefelsäurefabriken usw. sind vorhanden.

19. Terrestrische Salze.

In den abflußlosen Wannen und Endseen der ariden Klimagebiete sammeln sich zuletzt auch eine größere Anzahl leicht löslicher Salze der Alkalien und Erdalkalien, die in Form konzentrierterer Lösungen angereichert werden oder auch durch Verdunstung im festen Zustand abgeschieden werden können. Neben Kalk, Anhydrit und Gips sind es besonders Steinsalz, Natriumkarbonate (Soda, Thermonatrit, Trona, Gaylussit), Sulfate (Glaubersalz, Bittersalz), Borate (Borax, Colemanit, Pandemit), und endlich Nitrate (Salpeter, zusammen mit Jodaten). — Sie haben z. T. eine sehr erhebliche wirtschaftliche Bedeutung, besonders die Borate und Nitrate, brauchen aber in diesem Buch nicht näher behandelt zu werden.

IV. Ausscheidungslagerstätten in Binnengewässern und im Meer.

Es handelt sich hier um „Fernausscheidungen“, und zwar um chemisch-biochemische Sedimente, deren Stoffe in Verwitterungslösungen gelöst waren, aber vom Verwitterungsort viel weiter weg

transportiert sind und nach mannigfachen Schicksalen, häufig auch nach wiederholten Umsetzungen, in binnenländischen Oberflächengewässern oder im Meer ausgefällt wurden. Die ausfallenden Argentien sind teils anorganischer Art, zum überwiegenden Teil aber biochemischer Herkunft. Sie wurden von lebenden Organismen ausgeschieden oder rühren von verwesenden Organismen her. Auch Fällungen unmittelbar durch den Lebensprozeß der Organismen selbst kommen vor. Der Ort dieser Bildungen ist vor allem das Meer, einerseits seine flacheren, sauerstoffreichen Randteile, oder aber die tieferen sauerstofffreien Schichten mehr oder weniger abgeschnürter Meeresbecken, aber auch Binnengewässer, Seen und Sümpfe.

In den Erzlagerstätten dieser Gruppe treten oxydische Eisen- und Manganerze auf, sodann sulfidische Erze, vor allem von Eisen und Kupfer.

Eine allgemeine Übersicht über die Bildung der oxydischen Eisenerze dieser Gruppe ist enthalten in:

B. Brockamp u. Gen.: Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten. Arch. f. Lagerstättenforschung. Heft 75. 1942. Besonders S. 16—57, 176—180.

1. Allgemeines über die Ausfällung oxydischer Eisenerze in Binnengewässern.

Die festländischen Oberflächengewässer sind in den Gegenden, wo viele Seen sind, meist sehr elektrolytarm (alte Gletschergebiete, viel Rohhumus) und sind in bezug auf den Eisengehalt ganz besonders verdünnt. Sie gehören alle dem humiden Klimabereich an und liegen überwiegend in den gemäßigten bis kalten Gebieten, doch sind auch ähnliche Bildungen aus den feuchten Tropen nicht unbekannt.

Aus solchen Lösungen scheidet sich nun unter bestimmten Verhältnissen Eisenhydrogel in größeren Anreicherungen aus. Es sind folgende Fälle zu unterscheiden:

1. Aus dem Grundwasser: Eisen ist in ihm als Ferrobikarbonat, als Eisenhumat oder in anderer organischer Bindung, oder endlich als Eisenhydrosol gelöst. Wenn das Grundwasser beim Austritt mit Sauerstoff in Berührung kommt, wird Eisenhydrogel mit oder ohne Beteiligung von Eisenorganismen augenblicklich oder nach kürzerer Zeit ausgefällt. Es entstehen dadurch je nach dem Bildungsort zwei Untergruppen von Eisenerzlagerstätten:

1. Raseneisenerze oder Sumpferze, wenn das Grundwasser in feuchten moorigen Wiesen, in Mooren oder Sümpfen an der Luft austritt.

2. See-Erze in der Uferregion von Seen (Seeufer-Erze), wenn das Grundwasser unterhalb des Wasserspiegels in das sauerstoffreiche Uferwasser eines Sees austritt.

II. Aus dem Seewasser selbst: Das im Seewasser gelöste Eisen, das zum großen Teil aus der Verwitterung seiner eigenen Sedimente stammen mag, wird infolge der jahreszeitlich-rhythmischen Seedynamik ausgefällt, mit oder ohne Mitwirkung der Eisenorganismen und bildet die Untergruppe der Seeboden-Erze, die in größerer Entfernung vom Ufer sedimentiert werden. Gewöhnlich werden sie mit den eigentlichen See-Erzen zusammengefaßt.

2. Die Rolle der Kleinlebewesen bei der Eisenabscheidung.

Bakterien und Algen spielen eine wichtige Rolle bei allen Vorgängen der Eisenabscheidung, sowohl in Binnengewässern als auch im Meer (siehe Kap. 5). Es gibt direkte Bakterieneinwirkungen, und zwar aktiv, wenn Eisenhydrogel als Stoffwechselprodukt aus der Bakterienzelle ausgeschieden wird, und passiv, wenn Eisenhydratgel durch chemische oder physikalische Reaktionen mit Bestandteilen des Mediums an der Zelloberfläche entstehen. Hierbei kann das Eisenhydrat in den Zellbestandteilen abgelagert werden, oder frei ins Wasser ausgeschieden werden. Bei einer indirekten Wirkung beeinflußt der bakterielle Stoffwechsel das eisenhaltige Wasser so, daß auf nicht biogenem Weg Eisenhydratgel abgeschieden wird und frei ausfällt, manchmal weiter entfernt von den Bakterien.

Die Eisenbakterien finden anscheinend besonders günstige Lebensbedingungen da, wo auch auf nicht biogenem Weg Eisenhydratgel abgeschieden wird, vermögen aber andererseits noch Eisen zu fällen, wenn dies auf anorganischem Weg nicht mehr geht. Jedenfalls gehen zweifellos beide Vorgänge immer so durcheinander, daß eine scharfe Scheidung nicht möglich ist. Die chemischen Vorgänge, die bei der Bakterientätigkeit in Betracht kommen, sind Oxydation, Hydrolyse und Abbau organischer Eisenverbindungen. Rezent sind Eisenbakterien in Binnengewässern aller Art und in allen vorhin genannten Gruppen der Eisenerzlagerstätten in Binnengewässern in zahlreichen Fällen nachgewiesen, aber auch im Meerwasser. Ferner sind in fossilen Erzen zahlreiche Reste fossiler Eisenbakterien gefunden worden, sogar in algonkischen Eisenerzen. Ihre Rolle bei Bildung der terrestrischen Eisenlagerstätten und wahrscheinlich auch der oolithischen marinen Erze ist nachgewiesen, wenn auch über das Ausmaß im Vergleich zu anorganischen Vorgängen noch nichts Sicheres bekannt ist. Man dürfte aber nicht fehlgehen, wenn man dieses Ausmaß als sehr erheblich ansieht.

3. Sumpferze, Raseneisenerze, Wiesenerze.

Diese Erze haben sich am Boden flacher, sumpfiger morastiger, oft mit Torf erfüllter Senken gebildet, dadurch, daß eisenhaltiges Grundwasser hier mit Sauerstoff in Berührung kommt. Zunächst

bildet sich, häufig an der Oberfläche, eine Lage von Eisenocker, die sich immer mehr erhöht und dann von unten her verfestigt und entwässert wird. Humus und Torflagen können damit abwechseln. Eisenphosphat (Vivianit) ist meist in größeren Mengen vorhanden, auch enthalten die Erze neben organischen Resten viel Quarz und Ton. Wenn sie verfestigt sind, sind sie oft harzig glänzend und schlackig geformt. Neben vorwaltendem Eisen ist auch oft ein Mangan Gehalt vorhanden, der in einzelnen Fällen sogar überwiegen kann („Mangan-Wiesenerz“). Meist sind es nur einzelne zusammenhängende Klumpen, Fladen und Knollen, seltener eine zusammenhängende Decke. Mulmig-erdige, hellere gefärbte Partien kommen auch vor. Die ganze Mächtigkeit ist selten mehr als 1 m. Als Überlagerung ist Flachmoortorf oder einfach eine Rasendecke häufig.

Von Fundstellen seien die sumpfigen-moorigen Gebiete der Lüneburger Heide, von Mecklenburg, und der Mark Brandenburg erwähnt. Die Lagerstätten hatten in früheren Zeiten örtliche Bedeutung.

Im deutsch-dänischen Grenzbezirk, in Jütland, bildeten Raseneisenerze seit den ältesten Zeiten die Grundlage einer heimischen Eisenindustrie. Nachdem schon im ersten Weltkrieg die Erzförderung wieder aufgelebt war, fördert neuerdings ein dänisches Werk 50% ige Erze, aus denen monatlich 2000 t Eisen erschmolzen werden. Die Vorräte betragen noch mehrere Millionen Tonnen.

Größere Konzentrationen können vorkommen, wenn lose Ablagerungen leichter verwitternde Eisenmineralien enthalten und deren Eisengehalt sich in darüberlagerndem sumpfig-torfigen Gelände ablagern kann. Dies ist in dem belgischen Campine-Gebiet der Fall, wo Glaukonitsande verwittern und das Eisen sich darüber als Raseneisensteindecke ansammelt.

In gewisser Weise verwandt mit den Raseneisensteinen sind die Ortsteine, die durch Humuswässer gelöste Bestandteile enthalten, die unterhalb einer ausgelaugten Bleichsandzone sich krustenartig abgesetzt haben. Sie enthalten aber neben Eisenhydrat auch häufig nur Humusbestandteile, Kieselsäure und Tonerdehydrate. Sie kommen z. B. auf Buntsandstein in höheren Lagen vor.

4. See-Erze.

Sie finden sich in elektrolytarmen Seen des gemäßigt- und kalthumiden Klimagebietes, die im Grundwasserstrom ausgedehnter Moränengebiete liegen und deren flache Umgebung mit Mooren und moorigen Wald- und Heideböden bedeckt ist. Hier verwittern wegen der reichlichen Humusstoffe der kalkarmen sauren Wässer und des Überschusses an Rohhumus die reichlich vorhandenen eisenhaltigen Mineralien der Moränengesteine besonders leicht. Alle Wässer enthalten Eisenhumate und Eisenbikarbonat. Tritt dieses Grundwasser in das sauerstoffgesättigte Seewasser der Uferregion aus, so wird das Eisen sofort als Eisenhydrogel ausgefällt und bildet hier, vorzugsweise in 3—5 m Tiefe ausgedehnte Erzfelder auf Sand- und Grusböden, während organogene Schlämme davon frei sind. Pflanzenbestände befördern noch infolge der Assimilation der CO_2 diese Ausfällung.

Die Erze bilden zunächst eine dünn- oder dickflüssige Ocker-schicht vermischt mit Humuskolloiden und anderen organischen Stoffen. Solche in sauerstoffhaltigem Wasser gebildeten Ablagerungen bezeichnet man als Gyt t ja (im Gegensatz zu dem im sauerstofffreien Wasser gebildeten Faulschlamm, siehe S. 195). Aus diesem Ocker bilden sich um Sandkörner, Organismenreste und andere Keime herum feste Brauneisenkonkretionen, die in den mannigfachsten Formen auftreten können, und nach denen das Erz die Namen Schießpulvererz, Erbsenerz, Pfennigerz, Röhrenerz usw. erhalten hat.

Alle diese Bildungen sind sehr jung, ihr Beginn ist ins späte Postglazial zu setzen, sie bilden sich heute noch, und ein abgebautes Erzfeld wächst nach wenigen Jahrzehnten merklich nach.

Weiter in der Mitte der Seen findet man in größeren Tiefen auch Brauneisenerze, die aber nun aus dem eigenen Stoffhaushalt des Sees stammen, während ja der Eisengehalt der eigentlichen Flach-ufer-See-Erze vom Grundwasser her zugeführt ist. Das im See-wasser ständig vorhandene Eisen, das auch z. T. aus der Verwitterung der Seesedimente selbst stammt, kann sich infolge der jahreszeitlichen Schwankungen der Gehalte an Fe und O₂ in den einzelnen Wasserschichten zu gewissen Zeiten ausscheiden und reichert sich im Seesediment immer mehr an. Eine wirtschaftliche Bedeutung haben diese Seeboden-Erze im Gegensatz zu den Seeufer-Erzen kaum, wohl aber bilden sich die Übergänge zu den sehr wichtigen sulfidischen Eisenerzen des Schwefelkreislaufs, wenn in gewissen Seeteilen und Seen das Bodenwasser sauerstofffrei ist und die Bakterien des Schwefelkreislaufs hier herrschen (vgl. hierzu S. 193).

Die See-Erze finden sich vor allem in Nordeuropa, in den unzähligen Seen in Schweden und Finnland und hatten hier besonders in früherer Zeit eine große örtliche Bedeutung. In Schweden wurden im letzten Jahrhundert pro Jahr manchmal über 10000 t Erze gefördert, der Bergbau ist aber jetzt fast erloschen. Dagegen hat sich für Finnland ihre Bedeutung noch heute voll erhalten, und die Förderung beträgt dort sogar um 100000 t herum. Die Gehalte sind ganz wechselnd, von 30—44 % Fe, ab und zu bis 14 % Mn. Stets ist ein erheblicher Phosphatgehalt vorhanden. Die Mächtigkeit ist meist nur 10—20 cm, dann lohnt sich die Ablagerung. Auch in Kanada sind solche Lagerstätten bekannt.

5. Allgemeines über die Bildung oolithischer Brauneisenerze im Meer.

Das Meerwasser ist „die eisenfreieste Substanz der Erde“, enthält es doch in der Nähe der Küste nur einige Milligramm, in offenen Ozeanen sogar unter 1 mg Fe pro Kubikmeter, das ist 50mal weniger als die allerreinsten Quarzsande und sogar noch weniger, als die käuflichen Chemikalien „pro analysi“ enthalten!

Diese minimalen Mengen Eisen sind im Meerwasser teils suspendiert, als Eisenhydrogel oder an Humussäuren gebunden,

teils iongelöst. Doch sind im offenen Ozean wegen der guten Versorgung mit Sauerstoff am Meeresboden und der schwach alkalischen Reaktion immer nur verschwindend geringe Spuren von Eisen-Ionen zu erwarten. Eine Lösung von Eisen kann nur in abgeschnürten Nebenmeeren eintreten, infolge der stärkeren Zufuhr von Süßwasser und einer länger erhalten bleibenden salzarmen Deckschicht. Der Eisengehalt ist dort in der obersten Wasserschicht höher. Deshalb sind die Eisengehalte der normalen Meeressedimente auch sehr gering und dürften in der Tiefsee um 4%, in der Flachsee um 2% Fe_2O_3 betragen, während als Durchschnitt der Eruptivgesteine 7,3% Fe_2O_3 angegeben wird. Dieser Eisengehalt stammt zum größten Teil aus den eisenhaltigen Verwitterungsresten und Verwitterungsneubildungen, z. B. eisenhaltiger vulkanischer Aschen, die ins Meer gefallen sind. Daß die Ausfällung in Küstennähe in geringerem Maße erfolgt als weiter ab, liegt an der außerordentlich geringen Konzentration und an der Gegenwart an Schutzkolloiden (wohl Humussäuren), die allmählich erst abgebaut werden müssen.

Damit nun unter diesen ungünstigen Verhältnissen doch so hochhaltige, mächtige und z. T. überaus weitverbreitete Lagerstätten entstehen können, wie es die oolithischen Eisenerze sind, müssen ganz besondere Verhältnisse eintreten und zusammentreffen. Das Eisen muß fortdauernd von außen, d. h. vom Festland her zugeführt worden sein, im Hinterland mußten in Zeiten intensiver Verwitterung ausgedehnte Moore vorhanden gewesen sein, deren Humuswässer den Gesteinen das Eisen entzogen und als Eisenhumat + Bikarbonat ins Meer verfrachteten. Es konnte im Meer da ausgefällt werden, wo im lebhaft durchbewegten Wasser durch den Wellenschlag Sauerstoff zugeführt wurde. Diese lebhafteste Bewegung war zugleich Voraussetzung für die Oolithbildung. Gleichzeitig durften aber auch Nichteisenmineralien nur in geringen Mengen zugeführt worden sein und die Bildung organogener Kalke muß geringer als die Eisenausfällung gewesen sein. Daraus ergibt sich, daß als Ort der gesteigerten Eisenhydratfällung die Flachsee in etwas größerer Entfernung vom Strand in Betracht kommt wo das sauerstoffreiche Meerwasser genügend Zeit gehabt hat, die Humusstoffe zu zersetzen, um Eisenhydrat auszuflocken. Dieses setzte sich um Kerne im bewegten Wasser herum so lange an, bis eine bestimmte „Fälligkeit“ erzielt war und die Kügelchen zum Boden sanken; um dicke Kerne wuchsen dünne Rinden und umgekehrt („Gleichfälligkeit“). Damit die Oolithe erhalten bleiben, ist vielleicht eine gewisse minimale Verdunstungshöhe erforderlich.

Die Größe dieser „Oolithe“ geht von 0,5 bis zu einigen Millimetern. Sie sind schön konzentrisch-schalig aufgebaut. Diese ersten Oolithe wurden noch mannigfach verfrachtet, zerbrochen, zusammengeschwemmt und neu umrindet, so daß verschiedenartige

Gefügeformen entstanden bis zu fast reinen Trümmererzen. Neben vorwiegendem Eisenhydrogel wurden dabei auch Kieselsäurehydrogel und Tonerdehydrogel ausgefällt, die einzelne Schalen zwischen den Eisenhydratschalen bilden, vielleicht auch gleich schon Gemische von der Art gewisser Eisensilikate. Die in oolithischen Erzen mit vorwaltendem Brauneisen häufigen Eisensilikate Chamosit u. a. dürften aber zum großen Teil erst in der Zeit der Diagenese entstanden sein. Als weitere diagenetische Neubildungen treten Eisenpat und Pyrit auf, während die Bildung von Hämatit und Magnetit und stärkere Ummineralisationen und Umkristallisationen bereits in die metamorphe Abfolge gehören. — Über die Beschaffenheit der chamositischen Eisenerze vgl. Abschn. 6.

Paläogeographisch treten also solche oolithischen Eisenerze nicht, wie die Trümmererze, ganz in der Nähe des Strandes, sondern in etwas größerer Entfernung von ihm auf. Immer sind sie aber an ziemlich abgeschnürte Meeresteile geknüpft, in denen die Eisenkonzentration der Zuflüsse vom Festland her in einigermaßen großer Höhe erhalten blieb und nicht schon gleich sehr verdünnt wurde. Häufig finden sich die Eisenooolithe an der Grenze von Sand- und Tonfazies, da wo die Transportfähigkeit des Wassers allmählich erlahmt. Abnorme Mächtigkeiten sind an stärkere marine Senkungsgebiete gebunden.

Im Laufe der Erdgeschichte findet sich eine deutliche Periodizität der Eisenoolithbildung, die dann häufig in derselben Zeit weltweit verbreitet war. Dies hängt mit den ja auch weltweit verbreiteten großen Meeresbewegungen zusammen, und zwar dürften es in erster Linie große Meerestransgressionen sein, mit denen die Eisenoolithbildung im Zusammenhang steht.

6. Oolithische Eisensilikaterze (Chamositerze).

Sie liegen als Schichten oder Linsen zwischen Quarziten und Tonschiefern, die z. T. als Griffelschiefer ausgebildet sind. Die Eisenerzhorizonte erreichen z. T. große Mächtigkeiten, bis 25, ja über 50 m. Oft liegen mehrere Erzhorizonte von verschiedener Mächtigkeit übereinander, so in Thüringen zwei bis drei. Im Grundriß bilden die Erzlinen langgestreckte Ellipsen, die es wahrscheinlich machen, daß sie in rinnenförmigen Senken zum Absatz kamen; auf eine Breite von 500—1000 m erreichen sie mehrere Kilometer Länge. Die Hangenden Schiefer überdecken sie samt ihrem Nebengestein gleichmäßig. Die Erze sind schwarzgrüne konzentrisch-schalige Eisensilikatoolithe, die bis 5 mm Durchmesser erreichen, meist mit Quarzkernen. Fossilreste sind sehr selten. Die Oolithe sind in einer Grundmasse aus kryptokristallinem Eisensilikat mit oder ohne Kalk, meist abgeplattet und zusammengedrückt. Sie sind häufig zu einem Aggregat von Chloritblättchen umkristallisiert,

wobei aber der Schalenbau erhalten blieb, in der Mitte sitzt ein großer Chloritkristall; weiterhin sind die Oolithe samt der Grundmasse oft weitgehend in Eisenspat umgewandelt und von Quarz-Chlorittrümmchen durchsetzt. Auch eine Pyritisierung der Oolithe kommt vor, ferner treten Magnetit und Feldspäte als Umbildungsmineralien auf. Alle diese Mineralien des heutigen Bestandes sind teils der nachträglichen Diagenese, teils den späteren epimetamorphen Umbildungen zuzusprechen, die oft nicht scharf voneinander zu scheiden sind.

Die paläogeographischen Verhältnisse scheinen ähnlich gewesen zu sein wie zur Zeit der Bildung der oolithischen Brauneisenerze, nur war die mit den Erzen abwechselnde Schüttung von klastischen Sedimenten hier wohl größer. Bemerkenswert ist, daß in den Hauptgebieten, wo oolithische Eisensilikaterze in größerer Verbreitung bekannt sind, im Silur Thüringens, Böhmens, der Bretagne und Normandie, kurz vorher oder in demselben Sedimentationszyklus, Diabase und Keratophyre nebst Tuffen submarin oder subvulkanisch gefördert wurden, von der Art der devonischen Lahn-Dill-Gesteine (siehe S. 127). Es wäre möglich, daß daraus sich der eisensilikatische Charakter erklärt, so daß also die oolithischen Eisensilikaterze vielleicht im weiteren Sinn noch zur Erzprovinz des „initialen Vulkanismus“ gerechnet werden könnten (siehe Einleitung, 7, S. 12). Eine andere Erklärung läge in dem Mangel an verbreiteter Vegetation zu jener Zeit, wodurch Humuskolloide fehlten oder ganz zurücktraten, und Kieselsäure mit den mehr alkalischen Verwitterungslösungen mittransportiert wurde. Es ist jedenfalls auffällig, daß solche Eisensilikatoolithe nur auf die altpaläozoischen Formationen beschränkt sind und in solch abschließlicher Verbreitung später nirgends mehr auftraten.

7. Die oolithischen Eisenerze im deutschen Jura.

Im Deutschen Reich gibt es vier größere Gebiete, in denen jurassische oolithische Eisenerze auftreten:

- I. Lothringen-Luxemburg,
- II. Baden-Württemberg,
- III. Franken,
- IV. Nordwestdeutschland.

Neue Übersichten und Einzelbeschreibungen siehe in:

B. Broc kamp u. Gen.: Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten. Arch. f. Lagerstättenforschung. Heft 75. 1942, S. 61—110.

I. Lothringen-Luxemburg.

Die seit altersher als „Minette“ bezeichneten oolithischen Eisenerze haben sich in einem uralten, immer wieder aufgelebten SW-NO-streichenden, etwa 60 km breiten Sedimentationsraum abgelagert, dessen Hochgebiete zur Zeit der Eisenerzbildung die Ardennen und das Saarbrückener Kohlengebirge waren. Es sind etwa 10 bedeutende und weitreichende Erzlager entwickelt, die mit Ausnahme des untersten, das gerade noch zum allerobersten Lias

zählt, sämtlich im untersten Braunen Jura (Dogger) liegen. Die ganze Formation mit den Eisenlagern hat im S und O 20 m, nach N und W bis zu 60 m Mächtigkeit. Nach W auf französischem Boden wird sie von jüngeren Schichten zugedeckt. Die gesamte bekannte Erzablagerung bedeckt eine Fläche von über 1000 qkm.

Ein unterstes „grünes Lager“ beginnt in Form langer, schmaler Erzlinsen im NW, mit viel SiO_2 und Pyrit. Das nächste, pyritfreie „schwarze Lager“ ist schon wesentlich weiter ausgedehnt bis über die Mitte der Senke, besitzt aber auch nur schmale, bis 5 m mächtige bauwürdige Streifen. Das „braune Lager“ erfüllt die ganze Senke, ist aber auch nur streifenweise mit 6 m Mächtigkeit bauwürdig. Den Höhepunkt der Erzbildung, die von nun an kalkige Erze lieferte, stellt das flächenhaft abgelagerte und durchweg bauwürdige „graue Lager“ dar, das im Durchschnitt 3—4 m mächtig ist und bis auf 6, 7, ja sogar 9 m anschwillt. Die jüngeren „gelben Lager“ werden bis 4 m mächtig, lösen sich aber wieder in schmale bauwürdige Streifen auf, während die noch höheren „roten Lager“ nur noch in einzelnen Linsen auftreten.

Die unteren Lagen sind also kieselig-sandig, das graue ist überwiegend kalkig, die oberen sind rein kalkig. Ein toniges Bindemittel fehlt durchweg. Im einzelnen sind innerhalb jedes Lagers erhebliche Schwankungen vorhanden. Immer sind die Zonen starker Mächtigkeit auch solche hohen Eisengehaltes. Die Grundmasse enthält viel Eisensilikate, während die Oolithe aus Brauneisen bestehen.

Die Lothringische Minette ist die größte bekannte zusammenhängende Lagerstätte von bauwürdigen Eisenerzen auf der Erde. Der Eisengehalt der bauwürdigen Teile schwankt zwischen 28 und 41 % Fe. Das Verhältnis $\text{CaO}:\text{SiO}_2$ ist im großen Durchschnitt so, daß die Erze direkt verhüttet werden können („Selbstgehendes Erz“). Der Phosphorgehalt ist 0,6—0,8 %, so daß sie nur als Thomaserze verhüttet werden können. Schwefel- und Mangangehalte sind ganz gering. Wegen der flachen gleichmäßigen Lagerung in der Nähe der Oberfläche ist es sehr billig in großen Tagebauen oder Stollen abzubauen, und ist überhaupt eines der billigsten Eisenerze der Welt.

Von sicheren Vorräten sind vorhanden:

1830 Mill. t zu 28—30 % Fe,

3000 „ „ „ 30—40 % „

zusammen also beinahe 5 Milliarden Tonnen. Dazu kommen noch etwa 6 Milliarden wahrscheinliche Vorräte. 1936 betrug die Förderung über 31 Millionen Tonnen.

Die Minette bildet für die Hochofenwerke des Saarreviers die natürliche Erzgrundlage.

II. Baden und Württemberg.

Hochgebiet und Liefergebiet der badisch-württembergischen Eisenoolitherze war das vindelizische Festland, dessen Nordküste damals etwa der heutigen Südgrenze der Schwäbischen Alb entspricht. Der Ablagerungsraum der Eisenoolithe erstreckte sich von dieser Küste über den heutigen Schwarzwald (der vielleicht z. T. schon etwas herausragte), über das Oberrheintal, die Vogesen und hing dann mit dem Minettegebiet zusammen. Durch die spätere starke Heraushebung des Schwarzwaldes und die Eintiefung des Oberrheintalgrabens sind zwei getrennte Gebiete mit Eisenoolitherzen entstanden: im Oberrheintal in den Vorbergen zwischen Lörrach über Freiburg bis nach Lahr, und am Ostrand des Schwarzwaldes vom Fricktal (Nordschweiz) über den Klettgau, obere Donau, der Schwäbischen Alb entlang bis in die Gegend von Nördlingen. Die Eisencolithbildung vollzog sich in diesem Raum über einen wesentlich größeren Zeitraum als in Lothringen, sie fing vereinzelt und in geringer Konzentration schon im unteren Schwarzen Jura an, wurde dann im

Braunjura β in großen Teilen der Gebiete herrschend, ist dann wieder im Braunjura δ weitverbreitet, aber mit geringerer Konzentration und lebte im Braunjura ε in einem kleinen Gebiet noch einmal auf. Die Maxima der Eisenoolithbildung fallen weder räumlich noch zeitlich zusammen und häufig sind auf kleinem Raum starke seitliche Faziesänderungen. Sehr häufig gehen die fossilarmen und kalkarmen, aber eisenreichen Eisenoolithe von Braun- β (Murchisonae-Oolithe) seitlich über in eisenschüssige Sandsteine, dann in Sand-schiefer mit Schalenrümern und endlich in Schiefertone, oder aber sie werden kalkiger und gehen in Kalk- und eisenspatreiche Sandsteine und Tonmergel über. Im Braun- δ (Humphriesi- und Subfurcatus-Oolithe) sind meist nur arme eisenoolithische Kalke entwickelt, die in feinkristalline Kalke übergehen. Arm sind auch die Parkinsoni-Oolithe und die Ferrugineus-Oolithe von Braun- ε . In den Macrocephalus-Schichten sind dann auf größere Strecken noch einmal gute wechselfe Eisenoolithe entwickelt. Dieser räumlich-zeitlich unruhigen und wechselvollen Ausbildung entspricht auch ein vielfältiger petrographischer Aufbau und eine überaus wechselnde chemische Zusammensetzung. Die bauwürdigen Flöze sind Brauneisenoolithe mit wenig Eisen-silikaten. Weite Strecken der württembergischen β -Erze sind rein sandig, der badischen kalkig-sandig bis kalkig. Die ε -Erze sind vorwiegend mergelig. Gute, aber heute meist abgebaute Flöze der β -Erze (Wasseraalfingen, Aalen) hatten 29—34 % Fe bei 5—9 % CaO und 24—26 % SiO₂. Die ε -Erze von Gutmadingen und Blumberg haben 23—24 % Fe, bei etwa 12 % CaO und 22 % SiO₂. Ein Gehalt von 0,07—0,08 % Vanadium wird gewonnen.

Es sind folgende Einzellagerstätten von Bedeutung: Im Oberrheintal sind direkt südlich von Freiburg i. Br. am Schönberg seit 1937 große Untertagebetriebe, weiter nördlich am Kahlenberg bei Ringsheim große Tagebaue, beide in den β -Erzen. Die Betriebe fördern pro Tag mehrere tausend Tonnen. Bauwürdige Erze gleicher Art sind an mehreren weiteren Stellen und auch im Elsaß, z. T. durch Bohrungen nachgewiesen. Am Ostrande des Schwarzwaldes sind zunächst die Schweizer Erze im Fricktal zu erwähnen, sodann im oberen Donautal bei Zollhaus-Blumberg und Gutmadingen, alle in den ε -Erzen. In Blumberg wurden mehrere Jahre lang je etwa 1 Million Tonnen Erz gefördert, auch Gutmadingen förderte erhebliche Mengen. — In der Schwäbischen Alb sind zunächst die seit Jahrhunderten gebauten Vorkommen bei Wasseraalfingen und Aalen zu erwähnen, die heute zum großen Teil erschöpft sind, sodann die z. T. neu erschlossenen Gebiete bei Geislingen-Athenstadt. Insgesamt liegen hier noch überaus große Mengen ärmerer Eisenerze vor, die eine sehr wertvolle Zukunftsreserve darstellen und in der jüngsten Vergangenheit wichtig waren.

III. Franken.

Das Ablagerungsgebiet liegt am Westrand der Böhmisches Masse, die auch das Liefergebiet war. Das Becken hing mit dem badisch-württembergischen Becken zusammen. Die Lagerstätten haben ähnlichen Charakter, sind auch räumlich-zeitlich sehr wechselnd und demgemäß petrographisch und chemisch sehr wechselfoll. Neben vielen erst nur durch Bohrungen oder Schürfungen nachgewiesenen Vorkommen oder unbauwürdigen ärmeren Flözen sind als wichtige Bergbaugelände besonders die Lagerstätten in der Umgebung von Hersbruck, Pegnitz und Auerbach nördöstlich Nürnberg zu erwähnen. Sie liegen im Braun- α .

IV. Norddeutschland.

Prinzipiell ähnliche Verhältnisse, im einzelnen je nach Lage der Liefergebiete, Verlauf, Morphologie und Tektonik des Ablagerungsbeckens, nach Fazies, mineralischer und chemischer Zusammensetzung aber sehr wechselnd. Besonders der Tiefere Schwarze Jura und der Tiefe Weiße Jura sind hier eisenreich. Es seien erwähnt:

Schwarzer Jura: Vor dem Rheinischen Festland Erze bei Volkmarshausen, Borlinghausen und Grevenhagen; vor dem Harz bei Harzburg, Sommerschen-

burg. Weitverbreitete und länger gebaute Lagerstätten sind im ganzen Wesergebirge verbreitet.

Korallenoolith im unteren Weißen Jura: Braunschweig, besonders bei Gifhorn.

8. Oolithische Eisenerze in anderen Formationen und in außerdeutschen Gebieten.

Auch außerhalb der Juraformation gibt es im Gebiet des Großdeutschen Reiches noch eine Anzahl oolithischer Eisenerze und ebenso kommen in außerdeutschen Ländern sowohl im Jura als auch in anderen Formationen zahlreiche, z. T. sehr bedeutende und wichtige Vorkommen vor. Manche Formationen, z. B. Silur, Devon, Jura, Oberkreide und Alttertiär enthalten große oolithische Eisenerzlagerstätten in aller Welt, andere wie Karbon, Perm und Trias sind ganz frei davon. Auf den Parallelismus der Eisenoolithbildung mit großen Meerestransgressionen, der dadurch zum Ausdruck kommt, wurde schon aufmerksam gemacht.

Die Erscheinungsformen und faziell-paläogeographischen Zusammenhänge sind meist gleich oder ähnlich, wie sie in den vorhergehenden Beispielen beschrieben wurden, und werden deshalb nicht mehr wiederholt. Bei Abweichungen wird darauf aufmerksam gemacht. Die Lagerstätten sollen in der Reihenfolge des geologischen Alters angeführt werden.

Jungtertiär: Kertsch, Halbinsel Krim, mit durchschnittlich 34% Fe, sehr phosphor- und vanadiumreich, aber mit viel Arsen, das die Verhüttung ungünstig beeinflusst. Wird in Tagebauen abgebaut und beliefert die Hüttenwerke von Kertsch und Mariupol.

Eozän: In Kressenberg im Allgäu, Algier und Tunis. Von letzteren seien die von Ain Baboucha in Algerien erwähnt, mit 8—15 m Mächtigkeit, die wohl die größten Eisenerzlagerstätten in Nordafrika darstellen, aber transportmäßig noch nicht erschlossen sind.

Senone Erze: Urjupinsk (Ukraine) und Assuan, Ägypten.

Unterkreide: Hierher gehören die oolithisch ausgebildeten Teile der Salzgittererze, die schon oben in Abschnitt II, 15, S. 156 besprochen wurden.

Jura: In verschiedenen Horizonten in Mittelengland. Im mittleren Lias und im unteren Dogger in den Grafschaften Northampton, Oxford, Leicester, Rutland und Lincolnshire, ersteres Flöz 2—5 m mächtig, letzteres nur 2,5—3 m; Unterliasische Erze von Frodingham, mittelliassische von Cleveland, 3—4 Flöze. Diese Erze bilden die wichtigsten einheimischen Eisenrohstoffe Großbritanniens, sie waren früher in der Nähe der Oberfläche durch Verwitterung eisenreicher, jetzt werden nur noch die ärmeren Tiefenerze mit 22—28%, selten bis 32% Fe gebaut.

Lias-Rhät-Grenze: Kurremölla auf Schonen.

Devon: Cam-Dag (Türkei) am Schwarzen Meer, in der Nähe von Konstantinopel, z. T. recht reich, aber viel Chamosit, stark tektonisch durchbewegt und in Schollen zerlegt. Hunan (China). — Auch in der Eifel sind oolithische „Roteisen“-Erze bekannt.

Obersilur: Clinton-Erze von Birmingham, Alabama. Zweitgrößter Eisenbezirk in USA. 4 Flöze, davon 2 z. Z. bauwürdig, mit 2—8 m Mächtigkeit. 35% Fe in der heutigen Förderung, früher reicher, als die entkalkten Oberflächenerze abgebaut wurden.

Untersilur: Wabana auf Neufundland. Größte Eisenlagerstätte in British-Nordamerika. Roteisenooolithe mit 50—52% Fe, die Erze wurden zum größten Teil in Deutschland verhüttet.

Normandie und Bretagne, stark tektonisch gestört, meist eisen-silikatisch. Lugo (Nordwestspanien), Thüringen und Böhmen eisen-silikatische Erze. Nurra (Sardinien); Wales (Westmarokko).

9. Die Vorräte in den wichtigsten oolithischen Eisenerzlagern.

Eine Übersicht über die genannten Lagerstätten zeigt, daß hier außerordentlich große Vorräte von bauwürdigen Eisenerzen vorhanden sind, und daß sie für einige Länder, vor allem auch für Deutschland die wichtigsten Eisenrohstoffe sind.

Tafel 12.

Die sicheren und wahrscheinlichen Vorräte auf den oolithischen Eisenerz-lagerstätten (aus: Archiv für „Lagerstättenforschung“ Heft 75. 1942. S. 184)

Großdeutschland.

Eozän	Kressenberg u. Grünten	?
Unterkreide	Salzgitter	1 700 Mill. t
Oxford	Gifhorn	700 „
„	Wesergebirge	50 „
Dogger	Lothringen	11 000 „
„	Süddeutschland	800 „
„	Wesergebirge	30 „
Lias	Nordwestdeutschland	80 „
Devon	Eifel	2 „
Untersilur	Thüringen u. Böhmen	30 „
		rund 14 400 Mill. t

Andere Länder.

Jungtertiär	Kertsch (Ukraine)	1 600 Mill. t
Eozän	Tunesien u. Algerien	mehrere 1 000 „
Senon	Urjupinsk (Ukraine)	200 „
„	Assuan (Ägypten)	30 „
Dogger	Manflas (Chile)	?
„	England	3 000 „
Rhät-Lias	Kurremölla (Schonen)	100 „
Devon	Cam-Dag (Türkei)	50 „
„	Hunan (China)	10 „
Obersilur	Clinton (USA.)	1 800 „
Untersilur	Wabana (Neufundland)	4 000 „
„	Normandie u. Bretagne (Frankreich)	1 600 „
„	Lugo (Spanien)	35 „
„	Nurra (Sardinien)	3 „
„	Wales	?
„	Westmarokko	40 „
		rund 14 000 Mill. t

10. Sedimentäre Eisenerze uralter Formationen.

Im metamorphen Grundgebirge fast aller alten „Schilde“ finden sich große, z. T. ungeheure Eisenerzlager, die heute tiefgreifend metamorphosiert sind. Sie werden im dritten Hauptteil, II, 2—5 näher besprochen. Fast alle sind zweifellos sedimentär. Bei der Rekonstruierung ihrer ursprünglichen Beschaffenheit ergeben sich Eigenheiten, wie sie später überhaupt nicht oder in dieser extremen Ausdehnung nicht mehr bekannt sind: feinschichtige und bänderige Abwechslung zwischen reinem SiO_2 und reinem Fe_2O_3 , Mangel an Ca-Mg-Karbonaten. Es sei die Vermutung ausgesprochen, daß hier Bildungen vorliegen, für deren Eigenart die Vegetationslosigkeit der damaligen Zeiten noch mehr ausschlaggebend war, als es vielleicht im Silur zur Zeit der Bildung der Eisensilikaterze war (vgl. S. 187). Näheres über diese uralten Eisenformationen siehe S. 233.

11. Marine oolithische Manganerze.

Die Fällung von Manganoxyd erfolgt in ganz ähnlicher Weise wie des Eisenhydroxyds, wie auf S. 183 schon erwähnt wurde. Auch Mikroorganismen spielen hierbei eine große Rolle, wie bakteriologische Untersuchungen zeigten. Es konnten aus Manganschlamm in Sümpfen, Seen und im Meer Manganbakterien isoliert und gezüchtet werden. Eine Bildung größerer Manganlager nach Art der marinen oolithischen Eisenerze dürfte ähnlichen Regelmäßigkeiten und paläographischen Bedingtheiten unterworfen sein. Nur muß im verwitternden Hochgebiet, aus dem die Verwitterungslösungen in die flachen Meeresbecken fließen, bei ganz zurücktretendem Eisen vorzugsweise Mangan in Lösung gebracht werden. Relativ viel Mangan führen manche Ergußgesteine, besonders Andesite, die z. B. in Tschiaturi als die Hauptmanganlieferanten angesehen werden.

Zu diesen Lagerstätten gehören die zwei größten bekannten Manganlager, die beide in Sowjetrußland liegen, Tschiaturi (im Gouvernement Kutais südlich des Kaukasus) und Nikopol in der Ukraine.

Bei Tschiaturi liegen auf älteren Graniten oberkretazische Kalke, dann die oligozäne marine Manganserie. Sie wird bis 4,3 m mächtig und ist eine Wechsellagerung von Erzlagen verschiedener Beschaffenheit mit Sanden, Sandsteinen und Tonen und wird von Sanden, dann von miozänen Kalken und Sandsteinen bedeckt. Alle Gesteine bilden eine flache Mulde und werden durch zahlreiche Flüsse und Bäche in eine Tafelberglandschaft zerlegt, an deren Flanken das Erzlager überall ausstreicht. Von Erzsorten sind vorhanden: oolithisches Erz in einer pulverigen Pyrolusitgrundmasse, pulveriges Erz ohne Oolithe, ferner Erz mit mehr Sand. Die besseren Erze haben 48 bis 52% Mn, 9—11% SiO_2 und 0,2—0,3% P. In einem Lagerteil kommen im Hangenden auch manganhaltige Karbonate vor.

Im Liefergebiet sind zahlreiche oberkretazisch-alttertiäre Andesite und Andesittuffe. Es wird noch mit etwa 150 Mill. t sicheren Vorräten gerechnet. In den letzten Jahren vor dem Krieg wurden jährlich 1,5—1,7 Mill. t gefördert und zum großen Teil über den 170 km entfernten Schwarzen Meer-Hafen Poti (daher der Name „Poti-Erze“) exportiert.

Nikopol liegt am Unterlauf des Dnjepr in alttertiären Deckschichten über dem podolisch-asowschen Block, die auf ihm in flachen Wannen liegen. Über einer bis 20 m mächtigen Verwitterungsrinde liegen Glimmertone,

Glaukonitsande und Tone, und dann das 1,5—4, maximal 5,5 m mächtige Manganerzlager. Im Hangenden sind wieder Tone, tonige Sande verschiedener Stufen, die bis ins Oberpliozän reichen. Das Manganerzlager transgrediert über die liegenden Tertiärschichten, z. T. bis über den zersetzten kristallinen Untergrund. Es ist eine mit pulverigem Manganerz getränkte tonig-sandige Schicht mit vielen Pyrolusitkongregationen, auch oolithisch. Das Roherz ist bedeutend weniger reich als das von Tschiaturi und hat nur 30% Mn im Durchschnitt, es sind aber in Nikopol die viel größeren Vorräte vorhanden, die etwa 100 Mill. t sichere und über 300 Mill. t wahrscheinliche Erze betragen. Das Erz wurde aufbereitet und diente hauptsächlich für den sehr hohen sowjetrussischen Inlandbedarf. Seit Mitte 1941 ist Nikopol in deutschem Besitz.

Ähnliche Manganlagerstätten sind auch von anderen Orten bekannt, aber nicht entfernt so groß. So sind in den slowakischen Karpathen im alttertiären Flysch mehrere Lager vorhanden.

12. Die Bakterien des Schwefelkreislaufs und ihre geologische und lagerstättliche Bedeutung.

Die syngenetisch-sedimentäre Bildung sulfidischer Mineralien und Lagerstätten in marinen Gesteinen beruht in der Hauptsache auf der Lebenstätigkeit der Bakterien des Schwefelkreislaufs. Wir nennen diese wichtigen und weitverbreiteten Bildungen deshalb die „Lagerstätten des Schwefelkreislaufs“. Zum Verständnis der Bildungsvorgänge muß kurz auf diesen bakteriellen Kreislauf eingegangen werden.

Der Kreislauf des Schwefels vollzieht sich in Oberflächen-gewässern in mehreren Stufen, je nachdem Schwefelwasserstoff erzeugt oder verbraucht wird:

1. H_2S wird erzeugt von den desulfurierenden Bakterien und den Fäulnisbakterien. Erstere reduzieren anorganische Sulfate, letztere zersetzen Eiweißstoffe. Beide leben in sauerstoff-freien, tieferen Gewässerteilen, sie sind anaërob. Als Nebenprodukt bei diesen Reduktionsprozessen entsteht Ammoniak, und es gibt sogar noch weitere Bakterienarten, die mit den erstgenannten Arten zusammenleben, welche nur NH_4OH produzieren und so die zur Reduktion der Sulfate nötige alkalische Lösung erzeugen.

2. H_2S wird verbraucht von den eigentlichen Schwefelbakterien. Diese oxydieren den von den desulfurierenden Bakterien gelieferten Schwefelwasserstoff zu freiem Schwefel und Schwefelsäure. Sie brauchen dazu Sauerstoff, sie sind also aërob und können nur in einer bestimmten mittleren Schicht des Wassers leben, wo von unten her stets genügend H_2S und von oben her stets genügend O_2 an sie herandiffundiert.

3. Die von den Schwefelbakterien gebildete Schwefelsäure neutralisiert sich mit dem im Oberflächenwasser enthaltenen Calciumbikarbonat und bildet $CaSO_4$. Das sinkt zu Boden und wird wieder von den desulfurierenden Bakterien weiter zu H_2S verarbeitet, so daß der „Kreislauf des Schwefels“ auf diese Weise geschlossen ist.

Eine gewisse beschränkte Menge Schwefel könnte so andauernd an der Reaktion beteiligt sein und zahllosen Bakteriengenerationen immer wieder zur Nahrung und als Energiequelle dienen.

So verläuft der Prozeß, wenn weitere Nebenreaktionen nicht vorhanden sind. Es ist klar, daß dieser geschilderte reine Prozeß weiter keine geologischen Folgen hätte, da ja die Menge Schwefel konstant bliebe.

Ganz andere Vorgänge treten ein, wenn im Wasser des betreffenden Meeres oder Sees Bestandteile gelöst sind, die mit dem bakteriell sich entwickelnden H_2S unlösliche Verbindungen eingehen, also stets, wenn Schwermetalle der Schwefelwasserstoff- oder Schwefelammoniumgruppe darin gelöst sind. Hiervon kommen besonders Eisen, Kupfer, Silber, Blei, Zink, Nickel, Molybdän u. a. in Betracht. Es wird dann H_2S ganz oder zum größten Teil verbraucht zur Bildung von Sulfiden dieser Metalle. Auch Vanadium kann als Sulfid mit $(NH_4)_2S$, aber in schwefelsaurer Lösung gefällt werden. Das schon sedimentierte Eisenhydrogel im Schlamm wird durch den Schwefelwasserstoff in Eisensulfid umgewandelt. Zur Aufrechterhaltung der Lebensfähigkeit der Schwefelbakterien müssen dann viel größere Mengen von Eiweiß bzw. von Sulfaten zur Zersetzung zur Verfügung stehen, damit stets noch ein Überschuß an H_2S vorhanden ist. Dieser Fall hat nun geologische Wichtigkeit, denn er führt zur Sedimentation von Metallsulfiden.

Ein weiterer geologisch wichtiger Faktor ist die Abscheidung von Kalk innerhalb des Kreislaufs. Zwar werden in der Region der Schwefelbakterien die im Wasser gelösten Bikarbonate durch die bakteriell entstehende Schwefelsäure in Sulfate umgewandelt. Im Bodenschlamm findet aber unter dem Einfluß der desulfurierenden Bakterien wieder eine Zurückverwandlung von $CaSO_4$ statt, zu H_2S einerseits, und andererseits scheiden gewisse Arten von Bakterien (*Bact. calcis*) hier neben H_2S und NH_3 nun auch $CaCO_3$ in festem Zustand ab. Diesen bakteriellen Kalk konnte man neben Eisensulfiden in größeren Mengen sowohl im Bodenschlamm des Schwarzen Meeres als auch des Weissowo-Salzsees (Gouvernement Charkow) feststellen. Da überdies in diesem Faulschlamm auch $(NH_4)_2CO_3$ bei der Fäulnis entsteht, welches die Ursache der anorganischen Bildung fester Karbonate ist, so wird also ein Schlamm, der rein in der Wirkungssphäre der desulfurierenden Bakterien entsteht, stets als Mergel ausgebildet sein. Umgekehrt wird ein Schlamm, der noch in den Lebensbezirk der Schwefelbakterien hineinfällt, keinen Kalkgehalt besitzen, weil dieser verbraucht wird zur Neutralisation der Schwefelsäure. Man findet hier feste Sulfate (meist Schwerspat).

Es braucht nun eine scharfe Trennung dieser Lebensbezirke der desulfurierenden und der Schwefelbakterien nicht unbedingt vorhanden zu sein, sie hängt ab von der Höhe der H_2S -Konzentration,

welche die Schwefelbakterien nur bis zu einem gewissen Maximum vertragen, und der Höhe der O_2 -Konzentrationen, von dem sie ein gewisses Minimum brauchen. Eine Trennung der beiden Lebensbezirke fehlte z. B. in karbonatfreien aber sulfatführenden Kieslagern von der Art, wie sie in Meggen u. a. vorliegen. Sie muß aber dann vorhanden sein, wenn zu großer H_2S -Gehalt und zu geringer O_2 -Gehalt am Boden des Beckens die Schwefelbakterien nötigt, in höhere Meeresbezirke zu wandern und eine höher gelegene „Bakterienplatte“ zu bilden. Dieser Fall liegt heute im Schwarzen Meer vor und war auch in Gesteinen von der Art des Kupferschiefers vorhanden. In beiden Fällen haben wir als Bodensediment einen sulfidführenden Mergel.

Zusammenfassend können wir also sagen: die kombinierten organischen und anorganischen Reaktionen am Grund eines „Schwarzen Meeres“, in dem wir einen gewissen Schwermetallgehalt annehmen, würden unter der Herrschaft desulfurierender Bakterien ergeben: Abscheidung von H_2S , der sofort zum größten Teil zur Ausfällung von Cu- und Fe-Sulfidgelen verbraucht wird, zum anderen Teil nach oben diffundieren kann; weiterhin Abscheidung von Kalkspat bzw. Dolomit oder Eisenspat. Aber auch die Schwefelbakterien beteiligten sich an der Aufsichtung des Bodenschlammes trotzdem sie höher im Wasser wohnten. Sie wurden teils durch das niederrieselnde Plankton, teils nach ihrem Tod von selbst in die unteren Schichten niedergeführt. Sie lagern einen Teil des Schwefels, den sie durch Spaltung von H_2S erzeugen, in gediegenem Zustand in Form winziger Tröpfchen in ihren Zellen ab. Bei einer hypertrophischen Entwicklung solcher Schwefelbakterien entsteht Überschuß an gediegenem Schwefel, der allmählich größere Ablagerungen bilden kann.

Das Sediment, das sich hierbei bildet, wird „Faulschlamm“ („Sapropel“) genannt, der auch oft, wie erwähnt, kalkig-tonig als Faulschlammmergel ausgebildet ist. Es sind dies tonige oder tonig-kalkige Sedimente mit sehr erheblichen Mengen organischer Substanz, die sich in stillen, toten, faulen Wasserteilen abgelagert haben, in abgeschnürten Meeresbuchten und Fjorden, in abgesunkenen, durch Landzungen abgeschnittenen Flußmündungen („Limanen“), im toten Winkel zwischen verschiedenen Strömungen, oder endlich in tiefliegenden stillen Teilen des Meeresbodens. Die organischen Stoffe nehmen mit abnehmender Korngröße zu. Der Faulschlamm ist durch feinverteilte Sulfide schwarz gefärbt. In den Faulschlämmen findet sich noch Chlorophyll, Porphyrine u. a., jedenfalls reichert sich der Gehalt an organischen Stoffen und an Stickstoff und Kohlenstoff hier immer mehr an. Ganz besonders kennzeichnend ist aber der stete Gehalt an gewissen Schwermetallen in Form von Sulfiden; neben Eisen besonders von Cu, Ni, Mo und Vd. Spuren von Bodentieren sind nie darin vorhanden,

auch Kotballen fehlen. Besonders kennzeichnend sind überall vorhandene mikroskopisch kleine Punkthäufchen aus Pyrit, die in ihrer Form und ihren Dimensionen manchen Arten der Schwefelbakterien sehr ähnlich sind. Sie sind entweder direkte vererzte Schwefelbakterien, oder deren Produkte in der unmittelbaren Umgebung von Bakterienkolonien.

Jedenfalls sind die Faulschlamm-Ablagerungen Absätze aus völlig sauerstofffreiem Wasser. Im Schwarzen Meer enthalten z. B. nur die obersten 50—200 m Sauerstoff, die mehr als 2000 m darunter sind völlig sauerstofffrei und schwefelwasserstoffhaltig. Die organischen Stoffe werden bei der Diagenese der Faulschlamm zu Bitumen, das in vielen Faulschlammgesteinen oft in großer Menge vorhanden sein kann. Es stellt die hauptsächlichste primäre Quelle des Erdöls dar, die Faulschlammgesteine sind die eigentlichen Ölmuttergesteine. Das Öl wird durch Überlagerung und bei orogenetischen Bewegungen aus dem Gestein gepreßt und abdestilliert und wandert in überlagernde, besonders poröse und abgeschlossene Schichten („Ölspeichergesteine“). In bitumenärmeren Gesteinen bleibt das Bitumen als Haut um die Mineralteilchen oder durch den Ton adsorbiert erhalten, oder es bleibt als Einschluß in den allmählich größer kristallin werdenden Karbonaten. Bei stärkerer Diagenese, die über die Archometamorphose in echte Epimetamorphose übergeht, wird das Bitumen immer kohlenstoffreicher, bis es schließlich in Graphit sich umwandelt, wie wir ihn in den alten Formationen und in den tektonisch sehr stark durchbewegten Graphitschiefern (die auch stets kiesführend sind) finden.

Rezent geht diese Sulfid-, Sulfat- und Schwefelbildung nach der geschilderten Weise heute im Schwarzen Meer, im Weissow-Salzsee (Gouvernement Charkow) und in zahlreichen Lagunen und Limanen vor sich. Fossil fand sie überaus häufig und oft statt. Pyritführende dunkle Tonschiefer und „Alaunschiefer“ der verschiedensten Formationen, pyritführende Ölschiefer (z. B. Posidonienschiefer des Lias), größere Kieslager wie Rammelsberg, Meggen u. a., Kupferlagerstätten von der Art des Kupferschiefers, Bleiglanzبانke im Keuper und Buntsandstein, und endlich Schwefel- und Sulfatlager sind so entstanden.

13. Sedimentäre Kieslagerstätten.

Sulfidführende ehemalige Faulschlammgesteine sind in den marinen Ablagerungen vieler Formationen an zahlreichen Orten vorhanden und besitzen oft eine überaus weite Verbreitung. Sie liegen heute meist in der Form von ungefalteten Alauntonen, Mergeln, Schiefer-tonen, Blätterschiefern, Papierschiefern und Ölschiefern, oder von gefalteten dunklen harten Schiefern („Alaunschiefern“) und Stinkschiefern vor. Sie enthalten stets einen oft

mehrere Prozent betragenden Gehalt an feinverteiltem Pyrit, der immer als Punkthäufchen („vererzte Schwefelbakterien“) und oft auch noch als fein eingesprengte Pyritwürfel, häufig auch als größere bis nuß- und faustgroße radialstrahlige Pyritkonkretionen vorhanden ist. Die genauere Analyse, insbesondere die spektral-analytische Spurensuche, hat in allen diesen Gesteinen hundertstel bis zehntel Prozente von Schwermetallen nachweisen können, stets Vanadium und Molybdän, meist Kupfer und Nickel und noch manche andere, z. B. Gold und Silber, in geringeren Mengen. In früheren Zeiten wurden solche Gesteine als „Alaunschiefer“ oder „Vitriolschiefer“ vielfach zur Herstellung von Alaun und anderen Sulfaten benutzt, indem man sie der Verwitterung aussetzte, wodurch Al- und Kalisulfate entstehen, die durch Auslaugen und Eindampfen umkristallisiert wurden.

Gefaltete Gesteine dieser Art sind vor allem im europäischen Kambrium und Silur verbreitet (die deshalb auch neuerdings als „Schwarzschieferformation“ zusammengefaßt werden), z. B. in Thüringen, — sie kommen aber auch noch stellenweise im Kulm vor. Ungefaltete Beispiele sind der Kupferschiefer, den wir nachher gesondert betrachten, der Posidonienschiefer des Schwarzjura ϵ , und vor allem viele Flyschsedimente in den Vorräumen der Alpen, Karpathen, des Kaukasus, die als Ölmuttergesteine sehr bedeutsam sind.

Zur Alaunherstellung werden diese Gesteine heute nicht mehr benutzt. Manche ölricherer, z. B. der Posidonienschiefer, können verschwelt werden. Vielleicht werden sie wegen des zwar sehr geringen, doch auf weite Erstreckung gleichmäßig vorhandenen Gehaltes z. B. an Molybdän oder Vanadium noch einmal als metallische Rohstoffe von Bedeutung sein.

Ab und zu sind in solchen Gesteinen kompaktere Linsen und Schichten mit Kies von einigen Zentimeter Dicke und Meter Länge vorhanden. Örtlich kam es nun in ihnen vereinzelt zur Bildung mächtigerer und reiner Kiesmassen mit oder ohne Sulfate, besonders von Schwerspat. Neben viel Pyrit enthalten einige auch ungewöhnlich große Mengen von Kupfer-, Zink- und Bleisulfiden. Ich glaube, daß alle diese Sulfide und Sulfate als marine Sedimente ausgefällt wurden und nicht erst später zugeführt wurden. Indessen ist es nicht ausgeschlossen, daß sie nicht nur als Verwitterungslösung aus dem Festland ins Meer kamen, sondern daß örtlich auch einmal Exhalationen oder Thermalquellen mit diesen Metallen ins Meer kamen und dort zu einer ungewöhnlichen Metellanreicherung führten. Diese sedimentären Kieslagerstätten des Schwefelkreislaufes treten an Bedeutung zwar weit hinter die hydrothermalen Kiese vom Typus Rio Tinto zurück (s. S. 72), doch haben sie gerade für Deutschland eine ziemliche Bedeutung. Als wohl unbestrittenes Kies-Swerspat-Lager dieser Art ist das von

Meggen a. d. Lenne zu nennen, während die Erzlagerstätte des Rammelsbergs bei Goslar in der Beurteilung ihrer Entstehung sehr schwankt. Noch andere, wie Bodenmais und Lam im Bayerischen Wald und Grube Bayerland in der Oberpfalz, oder die norwegischen Kieslager z. T., sind sehr stark metamorph umgebildet, dürften aber in ihrer primären Entstehung zu diesen Typen zu zählen sein (s. u. Metamorphose Abfolge, II, 7).

Das Meggener Kies-Schwerspatlager liegt im Mitteldevon, besitzt als Liegendes Lenneschiefer, als Hangendes Kalke des obersten Mittel- und untersten Oberdevon. Das 6 m mächtige Pyrit-Schwerspatlager ist konkordant eingeschaltet an Stelle des sonst vorhandenen Massenkalkes. Der liegende Teil des Erzlagers ist massig, der hangende geschichtet mit Wechsellagerung zwischen Kies und schwarzem Schiefer. Die ganze Folge liegt heute als eingefaltete Doppelmulde vor. Das ganze Lager bildete ursprünglich eine Linse von mindestens 1,5:2,5 km. An zwei Seiten wird allmählich vom Hangenden her der Pyrit durch Schwerspat ersetzt, der zuletzt in eine Kalkbank ausläuft. Manche Kieslagerteile sind reicher an Zinkblende, während Kupferkies und Bleiglanz im ganzen selten und spärlich sind. Der Schwerspat ist ganz dicht und erscheint wegen der fehlenden Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse dunkel. Das Kieserz enthält im Durchschnitt 34% S und 7—8% Zn. Es sind noch etwa 45 Mill. t Vorräte vorhanden, in denen etwa 3 Mill. t Zink sind, das ist die größte Zinkreserve Deutschlands. Das Zink wird neuerdings durch ein besonderes Verfahren gewonnen, die Kieserze zu Schwefelsäure verarbeitet, und der Schwerspat wird reduziert und dient zur Lithophonherstellung. Die Jahresförderung betrug vor dem Kriege etwa 250000 t Kies und 160000 t Schwerspat.

Der Rammelsberg bei Goslar enthält in stark gefalteten und verworfenen mitteldevonischen Wissenbacher Schiefen zwei dicke plattenförmige Erzkörper. Das „Alte Lager“ ging in der unteren Hälfte des der Stadt Goslar zugekehrten NW-Hanges des Rammelbergs auf 500 m Länge zutage aus, fiel mit rund 45° nach SO ein und verkürzte sich im Einfallen so, daß es nach 320 m Einfallen völlig ausspitzte. Seine mittlere Mächtigkeit betrug 15 m, stieg aber einmal auf 30 m, wo im Hangenden ein Teil der Lagermasse als flacheres hangendes Trum ins Nebengestein abzweigte. Das 1859 entdeckte „Neue Lager“ ging nie zutage aus und fängt mit seinen obersten Spitzen erst 30—90 m untertage an. Es fällt ebenfalls rund 45° nach SO ein, und ist z. T. im Einfallen schon über 600 m weit bekannt, wobei es sich bis jetzt stetig bis auf 500 m verbreiterte und Mächtigkeiten von 15, 25, ja im tiefsten bis zu 50 m erreicht. Die Grenzen der Erze gegen das Nebengestein sind fast immer scharf, ohne daß ein Besteg ausgebildet ist. Im großen Verband sind die Erzlager dem Nebengestein konkordant, im einzelnen sind dagegen zahlreiche Diskordanzen zu beobachten. Vor allem sind die Grenzflächen Erz zu Nebengestein weitgehend als tektonische Verschiebungsflächen ausgebildet. Beide Lager scheinen aber nicht tektonisch voneinander getrennt zu sein, wohl aber endigen sie im O und W an zwei Hauptstörungen, hinter denen bis jetzt noch keine weiteren Fortsetzungen der Erzkörper gefunden wurden. Früher glaubte man, daß großtektonisch die ganze Schichtenfolge des Rammelsbergs samt dem Erzlager den liegenden Mittelschenkel einer überkippten Falte bildete. Neuere feintektonische Untersuchungen zeigten, daß die Schiefer durch Faltung und Verschuppung zu einer Folge von isoklinalen Mulden zusammengeschoben wurden; in einer ist das Erzlager enthalten, gebunden an den nicht überkippten liegenden Muldenflügel. In dem Zwischenraum zwischen dem Alten und Neuen Lager befindet sich noch ein drittes Lager, das „Grauerz“, das aber sehr erzarm ist und hauptsächlich aus Schwerspat besteht.

Die Erze enthalten Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Schwerspat und Kalkspat nebst wechselnden Mengen von Schieferschmitzen, Serizit, kohligter Substanz, aber nur allergeringste Mengen Quarz. Die mikroskopische Untersuchung hat noch wesentliche Mengen Markasit, Fahlerz, Magnetkies, Magnetit und Bournonit und einige sehr seltene und spärliche Erzminerale aufgedeckt.

Der Bergbau unterscheidet folgende Erzsorfen:

Bleierze: 8—12% Pb, \pm 20% Zn

Braunerze: 15—20% Pb, $>$ 30% Zn

Melierterze: 6—8% Pb, 15—20% Zn, 3—8% Cu

Kupfererze: mit verschiedenen Gehalten

Schwefelerze: nur aus Pyrit bestehend

Grauerze: fast nur Schwerspat + Dolomit, mit wenig Pb + Zn.

Banderze: Dünnschichtige Wechsellagerung von karbonatisch-sandigen Erzlagen mit erzarmen bis erzfreien schiefrigen Lagen.

Kniest: SiO₂-reiches Gestein im Hangenden des Alten Lagers, das auf Kreuz- und Querklüften grobkristallinen Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz enthält. Es ist eine jüngere vererzte Ruschelzone.

Die Erze sind also im Durchschnitt als recht reich und hochhaltig anzusprechen. Die genannten Sorten sind meist nicht deutlich voneinander gesondert, gehen ineinander über, und über ihre Verteilung lassen sich keine festen Regeln aufstellen. Das alte Lager war reicher an Pyrit und Karbonaten, ärmer an Zinkblende und Schwerspat, der nach der Ausspitzung in der Tiefe fast ganz verschwand. Im Neuen Lager tritt Pyrit stark zurück und Zinkblende herrscht, daneben tritt sehr viel Schwerspat auf. Nach der Tiefe nimmt aber Schwerspat ab zugunsten von Karbonaten und Pyrit.

Gefüge und Verwachsung der Erze ist ungewöhnlich und auffällig. Alle Erze (mit Ausnahme des jüngeren „Kniest“) sind überaus feinkörnig. Alle Erzminerale außer Pyrit bilden ein Mosaik aus ungefähr gleich großen Körnchen, die in sehr schmalen, rasch auseinanderlaufenden Schichten in verschiedenen Mengen vorkommen. Im Gegensatz dazu sind Pyrit und Markasit ganz ungleichkörnig und bilden bis kirschgroße rundliche radialstrahlige Knollen und Einzelkristalle. Überaus zahlreich sind auch die als „vererzte Bakterien“ aufgefaßten Punkthäufchen. Die bänderigen Erze zeigen sehr häufig Faltungen, Verfaltungen, Stauchungen, ferner sind „Druckschattenbildungen“ hinter den Pyritknollen häufig. Im Pyrit finden sich alte Gebilde; andere als ursprünglich aufgefaßte primäre Sedimentationsstrukturen sind nur zufällig und innerhalb größerer geschlossener Pyritmassen erhalten geblieben; die sekundären Druck- und Durchbewegungstexturen sind im Rammelsberg die Regel.

Es ist verständlich, daß die Entstehung der Rammelsbergerze sehr umstritten ist. Ganz zweifellos haben die tektonischen Durchbewegungen die Erzminerale und ihr Gefüge stark beeinflußt und verändert. Auch wird eine gewisse kleinräumige Verschiebung, Verzahnung und Verfaltung an der Grenze Erz-Nebengestein durchaus zugegeben, wodurch die diskordanten Bilder, die Ausspitzungen und Wulstformen entstanden. Eine weiträumige „Intrusion“ des schon fertigen Erzlagern von einer ganz anderen Stelle an den heutigen Ort anläßlich der Auffaltung, wie sie schon vermutet wurde, dürfte aber übertrieben sein. Zahlreiche Einzelbilder im makroskopischen Bild scheinen für eine Verdrängung von Schiefer oder Kalk durch die Erzminerale unter getreuer Schichtungsabbildung zu sprechen. Im mikroskopischen Bild sind auf ganz kleinem Raum in dem Erzmosaik auch schon die gegenwärtigen Verhältnisse der Erzminerale auf Verdrängungen zurückgeführt worden. Manche Forscher ziehen dann den Schluß, daß die Erzlösungen hydrothermal eingewandert seien und hier eine hydrothermale Verdrängungslagerstätte vorläge. Es wäre dies ein ungemein seltsamer und sonst völlig unbekannter Typus, der mit anderen bekannten hydrothermalen Verdrängungen gar keine

Ähnlichkeit aufweist. Mineralbestand, Gefüge und Verbandsverhältnisse der dann genetisch übereinstimmenden Kieslager vom Typus Rio Tinto sind ja ganz anders. Vor allem fehlen alle Nebengesteinsumwandlungen, die bei solch intensiver Verdrängung sehr erheblich gewesen sein müßten. Andererseits sprechen die noch erhaltenen Altbestände ganz für syngenetisch-sedimentäre Entstehung, vor allem die Strukturen des Pyrits, die „vererzten Bakterien“ und zahlreiche noch erhaltene Gelstrukturen. Dann ist die ganze stratigraphisch-fazielle Umwelt so, daß das Lager sich viel zwangloser als sedimentär erklären läßt. Die starke Durchbewegung und erhebliche Metamorphose der ja sehr viel empfindlicheren Erze hat freilich das Bild sehr verwischt, und es wird sich kaum je über die Genesis eine Einigung erzielen lassen.

Der Rammelsberg ist seit mehr als tausend Jahren und auch heute noch eine der wertvollsten und wichtigsten Metallagerstätten Deutschlands. Seine Ausbeutung fing zur Zeit Ottos I. etwa ums Jahr 900 an, nachdem er wahrscheinlich schon länger vorher bekannt war. Zuerst wurde das Silber der 20—30 m mächtigen Oxydationszone ausgebeutet, nach kurzer Zeit aber auch schon das Kupfer. Schon in den ersten Jahrhunderten müssen jährlich durchschnittlich etwa 8000 t Erz gefördert worden sein, eine Zahl, die sich im 15. und 16. Jahrhundert auf die erstaunliche Höhe von 30000—40000 t pro Jahr steigerte. Auch in der Folgezeit blieb die Lagerstätte stets in Abbau und gewann ab 1860 nach Auffindung des Neuen Lagers, auf dem heute allein gebaut wird, eine wachsende Bedeutung. Bis 1929 sind in 950 Jahren etwa 12 Mill. t Erze aus dem Rammelsberg gefördert worden. Die letzten Jahresförderungen übersteigen schon weit 100000 t Rerze und erzielen neuerdings jährlich über 2000 t Kupfer, und je über 20000 t Blei und Zink. Nach dem günstigsten Stand der tiefsten Aufschlüsse sind auch in größeren Tiefen noch erhebliche Vorräte zu erwarten. Die Erze haben einen Silbergehalt von 100—200 g/t und einen Goldgehalt von 0,1—1,0 g.

Andere ähnliche Lagerstätten sind nur wenig bekannt. Am meisten Ähnlichkeit scheint die Mount Isa-Mine in Queensland in Australien zu haben, die 1938 41000 t Blei und 45000 t Zink erzeugt.

14. Kupferschiefer und Kupfermergel im Deutschen Zechstein.

Als Kupferschiefer bezeichnet man seit altersher das zweitunterste Schichtglied des mitteldeutschen Zechsteins, wie es in besonders typischer Weise in der Mansfelder Mulde ausgeprägt ist. Sein Liegendes bildet entweder das Zechsteinkonglomerat, oder das sogenannte „Grauliegende“ und „Weißliegende“, das sind entfärbte teilweise umgelagerte und mit kalkigem Bindemittel verkittete rotliegende Sandsteine, Arkosen und Schiefertone. Petrographisch ist der „Kupferschiefer“ richtiger als ein dichter feinschichtiger bituminöser sulfidführender Mergelschiefer zu bezeichnen. In der Mansfelder Mulde ist er rund 30—40 cm mächtig. Sein Hangendes bilden 15—30 cm dickbankige graue Kalke („Dachklotz“), dann kommen 0,75—1,30 m kurzbrüchige dunkle Kalke („Fäule“), darüber die mehrere Meter mächtigen grauen eigentlichen Zechsteinkalke. Im Mansfelder Gebiet lassen sich im eigentlichen Kupferschiefer gut mehrere, durch Farbe, Schieferigkeit, Korngröße, Mineralzusammensetzung und Metallgehalte verschiedene Lagen unterscheiden („Feine Lette, Grobe Lette, Kammschale, Schieferkopf, Dachberge“). Sie sind unten tiefschwarz bis braun-

schwarz und werden nach oben allmählich grau. Der Kupferschiefer dürfte durchschnittlich etwa 50—55% Quarz + Serizit, 25—30% Kalkspat und Dolomit, 10% Sulfide und 10% Bitumen enthalten. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt der Kalkgehalt zu, Ton und Bitumengehalt ab. Das sogenannte „Bitumen“ ist fast reiner anthrazitartiger Kohlenstoff. Die Vererzung ist in verschiedenen Gebieten sehr unterschiedlich. Einmal wechseln im Großen metallreiche mit metallarmen Gebieten ab, dann kupferreiche mit zinkreichen. Im Kleinen hängt der Metallgehalt von der Morphologie des Untergrundes und der Tektonik und noch anderen Faktoren ab. Nachdem schon früher die erzmikroskopische Untersuchung viel Aufklärung gebracht hatte, hat neuerdings eine großzügige regional-geologisch-fazielle Untersuchung diese Folgerungen bestätigt und das Bild der Entstehung abrunden und erweitern können.

Neue Zusammenfassungen:

G. Richter: Geologische Gesetzmäßigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. Arch. f. Lagerstättenforschung. Heft 73. 1941. 61 S.

E. Kautzsch: Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. Ebd. Heft 74. 1942. 42 S.

Im ungestörten Feld der Mansfelder Mulde ist folgende Erzführung:

Die Sulfide sind entweder sehr fein eingesprengt („Speise“) oder bilden einige Millimeter lange, meist nur 0,1 mm dünne „Erzlineale“, die aber auch nur eine auf einer Schicht vereinigte Hintereinanderreihung von kleinen Linsen, Bändern und Flasern darstellen. Als dritte Form kommen noch etwas größere rundliche konkretionsartige „Pyrit-Hieken“ vor. Endlich enthält das „Weißliegende“ noch Erze eingesprengt („Sanderze“). Alle diese Erze enthalten der Häufigkeit nach Buntkupfer, Zinkblende, Tiefkupferglanz, seltener Pyrit, Bleiglanz, Fahlerz und ged. Silber. Kupferkies ist fast nur in sekundären durchsetzenden kurzen Trümchen vorhanden oder dort, wo ganz örtliche Umbildungen des Erzgehaltes stattfanden. In ungeheurer Fülle sind durch den ganzen Kupferschiefer jene Punkthaufen aus Pyrit und aus Kupferkies verbreitet, welche oben schon erwähnt wurden und die als „vererzte Bakterien“ selbst oder als unmittelbare Sulfidausfällungen in der Nachbarschaft lebender Bakterien oder in abgestorbenen Bakterien des Schwefelkreislaufes aufgefaßt werden.

Im ungestörten Feld wird das regelmäßige Bild dieser Kupferschiefer-schicht durch zwei Erscheinungen unterbrochen: das Weißliegende ist wellenartig abgelagert, so daß seine normale Mächtigkeit von 1—2 m oft stark ansteigt („Flözberge“). Auf diesen Erhebungen ist die Mächtigkeit und die Erzführung des Kupferschiefers gegenüber den Vertiefungen dazwischen stark reduziert, insbesondere nimmt Buntkupfer sehr ab.

Eine zweite Erscheinung ist die „Rote Fäule“, wobei die Hangenden Schichten (Dachklotz und Fäule) rotgefärbt sind, was auch bis in den Schiefer hinein reichen kann. In diesen Zonen nimmt der Kupfergehalt bis zur völligen Vertaubung ab.

Im gestörten Feld durchziehen zahlreiche Sprünge, Verwerfungen, auch Flexuren und Faltungen den Schiefer. Besonders die Verwerfungen und Sprünge haben Einfluß auf die Erzführung. Es sind zumeist die als „Kobalt-rücken“ bekannten Mineral- und Erzgänge (Hydrothermale Lagerstätten, IV, 7, S. 103), die Schwespat führen, im Bereich des Kupferschiefers und etwas darüber und darunter aber Kobaltarsenide enthalten. In ihrer Nähe

werden die Karbonate im Schiefer durch Kupfererze, besonders Buntkupfer verdrängt, der Schiefer wird von zahlreichen Trümchen mit Kupferkies durchsetzt und Kupferkies verdrängt auch die primären Kupfererze des Schiefers ebenso die Pyritkies. Auch Verarmungen im Kupfergehalt kommen in der Nähe der Rücken vor. Jedenfalls sind dies aber alles sekundäre Umwandlungen und Umlagerungen, die von den jüngeren aszendente-hydrothermalen, auf den Rücken zirkulierenden Lösungen herrühren.

Das Hauptgebiet ist die Mansfelder Mulde mit den Orten Mansfeld, Hettstedt und Eisleben südöstlich des Harzes. Hier sind reichere Erze auf eine Fläche von etwa 140 qkm bekannt, von denen rund 120 qkm abgebaut sind mit einem Kupferausbringen von 1,5 Mill. t.

Der Kupferschieferbergbau fing etwa ums Jahr 1200 an und hat seit dieser Zeit bis heute 750 Jahre lang ununterbrochen im Gebiet von Mansfeld-Hettstedt-Eisleben bestanden. Die Erze hatten lange Zeiten etwa 3% Cu, dann wurden in der letzten Zeit auch ärmere Feldesteile abgebaut, so daß der durchschnittliche Gehalt auf 2,5 und weniger sank. Die Förderung 1939 hatte 2,8% Cu und 142 g Ag/t und schwankte je nach Feldesteil zwischen 2,0% und 3,6% Cu mit 97 und 182 g Ag. Bei der wechselnden Mächtigkeit des Flözes wird der örtliche Metallgehalt meist in kg bzw. g Metall pro qm ausgedrückt. Obige Zahlen für 1933 wären z. B. im Durchschnitt 19 kg Cu mit Schwankungen zwischen 10,6 und 31,5 kg Cu/qm und 97 g Ag im Durchschnitt, mit Schwankungen zwischen 53 und 167 g Ag/qm. In den letzten Jahren vor dem Krieg betrug die Jahresförderung etwa 800000 t handgeklauter Schiefer mit 20000—25000 t Kupfer und 100000—130000 kg Silber, ferner lieferten die Hütten Schwefelsäure. Als Nebenprodukte wurden Molybdän, Blei, Zink, Vanadium und vor allem Schlackensteine gewonnen. Der Kupferschiefer enthält — und das ist auch ein Zeichen für seine genetische Stellung als sedimentär-syngenetische Lagerstätte des Schwefelkreislaufs — den größten Teil der Elemente, darunter besonders relativ viel Vanadium, Molybdän, Nickel, aber auch Gold, Platin, Palladium, Rhenium u. a.

In früheren Zeiten wurde noch an zahlreichen anderen Stellen zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge, Thüringer Wald, Harz und Flechtinger Höhenzug Kupferschiefer abgebaut. Neue Untersuchungen haben noch an verschiedenen Stellen größere Vorräte bauwürdiger Erze nachgewiesen. So sind im Kurhessischen Kupferschiefergebiet bei Richelsdorf zwei bauwürdige Teilmulden mit 50 qkm Flözfläche, einer Flözmächtigkeit von 24 cm und einer abbauwürdigen Kupfermenge von über 1 Mill. t. Bei Sangerhausen sind 9 km Flözfläche und 29 cm Mächtigkeit.

Auch diese reicheren Teilbecken wurden in neuester Zeit in Abbau genommen. Zwischen diesen reicheren Gebieten sind aber weite Flächen mit sehr viel geringeren Metallgehalten, die zur Zeit unbauwürdig sind, bis zu fast fehlenden Gehalten. Die Bedingtheiten dieser Metallverteilung konnten jetzt aufgeklärt und gewisse Gesetzmäßigkeiten gefunden werden. Die kupferreichen Zonen decken sich nicht mit den Achsen der großen Rotliegendströge, sondern mit den Kernen von Neben- und Teilsenken. Ferner hält sich die kupferreiche Kupferführung ausschließlich an Gebiete mächtigen Zechsteinkalks, wo seine Mächtigkeit rasch wechselt, die als Rinnen und buchtartige Nebensenken eines Hauptbeckens anzusehen sind. In den Tiefenzonen dieser Rinnen herrscht immer unter den Erzen das Kupfer, während die flachergründigen Randgebiete mit geringer Entwicklung des Zechsteinkalks als Zinkfazies ausgebildet sind. Dies erklärt die schon früher bekannte Erscheinung, daß Kupfer und Zink nicht nur relativ, sondern auch absolut einander reziprok sind, wobei Blei den Übergang bildet. Auch im vertikalen Profil ist eine solche reziproke Entwicklung vorhanden: Von unten nach oben folgen sich die vorherrschende Kupferausfällung, dann Bleierze, endlich oben eine Zinkausfällung. Das Maximum der Kupfergehalte ist nahe der Grenze Sanderz/Schiefer, das des Bleies ist in den mittleren Schiefer-

lagen, und des Zinks in seinen hangenden Teilen. Diese horizontalen und vertikalen Faziesunterschiede treten stets zusammen auf. — Der Erzgehalt des Sanderzes ist primär und nicht infiltriert. — In den tiefsten Beckenteilen fehlen die Erze fast ganz.

Die Kupferschiefererze sind syngenetisch-sedimentär im Kupferschiefermeer ausgefällt worden. Ausfällendes Agens war in der Hauptsache H_2S , der durch die desulfurierenden Bakterien in den sauerstofffreien tieferen Rinnen und Buchten des Beckens entwickelt wurde. Wegen der stärkeren Affinität des Kupfers zu Schwefel wurde dieses sofort ausgefällt, während in den flachergründigen Gebieten, wo noch sauerstoffreiches Oberflächenwasser vorhanden war, Zink vielleicht erst als Karbonat gefällt und dann erst in Sulfid umgewandelt wurde. Auch die Metallarmut in den Gebieten der „Roten Fäule“ hängt mit sauerstoffreichen Zuflüssen und der dadurch bewirkten Verdünnung des Metallgehaltes zusammen.

Die Herkunft der Metalle ist wegen der viel zu geringen Denudation zur Zechsteinzeit wohl kaum aus der unmittelbaren Abtragung von Erzgängen auf dem Festland herzuleiten. Viel wahrscheinlicher ist, daß schon die rotliegenden Schuttgesteine im Liegenden des Kupferschiefers in weiten Gebieten Erze nach Art des „Red Bed-Typus“ enthielten, die allmählich im Grundwasser gelöst wurden; dieses wurde mit Beginn der Zechstein-Meeressüberflutung angestaut und vermischt sich mit dem Meerwasser. So ist das schlagartige Erscheinen der Kupfererze schon im Sanderz und untersten Schiefer gut zu erklären.

Eine andere große Lagerstätte ähnlicher Art im deutschen Zechstein ist der Kupfermergel der Haaseler und Gröditzter Mulde in Niederschlesien. Die Mulden sind durch die saxonische Gebirgsbildung entstanden. Der niederschlesische Zechstein hängt im NW mit dem großen norddeutschen Zechsteinbecken zusammen. Stratigraphisch ist der Kupfermergel dem Kupferschiefer gleichzustellen. In den schlesischen Randgebieten ging aber die Kalkbildung noch während der Faulschlammablagerung weiter. In der Haaseler Mulde liegt eine bitumenarme Wechsellagerung von Mergeln und Kalken vor, während in der Gröditzter Mulde z. T. eine bitumenreiche einheitliche dunkle Mergelablagerung vorhanden ist. Die Erzführung ist in beiden Mulden einheitlich. Die Erze treten nur in feinsten Verteilung als „Speise“ auf. Von Mineralien kommen Buntkupfer und Kupferglanz, seltener Kupferkies, Arsenfahlerz, ged. Silber, Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit vor, ferner sind die Spurenelemente Co, Ni und Vd weitverbreitet. Die ganze vererzte Folge ist wieder ganz durchstäubt von einer ungeheuren Zahl massenhaft auftretender Punkthäufchen von 5—40 μ Größe aus Pyrit. Sie werden wieder als vererzte Bakterien aufgefaßt, die unmittelbar nach dem Absterben durch Diffusion von Metallionen durch die Zellen zu den Schwefeltröpfchen vererzt wurden. Auch eine ähnliche Rotfärbung wie in der Mansfelder „Roten Fäule“ kommt hier vor, mit ähnlichen Folgeerscheinungen der Verarmung und Umbildung zu Kupferkies. Die Mächtigkeit der Erzführung ist wesentlich größer und erreicht bis 3 m. In der Mitte ist der höchste Kupfergehalt von 1—2% und nimmt nach oben und unten ab. Der Silbergehalt beträgt 4000 g pro t Kupfer.

Im ganzen übertrifft dieses Vorkommen die Mansfelder Lagerstätte noch nach Ausdehnung und Metallvorrat. Es wird seit einigen Jahren abgebaut.

15. Bleiglanzbänke und Kohlenkies.

In diesem Zusammenhang müssen die Bleiglanzbänke der südwestdeutschen Trias erwähnt werden. Durchgehende Bleiglanzbänke finden sich im Muschelkalk, an der Grenze zwischen Wellenkalk (mu 2) und Wellendolomit (mu 1) und mitten im Gipskeuper (km 1). Spärlich eingesprengte Bleiglanzkristalle, seltener Zinkblende, liegen verstreut in einer geringmächtigen Bank. Auch in anderen Schichtgliedern des Muschelkalks, z. B. in den Nodosenkalken (mo 2) ist örtlich eine Bleiglanz- und Zinkblendeführung bekannt. Stets lassen sich Beziehungen zu organischen Überresten, Muscheln, Ammoniten, oder Fischresten finden, durch deren Verwesungsstoffe Spuren von Schwermetallen als Sulfide ausgefällt wurden. Auch im norddeutschen Muschelkalk z. B. bei Rüdersdorf sind außer Pyrit und Markasit noch andere Sulfide, wie Zinkblende, Millerit und Kupferkies bekannt.

Diese Vorkommen sind immer nur mineralogische Seltenheiten, sind ganz gute stratigraphische Leithorizonte, spielen aber praktisch keine Rolle.

Wesentlich wichtiger ist die Pyritführung von Kohlen, der sogenannten „Kohlenkies“. In allen Kohlen kommt Schwefelkies meist als Pyrit, ab und zu wohl auch als Markasit so regelmäßig vor, daß ja der Schwefelgehalt der Kohlen ein immer analytisch bestimmter und zur Kennzeichnung der Kohlen dienender Bestandteil ist. Allerdings ist nur ein Teil an Kies gebunden, ein anderer Teil wird in organischer Bindung angenommen. Die Rohkohle im Ruhrgebiet enthält z. B. 0,7—3,6% S, die Reinkohle bis 4,5%. Der Kies findet sich in Form kleiner Knötchen, bohnenförmiger Konkretionen, wohlausgebildeter Kristalle, oder als Überzüge auf Fossilien. Man gewinnt heute schon auf vielen Zechen aus den Feinbergen und Flotationsbergen, die 4—10% S enthalten, ein Kieskonzentrat, das ein willkommenen Rohstoff zur Schwefelsäureherstellung ist. Der Kies ist völlig frei von Edelmetallen, enthält aber stellenweise etwas Arsen.

In anderen Kohlenrevieren sind die Kohlen noch kiesreicher. Z. B. enthält die noch im Braunkohlenzustand befindliche Rohkohle des Moskauer Beckens bis 5% Kies, der schon länger gewonnen wird und eine wichtige Grundlage der Schwefelsäureproduktion der Sowjet-Union bildet. Die Braunkohle des Helmstedter Reviers liefert jährlich bis 30000 t Kies.

Ein großer Teil dieses Kieses ist wohl schon während der Vermoderung des Holzes kurz nach der Einbettung ins sauerstofffreie Sumpfwasser durch Bakterien des Schwefelkreislaufes ausgefällt worden. Ein anderer, wohl wesentlich geringerer Teil, zu dem die ringsum ausgebildeten Kristalle gehören dürften, ist wahrscheinlich erst durch nachträgliche Konzentration im tieferen vados deszendenden Kreislauf entstanden.

Wesentlich seltener und ganz vereinzelt und örtlich kommen auch andere Sulfide (Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Millerit

u. a.) in der Kohle vor. Sie sind dann wohl ebenso entstanden. Bemerkenswerterweise wird aus permischen und permokarbonen Kohlen mehr über solche Funde berichtet als aus den eigentlichen Karbonkohlen.

16. Sedimentäre Sulfat- und Schwefellager.

Ein sedimentäres Sulfatlager, das innerhalb des Schwefelkreislaufs entstanden ist, ist das schon vorhin erwähnte Schwefelspatlager zu beiden Seiten des Kieslagers von Meggen. Solche kompakten und durchgehenden syngenetisch entstandene Schwefelspatlager sind anderswo wenig bekannt. Relativ häufiger sind einzelne Knollen und kleine Lagen und Linsen von Sedimentgesteinen, auch in Ölschiefen. Zum großen Teil sind sie allerdings später als deszendenter-lateralsekretionäre Bildungen konzentriert worden, vgl. S. 212. Ob größere Gipslager in diese Gruppe gehören, ist aus Mangel an genaueren Daten nicht zu sagen, möglich wäre es aber. Gips und Coelestin treten in größeren Massen im Gefolge sedimentärer Schwefellager auf und dürften dann dieser Gruppe zuzurechnen sein.

Schwefel findet sich häufig in großen Lagern, rein oder mit Sulfaten, Karbonaten oder Ton gemengt, in einer marinen Schichtenfolge, so daß er immer schon als ein sedimentäres Gestein und als Glied des Schwefelkreislaufes angesprochen wurde. Wie insbesondere in den vielen süditalienischen und sizilianischen Lagerstätten, aber auch aus Louisiana, USA., Galizien u. a. O. bekannt ist, finden sich überall sehr ähnliche bis ganz gleiche Paragenesen, fazielle Verhältnisse und Schichtenfolgen. Schwefel ist vergesellschaftet mit Kalkspat, Aragonit, Coelestin und Gips, und liegt in einer bituminösen marinen Kalksteinserie. Über ihr liegt Gips, im Liegenden finden sich Mergel mit Trippeleinlagerungen und verkieselte Kalke. Die Entstehung des Schwefels und der Sulfate ist teils primär, rein biogen-bakteriell, bedingt durch ein hypertrophisches Bakterienleben, das wieder durch stärkeren Zufluß sulfathaltiger Lösungen oder stärkere Verwitterung S-haltiger Eiweißstoffe entstand und auch bedingt durch nahe beieinander gelegene Lebensbezirke der desulfurierenden und der Schwefelbakterien (s. S. 193). Andererseits spielen aber auch zweifellos, oft vielleicht überwiegend, sekundäre und spätere Vorgänge eine Rolle. Wenn in einem primären Ölgestein durch Belastungsdruck bei der weiteren Umbildung der organischen Materie Schwefelwasserstoff bakteriell gebildet wird, im Hangenden unter Druck aufgestaut wird und dann in den Bereich des Sauerstoffs kommt, wird H_2S langsam und unvollständig zu S oxydieren und zunächst pulverige Ablagerungen bilden. Bei Faltungs- und Bruchschollenbildung werden, z. T. durch die geringe Sublimationstemperatur bedingt, Umkristallisationen zu groben Aggregaten und großen

Drusen-Kristallen eintreten, an denen auch die vorher und gleichzeitig gebildeten Karbonate und Sulfate teilnehmen.

Der heutige Zustand und auch z. T. die heutige stratigraphische Position dieser Schwefellagerstätten würde also zu den deszendenden, z. T. sogar lateral-sekretionären Umbildungen gehören (Abschnitt VII). Die erstmalige Konzentrierung und die Bildung des H_2S , die die Ausgangssubstanz für den Schwefel und die Sulfate darstellt, ist aber auch noch später nach der Überlagerung¹⁾ durch die Bakterien des Schwefelkreislaufs bewirkt worden, deshalb stellen wir diese Lagerstätten hierher.

Große und bedeutende Schwefellagerstätten dieser Art sind in Sizilien und bei Ancona, wodurch Italien mit 2,4 Mill. t Rohförderung in 1938 mit über 16% Schwefel an zweiter Stelle der Weltproduktion hinter USA. steht.

In USA. finden sich solche Lagerstätten in Texas und Louisiana (hier im Hangenden von Salzdomen, — der Schwefel wird mit überhitztem Wasserdampf nach dem Frasch-Verfahren ausgeschmolzen und als Schmelze zutage gefördert). Der Anteil an der Weltförderung beträgt 80% mit 2800 Mill. t 1940. Lagerstätten ähnlicher Art gibt es noch in Galizien.

V. Marine Salzlagerstätten.

Sie brauchen in diesem Buch nicht näher besprochen zu werden. Es muß aber betont werden, daß sie allmählich auch als Leichtmetall-Rohstoffe in Betracht kommen werden. In Deutschland wird z. B. schon zum überwiegenden Teil Magnesium aus dem Carnallit der norddeutschen Kalisalz-lager und aus deren Abfall-Laugen gewonnen, und die Produktion soll schon mehrere 10000 t jährlich erreicht haben.

VI. Mineralische Brennstoffe.

Auch sie brauchen hier nicht näher behandelt zu werden. Der „Kohlenkies“ wurde schon S. 204 erwähnt.

Als Metallische Rohstoffe kommen manchmal Kohlenaschen und vor allem gewisse Ölrückstände in Betracht. Die Ölmuttergesteine sind Faulschlämme der „Schwarzen Meer-Fazies“, in denen ja allerlei Schwermetalle im bakteriellen Schwefelkreislauf angereichert wurden. Bei der Verschmelzung von Ölschiefern finden sie sich angereichert in den Schwelrückständen. Bei der Wanderung der Öle können sie im Öl bleiben oder z. T. verlorengehen; je nachdem wird man auch in Ölrückständen mehr oder weniger große Gehalte dieser Metalle wiederfinden. Es sind hauptsächlich Vanadium, Nickel und Molybdän. — Auch diese Metallquelle wird in Zukunft stärker beachtet werden müssen.

VII. Deszendente Lagerstätten.

1. Allgemeines.

Die seither betrachteten sedimentären Lagerstätten bildeten sich alle an der Erdoberfläche, in Binnengewässern oder im Meer;

¹⁾ Lebende Bakterien halten sich sehr lange und bis in große Tiefen im Gestein. So hat man in Karbonkohlen aus Tiefen von 1000 m lebende Bakterien gefunden.

die lagerstättenbildenden Vorgänge waren innerhalb des entstehenden Sedimentes wirksam und reichten im allgemeinen bis zum jeweiligen Grundwasserspiegel und nur unerheblich ins Grundwasser hinein. Schon mit dieser Lokalisierung ihres Bildungsbereiches sind sie abgegrenzt gegen die Lagerstätten dieses siebenten Abschnittes, die der Hauptsache nach sich in einiger Tiefe unter der jeweiligen Oberfläche innerhalb der tieferen Zone des mehr oder weniger stagnierenden Grundwassers gebildet haben. Mit diesem örtlichen Unterschied läuft meist auch ein zeitlicher parallel. Während die sedimentären Lagerstätten der vorigen Abschnitte sich gleichzeitig mit den einbettenden Sedimenten — also syngenetisch! — gebildet haben, sind die hier zu betrachtenden Lagerstätten erst längere Zeit nach ihren sedimentären Nebengesteinen entstanden, manchmal wohl in direkter Fortsetzung der Bildungsvorgänge dieser Gesteine, des öfteren aber völlig unabhängig davon, durch ganz neue und von außen kommende Vorgangsakte. Jedenfalls sind alle solche Lagerstätten total epigenetisch ihrem Nebengestein gegenüber.

Für manche, aber längst nicht für alle Bildungen dieser Art kann man mit mehr oder weniger großer Sicherheit die Konzentration eines im näheren oder weiteren Nebengestein zerstreut vorhanden gewesenen Stoffes auf kleinem Raum annehmen. Das ist das, was als „Lateralsekretion“ bezeichnet wird. Häufig handelt es sich aber um ganz neue und fremde Zufuhren.

Die Formen sind mannigfaltig. Weit verbreitet sind solche, die man als Konkretionen, Geoden, Septarien, Sphärosiderite usw. bezeichnet. Es sind dies kugelige, ellipsoidische, brotlaibförmige oder plattige Gebilde von Nußgröße bis weit über Kopfgröße, die vereinzelt oder oft auch zu vielen eng nebeneinander und dann häufig auf bestimmten Schichten liegen. In solchen Fällen gehen sie gar nicht selten sogar in Linsen oder in große anhaltende Schichten derselben Substanz über. Als innerster Kern und Ansatzkeim wird meist ein Fossilrest gefunden. Seine allmähliche Verwesung hat dann Stoffe freigesetzt, die als Ausfällungsmittel für den Stoff der Konkretion dienten. Häufig erfolgte später Innenschumpfung, so daß gekammerte oder hohle Konkretionen („Septarien“) entstanden.

Eine zweite Form sind Verkittungen von Sedimentkörnern, die schichtig, linsenförmig, kugelig oder auf größere Strecken im Sediment verbreitet sind.

Eine dritte Form sind Gänge, deren Ausfüllung mehr oder weniger deutlich von oben her erfolgt ist, und die nach unten in einiger Tiefe auskeilen (sogenannte „Rasenläufer“).

Weiter kommen Linsen- und Hohlräumausfüllungen kleineren Umfanges vor. Endlich sind Sedimente, meist karbonatischer Natur, in weitem Umfange durch Erze ersetzt worden, es

haben sich Verdrängungslagerstätten gebildet. Im verkarsteten Gebirge kommen dann auch umfangreichere Höhlenfüllungen vor.

Aus dem Geschilderten ergibt sich, daß besonders die Tiefenerstreckung all dieser Lagerstätten nie sehr bedeutend ist, daß sie entweder rein schichtige Bildungen sind oder nach der Tiefe bald aufhören und auskeilen, wenn auch manchmal ihre horizontale Erstreckung beträchtlich ist. Jedenfalls liegen nur selten Erzmengen vor, die eine beträchtliche Bedeutung besitzen.

Bildende Vorgänge sind meist Wechselreaktionen zwischen zirkulierenden absteigenden Lösungen oder Stoffen, die im tieferen Grundwasser gelöst sind, mit gewissen Substanzen im Gestein, die teils fest sind, teils durch Verwesung, Zersetzung, Verwitterung allmählich gasförmig oder gelöst aus ihm frei werden. So wurde bei der Entstehung der Konkretionen schon auf die langsamen Verwesungsvorgänge eingebetteter Fossilreste aufmerksam gemacht. Ein Großteil der „Fossilisation“, d. h. der Austauschreaktionen organischer Weich- oder Hartteile gegen Mineralsubstanz unter Erhaltung der äußeren oder inneren Formen gehört in diesen Abschnitt, so daß auch über den Kreis der Lagerstättenforscher hinaus solche Vorgänge für Geologen und Paläontologen wichtig sind.

Da die Bewegung der Lösungen und der Stofftransport meist im Kapillarraum des schon bestehenden Gesteins stattfindet, spielt bei all diesen Vorgängen die Diffusion eine wichtige, oft ausschlaggebende Rolle. Hierbei entstehen oft eigenartige Texturbilder, Pseudoschichtungen, Bänderungen, Liesegangsche Ringe oder sonstige konzentrisch-schalige Gebilde, die auf rhythmisch auf- und abschwankenden Konzentrationsunterschieden innerhalb des Vorgangsablaufs beruhen.

Für einen gemeinsamen kurzen Namen all dieser Bildungen soll die Herkunftsrichtung der stoffzuführenden Lösungen benutzt werden, die im Gegensatz zu den aufsteigenden („aszendenten“) hydrothermalen Lösungen nach unten gerichtet ist. Sie sollen deshalb als „deszendente“ bezeichnet werden. „Lateralsekretionär“ ist nur für einen Teil zutreffend, deshalb kann dieser Name nicht verwandt werden. Man könnte sie auch als „diagenetische Lagerstätten“ bezeichnen, wenn man eine weitverbreitete Definition der Diagenese zugrunde legt, nach der alle Vorgänge so bezeichnet werden, die das Sediment nach seiner Ablagerung bis zum Eintritt der Metamorphose betreffen. Da aber dieser Begriff sehr umstritten ist, und weite Kreise unter Diagenese in erster Linie die Verfestigung der lockeren Sedimente meinen, so verwendet man diese Bezeichnung besser nicht.

Es ist offensichtlich, daß eine scharfe Abgrenzung gegen viele der vorher betrachteten sedimentären Lagerstätten und auch gegen

manche, die der beginnenden Metamorphose zugerechnet werden, nicht oder nur schwierig und gezwungen durchzuführen ist. In vielen Fällen sind deszendente Lagerstätten dieses Abschnitts sogar die unmittelbare Fortsetzung sedimentärer der früheren Abschnitte. Sogar Übergangsformen zu gewissen telemagmatischen Lagerstätten sind vorhanden. Trotzdem ist es zweckmäßig, die reinen Typen begrifflich und phänomenologisch abzugrenzen, wenn auch auf die Übergangsformen nachdrücklich aufmerksam gemacht wird.

Eine Gliederung ergibt sich teils nach den oben genannten Formen, teils nach den angereicherten Metallen oder anderen Elementen.

2. Torferze (Weißeisenerze) und Kohleneisenstein.

Es sind dies Konkretionen von unreinem Eisenkarbonat, die innerhalb von Brenngesteinen in ihrem Torfstadium entstanden sind. Ferrobikarbonathaltige Lösungen, die durch eisenlösende Verwitterung der Humuswässer im Torf häufig sind, scheiden Eisenkarbonat in größeren Wasseransammlungen, den sogenannten „Wasserkissen“ innerhalb des Torfs aus. Im frischen Zustand sind die Erze gelartig weich und weiß („Weißeisenerz“) und bilden linsenförmige Einlagerungen und mehr oder weniger ausgedehnte Lager innerhalb des Torfs. Sie laufen an der Luft sofort braun an und sind in kurzer Zeit zu Brauneisen oxydiert. Im frischen Zustand enthalten sie 11—15%, getrocknet 34—38% und geröstet 46—53% Fe.

Torferze wurden an zahlreichen Stellen in den Torfmooren Norddeutschlands und Nordwestdeutschlands nachgewiesen, z. B. im Bourtanger Moor bei Meppen in Mengen bis zu mehreren 10000 t. Die Torferze werden in größerem Umfange im Kleinbetrieb abgebaut, trotz der Reinheit aber nicht als Eisenerz verwandt, sondern als Reinigungsmaterial (zur Entschwefelung) für Gas in den Ferngasanlagen. In den letzten Jahren wurden wohl jährlich etwa 6000 t gewonnen.

Ihre fossilen Analoga sind die Kohleneisensteine. Sie kommen schon in der Braunkohle vor und sind in den Steinkohlenformationen aller Gebiete überaus häufig. Sie entstanden durch diagenetische Vorgänge, wodurch sie hart und dicht wurden, und bestehen noch aus Eisenkarbonat mit Beimengungen von Ton und Kohle („Black Band“). Sie kommen in einzelnen Linsen und Knollen vor, vielfach aber in ganzen Lagen.

Die Kohleneisensteine des Ruhrgebietes bilden Einlagerungen in den Flözen, die von wenigen cm bis 2,5 m mächtig werden, auf längere Zeit anhalten, aber in ihrer Beschaffenheit rasch wechseln. In der Mager- und Eßkohle sind mindestens 15 horizontbeständige und bauwürdige Kohleneisensteinbänke bekannt, in den anderen Kohlschichtengruppen wenige und meist unbauwürdige. Der Kohleneisenstein besteht hauptsächlich aus Ca-, Mg- und Mn-haltigem Eisenspat mit Beimengungen von Tonsubstanz und Kohle. Der Eisengehalt geht bis 35—40% Fe, 1% Mn und 0,5% P_2O_5 und steigt im gerösteten Zustand bis 65%. Im Ruhrgebiet spielten sie früher

Schneiderhöhn, Erzlagerstätten.

eine wichtige Rolle, gründeten sich doch auf sie Mitte des vorigen Jahrhunderts die meisten der älteren großen westfälischen Hüttenwerke. Die Höchstmenge mit 365 000 t wurde 1865 abgebaut. Die gesamte Fördermenge von 1852—1911 betrug 9,2 Mill. t. Der Hauptgrund für den Niedergang der Förderung bildete die Unregelmäßigkeit der Ausbildung und die hohen Gewinnungskosten. In den letzten Jahren ist die Förderung auf einigen Zechen wieder aufgenommen worden.

Eine wesentlich größere Bedeutung hatten diese Kohleneisensteine früher und auch heute noch in England und Schottland („black band“). Heute wird nur noch in Northstaffordshire (ca. 150 000 t jährlich) und in einigen Gruben des Glasgower Kohlenbezirkes (25 000 t) Kohleneisenstein gewonnen.

Verwandte Bildungen sind übrigens die Torfdolomite, Knollen in der Kohle, die aus Kalkspat bis Dolomitspat bestehen und im Inneren ganz vorzügliche Erhaltung der Pflanzenstrukturen aufweisen.

3. Sphärosiderite und Toneisensteine.

Eine andere Gruppe von Eisenspatkonkretionen, die als „Sphärosiderite“ bezeichnet werden, findet sich ohne Verknüpfung mit Kohlen in manchen Schiefertönen und Tonen als kugelige, laibförmige bis linsenförmige Knollen und Geoden von oft sehr großem Ausmaß, auch wohl in länger anhaltende Schichten und Lagen übergehend.

So kommen in dunklen Tonen der unteren Kreide bei Bentheim (NW-Teil des Münsterschen Beckens) flözartig aneinander gereihete Lagen von Sphärosideritknollen von Faust- bis Kopfgröße vor, die stellenweise zu geschlossenen Bänken vereinigt sind und auf 0,30 m dicken Schichten in Abständen von 0,5 bis 2 m in den Tonen liegen. Es wurden bis zu 80 solcher Lagen übereinander beobachtet. Die Knollen enthalten im Durchschnitt 35% Fe, geröstet 47%, dazu 0,6% P und 0,2% Mn. Vorsichtige Schätzungen ergaben eine erzführende Fläche von 150 km², von denen die genauer untersuchten 30 km² über 200 Mill. t Erz enthielten. Die Gewinnung ist aber wegen der Unregelmäßigkeit der Ablagerung und der schwierigen Trennung der Erzknollen vom Ton fraglich.

Weit verbreitet sind solche Toneisensteine in Knollenform in Lias-tonen und auch in Gaulttonen in Nordwestdeutschland. Sie sind wichtig als primäre Quelle der Trümmereisenerzlager von Salzgitter und Peine-Ilsede (siehe S. 156).

Im Karbon des Ruhrreviers finden sich auch außerhalb der Kohlenflöze in Schiefertönen im Hangenden oder Liegenden der Flöze, auch ab und zu in Sandschiefern Toneisensteine lagen- und bandförmig und auch in Form kleiner Knollen- und größerer flacher Konkretionen bis zu 1 m Durchmesser. Ab und zu treten ganze Bänke auf, die früher auch einen größeren Abbau veranlaßt haben. Sie werden öfters als „oolithisch“ bezeichnet, doch handelt es sich anscheinend um Pflanzen- und Holztexturen, die in Eisenspat umgewandelt wurden.

Im Kulm von Thüringen führen die Dachschiefer Toneisenstein-konkretionen, die bis 2 m Durchmesser haben, die außen mit Pyrit besetzt sind und auch auf Rissen im Innern Pyrit, Zinkblende und Karbonate in Kristallen führen. Im Durchschnitt haben sie 32% Fe, geröstet 42% mit 8% Mn und 0,3% P. Auch manganreiche Lagen kommen vor. Ähnliche, z. T. noch viel größere Toneisensteinknollen kommen im Thüringer oberen Zechsteinletten vor.

Aus den gleichen oder faziell ähnlichen Formationen anderer europäischer und außereuropäischer Länder wird vielfach von ganz ähnlichen Vorkommen berichtet. Sie scheinen aber nirgends zu einem erheblichen Eisenerzabbau Veranlassung gegeben zu haben.

Die Entstehung all dieser Sphärosideritknollen ist sicher nicht auf lateral-sekretionäre Konzentration eines schon vorher diffus vorhandenen Eisengehaltes um gewisse organische Keime herum zurückzuführen. Dazu ist die Eisenerzmenge viel zu groß. Offensichtlich sind längere Zeit nach dem Absatz der Tone Eisenslösungen in den Gesteinen zirkuliert und brachten immer neues Eisen — als Humat oder Bikarbonat — heran, das dann durch Wechselreaktion an den Ansatzstellen ausgefällt wurde und dort immer mehr sich konkretionär anhäufte. Als Ansatzkeime dienten langsam verwesende oder vermodernde Tier- und Pflanzenreste. Häufig wurden diese dabei pseudomorphosiert und sind mit allen Einzelheiten auch der inneren Struktur erhalten. Die schichtige Verbreitung dürfte auf der horizontalen Ausbreitung der Eisenslösungen oder der Fällungsagentien innerhalb des Grundwassers beruhen. Der Ton wurde zuerst stärker beiseitegeschoben und meist nur an der Peripherie im Erz belassen, im allgemeinen sind die Erze aber so tonarm, daß die Bezeichnung „Toneisenstein“ („clayband“) häufig wenig Berechtigung hat.

4. Pyritkonkretionen.

Neben dem syngenetischen Pyrit in tonigen Gesteinen im Gefolge des Schwefelkreislaufs gibt es auch epigenetische konkretionäre und knollige Pyritbildungen, auch meist in tonigen, aber auch in tonig-sandigen, mergeligen und sandigen Gesteinen. Neben rundlichen radialstrahligen Konkretionen sind besonders flache Fladen und Scheiben oder auch ganz unregelmäßig geformte Gebilde vorhanden, die erbsen-, nuß- und faustgroß und oft noch größer werden. Außen sind sie meist zackig von z. T. recht großen Kristallflächen (Würfel oder Pentagonododekaeder) begrenzt. Entgegen der früheren Ansichten handelt es sich durchweg, wie erzmikroskopisch festzustellen ist, nicht um Markasit, sondern um Pyrit, und es liegt auch kein Anzeichen dafür vor, daß der Pyrit sich aus Markasit gebildet hätte. Im Pyrit sind wenig Sandkörnchen und fast gar kein Ton eingeschlossen. Meist sind in einer mächtigen Schichtenfolge die größeren Kiesknollen nur auf einzelnen Lagen angereichert, während der übrige Ton nur spärliche kleinere Konkretionen führt. Der Kies ist stets recht rein und enthält keine Edelmetalle. In der Nähe der Oberfläche sind diese Kiesknollen stets oxydiert und liegen als Brauneisenpseudomorphosen vor. In mehr sandigen Gesteinen sind sie mehr oder weniger weggeführt und das Gestein ist braun verfärbt. Wo künstliche Aufschlüsse

fehlen, entgeht also diese Kiesführung der Beobachtung, und es gibt zweifellos viel mehr solche Vorkommen als bekannt ist.

Bei Bentheim enthalten die vorhin genannten sphärosideritführenden Kreidetone stellenweise soviel Pyritknollen, daß sogar Mutungen darauf eingelegt wurden. — Knollen und Platten von Kies in den feuersteinfreien Tonschichten der oberen Kreide der Insel Wollin werden durch die Brandung am Strand angereichert und wurden früher zur Vitriol- und Schwefelsäureherstellung gesammelt. — Im Turon-Quader des Elbsandsteingebirges sind zahlreiche Pyritkonkretionen, die für die Verwitterung der dortigen Sandsteine von Bedeutung sind. — Auch aus der böhmischen Kreide wird von zahlreichen Pyritkonkretionen berichtet. — In Liasgesteinen kommt häufig Pyrit konkretionär vor, entzieht sich aber meist aus den vorhin angegebenen Gründen der Beobachtung. Näher bekannt sind sie aus Juratonen der russischen Tafel und aus tonigen Nebengesteinen des Moskauer Kohlenbeckens. — Auch die pennsylvanischen Schiefer in Missouri sind reich an Kieskonkretionen.

Besonders große und ausgedehnte Vorkommen sind in den Tönen der limnischen Tertiärbecken in Südosteuropa. Im Budweiser Tertiärbecken sind die Pyritknollen meist völlig in Brauneisen umgewandelt und wurden vielfach verhüttet. Die pontischen Tone der ehemaligen pontischen Binnenseen, deren Rest der heutige Plattensee ist, führen in der weiteren Umgebung von Kesthely am Plattensee auf große Strecken in einer Mächtigkeit von 1—2 m Pyrit in großen Platten und Konkretionen, der 20—30% der ganzen Schicht einnimmt.

Anhangsweise seien hier die zahlreichen Fälle von Schwerspat- und Coelestin-Konkretionen erwähnt, die in Sanden und tonigen Sanden der verschiedensten Formationen und Gegenden vorkommen. Häufig sind tierische oder pflanzliche Überreste, die auch oft pseudomorphosiert wurden, als Ansatzkeime vorhanden. Auch Vivianit tritt so auf. Seltener wird Flußspat erwähnt. Diese vier Mineralien bilden dann auch manchmal Verkittungen solcher Gesteine.

5. Deszendente Eisenerzgänge.

Sie sind selten und wirtschaftlich bedeutungslos. In manchen Gebieten mit Verwitterungseisenerzen in Karsthohlformen reichen Spalten und Klüfte tief ins Nebengestein, auf denen im tieferen Grundwasser Erzlösungen abgestiegen sind und Eisenspat abgesetzt haben, oft auch unter Verdrängung des Nebengesteins in Eisenspat. Solche oft mehr gangförmigen, oft aber ganz unregelmäßigen Eisenspatmassen finden sich z. B. im Bereich der Amberg-Sulzbach-Auerbacher Eisenerzlagertstätten. Die Spalten wurden häufig als Zufuhrkanäle für ascendente „Eisensäuerlinge“ aufgefaßt. Es handelt sich aber zweifellos um deszendente Bildungen, und die Lagerstätten sind teils als Verwitterungseisenerze, teils als deszendente Eisenspatverdrängungserze aufzufassen (siehe nachher, Abschnitt 8).

6. Deszendente Kupfererzgänge und Kupfererzimpregnationen.

Zu diesem Typus gehört das Vorkommen von Stadtberge bei Marsberg in Westfalen. Hier liegt Kupferletten des Zechsteins horizontal auf gefaltetem Kulm. Die geringhaltigen Kupfererze des Kupferletten gehören zur syngenetischen Kupferschieferfazies. Zahlreiche Verwerfungen durchsetzen den Zechstein und setzen sich in den kulmischen Untergrund weiter, wo sich die Spalten, besonders in den spröden Kulmkieselschiefern in zahlreiche Spaltennetze und Zerrüttungszonen auflösen. Diese und die größeren Spalten innerhalb der Kieselschiefer und Lydite sind die Träger der Kupfererze. Ihr Gehalt an Pyrit und Bitumen wirkte ausfällend auf die Kupferlösungen, die aus dem verwitternden und z. T. abgetragenen überlagernden Kupferletten stammten.

Die Erze sind in kleinen Spalten und seitwärts davon in Imprägnationen enthalten. Es treten hauptsächlich Kupferglanz und Buntkupfer, seltener Kupferkies und vereinzelt Zinkblende und Bleiglanz auf, dazu noch Quarz und Kalkspat. Die oberste 40 m mächtige Zone ist stark oxydiert mit Kupferkarbonaten, ged. Kupfer und Rotkupfer, dann folgen 12 m Rotkupfer ohne Karbonate, dann die Sulfide. Die Roherze enthalten 1,5—1,7% Cu. Es werden noch sichtbare und wahrscheinliche Vorräte mit einem Kupferinhalt von 10000 t geschätzt.

Ab und zu beobachtet man auch anderswo unter dem Kupferschiefer oder wo er schon abgetragen ist, deszendente Kupfererze im Liegenden, z. B. bei Schöllkrippen im Spessart im Gneis. Sie hatten früher örtlich einmal eine geringe Bedeutung.

7. Deszendente Strontianit- und Coelestingänge.

Die Münsterländer Strontianitgänge in Westfalen sind die einzigen Lagerstätten auf der Erde, auf denen Strontianit bergmännisch gewonnen wird.

Sie setzen in den Mergeln und Kalken der obersenenen Mucronatenstufe auf und sind in einem geschlossenen Gebiet von 25:25 km verbreitet. Die Streichrichtung der Gänge im einzelnen ist sehr verschieden, doch sind die Richtungen NW-SO und NO-SW vorherrschend. Dabei ändert sich das Streichen gruppen- und gebietsweise, wobei die einzelnen Gebiete durch NW-SO-verlaufende Sprünge voneinander getrennt sind. Es sind z. Z. etwa 100 bauwürdige Gänge bekannt. Einige Gänge scheinen durch das ganze Ober- und Untersenen durchzusetzen bzw. in größerer Tiefe scheinen sich da wieder neue Gänge anzusetzen. In der Mehrzahl der Fälle keilten aber die Gänge in 20 bis höchstens 60 m Tiefe vollständig aus. Die Längenerstreckung ist oft bedeutend und beträgt in mehreren Fällen mehrere Kilometer. Doch besteht gar kein Zusammenhang zwischen Länge und Teufe. Innerhalb der Gangspalte sind die Strontianitmitten linsenförmig verteilt und wechseln mit tauben Zonen oder solchen Stellen ab, wo die Gangspalte ganz verschwindet. Die Mächtigkeit der Mineralfüllung schwankt zwischen wenigen Millimetern und 2 m und dürfte im großen Durchschnitt etwa 10 cm betragen. In mittelfesten Gesteinen ist die Mächtigkeit am größten, und sie nimmt sowohl in sehr festen als auch in sehr milden Gesteinen ab. Die Gangausfüllung enthält etwas Pyrit am Salband, dann folgt Kalkspat und die Mitte der Gänge wird regelmäßig von Strontianit eingenommen, der oft eine

mittlere drusige Partie mit den aus allen Sammlungen bekannten schönen Kristallen hat. Das Verhältnis Kalkspat zu Strontianit wechselt, es gibt vorherrschende Kalkspatgänge, aber auch edle Strontianitgänge ohne jedes andere Mineral. Im liegenden Turon fehlen die Strontianitgänge, wohl aber sind dort Gängehen mit Coelestin (Altersfolge: Pyrit-Coelestin-Kalkspat) und andere mit Schwerspat entwickelt.

Die Strontianitspalten sind tektonischer Natur. Zuerst pausten sich, kurz nach der obersten Kreide, die Quersprünge des darunterliegenden Karbons in die Kreidetafel durch und zerlegten sie in eine Anzahl Horste, Gräben und Staffelbruchzonen. Als letzte tektonische Phase kamen im Miocän noch einmal schwache epirogenetische Bewegungen, die wohl die Strontianitspalten aufrissen.

Strontium ist in Hartteilen von Tieren, die aus Aragonit bestanden, stets in z. T. erheblichen Mengen vorhanden. Es ist anzunehmen, daß die ja fossilreichen westfälischen Kreidesteine die Lieferanten des Strontianits waren und dieser sich lateralsekretinär vielleicht in mehreren Etappen in den Spalten niedergeschlagen hat.

Die Vorräte sind beschränkt.

Coelestin findet sich als Gangauffüllung und z. T. auch als Verdrängung in weiter Verbreitung in Kalken und Mergeln von der oberen Kreide bis zum Jura im westlichen Zentralasien, besonders in Turkmenien zwischen dem Kaspischen Meer und dem Aralsee.

8. Metasomatische Eisenspatlager.

Ferrobikarbonathaltige Verwitterungslösungen können Kalke oder Dolomite unterhalb des Grundwasserspiegels in sauerstofffreier Umgebung in Eisenspat umwandeln. Es wird dies besonders bei Eindeckung der Karbonatgesteine mit mächtigen sandig-tonigen Verwitterungsmassen der Fall sein oder wenn im Hangenden der Karbonatgesteine dünne Schichten anderer Gesteine liegen, die durch die Verwitterung aufgelockert und aufgelöst sind und die z. T. in die ausgelösten Karsthohlräume hereingebrochen sind. In diesen lockeren sandig-tonig-lettingen Massen bilden sich im Sauerstoffbereich über dem Grundwasserspiegel Verwitterungslagerstätten mit Brauneisen von dem im Abschnitt III, 9 näher beschriebenen Hunsrücktypus aus. Wenn die Wirkungen von Eisenbikarbonatwässern lange Zeiten unterhalb des Grundwasserspiegels sich fortsetzen, können so die Kalke, meist nach vorheriger Dolomitisierung auf größere Mächtigkeiten ganz in Eisenspat oder manganhaltigen Eisenspat metasomatisch umgewandelt werden. Naturgemäß findet eine solche tiefe Zirkulation um so eher statt, je zerklüfteter und zersplätterer die tieferen Gesteine sind, und sie sinkt entlang der Klüfte und Spalten am tiefsten. Dort bilden sich deszendente Eisenspatgänge aus, wie sie im Abschnitt VII, 5 erwähnt wurden, die dann auch für die Erzbildung häufig als Zufuhrkanäle angesehen wurden und eine aszendent-hydrothermale Entstehung vortäuschen.

Auch ohne eine solche Überlagerung mit lockeren Verwitterungs-Deckschichten können gewisse tektonisch-stark zerklüftete und gut verdrängbare Gesteinsglieder in gewissen größeren Tiefen von absteigenden Eisenbikarbonatlösungen in Eisenspat umgewandelt werden.

Für diesen letzten Fall sind die Eisenerze des Hüggel bei Osnabrück ein gutes Beispiel. Hier tritt ein Karbonkern mit überlagerndem Zechstein und Trias heraus, alle Gesteine sind sehr stark verfault, verworfen und zerbrochen. Über dem Kupferschiefer ist noch ein bituminöser Kalk, der Stinkstein, dann folgt der Zechsteinkalk und darüber die Stinkkalke, Rauchwacken und Dolomite des mittleren und oberen Zechsteins und weiterhin der Buntsandstein. Die untersten 8—10 m mächtigen Zechsteinkalke sind praktisch ganz in Eisenspat umgewandelt, mit 30—35% Fe und etwa 2% Mn, während die 20—30 m darüber nur teilweise vererzt sind und nur etwa 7—9% Fe enthalten. Letztere wurden als eisenreiche Zuschläge verwandt. Die Erze wurden jahrzehntelang auf der Georgs-Marienhütte verhüttet, sind aber jetzt zum größten Teil abgebaut.

Die tieferen Teile der Amberger Erze sind auch eisenspätig ausgebildet und sind Verdrängungen in Malmkalken.

Ausgedehnte Umwandlungen von Mitteldevonkalken in Eisenspat liegen im Nordwestteil der Soetenicher Mulde in der Eifel vor. Hier sind Verwitterungslagerstätten des Hunsrücktypus gebunden an Hohlformen, Wannen, Trichter und Schlotten im Kalk, die mit tertiärem Sand, Geröll und Lehm ausgefüllt sind und die Nester, Linsen und Lagen von Brauneisenerz enthalten. Der liegende Kalk ist 4—6 m, stellenweise bis 20 m dick in manganhaltigen Eisenspat umgewandelt, und geht über Dolomit in den reinen Kalk über. Auch wo Buntsandstein als flache Tafel über dem Kalk liegt, ist der Kalk an der Überlagerungsfläche zu tiefen Wannen, Trichtern und Schlotten aufgelöst, der eisenhaltige Buntsandstein ist herein gebrochen, und in diesen losen Füllmassen liegen Brauneisenerze. Auch hier ist der liegende Kalk meterdick in Eisenspat umgewandelt. Die Eisenspat-erze haben 30—32% Fe und 3—5% Mn. Daneben gibt es Zwischenstufen zu dolomitisiertem Kalk mit 15—20% Fe bei 3—5% Mn.

Eine prinzipiell ähnliche Lagerstätte, nur mit reinen Mangankarbonaten, scheint im Batesville-Distrikt im nördl. Arkansas, USA. vorzukommen, wo Verwitterungserze mit Pyrolusit vom Hunsrücktypus in Sand-Ton-Mulden über ordovizischen Kalken und Schiefen vorkommen. Die Kalke sind darüber in einzelnen Schichten in Mangankarbonat umgewandelt, die bis zu 36% Mn enthalten und in denen auch seltene Mangan-silikate, ferner Braunit und Hausmannit vorkommen. Das Haufwerk, das in bauwürdigen Mengen vorkommen soll, enthält 18—35% Mn.

9. Metasomatische Gipslager.

Kalke können im tieferen Grundwasserniveau durch saure Sulfatwasser allmählich in Gips umgewandelt werden.

Anscheinend ist eine der größten bekannten Gipslagerstätten auf diese Weise entstanden, an der Ostküste des Golfs von Persien. Dort ist in kalkigen Schichten des Eozäns und Oberen Miozäns ein 1600 km langes und 80 km breites Gipslager vorhanden, mit etwas Schwefel und Steinsalz. Es soll aus der Reaktion der Kalke mit Sulfatlösungen stammen, die durch die Verwitterung hangender pyritführender Faulschlammgesteine gebildet wurden. Diese Bildungsvorgänge sollen vom Pliozän bis heute fort dauern.

Kleinere Gipsmassen, die auf diese Weise entstanden sind, kommen öfters anderswo vor.

Eine ähnliche Entstehung haben gewisse Schwefellager oder manche Teile von ihnen, auf die schon S. 205 aufmerksam gemacht wurde. Auch Pyritlager können auf solche Art entstehen und sind auch schon beobachtet worden.

10. Uran-Vanadiumerze in Höhlenfüllungen.

In Kalkhöhlen bei Tuja-Mujan in Turkestan kommen Vanadate und Uranvanadate mit Kalkspat, Schwerspat und Vd-haltigen Tonen vor. Die Lagerstätte ist eine Mischform. Die Metallösungen sind azendent-hydrothermal zugeführt, ihr Inhalt wurde aber erst durch die konzentrierteren deszendenten Karstwässer der Halbwüste ausgefällt.

Dritter Hauptteil.

Die Lagerstätten der metamorphen Abfolge.

Allgemeines.

1. Abgrenzung und Definition.

Als Metamorphose bezeichnen wir alle Umbildungen und Neubildungen, durch die Gesteine und Lagerstätten in den tieferen Teilen der Erdkrinde ganz oder teilweise, statisch, dynamisch oder kinetisch, mit oder ohne fremde Stoffzufuhr, in Mineralbestand und Gefüge wesentlich umgewandelt wurden, wobei während der Neubildung in jedem Zeitmoment der feste Zustand als Ganzes im wesentlichen erhalten blieb. Damit gehören also nicht zur Metamorphose alle Umbildungen und Neubildungen in der Verwitterungszone und der tieferen im vorigen Abschnitt behandelten deszendenden Zone. Gewohnheitsmäßig rechnen wir zur Metamorphose im Sinne dieses Abschnittes aber auch nicht alle solchen Umänderungen, die innerhalb der magmatischen Abfolge auftreten, also die autometamorphen oder autohydratischen Bildungen (Zwischengruppe I/II), die kontaktneumatolytischen Verdrängungslagerstätten (Hauptgruppe III, Abschnitt 4 und später).

Im allgemeinen wird man kaum darüber im Zweifel sein, wann man ein Gestein schon als „metamorph“ bezeichnen soll. Seine durch die spätere, spezifisch metamorphe Umwandlung erworbenen Eigenschaften sollen eben durchaus sein Gesamtbild beherrschen.

Viel schwieriger als bei den Gesteinen ist diese Frage bei den Lagerstätten zu entscheiden. Sulfidparagenesen sind den metamorphosierenden Faktoren gegenüber viel empfindlicher als Silikate und eilen diesen im Grad der Metamorphose weit voraus. Andererseits haben aber auch solche durch höhere Temperaturen und statischen Druck oder kinetische Bewegung veränderten Sulfidparagenesen mit den höherthermalen, katathermalen, pneumatolytischen und kontaktneumatolytischen Bildungen der magmatischen

Abfolge viele Ähnlichkeiten, die sie manchmal kaum voneinander unterscheiden lassen. Es ist deshalb durchaus verständlich, daß die meisten Lagerstätten dieser Art bisher unter derjenigen magmatischen Gruppe eingereiht wurden, mit der sie die größten Ähnlichkeiten aufweisen. Je genauer die Differentialdiagnose durchgeführt wurde, um so mehr stellten sich aber auch Unterschiede heraus, so daß die genetische Stellung der meisten Lagerstätten dieser Art mit zunehmender Erkenntnis immer umstrittener wurde.

Bei prämetamorphen Lagerstätten, d. h. bei solchen, die schon vor einer ihre ganze Umwelt ergreifenden Metamorphose vorhanden waren, und deshalb auch mit metamorphosiert wurden, ist es wohl das logischste, sie zur metamorphen Abfolge zu stellen und zunächst einmal diese metamorphen Merkmale und Erscheinungsformen scharf zu kennzeichnen. Ihr Ausgangsstoff und seine primäre Entstehung kann dann erst später ausfindig gemacht werden. Es ist dies genau derselbe Vorgang wie bei der Erforschung der Gesteine, wurde aber seither auf Lagerstätten viel weniger angewandt. In diesem Buch werden somit viele Lagerstätten erst hier im metamorphen Teil behandelt, die in anderen Lagerstättenbüchern als Glieder der magmatischen oder sedimentären Abfolge behandelt werden. Häufig ist ihre primäre Entstehung tatsächlich so gewesen, oft genug aber auch nicht, und der metamorphe Charakter täuschte es nur vor.

Wir rechnen also alle Lagerstätten zur metamorphen Abfolge, wenn sie in ihrem Mineralbestand, ihrem Gefüge und Gesteinsverband solche metamorphe Kennzeichen aufweisen, daß diese das Gesamtbild beherrschen.

Neue Übersichten über Metamorphose und metamorphe Gesteine:

U. Grubenmann und P. Niggli: Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. 3. Aufl. Berlin, Gebr. Bornträger. 1924. 539 S.

P. Niggli: Metamorphose der Gesteine. Handwörterbuch der Naturwissenschaften. 2. Aufl. Verlag G. Fischer, Jena. 1932. Bd. VI. 901—915.

P. Eskola: Die metamorphen Gesteine. In: Barth, Correns, Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Verlag von J. Springer, Berlin 1939.

2. Faktoren und Wirkungen der Metamorphose.

Wirksame Ursachen und Faktoren der metamorphen Umwandlung sind:

Temperaturänderungen: Je tiefer eine Paragenese (Gestein oder Lagerstätte) durch Überlagerung oder durch gebirgsbildende Vorgänge in die Erdkruste gerät, in um so höhere Temperaturgebiete kommt sie. Diese Versenkung wirkt regional. Gewisse Stoffe, darunter auch manche Erze, können hierbei eher als ihre Umgebung zur Umwandlung angeregt werden, und so eilt eine metamorphe Erzfront einer metamorphen Gesteinsfront voraus. Lokale Erwärmungen werden durch das Aufdringen von Magmen

erzeugt. Magmatische Einflüsse können aber auch regional wirken, indem Durchgasungen und Durchtränkungen mit magmatischen Dämpfen und Lösungen aus tieferen Magmenkörpern sich weit verbreiten. Im Grenzfall kann es hierbei sogar bis zu einer völligen Wiederaufschmelzung der alten Gesteinsbestände kommen. Andererseits kann aber auch ein rückwärtiges Wiederaufsteigen tief versenkter Gesteine und Lagerstätten eine rückläufige Temperaturerniedrigung und Paragenesenänderung hervorrufen.

Druckänderungen: Eine solche Versenkung und Überlagerung bedingt auch Erhöhung des Belastungs- oder statischen Druckes, der wieder nachläßt beim rückläufigen Wiederaufsteigen. Im Gegensatz zu den Temperaturen, die örtlich und auch regional durch magmatische Einflüsse oft sehr viel stärker erhöht werden, nimmt der statische Druck im großen und ganzen überall gleichförmig mit der Überlagerung zu.

Mechanische Beanspruchungen: Sie sind letzten Endes auf allseitigen Druck mit einseitigem Überdruck zurückzuführen und bewirken innere Teilbewegungen im Mineralaggregat und im Gestein, die sich aus Verformungen des Einzelminerals und Verschiebungen der Einzelkörner gegeneinander zusammensetzen.

Stoff-Zufuhr und -Abfuhr:

Wie schon erwähnt, wird die Entstehung kontaktpneumatolytischer und hydrothermaler Verdrängungs- und Imprägnationslagerstätten, bei der eine Zufuhr magmatischer Stoffe in fremde Nebengesteine stattfindet und wodurch diese z. T. erheblich umgewandelt werden, nicht zur „Metamorphose“ in dem hier gebrauchten Sinne gerechnet. Ebenso ist die Umwandlung von Eruptivgesteinen durch ihre eigenen späteren Abgase und Restlösungen, die Autohydratisierung, ein der magmatischen Abfolge zugeordneter Vorgang und keine „Metamorphose“ in unserem Sinne.

Dagegen können im Verlauf anderer metamorpher Vorgänge magmatische oder durch metamorphe Vorgänge frei gewordene Dämpfe, Gase, Lösungen und Schmelzflüsse fremde Gesteine und Lagerstätten grobgemengt oder intim durchdringen und sich mit deren Stoffbestand so eng verschweißen, daß lokal oder regional völlig andere Gesteinsbestände entstehen („Migmatite“). Ferner kann bei einer teilweisen Schmelzung diese Teilschmelze abgeführt werden, so daß der Restbestand ebenfalls ein ganz neues Gestein darstellt.

Endlich werden durch alle genannten Faktoren die „Gebirgsfeuchtigkeit“ und die im Kapillarraum vorhandenen Gase und Lösungen mobilisiert und reagieren mit dem festen Mineralbestand.

Temperatur- und Druckänderungen sind die statischen und dynamischen Faktoren, mechanische Beanspruchungen die kinetischen Faktoren und die Stoffzufuhr und -abfuhr die chemischen Faktoren der Metamorphose.

Temperaturänderungen wirken viel stärker als statische Druckänderungen. Sehr wesentlich sind auch die mechanischen Bean-

spruchungen und Durchbewegungen. Temperaturerhöhung und Durchbewegung sind wohl bei allen metamorphen Gesteinen wirksam, wenn auch je nach der Art in ganz verschiedenem Maß. Dagegen sind nur bei einem Teil wesentliche Stoffzufuhren und bei einem noch kleineren Teil Stoffabfuhren wirksam gewesen.

Wirkungen: Durch die genannten metamorphen Faktoren — teils durch einen allein, zum größten Teil aber durch mehrere gemeinsam — entstehen:

- andere Modifikationen von Einzelmineralien,
- „ Mineralien,
- „ Paragenesen,
- „ Gefügearten,
- „ Lagerstättenformen.

Sehr stark beeinflußt werden die Wirkungen durch spezifische Eigenschaften des Ausgangsgesteins seiner Mineralzusammensetzung, Korngröße und seines Primärgefüges.

3. Geologische Zuordnung. Arten der Metamorphose.

Die Metamorphose muß wie jede Neu- und Umbildung von Gesteinen und Lagerstätten dem allgemeinen Geschehen des betreffenden Erdrindenstückes zugeordnet werden. Wir müssen also fragen, bei welchen geologischen Geschehnissen die einzelnen vorhin aufgezählten metamorphen Faktoren so intensiv werden, daß sie ihre Wirkung durch Schaffung metamorpher Gesteine und Lagerstätten ausüben können.

Temperatur- und Druckzunahme erfolgt durch Tiefenversenkung bei geosynklinaler Einsenkung und Überlagerung mit weiteren Gesteinspaketen. Auch Orogenese (Gebirgsbildung), weniger Epirogenese (Senkung unter Bruchbildung) kann zu Temperatur- und Druckerhöhung führen. Diese Vorgänge dürften im allgemeinen die Temperaturen nicht wesentlich über 300⁰, in Ausnahmefällen vielleicht bis 500⁰ erhöhen. Der reinere Vorgang im seichteren Niveau wird Statische oder Belastungsmetamorphose, auch Umkristallisationsmetamorphose genannt. Im tieferen Niveau ist es die Regionalmetamorphose, bei der aber wohl nie kinetische Beanspruchung fehlt.

Wesentlich höher wird die Temperatur in der Nachbarschaft aufdringender Magmen, besonders im „Kontakt“ selbst. Hier dürfte die Regel 500—800⁰ sein. Dies ist die „Thermische Kontaktmetamorphose“. Endlich werden im tiefsten Grundgebirge unter dem Einfluß starker thermisch-magmatischer Durchtränkungen die Temperaturen noch höher steigen können. Eine Einpressung magmatischer Schmelzen in getrennten Lagen erfolgt bei der „Injektionsmetamorphose“. Eine diffuse Durchdringung mit Gasen, Dämpfen und Lösungen nebst mehr oder weniger Ho-

mogenisierung und z. T. sogar Umschmelzung des Ausgangsgesteins schafft die „metablastische Metamorphose“ oder „Metablastese“. Endlich kann das Ausgangsgestein rein thermisch teilweise verflüssigt werden, das ist die „Anatexis“ mit den beiden Graden „Metatexis“ und „Diatexis“, während eine völlige Wiederaufschmelzung als „Palingenese“ bezeichnet wird. Metablastese und teilweise Anatexis wird auch oft als „Migmatisierung“ und die Palingenese als „Granitisation“ zusammengefaßt.

Besonders bei der Injektionsmetamorphose spielen stärkere kinetische Durchbewegungen eine erhebliche Rolle, während sie bei den anderen Arten meist vorhanden sind, aber auch fehlen oder zurücktreten können.

Bei der Hebung und Abtragung und beim tektonischen Aufsteigen werden immer geringere Temperaturgebiete wieder rückläufig durchlaufen („Diaphthorese“).

Die bei allen genannten Metamorphosenarten wirksamen statischen Druckerhöhungen sind nur in den tiefsten Tiefen von einer solchen Größenordnung, daß wesentliche Wirkungen ausgeübt werden.

Bei einer Anzahl der genannten Metamorphosen-Arten sind mechanische Beanspruchungen und kinetische Durchbewegungen maßgebend beteiligt oder untergeordnet vorhanden. Sie werden durch die nie fehlenden tangentialen Druck- und Zugspannungen in der Erdrinde ausgelöst und haben deshalb einen Gesteinsblock um so stärker beansprucht, je älter er ist. Im „Grundgebirge“ sind sie deshalb meist besonders intensiv gewesen und haben hier regional gewirkt. Mehr lokal, auf einzelne Streifen beschränkt, sind sie innerhalb des Deckgebirges in den orogenetischen Zonen, sind also in den Faltengebirgen und alpinen Überfaltungsgebirgen wirksam gewesen. Eine Metamorphose, bei der diese Faktoren das Umprägungsbild vorzugsweise bestimmen, heißt „kinetische oder mechanische Metamorphose“. Kombiniert mit stärkerem statischem Druck ergibt sich die mehr lokal wirkende „Dislokations-“ oder „Dynamometamorphose“ in den Faltengebirgen. Über größere Erstreckungen im Grundgebirge ist es die „Regionalmetamorphose“, mit der zugleich auch in der Regel eine etwas stärkere Temperaturerhöhung verbunden war.

Eine Stoffzufuhr, die zu metamorphen Gesteinen in unserem Sinne führt, findet in gewissen „Injektionskontakten“ und bei der Injektionsmetamorphose, ferner in den „metablastischen Kontakten“ und bei der Metablastese statt. Regional ist im größeren Bereich des tieferen Grundgebirges, wo „Anatexis“, „Migmatisierung“ und „Granitisation“, unter teilweiser oder völliger Einschmelzung der Ursprungsgesteine, herrscht, auch Stoffzufuhr vorhanden. Stoffabfuhr kann in den letztgenannten Fällen eben-

falls vorhanden sein, ferner kann sie auch in größerem Umfange beim Wiederaufstieg sehr tief versenkter und stark metamorphosierter Schollen in höhere Rindenteile und der dabei eintretenden rückläufigen Temperaturniedrigung stattfinden. Diese gesamte rückläufige Metamorphose wird „Diaphthorese“ genannt.

Eine systematische Gliederung all dieser Arten der Metamorphose zeigt Tafel 13, S. 223.

Bleibt bei der Metamorphose der frühere Mineralbestand erhalten und wurde nur umkristallisiert, so war die Metamorphose „isophas“. Entsteht ein ganz neuer andersartiger Mineralbestand, so war sie „allophas“. Ist in beiden Fällen die Bauschzusammensetzung des Gesteins konstant geblieben, so redet man von isochemer¹⁾ Metamorphose; andernfalls, bei Stoffzufuhr oder -abfuhr, war sie „allochem“¹⁾.

4. Die metamorphen Gesteine.

Eine Übersicht der metamorphen Gesteine hat zu berücksichtigen:

1. Die Ausgangsstoffe. Je nachdem die Ausgangsgesteine eruptiv oder sedimentär waren, redet man von metamorphen „Ortho-“ oder „Para“-Gesteinen. Häufig ist der Bauschchemismus zwischen gewissen Eruptiva und Sedimenten ungefähr gleich oder ähnlich. Dann ist aber fast immer der ursprüngliche Mineralbestand und das Gefüge ganz verschieden geworden. Demgemäß variieren dann auch die metamorphen Produkte sehr.

2. Die Arten der Metamorphose, wie sie in Tafel 13 angeführt sind. Nach dem geologischen Entstehungsvorgang und den äußeren Kennzeichen können hier vier Hauptgruppen unterschieden werden.

a) Thermometamorphe Gesteine oder Gesteine der thermischen Kontaktzone, kurz als „Thermische Kontaktgesteine“ bezeichnet;

b) die normalmetamorphen Gesteine der Belastungs- und kinetischen Metamorphose sowie der Dislokations- und Regionalmetamorphose, kurz als „kristalline Schiefer“ bezeichnet;

c) die mit wesentlicher Zufuhr verbundenen „Injektionsgesteine“, sowie die metablastischen, anatektischen und palinogenen Gesteine, letztere kurz als „granitisierte Gesteine“ bezeichnet;

d) Polymetamorphe Gesteine, bei denen mehrere der genannten Metamorphosen nacheinander und übereinander wirksam waren.

3. Der Grad der Metamorphose. Die früheren Namen der „Tiefenstufen“ ersetzt man besser durch „Intensitätsstufen“. Mit-

¹⁾ P. Eskola redet von „isochemisch“ und „allochemisch“. Entsprechend dem sonstigen Sprachgebrauch bei den mit „iso“ zusammengesetzten Wortbildungen scheint mir obige Form die korrektere zu sein.

Tafel 13. Die verschiedenen Arten der Gesteinsmetamorphose

Temperaturerhöhung	Stoffzufuhr Stoffabfuhr	Mechanische Beanspruchung Statischer Belastungsdruck	Kinetische Durchbewegung	Mineralbestand und Chemismus
schwach ± 150°	nicht wesentlich	Statische oder Belastungsmetamorphose (Umkristallisationsmetamorphose)	Kinetische oder Mechanische Metamorphose	isophas
				allophas
stärker ± 300°		Lokal: Dislokations- oder Dynamometamorphose		
		Regional: Regionalmetamorphose		
		Thermometamorphose		isochem
stark		Thermische Kontaktmetamorphose		
	Örtliche Zufuhr magmatischer Dämpfe, Gase und Lösungen	In ein fremdes Nebengestein	Kontaktpneumatolyse	
		In artigeigene ältere Eruptiva	Autometamorphose	allophas
500°—800°				
	Magmatische Schmelzflüsse		Injektionsmetamorphose	allophas
	Regionale Zufuhr von Dämpfen, Gasen und Lösungen	Metablastische Metamorphose (Metablastese)	Migmatitisierung	allophas
	Keine wesentliche Stoffzufuhr	Anatexis { Metatexis Diatexis		
sehr stark > 800°		Palingenese =	Granitisierung	allophas
Rückläufige Temperaturerhöhung	Häufig mit Stoffabfuhr		Diaphthoresis	allophas
				isochem

unter stimmen Intensität und Tiefenstufe nicht miteinander überein. Z. B. ist die Intensität der Umwandlung im Kontakt häufig viel größer als die eines wesentlich tieferen kristallinen Schiefers. Nur wenn man die kristallinen Schiefer der Abteilung 2b auf S. 222 allein betrachtet, so werden wohl im allgemeinen die Intensitätsgrade mit Tiefenstufen identisch sein. In den Abteilungen 2c und 2d der granitisierten und polymetamorphen Gesteine sind allerdings wieder wesentliche Abweichungen häufiger. Die Tiefenzonennamen werden auch noch für die drei Haupt-Intensitätsgruppen verwandt, und so redet man von Epi-, Meso- und Katagesteinen. Eine auf ähnlichen Prinzipien beruhende, aber feiner unterteilbare und elastischere Einteilung ergibt sich aus der „Mineralfazies“, die dadurch erhalten wird, daß derselbe Ausgangschemismus ja nach den verschiedenen intensiven physikalischen Umwandlungsfaktoren verschiedene typomorphe Mineralbestände liefert. Diese Einteilung ist aber nur z. T. durchgeführt und liegt noch nicht für alle Ausgangschemismen vor, so daß für unsere Übersichtszwecke noch die ältere, etwas gröbere Einteilung in die Epi-, Meso- und Katagesteine genügt.

4. Das Gefüge. In großen Zügen setzt es sich aus folgenden Kategorien zusammen:

a) Gefügerelikte, d. h. prämetamorphe Mineralbestände, die stellenweise noch erhalten und nicht mit umgewandelt wurden; oder prämetamorphe Gefügearten (Schichtung, Gerölle, eruptive Fließgefüge u. ä.), die auch nach der Umwandlung noch erkennbar sind („Abbildungstextur“).

b) Das Wachstumsgefüge des neuen Mineralbestandes, das als „Kristalloblastese“ bezeichnet wird. Es bedeutet dies die „Sprossung“ und „Wucherung“ der neuen Mineralien innerhalb des festen Altmineralbestandes und auf dessen Kosten. Es findet dadurch eine Umkristallisation und meist auch eine Ummineralisation statt.

c) Die Gefügeregelung, die auf den meist vorhandenen kinetischen Faktoren der Metamorphose beruht. Sie entspricht der längst bekannten „Schieferung“. Der Grundvorgang der Einregelung der Gefügebestandteile ist eine Verformung. Verformung und kristalloblastische Umkristallisation stehen in bestimmtem zeitlichen Verhältnis zueinander:

Die Verformung ist: dann ist die Umkristallisation:	präkristallin	parakristallin	postkristallin
	postkinematisch	parakinematisch	präkinematisch

5. Stoffzufuhr und -Abfuhr. Hierüber gab schon die Tafel 13 Auskunft.

Nähere Einzelheiten über diese Faktoren können hier nicht gegeben werden, vgl. die angeführten Lehrbücher.

Tafel 14.

Die hauptsächlichsten silikatischen und oxydischen Mineralien der metamorphen Gesteine und Lagerstätten

Olivin-Gruppe	Forsterit	Mg_2SiO_4
	Fayalit	Fe_2SiO_4
Olivin-Gruppe	Olivin	$(Mg, Fe)_2SiO_4$
	Knebelit	$(Mn, Fe)_2SiO_4$
	Tephroit	Mn_2SiO_4
	Monticellit	$CaMgSiO_4$
	Chondroitin	$Mg_5SiO_4 \cdot OH$
Granat-Gruppe	Andalusit	} Al_2SiO_5
	Disthen	
	Sillimanit	} $Al_4FeSi_2O_{10}(OH)_2$
	Staurolith	
Granat-Gruppe	Pyrop	} $(SiO_4)_3$
	Almandin	
	Spessartin	
	Grossular	
	Andradit	
Augit-Gruppe	Epidot	$Ca_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3OH$
	Piemontit	$Ca_2(Al, Mn, Fe)_3(SiO_4)_3OH$
	Zoisit	$Ca_2Al_3(SiO_4)_3OH$
	Cordierit	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$
	Vesuvian	$Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4Si_6O_{34}(OH)_4$
Augit-Gruppe	Wollastonit	$CaSiO_3$
	Rhodonit	$MnSiO_3$
	Diopsid	$CaMgSi_2O_6$
	Hedenbergit	$CaFeSi_2O_6$
	Salit	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$
	Schefferit	$Ca(Mn, Mg, Fe)Si_2O_6$
	Jadeit	$NaAlSi_2O_6$
	Enstatit	$MgSiO_3$
	Bronzit	$(Mg, Fe)SiO_3$
Hornblende-Gruppe	Tremolit	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	Strahlstein (Aktinolith, Nephrit)	$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	Grünerit	$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$
	Cummingtonit	$(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
	Dannemorit	$(Mg, Mn, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
	Anthophyllit	$(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
	Gedrit	$= Anthophyllit + Al_2O_3$
Talk	$Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$	
Glimmer-Gruppe	Muskowit	$KAl_3Si_3O_{10}(OH, F)_2$
	Phlogopit	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$
	Biotit	$K(Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH)_2$
	Manganophyllit	$K(Mn, Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH)_2$
Feldspat-Gruppe	Chlorit	$Mg_6Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
	Chamosit	$Fe_3Al_2Si_2O_{10} \cdot 3H_2O$
	Serpentin	$Mg_6Si_4O_{11}(OH)_7$
Feldspat-Gruppe	Orthoklas, Mikroclin	} $KAlSi_3O_8$
	Albit	
	Plagioklase	
Feldspat-Gruppe	Diaspor	$Al_2O_3 \cdot H_2O$
	Korund	Al_2O_3
	Eisenglanz	Fe_2O_3
Magnetit-Spinell-Gruppe	Magnetit	$FeFe_2O_4$
	Manganmagnetit	$(Mn, Fe)Fe_2O_4$
	Jakobsit	Mn, Fe_2O_4
	Franklinit	$(Fe, Mn, Zn)Fe_2O_4$
Zinkspinell	$ZnAl_2O_4$	

	Sillimanit Stauroolith	$Al_4FeSi_2O_{10}(OH)_2$
Granat-Gruppe	Pyrop Almandin Spessartin Grossular Andradit	Mg_3Al_2 Fe_3Al_2 Mn_3Al_2 Ca_3Al_2 Ca_3Fe_2 } $(SiO_4)_3$
	Epidot Piemontit Zoisit Cordierit Vesuvian	$Ca_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3OH$ $Ca_2(Al, Mn, Fe)_3(SiO_4)_3OH$ $Ca_2Al_3(SiO_4)_3OH$ $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ $Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4Si_9O_{34}(OH)_4$
Augit-Gruppe	Wollastonit Rhodonit Diopsid Hedenbergit Salit Schefferit Jadeit Enstatit Bronzit	$CaSiO_3$ $MnSiO_3$ $CaMgSi_2O_6$ $CaFeSi_2O_6$ $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ $Ca(Mn, Mg, Fe)Si_2O_6$ $NaAlSi_2O_6$ $MgSiO_3$ $(Mg, Fe)SiO_3$
	Hornblende-Gruppe	Tremolit Strahlstein (Aktinolith, Nephrit) Grünerit Cummingtonit Dannemorit Anthophyllit Gedrit
		Talk
Glimmer-Gruppe	Muskowit Phlogopit Biotit Manganophyllit	$KAl_3Si_3O_{10}(OH, F)_2$ $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$ $K(Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH)_2$ $K(Mn, Mg, Fe)_3(Al, Fe)Si_3O_{10}(OH)_2$
	Chlorit Chamosit Serpentin	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ $Fe_3Al_2Si_2O_{10} \cdot 3H_2O$ $Mg_6Si_4O_{11}(OH)_7$
Feldspat-Gruppe	Orthoklas, Mikroklin Albit Plagioklase	$KAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8 \pm CaAl_2Si_2O_8$
	Diaspor Korund Eisenglanz	$Al_2O_3 \cdot H_2O$ Al_2O_3 Fe_2O_3
Magnetit- Spinell- Gruppe	Magnetit Manganmagnetit Jakobsit Franklinit Zinkspinell	$FeFe_2O_4$ $(Mn, Fe)Fe_2O_4$ Mn, Fe_2O_4 $(Fe, Mn, Zn)Fe_2O_4$ $ZnAl_2O_4$
	Braunit Hausmannit Sitaparit Hollandit Vredenburgit	$3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$ Mn_3O_4 $(Mn, Fe)_2O_3$ MnO_2 (mit Beimengungen) entmischtes Gemenge von Jakobsit + Hausmannit

5. Die Mineralien der metamorphen Gesteine und Lagerstätten.

In einer eingehenden Besprechung der Paragenesen der metamorphen Gesteine und Lagerstätten müssen nach Tiefenstufen bzw. Intensitätsstufen getrennt die kennzeichnenden („typomorphen“) Mineralien aufgezählt werden, und es muß auch jeweils die Entwicklungsgeschichte eines metamorphen Minerals oder einer Paragenese und die einzelnen Stufen der metamorphen Umbildung klargelegt werden. Das ist im Rahmen dieses Buches weder beabsichtigt noch kann es aus räumlichen Gründen angedeutet werden. Dagegen werden in diesem Hauptteil so viele, z. T. seltenere Mineralien im Text angeführt werden müssen, daß es zweckmäßig ist, wenigstens ein kurzes Verzeichnis der wichtigsten kennzeichnenden Mineralien der metamorphen Gesteine und Lagerstätten nebst ihren summarischen Formeln zu geben. Es sind nur Oxyde und Silikate berücksichtigt. Als mehr oder weniger weit verbreitete „Durchläufer“ kommen noch Graphit, Kalkspat und Quarz hinzu. Sulfide sind weniger typomorph, mit Ausnahme erzmikroskopischer Seltenheiten, sie sind überdies zum größten Teil in der Tafel 2 schon verzeichnet. Die folgende Tafel 14 dient somit hauptsächlich zur raschen Unterrichtung über die Zusammensetzung (siehe Tafel 14 als Einschlagtafel).

6. Die einzelnen metamorphen Gesteinsgruppen.

Für die Zwecke dieses Buches genügt eine erste Übersicht über die makroskopisch unterscheidbaren metamorphen Gesteine. Als Hauptgruppen verwenden wir dabei am besten die S. 222 unter 2a bis 2d genannten Gruppen, und ziehen sie zusammen in:

- I. Thermische Kontaktgesteine,
- II. Kristalline Schiefer (durch Belastungs-, Dislokations- und Regionalmetamorphose entstanden),
- III. Injektionsgesteine, migmatisierte und granitisierte Gesteine.

Eine knappe Übersicht über die Gruppen I und II zeigen die Tafeln 15—16. Die auf dem intimeren Mineralbestand und besonders im Mikrogefüge beruhenden Unterarten können hier nicht näher unterschieden und behandelt werden.

I. Thermische Kontaktgesteine.

Alle Kontaktgesteine sind körnig, entweder gröber, dann werden sie als „Felse“ bezeichnet, oder feinkörnig, dann heißen sie „Hornfels“. Eine erworbene Schieferung fehlt; frühere Schichtungen und Einlagerungen und sonstige alte Struktur- und Textur-elemente können abgebildet werden.

Tafel 15.

Die hauptsächlichsten thermischen Kontaktgesteine

Ausgangsgesteine	Kontaktgesteine, angeordnet nach zunehmender Umwandlung
Sandsteine	Quarzite
Tonige Gesteine	Fleckenschiefer → Knotenschiefer (Garbenschiefer) →
Schiefertone	Glimmerhornfelse → Feldspathornfelse ± Cor-
Tonschiefer	dierit, Andalusit u. Granat
Mergel	Kalksilikatfelse: Granat-Strahlstein-Hedenbergit- Epidot-Plagioklas-Felse
Kalksandsteine	Kalksilikathornfelse und Kalksilikatfelse:
Kalke	Granat-Wollastonit-Vesuvian-Diopsid-Felse
Dolomit	Marmor Serpentin-Marmor; Chondroit-Forsterit-Monticellit- Marmor („Ophicalcit“).

II. Kristalline Schiefer.

In Tafel 16 sind nur die makroskopisch erkennbaren Typen aufgenommen. Wenn die Herkunft aus dem zugehörigen Eruptiv- oder Sedimentgestein gesichert ist, würde dem metamorphen Gestein noch die Vorsilbe „Ortho“- bzw. „Para“- vorzusetzen sein. Der Chemismus der drei Hauptkomponenten SiO_2 , Al_2O_3 , CaO soll nur in ganz rohen Zügen den allgemeinen chemischen Charakter des Gesteins andeuten. Die monomineralischen Gesteine Kalk, Dolomit und Sandsteine sind nicht aufgenommen, sie ergeben Marmor, Serpentin- und Olivinmarmor und Quarzite.

III. Injektionsgesteine, granitisierte und migmatitisierte Gesteine.

Ihre genauere Kennzeichnung kann meist nur mit Hilfe der eingehenden mikroskopischen Analyse und der Gefügeanalyse eines größeren Materials erfolgen. Die ersten Untergruppen ergeben sich dann aus der Tafel 13 als

1. Injektionsgneise,
2. Metablastische Gneise,
3. Anatektische Gneise,
 - a) Metatektische Gneise,
 - b) Diatektische Gneise,
4. Palingene Granite und andere palingene Gesteine,
5. Polymetamorphe Gesteine.

Makroskopisch wird man meist nur zunächst sich mit beschreibenden Namen wie Adergneis, Streifengneis (ebenlagig oder gefältelt), körniger Gneis, „Kristallgneis“ u. a. begnügen müssen.

Tafel 16. Die hauptsächlichsten durch Belastungs-, Dislokations- und Regionalmetamorphose entstandenen kristallinen Schiefer.

Eruptive Ausgangsgesteine	Granit Porphyry Liparit	—	Kalksilikatische Kontaktgesteine Kalksandstein	Diorit Porphyrit Andesit	Gabbro Diabas Basalt	Pyroxenit Peridotit
Sedimentäre Ausgangsgesteine	Arkosen Feldspat- sandsteine, Unreine Sandsteine	Tongesteine Grauwacken	砂岩 頁岩	Mergel		—
SiO ₂						
Al ₂ O ₃						
CaO						
Schwache Umwandlung (Epigesteine)	Porphyroid Serizitalbit- schiefer Serizitquarzit	Serizitphyllit Serizitchlorit- phyllit	Quarzmarmor Kalkspat- quarzit Kalkphyllit	Epidiorit Serizitalbit- schiefer Epidotchloritschiefer Strahlsteinschiefer Amphibolit Nephrin	Epigabbro	Talkschiefer Chloritschiefer Chloritpidot- schiefer Serpentin
Stärkere Umwandlung (Mesogesteine)	Quarzglimmer- schiefer Leptit Hälfefinta	Glimmer- schiefer	Kalkglimmer- schiefer Epidotfels Tremolitfels	Hornblendeplagioklasgneis Biotitplagioklasgneis Granatamphibolit		Hornblende- schiefer
Sehr starke Umwandlung (Katagesteine)	Muskowitgneis Biotitgneis Hornblende- gneis Granulit	Biotitgneis Sillimanitgneis Cordieritgneis Andalusitgneis Granatgneis	Diopsid und Hedenbergitfels Granatfels Wollastonitfels Vesuvianfels	Augitschiefer Augitamphibolit Erlanfels Eklogit Jadeit		Bronzitfels Enstatitfels Olivinfels Granatolivin- fels

7. Die Metamorphose der Erze und Erzgesteine.

Erze und Erzlagerstätten aller Art, die in einem der Metamorphose unterworfenen Gesteinskörper liegen, werden mit metamorphosiert. Sie ergeben metamorphe Erzgesteine und Erzlagerstätten, deren Großgliederung genau so erfolgen kann wie für die anderen Gesteine. Man unterscheidet demgemäß:

- I. Kontaktmetamorphosierte Erzlagerstätten.
- II. Metamorphosierte Erzlagerstätten in kristallinen Schiefen der Belastungs-, Dislokations- und Regionalmetamorphose.
- III. Polymetamorphe Erzlagerstätten im Grundgebirge im Bereich der Injektionsmetamorphose und Granitisation.

Die Gruppen I und II enthalten im allgemeinen nur metamorphosierte Lagerstätten, deren wesentlicher Chemismus, zum mindesten was die Metalle selbst anlangt, konstant geblieben ist. Dagegen sind unter der Gruppe III neben reinmetamorphosierten Lagerstätten auch solche mit neuen Zufuhren oder solche, die durch metamorphe Vorgänge völlig neugebildet wurden und vorher an der betreffenden Stelle noch nicht als Erzlagerstätten vorhanden waren. Innerhalb jeder Hauptgruppe werden zweckmäßig zunächst die beiden Untergruppen der oxydischen und sulfidischen Lagerstätten unterschieden und dann eventuell noch weiter nach vorherrschenden Metallen gegliedert.

Das Besondere der Erzmetamorphose ist, daß die Erzminerale und Erzparagenesen der wirksamen Faktoren der Metamorphose gegenüber sehr viel empfindlicher sind als die gesteinsbildenden Silikate, Karbonate und Oxyde.

Viele Erzminerale und ihre Begleitminerale werden bei höheren Temperaturen rasch instabil. Einerseits bilden sich höherthermale Modifikationen. Andererseits wandeln sich auch Mineralien in andere Paragenesen um. Hierbei spielt aber der Druck eine wesentliche Rolle, der z. B. die Dissoziation der Sulfide, Arsenide und Karbonate bei höheren Temperaturen verhindern kann. Andere Erzminerale reagieren schon bei wenig höheren Temperaturen miteinander oder mit Nebengesteinsmineralien und bilden gemeinsam neue Mineralien oder eines verdrängt das andere. Vor allem sind aber die meisten Erzminerale sehr empfindlich gegen kinetische Beanspruchung und werden rasch verformt und durchbewegt, aber ebenso rasch nachher wieder rekristallisiert.

Bei rückläufiger Bewegung können durch Temperatur- und Druckerniedrigung auch wieder allerlei Vorgänge ausgelöst werden: Umwandlung in festen Zustand, Entmischungen, Zerfall usw. Es ist allerdings zu betonen, daß all diese Erscheinungen nur erzmikroskopisch erkannt, mindestens erst richtig beurteilt werden können.

Besonders stark wird das Primärgefüge durch Metamorphose aller Art zerstört; besonders die feinen, gerade für die genetische Beurteilung so wichtigen Gefügearten, wie Kolloidtexturen, primäre Verdrängungen, Entmischungen, auch Fossilreste (verzte Bakterien!) u. a.

Die äußeren Formen der Erzkörper werden bei allen kinetischen Metamorphosen tiefgreifend verändert. Meist sind Erze und Nebengesteine „inkompetente“ Gesteine, d. h. sie haben ganz verschiedenartige Festigkeitsgrade und Verformungsmöglichkeiten, auch verschiedene Dichten. Jede Differentialbewegung wirkt somit auf beide ganz verschieden und verändert die Formen oft grundlegend, schafft wohl auch ganz neue Kontakte (s. nachher).

I. Kontaktmetamorphosierte Erzlagerstätten.

Unter Kontaktmetamorphose verstehen wir alle mineralischen und chemischen Umwandlungen sowie Gefügeänderungen, die durch ein aufdringendes Magma in seinen Nebengesteinen und in randlichen Teilen des Eruptivgesteins selbst erzeugt wurden. Die Kontakterscheinungen im Nebengestein nennen wir „exogene“, die kontaktliche Beeinflussung der Eruptivgesteine „endogene“ Kontaktwirkungen. Die Einwirkungen an Tiefengesteinskontakten sind intensiver und weiterreichend, z. T. auch qualitativ anders als an Ergußgesteinskontakten. In den größeren Tiefen waren die gleichzeitigen Belastungsdrucke größer, weshalb die leichtflüchtigen Bestandteile langsamer entweichen und an der Reaktion sich stärker beteiligen konnten, ferner ist die Erstarrungsgeschwindigkeit hier viel langsamer gewesen, weshalb das Nebengestein viel gründlicher durchhitzt werden konnte.

Die Wirkungen selbst sind in erster Linie rein thermisch. Dampf- und Gasphasen waren aber wohl stets dabei beteiligt, teils stammten sie aus dem Magma, teils ist es die Gebirgsfeuchtigkeit, Wasser, Kohlendioxyd usw. der Nebengesteinsminerale, die durch die Erhitzung mobilisiert wurde und an den Reaktionen teilnahm bzw. sie beschleunigte. Wenn größere Stoffzufuhren, besonders von Schwermetallen vorkommen, liegt eine Kontaktpneumatolyse vor, die schon im ersten Hauptteil, Gruppe II, 9—17 besprochen wurde. Fast stets kann man zwei oder drei konzentrische Kontaktzonen oder Kontakthöfe gewahren, die der nach außen abklingenden Erhitzung entsprechen. Allerdings sind die Wirkungen in den einzelnen Zonen meist nicht so sehr durch verschiedenartige Umwandlungsparagenesen gekennzeichnet, als vielmehr durch verschiedene Intensitäten. Im inneren Kontakthof wurde das ganze Gestein umgewandelt, während im äußeren Kontakthof noch unveränderte Restbestände vorkommen, die nach außen zu immer mehr sich

häufen, bis nur noch einzelne „Flecken“ keimartig den Umwandlungsbeginn andeuten.

Angesichts der Fülle der Kontakthöfe in Gesteinen allerlei Art sind die kontaktmetamorphosierten Erzlagerstätten verhältnismäßig selten. Folgende Umwandlungen sind näher bekannt:

Oxydische Eisenerze: Brauneisen, Roteisen und Eisenspat gehen in Magnetit über, der mit zunehmender Intensität grobkörniger wird. Chamositartige Eisensilikate ergeben den Eisenolivin Fayalit. Im inneren Kontakthof ergibt Magnetit zusammen mit Quarz ebenfalls Fayalit. Der Magnetit nimmt dabei Stoffe wie Al_2O_3 und TiO_2 auf und scheidet sie als Entmischungskörper von Spinell und Titaneisen wieder aus.

Beispiele sind bekannt vom Osteroder Diabaszug, wo devonische Roteisenerze durch den Brockengranitkontakt umgewandelt wurden, von Schmiedeberg i. Schl., den Mansjö-Bergen in Schweden und von den armen gebänderten Eisenerzen der Gunflint- und Mesabi-Formation am Oberen See, USA., die von Duluthgabbro umgewandelt wurden. Die letztgenannten Erze wurden durch die Kontakteinwirkung infolge der Bildung des magnetisch aufbereitbaren Magnetits bauwürdig. Im Siegerland sind durch Basaltgänge die Spateisenerze ähnlich umgewandelt, nur in viel kleinerem Umfang.

Oxydische Manganerze werden in Braunit, Hausmamit, Sitaparit und Vredenburgit, vielfach auch in z. T. sonst sehr seltene Mangansilikate umgewandelt, z. B. im Nagpur-Distrikt in Britisch-Indien.

Aus Chromit scheidet sich Eisenglanz aus, dann wird er von Cr-haltigen Silikaten verdrängt.

Oxydische Aluminiumgesteine, Laterit und Bauxit gehen bei schwacher Metamorphose in Diasporgesteine über, sind aber zumeist noch weiter zu Schmirgel umkristallisiert. Dieser besteht aus Korund, Spinell, Magnetit, Andalusit neben einigen anderen Mineralien. Die Naxos- und Smyrna-Schmirgel sind auf diese Weise entstanden.

Auf ähnliche Weise sind auch vielleicht die Muttergesteine mancher Borneo-Diamanten entstanden, die in Knollen aus Korund, Diaspor, Andalusit, Rutil, Topas und Turmalin vorkommen und möglicherweise kontaktlich veränderte kohlenstoffhaltige Tongesteine darstellen.

Im übrigen gehen Kohlengesteine und Bitumina im Kontakt rasch in Graphit über.

Sulfidische Eisen-, Kupfer- und Zinkerze werden grobkörniger und auf die mannigfachste Weise mineralogisch verändert. Pyrit wird meist zu Magnetkies abgeröstet und seine Beimengungen Arsen oder Kupfer, zu größeren Körnern von Arsenkies oder Kupferkies sammelkristallisiert. Der durch die Dissoziation freigewordene Schwefel kann oxydische oder silikatische Eisenminerale zu Magnetkies verwandeln. Kupfereisensulfide mit oder ohne Pyrit und Kupferglanz geben z. T. sehr verwickelte Bilder, indem sich Mischkristalle der Buntkupfer-Cubanit-Valleriit-Reihe bilden und

nachher wieder entmischen können. Zinkblende nimmt Eisen und Kupfer auf, die sich als Magnetkies und Kupferkies wieder entmischen.

Thermisch veränderte Erze anderer Metalle sind selten und noch kaum genauer untersucht.

Eine Besonderheit stellen Vorkommen von ged. Eisen in Basalt dar. Es sind Kontaktumwandlungen von Sulfiden bei Gegenwart von Kohlenstoff und sind in den spärlichen, aber sehr interessanten und eingehend bearbeiteten Vorkommen von Ovifak in Grönland und vom Bühl bei Kassel bekanntgeworden. In Ovifak sind Nickelmagnetkiesblöcke einer nahegelegenen Lagerstätte in eine Spalte gefallen, durch die Basaltlava aufstieg, die aus den unterlagernden Kohlenflözen Kohlenstoff aufgenommen hatte. Es bildete sich dabei ein natürliches Roheisen, das Ferrit (Fe), Zementit (Fe_3C), Perlit (alle Ni-haltig), Troilit, Schreibersit und Pentlandit enthält.

II. Metamorphosierte Erzlagerstätten in kristallinen Schiefen der Belastungs-, Dislokations- und Regionalmetamorphose.

1. Allgemeines.

Wir rechnen zu dieser Gruppe alle in den genannten kristallinen Schiefen liegenden prämetamorphen Erzlagerstätten, einerlei wie ihre ursprüngliche Entstehung ist und auch unbeschadet ihres heutigen Metamorphose-Grades. Eine wesentliche Stoffzufuhr nehmen wir in dieser Gruppe nicht an, allenfalls können benachbarte Mineralbestände gewisse Bestandteile, z. B. Wasser, Kohlendioxyd, Schwefel usw. austauschen. — Es verändern sich bei Metamorphosen dieser Art die Mineralbestände, das Gefüge und die Form der Lagerstätte.

Der neue Mineralbestand richtet sich nach dem Ausgangsbestand und dem Grad der Metamorphose, auch etwas nach dem Nebengestein, mit dem gewisse Bestandteile ausgetauscht werden können. Hydratische Erzminerale, wie Brauneisen oder Bauxit werden natürlich entwässert und bilden Oxyde, wie Eisenglanz, Magnetit, Korund, wobei Stoffe wie Titan in die Eisenerze eingebaut und später wieder entmischt werden. Sulfidische Erzminerale reagieren miteinander durch vermehrten Einbau ins Gitter und stärkere Mischkristallbildung. Zerfall und Entmischungen sind die späteren Folgen. Restbestände mancher Erzminerale sind häufig, so ist z. B. Pyrit sehr resistent.

Wesentlich stärker wird das Gefüge verändert. Die leichtverformbaren Sulfide werden eingeregelt, die spröderen Erzminerale werden zerbrochen, ausgewalzt und zermalmt („Kataklyse“),

alle aber werden dann sehr leicht und vollständig wieder rekristallisiert. Manche, wie z. B. Bleiglanz, reagieren dabei schon auf sehr schwache Grade, während Pyrit oder Arsenkies noch lange unbeeinflusst bleiben. Bei all diesen Verformungen geht das Primärgefüge weitgehend verloren, teils durch den ganz verschiedenen Grad der Verformung, der die einzelnen Mineralien unterliegen, teils durch die stärkere Durchbewegung überhaupt. Bei der Rekristallisation wandern die Sulfide auch auf ganz kurze Entfernung häufig in den Druckschatten und siedeln sich dort neu an, oft schon vorhandene Erzkörnchen als Keime benützend. Auch dies trägt zur immer stärkeren Zerstörung des Primärgefüges bei. Besonders gewisse feinere Texturen, wie Kolloidgefüge oder Fossilien, wie die „vererzten Bakterien“ der sedimentären Kieslager, werden so weitgehend unkenntlich gemacht, und oft entziffert nur die genaueste und geduldigste erzmikroskopische Durchmusterung vieler Erzanschliffe noch Restspuren des Primärgefüges („Reliktgefüge“ oder „Palimpseststruktur“).

Die Rekristallisation verwischt die innerkristallinen Bewegungsspuren, Verformungen und Zwangszustände der Erzminerale wieder weitgehend, die dann aber sehr häufig noch in den Silikat- oder Karbonatmineralien der Nebengesteine erkennbar sind. Gar zu sehr ist man in diesem Fall geneigt, die Erzlagerstätte als einen Fremdkörper im kristallinen Schiefergebirge zu betrachten und zu übersehen, daß das Erz hier selbst zu einem „kristallinen Schiefer“ geworden ist, nur mit etwas anderen, dem Stoffbestand angepaßten Form- und Gefügeeigenschaften.

Endlich wird auch die Form der Erzlagerstätte durch die metamorphen Vorgänge weitgehend verändert. Schon die gewöhnliche Belastungsmetamorphose schafft infolge der „Inkompetenz“ der Erze und ihrer Nebengesteine örtliche Differentialbewegungen („Gleitbretter“). Bei der Dislokationsmetamorphose und im regionalmetamorphosierten Block sind kinetische Vorgänge von der Art der laminaren Gleitung sowieso in großem Umfang beteiligt. Es sind dies vorwiegend seitliche Fließvorgänge in waagrechtlicher Richtung — Gleitbewegungen nach einer Schar von Gleitflächen, die untereinander gleichlaufen und gleichen Verschiebungssinn zeigen. Dabei wird alles eingeregelt („eingeschlichtet“) und Grenzflächen, etwa von Erzkörper und Nebengestein, die ursprünglich mit kleineren oder größeren Winkeln zu den Gleitflächen standen, werden in diese eingeformt. So verschwinden allmählich die diskordanten Formeigenschaften; aus durchsetzenden Erzgängen können Lagergänge, oder Züge von gegeneinander gestaffelten („en echelon“) Lagerlinsen werden. Auch liegende Falten mit völlig ausgewalzten Mittelschenkeln werden bei solchen Gleitbretterverschiebungen erzeugt und häufig wird dadurch eine Lagerstätte in eine Serie von Erzlinealen oder integralzeichenartigen Gebilden

verformt. Schwächere Stadien der Zugbeanspruchung sind dann oft Zerreibungen der Erzlager und Verdickungen der einzelnen Teile in der Art der sogenannten „boudinage“.

Offensichtlich kann durch solche Umänderungen des Mineralbestandes und Verformungen von Gefüge und Primärform der gesamte Charakter einer Erzlagerstätte ein völlig anderer werden. Die Frage nach der ursprünglichen Form und Natur und der Primärentstehung ist vielfach hoffnungslos, immer aber sehr schwierig zu entscheiden und nur unter Berücksichtigung des ganzen mikroskopischen Rüstzeugs, wie es besonders die moderne Lehre von den metamorphen Gesteinen ausgebaut hat, in Angriff zu nehmen. Nur wenige Erzlagerstätten sind nach dieser Richtung heute schon erschöpfend bearbeitet, vor allem steht die erzmikroskopische Seite der Probleme noch fast ganz aus.

Nach dem Gesagten ist es verständlich, wenn eine weitere Gliederung der metamorphosierten Erzlagerstätten dieser Gruppe nach ihrer Primärentstehung heute überhaupt noch nicht durchzuführen ist, aber auch, wenn es möglich wäre, wenig Zweck hätte. Auch der Grad der Metamorphose, der für die Einteilung der metamorphen Gesteine maßgebend war (s. Tafel 16), ist bei der sehr hohen Empfindlichkeit der Erzminerale den metamorphen Faktoren gegenüber kein Einteilungsgrund. Dagegen ist es zweckmäßig, die metamorphen Lagerstätten der „alten Schilde“ und der jüngeren Faltengebirge und orogenetischen Zonen getrennt zu behandeln. Im übrigen wollen wir uns vorerst einfach mit dem stofflichen Inhalt zur weiteren Gliederung begnügen.

Eine Übersicht der Erzlagerstätten im kristallinen Grundgebirge gab F. Blondel: *La géologie et les mines des vieilles plateformes*. Paris 1936. 303 S.

2. Eisenquarzite und Eisenglimmerschiefer („Itabirite“) im Grundgebirge der alten Schilde.

An zahlreichen Stellen finden sich in den präkambrischen Formationen der alten stabilen Schilde („vieilles plateformes“) hochkristalline Eisenerzlager eingeschaltet. Ihre Wechsellagerung mit sedimentär entstandenen Quarziten, Kalken und Glimmerschiefern sowie ihre geschichtete und lagige Natur und auch ihr Mineralbestand deuten auf eine ursprünglich sedimentäre Entstehung als Verwitterungslagerstätte oder Ausscheidung in einem Seebecken oder im Meer.

Von Erzminerale treten Magnetit, Eisenglanz und Martit (= Pseudomorphosen von Eisenglanz nach Magnetit) auf, meist nach den einzelnen Lagen wechselnd. Die Eisenerze sind Mn-frei. Der Phosphorgehalt schwankt von 0,02—0,2% und höher. Schwefel und Sulfide fehlen fast völlig. Hauptgangart ist Quarz, daneben kommen in den stärker metamorphen Typen Hornblende und

Epidot, seltener und spärlich Granat, Augit, Glimmer, Turmalin usw. vor. Die Erze sind geschichtet und feinlagig in millimeter- bis zentimeterdicken Lagen und Streifen, die sich durch den Erzgehalt unterscheiden. Die Erzlagen sind fast quarzfrei und häufig sind die Quarzlagen fast erzfrei. Auch im großen wechseln häufig erreichere mit erzarmen Schichten ab. Die Erze dieser Gruppe sind aber im allgemeinen deutlich körnig, feinkörnig bis grobkörnig, jedenfalls fast nie so dicht und mikrokristallin wie die „gebänderten Eisenjaspilite“ der Abt. 4. Die Mächtigkeiten der ganzen Serie schwanken sehr, von 5—10 m bis zu 50 m und darüber, und es können solche dicken Erzpakete sich in derselben Schichtfolge mehrfach wiederholen. Im Streichen halten die Eisenschichten oft viele Kilometer weit an, wenn sie im einzelnen auch öfters auskeilen. Meist stehen sie steil und häufig sind sie stark gefaltet und überfaltet und dann tektonisch in ihrer Mächtigkeit verdoppelt oder vervielfacht.

Die Gehalte der eigentlichen Eisenquarzite und Eisenglimmerschiefer schwanken zwischen 40 und 70% Fe, ärmere bezeichnet man wohl nur als eisenhaltige Quarzite.

Die festen Gesteine dieser Art werden häufig nach einem brasilianischen Vorkommen als „Itabirit“ bezeichnet; wenn sie durch sekundäre Einflüsse locker sind, werden sie dort „Jacutinga“ genannt.

Über die ursprünglich sedimentäre Natur der Eisenerzschichten herrscht wohl Übereinstimmung, zweifelhaft sind aber die spezielleren Entstehungsbedingungen. Eigenartig sind die außerordentlich feinlagigen und geschichteten Texturen, die oft ins Mikroskopische gehen und sich hundert- und tausendfach in einer Schicht wiederholen. Bei den unmetamorphosierten Eisenerzlagern der Abschnitte III und IV der sedimentären Abfolge kennt man solche Texturen nicht. Vielleicht waren es periodisch wechselnde Zuflüsse und Materialzufuhren, wobei in niederschlagreichen Zeiten Quarz mechanisch und in niederschlagarmen Zeiten chemisch gelöstes Eisenhydroxyd ins Meer befördert wurde. In jenen uralten vegetationslosen Zeiten fehlte der egalisierende Einfluß der Humuskolloide, der später solche Vorgänge beherrschte, so daß sich damals diese Periodizität auswirken konnte, die später nicht mehr eintrat. Von manchen Seiten wird auch eine untermeerische exhalative Eisenzufuhr nach Art der Lahn-Dill-Eisenerze vermutet. Aber auch hier müßten für die Bänderung besondere, auch schwer zu übersehende Verhältnisse geherrscht haben. Manche Muttergesteine werden auch als vulkanische Tuffe aufgefaßt.

Die Eisenmengen auf diesen Lagerstätten sind ganz ungeheuer groß. Allein in den brasilianischen Itabiriten wird mit einem Vorrat von 13 Milliarden t Erz zu 60% gerechnet, und in den zahlreichen anderen großen Bezirken gehen die Vorratsschätzungen

auch immer gleich in die Hunderte von Millionen oder in die Milliarden Tonnen. Die Lagerstätten sind noch nicht im entferntesten ausgenutzt, da gerade die größten in den wirtschaftlich und verkehrstechnisch am wenigsten erschlossenen Ländern liegen. Einige aber, wie Krivoi Rog, gehören heute schon zu den wirtschaftlich wichtigen Gebieten.

Von Einzelvorkommen seien erwähnt:

Nördliches Norwegen: Dunderland, Bogen, Salangen u. a. O. an der Westküste. Etwa 150 Mill. t im Tagebau abzubauen, aber nur mit 20—35 % Fe, deshalb erst magnetisch aufzubereiten.

Schweden: Die sogenannten „Torstenerze“ von Norberg, Stripa und Striberg mit 30—35 % Fe, sie sind höher metamorphosiert mit Aktinolith, Epidot, Diopsid. — Wahrscheinlich gehören auch die Erze von Sydvaranger bei Kirkenes zu dieser Gruppe, sie sind auch höher metamorphosiert.

Podolisch-Asowscher Block (= Ukraine). Hier finden sich in der altalgonkischen (= jatulischen) Krivoi-Rog-Serie weitausgedehnte, hochhaltige und wirtschaftlich überaus wichtige Eisenerzlager mit sehr großen Mengen. Krivoi Rog liegt in einer 90 km langen und 3—6 km breiten Synklinale. Die Eisenerze kommen in einem 50 m mächtigen Horizont von gebändertem eisenhaltigen Hornstein und Eisenjaspilit vor, der im Durchschnitt 40 % Fe enthält. Darin sind eine große Anzahl reicher Erzbänder und Erzstöcke vorhanden, Martit-Erze, Martit-Eisenglanz-Erze und Magnetit-Erze. Sie sind 100—500 m lang, 15—30 m dick und 300—350 m tief, und sind an bestimmte, viel stärker tektonisch beanspruchte Stellen gebunden, die durch Faltungsvervielfachung bis zu 150 m mächtig werden. Ihren reicheren Eisengehalt verdanken sie einer Stoffzufuhr unter hochthermalen bis pneumatolytischen Zustandsbedingungen im Gefolge jüngerer jotnischer tiefmagmatischer Intrusionen, wobei auch Alkalihornblende, Ägirin, Albit, Granat, Biotit neugebildet wurden, und Quarz weggeführt wurde. — Die Martit-Erze, die 90 % der Fördererze ausmachen, enthalten 60—64 % Fe, 2—9 % SiO₂, 0,01—0,03 % P und weniger als 0,02 % S. Von sichtbaren und wahrscheinlichen Vorräten über 61 % Fe sind 340 Mill. t, dazu kommen noch etwa 200 Mill. t mögliche Vorräte. Insgesamt sollen 40 Milliarden t Erze mit über 30 % Fe und 12 Milliarden t Eisen dort vorhanden sein. In den letzten Jahren vor dem Krieg wurden hier 16—17 Mill. t Erze gefördert. Die Mulde von Krivoi Rog setzt sich nach Süden weiter fort und ist unter den Deckschichten magnetisch und durch Bohrungen samt ihren Erzen auf 210 km nachgewiesen. Im unterirdischen, von Deckschichten bedeckten Block von Woronesch am Südrand des Moskauer Beckens sind zahlreiche magnetische Anomalien, unter ihnen die berühmteste von Kursk, vorhanden, die auf ähnliche Erzlager hindeuten, die schon an verschiedenen Stellen in gleicher Qualität und Mächtigkeit wie in Krivoi Rog erbohrt sind. Auch hier wird mit Milliarden von Tonnen möglicher Eisenerzvorräte zu rechnen sein.

Mandschukuo: Hier liegen bei Anshan und Miao-er-Kou südlich Mukden große Eisenquarzitlager mit insgesamt über 1 Milliarde Vorräte, die zwar nur 25—38 % Fe führen, aber gut magnetisch aufbereitbar sind. Sie sind beiderseits der Bahn Mukden-Dairen, in nächster Nähe eines großen Kokskohlenreviers mit Hochöfen und Stahlwerken. Die Jahresförderung beträgt 3 Mill. t Erze, sie soll auf 12 Mill. t erhöht werden.

Im laurentischen Schild Kanadas und der USA. sind eine Anzahl von Magnetitquarzit-Vorkommen bekannt, ohne daß sie aber größere Bedeutung erlangt hätten.

Brasilien: Im Staate Minas Geraes liegt in einer wahrscheinlich algonkischen, meist quarzitischen Schichtenfolge eine mindestens 350 m mächtige Eisenerzformation. Man kann nach Beschaffenheit und Erzgehalt

verschiedene Arten unterscheiden: Feste massige bis dünnbankige Harterze (eigentliche „Itabirite“), lockere entfestigte mürbe bis sandige Erze („Jacutinga“), gestreifte Eisenglimmerschiefer und Bänderze, mit mehr oder weniger Quarz. Die meisten Eisenerze enthalten Roteisen, auch Martit ist häufig, Magnetit tritt zurück. Die Bändererze enthalten 42—46% Fe, 0,01—0,002% P. Die vorwaltenden Harterze (Itabirite) haben im Durchschnitt 68% Fe bei weniger als 0,03% P. Die sekundären Rollerze („Canga“) wurden schon S. 156 erwähnt. Im ganzen wird mit 6, nach anderen Angaben mit 13 Milliarden t Erz zu 60% Fe gerechnet, wozu noch einige Milliarden Tonnen Erze zwischen 35 und 60% kommen¹⁾. Bis zum Beginn dieses Krieges wurden die Lagerstätten nur in kleinem Umfang ausgebeutet (1940: 25000 und 1941: 420000 t Erz!), große Pläne wurden schon lange erörtert, zuletzt jetzt wieder beim Eintritt der USA. in den Krieg. Der Bau einer 500 km langen Eisenbahn, der Bau von Spezialschiffen, von Hochöfen, Stahlwerken, Walzwerken usw. und das schlagartige Einsetzen einer Förderung von einigen Millionen Tonnen Erz pro Jahr bedingen derartige Kapital- und Materialinvestitionen, daß es wohl noch eine geraume Weile dauern wird, bis diese gewaltigen Rohstoffe ausgebeutet werden.

Auch im Staate Parana, mehr in Küstennähe, befinden sich in archaischen Gneisen und Migmatiten konkordante Quarzite mit Magnetitlagern, die 64—67% Fe enthalten. Die Mengen sind sehr bedeutend.

Britisch-Indien: Im Staate Bihar und Orissa im Nordosten, im Singhbum-Distrikt, kommen hochwertige Eisenerze, Eisenglimmerschiefer und Magnetitquarzite vor, auch im Staate Bonai und in Mysore sind ähnliche. Die Gesamtmenge wird auf 3 Milliarden t geschätzt, die Gehalte sind überall 60—68% Fe. Der Bezirk Singhbum liefert etwa die Hälfte der rund 3 Mill. t betragenden Erzförderung Indiens.

Südafrika: An zahlreichen Orten sind in der südafrikanischen „Primärformation“ oder Swaziland-Formation hochmetamorphe gebänderte Magnetitquarzite und Eisenglimmerschiefer mit einem Gehalt von 25—40% Fe. Die Vorräte werden auf 20 Milliarden t geschätzt. Sie werden noch nirgends abgebaut.

Australien: In West- und Südaustralien sowie in West-Queensland sind gebänderte Eisenschiefer und Eisenquarzite im Präkambrium. Die südaustralischen Erze mit 60% Fe und 0,03—0,05% P werden abgebaut. Die Vorräte werden auf 130 Mill. t geschätzt.

3. Eisenquarzite und andere metamorphe Eisenerze in jüngeren orogenetischen Zonen.

Auch außerhalb der eigentlichen alten Schilde kommen in Gebieten der engeren Dislokationsmetamorphose, in den postkambrischen orogenetischen Zonen und Faltengebirgen ganz ähnliche metamorphe Eisenerzlager vor. Mineralbestand und Gefüge sind z. T. anders als in den eben behandelten Grundgebirgslagerstätten, meist viel mannigfacher, oft werden auch Karbonate und metamorphe Silikate beobachtet. Ganz fehlen die gebänderten Eisenquarzite und Eisenschiefer vom Itabiritypus. Wie schon auf S. 234 gesagt, ist dies vielleicht auf die Vegetationslosigkeit und Abwesenheit von Humuskolloiden der ältesten Zeiten zurückzuführen, die

¹⁾ Wie berichtet wird, sollen diese ungeheuren Eisenerzlager auf die Flugzeuge eine so starke magnetische Anziehungskraft ausüben, daß sie gezwungen sind, über dem Staate Minas Geraes große Höhen aufzusuchen.

nach dem Kambrium nicht mehr bestand. Die Lagerstätten haben auch nicht mehr den gewaltigen Umfang der uralten Eisenlager und haben deshalb und wegen der häufig komplexen Zusammensetzung auch nur meist geringe wirtschaftliche Bedeutung.

In den alpinen Gebirgen sind viele kleine Einzelvorkommen bekannt, vor allem in Tirol und Kärnten, aber auch in der Schweiz, die alle wirtschaftlich bedeutungslos sind.

Ein größeres Eisenerzlager ist bei Moncorvo in Nordwestportugal, nahe der spanischen Grenze, wo stark gefaltete und gestörte Eisenquarzite mit Hämatit und einem Phosphorgehalt von 0,2—0,3 % in silurischen Schieferen eingeschaltet sind. Phosphor ist an Lazulith gebunden.

In Schweden und Norwegen sind im kaledonischen Gebirge metamorphosierte sedimentär entstandene Eisenerzlager bekannt, die als „Euly-site“ bezeichnet werden, und die teils epimetamorph sind und aus Magnetit und Psilomelan bestehen, teils mesometamorph sind und dann Magnetit, Fayalit, Augit, Grunerit-Hornblende und Granat enthalten. Auch in Frankreich kommen solche Gesteine vor. Sie treten alle in silurischen Schichten auf.

Ein sehr erhebliches Eisenerzlager ist im „Kleinen Chingan“ im Fernen Osten (Russisch-Asien) in den dortigen jungen Kettengebirgen enthalten, das etwa 500 Mill. t eines 40 % igen Eisenerzes enthalten soll und demnächst abgebaut werden sollte.

4. Gebänderte Eisenjaspiliten.

Im metamorphen Präkambrium der alten Schilde finden sich an zahlreichen Stellen, in den verschiedensten Erdteilen und häufig über ungemein große Gebiete eigenartige ganz dichte und mikrokristalline feingebänderte kieselige Eisenerze und eisenschüssige Kieselgesteine. Sie werden als „gebänderte Eisenerze“ oder „Eisenjaspiliten“ (banded iron-stones, ferroginous jasper, ferruginous chert) bezeichnet. Von den Magnetitquarziten und Eisenglimmerschiefern der Abteilung 2 dieses Kapitels unterscheiden sie sich in mehrfacher Weise: einmal durch ihre extreme Feinkörnigkeit und mikrokristalline Struktur, durch die noch stärker betonte feinlagige Textur, die als „Bänderung“ und schon nicht mehr als Schichtung zu bezeichnen ist, durch das Vorwalten von Eisenglanz und Roteisen, durch das Auftreten von Eisenkarbonaten und Eisensilikaten und das Fehlen bis völliges Zurücktreten des Magnetits oder Martits (die beide nur örtlich unter besonderen Bedingungen in den Eisenjaspiliten auftreten), und endlich durch ihre stratigraphische Stellung und fazielle Natur. Die vorhin erwähnten Magnetitquarzite und Eisenglimmerschiefer waren ja im Schichtprofil durchweg als echte Sedimente erkennbar, und werden unter- und überlagert von ebensolchen echten Sedimenten klastischer oder chemischer Herkunft, während in der Schichtenfolge weit und breit konkordante Zwischenlagerungen und Wechsellagerungen von Ergußgesteinen fehlen oder auf wenige und spärliche Ausnahmen beschränkt sind. Im Gegensatz dazu sind die gebänderten Eisenjaspiliten fast überall deutlich verknüpft mit dem submarinen basischen initialen

Vulkanismus. In den meisten Fällen wechsellagern sie mit Grünsteinen und Grünsteinschiefern, die als mehr oder weniger metamorphosierte basaltische Decken und Ströme zu erkennen sind, in denen oft noch Mandelsteintexturen enthalten sind, die häufig noch die ellipsoide Absonderung der „Pillow-lavas“ aufweisen und die tuffige, agglomeratische oder schmale schiefrig-klastische und ab und zu auch vereinzelt kalkige Zwischenlagerungen enthalten, was alles für untermeerische Ergüsse spricht. Die engen genetischen Beziehungen zwischen den Kieselgesteinen und Eisenerzen und diesen basaltischen Ergüssen sind offensichtlich. Es sind somit diese gebänderten Erze und Kieselgesteine mit und ohne Eisenkarbonat und Eisensilikat als echte, nicht klastische chemische Sedimente, die sich aus dem Meerwasser ausgeschieden haben, zu deuten, die unmittelbar aus Exhalationen der Basaltströme herrühren. Sie gehören also primär zu den Keratophyrerzen vom Typus Lahn-Dill (Hauptgruppe IV der magmatischen Lagerstätten, 6). In einzelnen Fällen mögen auch die Eisenerze aus Verwitterungsvorgängen oder aus nachträglichen Auslaugungen innerhalb des vadosen Kreislaufes hervorgegangen sein. Es können dann Übergangsformen zu den Eisenglimmerschiefern entstehen.

Alle diese präkambrischen Bildungen sind mehr oder weniger metamorphosiert und zwar vorwiegend statisch. Eine kinetisch tektonische Durchbewegung fehlt nicht, aber sie tritt doch regional stark zurück. Somit sind einerseits die Lagerungsformen noch relativ gut erkennbar, andererseits aber ist die ursprüngliche Natur der Gesteine durch die starke Metamorphose meist hochgradig verwischt. Örtlich kommen dazu noch erhebliche kontaktliche Beeinflussungen durch jüngere Granite. Endlich ist ein Teil dieser Eisenerze in späteren Zyklen bei jüngeren Denudationen und Verwitterungen umgebildet und dabei teilweise konzentriert, wurde dann wieder tief versenkt und abermals metamorphosiert oder hat sonstige weitere wechselvolle Schicksale erlebt. Die chemisch unveränderten und nur metamorphosierten Erze dieser Art sind nicht sehr hochhaltig und werden auch wegen des hohen SiO_2 -Gehaltes und der geringen Aufbereitungsmöglichkeiten kaum ausgenützt. Erst wenn eine stärkere Metamorphose die Erze grobkörniger und damit besser aufbereitbar macht, können sie örtlich abgebaut werden.

Rein oxydische, aber stark metamorphosierte Erzlager dieser Art sind aus verschiedenen Teilen Mittelschwedens beschrieben worden, so von Riddarhyttan und Gryttahyttan. Alle werden als ursprüngliche Diabas-eisenerze gedeutet. In Gryttahyttan z. B. liegen gebänderte Eisenerze in einer Serie von Hälleflinta (metamorphe saure Eruptivgesteine von der Zusammensetzung der Keratophyre), die mit intrusiven und extrusiven, ebenfalls metamorphosierten Diabasen verknüpft ist. Es sind kieselige, kalkige und Hälleflinta-Erze vorhanden, alle bis in mikroskopische Dimensionen geschichtet.

Den Keratophyreisenerzen zu vergleichen sind vielleicht die gebänderten Eisenquarzite der Stripa-Grube, die mit Leptiten, d. h. ehemaligen sauren Tuffen, wechsellagern, die schon auf S. 235 bei den Eisenglimmerschiefern erwähnt wurden.

5. Die Eisenerze des Oberen Sees (USA).

Diese gewaltigen und wirtschaftlich überaus bedeutsamen Eisenlagerstätten gehören ihrer ersten Anlage nach auch zu der vorigen Gruppe, haben aber ihre Bauwürdigkeit erst durch mehrere spätere unabhängige Vorgänge erlangt. Im heutigen Zustand sind sie aber durchweg wieder metamorphosiert.

Die engsten Beziehungen zwischen Eisenerzen und Basaltdecken im Oberen See-Gebiet finden sich in der allertiefsten dort überhaupt aufgeschlossenen Formation, in dem dem tiefsten Archaikum zugerechneten Keewatin. Es besteht hier aus einem mächtigen Komplex von schwach metamorphen, basaltischen Gesteinen, die manchmal noch als „pillow-lavas“ abgesondert sind. Auch Agglomerate und Mandelsteinlagen sowie ab und zu tuffige Gesteine sind dazwischengeschaltet. Mit zunehmender Metamorphose verschwindet die Absonderung mehr und mehr und die tuffigen Lager werden schiefrig. Die Grünsteine sind stark ummineralisiert zu kalkspätigen Aktinolith-, Biotit-, Chlorit-, Epidotschiefern. Ob dies nur der statischen Metamorphose zuzuschreiben ist oder auch Autohydratation eine Rolle spielt, oder ob es sich um primär Weiburgit-ähnliche Gesteine wie im Lahn-Dill-Gebiet handelt, ist noch nicht bekannt. Auch gabbroartige Intrusivbildungen kommen vor. Unmittelbar überlagernd und z. T. wechsellagernd mit dieser Grünstein-Formation liegen nun die gebänderten Eisensteine und die damit verknüpften Gesteine, die beide als „Soudan-Formation“ zusammengefaßt werden. Diese ist nur auf die Gebiete beschränkt, wo die Grünsteinformation unterlagert. Sie kommt in zwei Faziesarten vor: einer kieseligen („jasper“) und einer schiefrigen. Die kieselige Fazies ist eine feinschichtige und feingebänderte Folge von dichten kieseligen Lagen, Eisenglanzlagen und Lagen von Quarz + Eisenglanz in jedem Mischungsverhältnis, dazu untergeordnet Aktinolith, Grünerit und Cummingtonit, örtlich auch Pyrit. Von Eisenerzen kommt Eisenglanz in verschiedenen Korngrößen und Magnetit vor. Örtlich enthalten einzelne Bänder auch Eisenspat als Hauptmineral. Auf einer untersten, fast rein kieseligen Lage folgen schwarz gebänderte Magnetit- und Hornblende-reiche Lagen und darüber liegen als oberste Schichten rot gebänderte Eisenglanz-reiche Lagen. In der Regel ist die Serie normalschichtig auf dem Grünstein aufgelagert. Ab und zu scheint sie auch in trog- und muldenförmigen Einlagerungen zu liegen.

Die schieferige Fazies führt neben feinkörnigen Quarz- und Eisenerzen bandweise auch verschiedene Mengen blättriger Silikate

wie Chlorit und Serizit, ferner Epidot und endlich auch stellenweise viel Graphit.

Die Grünsteine sind offensichtlich submarine Ergüsse gewesen, nach deren Beendigung sofort die Kieselsäure samt den Eisenerzen im Meer chemisch sedimentiert wurden, ab und zu vermischt mit kleinen Mengen klastischen Materials. Anzeichen von Algen und Bakterien deuten auf eine biologische Mitwirkung bei der Ausfällung.

Die Soudan-Formation ist sehr stark gefaltet, meist in zwei oder sogar drei Faltsystemen, deren Hauptfaltenachsen meist senkrecht oder steil stehen. Alle Gesteine sind bis ins kleinste intensiv kleingefaltet. Die Faltung ging ganz bruchlos vor sich und die Gesteine sind völlig rekristallisiert. Die Mächtigkeit der ganzen Formation schwankt sehr und dürfte maximal 500 m betragen.

Diese primären Keewatin-Erze enthalten fast nirgends mehr als 20—30% Fe, häufig weniger. Nur im Vermillion-Bezirk in Minnesota sind sie vereinzelt reicher und sind dann auch bauwürdig. Die im größten Umfang abgebauten eigentlichen Lake-Superior-Erze sind aus ihnen erst durch gewisse spätere Anreicherungsverfahren hervorgegangen, oder sie liegen im höheren stratigraphischen Niveau, meist im Mittelhuron, z. T. auch im Oberhuron ebenfalls wieder als gebänderte kieselige Eisensteine, aber mit viel höherem Eisengehalt und meist ohne jede Begleitung von basaltischen Laven. An vereinzelt Stellen im Mittelhuron (Negaunee-Formation) und Oberhuron (Animikee-Formation) kommen sie allerdings auch in enger Verknüpfung mit Grünsteinen vor. Im allgemeinen scheinen aber diese jüngeren Erze am Oberen-See sowohl stratigraphisch als auch faziell einem anderen ursprünglichen Entstehungsvorgang zu entsprechen. Ihre heutige Zusammensetzung und ihre hohen Gehalte sind wohl meistens noch jüngeren anreichernden Vorgängen zu verdanken, entweder hydrothermalen Auslaugungen, wodurch Eisen angereichert wurde, oder Verwitterungsvorgängen auf dem Festland. Aber auch hier ist ihre heutige Form und ihr heutiger Inhalt in allen Fällen durch spätere Metamorphose bedingt.

Diese angereicherten bauwürdigen Erzkörper haben sehr unregelmäßige Formen. Die Ferromineralien (Eisenspat und die Eisensilikate) sind oxydiert und große Mengen von Kieselsäure sind dem Gestein entzogen, so daß eine erhebliche Eisenanreicherung die Folge war. Man glaubt in der Verteilung der Erzkörper Beziehungen zu alten präkambrischen Denudationsoberflächen zu sehen, so daß die überwiegende Meinung dahin geht, daß es vadose alkalische Wässer des tieferen Kreislaufs waren, die diese Oxydation und Auslösung bewirkten. Andererseits sind aber diese Wirkungen doch so tiefgreifend und intensiv gewesen und haben so gewaltige Teile, auch bis in große Tiefen unter der damaligen Landoberfläche ergriffen (stellenweise über 1000 m!), daß andere Forscher nicht ohne

Zuhilfenahme heißer hydrothermalen Lösungen auszukommen glauben. Ein vermittelnder Vorschlag geht dahin, daß die lösenden Wässer meteorisch gewesen seien und ihre erhöhte Temperatur durch die Vermischung mit gasförmigen Exhalationen aus tieferen Intrusivmassen erhalten hätten, wodurch sie die Fähigkeit erhielten, so große Mengen SiO_2 zu lösen und weiterzutransportieren. Die verschiedenen Arten der Erztypen sind durch verschiedene Temperaturen, Mengen und Zusammensetzung der Exhalationen zu erklären. — Jedenfalls wurden diese Umwandlungs- und Anreicherungsprozesse noch während des Präkambriums abermals tief versenkt und wieder in derselben Weise wie schon früher metamorphosiert.

Die Eisenformationen des Oberen Sees bedecken an der Oberfläche ein Gebiet von beinahe 600 km². Es sind folgende Hauptbezirke vorhanden:

Im nördlichen Minnesota: Mesabi, Vermillion, Cuyuna.

Im nördlichen Michigan: Penokee-Gogebie, Marquette, Iron Rioch und Menominee.

Andere Bezirke in Wisconsin und im südlichen Kanada sind zur Zeit noch wenig bedeutend.

Während die „primären“ Muttererze aus Eisenspat, Eisensilikaten (z. T. oolithisch) und Quarz mit 25–35% Fe bestehen, haben die durch SiO_2 -Wegfuhr und Oxydation entstandenen bauwürdigen Erzkörper 40–60% Fe und bestehen vorwiegend aus Eisenglanz, mit geringen Mengen Quarz und Al-Silikaten. 1909 hatten die Förderungserze im Durchschnitt 58,5% Fe, 1925 51,7% und 1939 ebensoviel, bis 8% SiO_2 und 0,08% P. Von solchen Erzen sind 1300 Mill. t vorhanden, während die „armen“ Muttererze mit 72 Milliarden angegeben werden.

Der Hauptbezirk ist Mesabi, der etwa $\frac{3}{4}$ der ganzen Oberen-See-Erze liefert, und zwar größtenteils aus ungewöhnlich großen und tiefen Tagebauen. In anderen Bezirken fallen die Erzkörper so steil ein, daß sie unterirdisch abgebaut werden müssen, z. T. schon bis zu Tiefen von 1000 m und mehr. Im Cuyuna-Bezirk sind die Erze z. T. so manganreich (7–10%), daß sie einen großen Teil der Manganproduktion der USA. bestreiten. Die Produktion hatte 1929 den Höchststand von 64 Mill. t erreicht, sank dann ab und war 1940 wieder auf beinahe 63 Mill. t angelangt. Der ganze Bezirk fördert 83% der USA.-Eisenerze.

6. Metamorphe Manganerzlager.

Es gibt drei Hauptgruppen:

1. Manganquarzite und Manganschiefer, vergleichbar den Eisenquarziten und Itabiriten. Sie bestehen im wesentlichen aus Manganoxiden und Quarz. In schwächer metamorphen Gesteinen herrscht Braunit, auch Mangandiaspor wird beobachtet. Bei stärkerer Metamorphose bildet Braunit mit Eisenglanz den komplexen Mischkristall Sitaparit. Auch Hollandit, Vredenburgit, Jakobsit und Hausmannit sind Produkte stärkerer Metamorphose. Die Erze sind meist hochhaltig und bauwürdig.

2. Silikatische Manganerze, in denen Mangansilikate die Erzträger sind. Sie sind mineralisch äußerst mannigfaltig zusammengesetzt und es gibt danach eine große Anzahl von Typen. Haupt-

manganmineral ist der Mangangranat Spessartin, dann kommen noch vor: der Mangan-Eisenolivin Knebelit, Tephroit, der Mangan-epidot Piemontit, die Manganhornblende Dannemorit, Mangan-diopsid, Rhodonit. Auch ein Manganmagnetit wird beobachtet. Diese Manganminerale finden sich häufig in Gneisen oder Quarziten. Sie sind meist unbauwürdig, enthalten aber reichere Linsen mit Manganoxiden, die bauwürdig sind.

3. Karbonatische Manganerze mit Manganspat, Rhodonit, Spessartin, Tephroit und Manganoxiden.

Alle diese Erzgesteine, die vielfach in tropisch-humiden Gebieten vorkommen, sind oberflächlich und oft sehr tiefgreifend verwittert, und es finden sich dann sehr reiche Pyrolusit- und Psilomelanhüte mit 45—55% Mn, die meist die eigentlichen Träger des Bergbaues sind.

In den kristallinen Teilen Südosteuropas finden sich öfters metamorphe Manganlager. So sind im Protektorat Böhmen-Mähren bei Kuttenberg algonkische Schiefer mit Mangankarbonaten, die am Ausgehenden verwittert und stärker angereichert sind. In der Bukowina sind Mangan-silikatlager weit verbreitet, die in der Hauptsache auf rumänischem Boden liegen, aber auch ins Generalgouvernement hineinreichen. Hauptort ist heute Jacobi in der nördlichen Bukowina, wo eine größere Anzahl wenig mächtiger Lager zwischen Quarziten und Glimmerschiefern liegen. Bei Maoca findet sich Knebelit, Dannemorit und Spessartin zusammen mit Manganspat und manganhaltigem Magnetit, in einem gut geschichteten Lager zwischen Hornblende- und Glimmerschiefern. Bei Reschitza ist ein ähnliches Lager, das für die Verhüttung der Eisenerze des Banats ausgebeutet wird.

Alle diese Lager liefern ein Klaubeerz mit 25—35% Mn, viel Eisen und Kieselsäure. Nur gewisse Teile sind an der Oberfläche oxydisch und werden reicher.

Ein wirtschaftlich hochbedeutendes metamorphes Manganerzlager ist bei Postmasburg, Griqualand-West in Südafrika. Es liegt in altpaläozoischen Schichten, die einen vielfachen Wechsel von Eisenschiefern und bunten Hornsteinbändern bilden mit primären und tektonischen konkordanten Hämatit-Hornsteinbrekzien. Darin liegt das 6—10 m, örtlich sogar bis 20 m mächtige Manganerzlager. Es ist vielfach auch feingebändert, teils dicht, teils grobkristallin. Die Hauptminerale sind Braunit und Sitaparit, ferner Mangandiaspor, Eisenglanz, Natronmargarit und Schwerspat. Als prämetamorphe Reste, aber doch schon den Beginn der Metamorphose andeutend, sind noch Polianit und Manganit vorhanden. Erste metamorphe Stufe ist Braunit und Eisenglanz, durch deren stärkere Umbildung dann Sitaparit entstand. Das Lager ist zusammen mit den liegenden und hangenden Eisenerzlagern und Nebengesteinen sedimentär entstanden und bestand ursprünglich aus Pyrolusit, Brauneisen, Bauxit und etwas Schwerspat. Auch hier wirft die feinlagige Schichtung dieselben Probleme auf wie sie schon oben bei den Eisenglimmerschiefern angedeutet wurden. — Die Schichten treten in zwei Bergzügen in einem Gebiet von 60 km Länge und 14 km Breite auf. Im ganzen sind einige 100 Mill. t vorhanden. Es sind verschiedene Erzsorarten vorhanden: das beste Erz enthält 45—50% Mn, bei 5—7% Fe, der größte Teil des Exporterzes hat 43—48% Mn und 11—17% Fe, während das gesamte Erz im Durchschnitt wohl 40% Mn hat. In den letzten Jahren überschritt die Förderung eine halbe Million Tonnen, von denen vor dem Krieg die Hauptmasse nach Deutschland ging. In höheren Schichten liegen gebänderte Eisenerze mit

63—67% Fe, deren Vorräte noch größer sind. An der Oberfläche ist eine Mangananreicherung durch Pyrolusitbildung erfolgt.

Goldküste: Hier sind in einem Gebiet mit hochmetamorphen kristallinen Schiefen, meist sedimentärer Herkunft, zahlreiche manganhaltige Gesteine bekannt: manganhaltige Phyllit-Gesteine mit Mangangranat (Spessartin) und Quarz, und Gesteine mit viel Mangangranat und Rhodonit, beide auch ab und zu mit Braunit. Diese Gesteine enthalten nur 10—15% bzw. 25% Mn. Sie werden erst an der Oberfläche, im tropisch-humiden Verwitterungsbereich bauwürdig, wo sehr hochhaltige und mächtige Massen von oxydischen Manganerzen und einem Gehalt von 50—60% Mn angereichert sind, über denen eine manganärmere Bauxitdecke liegt. Die Förderung betrug in den letzten Jahren über eine halbe Million Tonnen eines Erzes mit 52% Mn, das das reichste Exporterz der großen Manganvorkommen darstellt. Es sind eine ganze Anzahl von Einzellagerstätten bekannt und nur wenige bis jetzt in Angriff genommen. Allein die bekannten Vorräte betragen mehr als 100 Mill. t.

Brasilien: Von den zahlreichen brasilianischen Manganlagerstätten gehören eine Anzahl wichtiger Vorkommen in Minas Geraes sicher zu dieser Gruppe. Sie werden als „Typus Burnier“ zusammengefaßt und liegen konkordant in einer metamorphen Serie von Glimmerschiefern, kristallinen dolomitischen Kalken und Quarz-Itabiriten, an die sie grenzen. Die Manganerze sind Psilomelan und Pyrolusit und haben etwa 55% Mn und 0,02—0,03% P und sind wahrscheinlich nur die tiefgründig verwitterte oberste Zone eines metamorphisierten Eisen-Mangankarbonats.

Andere Lagerstätten, die als „Typus Queluz“ bezeichnet werden, sind anscheinend polymetamorph, indem neben der Regionalmetamorphose wohl auch noch Kontaktmetamorphose wirksam gewesen ist. Die ursprünglichen Gesteine sind anscheinend manganhaltige Dolomite gewesen. Das metamorphe Gestein besteht aus Manganspat, Mangangranat, Rhodonit, Tephroit und Manganoxyden. Nebengesteine sind kristalline Schiefer. Die Lagerstätten dieses Typus sind noch wichtiger als die des ersteren. Hauptgrube ist Morro da Minas, wo noch 19 Mill. t hochhaltige Erzvorräte sind. Für ganz Brasilien werden 80—100 Mill. t Vorräte geschätzt.

Britisch-Indien ist eines der manganreichsten Länder der Erde. Die primären Manganlagerstätten sind sämtlich regionalmetamorpher Natur, die zum großen Teil allerdings erst in ihren tiefgründigen und hochhaltigen Oxydationszonen mit Pyrolusit und Psilomelan bauwürdig sind. Einzelne reichere Teile der metamorphen Gesteine werden aber auch gebaut.

Es sind mehrere Typen metamorpher Manganerze vorhanden:

1. Kodurite, das sind archaische Orthogneise mit Feldspäten, Mangangranat (Spessartit), Rhodonit, Knebelit, Manganhornblende und Manganmagnetit. Sie haben im Durchschnitt etwa 10% Mn und enthalten stellenweise reichere Linsen mit Braunit und anderen Manganoxyden, die bauwürdig sind. Sie kommen bei Vizagapatam in der Provinz Madras vor.

2. Gondite, das sind archaische kata- bis mesometamorphe intensiv gefaltete Sedimente mit Quarz und Mangangranat, untergeordnet Manganepidot (Piemontit), und Mangandiopsid. Auch hier sind Streifen von Oxyden mit Braunit und Hausmannit bauwürdig. Die Lagerstätten liegen in den Zentralprovinzen in der Umgebung von Nagpur. Sie sind die Hauptproduzenten Indiens, die in den letzten Jahren 600 000—700 000 t Erze mit 48—55% Mn (Oxydationszone!) geliefert haben. Die Erze haben einen sehr erheblichen Phosphorgehalt.

3. Manganreiche Itabirite, anscheinend ähnlich, wie sie im Typus Burnier in Brasilien vorkommen. Sie kommen in der Nähe der eben genannten Gondite vor.

4. Eisenglimmerschiefer mit Braunitkonkretionen, im Bellary-Distrikt in der Provinz Madras.

In verschiedenen dieser Erze wurde auch festgestellt, daß Braunit einer schwächeren Metamorphose entspricht, während in stärker metamorphen Erzen Braunit mit Hollandit und Sitaparit und auch mit Jakobsit und Hausmannit vorkommt.

7. Dislokationsmetamorphe Kieslager.

Schon einige der hydrothermalen Kieslager im ersten Hauptteil, Hauptgruppe III, Abschnitt II, 1 und der sedimentären Kieslager im zweiten Hauptteil, Abschnitt IV, 13, sind durch jüngere orogenetische Vorgänge beansprucht worden und haben geringe bis deutliche Anzeichen von Durchbewegungen, Rekristallisationen und z. T. sogar Ummineralisationen. Insbesondere war dies ja beim Rammelsberg der Fall. Wenn die Kieslager völlig prämetamorph waren oder die Orogenese stärker war, nehmen die metamorphen Züge auf ihnen so überhand und bestimmen ihren Charakter so wesentlich, daß wir sie entsprechend dem Plan dieses Buches hier besprechen, gleichgültig, wie ihre primäre Entstehung ist. Der vorwiegend metamorphe Charakter prägt sich auch noch dadurch aus, daß es vielfach keine rein dislokationsmetamorphe Umwandlung war, sondern daß zusätzlich noch Anzeichen von Regionalmetamorphose, örtlich auch von Kontaktmetamorphose zu bemerken sind. Sogar jüngere Zufuhren von pneumatolytischer oder hydrothermalen Art, teils von echt magmatischer Natur, teils wohl auch manchmal metamorph mobilisierte Stoffe darstellend, können beobachtet werden. Indessen ist der dislokationsmetamorphe Grundcharakter beider in diesem Abschnitt behandelten Kieslagern weitaus vorherrschend, auch wenn in einer Provinz genetisch zusammengehöriger Einzelvorkommen einmal das eine oder andere stärker betonte Züge zusätzlicher Metamorphosen oder Stoffzufuhren trägt. Nach diesen Gesichtspunkten sind die folgenden Vorkommen zusammengefaßt, wenn auch hier, stärker als sonst bei den Lagerstätten, Übergänge an der Tagesordnung sind und die Einzelvorkommen von verschiedenen Forschern immer etwas verschieden eingliedert werden, ganz abgesehen von dem verschiedenen Stand der Erforschung, der gerade hier oft besonders ungenügend ist.

Die Erscheinungsformen sind im reinen Typus recht einfach: Fast monomineralisch reine Kieslager, -linsen und -körper, ganz dicht bis mittelkörnig, meist richtungslose Textur, ab und zu bis zu einigen Prozent Kupferkies und Zinkblende, sonst meist aus Pyrit bestehend mit nur wenig Magnetkies. Gangarten vorwiegend Quarz, dabei meist noch Hornblende, Chlorit und Kalkspat, Schwefspat nur örtlich. Konkordant eingelagert und zwar meist „eingeschichtet“. Gehalte oft recht hoch, bis an die Rio-Tinto-Erze herankommend. — Die zusätzlichen Metamorphosen schaffen komplexere Bestände und Erscheinungsformen. Kontaktmetamorphose er-

zeugt vorwiegenden Magnetkies nebst typomorphen Silikaten, Zuführen ergeben kupfer-, zink- und bleireichere Erze und örtliche Fazies mit Wismut-, Arsen-, Antimon-Erzen, oft in deutlich durchgreifender Lagerung und Verteilung, aber ohne daß ausgesprochen scharfe Gänge und Trümer vorzuliegen brauchen.

Ein Teil dieser Lagerstätten spielt eine hervorragende Rolle als Kieslieferant, z. B. die norwegischen Kiese, oder ist auch durch ihre Kupferführung wertvoll.

Im ostbayerischen Grenzgebirge (Bayrischer Wald, Fichtelgebirge, Oberpfalz) liegen eine ganze Anzahl von reinen oder kupferhaltigen Kieslagerstätten: Silberberg bei Bodenmais, Lam und andere Orte im Bayrischen Wald, Grube Bayerland bei Pfaffenreuth (Oberpfalz), Kupferberg in Oberfranken und Sparneck, — alle ähnlich, sowohl was ihre primäre Entstehung anlangt, als auch in bezug auf den heutigen metamorphen Zustand, der durch Regionalmetamorphose entstanden ist. Einige sind allerdings noch zusätzlich durch Kontaktmetamorphose umgebildet und haben teilweise auch eine spätere hydrothermale Stoffzufuhr erfahren.

Das Magnetkieslager im Silberberg bei Bodenmais ist im Streichen stellenweise 600 m lang, in der Fallrichtung bis 120 m und dürfte bis zu 6 m mächtig sein. Es ist im allgemeinen konkordant in herzynisch streichende Cordierit-Gneise und Hornfelse eingelagert. Diese sind zuletzt durch die variskische Orogenese und die benachbarten karbonen Granite und die Injektionen aus Glimmerschiefern umkristallisiert, die in einer vorhergehenden präkambrischen Orogenese aus ehemaligen algonkischen tonigen Sedimenten entstanden waren. In diesen war syngenetisch ein Sulfidlager vorhanden mit typischem Rekrystallisationsgefüge mit vorwiegendem Pyrit. Es wurde zuerst metamorphosiert und dann durch den karbonen Granit besonders stark kontaktlich ummineralisiert. Vereinzelt primäre Pyritrelikte, Schrumpfrisse und sonstige Gelstrukturen sind noch nachzuweisen. Eine Ummineralisation zu Magnetkies ist um so stärker, je näher am Granit. In der Nähe von jüngeren Granitinjektionen sind die Erze pseudomagmatisch aufgeschmolzen, hier kommen als stärkere Umwandlungsmineralien auch Zink-Spinelle vor. Haupterze sind Magnetkies und Pyrit, wesentliche Mengen von Zinkblende sind zugegen, untergeordnet sind andere Sulfide vorhanden. — In anderen Kieslagerstätten der Gegend fehlt diese starke Kontaktmetamorphose und die Erze sind nur bewegungsmetamorph umgeprägt. In Kupferberg trat aber noch eine jüngere hydrothermale Stoffzufuhr ein, die hauptsächlich Kupferkies, aber auch noch die Elemente Zn, Pb, Bi, Ni und As in zahlreiche Mineralien hinzubracht. In der Grube Bayerland, die sonst eine reine konkordante Pyritlagerstätte mit Glimmerschiefern ist, sind noch komplexe Blei-Arsen- und Blei-Antimonsulfide und Arsenerze zugeführt worden.

Unsicher ist noch die ursprüngliche Stellung mancher metamorphosierter Lagerstätten im Erzgebirge (Elterlein, Klingental-Graslitz i. a.) und im Riesengebirge (Rohnau).

Ungemein zahlreich sind die Vorkommen deutlich metamorphosierter sulfidischer Lagerstätten in den Alpen. Es handelt sich immer um kleine oder ganz bedeutungslose Vorkommen, die aber petrographisch und mineralogisch recht komplex zusammengesetzt sind und schwierig zu entziffern sind.

Aus den Ostalpen seien genannt: Kallwang, Walchen bei Oeblarn-Fragant, Meißling u. a. in Steiermark; Großarl in Salzburg; Schneeberg, Schleiten, Texenberg-Panzendorf in Tirol usw. Einige sind reine Kieslager, die meisten enthalten aber noch Buntmetallerze, die in den meisten Vorkommen wohl später hydrothermal zugeführt wurden. Bei manchen ist

wenigstens aus erzmikroskopischen und geochemischen Gründen der sedimentär-syngenetische Ursprung der Eisensulfide wahrscheinlich. Andere sind aber wohl primäre hydrothermale Gänge mit komplexem Metallinhalt gewesen. Kleinere Kieslager sind in den Westalpen bei Aosta und in den venetianischen Südalpen bei Agordo (vielleicht auch ein posttektonischer Gang).

In Frankreich finden sich nordwestlich von Lyon größere Kieslager, die heute noch bei Sain Bel abgebaut werden. Sie setzen in Hornblende-Glimmerschiefern auf und bestehen aus einer Serie hintereinandergeschichteter und gestaffelter Linsen von 30—50 m Mächtigkeit. Der Kies enthält 48 bis 50% S, aber kein Kupfer. Es sind noch 3 Mill. t Vorräte vorhanden. Die Lagerstätten von Chessy sind längst abgebaut.

Kieslager finden sich auch in den Karpathen (Pernek, Schmöllnitz) und bei Altan Tepe in der Dobrutscha, die aber heute so gut wie erschöpft sind.

Norwegen besitzt im kaledonischen Gebirge große und wichtige Kieslagerstätten. Es ist nächst Spanien das kiesreichste Land Europas. Es gibt mehrere Gruppen, die sich durch die primäre Entstehung unterscheiden: Auch verschiedene Grade der Metamorphose werden beobachtet. Andere Arten der Metamorphose und jüngere Zufuhren fehlen wohl ganz, so daß die norwegischen Lagerstätten sehr reine Vertreter dieses Typus sind.

Es sind folgende Arten vorhanden:

1. Leksdal-Typus: Primär als submarine biochemische Sedimente (Ursprung wohl exhalativ) entstanden, zwischen ordovizischen Diabaslagern, die heute als Grünsteine vorliegen. Der Kies, meist nur Pyrit mit geringen Beimengungen von Magnetkies, wechselt mit dünnen Lagen von Chloritschiefern, Tonschiefern, Jaspiliten und Graphitschiefern, bis einige Meter mächtig. Die Erze sind immer ganz dicht, enthalten fast gar kein Zn, Cu fehlt völlig. Die Hauptgrube ist Stordö zwischen Bergen und Stavanger. Roherz hat 20—24% S, Konzentrate haben 40%. Die Produktion 1938 betrug 130000 t Konzentrate, Vorräte noch 3 Mill. t Roherz.

2. Røros-Typus: Hydrothermale Bildung in der Nähe von Gabbros, in Glimmerschiefern, Grünsteinen und anderen stark chloritisierten Nebengesteinen auftretend. Ihre Formen sind weitgehend von der tektonischen Metamorphose der Nebengesteine bestimmt, indem die Kieskörper immer in die Faltungssachsen eingeschichtet sind und Erzlineale bilden, die bis 2500 m lang, 50—100 m breit und 1—4 m dick werden. Die Kiese sind gröberkörnig, enthalten Pyrit, mehr oder weniger Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, dazu hauptsächlich Quarz und etwas Hornblende, Chlorit und Kalkspat. Kupfergehalt und Zinkgehalt sind je 1—4%. Diesem Typus gehören die wichtigsten und größten norwegischen Gruben an: in den Gebieten von Røros, Sulitjelma, Grong, Köllen usw. Die größte Grube ist Løkken, südwestlich Trondhjem. Diese Lagerstätten liefern etwa $\frac{3}{4}$ der Kiesproduktion Norwegens, mit 700—800000 t Erz, und fördern beachtliche Mengen Kupfer und Zink.

3. Røtthammer-Typus: Hydrothermale Bildungen am Kontakt gegen Granite und Trondhjemite. Kupferkies und Magnetkies sind untergeordnet, Pyrit und Quarz bilden die Hauptminerale. Es sind nur wenige Gruben in Betrieb.

4. Fløttum-Typus: Hydrothermale Kieslager in Schiefern ohne Verbindung zu Intrusivgesteinen. Meist nur Quarz und Pyrit, ab und zu größere Mengen Zinkblende. Keine Gruben in Betrieb.

Die Gesamtförderung der norwegischen Kiesgruben betrug 1938 über 1 Mill. t Erz, der Durchschnitt beträgt wohl 44% S und 0,5—2,5% Cu. Die sicheren und wahrscheinlichen Vorräte werden auf 50—60 Mill. t geschätzt, wozu noch sehr große Mengen mögliche Vorräte kommen.

III. Polymetamorphe komplexe Erzlagerstätten mit magmatischen und palingen mobilisierten Zufuhren.

1. Allgemeines.

Lagerstätten in präkambrischen Schilden, die bereits die ältesten Metamorphosen erlebt haben, haben häufig einen sehr komplexen Chemismus und Mineralbestand. Je eingehender das Grundgebirge dieser alten Schilde untersucht wird, um so verwickelter und vielfältiger stellen sich seine verschiedenen Schicksale heraus. Mehrfache Dislokations- und Regionalmetamorphosen, Kontaktmetamorphosen durch ältere und jüngere eingedrungene Schmelzflüsse, Injektionen fremder Schmelzflüsse, Imprägnationen mit fremden hochthermalen Mineral- und Erzlösungen, Mobilisierung der leichter flüchtigen Bestandteile (H_2O , CO_2 , S und Schwermetalle in leichtflüchtigen Lösungsformen) in den höchsttemperierten Räumen und ihre Bewegung in Richtung des Temperatur- und Druckgefälles, Anatexis ganzer Gesteinskomplexe nebst Mobilisierung der Schmelzanteile, endlich Einschmelzung größerer Gebirgsglieder und Wiederkristallisation mit oder ohne Stoffzufuhr als palingene Granite und andere Gesteine — all diese Vorgänge wirkten im Grundgebirge nebeneinander und oft nacheinander. Zusammengefaßt ist also das Grundgebirge zumeist als ein „polymetamorphes“ Gebilde zu bezeichnen. Alle diese Vorgänge sind hochthermalen Natur. Sie liefern Mineralfazies, die in bezug auf Druck- und Temperaturbedingungen dem liquidmagmatischen, pegmatitischen, pneumatolytischen bis mindestens katahydrothermalen Bereich entsprechen. Um eine klare begriffliche Abtrennung vom echt magmatischen Bereich auszudrücken, wollen wir die in der metamorphen Abfolge vor sich gehenden entsprechenden Vorgänge und Produkte der Kürze halber mit dem Vorwort „Pseudo“ bezeichnen. Palingene Granite wollen wir als Pseudogranite, prämetamorphe Lagerstätten der betreffenden Fazies und Paragenesis im Grundgebirge als pseudoliquidmagmatische Lagerstätten, Pseudopegmatite, pseudopneumatolytische und pseudohydrothermale Lagerstätten bezeichnen. Offensichtlich wird in vielen Fällen eine solche metamorphe Pseudoform mit der echtmagmatischen Form die weitestgehenden Ähnlichkeiten haben. Das ist der durchaus begriffliche Grund, weshalb bis jetzt fast stets diese polymetamorphen Lagerstätten in den alten Schilden in die betreffende Abteilung innerhalb der magmatischen Abfolge eingereiht wurden. Aus den schon vorhin auf S. 228 erörterten Gründen ist es aber für den Fortschritt der Erkenntnis dienlicher, wenn wir alle Lagerstätten — ebenso wie ja alle Gesteine! — in den alten Schilden

zunächst in die Hauptgruppe der metamorphen Lagerstätten eingliedern, und von hier aus dann allmählich versuchen, rückwärts schreitend über ihre verschiedenen metamorphen und sonstigen Schicksale bis zu ihren ersten Entstehungsbedingungen zu gelangen. Diese Lagerstätten gehören eben auch zu den „kristallinen Schiefer“! Das Gefährliche des seitherigen Verfahrens ist ja, daß bei der geschilderten Sachlage der im Grundgebirge herrschenden Zustandsbedingungen das Vorkommen von Konvergenzerscheinungen nicht nur möglich ist, sondern beinahe als Regel zu erwarten ist.

Bei den skizzierten Vorgängen können ältere Metallagerstätten ganz oder teilweise an ihrem Ort bleiben, sie können aber auch, mindestens z. T., mobilisiert werden, gewisse Stoffbestände können auswandern und an dritten Orten sich wieder niederschlagen. Wo sie das tun und warum sie das dort tun, dafür gibt es die verschiedensten Gründe, die weitgehend mit den entsprechenden Absatzbedingungen echtmagmatischer Lagerstätten übereinstimmen. Auch das ist wieder ein Grund für das Auftreten von Konvergenzerscheinungen. Physikalisch wirken Räume niederer Temperatur und geringen Druckes, weshalb Lagerstättenformen in der Art der Sekretionslinsen, Sekretionsgänge und antiklinalen Streichungsvererzungen an Stellen von Druckentlastungen im metamorphen Gebirge nichts elten sind. Chemisch wirken gewisse Nebengesteine wie besonders Karbonate (infolge Austausch und Verdrängung) und fremde Metallagerstätten an dritten Orten als Ausfällungs- und Reduktionskeime. Somit finden sich z. B. oxydische und sulfidische, pseudo-kontakt-pneumatolytische Lagerstätten als „Skarnerze“ im Grundgebirge so häufig und wurden lange Zeit ohne weiteres mit den echtmagmatischen Bildungen dieser Art gleichgesetzt. Oder aber wir finden in diesen Grundgebirgslagerstätten erstaunlich reichhaltige und mannigfaltige Vergesellschaftungen von Elementen und ganz ungewöhnliche Kombinationen solcher Elemente, die sonst geochemisch fremd einander gegenüberstehen. Hand in Hand gehen dann noch damit ungemein mineralreiche Paragenesen und eine oft unübersehbare Fülle von Erzmineralien und Gangarten auf derselben Lagerstätte, häufig mit ausgefallenen und ganz seltenen z. T. völlig neuen und sonst nirgends mehr vorkommenden Mineralien. Schon Lagerstätten wie die schwedischer Skarnerze, oder Broken Hill in Australien, oder die großen Gold-Kupferlagerstätten im laurentischen Schild Kanadas und USA. sind ungewöhnlich mineralreich, noch mehr ist dies in Boliden in Schweden und auf manchen finnischen Lagerstätten der Fall, und im Extrem finden wir es dann in Långban in Schweden oder Franklin in New Jersey.

Die rationelle genetische Erforschung all solcher Lagerstätten des Grundgebirges ist erst in den Anfängen. Einer der Hauptgrundsätze jeder gesunden Lagerstättenforschung, erst einmal die Lagerstätte in die isogenetischen Paragenesen und Differentialvorgänge

auseinanderzureißen und aufzuspalten und dann erst ihre ganze Bildungs- und Umbildungsgeschichte aufzubauen, ist auf diese Gruppe noch viel zu wenig angewandt worden, trotzdem sie es am meisten nötig hätte. Eine erfreuliche Ausnahme machen viele schwedische und finnische Lagerstätten.

Es ist deshalb auch noch kaum bekannt, in welchem Umfange die einzelnen vorhin schon erwähnten Vorgänge der Bildung und Umbildung in einer bestimmten Lagerstätte wirksam gewesen waren. Insbesondere ist die Frage nach dem Grad der Zuführen, vor allem der metamorph mobilisierten Zufuhr noch durchaus unentschieden. Es ist ohne weiteres anzunehmen, daß sie im Grundgebirge eine Rolle, häufig sogar eine recht erhebliche Rolle gespielt haben wird. Die Kennzeichen solcher Anteile sind aber noch nicht herausgearbeitet worden, und es fehlt jede Differentialdiagnose für die Erkennbarkeit solcher Paragenesen. Häufig wird die geochemische Erörterung und Überlegung eine fremde Zufuhr wahrscheinlich machen. Aber ob sie in diesem Fall metamorph mobilisiert oder echt magmatisch war, dafür hat bis jetzt niemand Kennzeichen ausgearbeitet (siehe auch Schlußabschnitt 15).

Eine eingehendere Gliederung, bei der entsprechende Lagerstätten aus allen alten Schilden untergebracht werden könnten, ist heute noch nicht durchzuführen. Vorerst müssen wir uns damit begnügen, die einzelnen Schilde gesondert zu betrachten und die Einzellagerstätten teils stofflich, teils nach metamorphen Einheiten der betreffenden Gegend unterzugliedern.

2. Leptit-Eisenerze und Magnetit-Skarnerze in Mittelschweden.

Die Haupterzlagertstätten finden sich in den Gesteinen des untersten Archäikums, und zwar in ihrer tiefsten und ältesten Gruppe, die heute als „Svionischer Zyklus“ bezeichnet wird. In der höheren Gruppe, dem Gothischen Zyklus, sind keine neuen Lagerstätten hinzugekommen, höchstens wurden die älteren noch weiter metamorphosiert. Auch das obere Archäikum spielt ebensowenig wie das Postarchäikum hier als Erzträger eine Rolle.

Die älteste Formation in der svionischen Gruppe ist die Leptit-Formation, deren tiefste Glieder saure Laven und Tuffe sein sollen mit zwischengeschalteten Kalk- und Dolomitlagen und -linsen. Die Eruptiva sind zu Leptiten und Hälleflinten umgewandelt, wobei die Leptite stärker metamorphosiert sind und eine feinkörnige rekristallisierte Grundmasse besitzen, während die Hälleflinten mit dichter Grundmasse weniger starke Metamorphose zeigen. Vielleicht waren die Leptite auch tonige Sandsteine, die unter Alkalizufuhr metamorphosiert wurden. Die obere sedimentäre Abteilung der Leptitformation enthält Grauwacken, Schiefer und Konglomerate, z. T. mit dazwischengeschalteten basischen Mandelsteinen und

Schlackenagglomeraten, alle zu Grünsteinen metamorphosiert. Die Eisenerzlagerstätten sind (ebenso wie die Sulfid-Skarnerze der Abt. II) ausschließlich mit den tiefsten Leptiten und Hälleflinten verknüpft, während die obere sedimentäre Abteilung keine Erzlagerstätten enthält. Es gibt verschiedene Arten von Eisen- und Manganisenerzlagerstätten, die verschiedenen primären Entstehungsvorgängen entsprechen, die aber alle mittelbar oder unmittelbar mit den Bildungsvorgängen der Leptitformation zusammenhängen.

Am unbedeutendsten sind gebänderte Quarz-Hämatit-Erze und Quarz-Magnetit-Erze, mit häufigen Leptitzwischenlagen, die als ursprüngliche Flachwassersedimente angesehen werden, deren Eisengehalt aus Exhalationen und magmatischen Lösungen stammt. Sie gehören zu den vorhin unter II. 4 behandelten gebänderten Eisenjaspiliten. Häufig findet man sie als Relikte in der nächsten Gruppe.

Die Hauptgruppe bilden die sogenannten „Skarn-Eisenerze“. Es gibt 4 Sorten:

Quarzige Skarnerze mit Magnetit, Hornblende, Granat, Epidot und viel Quarz. Eisenglanz als nichtmetamorpher Relikt kommt ab und zu vor. Sie waren vor der letzten Metamorphose gebänderte Quarz-Eisenglanzerze.

Metasilikatische Skarnerze enthalten Magnetit, Granat, Augite und Hornblenden. Es gibt Ca-reiche mit Andradit, Hedenbergit, Diopsid und Aktinolith und Mg-reiche mit Anthophyllit, Gedrit, Cummingtonit und Talk. Die Mg-reichen Erze sind eine spätere metamorphe Stufe und sind aus den Ca-reichen hervorgegangen, die oft noch als Relikte vorhanden sind („Magnesia-metasomatose“). In diesen Fällen sind die Nebengesteinsleptite auch oft in Cordierit- und Gedrit-Quarzite umgewandelt. Auch gebänderte Quarz-Eisenerze sind oft in Magnesia-Skarnerze umgewandelt, wobei die Nebengesteinsleptite zu Cordierit-Gedrit- und Andalusitgesteinen umgewandelt sind.

Basische Skarn-Eisenerze enthalten Magnetit, Olivin, Glimmer, Serpentin und oft auch noch Karbonate. Es gibt auch manganreiche Erze mit Knebelit, Grünerit, Manganhornblenden und viel Manganspat. Eine besondere Erzsorte bilden Manganerze, die mit Eisenerzen zusammen vorkommen, ohne daß sie aber in unmittelbarem Kontakt treten. Sie finden sich besonders bei Längban, Näheres siehe Abschnitt 10. Alle diese Skarnerze kommen in engster Verknüpfung mit Kalk- und Dolomitbändern und Linsen innerhalb der Leptite vor und sind aus ihnen hervorgegangen. Auch fast reine Karbonaterze mit überwiegendem Kalkspat bzw. Manganspat und nur geringen Mengen Serpentin, Hornblende und Knebelit gibt es.

Der primären Natur nach waren manche Metasilikatskarnerze und basischen Skarnerze ursprünglich sedimentäre Erze, die zu-

sammen mit Kalken und Dolomiten ausgefällt wurden. Die Skarnmineralien wurden dann durch Regionalmetamorphose gebildet. Andere waren wohl hydrothermale oder deszendente Verdrängungen, auch in manchen Fällen ursprünglich kontaktneumatolytische Bildungen. Jedenfalls war dies aber wohl nur ein kleiner Teil, während man früher, wegen der Ähnlichkeit der Skarnmineralien mit den Kalkmagnesiumsilikaten der kontaktneumatolytischen Lagerstätten der magmatischen Abfolge geglaubt hatte, alle Skarn-erze wären ursprünglich so entstanden.

Die ursprünglich horizontalen Oberflächengesteine der Leptitformation einschließlich ihrer Erze wurden zuerst intensiv gefaltet und verschiefert, dabei auch dislokationsmetamorphosiert. Die Erzlager wurden zerschert und zu Erzstöcken umgeformt. Darauf erfolgte die Intrusion der alten Granite, z. T. noch gleichzeitig mit der Verfaltung, wobei die Granite häufig gleich vergneist wurden. Hierbei entstanden die Skarnmineralien durch kontaktmetamorphe und z. T. auch kontaktneumatolytische Umwandlung. Ein Teil der Sulfide wurde hierbei neugebildet (siehe die sulfidischen Skarn-erze, III 11). Vor allem trat hierbei eine ausgedehnte Magnesia-metasomatose ein. Diese kontaktlichen Metamorphosen überdauerten die Faltung. Sie bewirkten z. T. in den Faltenantiklinalen eine Eisenanreicherung.

Spätere, aber auch noch archaische Grünsteingänge bewirkten eine weitere schwache Kontaktmetamorphose, und endlich drangen bei der Bildung der spätskvionischen Granite und Adergneise Pegmatite in die Leptit-Erzformationen ein und veranlaßten weitere metamorphe und kontaktneumatolytische Neubildungen, auch wieder z. T. mit sulfidischen Erzen.

Im einzelnen ist über diese mittelschwedischen Skarn-Eisenerze noch folgendes zu bemerken:

Die Ausmaße der Lagerstätten sind relativ gering. Es sind meist Schollen, Lagen oder Körper, z. T. von sehr kompliziertem und verfaltetem Verlauf, die mit kristallinen Kalken und Dolomit-Marmoren oder auch allein allseitig in Leptiten eingeschlossen schweben. Die Mächtigkeiten betragen meist nur 5—10 m, die streichende Länge bis 400 m, über die Tiefe ist wenig bekannt. Vielfach sind linsenartige Vorkommen perlschnurartig hintereinandergereiht. Die Gesamtvorräte betragen vielleicht 100—200 Mill. t. Die Gehalte sind 35—60% Fe, 10—20% SiO₂, 0,005—0,02% P und 0,007—0,5% S. Zum Teil haben die Erze bis zu einigen Prozent Mangan. Es sind eine überaus große Anzahl von Einzelgruben vorhanden, von denen nur folgende wichtigeren oder besser bekannten genannt seien: Dannemora, Herräng, Intrånget, Morberg, Norrberg, Klackberg, Storgube, Idkerberg, Sköttgrube, Persberg, Riddarhytta, Stripa, Gryttahytta.

3. Die Mangan-Skarn-erze von Långban in Mittelschweden.

Im Långban-Distrikt bei Filipstad in Mittelschweden kommen Skarn-Eisenerze der vorbeschriebenen Art zusammen mit eigenartigen und ungemein mineralreichen Mangan-Skarn-erzen vor. Alle

Erze liegen in einem stark gefalteten und hochmetamorphen Komplex aus wechsellagernden Leptiten, Kalken und Dolomiten. Neben der allgemeinen Regionalmetamorphose erfuhren die Gesteine eine erste starke Thermometamorphose durch die während der Faltung aufgedrungenen älteren Granite. Später verursachten jüngere Granite (nebst Dioriten und Gabbros) weitere thermische und pneumatolytische Metamorphosen. Die ältesten Skarne entstammten der Regionalmetamorphose, wodurch Magnetit und kalkreiche Mineralien, wie Granat, Pyroxen und Aktinolith gebildet wurden. Später kam die Magnesiametasomatose. Der jüngere Granit wandelte Augite in Hornblenden, und Granat in Epidot um. Auch Skapolith, Quarz, Flußspat und vor allem viele und mannigfache Sulfide wurden dabei zugeführt. Die eigentlichen Manganerze von Långban sind in nächster Nähe dieser Eisenerze, aber doch stets räumlich so getrennt, daß sie gesondert gewonnen werden. Sie bilden unregelmäßige, gerundete oder längliche Erzkörper im Dolomit. In der Mitte der größeren Erzkörper ist Braunit, nach außen Hausmannit, der auch die kleineren Erzkörper ganz zusammensetzt. Beide sind wohl aus ursprünglich sedimentärem Pyrolusit oder Manganspat entstanden. Neben Hausmannit und Braunit kommen noch vor: Manganosit MnO , Pyrochroit $Mn(OH)_2$, Spinellmineralien wie Jacobsit und Manganmagnetit. Begleitende Skarnmineralien sind: Mangangranaten (Spessartin und Manganandradite), monokline Manganpyroxene (Schefferit und Urbanit), Rhodonit, Ca-Rhodonit (Bustamit), Manganhornblenden (Richterit und andere), Manganglimmer (Manganophyllit) und Manganchlorite, Manganolivine (Tephroit) u. a. Dazu kommen nun noch eine Anzahl von Bleisilikaten, die meist hier einzigartig sind, ferner Arsenmineralien (Ca-Mimetesit und andere Arseniate). Weiterhin sind seltene Antimon-, Barium-, Titan- und Bormineralien vorhanden. Die Hauptgangarten sind Kalkspat und Schwerspat. Ferner werden in Drusen und Trümchen noch zahlreiche weitere Mineralien gefunden, Karbonate, Sulfate, Hydrokarbonate, Hydrosulfate, Hydrate, Hydrosilikate, Hydroarseniate, fluorhaltige Arseniate, Arsenite, chlorhaltige Arsenite, Hydroarsensilikate, chlorhaltige Antimoniate und Hydrovanadate, ferner Zeolithe, Flußspat, Scheelit. Viele sind nur von hier bekanntgeworden, und manche sind bis heute noch nicht genau identifiziert worden. Höchst interessant ist das Vorkommen von ged. Blei, Kupfer, Silber und Wismut in den Manganerzen. Von Sulfiden kommen besonders Kupferglanz und Buntkupfer vor, aber auch Pyrit, Zinkblende, Arsenkies, Kobaltglanz, Kupferkies, Magnetkies, Bleiglanz, Molybdänglanz, Wismutglanz u. a. Im ganzen sind bis heute weit mehr als 400 Mineralien von dieser einzigartigen Lagerstätte bekannt geworden. Ihre Geschichte konnte durch die schwedischen Forscher recht gut und genau entziffert werden. In der ursprünglichen primären Manganlagerstätte

waren die Elemente Pb, As und Sb vielleicht schon in kleinen Spuren enthalten. Alle Sulfide, weitere Schwermetalle, B, F, Cl und vor allem viel Sauerstoffe wurden später zugeführt. Bei den mannigfachen Metamorphosen entstanden nun durch diese eigenartige Elementvergesellschaftung Reaktionen untereinander, die diesen ungemainen Mineralreichtum erzeugten.

Es muß bemerkt werden, daß in mancher Beziehung gewisse Ähnlichkeiten mit Franklin N. J. herrschen, wenn auch erhebliche Unterschiede vorhanden sind.

Die Vorkommen von Långban wurden 1350 entdeckt und waren im ganzen Mittelalter und bis zur Neuzeit in Betrieb. In den letzten Jahrzehnten und auch heute noch beträgt die jährliche Förderung immer einige tausend Tonnen, zuletzt etwa 3000 t mit 30—35 % Mn. Sie wird zu Ferromangan verhüttet.

4. Die sulfidischen Skarnerze in Schweden und Finnland. Mittelschweden

Im selben Gebiet, wo die in 2. behandelten Leptiterze vorkommen, finden sich auch zahlreiche Erzlagerstätten mit Eisen-, Kupfer-, Zink- und Bleisulfiden. Sie haben mit den Magnetit-skarnen in jeder Weise große Ähnlichkeit, enthalten dazu aber noch die kennzeichnenden Mineralien Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Bournonit, Cubanit und Kupferglanz, dazu noch zahlreiche seltene sulfidische Mineralien, die nur im Erz-mikroskop sichtbar sind. Sie kommen eingesprengt in den Leptiten und in den metamorphen Quarziten vor, und zusammen mit Skarn-mineralien in Kalken und Dolomiten. Alle Typen gehen ineinander über. Sie sind zum großen Teil gleichzeitig mit der Magnesiametasomatose bei der Intrusion der alten Granite als kontaktpneumatolytische oder hydrothermale Lagerstätten entstanden; ein Teil der CaO-reichen Skarnmineralien war schon vorher regionalmetamorph entstanden, und manche späteren Zufuhren und thermischen Metamorphosen wurden durch jüngere echte oder Pseudo-Granite veranlaßt. Oxydische Eisen- und Manganerze, die mit den Sulfiden zusammen vorkommen, sind Leptiterze von der Art des Abschnitts 2. Auf ihnen und z. T. in Reaktion mit ihnen setzten sich erst die Sulfide ab.

Bekannte Lagerstätten dieser Art sind Fahlun, Sala, Saxberget, Kaveltorp, Ämmeberg, Atvidaberg.

Kaveltorp ist recht gut und modern untersucht. Die Erzskarne sind in einem Kalkdolomithorizont in Leptiten, die zusammen stark verfaltet sind. Die Leptite sind in der Nähe der Erzkörper durch Magnesiametasomatose in einen Gedrit-Cordierit-Almandin-Quarzit umgewandelt. Ähnliche erzfreie Skarne enthalten Granat und Diopsid-Hedenbergit, Diopsid-Serpentin, Aktinolith-Chondroit-Phlogopit-Spinell. Dann folgen die jüngeren sulfid-führenden Skarne: Tremolit mit etwas Zinkblende und Bleiglanz, Anthophyllit-Cumingtonit mit viel Zinkblende und Bleiglanz und Hornblende-Biotit-Chlorit mit Kupferkies, Cubanit, Magnetkies und Pyrit. In dieser Reihenfolge sind die Skarne vom Kalkdolomitgestein aus roh zonar angeordnet. In der Nähe ist kein alter Granit vorhanden, der sonst hier für diese Erzzufuhr

verantwortlich gemacht wird. Im Erzmikroskop konnte festgestellt werden, daß in einer ersten hochthermal-metamorphen Generation vorkommen (in der Reihenfolge ihrer Bildung): Molybdänglanz, Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Magnetkies, Kupferkies, Cubanit, Bleiglanz, Wismut. Sie wurden z. T. später umgelagert und zwar unter pseudohydrothermalen Bedingungen. Dieser zweiten Generation gehören an: Pyrit II, Kupferkies II, Bleiglanz II, Magnetit, Vallerit, Markasit, Cubanit II, wobei sich Serpentin, Chlorit und Kalkspat durch Umlagerung der Skarnmineralien gebildet haben.

Das seit 1220 betriebene, durch manche Sage berühmte „Bergwerk von Fahlun“ hat über 1 Mill. t Kupfer, mehr als 15 t Silber und 1,5 t Gold geliefert. Auch hier liegen die Sulfide, meist Kupfer-Pyritzerze, nur im intensiv umgewandelten Kalk, in metamorphen Quarziten und in dem sogenannten „Sköl-Skarn“, d. h. tektonischen Biotit-Chlorit-Talk-Zonen. Zur Zeit werden hier nur noch Kiese abgebaut.

Eine goldreiche Kupferglanz-Buntkupferlagerstätte von ähnlicher Art ist Glava in Vermland. In Yxsjö enthalten die Skarne Scheelit, Molybdänglanz und Kupferkies.

Sala war eine berühmte Silbergrube, mit silberhaltigem Bleiglanz in Dolomit, zusammen mit Serpentin, Olivin, Chondroit, Diopsid und Tremolit.

In ihrer Gesamtheit überschaut, sind in diesen mittelschwedischen Sulfidskarnlagerstätten einige gemeinsame Züge festzustellen: zunächst das schon betonte Gebundensein an bestimmte Stellen innerhalb der Leptitformation, die häufig, vielleicht sogar meist ursprüngliche sedimentäre Eisen-Manganlagerstätten waren, oder wenigstens sich durch gewisse Gehalte an Eisen- oder Manganerzen auszeichneten. Sie dienten später nach ihrer ersten Metamorphose in erster Linie als Ansatz- und Sammelpunkte für die hochthermalen Erzzufuhren. Zweitens sind in den Leptiten und den mit ihnen wechsellagernden Kalken und Dolomiten langgestreckte, schmalere und breitere Zonen stärkster tektonischer Beanspruchung vorhanden, an denen die Silikatmetamorphose, also die Skarnbildung besonders ausgeprägt war, und die dann auch weiterhin als beste Leitungswege für die hochthermalen Erzzufuhren dienten. Diskontinuitätsflächen, Scherflächen u. ä. waren innerhalb dieser Zonen dann besonders bevorzugte Ansatzstellen für die Erze, sowohl in den Skarnen und Marmoren, als auch in weniger reaktionsfähigen Gesteinen, wie Leptiten und jüngeren Pegmatiten.

Nordschweden.

In der Provinz Västerbotten im nördlichen Schweden sind neuerdings mehrere Erzdistrikte recht bedeutungsvoll geworden, deren Lagerstätten ebenfalls zu den sulfidischen Skarnen der Leptitformation gehören, aber in ihren Paragenesen und Elementvergesellschaftungen von den klassischen Fundstellen Mittelschwedens abweichen.

Die Hauptlagerstätte ist Boliden im Skellefte-Distrikt. Der unter dickem Glazialschutt verborgene Erzkörper wurde 1924 auf geoelektrischem Weg gefunden und liegt in stark gefalteten und metamorphisierten sauren Eruptivgesteinen und Tuffen der Leptitformation, die von Phylliten überlagert werden. In der Nähe ist ein jungarchaischer Granit eingedrungen. Die

600 m langen und bis 40 m breiten Erzkörper liegen auf einer steil einfallenden Achse einer Tauchfalte. Die Leptite sind in Quarz-Serizit-Schiefer und dann in Andalusitquarzite umgebildet. Als erste Erzphase setzten sich Arsenkiese ab, in denen noch Magnetkies, Kupferkies, Quarz, Rutil, Kalkspat, Fluorapatit, Zinkblende, Kobaltglanz, Gudmundit, Antimonfahlerz, Falckmanit, Sulfide und Sulfosalze von Fe, Pb, Ag, Cu, As und Sb, Zirkon, Hornblende, Serizit, Phlogopit, Chlorit, Plagioklas, Turmalin und Titanit vorkommen. Diese hauptsächlich Arsenkies enthaltenden Erze sind sehr feinkörnig bis dicht und brekziös, und werden von den anderen Erzmineralien, hauptsächlich den Sulfosalzen und Bleiglanz, aber auch mit Gold, verkittet. Dann drangen Lamprophyrgänge hoch, die chloritisiert wurden und als zweite Erzgeneration Gänge mit Quarz, Turmalin, Wismut-, Tellur- und Selenerzen mit zahlreichen anderen Sulfiden und Sulfosalzen absetzten. Auch Gold findet sich in diesen Quarz-Turmalin-Erztrümmchen häufig. Im letzten Stadium wurde die Brekzie der älteren Erze durch Pyritzerze mit Magnetkies, Rutil und Quarz, Zinkblende, Kupferkies und Kalkspat und zahlreichen seltenen Mineralien bis zu Zeolithen verkittet. Die ersten beiden Erzphasen haben pseudopneumatolytischen Charakter, die letzte fing mit pseudopneumatolytischen Bedingungen an und ging herunter bis zu pseudo-niedrig-hydrothermalen.

Die Erze enthalten etwa 2 % Cu, 8—9 % As, 60 g Ag/t und 15—18 g Au/t. In den letzten Jahren wurden 350000—400000 t Roherz gefördert, aus dem 7000—8000 t Kupfer, 6000 kg Gold, 20000 kg Silber, 18000 t Schwefel und 40000 t Arsenik gewonnen wurden. Da von dieser riesigen Menge Arsenik nur höchstens 7000 t verwandt werden können, ist die Unterbringung dieses Giftes, das zur Zeit in riesigen Betonsilos aufbewahrt wird, eine ernste Frage. Die Vorräte betragen noch etwa 5 Mill. t Erz.

In der Nähe im Skeflete Distrikt und im Malanäs-Distrikt sind noch weitere Skarnerze in Leptiten, die hauptsächlich Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies und untergeordnet noch zahlreiche andere Sulfide und Sulfosalze, ebenfalls mit sehr vielen Skarmineralien enthalten.

Finnland.

Auch hier gibt es ganz ähnliche sulfidische Skarnerze, z. T. in der Leptitformation, aber auch in anderen Gesteinen.

In Orijärvi in SW-Finnland sind die Erze an Cordieritquarzite (= umgewandelte Leptite) und an Tremolitskarn gebunden und enthalten Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit (gold- und silberhaltig). In der Nähe ist ein jüngerer Granit. Die auf 600000 t geschätzten Vorräte haben 1,3 % Cu, 2 % Pb und 5 % Zn.

Auch Otravaara und andere Kieslagerstätten in Ostfinnland sind Leptit-Skarnlagerstätten. Es fanden hier mehrere Stoffzufuhren hintereinander statt, zuerst Na-Al-SiO₂, dann K-Al-Ti-B-Cu, die letzte brachte dann die Sulfide mit dem Hauptmineral Pyrit.

Andere sulfidische Skarnerze in Finnland haben eine etwas andere geologische Position und kommen nicht in der Leptitformation, sondern in etwas jüngeren Schichten des Archaikums vor. Dahin gehört die größte Kupferlagerstätte Finnlands und eine der größten Europas, Outokumpu in Ostfinnland. Sie kommt in jatulisch-karelischen Gesteinen vor, die die Basis des die svionische Gruppe überlagernden Gothischen Zyklus bilden.

Das Vorkommen wurde 1910 vom kartierenden Geologen durch einen glazialtransportierten Erzblock, 50 km von der Lagerstätte entfernt, entdeckt. Ihre Lage wurde dann mit Hilfe anderer Blöcke im Glazialschutt planmäßig festgestellt. Gesteinsverband und Ausdehnung konnte nur durch Tiefbohrungen nachgewiesen werden, da das Anstehende meist durch Moräne und fluvio-glaziale Schotter verdeckt war. In einem Glimmerschiefer ist ein mehrere hundert Meter mächtiger Quarzit eingelagert und in diesen sind ultrabasische

Intrusiva eingedrungen, die völlig in Serpentine, Chloritschiefer, Talk-Magnetitgesteine, Asbestschiefer und unreine Dolomite metamorphosiert sind. Diese metamorphen Serpentine und anderen Umwandlungsgesteine liegen in länglichen zigarren- und fischförmigen Körpern im Quarzit. An den Kontaktflächen und auf Schieferungsflächen im Quarzit kommen Skarnminerale vor: Chromdiopsid, Chromstrahlstein, Chromglimmer und Chromgranat. Der Erzkörper hat dieselbe Form wie die Serpentinstöcke, er liegt auf einer Brekzienzone im Quarzit, ist 300—400 m breit, 1—17 m dick und bis jetzt auf eine Länge von 3500 m nachgewiesen, geht aber noch weiter. Er besteht aus Quarzitstücken, die mit Sulfiden verkittet sind. Das Erz besteht im Durchschnitt aus 11—13 % Kupferkies, 30 % Pyrit, 15—16 % Magnetkies, 1 % Zinkblende und 42 % Quarz. Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung beträgt 4 % Cu, 25 % S, dazu noch 0,8 % Zn, 0,2 % Co, 0,2 % Ni, 0,01 % As, 0,001 % Se, 0,8 g Au und 12 g Ag/t. Sb und Bi fehlen. Die gegenwärtig festgestellten Erzvorräte, die nach weiteren Bohrungen sich noch vermehren werden, betragen 20 Mill. t Erz mit 800 000 t Kupfer, womit Outokumpu eine der größten europäischen Kupferlagerstätten wäre. Der eigentliche Bergbaubetrieb fing erst 1928 nach Fertigstellung der Bahn an. Die Erze werden durch Schwimmaufbereitung in ein auf Sulfidlauge und Schwefelsäure verarbeitetes Eisenkieskonzentrat und ein Kupferkieskonzentrat getrennt, das in der Kupferhütte von Imatra verhüttet wird. Pro Jahr werden 600 000 t abgebaut.

Eine sehr komplexe Lagerstätte ist Pitkäranta. Die Erze sind in dünnen dolomitischen Kalken zwischen amphibolitischen Schiefen, zusammen mit Skarnminerale. Ein älterer Salitskarn enthält mehrere Paragenesen und Generationen: Magnetit-Andradit-Vesuvian-Zinkblende; Zinnstein-Wismut-Glimmer-Quarz-Epidot-Topas-Flußspat; Scheelit-Epidot-Chlorit-Arsenkies-Kupferkies; Kupferkies-Zinkblende-Bleiglanz-Fahlerz-Pyrit; Buntkupfer-Flußspat-Kalkspat-Schwefelkies-Chalzedon. In der Nähe ist Rapakivi-Granit.

Einige der finnischen Skarn-Lagerstätten sind nur noch kleine Schollen des ältesten Urgebirges, die ringsum von Migmatiten und paläogenen Pseudograniten umgeben und der Granitisierung entgangen sind.

5. Kupfer-Goldlagerstätten im Grundgebirge des kanadischen Schildes.

Diese Lagerstätten sind erst seit kurzer Zeit bekannt, haben aber wegen ihrer Größe und hohen Metallgehalte eine große Bedeutung als Lieferanten von Gold und Kupfer. Sie sind untereinander in mehrfacher Beziehung recht ähnlich, auch mit den fennoskandischen sulfidischen Skarn-Lagerstätten haben sie gewisse gemeinsame Züge. Da sie aber durchweg ungenügend erforscht sind, insbesondere eine brauchbare erzmikroskopische und polarisationsmikroskopische Untersuchung der Nebengesteine und nicht-metallischen Begleiter fehlt, so ist der eingehendere Vergleich und ihre genauere Kennzeichnung nicht durchzuführen.

Es handelt sich hauptsächlich um die Lagerstättenbezirke an der Grenze Quebec-Ontario Rouyn-Noranda, Flin-Flon, Mandy, Sherritt Gordon in Manitoba und Hidden Creek in British-Kolumbia.

Es sind linsenförmige und knollige, z. T. sehr große Erzkörper mit goldhaltigem Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Magnetit, mit Quarz, Serizit, Chlorit, Kalkspat; auch Granat,

Hornblende und Skapolith werden beobachtet. Sie kommen in brekziösen, gestauchten und mannigfach deformierten Zonen in metamorphosierten Ergußgesteinen des Keewatin, d. h. der ältesten Gruppe des tiefsten archaischen Grundgebirges von Kanada vor, dessen Gesteine ursprünglich Basalte, Andesite, Dazite, Rhyolithe und Tuffe waren (Ähnlichkeiten mit der Leptitformation!).

In Rouyn-Noranda, dem nach Sudbury größten kanadischen Kupfervorkommen liegen die Erzkörper in stark gefalteten und metamorphosierten sauren Keewatin-Ergußgesteinen oder ihren Tuffen, meist an Brekzionen oder Scherzonen. Es gibt alle Übergänge zwischen schwach imprägnierten, verkieselten und chloritisierten Nebengesteinen und massiven fast reinen Erzkörpern. In einer der Minen, der Amulet-Mine, sind die Rhyolithbrekzien der Nebengesteine in einem Quarzit mit Cordierit, Gedrit, Zinkspinell, Biotit und Chlorit umgewandelt, es hat also auch eine „Magnesiametasomatose“ stattgefunden. Die Erzpartien haben bis 300 m Länge und 60 m Dicke, die reinen Sulfidkörper darin sind meist nur 3—6 m lang und bis 1 m dick. Etwa 25 größere Erzkörper sind bekannt. Jüngere Intrusivgesteine durchsetzen in zahlreichen Gängen Erze und Nebengesteine. Das Verhältnis der Haupterzminerale Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies und Magnetit zueinander schwankt in weiten Grenzen. Gold ist sehr unregelmäßig verteilt. Es sind bis 900 m Tiefe rund 34 Mill. t eines Erzes von 4—5 % Cu und etwa 6 g Au/t bekannt. Die Erze enthalten auch Selen und Tellur. Die 3 Hauptgruben (Horne-Noranda, Aldermac und Amulet) lieferten in den letzten Jahren etwa 60000 t Kupfer, 40 t Silber, 15 t Gold, 8000 t Zink, 50 t Selen und 3 t Tellur.

In Flin-Flon an der Grenze von Manitoba und Saskatchewan liegen die Erze ebenfalls in Ergußgesteinen, die wahrscheinlich auch der Keewatin-Formation angehören und zu Grünstein metamorphosiert sind, und zwar auf einer Scherzone. Der Erzkörper ist etwa 1 km lang und maximal 120 m dick. In der Mitte hochhaltig, klingt er randlich in imprägnierte Chloritschiefer ab. Haupterzminerale sind Pyrit, dazu Kupferkies und Zinkblende, seltener Arsenkies, Bleiglanz und Magnetit, dazu nur noch Quarz. Granit durchsetzt die Nebengesteine. Neben etwa 70 % Pyrit enthält das massive Erz etwa 2 % Cu, 4 % Zink, 3 g Au/t und 30—40 g Ag/t. Es sollen noch 25 Mill. t Erze vorhanden sein. Jahresförderung zuletzt etwa 2500 t Kupfer, 38000 t Zink, dazu noch Gold, Silber, Kadmium, Selen und Tellur.

Die Mandy-Mine ist in der Nähe, hat einen Erzkörper von 80 m Länge und 12 m Dicke, der ebenfalls in Chloritschiefern und Grünsteinen liegt. Die Zusammensetzung ist ähnlich.

Eine etwas andere Stellung hat die Sherritt-Gordon-Mine in Manitoba, in der Nähe von Flin-Flon. Sie liegt in etwas jüngeren Sedimentgesteinen, die auch Karbonatschichten enthalten, und die von Graniten weitgehend intrudiert wurden. Die Lagerstätte liegt in stark gestörten Zonen zwischen Hornblende-Granat-Gneis und Gneisquarziten. Die Erze sind sehr kompakte Linsen, ein Erzkörper ist 1300 m lang und ebenso dick. Sie enthalten Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende in wechselnden Verhältnissen. Auch Kalkspat ist darin, ob auch Skarnminerale zugegen sind, ist nicht ersichtlich. Von Vorräten sind 4 Mill. t Erz mit 2,1—2,9 % Cu und 2,5—6 % Zn und noch größere Mengen ärmerer Erze festgestellt. Die Grube erzeugt pro Jahr 14000 t Kupfer.

6. Sulfidische Erzlagerstätten im metamorphen Grundgebirge in USA.

Das präkambrische Grundgebirge und stark metamorphe Teile des Kambriums kommen in verschiedenen Teilen von USA. an die

Schneiderhöhn, Erzlagerstätten.

Oberfläche und enthalten eine größere Anzahl von prämetamorphen Erzlagerstätten. Sie gehören verschiedenen Typen an, sind im einzelnen trotz eines erheblichen Schrifttums fast durchweg ungenügend bekannt, so daß sie mit den gut bekannten Lagerstätten in Europa, vor allem den fennoskandischen, noch nicht richtig verglichen werden können. Ein Vergleich oder auch nur eine Bezugnahme auf die europäische Literatur fehlt ja bei den Amerikanern durchweg. Es sollen deshalb im folgenden nur einige der größeren oder bekannteren Erzlagerstätten kurz erwähnt werden.

Ducktown in Tennessee, in den südlichen Appalachen. Die Lagerstätten liegen in kristallinen Schiefern und metamorphen Quarziten und Fanglomeraten, die dem Kambrium zugerechnet werden. Der Grad der Metamorphose ist sehr hoch, oft sind Granat- und Staurolithgesteine entwickelt, Kalke sind in Biotit- und muskowitführende Marmore umgewandelt. Die Arkosen sind in einzelnen Flecken und Lagen in grobkörnige granatführende Quarz-Feldspat-Hornblende-Gesteine (als „Pseudodiorite“ bezeichnet) umgewandelt, offenbar der Beginn einer Granitisation. Die Erzlagerstätten sind lange Linsen, tafelig oder gefaltet, konkordant den Schieferungsflächen. Sie werden im Durchschnitt 20 m dick. Es sind eine größere Anzahl von ganz verschiedener Länge bekannt. Das Erz ist ein grobkörniges Gemenge aus Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, zusammen mit Quarz, Feldspäten, Augit, Granat, Hornblende, Aktinolith, Anthophyllit, Biotit, Epidot, Zinkspinell, Magnetit, Schwerspat, Kalkspat, Dolomit, Ankerit, Chlorit und Talk. Magnetkies überwiegt weitaus, der Durchschnittskupfergehalt beträgt 1% Cu. Es werden zur Zeit ca. 8000 t Kupfer und 1000 t Schwefelsäure pro Jahr erzeugt.

Jerome (United Verde), Arizona. Die Lagerstätten liegen zwischen Biotitschiefern und Chloritserizitschiefern, die präkambrische metamorphe Rhyolithe darstellen. Sie enthalten Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Zinkblende und Fahlerz mit Quarz, Chlorit, Dolomit, Kalkspat und Serizit. Der Erzkörper ist zylindrisch mit 260 m Durchmesser und wird schon bis in eine Tiefe von 1300 m gebaut. Gehalt 3—5% Cu, pro Jahr 35000 t Kupfer.

Die Homestake-Mine, in den Black-Hills, Süddakota, liegt in einer stark gefalteten Schichtenfolge von präkambrischen Dolomiten, Schiefern, Biotitschiefern und Quarziten. Die Erze sind an eine eingefaltete eisenreiche Dolomitschicht gebunden, die zu Cummingtonit, Granat, Quarz, eisenreichem Chlorit, Glimmer, Ankerit, Eisenspat und Kalkspat umgewandelt ist. Darin sind Sekretionsgängen und Linsen, mit Quarz, Arsenkies, Magnetkies, Pyrit und Gold, ab und zu mit Goldtelluriden. Der Goldgehalt beträgt 12 g/t, der Abbau geht schon in 1500 m Tiefe vor sich. Pro Jahr werden 17000 kg Gold und 4000 kg Silber produziert.

7. Die Zink-Manganlagerstätten von Franklin (N. J.).

Die Lagerstätte setzt in einem präkambrischen kristallinen Kalk auf nahe der steil einfallenden Grenze gegen einen Injektionsgneis. Es sind zwei Erzkörper vorhanden, Mine-Hill und Sterling-Hill, beide tafelförmig parallel der Gneis-Marmorgrenze und in der Tiefe scharf synklinal umgebogen. Der Haupterkörper ist 4—30 m dick und 800—900 m lang. Im Einfallen ist er bis zur Umbiegung im Maximum 400 m zu verfolgen. Zwischen dem Erzkörper und dem Gneis sind parallele Magnetitbänder im Marmor. Die Erze bestehen aus 43% Franklinit, 26% Willemit, 25% Kalkspat, 1% Rotzinkerz, während der Rest von 5% eine erstaunliche und verwirrende Fülle von über 150, z. T. der seltensten und ausgefallensten Mineralien enthält. Es seien nur

genannt: Tephroit, Rhodonit, Zinkaugite, Zinkhornblendes, Manganhornblendes, Zinkspinnell, Mangangranat, Axinit, Apatit, Skapolith, Manganspat, Flußspat, Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies und zahlreiche andere Sulfide, auch ged. Metalle, Zeolithe, Hydrosilikate, Karbonate, Sulfate, Oxyde, Hydroxyde usw. Die Erze sind sehr grobkristallin, die einzelnen Mineralien häufig gut kristallisiert eingewachsen. Das Haufwerk enthält 17% Zn und 10% Mn. Pro Jahr werden rund 80000 t Zink und 150000 t Manganerze gewonnen.

8. Die Blei-Zinklagerstätten von Broken Hill, Neu-Südwaless.

Die Lagerstätte setzt in präkambrischen Glimmerschiefern, Sillimanit-schiefern und Quarziten auf, in die Linsen und Körper von „Augengneis“ eingedrungen (oder anatektisch entstanden?) sind. Auf den Schieferungs- und Bewegungsflächen sind Granat, Sillimanit und Glimmer entwickelt. Der Erzkörper liegt entlang von Bewegungs- und Scherungszonen innerhalb einer antiklinalen Stauchzone. Er ist 13—45 m breit und hat eine streichende Erstreckung von 5 km. Im Erzkörper sind Pseudopegmatite als älteste Bestandteile zu erkennen, dann Skarnmassen mit Mangangranat, Rhodonit, Augit, Magnetit, Zinkspinnell, Apatit, Kalkspat und Quarz, während die Sulfide die jüngste Generation darstellen. Es sind hauptsächlich Bleiglanz und Zinkblende (mit Kupferkies- und Cubanitentmischungen), dazu kommen noch Fahlerz, Chalcostibit (Cu Sb S_2), Magnetkies, Pyrargyrit und Dyskrasit. Die Sulfide zeigen mannigfache Zerfalls- und gegenseitige Reaktionserscheinungen. In der Tiefe haben die Erze 13—16% Blei und 11—13% Zink. Die Förderung der letzten Jahre betrug mehr als 1,5 Mill. t mit 220000 t Blei, 170000 t Zink und 300 t Silber. Dazu kommt noch Gold, Kadmium und Schwefelsäure.

Broken Hill ist der wichtigste Blei-Zinklieferant des britischen Weltreiches.

9. Die Herkunft der Erze auf den polymetamorphen Lagerstätten. Metamorph mobilisierte Erzzufuhr und palingener Erzaufstieg.

Unter den vorher behandelten Erzlagerstätten der metamorphen Abfolge waren eine ganze Anzahl, die als rein metamorphosiert anzusprechen waren. Bei ihnen lag ein Erzkörper, der durch irgendwelche Vorgänge entstanden war, bereits vor, als die Metamorphose sein Nebengestein und ihn selbst ergriff. Anzeichen von späteren Erzzufuhren fehlten oder es handelte sich höchstens um ganz unwesentliche innere Metallverschiebungen. Dahin gehörten die Itabirite, die gebänderten Eisenjaspiliten, die metamorphen Manganlager und die dislokationsmetamorphen Kieslager, aber auch wohl solche stärker metamorphen Lagerstätten wie Ducktown und United Verde.

Bei den „polymetamorphen“ Lagerstätten aber, den sulfidischen Skarnerzen und bei solchen komplexen Lagerstätten wie Långban und Franklin rechnen wohl alle Bearbeiter mit mehrfachen Erzzufuhren. Fast übereinstimmend wird diese Zufuhr als rein magmatisch gedeutet, entweder aus einem in der Nähe befindlichen Granit (der ja im Grundgebirge meist in der Nähe zu sein pflegt!) oder die Lösungen sollen etwas weitergewandert sein,

wenn zufällig kein jüngerer Intrusivgestein in der Nähe ist. Nun mag eine solche magmatische Herkunft in vielen Fällen durchaus zutreffen. Es sind aber noch andere Möglichkeiten vorhanden. So können höhertemperierte Erzlösungen, sogar Erzschnmelzen im Laufe der metamorphen Versenkung palingen aus älteren erzführenden Gesteinen entstehen und meist entlang von Bewegungszonen hochsteigen. In Räumen tieferer Temperatur und geringeren Druckes oder an geeigneten reaktionsfähigen karbonatischen oder erzhaltigen Gesteinen innerhalb des Grundgebirges können sich dann wieder Erze absetzen. Aus dem thermischen und Löslichkeitsverhalten der Erzminerale und wegen der bei starker Metamorphose entstehenden Temperaturen ist eine solche „metamorphe Mobilisierung“ von Erzlösungen durchaus zu erwarten.

Eine andere Möglichkeit besteht bei der Diaphthoresis: dabei werden z. B. Eisenminerale (Granat, Staurolith, Biotit) in Chlorite, also in reine Mg-Minerale umgewandelt. Das dabei frei gewordene Eisen kann anderswo an geeigneten Orten sich konzentrieren. Ob allerdings die metasomatische Eisenspatstöcke der Ostalpen (siehe Magmatische Abfolge, Hydrothermale Hauptgruppe VII, 2, S. 114) so entstanden sind, wie F. Angel neuerdings behauptet, ist zweifelhaft, da die rein magmatische Entstehung in diesem Falle wahrscheinlicher erscheint. Aber die diaphthoretische Mobilisierung von Metalllösungen ist zweifellos eine wichtige Arbeitshypothese für die Neuentstehung von Erzlagerstätten oder für die nachträgliche Metallzufuhr auf anderen Lagerstätten im metamorphen Gebirge.

In einer anderen Beziehung sind aber wahrscheinlich in solchen orogenetischen hochmetamorphosierten Zonen Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose vorhanden. Wie E. Bederke besonders für die Sudeten im einzelnen nachweisen konnte, ist die Regionalmetamorphose hier auf Auswirkungen von Tiefenintrusionen zurückzuführen, die im Anschluß an die Gebirgsbildung in den kristallinen Zentralzonen der großen Faltengebirge auftreten. Die schon vorher tektonisch stark beanspruchten Dachgesteine werden durch die Zufuhr von thermischer Energie und magmatischen Lösungen regional umkristallisiert und ummineralisiert. Hand in Hand damit geht nun auch die Erzzufuhr, so daß die Erzführung der einzelnen Gebiete eines solchen Gebirges und ihre zonale Abstufung direkt proportional ihrer Regionalmetamorphose ist. Bederke deutet kurz an, daß solche Zusammenhänge auch in den Ostalpen sehr wahrscheinlich sind, und daß die von W. Petraschek hier nachgewiesenen zonalen Verteilungen auch von E. Clar und O. Friedrich bereits im Sinne eines Zusammenhanges zwischen Tiefenintrusion, Regionalmetamorphose und Vererzung gedeutet werden.

Damit wird allerdings die scharfe und klare begriffliche Trennung der Vorgänge in solchen Gebirgen, — und sie stellen ja die

Mehrzahl der großen Erzprovinzen dar! — immer schwieriger. Das Problem ist: wie sind wir imstande, rein magmatische, gemischt-magmatisch-metamorphe und rein metamorphe Erzzufuhren zu erkennen und voneinander zu unterscheiden? Bei allgemein verbreiteten und landläufigen Metallvergesellschaftungen, z. B. bei Eisen-Kupfer-Zink-Erzen, oder Blei-Silber-Zinkerzen, oder Silber-Kobalt-Nickel-Wismuterzen wird eine solche Unterscheidung rein auf Grund der Erzführung fast hoffnungslos sein. Kommen aber ganz ungewöhnliche, ausgefallene oder gar völlig einzigartige Metallvergesellschaftungen und Paragenesen in einer größeren Provinz vor, so liegt immer ein starker Verdacht auf metamorphe Mobilisierung nahe. Denn diese erfaßt in einem größeren Gebiet alle vorhandenen Erzlagerstätten, selbst wenn sie genetisch verschieden und deshalb auch räumlich getrennt sind. Der mobilisierte Strom enthält dann unter Umständen Stoffe aus ganz heterogenen Gruppen, die an dritten Orten gemeinsam abgesetzt werden können und dann dort eine durchaus ungewöhnliche Vergesellschaftung schaffen. Dahin gehören z. B. größere Gehalte an Zinn, Wolfram oder Wismut auf sulfidischen Cu-Zn-Pb-Lagerstätten, auch ungewöhnlich hohe Antimon- oder Arsengehalte auf Kies-, Kupfer- und Bleilagerstätten, hohe Goldgehalte auf Blei-Zink-Lagerstätten, oder auch das Auftreten von Berylliumminerale zusammen mit Sulfiden. Auch die Magnesiametamorphose ist am einfachsten als metamorph mobilisierte Zufuhr aus tieferen Gesteinen zu erklären. Um diesen Fragen und Problemen näher nachgehen zu können, müßten größere statistische Bearbeitungen des quantitativen Mineralbestandes von Lagerstätten nebst Feststellung der Spurenelemente in den verschiedensten Provinzen durchgeführt werden, wobei man Lagerstättenprovinzen im Deckgebirge mit solchen im metamorphen Grundgebirge zu vergleichen hätte.

Zu diesen paragenetisch-geochemischen Erwägungen und Feststellungen müßten natürlich petrographisch-mikroskopische, gefügekundliche und geotektonische Forschungen treten, auf die hier aber nicht weiter eingegangen werden kann.

Jedenfalls ist eine metamorph mobilisierte Zufuhr im Grundgebirge durchaus möglich und ist zweifellos bei manchen Lagerstätten der vorgenannten Abschnitte anzunehmen.

Ob eine metamorph mobilisierte Erzzufuhr weiter in den Oberbau und ins Deckgebirge übertreten und dort zu wesentlichen Lagerstätten führen kann, möchte ich nicht bestreiten, halte aber ihr Ausmaß für recht gering und immer nur auf einige Fälle beschränkt. Die Unstetigkeitsflächen zwischen Grundgebirge und Deckgebirge und die thermischen Unterschiede sind meist so groß, daß die mobilisierten Stoffe schon vorher im Grundgebirge abgefangen werden. Diese Fälle werden sich auf vereinzelte Gebiete in oro-

genetischen Zonen erster Ordnung beschränken, wenn ihre geosynklinalen Mittelzonen in die tiefsten Migmatit- und Granitisierungsbereiche versenkt wurden. Sie sind von echten magmatischen Erzzufuhren dann ebenso schwer zu unterscheiden, wie es bei ihren intrusiven und extrusiven Schmelzprodukten zu entscheiden ist, ob sie aus echten magmatischen Schmelzen oder aus palingenen Pseudomagnen entstanden sind. Auch hier wird die geochemische Analyse auf Grund des quantitativen Erzbestandes und der Elementführung auf statistischem Wege — selbstverständlich wieder Hand in Hand mit den petrographischen und tektonischen Verfahren — zum mindesten für gute Wahrscheinlichkeitsgründe sorgen. Weltweit verbreitete, mit geringer Variationsbreite immer wiederkehrende Paragenesen in ähnlicher zonaler Abstufung möchte ich zunächst für echtmagmatisch halten, ebenso wie ihre eruptiven Muttergesteine. Bei seltenen und seltsamen Paragenesen und ungewöhnlichen oder gar einzigartigen Lagerstättentypen liegt der Verdacht auf palingenen Erzaufstieg nahe, falls es sich nicht rein örtlich um „topomineralische“ Einflüsse handelt. So könnten z. B. unter der bolivianischen Kordillere ältere tiefergelegene echtmagmatische Lagerstätten mit getrennten pneumatolytischen Zinn-Wolfram-Molybdän-Wismutgängen und hydrothermalen Silber-Blei-Zinkgängen anlässlich der letzten andinen Orogenese metamorph mobilisiert worden sein, so daß aus dem gemeinsam aufgestiegenen palingenen Saft dann jene fast einzigartigen bolivianischen Silber-Zinn- und sonstigen ausgefallenen Erzlagerstättentypen entstanden sind. Dann wären auch die begleitenden intrusiven und subvulkanischen Eruptivkörper palingene Pseudogranite, -granodiorite und -andesite, eine Annahme, die nach den neuen Forschungen von H. Stille über die amerikanischen Gebirge auch aus geotektonischen Gründen durchaus möglich oder sogar wahrscheinlich ist. Vor kurzem wurde von W. E. Petraschek eine ähnliche Hypothese für einen Teil der Balkanlagerstätten und ihre begleitenden Eruptivgesteine geäußert.

Auf alle Fälle wären dies aber doch wohl nur Ausnahmen. Wenn vor kurzem von H. G. Backlund behauptet wurde, daß alle Erzlagerstätten seit dem Präkambrium nur palingen regeneriert worden seien und es überhaupt seit jener Zeit kein echtes magmatisches Eruptivgestein mehr gäbe, dann ist das eine von den bedauerlichen Übertreibungen, die geeignet sind, an und für sich gesunde Ideen aufs stärkste in Mißkredit zu bringen.

Wie in der Geologie, so soll man auch in der Erzlagerstättenkunde nie sagen: entweder-oder, sondern immer nur: sowohl als auch!

Element	Mineral	Formel	Metallgehalt in %		Dichte
			theoretisch	gefunden	
Platin-Metalle: Ruthenium Osmium Rhodium Iridium Palladium Platin	Eisenplatin	Pt, Fe		75—84 Pt 2—4 Ir	14—19
	Platiniridium	Pt, Ir		20—67 Pt 19—69 Ir	20—22
	Newjanskit	Ir, Pt, Os, Rh, Ru		1—12 Pt 44—70 Ir 17—40 Os 2—12 Rh 7—9 Ru	19—21
	Sysserskit	Os, Ir, Ru, Pt, Rh		0—12 Pt 17—30 Ir 38—68 Os 0—4 Rh 9—14 Ru	bis 21
	Aurosmirid	Ir, Os, Au, Ru		51 Ir 26 Os 19 Au 3 Ru	
	Osmit	Os, Ir, Rh		80 Os 10 Ir 5 Rh	
	Sperrylith	PtAs ₂	56,6 Pt		10
	Cooperit	PtS	86,5 Pt		9
	Braggit	(Pt, Pd, Ni)S		?	
	Stibiopalladinit	Pd ₃ Sb	70 Pd		9,5
Kupfer	ged. Kupfer	Cu	100 Cu		9
	Kupferglanz	Cu ₂ S	79,9 Cu		5—6
	Kupferindig	CuS	66,5 Cu		4,6
	Kupferkies	CuFeS ₂	34,7 Cu		4,2
	Buntkupfer	Cu ₅ FeS ₄ bis Cu ₃ FeS ₃	63,3 Cu bis 55,0 Cu		4,9—5,5
	Enargit	Cu ₃ AsS ₄	48,4 Cu		4,4—4,5
	Antimonfahlerz	(Cu ₂ , Zn, Fe) ₃ Sb ₂ S ₆		23—45 Cu	} 4,4—5,4
	Arsenfahlerz	(Cu ₂ , Zn, Fe) ₃ As ₂ S ₆		30—53 Cu	
	Rotkupfererz	Cu ₂ O	88,8 Cu		6
	Malachit	CuCO ₃ ·Cu(OH) ₂	57,5 Cu		4
	Kupferlasur	2CuCO ₃ ·Cu(OH) ₂	55,3 Cu		3,8
	Dioplas	CuSiO ₃ ·H ₂ O	40,4 Cu		3,3
	Atakamit	CuCl ₂ ·3Cu(OH) ₂	59,0 Cu		3,7
	Kupfervitriol	CuSO ₄ ·5H ₂ O	25,5 Cu		2,2
Brochantit	CuSO ₄ ·3Cu(OH) ₂	56,2 Cu		3,9	
Silber	ged. Silber	Ag	100 Ag		10
	Silberglanz	Ag ₂ S	87 Ag		7
	Lichtes Rotgültigerz	Ag ₃ AsS ₃	65,4 Ag		5,6
	Dunkles Rotgültigerz	Ag ₃ SbS ₃	59,8 Ag		5,8
	Stephanit	5Ag ₂ S·Sb ₂ S ₃	68,3 Ag		6,2
	Polybasit	8Ag ₂ S·Sb ₂ S ₃	75,5 Ag		6
	Peaceit	8Ag ₂ S·As ₂ S ₃	78,4 Ag		6,1
	Nur Ox—Zo	Silberhornerz	AgCl	75,0 Ag	

Element	Mineral	Formel	Metallgehalt in %		Dichte
			theoretisch	gefunden	
Niob	Columbit	$(\text{Fe, Mn})(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$		22—54,5 Nb	5,3—7,3
	Koppit	$\text{CeCaNaNb}_2\text{O}_6$	51,4 Nb	43—48 Nb	4,4—4,5
Tantal	Tantalit	$(\text{Fe, Mn})(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$		43—66 Ta	6,5—8,2
Chrom	Chromit	FeCr_2O_4	46,4 Cr		4,8
Molybdän	Molybdänglanz	MoS_2	60 Mo		4,8
	Wulfenit	PbMoO_4	26,1 Mo		7,0
	Powellit	CaMoO_4	48 Mo		4,4—4,5
Wolfram	Ferberit	FeWO_4	60,5 W	} Wolframit	7,5
	Hübnerit	MnWO_4	60,7 W		7,1
	Scheelit	CaWO_4	63,8 W		6,0
Uran	Uranpecherz	UO_2	88,4 U	bis 76,7 U	9,5
	Carnotit	$(\text{K, Na, Ca, Cu, Pb})_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_{2,3}\text{H}_2\text{O}$		bis 55 U	7
Mangan	Pyrolusit Psilomelan Polianit	MnO_2	63,2 Mn		bis 5
	Manganit	$\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	62,46 Mn		4,3
	Braunit	$3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$	63,6 Mn		4,8
	Hausmannit	Mn_3O_4	72,0 Mn		4,7
	Manganspat	MnCO_3	47,8 Mn		3,5
	Rhodonit	MnSiO_3	41,9 Mn		3,5
	Jakobsit	MnFe_2O_4	23,8 Mn		4,7
	Eisen	Eisenglanz	Fe_2O_3	70,0 Fe	
Magnetit		$\text{Fe}_3\text{Fe}_2\text{O}_4$	72,35 Fe		5,2
Brauneisen		$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	62,85 Fe		bis 4
Eisenspat		FeCO_3	48,21 Fe		3,0—3,8
Chamosit		$3(\text{Fe, Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$		28,5—37,3 Fe	3—3,4
Titaneisen		FeTiO_3	36,8 Fe		4,5
Kobalt	Speiskobalt u. Safflorit	CoAs_2	28,23 Co		6,5
	Kobaltglanz	CoAsS	35,52 Co		6,2
	Kobaltkies	$(\text{Co, Ni})_3\text{S}_4$		11—53 Co	4,8—5,8
	Asbolan, Erdkobalt	Co-haltiger Psilomelan		3,15—27 Co	2—4
	Heterogenit (Stainierit)	$\text{Co}(\text{OH})_2$	63,6 Co		2—4
Nickel	Rotnickelkies	NiAs	43,92 Ni		8
	Chloanthit u. Rammels- bergit	NiAs_2	28,14 Ni		6,2—7,2
	Pentlandit	$(\text{Fe, Ni})\text{S}$		10—40 Ni	4,5—5
	Garnierit	$\text{H}_4(\text{Ni, Mg})_3\text{Si}_2\text{O}_{11}$		4,3—36,1 Ni	2,3—2,8

Tafel 2. Die wichtigsten Erzminerale mit ihren Metallgehalten, geordnet nach dem periodischen System.

Element	Mineral	Formel	Metallgehalt in %		Dichte
			theoretisch	gefunden	
Lithium	Spodumen	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$	3,73 Li	1,34—3,43 Li	3,1—3,2
	Amblygonit	$\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$	4,7 Li	3,3—4,67 Li	3
	Lepidolith	$\text{K}_2\text{Li}_4\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{F}, \text{OH})_4$ bis	3,56—3,69 Li bis	0,6—2,76 Li	2,8—2,9
		$\text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{F}, \text{OH})_4$	2,61—2,76 Li		
Zinnwaldit	$\text{K}_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{F}, \text{OH})_4$		1,58—1,60 Li	2,9—3,1	
Natrium	Steinsalz	NaCl	39,3 Na		2,2
Kalium	Sylvin	KCl	52,4 K		2
	Carnallit	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	14,1 K		1,6
Rubidium	Carnallit			0,015—0,037 Rb	
	Lepidolith			1,19—3,46 Rb	
Caesium	Lepidolith			0,075—0,68 Cs	
Beryllium	Beryll	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	5,07 Be		2,7
	Chrysoberyll	BeAl_2O_4	7,15 Be		3,7
Magnesium	Magnesit	MgCO_3	28,8 Mg		3,0
	Dolomit	$\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$	13,15 Mg		2,9
	Carnallit	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	8,74 Mg		1,6
Calcium	Kalkspat	CaCO_3	40 Ca		2,7
	Anhydrit	CaSO_4	29,4 Ca		3,0
	Gips	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	23,3 Ca		2,3
Strontium	Strontianit	SrCO_3	59,3 Sr		3,7
	Coelestin	SrSO_4	47,7 Sr		3,9
Barium	Schwerspat	BaSO_4	58 Ba		4,3
	Witherit	BaCO_3	69,5 Ba		4,5
Aluminium	Hydrargillit	$\text{Al}(\text{OH})_3$	34,7 Al		2,3
	Diaspor	$\text{AlO} \cdot \text{OH}$	45,0 Al		3,4
	Kryolith	Na_3AlF_6	12,8 Al		2,9
Yttrium	Gadolinit	$\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_9$	38 Y		4,5
	Samaraskit	$(\text{Y}, \text{Er})_4(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7$	20—28,4 Y	1,6—11,7 Y	6
Cer	Monazit	CePO_4	59,7 Ce	17,1—30,3 Ce	5
	Orthit	$\text{CeCaMgAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{OH}$	5,5 Ce	1,14—15,4 Ce	3—4
	Koppit	$\text{CeNaCaNb}_2\text{O}_6$		5,88—6,89 Ce	4,4—4,5
Silizium	Quarz	SiO_2	46,7 Si		2,6
Titan	Rutil	TiO_2	60,0 Ti		4,2
	Titaneisen	FeTiO_3	31,6 Ti		4,5
Zirkonium	Zirkon	ZrSiO_4	49,7 Zr		4,5
Thorium	Thorit	ThSiO_4	71,7 Th		4,6
	Monazit	$(\text{Ce}, \text{Th})\text{PO}_4$		2,02—24,1 Th	5
Vanadium	Patronit	VS_4		28—39 V	
	Desclozit } Mottramit }	$\text{Pb}(\text{Zn}, \text{Cu})\text{VO}_4 \cdot \text{OH}$	11,6 V	9,8—13,7 V	6
	Vanadinit	$\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$	10,8 V		6,7—7,2
	Carnotit	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Cu}, \text{Pb})_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$		11,3—12,8 V	7
	Roscoelith	V-haltiger Muskowit		4,38—16,1 V	2,9—3

Element	Mineral	Formel	Metallgehalt in %		Dichte	
			theoretisch	gefunden		
Gold	ged. Gold	Au, Ag		80—98 Au	15—19	
	Elektrum	Ag, Au		70—75 Au	12—16	
	Calaverit	AuTe ₂	43,7 Au		9	
	Sylvanit	AuAgTe ₄	24,2 Au		8	
	Nagyagit	AuTe ₂ ·6Pb(S, Te)		6—13 Au	6,8—7,5	
	Petzit	(Ag, Au) ₂ Te		bis 75 Au	8,7—9	
Zink	Zinkblende Wurtzit	(Zn, Fe, Mn, Cd)S		bis 67 Zn	3,9—4,1	
	Franklinit		(Zn, Mn)Fe ₂ O ₄			7—20,5 Zn
	Willemit	ZnSiO ₄	58,6 Zn		4	
	Rotzinkerz	ZnO	80,3 Zn		5,5	
	Nur Ox—Zo	Zinkspat	ZnCO ₃	52,1 Zn		4,3
		Kieselzinkerz	H ₂ Zn ₂ SiO ₅	54,3 Zn		3,5
	Cadmium	Zinkblende	(Zn, Fe, Mn, Cd)S		0,05—3,2 Cd	3,9—4,1
Zinkspat		(Zn, Cd)CO ₃		0,02—0,8 Cd	4,3—4,4	
Quecksilber	Zinnober	HgS	86,2 Hg		8	
	Quecksilber- fahlerz	(Cu ₂ , Hg)Sb ₂ S ₃		bis 17 Hg	5	
Gallium	Germanit	Cu ₃ (Fe, Ge, Ga)S ₄		bis 0,8 Ga	4,3	
	Zinkblende			Spuren		
Indium	Zinkblende			Spuren		
Thallium	Pyrit			Spuren		
Germanium	Germanit	Cu ₃ (Fe, Ge, Ga)S ₄		bis 8 Ge	4,3	
Zinn	Zinnstein	SnO ₂	78,7 Sn		6,8	
	Zinnkies	Cu ₂ FeSnS ₄	27,6 Sn		4,4	
	Kylindrit	6PbS·6SnS ₂ ·Sb ₂ S ₃	24,8 Sn		5,4	
	Teallit	PbSnS ₂	30 Sn		6,4	
Blei	Bleiglanz	PbS	86,6 Pb		7,5	
	Bourbonit	2PbS·Cu ₂ S·Sb ₂ S ₃	42,4 Pb		5,8	
	Boulangerit	5PbS·2Sb ₂ S ₃	55,2 Pb		6,1	
	Nur Ox—Zo	Cerussit	PbCO ₃	77,55 Pb		6,5
		Anglesit	PbSO ₄	68,33 Pb		6,3
		Pyromorphit	Pb ₃ (PO ₄) ₃ ·Cl	76,38 Pb		7,0
Arsen	Arsenkies	FeAsS	46,0 As		6	
	Löllingit	FeAs ₂	72,8 As		7	
Antimon	Antimonglanz	Sb ₂ S ₃	71,7 Sb		4,5	
Wismut	ged. Wismut	Bi	100 Bi		9,8	
	Wismutglanz	Bi ₂ S ₃	81,3 Bi		6,5	
Schwefel	ged. Schwefel	S	100 S		2	
	Pyrit	FeS ₂	53,4 S		5,2	
	Magnetkies	Fe ₁₁ S ₁₂	36,5 S		4,6	
Selen	Pyrit			Spuren		
Tellur	Calaverit	AuTe ₂	56,4 Te		9,0—9,4	
	Sylvanit	AuAgTe ₄	62,6 Te		7,9—8,3	
	Nagyagit	AuTe ₂ ·6Pb(S, Te)		18—30 Te	6,8—7,5	
	Petzit	(Ag, Au) ₂ Te	24,4 Te		8,7—9,0	
	Hessit	Ag ₂ Te	37,1 Te		8,2—8,9	

Ortsverzeichnis.

A

- Aachen-Stolberg, Blei-Zink 94.
 Aalen, Schwäb. Alb, Eisen 189.
 Adirondacks, USA., Magnetit 37.
 Adrasman, Russ.-Asien, Wismut 107.
 Afghanistan, Realgar-Auripigment
 111.
 Afrikanische Goldküste, Goldseifen
 153.
 — —, Laterit und Bauxit 163.
 Agordo, Südalpen, Kies 246.
 Aegypten, Gold 66.
 Ain Baboucha, Algerien, Eisen 190.
 Akaishi, Japan, Gold-Silber 70.
 Akenobe, Japan, Zinn 108.
 Alabama, USA., Laterit und Bauxit
 162, 163.
 — —, Schwerspat 121.
 — —, Eisen 190.
 Alamalyk, Zentralasien, Kupfer 75.
 Alaska, Goldseifen 164.
 Ala-Tau, Kasakstan, Blei-Zink 93.
 Albandorf, Niederschlesisch-böhmische
 Grenze, Kupfer 174.
 Albingen, Werragebiet, Schwerspat
 120.
 Aldermac, Manitoba, Kupfer-Gold 257.
 Algarobo, Chile, Magnetit 37.
 Algerien, Blei-Zink 94.
 —, Eisen 191.
 —, Eisenspat 115.
 Alghero, Sardinien, Kupfer 83.
 Allendorf, Sauerland, Schwerspat 121.
 Almaden, Spanien, Quecksilber 111.
 Altai, Russ.-Asien, Kupfer 75, 76.
 Altan Tepe, Dobrutschka, Kies 246.
 Altenberg, Erzgebirge, Lithiumglim-
 mer 42.
 Altenberg-Moresnet, Blei-Zink 94.
 Altvatergebirge, östl. Sudeten, Rot-
 eisen 130.
 Amberg, Oberpfalz, Mangan-Eisen
 169, 215.
 — —, Tonerdesilikate 160.
 Amberg-Sulzbach-Auerbach, Eisen
 212.
 Ämmeberg, Schweden, Silber-Blei-
 Zink 54.
 — —, Skarnerze 253.
 Amulet, Manitoba, Kupfer-Gold 257.
 Amurgebiet, Sibirien, Gold 66.
 — —, Goldseifen 151.
 Ancona, Italien, Schwefel 206.
 Anden, subsequenter Vulkanismus u.
 hydrothermale Erzlagerstätten 14.
 Andes (oder Potrerillos), Chile, Kupfer
 80.
 Annaberg, Erzgebirge, Kobalt-Nickel
 101.
 Anshan, Mandschukuo, Eisen 235.
 Antomok, Luzon, Gold-Silber 70.
 Antweiler i. Ahrtal, Rhein. Schiefer-
 gebirge, Fahlerz 79.
 Aosta, Westalpen, Kieserz 246.
 Appalachen, USA., Gold 47.
 — —, Kupfer 84.
 Äquator-Grube, Westküste Sumatra,
 Gold-Silber 70.
 Arendal, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite
 42.
 Argentine, Colorado, Blei 87, 93.
 Argentinien, Beryllpegmatite 42.
 —, Wolfram 46.
 Arghana Maden, Kleinasien, Kupfer
 77.
 Arizona, USA., Kupfer 74, 175.
 Arkansas, USA., Blei-Zink 96.
 — —, Laterit und Bauxit 162, 163.
 — —, Quecksilber 111.
 Asbach, Thüringer Wald, Roteisen 116.
 Asis, Otavibergland, Kupfer 79.
 Aspen, Colorado, Blei-Zink 93.
 Assuan, Ägypten, Eisen 190, 191.
 Atlanta, Idaho, Blei 87.
 Ätna, Schwefel 126.
 Ätvidaberg, Schweden, Skarnerze 253.
 Aucanquilcha, Chile, Schwefel 126.
 Aue, Sachsen, Tonerdesilikate 160.

Auerbach, Franken, Eisen 189.
 Aurora, Nevada, Gold-Silber 71.
 Australien, Kupfer 53.
 —, Laterit und Bauxit 162.
 —, Wolfram 46.
 —, Zinn 45.
 Azegour, Franz.-Marokko, Molybdän 52.

B

Bad Harzburg, Eisenerz 159.
 Balkan, subsequenter Vulkanismus u. hydrothermale Erzlagerstätten 14.
 Ballarat, Australien, Gold 66.
 Bamle, Norwegen, Apatit 43.
 Bangka, Zinn 45.
 —, Zinnseifen 152.
 Banner, Arizona, Blei 88.
 —, —, Gold 67.
 —, —, Silber 100.
 Barberton, Ostransvaal, Gold 66.
 Batesville, Arkansas, Eisen-Mangan 169.
 —, —, Eisen 215.
 Batopilas in Chihuahua, Mexiko, Kobalt-Nickel 101.
 Battle Mountain, Nevada, Blei 88.
 Bawdwin-Mine, Birma, Blei-Zink 92.
 Baxter, Tri-State-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Bayern, Eisen (Ocker) 169.
 Bayrischer Wald, Quarz 122.
 Belgien, Verwitterungsphosphate 165.
 Belgisch-Kongo, Zinn 45.
 Bellary-Distrikt, Provinz Madras, Mangan 243.
 Bell, Nevada, Gold-Silber 71.
 Belousowski b. Ust-Kamenogorsk, Altai, Kupfer 76.
 Bendigo, Australien, Gold 66.
 Bengalen, Glimmer 43.
 Beni Saf, Algerien, Eisen 115.
 Benkoelen, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Bentheim, Pyrit 212.
 —, Toneisensteine 210.
 Beresowsk, Ural, Goldpegmatite 42.
 Bergen, Norwegen, Kieserze 246.
 Bergisches Land, Blei-Zink 90.
 Beschert Glück, Freiberg i. Sa., Blei 88.
 Besshi-Mine auf Schikoku, Japan, Kieserze 73.
 Bieber, Spessart, Kobalt 103.
 Bihar, Britisch-Indien, Eisen 236.
 Bilbao, Nordspanien, Eisenspat 115.
 Billiton, Zinn 45.
 —, Zinnseifen 152.
 Bingham-Distrikt, Utah, Blei-Zink 93.

Birma, Wolfram 46.
 —, Zinn 45.
 Birmingham, Alabama, USA., Eisen 190.
 Bisbee, Arizona, Kupfer 53.
 Black Hills, Süddakota, Amblygonit 42.
 —, —, Gold 67.
 —, —, Pegmatite 41.
 Bleiberg-Kreuth b. Villach i. Kärnten, Blei-Zink 94.
 Bleiwäsche, Sauerland, Schwerspat 121.
 Bober-Katzbach-Gebirge, Eisen 114.
 Bobos, Otavibergland, Kupfer 79.
 Bodenmais, Bayrischer Wald, Kieserze 198.
 Bogen, Norwegen, Eisen 235.
 Bogomolowski, Ural, Kieserze 73.
 Bogoslawsk, Ural, Eisen 52.
 Böhmen, Eisen 191.
 —, Pyrit 212.
 Boise-Basin, Idaho, Gold 67.
 Boliden im Skellefte-Distrikt, Nordschweden, Skarnerze 254.
 Bolivien, Antimon 110.
 —, Selen 113.
 —, Wolframit-Scheelit 107.
 —, Zinn 45.
 —, Zinn-Silber-Wismut-Wolfram 106.
 —, Zinnpegmatite 42.
 Bonai-Britisch-Indien, Eisen 236.
 Bonanza, Britisch-Kolumbia, Kupfer 77.
 Borlinghausen, Eisen 189.
 Bor, Ostserbien, Kupfer 83.
 Boschtsche-Kul, Kasakstan, Kupfer 75.
 Bösing, Slowakei, Antimon 110.
 Bosnien, Gelmagnetit 164.
 Bou-Azzar, Franz.-Marokko, Kobalt-Nickel 103.
 Bougie, Algerien, Eisenspat 115.
 Boulder, Colorado, Blei-Zink 93.
 Bourtang Moor b. Meppen, Torferze 209.
 Brad, Rumänien, Gold-Silber 70.
 Braden-Mine (El Teniente), Chile, Kupfer 83.
 Brandholz-Goldkronach, Fichtelgebirge, Gold 66.
 Brasilien, Edelsteinpegmatite 43.
 —, Goldseifen 151.
 —, Mandelsteine 84.
 —, Monazitseifen 152.
 —, Roteisen 130.
 —, Titanomagnetit 29.

- Brasilien, Wismut 106.
 Braubach a. Rh., Blei-Zink 90.
 Braunschweig, Eisen 190.
 Breckenridge, Colorado, Blei 87, 93.
 Breisach a. Rh., Goldseifen 151.
 Breisgau, Blei 89.
 Bretagne, Eisen 191.
 Brezno, Slowakei, Antimon 110.
 Briloner Mulde, Sauerland, Roteisen 130.
 Britania-Mine, British-Kolumbia, Kupfer 77.
 Britisch-Guayana, Goldseifen 151.
 —, Laterit und Bauxit 162.
 Britisch-Indien, Chromit 27.
 —, Mangan 243.
 —, Titanomagnetit 29.
 Britisch-Kolumbia, Blei-Zink 90.
 —, Gold 53, 67.
 Brixlegg in Tirol, Fahlerz 79.
 — — —, Kupfer 76.
 Broddbo, Schweden, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Broken Hill, Neu-Südwest, Blei-Zink 259.
 — —, Nordrhodesia, Blei-Zink 93.
 —, —, Bohnerze 171.
 Brosso, Piemont, Eisen 52.
 Brush Creek, Colorado, Kupfer 175.
 Budweiser Becken, Pyrit 212.
 Bühl bei Kassel, Eisen 231.
 Bukowina, Mangan 242.
 Bullfrog, Nevada, Gold-Silber 71.
 Bültel-Adenstedt b. Ilsede, Eisen 159.
 Bündneroberland, Kupfer 174.
 Bushveld, Transvaal, Chromit 27.
 —, —, Chromit-Trümmerlagerstätten 156.
 —, —, Eisen 117.
 —, —, Palladium 32.
 —, —, Platin 28, 53.
 —, —, Titanomagnetit 29.
 —, —, Zinn 45.
 —, —, Zinnpegmatite 42.
 Butte, Montana, Kupfer 77.
- C**
- Cable Mine, Montana, Gold 53.
 Caceres, Spanien, Amblygonit 42.
 Call, Blei-Zink 178.
 Calumet-Halbinsel, Oberer See, USA., Kupfer 80.
 Cam-Dag, Türkei, Eisen 190, 191.
 Cam u. Motor, Südrhodesia, Gold 66.
 Campine, Belgien, Raseneisenerze 183.
 Cananea, Sonora, Kupfer 53, 80.
 Candongo, Minas Geraes, Brasilien, Gold 53.
 Capillitas, Argentinien, Kupfer 83.
 Carguaicollo, Bolivien, Wurtzit-Teallit 109.
 Caridad-Mine, Sonora, Mexiko, Kupfer 83.
 Cartagena, Südostspanien, Blei-Silber 98.
 Cave di Predil, südl. Kalkalpen, Blei-Zink 94.
 Cerillos-Distrikt, Neu-Mexiko, Blei-Zink 91.
 Cerro de Mercado, Mexiko, Magnetit 37.
 Cerro de Pasco, Peru, Kupfer 83.
 Cerro Rico de Potosi, Bolivien, Silber-Zinn 108, 109.
 Ceylon, Glimmer 43.
 Chanarcillo, Chile, Gold-Silber 71.
 Chayanta, Bolivien, Zinn 107.
 Cherry Creek, Nevada, Blei-Fahlerz 88.
 Chessy, Frankreich, Kieserze 246.
 Chester, Tasmanien, Kieserze 73.
 Chibine, Kola, Apatit-Nephelin 37.
 Chihuahua, Mexiko, Kobalt-Nickel 101.
 China, Antimon 110.
 —, Eisen 52.
 —, Wolfram 46.
 —, Zinn 45.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Chingolobwe, Katanga, Uran 104.
 —, —, Radiumproduktion 105.
 Chloride, Arizona, Silber 100.
 —, Neumexiko, Blei-Zink 93.
 Chocaya, Bolivien, Silber-Zinn 109.
 Chorolque, Bolivien, Zinn 108.
 Chupiquina, Chile, Schwefel 126.
 Chuquicamata, Chile, Kupfer 75.
 Clausthaler Bezirk, Blei-Zink 91.
 Cleveland, England, Eisen 190.
 Clifton-Morenci, Arizona, Kupfer 53.
 Climax-Mine, Molybdän 46.
 Grinton, USA., Eisen 191.
 Cobalt, Ontario, Silber-Kobalt 102.
 Cobar, Neusüdwest, Kupfer 47.
 Cobriza, San Luis Potosi, Kupfer 53.
 Coeur d'Alene, Idaho, Blei-Zink 90.
 Cold Bay, Alaska, Silber 100.
 Colorado, Radiumproduktion 105.
 —, Uran-Pecherz 176.
 Colorado-Mine, Cananea, Mexiko, Kupfer 183.
 Colorado-Plateau, Silber 176.
 Colquechaca, Bolivien, Silber-Zinn 109.

Colquijirca, Peru, Gold-Silber 71.
 Combination, Montana, Blei-Fahlerz 88.
 Commern, Eifel, Blei-Zink 176.
 Comstock Lode, Nevada, Gold-Silber 71.
 Conception del Oro, Zacatecas, Kupfer 53.
 Coolgardie, Australien, Gold 47.
 Copiapo, Chile, Schwefel 126.
 Corbach i. Waldeck, Goldseifen 151.
 — — —, Gold-Selen-Blei 68.
 Cornwall, Kupfer 76.
 —, Lithiumglimmer 42.
 —, Wolfram 45.
 —, Zinn 45.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Corocoro, Bolivien, Kupfer 85.
 Coromandel, Neuseeland, Gold-Silber 71.
 Cortez, Nevada, Blei-Zink 93.
 Cottonwood, Utah, Blei-Zink 93.
 Creede, Colorado, Blei-Zink 98.
 Cripple Creek, Colorado, Gold-Silber 71.
 Crux, Thüringen, Eisen 52.
 Cumberland, England, Witherit 121.
 Cuyuna, Minnesota, Eisen 241.
 Czarlowitz, Böhmen, Blei-Zink 91.

D

Dalmatien, Kalkbauxite 163.
 Dannemora, Schweden, Skarnerze 251.
 Darwin-Distrikt, Kalifornien, Silber-Blei-Zink 54.
 De Kaap, Osttransvaal, Gold 66.
 Dektiarka b. Syssersk, Ural, Kieserze 73.
 Derbyshire, England, Flußspat 120.
 Deutsche Ostseeküste, Titaneisen-Seifen 162.
 Deutsch-Neuguinea, Gold-Silber 70.
 Deutsch-Südwestafrika, Beryllpegmatite 42.
 — — —, Zinn 51.
 — — —, Zinnpegmatite 42.
 Dillmulde, Kupfer 76.
 —, Schwerspat 129.
 Dirsten, Tirol, Blei-Zink 94.
 Divide, Nevada, Gold-Silber 71.
 Djebel Ressas, Tunis, Eisenspat 115.
 Dobschau, Slowakei, Kobalt-Nickel 103.
 Dognacska, rumän. Banat, Eisen 52.
 Dolores, San Luis Potosi, Kupfer 53.
 Donau, Goldseifen 151.
 Donnersberg, Rheinpfalz, Kupfer 85.

Douaria, Tunis, Eisenspat 115.
 Ducktown, Tennessee, südl. Appalachen, sulfidische Erze 258.
 Dunderland, Norwegen, Eisen 235.
 Durango, Mexiko, Magnetit 37.

E

Eagle, Colorado, Silber 175.
 Eder, Goldseifen 151.
 Eifel, Eisen 190, 191.
 Eisenbach, Schwarzwald, Roteisen 116.
 Eisenberg b. Corbach, Gold-Selen-Blei 68.
 Eisleben, Kupfer 202.
 Elba, Eisen 52.
 —, Zinnpegmatite 42.
 Elbingerode, Harz, Roteisen 130.
 Elbsandsteingebirge, Pyrit 212.
 Elgersbach, Thüringer Wald, Mangan 117.
 Elkhorn, Montana, Gold 53.
 Elk-City, Idaho, Gold 67.
 El Oro, Mexiko, Gold-Silber 71.
 Elterlein, Erzgebirge, Kieserze 245.
 Embudo, Neumexiko, Spodumen 42.
 Empire-Mine, Mackay-Region, Idaho, Kupfer 53.
 Ems, Blei-Zink 90.
 Engels-Mine, Plumas County, Kalifornien, Kupfer 55.
 England, Eisen 191.
 Erzberg b. Eisenerz, Steiermark, Eisenspat 114.
 Erzgebirge, Wolfram 45.
 —, Zinn 45, 51.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Eskischehir, Türkei, Chromit 27.
 Ettamine, Süddakota, Spodumen 42.
 Euböa, Gelmagnesit 164.
 Eureka, Nevada, Blei-Zink 93.
 Evje, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite 42.

F

Fahlun, Mittelschweden, Skarnerze 253.
 Fairfields, Utah, Blei-Zink 93.
 Fairplay, Nevada, Gold-Silber 71.
 Famatina, Argentinien, Kupfer 83.
 Faröer, Kupfer 84.
 Felsöbanya, Vihorlat-Gubiner-Gebirge, NO-Karpaten, Blei-Zink 98.
 —, — — —, —, Gold-Silber 70.
 Fennoskandia, Roteisen 130.
 Ferghana, Turkestan, Antimon-Quecksilber 111.

- Fethije, Türkei, Chromit 27.
 Fichtelgebirge, Tonerdesilikate 160.
 Fierro, New-Mexiko, Eisen 53.
 Finbo, Schweden, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Finnland, Kupfer 53.
 —, Nickelmagnetkies 31.
 —, See-Erze 184.
 Finstergrund b. Wiedenerneck, Schwarzwald, Flußspat 120.
 Flathead, Montana, Gold-Silber 71.
 Flechtinger Höhenzug, Kupfer 202.
 Flin-Flon, Manitoba, Kupfer-Gold 256, 257.
 Florida, Verwitterungsphosphate 165.
 Floßberg-Gang b. Steinbach-Alterode, Thüringer Wald, Flußspat 120.
 Flöttum, Norwegen, Kieserze 246.
 Flußschacht b. Stolberg, Harz, Flußspat 120.
 Foothill Copper Belt, Kalifornien, Kupfer 76.
 Fragant, Steiermark, Kieserze 245.
 Franken, Eisen 197.
 Frankenstein, Schlesien, Nickelsilikate 165.
 Fränkische Alb, Mangan-Eisen 169.
 Franklin, New Jersey, Zink-Mangan 258.
 Frankreich, Eisen 237.
 Französisch-Guayana, Goldseifen 151.
 Fredrikshald, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Fredriksvärn, Norwegen, Zr-Ti-Pegmatite 42.
 Freiberg i. Sa., Blei 87, 88, 89.
 —, Roteisen 116.
 Freihung, Oberpfalz, Blei 178.
 Fresnillo, Zacatecas, Gold-Silber 71.
 Freudenstadt, Schwarzwald, Schwer-spat 121.
 Frichtal, Schweiz, Eisen 189.
 Friedrichroda, Thüringer Wald, Rot-eisen 116.
 Frodingham, England, Eisen 190.
- G**
- Gadang Hir, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Gaika, Südrhodesia, Gold 66.
 Galena, Tri-State-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Galizien, Schwefel 205.
 Geislingen-Athenstadt, Schwäb. Alb, Eisen 189.
 Gellivara, Schweden, Magnetit-Apatit 37.
 Georgetown, Colorado, Blei-Zink 93.
 Georgia, USA., Laterit und Bauxit 162, 163.
 —, —, Schwerspat 121.
 Georgs-Marienhütte bei Hüggel, Eisen 215.
 Gifhorn, Eisen 190.
 Gilbert, Nevada, Gold-Silber 71.
 Gilpin, Colorado, Blei-Zink 93.
 Glasgow, England, Kohleneisenstein 210.
 Glava in Vermland, Schweden, Skarn-erze 254.
 Globe u. Phoenix, Südrhodesia, Gold 66.
 Goldcircle, Nevada, Gold-Silber 71.
 Goldfield, Nevada, Gold-Silber 71.
 Goldküste, Westafrika, Eisen-Mangan 169.
 —, —, Gold 66, 156.
 —, —, Laterit und Bauxit 162.
 —, —, Mangan 169, 243.
 Golf von Persien, Gips 215.
 Göllheim, Rheinpfalz, Kupfer 85, 174.
 Gorablagodat, Ural, Eisen 52.
 Grängesberg, Schweden, Magnetit-Apatit 37.
 Granite-Bimetallic-Mine, Montana, Blei-Fahlerz 88.
 Grass Valley, Kalifornien, Gold 67.
 Grazer Gebirge, Blei-Zink 94.
 Great Dyke, Südrhodesia, Platin 32.
 Grevenhagen, Eisen 189.
 Griechenland, Chromit 27.
 —, Kalkbauxite 163.
 Griqualand-West, Südafrika, Mangan 242.
 Gröditzer Mulde, Niederschlesien, Kupfer 203.
 Grong, Norwegen, Kieserze 246.
 Grönland, Zr-Ti-Pegmatite 42.
 Großarl in Salzburg, Kieserze 245.
 Groß-Otavi, Kupfer 79.
 Großer Bärensee, Kanada, Kobalt-Wismut-Uran 104.
 — —, Radiumproduktion 105.
 Grube Auguste Viktoria b. Hüls, Ruhrgebiet, Blei-Zink 91.
 Grube Bayerland, Oberpfalz, Kieserze 198, 245.
 Grube Clara b. Oberwolfach, Schwer-spat 121.
 Grünten, Eisen 191.
 Gryttahyttan, Schweden, Eisen-jaspilite 238.
 —, —, Skarnerze 251.
 Guanajuata, Mexiko, Silber 102.
 Guayana, Silikatbauxite 163.

Guchab, Otavibergland, Kupfer 79.
Guerrero, Mexiko, Gold-Silber 71.
Guleman, Türkei, Chromit 27.
Gutmadingen, Baden, Eisen 189.

H

Haaseler Mulde, Niederschlesien,
Kupfer 203.
Halle, Tonerdesilikate 160.
Hamman N'Bails, Algerien, Blei-Zink
94.
Hammereisenbach, Schwarzwald, Rot-
eisen 116.
Harmantschik-Dagardi, Türkei, Chro-
mit 27.
Harrisburg, Pennsylvanien, Verwitte-
rungsphosphate 165.
Harz, Kupfer 202.
Harzburg, Eisen 189.
Hauraki-Halbinsel, Neuseeland Gold-
Silber 71.
Hawthorn, Nevada, Blei-Fahlerz 88.
Heinrichsseggen b. Litfeld, Fahlerz 79.
Helena-Distrikt, Montana, Blei-Silber
47.
—, —, Gold 67.
Henry-Mountains, Utah, Uran-Ra-
dium-Vanadium 176.
Hermosa, Neumexiko, Blei-Zink 93.
Herräng, Schweden, Skarnerze 251.
Hersbruck, Franken, Eisen 189.
Herzogowina, Kalkbauxite 163.
Herzogsschacht b. Siptenfelde, Harz,
Flußspat 120.
Hettstedt, Harz, Kupfer 202.
Hidden Creek, Britisch-Kolumbia,
Gold 256.
—, —, Kupfer 77.
Himmelfahrt, Freiberg i. Sa., Blei 87,
88.
Himmelsfürst, Freiberg i. Sa., Blei 87.
Hitachi-Mine, Nippon, Kieserze 73.
Hitterö, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite
42.
Hodritsch, Slowakisches Mittelgebirge,
Gold-Silber 70.
Hohe Tauern, Gold 66.
Hokkaido, Japan, Gold-Silber 70.
—, —, Schwefel 126.
Holländisch-Guayana, Goldseifen 151.
Höllental a. d. Zugspitze, Blei-Zink 94.
Holzappel, Blei-Zink 90.
Homestake-Mine, Black Hills, Süd-
dakota, Gold-Silber 258.
Homstead, Oregon, Kupfer 76.
Horne-Noranda, Manitoba, Kupfer-
Gold 257.

Horobets, Japan, Schwefel 126.
Hrmsa b. Kresevo, Kroatien, Realgar-
Auripigment 111.
Hsi-Kuang-shan, China, Antimon 110.
Hüggel b. Osnabrück, Eisen 215.
Humboldt Range, Nevada, Blei-Fahl-
erz 88.
Hunan, China, Blei-Zink 93.
—, —, Eisen 190, 191.
Hüttenberg, Steiermark, Eisenspat
115.
Hüttenrode, Harz, Roteisen 130.

I

Idkerberg, Schweden, Skarnerze 251.
Idria, Krain, Quecksilber 111.
Idzu, Japan, Gold-Silber 70.
Iglesias, Sardinien, Blei-Zink 93.
Ilfeld, Harz, Mangan 117.
Illinois, USA., Flußspat 120.
Ilmenau, Thüringer Wald, Mangan
117.
Ilmengebirge, Ural, Korund 43.
Indien, Eisen 170.
—, Goldseifen 151.
—, Kalkbauxite 163.
—, Monazitseifen 153.
Indochina, Kalkbauxite 163.
—, Zinnsteinseifen 152.
Insel Thasos, Blei-Zink 94.
Insel Wollin, Pyrit 212.
Intränget, Schweden, Skarnerze 251.
Inyo-County, Kalifornien, Silber-Blei-
Zink 54.
Iron Rioch, Michigan, Eisen 241.
Iron Springs, Utah, Eisen 53.
Iserlohn, Rhein, Schiefergebirge, Blei-
Zink 94.
Island, Laterit und Bauxit 162.
Iss (Fluß), Ural, Platinseifen 152.
Italien, Kalkbauxite 163.
Ivigtut, Grönland, Kryolith 43.

J

Jacobeni, Bukowina, Mangan 242.
Japan, Kupfer 47, 53.
—, Schwarzerze 82.
—, subsequenter Vulkanismus und
hydrothermale Erzlagerstätten 14.
—, Wolfram 46.
—, Zinn-Silber-Wismut-Wolfram 106.
Jarbidge, Nevada, Gold-Silber 71.
Java, Gold-Silber 70.
Jerome (United Verde), Arizona,
Kupfer 258.
Johanngeorgenstadt, Erzgebirge, Ko-
balt-Nickel 101.

- Joplin, Tri-State-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Jordangebiet, Verwitterungsphosphate 165.
 Junge Hohe Birke, Freiberg i. Sa., Blei 87.
 Jütland, Raseneisenerze 183.
- K**
- Kahlenberg b. Ringsheim, Baden, Eisen 189.
 Kaiser Wilhelm-Land, Neu-Guinea, Goldseifen 151.
 Kaiserstuhl b. Freiburg i. Br., Koppit 54.
 Kalgoorlie, Australien, Gold 47, 67.
 Kalifornien, Goldseifen 154.
 —, Magnesit 118, 164.
 —, Scheelit 52.
 —, Witherit 121.
 Kalilowo, Ural, Eisen 170.
 —, —, Nickel 165.
 Kallwang, Steiermark, Kieserze 245.
 —, —, Kupfer 76.
 Kamsdorf b. Saalfeld, Eisenspat 115.
 Kanada, Chromit 27.
 —, Eisen 241.
 —, Graphitpegmatite 43.
 —, Magnetit-Quarzit 235.
 —, Molybdän 46.
 —, Nickelmagnetkies 31.
 —, See-Erze 184.
 —, Titanomagnetit 29.
 Kansas, USA., Blei-Zink 96.
 Kapnik, Karpaten, Gold-Silber 70.
 Kärnten, Eisen 237.
 Karpaten, Realgar-Auripigment 111.
 —, subsequenter Vulkanismus und hydrothermale Erzlagerstätten 14.
 Kasakstan, Kupfer 75, 76.
 Kasan, Kupfer 174.
 Kaschau, Karpaten, Magnesit 118.
 Kaskadengebirge, USA., Blei-Zink 98.
 Katanga, Belg. Kongo, Diamanten 27.
 —, —, —, Kupfer 178.
 Kaukasus, Blei-Zink 98.
 —, Realgar-Auripigment 111.
 —, subsequenter Vulkanismus und hydrothermale Erzlagerstätten 14.
 Kavangahake, Neuseeland, Gold-Silber 71.
 Kavan Soeloch, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Kavefortorp, Mittelschweden, Skarnerze 253.
 Keating, Oregon, Kupfer 76.
 Keban Maden, Ostanatolien, Blei-Zink 93.
 Kef Semmah, Algerien, Blei-Zink 94.
 Kellerwald, Mangan-Eisen 169.
 —, Roteisen 130.
 Kenaihalbinsel, Gold 67.
 Kennecott, Alaska, Kupfer 81.
 —, —, Kupfer-Trümmerlagerstätten 156.
 Kentucky, USA., Flußspat 120.
 —, —, Schwerspat 121.
 Kertsch, Halbinsel Krim, Eisen 190, 191.
 Kesthely am Plattensee, Pyrit 212.
 Kimberley, Diamanten 27.
 Kingman, Arizona, Blei 87.
 —, —, Silber 100.
 Kingston, Neumexiko, Blei-Zink 93.
 Kinzigtal, Schwarzwald, Blei 88, 89.
 Kirgisenstepe, Gold 66.
 Kirkland, Ontario, Gold 66.
 Kiruna, Schweden, Magnetit-Apatit 36, 37.
 Kitzbühel, Tirol, Kupfer 76.
 Kiuschuu, Japan, Gold-Silber 70.
 Klackberg, Schweden, Skarnerze 251.
 Kleiner Chingan, Russisch-Asien, Eisen 237.
 Klinge b. Schmalkalden, Eisenspat 115.
 Klingenthal-Graslitz, Erzgebirge, Kieserze 245.
 Klondike, Alaska, Gold 151.
 Kola, Apatit-Nephelin 37.
 —, Pegmatite 41.
 Kolar, Mysore, Indien, Gold 47.
 Köllen, Norwegen, Kieserze 246.
 Kolumbien, Platin 28.
 —, Platinseifen 152.
 Komandor-Inseln, Kupfer 84.
 Komata, Neuseeland, Gold-Silber 71.
 Kongo, Zinn 45.
 Kongsberg, Norwegen, Silber 99.
 Konomai, Insel Hokkaido, Japan, Gold-Silber 70.
 Korea, Kupfer 53.
 —, Molybdän 46.
 —, Wolfram 46.
 Kounrad, Kasakstan, Kupfer 75.
 Knabengruppe, Norwegen, Molybdän 46.
 Knollengrube b. Lauterberg, Harz, Roteisen 116.
 Kragerö, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Kraubath, Steiermark, Eisen 170.
 —, —, Gelmagnesit 164.
 Kremnitz, Karpaten, Gold-Silber 70.
 Kressenberg, Allgäu, Eisen 190, 191.

Krivoi Rog, Ukraine, Eisen 235.
 Kroatien, Kalkbauxite 163.
 Kuba, Chromit 27.
 —, Eisen 170.
 Kupferberg, Oberfranken, Kieserze 245.
 —, Schlesien, Kupfer 76.
 Kurremölla, Schweden, Eisen 190, 191.
 Kuschwa, Ural, Kieserze 73.
 Kushikino, Japan, Gold-Silber 70.
 Kuttenberg, Protektorat Böhmen-Mähren, Mangan 242.
 Kwei-Tschou, China, Quecksilber 111.
 Kyschtym, Ural, Kieserze 73.

L

La Carolina, Spanien, Blei-Zink 91.
 Lahn-Dillbezirk, Roteisen 12, 127, 130.
 Lahnggebiet, Mangan-Eisen 169.
 —, Verwitterungphosphate 165.
 La Joya, Bolivien, Kupfer 83.
 Lake City, Colorado, Gold-Silber 71.
 Lake Valley, Neumexiko, Blei-Zink 93.
 Lalangi, Sumatra, Gold-Silber 70.
 La Luz, Guanajuata, Gold-Silber 71.
 Lam, Bayrischer Wald, Kieserze 198, 245.
 Lancashire, NW-England, Roteisen 117.
 Landsberg b. Obermoschel, Quecksilber 112.
 Långban-Distrikt b. Filipstad, Schweden, Skarnerze 251, 259.
 La Plata Distrikt, Colorado, Gold-Silber 71.
 La Sal Mountains, Utah, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Las Condas, Chile, Kupfer 83.
 La Sirena-Mina, Zimapan, Silber-Blei-Zink 54.
 Laurani, Bolivien, Kupfer 83.
 Laurion, Attika, Blei-Zink 93.
 Lauterberg, Harz, Blei-Zink 91.
 —, —, Schwerspat 120.
 Leadville, Colorado, Blei-Zink 92.
 Lebong Kandis, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Lebong Sawah, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Lebong, Simpang, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Lebong Soelit, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Lechtaler Alpen, Blei-Zink 94.
 Leicester, England, Eisen 190.
 Leksdal, Norwegen, Kieserze 246.
 Lemberg a. d. Nahe, Quecksilber 112.

Lena, Sibirien, Goldseifen 151.
 Lengede b. Ilsede, Eisen 159.
 Lerbach, Harz, Selen 113.
 Letmathe, Rhein. Schiefergebirge, Blei-Zink 94.
 Leutnitz, Thüringer Wald, Schwerspat 130.
 Linares, Spanien, Blei-Zink 91.
 Lincolnshire, England, Eisen 190.
 Lindener Mark, Rhein. Schiefergebirge Mangan-Eisen 169.
 Liparische Inseln, Italien, Schwefel 126.
 Litai, südl. Kalkalpen, Blei-Zink 94.
 Ljubija, Kroatien, Eisenspat 115.
 Ljubohnggebiet, Mazedonien, Chromit 27.
 Llallagua b. Uncia, Bolivien, Zinn 107.
 Lofoten, Norwegen, Magnetit 37.
 Lökken, Norwegen, Kieserze 246.
 Lorraine, Ontario, Silber-Kobalt 102.
 Lothringen, Eisen 191.
 Lothringen-Luxemburg, Eisen 187.
 Louisiana, USA., Schwefel 205, 206.
 Lugo, Nordwestspanien, Eisen 191.
 Lüneburger Heide, Sumpferze, Raseneisenerze, Wiesenerze 183.
 Lupa, Deutsch-Ostafrika, Gold 66.
 Luzon, Philippinen, Gold-Silber 70.
 Lyon, Kieserze 246.

M

Madagaskar, Edelsteinpegmatite 43.
 —, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Madras, Indien, Gelmagnetit 164.
 Magdalena-Mine, New-Mexiko, Silber-Blei-Zink 54.
 Magma-Mine b. Superior, Arizona, Kupfer 76.
 Magnitnaja, Ural, Eisen 52.
 Magnolia District, Nevada, Gold-Silber 71.
 Magurka, Slowakei, Antimon 110.
 Maidan, Pek Ostserbien, Pyrit 81.
 Maine, USA., Zinnpegmatite 42.
 Malaiische Halbinsel, Zinn 45.
 Malanäs-Distrikt, Nordschweden, Skarnerze 266.
 Malaya, Wolfram 46.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Malfidano, Sardinien, Blei-Zink 93.
 Manchester, England, Kupfer 174.
 Mandschukuo, Eisen 235.
 —, Magnetit 118.
 Mandy, Manitoba, Kupfer-Gold 256, 257.
 Manflas, Chile, Eisen 191.

- Mangani, Westküste Sumatra, Gold-Silber 70.
- Manhattan, Nevada, Gold-Silber 71.
- Manie, USA., Zinnpegmatite 42.
- Mansfelder Becken, Kobalt 103.
- Mansfelder Mulde, Kupfer 202.
- Mansjö, Schweden, Eisen 230.
- Maoca, Bukowina, Mangan 242.
- Marienberg, Erzgebirge, Kobalt-Nickel 101.
- Mariupol, Eisen 190.
- Mark Brandenburg, Sumpferze, Raseneisenerze, Wiesenerze 183.
- Marle Bay Copper Mountains, Britisch-Kolumbia, Kupfer 77.
- Marquette, Michigan, Eisen 241.
- Matranbanja b. Reesk, Ungarn, Kupfer 83.
- Matsuo, Japan, Schwefel 126.
- Mazarron, Südostspanien, Blei-Zink 98.
- Mazedonien, Chromit 27.
- Mechernich, Blei-Zink 176.
- Mecklenburg, Sumpferze, Raseneisenerze, Wiesenerze 183.
- Meggen a. d. Lenne, Kieserze 198.
- , Schwerspat 205.
- Meißen, Sachsen, Tonerdesilikate 160.
- Meißling, Steiermark, Kieserze 245.
- Menomee, Michigan, Eisen 241.
- Mertainen, Schweden, Magnetit-Apatit 37.
- Mesabi, Minnesota, Eisen 241.
- Mesloul, Algerien, Blei-Zink 94.
- Messina-Grube, Transvaal, Kupfer 77.
- Mexiko, Antimon 110.
- , Blei-Zink 98.
- , Kupfer 53, 74.
- , Silber 71.
- Miao-er-Kou, Mandschuko, Eisen 235.
- Miask, Ural, Zr-Ti-Pegmatite 42.
- Michipicotan, Kanada, Gold 47.
- Minas Geraes, Brasilien, Eisen 235.
- —, Eisentrümmerlagerstätten 156.
- —, —, Gold 53.
- —, —, Mangan 243.
- —, —, Monazitseifen 153.
- Mine-Hill, Franklin, Zink-Mangan 258.
- Minussinsk, Gold 66.
- Mirdita, Nordalbanien, Kieserze 73.
- Mississippi-Bezirk, Blei-Zink 96.
- Missouri-Bezirk, Blei-Zink 96.
- —, Pyrit 212.
- —, Schwerspat 121.
- Mittelbosnien, Chromit 27.
- Mittelmeerländer, Kalkbauxite 163.
- Mittelschweden, Kupfer 53.
- , Skarnerze 253.
- Mitterberg b. Salzburg, Kupfer 76.
- Mixnitz, Steiermark, Fahlerz 79.
- Mogollon, Neu-Mexiko, Gold-Silber 71.
- Mommel, Thüringer Wald, Eisenspat 115.
- Moncorvo, Nordwest-Portugal, Eisen 237.
- Monserrat (District Poopo), Bolivien, Zinn 107.
- Monte Amiata, Toskana, Quecksilber 112.
- Monte Calisio b. Trient, Blei-Zink 94.
- Monte Catini-Bezirk, Toskana, Kupfer 84.
- Montenegro, Kalkbauxite 163.
- Monteponi, Sardinien, Blei-Zink 93.
- Monte Solforoso b. Scrofanò, Italien, Schwefel 126.
- Montevecchio, Sardinien, Blei-Zink 93.
- Montezuma, Colorado, Blei 87.
- , —, Blei-Zink 93.
- Morberg, Schweden, Skarnerze 251.
- Morobe-Goldbezirk, Kaiser Wilhelm-Land, Gold-Silber 70.
- Morococha, Peru, Kupfer 83.
- Morro da Minas, Brasilien, Mangan 242.
- Moskauer Becken, Kohlenkies 204, 212.
- Mother Lode, Kalifornien, Gold 66, 67, 151.
- , —, Goldseifen 152.
- Mount Bishoff, Tasmanien, Zinnsteinseifen 152.
- Mount Isa-Mine, Queensland, Australien, Kieserze 200.
- Mount Lyell, Tasmanien, Zinnsteinseifen 152.
- Mount Morgan, Queensland, Gold 67.
- Mukden, Mandschuko, Eisen 235.
- Münstertal, Schwarzwald, Blei 89.
- Münsterland, Westfalen, Strontianit 213.
- Mysore, Britisch-Indien, Eisen 245.
- Mytilene, Gelmagnesit 164.

N

- Nabburg, Bayr. Oberpfalz, Flußspat 120.
- Nagpur, Britisch-Indien, Mangan 243.
- Nagpur-Distrikt, Britisch-Indien, Eisen 230.
- Nagyag, Rumänien, Gold-Silber 70.
- Nagybanya im Vihorlat-Gubiner-Gebirge, NO-Karpaten, Blei-Zink 98.
- , —, Gold-Silber 70.

- Nahe-Mulde, Kupfer 84, 174.
 Namib, Deutsch-Südwestafrika, Edelsteinpegmatite 43.
 Nassereith, Tirol, Blei-Zink 94.
 Navaji, Idzu, Japan, Gold-Silber 70.
 Naxos, Schmirgel 230.
 Neapel, Schwefel 126.
 Needle Mountains, Colorado, Gold-Silber 71.
 Neihart, Montana, Blei-Zink 91.
 Nertschinsk-Gebiet, Russisch-Asien, Blei-Zink 93.
 Neue Hoffnung Gottes, Freiberg i. Sa., Blei 88.
 Neukaledonien, Chromit 27.
 —, Nickelsilikate 165.
 Neu-Mexiko, USA., Kupfer 74, 175.
 Neuseeland, Magnetitsande 163.
 Neusüdwales, Molybdän 46.
 —, Rutil- und Zirkonseifen 163.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Nevada-City, Kalifornien, Gold 67.
 Nevada, USA., Kupfer 74.
 —, —, Scheelit 52.
 New Almaden, San Benito-Gebiet, Kalifornien, Quecksilber 112.
 New Idria, San Benito-Gebiet, Kalifornien, Quecksilber 112.
 New Jersey, Kupfer 85.
 New Mexiko, USA., Kupfer 53.
 Nickel-Plate-Mine, Britisch-Kolumbien, Gold 53.
 Niederes Gesenke, östl. Sudeten, Rot-eisen 130.
 Niederrhein, Tonerdesilikate 160.
 Niederländisch-Indien, Laterit und Bauxit 162.
 — —, subsequenter Vulkanismus und hydrothermale Erzlagerstätten 14.
 Nigeria, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 —, Zinn 45.
 —, Zinnsteinseifen 152.
 Nikopol, Ukraine, Mangan 192.
 Njassaland, Ostafrika, Laterit und Bauxit 162.
 Nome, Alaska, Goldseifen 151.
 Norberg, Schweden, Eisen 235.
 Nordamerika, Gold 66.
 Nord-Brasilien, Laterit und Bauxit 162.
 — —, Verwitterungsphosphate 165.
 Nordkarolina, Monazitseifen 153.
 Nord-Kaukasus, Molybdän 52.
 Nördliches Arkansas, Blei-Zink 96.
 Nordöstliche Hauptinsel Japans, Schwefel 135.
 Nordrhodesia, Kupfer 178.
 Nordwestdeutschland, Eisen 191.
 Nordwestspanien, Wolfram 46.
 Nordwestutah, USA., Scheelit 52.
 Noribiski-Berge, Sibirien, Platin 32.
 Normandie, Eisen 191.
 Norrberg, Schweden, Skarnerze 251.
 Northampton, England, Eisen 190.
 Northumberland, England, Witherit 121.
 Northstaffordshire, England, Kohleneisenstein 210.
 Norwegen, Chromit 27.
 —, Eisen 237.
 —, Feldspatpegmatite 43.
 —, Kieserze 198, 246.
 —, Molybdän 46.
 —, Nickelmagnetkies 31.
 Nosib, Otavibergland, Kupfer 79.
 Nowaja Semlja, Kupfer 84.
 Nurra, Sardinien, Eisen 191.

O

- Obere Kwaissa, Südossetien, Blei-Zink 98.
 Oberer See, USA., Eisen 230, 239.
 — —, —, Kupfer 80.
 — —, —, Roteisen 130.
 Oberes Mississippi-Tal oder Wisconsin-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Oberharzer Bezirk, Blei-Zink 91.
 Oberlausitz, Tonerdesilikate 160.
 Oberpfalz, Tonerdesilikate 160.
 Oberrosbach, Rhein. Schiefergebirge, Mangan-Eisen 169.
 Oberschlesien, Blei-Zink 96.
 —, Mangan-Eisen 179.
 Oberungarisches Erzgebirge, Eisen 124.
 Odenwald, Mangan-Eisen 169.
 —, Schwerspat 121.
 Öhrenstock, Thüringer Wald, Mangan 117.
 Ölsnitz, Sächsisches Vogtland, Flußspat 120.
 Ohinata, Japan, Gold-Silber 70.
 Oklahoma, Blei-Zink 96.
 —, Kupfer 175.
 Okuchi, Japan, Gold-Silber 70.
 Omui, Insel Hokkaido, Japan, Gold-Silber 70.
 Ontario, Kanada, Gold 47, 66.
 —, —, Kobalt 102.
 —, —, Korund 43.
 Ookiep, Klein-Namaqualand, Südafrika, Kupfer 55.
 Ophir, Utah, Blei-Zink 93.

Oregon, USA., Blei-Zink 98.
 —, —, Quecksilber 112.
 Orenburg, Kupfer 174.
 Organ, New-Mexiko, Blei 88.
 Orijärvi, Finnland, Skarnerze 255.
 Orissa, Britisch-Indien, Eisen 236.
 Oruro, Bolivien, Silber-Zinn 109.
 Ostalpen, Blei-Zink 94.
 Ostanatolien, Türkei, Blei-Zink 93.
 Ostasien, Aluminiumschieferone 163.
 Osterode, Eisen 230.
 Ostfinnland, Skarnerze 255.
 Ostharz, Blei-Zink 90.
 Ostindien, Eisen-Mangan 169.
 —, Roteisen 130.
 Ostserbien, Wismut 106.
 Osttürkei, Chromitseifen 153.
 Otavibergland, Deutsch-Südwest-afrika, Kupferbohnerze 171.
 —, —, Kupfererze 78.
 —, —, Vanadiumerze 142.
 Otravaara, Ostfinnland, Skarnerze 255.
 Ouarsenis, Algerien, Blei-Zink 94.
 Ouenza, Algier, Eisen 115.
 Outokumpu, Ostfinnland, Skarnerze 255.
 Ovifak, Grönland, Eisen 231.
 Oxford, England, Eisen 190.

P

Pachuca, Hidalgo, Gold-Silber 71.
 Paleleh, Celebes, Gold-Silber 70.
 Palmetto, Nevada, Blei-Fahlerz 88.
 Parana, Brasilien, Eisen 236.
 Park City, Utah, Blei-Zink 93.
 Passagen, Brasilien, Goldpegmatite 42.
 —, —, Kupfer 47.
 Passau, Tonerdesilikate 160.
 Passauer Wald, Quarz 122.
 Patagonia-Berge, Arizona, Blei 87.
 Paucarany, Chile, Schwefel 126.
 Pegnitz, Franken, Eisen 189.
 Peine-Ilse, Eisen 189.
 —, Toneisensteine 210.
 Pennsylvanien, Kupfer 84, 85.
 Penokee-Gogebic, Michigan, Eisen 241.
 Perak, Malaya, Zinn 51.
 Perm, Kupfer 174.
 Pernek, Slowakei, Antimon 110.
 —, —, Kieserze 246.
 Persberg, Schweden, Skarnerze 251.
 Persien, Realgar-Auripigment 111.
 Peru, Blei-Zink 98.
 Petsamo, Finnland, Nickelmagnetkies 31.
 Pfälzer Wald, Quarz 122.

Schneiderhöhen, Erzlagerstätten.

Picos de Europa, Spanien, Blei-Zink 94.
 Pikes Peak, Col., Amazonit 43.
 Pilares-Mine, Sonora, Kupfer 80.
 Pilgrims Rest, Transvaal, Gold 67.
 Pinos Altos, Neu-Mexiko, Blei-Zink 91.
 Pinzgau, Tirol, Kupfer 76.
 Pioche, Nevada, Blei-Zink 93.
 Pitcher, Tri-State-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Pitkäranta, Finnland, Skarnerze 256.
 Placerville, Colorado, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Plattensee, Pyrit 212.
 Podolisch-Asowscher Block, Eisen 235.
 Polynesien, Laterit und Bauxit 163.
 Porco, Bolivien, Silber-Zinn 109.
 Porcupine, Kanada, Gold 47.
 Portugal, Kieserze 81.
 —, Wolfram 46.
 —, Zinn 45.
 Postmasburg, Südafrika, Eisen-Mangan 169.
 —, —, Mangan 242.
 —, —, Mangan-Trümmerlagerstätten 156.
 Potgietersrust, Transvaal, Platin 53.
 Potosi, Bolivien, Silber-Zinn 102.
 Potrerillos, Chile, Kupfer 80.
 Premier-Mine, Britisch-Kolumbia, Blei 88.
 —, —, —, Gold-Silber 70.
 —, —, —, Transvaal —, Diamanten 27.
 Pribram, Böhmen, Blei-Zink 91.
 Prince-William-Sound, Alaska, Gold 67.
 —, —, —, Kupfer 77, 81.
 Protektorat Böhmen-Mähren, Mangan 242.
 Pulacaya, Bolivien, Blei-Zink 98.

Q

Quapaw, Tri-State-Bezirk, Blei-Zink 96.
 Quebec, Ontario, Kupfer-Gold 256.

R

Radenthein, Steiermark, Magnesit 118.
 Raibl, Julische Alpen, Blei-Zink 94.
 Rammelsberg b. Goslar, Kieserze 198.
 Ramsbeck im Sauerland, Blei-Zink 90.
 Randsburg, Kalifornien, Silber 100.

- Rauschenberg im Chiemgau, Blei-Zink 94.
 Rawhide, Nevada, Gold-Silber 71.
 Real del Monte, Hidalgo, Gold-Silber 71.
 Redjang-Lebong, Sumatra, Gold-Silber 70.
 Reese River, Nevada, Blei-Fahlerz 88.
 Regensburg, Flußspat 120.
 Reichenstein, Schlesien, Gold 67.
 Rendajji, Idzu, Japan, Gold-Silber 70.
 Renfrew, Kanada, Molybdän 52.
 Reschitza, Bukowina, Mangan 242.
 Revdinsk, Ural, Kieserze 73.
 Rheinisches Schiefergebirge, Blei-Zink 90.
 — —, Kupfer 202.
 Rhodopegebirge, Bulgarien, Blei-Silber 98.
 Rhön, Laterit und Bauxit 162.
 Richelsdorf, Kobalt 103.
 —, Kupfer 202.
 Rico, Colorado, Gold-Silber 71.
 Riddarhytta, Schweden, Eisenjaspilite 238.
 —, —, Skarnerze 251.
 Riddle, Oregon, Kupfer 76.
 Rifle, Colorado, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Rio Tinto, Spanien, Kieserze 73.
 Risör, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite 42.
 Riu Planu, Sardinien, Kobalt-Nickel 103.
 Rohnau, Riesengebirge, Kieserze 245.
 Röros, Norwegen, Kieserze 246.
 Roßland, Britisch-Kolumbia, Kupfer 47.
 Rösteburg, Harz, Schwerspat 121.
 Röttthammer, Norwegen, Kieserze 246.
 Rottleberode, Harz, Flußspat 120.
 Round Mountain, Nevada, Gold-Silber 71.
 Routivaara, Schweden, Titanomagnetit 29.
 Rouyn-Noranda, Manitoba, Kupfer-Gold 256, 257.
 Ruby-Concollully, Washington, Blei 88.
 Rüdersdorf, Blei- und Kohlenkies 204.
 Ruhrgebiet, Kohleneisenstein 209.
 —, Toneisensteine 210.
 Rumänien, Kalkbauxite 163.
 Russische Tafel, Verwitterungsphosphate 165.
 Rustenburg im Bushveld, Platin 32.
 Rutland, England, Eisen 190.
- S**
- Saale, Kobalt 103.
 Saarau, Schlesien, Tonerdesilikate 160.
 Sabie, Transvaal, Gold 67.
 Sabinal, Chihuahua, Gold-Silber 71.
 —, —, Kobalt-Nickel 101.
 Sacramento-Fluß, Kalifornien, Gold-seifen 151.
 Saddle Mountain, Arizona, Gold 67.
 Sade, Japan, Gold-Silber 70.
 Sadon, Kaukasus, Blei 87.
 Sain Bel b. Lyon, Kieserze 246.
 Sala, Mittelschweden, Silber 254.
 —, —, Silber-Blei-Zink 54.
 —, —, Skarnerze 253.
 Salangen, Norwegen, Eisen 235.
 Salida, Westküste Sumatra, Gold-Silber 70.
 Salmon, Alaska, Silber 100.
 Salzgitter, Eisen 157, 190, 191.
 —, Toneisensteine 210.
 Samara, Kupfer 174.
 Samme bei Osnabrück, Eisen 159.
 San Donato b. Nischne Tagilsk, Ural, Kieserze 73.
 Sandsloot, Transvaal, Platin 53.
 Sangerhausen, Kobalt 103.
 —, Kupfer 202.
 San Juan-Berge, Colorado, Gold-Silber 71.
 San Luis Potosi, Kupfer 53.
 San Pedro, San Luis Potosi, Gold-Silber 71.
 San Rafael, Utah, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Sankt Andreasberg, Harz, Blei-Zink 91.
 —, —, Silber 100.
 Sankt Avold, Saargebiet, Kupfer 174.
 Sankt Joachimstal, Erzgebirge, Kobalt-Nickel 101.
 —, —, Kobalt-Wismut-Uran 104.
 —, —, Radiumproduktion 105.
 Sankt Veit, Tirol, Blei-Zink 94.
 Santa Barbara b. Parral, Chihuahua, Gold-Silber 71.
 Santa Eulalia, Chihuahua, Kupfer 53.
 —, —, Silber-Blei-Zink 54.
 Santa Fe, Chiapas, Gold-Kupfer 53.
 Santa Rita-Berge, Arizona, Blei 87.
 Santander, Nordspanien, Blei-Zink 94.
 Saskatchewan, Kanada, Kupfer-Gold 257.
 Satka b. Slatoust, Ural, Magnesit 118.
 Saxberget, Mittelschweden, Skarnerze 253.
 Schapbach, Schwarzwald, Blei 89.

- Schatzlar, Niederschlesisch-böhmische Grenze, Kupfer 174.
- Schauinsland, Schwarzwald, Blei-Zink 91.
- Schemnitz, Slowakisches Mittelgebirge, Gold-Silber 70.
- Schladminger Tauern, Fahlerz 79.
- Schleiten, Tirol, Kieserze 245.
- Schmiedeberg, Riesengebirge, Eisen 230.
- , —, Kobalt-Nickel-Uran 105.
- Schmöllnitz, Karpaten, Kieserze 246.
- Schneeberg, Erzgebirge, Kobalt-Nickel 101.
- , Tirol, Kieserze 245.
- Schöllkrippen im Spessart, Kupfer 213.
- Schönberg b. Freiburg i. Br., Eisen 189.
- Schönstein b. Cilli, südl. Kalkalpen, Blei-Zink 94.
- Schottland, Kohleneisensteine 210.
- Schwarzenfels, Bayr. Oberpfalz, Flußspat 120.
- Schwarzwald, Kobalt 103.
- , Mangan 117.
- Schwaz, Tirol, Fahlerz 79.
- , —, Kupfer 76.
- Schweden, Eisen 53, 237.
- , Pegmatite 41.
- , See-Erze 184.
- , Skarnerze 53, 250, 251.
- , Titanomagnetit 29.
- Schweina, Thüringer Wald, Kobalt 103.
- Schweiz, Eisen 237.
- Schweizer Jura, Bohnerze 170.
- Schwelm, Rhein. Schiefergebirge, Blei-Zink 94.
- Seeward-Halbinsel, Alaska, Gold 67.
- , —, Zinn 51.
- Sekenke, Deutsch-Ostafrika, Gold 66.
- Selukwe, Südrhodesia, Chromit 27.
- Sere-i-Sang, Hindukusch, Ostafghanistan, Lapislazuli 54.
- Serigano, Japan, Gold-Silber 70.
- Shasta County, Kalifornien, Kieserze 73.
- Sherrit-Gordon, Manitoba, Kupfer-Gold 256, 257.
- Shui-Koushan, China, Blei-Zink 93.
- Siam, Zink 45.
- , Zinnsteinseifen 152.
- Sibirien, Eisen 52.
- , Gold 66.
- Siebenbürgisches Erzgebirge, Rumänien, Gold-Silber 70.
- Siegerland, Eisen 115.
- , Kobalt-Nickel 103.
- , Kupfer 76.
- Sierra de Guanajuata, Mexiko, Selen 113.
- Sierra de Umango, Argentinien, Selen 113.
- Sierra Leone, Chromit 27.
- Sierra Nevada, Kalifornien, Gold 151.
- Sierrita Mountains, Arizona, Kupfer 53.
- Silberberg, b. Bodenmais, Kieserze 245.
- Silver Belt, Arizona, Kupfer 53.
- Silver Islet, Ontario, Silber-Kobalt 102.
- Silver Peak, Colorado, Goldpegmatite 42.
- Silver Reef, Utah, USA., Silber 175.
- Silverton, Colorado, Blei-Zink 98.
- , —, Gold-Silber 71.
- Simau, Sumatra, Gold-Silber 70.
- Singbum-Distrikt, Britisch-Indien, Eisen 236.
- Singkep, Zinnsteinseifen 152.
- Siretoko-Jozan, Kurilen, Schwefel 126.
- Sizilien, Schwefel 206.
- Skatykom, Blei-Zink 98.
- Skellefte, Schweden, Skarnerze 255.
- Sköttgrube, Schweden, Skarnerze 251.
- Slocan, Britisch-Kolumbia, Blei 88, 89, 90.
- Slowakische Karpaten, Mangan 192.
- Smyrna, Schmirgel 230.
- Soemalata, Celebes, Gold-Silber 70.
- Soetenicher Mulde, Eisen 215.
- , —, Mangan-Eisen 169.
- Somme, Verwitterungsphosphate 165.
- Sommerschenburg, Harz, Eisen 189.
- Sontra, Werragebiet, Schwerspat 120.
- Sooden, Werragebiet, Schwerspat 120.
- Sowjetunion, Chromit 27.
- , Kalkbauxite 163.
- Spanien, Kieserze 246.
- , Wolfram 46.
- , Zinn 45.
- Sparneck, Kieserze 245.
- Spessart, Kobalt 103.
- , Mangan-Eisen 169.
- , Schwerspat 121.
- Spokane, Washington, Magnesit 118.
- Spring Hall, Montana, Gold 53.
- Sredna Gora, Bulgarien, Kupfer 83.
- Stadtberge b. Marsberg i. Westfalen, Kupfer 213.
- Stahlberg, Pfalz, Quecksilber 112.
- , Thüringer Wald, Eisen 115.

- St. (Andreasberg usw.) siehe unter „Sankt“.
- Stavanger, Norwegen, Kieserze 246.
- Steinbach-Hallenberg, Thüringer Wald, Roteisen 116.
- Sterling-Hill, Franklin, Zink-Mangan 258.
- Stillwater Complex, Montana, Platin 32.
- Stochlen, Schlesien, Tonerdesilikate 160.
- Stocktown, Utah, Blei-Zink 93.
- Stordö, Norwegen, Kieserze 246.
- Storgrube, Schweden, Skarnerze 251.
- Straßberg-Neudorf, Blei-Zink 90.
- Striberg, Schweden, Eisen 235.
- Stripa, Schweden, Eisen 235, 239.
- , —, Skarnerze 251.
- Südafrika, Eisen 236.
- Südafrikanische Union, Chromit 27.
- —, Gold 66.
- Südamerika, Gold 66.
- Sudan, Gold 66.
- Südastralien, Eisen 236.
- Südbansam, Java, Gold-Silber 70.
- Südbury, Kanada, Nickel 165.
- , —, Nickelmagnetkies 31.
- Süddakota, Gold 47.
- Süddeutschland, Eisen 191.
- Südfrankreich, Kalkbauxite 163.
- Südharz, Blei-Zink 91.
- , Schwerspat 120.
- Südkarolina, Monazitseifen 153.
- Südnorwegen, Chromit 27.
- , Pegmatite 41.
- Südrhodesia, Chromit 27.
- Südserbien, Gelmagnetit 164.
- Südwestuganda, Zinnpegmatite 42.
- Suhl, Thüringer Wald, Roteisen 116.
- Sulitjelma, Norwegen, Kieserze 246.
- Sullivan-Mine, Fort Steele-Bezirk, Brit.-Kolumbia, Blei 87.
- Sumatra, Gold 53.
- Surinam, Niederländisch-Guayana, Laterit und Bauxit 162.
- Sydvaranger b. Kirkenes, Schweden, Eisen 235.
- Szechuan, China, Kupfer 84.
- T**
- Taberg, Schweden, Titanomagnetit 29.
- Tacora, Chile, Schwefel 126.
- Takilma, Oregon, Kupfer 76.
- Tambang Sawah, Sumatra, Gold-Silber 70.
- Tanalyk-Baimak, Ural, Kieserze 73.
- Tasco, Guerrero, Gold-Silber 71.
- Tasmanien, Zinn 45.
- , Zinn-Silber-Wismut-Wolfram 106.
- Tasna, Bolivia, Wismut 47.
- Taunus, Schwerspat 121.
- Tefoni-Demisli, Türkei, Chromit 27.
- Telluride, Colorado, Gold-Silber 71.
- Tennessee, USA., Schwerspat 121.
- Terlingua, Texas, Quecksilber 112.
- Tetiuxe b. Wladiwostok, Silber-Blei-Zink 54.
- Texas, USA., Eisen-Mangan 169.
- , —, Kupfer 175.
- , —, Schwefel 206.
- Texenberg-Panzendorf, Tirol, Kieserze 245.
- Thailand, Zinn 45.
- Thames, Neuseeland, Gold-Silber 71.
- Thompson, Utah, Uran-Radium-Vanadium 176.
- Thüringen, Eisen 191.
- , Toneisensteiee 210.
- Thüringer Wald, Eisen 115.
- , Kobalt 103.
- —, Kupfer 202.
- —, Schwerspat 121.
- Tilkerode, Harz, Selen 113.
- Tinguivivaca, Chile, Schwefel 126.
- Tintic-District, Utah, Blei-Zink 93.
- — —, —, Kupfer 79.
- Tirol, Eisen 237.
- Toei-Mine, Korea, Gold-Silber 70.
- Tofo, Chile, Magnesit 37.
- Toi-Minen, Idzu, Japan, Gold-Silber 70.
- Tombstone, Arizona, Blei-Zink 93.
- Tonopah, Nevada, Gold-Silber 71.
- Toskana, Italien, Bor 127.
- Toskanien, Kieserze 82.
- Totok, Celebes, Gold-Silber 70.
- Transbaikalien, Gold 66.
- Transkaukasus, Kupfer 75, 76.
- Traversella, Piemont, Eisen 52.
- Treadwell-Mine, Alaska, Gold 47.
- Trepca-Minen, Südserbien, Blei-Zink 93.
- Trieben, Steiermark, Magnesit 118.
- Tri-State-Bezirk, USA, Blei-Zink 96.
- Trondhjem, Norwegen, Kieserze 246.
- Tschiaturi, Gouv. Kutais, Mangan 192.
- Tschuktschen-Halbinsel, Gold 66.
- Tsumeb-Mine, Otavibergland, Kupfer 78, 79.
- Tuja-Mujan in Turkestan, Uran-Vanadium 216.
- Tunis, Blei-Zink 94.
- , Eisen 190, 191.
- Tura, Ural, Platinseifen 152.

Türkei, Chromit 27.
 Turkmenien, Coelestin 214.
 —, Witherit 121.
 Tuscarora, Nevada, Gold-Silber 71.
 Tvedestrand, Norwegen, Nb-Ta-Pegmatite 42.

U

Ufa, Kupfer 174.
 Uixa, Spanisch-Marokko, Eisen 52.
 Ukraine, Eisen 235.
 —, Kupfer 174.
 Ulugurugebirge, Deutsch-Ostafrika, Glimmer 43.
 Ungarn, Kalkbauxite 163.
 Ural, Amazonit 43.
 —, Chromit 27.
 —, Chromitseifen 153.
 —, Edelsteinpegmatite 43.
 —, Gelmagnetit 164.
 —, Kalkbauxite 163.
 —, Kupfer 76, 174.
 —, Nickelsilikate 165.
 —, Pegmatite 41.
 —, Platin 39.
 —, Platinseifen 151.
 —, Wolchonskit 176.
 Urawan, Utah, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Urjupinsk, Ukraine, Eisen 190, 191.
 Uruguay, Mandelsteine 84.
 USA., Titanomagnetit 29.
 —, Wolfram 46.
 —, Zinn-Silber-Wismut-Wolfram 106.
 Ushio, Japan, Gold-Silber 70.
 Utah, USA., Kupfer 74, 175.
 —, —, Radiumproduktion 105.
 —, —, Uranpecherz 176.

V

Vaalkop, Transvaal, Platin 53.
 Vanadium, Colorado, Uran-Radium-Vanadium 176.
 Vares, Kroatien, Eisen 115.
 Vaskó, rumänisches Banat, Eisen 52.
 Västerbotten, Nordschweden, Skarn-erze 254.
 Veitsch, Steiermark, Magnesit 117.
 Velardena, Durango, Kupfer 53.
 Vereinigte Staaten von Amerika, siehe unter USA.
 Verespatak, Rumänien, Gold-Silber 70.
 Vermillion, Minnesota, Eisen 241.
 Vesuv b. Neapel, Schwefel 126.
 Veta Madre, Guanajuato, Gold-Silber 71.

Victoria, Australien, Gold 66.
 —, —, Goldseifen 151.
 —, —, Zinnsteinseifen 152.
 Vienna, Idaho, Blei 88.
 Vihorlot-Gutiner Gebirge, Karpaten, Gold-Silber 70.
 Vila Apacheta, Bolivien, Zinn 107.
 Virginia-Connecticut, Kupfer 85.
 Virginia, USA., Schwerspat 121.
 Vizagapatam, Madras, Britisch-Indien, Mangan 243.
 Vogelsberg, Eisen 169.
 —, Laterit und Bauxit 162.
 —, Tonerdesilikate 160.
 Volkmarsen, Eisen 189.
 Vorder-Indien, Laterit und Bauxit 162.

W

Wabana, Neufundland, Eisen 191.
 Waihi, Neuseeland, Gold-Silber 71.
 Waite-Kauri, Neuseeland, Gold-Silber 71.
 Walchen b. Oeblarn, Steiermark, Kieserze 245.
 Waldalgesheim, Hunsrück, Mangan-Eisen 169.
 Waldeck, Gold-Selen-Blei 68.
 —, Kupfer 174.
 Waldenburg, Niederschlesisch-böhmische Grenze, Kupfer 174.
 Walensee, Alpen, Kupfer 174.
 Wales, Westmarokko, Eisen 191.
 Wallapai-Distrikt, Arizona, Blei 87.
 Wallerfangen, Saargebiet, Kupfer 174.
 Warm Springs, Idaho, Blei 87.
 Warren, Arizona, Blei-Zink 93.
 Wasseraufingen, Schwäb. Alb, Eisen 189.
 Weissowo-Salzsee, Gouv. Charkow, Schwefel 196.
 Wenzelgang, Frohnachtal, Schwarzwald, Silber 100.
 Werchojansk-Gebirge, Gold 66.
 Wernersdorf, Niederschlesisch-böhmische Grenze, Kupfer 174.
 Wersch-Issetsk, Ural, Kieserze 73.
 Wesergebirge, Eisen 191.
 West-Altai, Gold 66.
 Westaustralien, Eisen 236.
 —, Goldseifen 151.
 —, Roteisen 130.
 —, Ta-Pegmatite 42.
 Westborneo, Gold 53.
 West-Cumberland, NW-England, Roteisen 117.

Westerwald, Laterit und Bauxit 162.
 —, Tonerdesilikate 160.
 Westmarokko, Eisen 191.
 Westmoreland, England, Witherit
 121.
 West-Queensland, Australien, Eisen
 236.
 White Knob-Mine, Mackay-Region,
 Idaho, Kupfer 53.
 White Pine, Nevada, Blei-Zink 93.
 Wiesloch, Nordbaden, Blei-Zink 94.
 Wisconsin, Blei-Zink 96.
 —, Eisen 241.
 Wittichen, Schwarzwald, Kobalt 101.
 Witwatersrand, Gold 153.
 —, Goldseifen 153.
 Wjatka, Kupfer 174.
 Wölsendorf, Bayr. Oberpfalz, Fluß-
 spat 120.
 Wood River, Idaho, Blei-Fahlerz 89.
 Wynaad, Britisch-Indien, Gold 66.
 Wyoming, Gold 47.
 Wyssokaja Gora, Ural, Eisen 52.

Y

Yamagano, Japan, Gold-Silber 70.
 Yellow Pine, Nevada, Blei-Zink 93.
 Yerington-Distrikt, Nevada, Kupfer
 53.
 Ytterby, Schweden, Nb-Ta-Pegma-
 tite 42.
 Yukon, Alaska, Gold 67.
 Yunnan, China, Kupfer 84.
 Yxsjö, Mittelschweden, Skarnerze 254.

Z

Zacatecas, Mexiko, Silber 71, 102.
 Zalatna, Rumänien, Gold-Silber 70.
 Zentralafrika, Eisen 170.
 Zentral-Missouri, Blei-Zink 96.
 Zentralplateau, Frankreich, Flußspat
 120.
 Zinkwand-Vöttern, Schladminger
 Tauern, Kobalt-Nickel 103.
 Zollhaus-Blumberg, Eisen 189.
 Zorge, Harz, Selen 113.
 Zwartfontein, Transvaal, Platin 53.

Sachverzeichnis

(mit Erklärung von Fachausdrücken und Fremdwörtern)

A

- Abbildungstextur in Verdrängungs-
lagerstätten 64.
Abgänge = Berge (s. d.) 2.
Abgepreßte Erzinjektionen 35.
Abschiebungen 58.
Abyssischer Bereich (abyssus = Ab-
grund) = tiefste zugängliche Zone
der Erdrinde 11, 18.
Achatlagerstätten 84.
Achatmandeln 84.
Akrobatholithisch = an der Spitze
eines Batholithen (s. d.) 19.
Alaunschiefer 196.
Algen als Eisenabscheider 182.
Alkaligranit 34.
Allochem = mit anderen Chemismus
222.
Allophas = mit anderem Mineral-
bestand 222.
Alpinotype Orogenese = Entstehung
von Falten- und Deckengebirgen in
eigentlichen Geosynklinalen (s. d.).
Altersfolge bei Erzgängen 61.
Aluminiumschiefer-ton 163.
Alunitische Gold-Silberlagerstätten 70.
Amazonitpegmatite 44.
Amblygonitpegmatite 43.
Amethystlagerstätten 84.
Anatexis = teilweise Verflüssigung u.
Einschmelzung der Gesteine in den
tieferen Zonen der Metamorphose,
Endstadium = Granitisation (s. d.)
14, 42, 221.
Ankerit = Fe, Mg, Mn-haltiger Kalk-
spat 115.
Anorthosit 24, 28, 33.
Anorthositgabbro 33.
Antimonformationen 109.
Antimonglanzgänge 110.
Antimon-Quecksilberlagerstätten 111.
Äolische Seifen 146.

- Apatitpegmatite 44.
Apatit-Nephelinlagerstätten 37.
Apomagmatische Blei-Zink-Verdrän-
gungserze 93.
Archometamorphose = Beginn der
Metamorphose 123.
Aride Konzentrationslagerstätten 171.
Arsengehalt in Pyrit 95.
Atlantische Sippe 34.
Atmosphärien 131.
Aufschiebungen 58.
Auripigment-Lagerstätten 111.
Ausfällung von Eisenerzen in Ge-
wässern 181.
Ausscheidungslagerstätten in Ge-
wässern 180.
Autohydratation 35.
Autohydratation der Ergußgesteine
123.
Autometamorphose 35.

B

- Bakterien als Eisenabscheider 182.
— des Schwefelkreislaufs 193.
— in Kohlen 206.
Basalteisenerze 169.
Basische Tiefengesteine 24.
— Vorläufer = Ultrabasische und ba-
sische Tiefengesteine zu Beginn der
Orogenese (s. d.) 13.
Batholith = senkrecht aufgestiegener
Tiefengesteinskörper 19.
Bauwürdigkeit einer Lagerstätte 8.
Bauxit 161.
Beidellit 163.
Belastungsmetamorphose 220.
Bentonit 163.
Berge = Abgänge = bergmännischer
Ausdruck für die bei der Aufberei-
tung anfallenden nicht nutzbaren
Mineralien eines Erzes (z. B. Quarz
in einem Bleierz) 2.

Beryllpegmatite 44.
 Bestege 58.
 Beulen 57.
 Bewegungsspuren in Intrusivkörpern 58.
 Bildungsgesetze der magmatischen Lagerstätten 16.
 Black Band (= Kohleneisenstein) 209.
 Bleicherden 163.
 Bleiglanzbanke 204.
 Blei-Konzentrationslagerstätten 176.
 Blei-Silbererzgänge, turmalinführend 48.
 Blei-Silber-Zinkformationen 85.
 Blocktektonik (s. germanotype Orogenese) 13.
 Blockverschiebungen 58.
 Blöcke = Schilde = Kratone (s. d.) 14.
 Blutsverwandtschaft magmatischer Bildungen 17.
 Boden 132.
 Böhmitit 162.
 Bohnerze 170.
 Bolus 163, 170.
 Borlagerstätten 126.
 Borolanit 34.
 „boudinage“ — Zerreißung dünner Gesteinslagen und ellipsoidische Verdickung der einzelnen Teile bei gleitender Differentialbewegung 233.
 Brauneisen 166.
 Braunspat, z. T. Fe-, Mg-, Mn-haltiger Kalkspat (Ankerit), z. T. Fe-haltiger Dolomit 88.
 Brennstoffe 206.
 Breunerit = Fe-haltiger Magnesit 94.
 Bronzitfels 24.
 Bruchfaltung (s. germanotype Orogenese) 13.

C

„Campanil“ = Rotes, festes Eisenhydroxyd in Bilbao 115.
 Chamositerze 186.
 Chloritische Kupferformation 76.
 Chromitlagerstätten 26.
 —, Autohydratisch 36.
 Chromitseifen 153.
 Chromit-Produktion 27.
 Clayband (= Toneisenstein) 211.
 Coelestingänge, deszendente 213.
 Coelestinkonkretionen 212.
 Coulsonit (= Vanadiummagnetit) 29.

D

Desulfurierende Bakterien 193.
 Deszendente Lagerstätten 206.
 Diagenese 208.
 Diagonalgänge 58.
 Diallagfels 24.
 Diamanten, Vorkommen 27.
 Diamantseifen 153.
 Diaphthorese 221, 222.
 — als Ursache von Erzbildung 260.
 Diasporit 162.
 Diatexis (= Durchschmelzung) 221.
 Differentiation am Ort 23.
 — des Magmas 16.
 Diorit 33.
 Dislokationsmetamorphose 221.
 Disperse Phase = disperser Anteil = innig und gleichförmig verteilter, nicht zusammenhängender Anteil eines kolloid-dispersen Systems (s. d.), umgeben von Dispersionsmittel 1.
 Dispersionsmittel = Zusammenhängender Anteil eines kolloid-dispersen Systems (s. d.); bei den Mineralkolloiden ist Wasser das Dispersionsmittel 2.
 „Disseminated copper ores“ 73.
 Doggerseinerze 187.
 Dunit 24, 33.
 —, Platingehalt 28.
 Durchläufermineralien 60.
 Dynamometamorphose 221.

E

Edelsteine in Pegmatiten 43.
 Edelsteinpegmatite 43.
 Edelsteinseifen 145, 153.
 Edle Braunspatformation 88.
 — Quarzformation 88.
 Einfluß des Nebengesteins bei Erzgängen 59.
 Einschlüsse = feste, flüssige oder gasförmige Fremdbestandteile in einem Kristall 1.
 Eisen in Basalten als Kontaktprodukt 231.
 Eisenerze, Salzgitter 156.
 — uralter Formationen 192.
 Eisenerzgänge, deszendente 212.
 Eisengehalt des Meerwassers 184.
 Eisenglangzänge 116.
 Eisenglimmerschiefer 233.
 Eisenjaspilit 237.
 Eisenlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 52.

- Eisenoolithe 185.
 Eisenquarzite 233.
 Eisensilikaterze, oolithisch 186.
 Eisenspätige Bleiglanz-Fahlerzgänge 89.
 Eisenspatlager 114.
 Eiserner Hut 138.
 Eluviale Seifen 146.
 Embatholithisch = an mittleren Batholithteilen 19.
 Endobatholithisch = in inneren Batholithteilen 20.
 Endogene Kontakteinwirkungen 51, 230.
 en echelon = gestaffelte Verwerfungen 232.
 Entmischung im flüssigen Zustand 29.
 — von Mischkristallen = Ausscheidung einer bei höherer Temperatur im Mischkristall (s. d.) gelösten Kristallart bei Temperaturerniedrigung 1.
 Entmischungsegregate 25.
 Epibatholithisch = an oberen Batholithteilen (s. d.) 19.
 Epidotisierung 35.
 Epigesteine 224.
 Epithermal = niedrigthermal 18.
 Ergußgesteine 122—125.
 Eruptivbrekzien mit Kupfererzen 79.
 Erzfreie Formationen 118.
 Erze 3.
 Erzfälle 59.
 Erzgänge, hydrothermale 56.
 Erzinjektionen 35.
 Erzlagerstätten, Definition 3.
 Erzminerale 3.
 Erzmoränen 150.
 Essexit 34.
 Exhalationslagerstätten 122, 125.
 Exhalations-Stadium 20.
 Exhalative Borlagerstätten 126.
 Exhalativ-sedimentäre Roteisenerze 127.
 Exogene Kontakteinwirkungen 51, 230.
 Exogene Dynamik = Gesamtheit der außenbürtigen geologischen Kräfte und Vorgänge an der Erdoberfläche und in Oberflächengewässern 133.
- F**
- Fahlbänder = mit Kiesen imprägnierte Amphibolite 99.
 Fahlerzgänge 79.
 Falten 57.
 Fanglomerate 146, 155, 171.
 Fanglomerat-Seifen 146.
 Farberze 116.
 Faule Ruscheln 91.
 Fäulnisbakterien 193.
 Faulschlamm 195.
 Fazies = Summe der Umweltfaktoren, die bei sedimentären Gesteinen und Lagerstätten die Bildung verschiedener Mineralparagenesen, Ausbildungsformen und Fossilinhalte veranlassen 136.
 Fazieswechsel bei magmatischen Lagerstätten 20.
 Feldspatpegmatite 44.
 Felse als Kontaktgesteine 225.
 Fergusit 34.
 Fernausscheidungen 180.
 Finaler Vulkanismus = Bildung überwiegend basischer Ergußgesteinsdecken auf den versteiften Blöcken (Kratonen, s. d.) des Festlandes und des Untergrundes der Ozeane nach völliger Beendigung der Orogenese. Keine Erzlagerstätten damit verknüpft 14.
 Fleckenschiefer 227.
 Fluorbarytische Bleiglangzgänge 88.
 — Kobaltgänge 101.
 Flußspatgänge 119.
 Fluviale Seifen 147.
 Formen der Erzgänge 57.
 Fossile Seifen 147, 154.
 Fossiler eiserner Hut 74, 141.
 Fossilisation 208.
 Füllung der Gangspalten 59.
 Fumarolen 125.
- G**
- Gabbro 24, 33.
 — mit Nickelmagnetkies 31.
 — mit Titaneisen und Titanomagnetit 28.
 Gabbrodiorit 33.
 Galmei 142.
 Gangarten 3.
 Gangformationen 60.
 Gangfüllung 59.
 Ganginhalt 60.
 Gangkreuz 58.
 Gangletten 58, 60.
 Gangmittel 59.
 Gangnetz 58.
 Gangschiefer 60.
 Gangschwärme 58.
 Gangveredlung 60.
 Gangwandlungen 59.

- Gangzonen 58.
 Gangzüge 58.
 Garbenschiefer 226.
 Gebänderte Eisenerze 238.
 Gediegen Kupfer-Lagerstätten 80.
 — Silbergänge 99.
 Gefüge der Erzgänge 62.
 — metamorphe Gesteine 224.
 Gefügeregelung bei metamorphen Gesteinen 224.
 Gefügerelikte 224.
 Gelmagnesit 164.
 Generationen auf Erzgängen 62.
 Geoden 207.
 Geologische Thermometer 60.
 Geosynklinalen = säkular sinkende Räume in der Erdkruste, meist Meeresbecken 12.
 Germanotype Orogenese = Entstehung von Bruchfaltengebirgen und Blockgebirgen durch Blockzerbrechungen und Blockverschiebungen, aber ohne wesentliche Faltung und Überfaltung 13.
 Gesteine 3.
 Gibbsitit 162.
 Glaziale Seifen 150.
 Gleitbretter = durch Differentialbewegungen verschobene dünne parallele Gesteinslagen 232.
 Gliederung der hydrothermalen Lagerstätten 64.
 — der magmatischen Lagerstätten 18.
 — der sedimentären Lagerstätten 135.
 Glimmerpegmatite 44.
 Goldimprägnationen 67.
 Goldlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 53.
 Goldlager, Witwatersrand 154.
 Goldpegmatite 43.
 Goldquarzgänge 65.
 —, turmalinführend 47.
 Gold-Scheelitpegmatite 43.
 Goldseifen 150.
 Gold-Selen-Bleilagerstätten 68.
 Gold- und Goldsilberformationen 65.
 Goldverdrängungslagerstätten 67.
 Gondit = Manganganatquarzite 243.
 Granatpegmatite 44.
 Granit 33.
 Granitisation oder Granitisierung = völlige Verflüssigung und Wiederaufschmelzung der Gesteine in den tieferen Zonen der Metamorphose und Wiedererstarrung zu palinogenen (s. d.) Graniten oder Pseudograniten (s. d.) 14, 221.
 Granitisierte Gesteine 222.
 Granittektonik 58.
 Granodiorit 33.
 Graphit auf Kontaktlagerstätten 54.
 Graphitpegmatite 44.
 Gravitative Kristallisationsdifferenziation 23.
 Greisen 4.
 Grünsteinfazies der Ergußgesteine 123.
 Gytija 184.
- ## H
- Hämatiterze 117.
 Harzburgit 24.
 Haufwerk = bergmännischer Ausdruck für das in der Grube gewonnene nicht weiter geschiedene Roh Erz 2.
 Hauptkristallisation des Magmas 32.
 hochdispers = Kolloid-disperse Systeme, deren Teilchengröße an der Grenze der Sichtbarkeit im Ultramikroskop liegt, also kleiner als etwa 5μ sind 2.
 Hochkratone, s. Kratone 14.
 Höhlenfüllungen, deszendend 208.
 Homogen = Physikalisch und chemisch einheitlich. Bei Kristallen einheitlich orientierter Struktur-aufbau 1.
 Horizontaler Fazieswechsel 20.
 Hornblendisierung 35.
 Hornblendit 33.
 Hornfels 225.
 Hortonolith-Dunit 28.
 Hunsrückerde 168.
 Huppererde 170.
 Hüttenspat = Flußspat, der zum Verschmelzen von Erzen gebraucht wird 120.
 Hyalosiderit-Dunit 28.
 Hydrothermale Lagerstätten, allgemeines 56.
 — Verdrängung 63.
 — Zinn-Wolframformationen 105.
 Hydrothermales Stadium 20.
 Hypersthenfels 24.
 Hypoabyssisch = Tiefenbildungen 18.
 Hypobatholithisch = in den tiefsten Batholithteilen 20.
- ## I
- Ijolith 34.
 Imprägnationen, hydrothermale 63.
 Indikator (= goldanreichernde Schicht) 66.

- Initialer Magmatismus = Förderung meist basischer untermeerischer Ergußmagmen in den Geosynklinalen (s. d.) zu Beginn der Orogenese (s. d.) 12.
 — Vulkanismus, Zusammenhang mit gebänderten Eisenaspiliten 239.
 Injektionsgesteine 222.
 Injektionsgneise 41.
 Injektionsmetamorphose 221, 222.
 Inkompetente Gesteine (= solche mit verschiedenen Festigkeitsgraden und Verformungsmöglichkeiten) 229.
 Intramagmatisch = in einem Magma 19.
 Intrusionsniveau bei hydrothermalen Erzgängen 64.
 Intrusiv 19.
 Intrusive Apatit-Nephelinlagerstätten 37.
 „Intrusive Kieslager“ 38.
 Intrusive Magnetit-Apatitlagerstätten 36.
 Isochem = von gleichem Chemismus 222.
 Isogenetische Paragenesis = auf gleiche Weise entstandene Mineralvergesellschaftung auf einer Lagerstätte 9.
 Isophas = von gleichem Mineralbestand 222.
 Itabirite = Eisenquarzite 233.

J

- Jacutinga = sekundär locker gewordene Eisenquarzite 235.
 Juvenile = zum erstenmal gebildete Mineralien 10.

K

- Kadmiumgehalt von Zinkblende 86, 90, 96.
 Kalireihe 34.
 Kalkalkalireihe 33.
 Kalkbauxit 162.
 Kalksilikatfelse 226.
 Kalkspätige ged. Silbergänge 99.
 — Kobalt-Nickel-Uranerzgänge 105.
 Kalkspätig-zeolithische Silbererzgänge 100.
 Kalisyenit 34.
 Kaolinlagerstätten 160.
 Karbonspätige Bleiglanzgänge 88.
 — Silber-Kobaltgänge 102.
 Karbonspätig-quarzige Kobalt-Nickelgänge 102.

- Karsthydrographie in der Oxydationszone 78, 79.
 Katagesteine (= Gesteine der tiefsten Zone) 223.
 Kataklaste = Zerbrechung und Zermalmung der Mineralien 231.
 Katathermal = hochthermal 18.
 Keiko = kieseliges Pyritzerz in Japan 82.
 Keratophyr-Eisenerze 127.
 Kiesabbrände 73.
 Kiesformationen 71.
 Kiesige Bleiformation 87.
 Kiesimprägationen 72.
 Kieslager, metamorph 244.
 Kieslagerstätten, sedimentär 196.
 Kiesstöcke 72.
 Kimberlit 27.
 Kinetische Metamorphose 221.
 Klastische Sedimente 145.
 Klüfte 57.
 Knotenschiefer 226.
 Knottenerze 176.
 Kobaltformationen 98.
 Kobaltlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 54.
 Kobalt-Nickel-Wismutgänge 100.
 Kobaltrücken 103.
 Kodurit = manganhaltige Gneise 243.
 Kohlenaschen als metallische Rohstoffe 206.
 Kohleneisenstein 209.
 Kohlenkies 204.
 Kokardenerze 62.
 Kolloide Lösung = Kolloid-disperses System, eine innige und gleichförmige Verteilung eines dispersen Anteils (s. d.) in einem Dispersionsmittel (s. d.), dessen Teilchengröße unter der Sichtbarkeit im Mikroskop und über der Molekül-, Atom- und Iongröße liegt, also etwa zwischen 500 und 1 Millionstel Millimeter ($\mu\mu$) 1.
 — Zinnsteinlagerstätten 107.
 Kolloidgefüge in Keratophyreisen-erzen 129.
 — von jüngerem Quarz 122.
 Kolloidmineralien = natürliche Mineralien, die aus Mineralsolen (s. d.) und Mineralgelen (s. d.) entstanden sind 2.
 Kolloidnatur sedimentärer Ablagerungen 137.
 Kolloidtexturen in hydrothermalen Zinnformationen 106, 108.
 — in japanischen Schwarzerzen 82.

- Kolloidtexturen in metasomatischen Blei-Zinkerzen 95.
 — in subvulkanischen Gold-Silberformationen 69.
 — in telemagmatischen Kupfererzen 81.
 Komplexe Differentiation 23.
 Konkretionen 207.
 Kontakterze, Bildungsschema 48.
 Kontaktlagerstätten 39.
 Kontaktmetamorphose 225, 229.
 Kontaktmetamorphosierte Erzlagerstätten 229.
 Kontaktpneumatolytische Lagerstätten 39, 47.
 — Verdrängungslagerstätten 47.
 Kontaktsilikate 48.
 Konzentrat = Produkt (s. d.) 2.
 Konzentrationslagerstätten in ariden Gesteinen 171.
 Koppit auf Kontaktlagerstätten 54.
 Korund auf Kontaktlagerstätten 54.
 Korundpegmatite 43.
 Kratone = Blöcke = Schilde = die durch die Orogenese (s. d.), den synorogenen Magmatismus (s. d.) und den subsequenten Vulkanismus (s. d.) versteiften und nicht mehr alpinotyp (s. d.) faltbaren Teile der Erdkruste. Kontinentalblöcke, von sialischen (s. d.) Schmelzflüssen unterlagert, sind Hochkratone, von simischen Schmelzflüssen unterlagerte Räume sind Tiefkratone 14.
 Kreislauf des Schwefels 193.
 Kristallbaufehler = Abweichungen in der Kristallstruktur vom Bau eines Idealkristalls 1.
 Kristalline Schiefer 222, 227, Taf. 16.
 Kristallisationsdifferentiate 25.
 Kristalloblastese 224.
 Krusteneisenstein 169.
 Kryolithpegmatite 43.
 Kryptobatholithisch = oberhalb eines Batholithen (s. d.) 19.
 Kryptomagmatisch = ohne wahrnehmbaren Zusammenhang mit einem Magma 19.
 Kunzit in Pegmatiten 43.
 Kupfer-Arsengänge (Butte-Typus) 77.
 Kupfer-Arsen-Verdrängungslagerstätten (Typus Tsumeb-Mine) 78.
 Kupfererze, deszendente 213.
 — in Verwitterungslagerstätten 171.
 Kupfererzgänge, turmalinführend 47.
 Kupfererzpegmatite 42.
 Kupferformationen 71.
 Kupferkies-Quarzgänge 75.
 Kupfer-Kohlenlagerstätten 173.
 Kupfer-Konzentrationslagerstätten 173.
 Kupferlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 53.
 Kupfermergel 203.
 Kupferschiefer 200.
 Kuroko = Schwarzerze in Japan 82.
- ## L
- Labradorfels 24, 33.
 Lagerstätten 2.
 Lagerstättenkunde 3.
 Lake Superior-Erze 239.
 Lapislazuli auf Kontaktlagerstätten 54.
 Lardalit 34.
 Larvikit 34.
 Laterale Abfolge bei hydrothermalen Lagerstätten 57.
 Lateraler Fazieswechsel 20.
 Lateralsekretion 208.
 Laterit 161.
 Lateriteisenerze 169.
 Leichtflüchtige Bestandteile im Magma 17, 39.
 Leptit-Eisenerze 249.
 Lettenklüfte 58.
 Leuzitsyenit 34.
 Lherzolith 24.
 Liquide Entmischungssegregate 25.
 — Segregate 29.
 Liquidmagmatisches Stadium 20.
 Lithiumglimmerpegmatite 42.
 Lithogenesis = Gesteinsbildung, meist im Sinne der Bildung der Sedimentgesteine gebraucht 133.
 Löslichkeit bei der Verwitterung 134.
- ## M
- Magmatektonik 58.
 Magmatische Abfolge, allgemeines 10, 16.
 Magnesit (Gelmagnesit) 164.
 Magnesitlagerstätten 117.
 Magnetit-Apatitlagerstätten 36.
 Magnetit-Seifen 153.
 Magnetit-Skarnerze 250.
 Manganerzgänge 116.
 Manganhüte 169.
 Mangankarbonaterze 242.
 Manganlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 54.
 Manganquarzite 241.

Manganschiefer 241.
 Mangansilikaterze 243.
 Mangan-Skarnerze 250.
 Mangan-Wiesenerze 183.
 „Marginal deposits“ in Nickelmagnetkies-Lagerstätten 31.
 Marine Salzlagerstätten 206.
 — Seifen 147, 149.
 Martitisierung 49.
 Mechanische Metamorphose 221.
 — Sedimente 145.
 Mediterrane Sippe 34.
 Merensky-Reef 31.
 Mesogesteine (= Gesteine in mittleren Tiefen) 224.
 Mesothermal = mittelthermal 18.
 Metablastese, Definition 221.
 Metallprovinz 17.
 Metamorphe Abfolge, allgemeines 11.
 — Lagerstätten, Definition 218.
 — Mineralien 225, Taf. 14.
 — Mobilisierung von Erzlösungen 261.
 — Sulfidlagerstätten 257.
 Metamorphose, Definition 217.
 —, Faktoren 218.
 —, geologische Zuordnung 220.
 —, Wirkungen 218.
 Metasom = jüngerer verdrängendes Mineral auf Verdrängungslagerstätten 63.
 Metasomatische Blei-Zinkerzlager 94.
 — Eisenspatlager 114.
 — Flußspatlager 120.
 — Magnesite 117.
 — Schwerspatlagerstätten 121.
 Metasomatose = Verdrängung 63.
 Mirolitische Zonen (Miarolo = Steinhauerausdruck in Baveno a. Lago Maggiore für kleindrüsige Granite) 38, 40.
 Migmatische Zone (Migma = Mischung zwischen Magma und Nebengestein) 11, 221.
 Migmatite = Mischgesteine aus halb- oder ganz aufgeschmolzenen Nebengesteinen und magmatischen Schmelzen oder Lösungen, meist von granitischer Zusammensetzung 13, 221.
 Migmatitisierung 221.
 Mikroskopische Untersuchung 7.
 Mineralaggregat (aggregare = sich zusammenfinden) 2.
 Mineralgel = aus einem Mineralsol (s. d.) durch Wasserabnahme entstandenes gallertartiges kolloid-disperses System aus vielen dispersen

Mineralteilchen in wenig Wasser als Dispersionsmittel 1.
 Mineralgenetische Thermometer 60.
 Mineralische Rohstoffe, Tafel 4.
 Minerallagerstätte 2.
 Mineralsol = flüssiges kolloid-disperses System (s. d.) aus dispersen Mineralteilchen in viel Wasser als Dispersionsmittel 1.
 Mineralvergesellschaftung 2.
 Minette (= oolithisches Braunjura-Eisenerz) 187.
 Mischkristall = Mehrere Kristallarten von ähnlichem Chemismus und ähnlicher Kristallstruktur sind zu einem homogenen (s. d.) Kristall miteinander vereinigt 1.
 Missouriit 34.
 Molybdän auf ostalpinen Bleilagerstätten 94.
 Molybdänlagerstätten 46.
 —, kontaktpneumatolytisch 52.
 Molybdänpegmatite 42.
 Monazit-Seifen 153.
 Monzonit 34.

N

Natronreihe 34.
 Natronsyenit 34.
 Nebengesteinseinfluß bei Erzgängen 59.
 Nebenprodukte = bergmännischer Ausdruck für solche nutzbaren Mineralien, die neben dem als Produkt (s. d.) zu gewinnenden Hauptmineral bei der Aufbereitung ausgehalten und gewonnen werden können (z. B. Flußspat in Bleierzen) 2.
 Nephelin-Apatitlagerstätten 37.
 Nephelinsyenit 34.
 Nickelformationen 98.
 Nickelmagnetkieslagerstätten 30.
 —, Autohydratation 36.
 Nickelsilikat-Lagerstätten 164.
 Niobat-Tantalatpegmatite 42.
 Niobmineralien in Chibine, Kola 38.
 Nordmarkit 34.
 Norit 24, 33.
 — mit Nickelmagnetkies 31.
 — mit Titanomagnetit und Titaneisen 28.

O

Oberer-See-Eisenerze 239.
 Oberer-See-Kupfererze 80.

- „Offset deposits“ bei Nickelmagnetkieslagerstätten 31.
 Oko = Gelberz in Japan 82.
 Olivingabbro 24, 33.
 Olivinnorit 24, 33.
 Ölmuttergesteine 196.
 Ölrückstände als metallische Rohstoffe 206.
 Oolithische Brauneisenerze, Bildung 184, 187.
 — Eisenerze, Vorräte 191.
 — Mangannerze 192.
 Ophicalcit 226.
 Optischer Flußspat 119.
 Orogenese = Gebirgsbildung, tritt episodisch in den „orogenen Phasen“ nach Beendigung des Geosynkinalstadiums (s. d.) ein 12.
 Orthogesteine = aus Eruptivgesteinen entstandene metamorphe Gesteine 222, 226.
 Oxydationszone 138.
 Oxydations- und Zementationszone von Lagerstätten 138.
 Oxydische Eisenformationen 113.
 — Magnesiaformationen 113.
 — Manganformationen 113.
- P**
- Palasom = älteres Mineral, das auf Verdrängungslagerstätten verdrängt wird 63.
 Palimpseststruktur 232.
 Palingener Erzaufstieg 261.
 Palingenese = Wiedergeburt, Granit-entstehung durch metamorphes Einschmelzen von Schiefen und Gneis, s. auch Granitisation 221.
 Palladiumgold in Kontaktlagerstätten 53.
 Palladium in Sulfidpyroxeniten und Sulfidiallagnoriten 31.
 Paragenesis = das auf dem Bildungsvorgang beruhende Zusammenvorkommen der Mineralien auf einer Lagerstätte oder in einem Gestein 5.
 Paragesteine = aus Sedimenten entstandene Metamorphe Gesteine 222, 227.
 Parallelgänge 58.
 Pazifische Sippe 33.
 Pegmatite 40.
 Pegmatitgänge 38.
 Pegmatitisches Stadium 20.
 Pegmatitische Zonen 38.
 Pegmatitisch-pneumatolytische Lagerstätten 38.
 Peridotit 33.
 Perimagmatisch = in der Nähe eines Magmas 19.
 Persistente Paragenesen 60.
 Petrographische Provinz 17.
 „Pferdeschwanzstruktur“ der Butte-Erzgänge 77.
 Pflanzenreste, vererzt, in ariden Konzentrationslagerstätten 171.
 Phosphat-Lagerstätten 165.
 Pillow-lava = Kissenlava, Kugel- und kissenförmige Lavamassen, Zeichen submariner Lavaergüsse 239, 240.
 Pinolithmagnesite 117.
 Platin in Sulfidpyroxeniten und Sulfidiallagnoriten 31.
 Platinführende Eisenglanz-Quarzgänge 117.
 Platinlagerstätten, Autohydratation 36.
 —, kontaktpneumatolytisch 53.
 Platinmetalle in ultrabasischen Gesteinen 27.
 Platinseifen 151.
 Plutonisches Niveau 64.
 Pneumatolytische Gänge 39, 43.
 Pneumatolytisch = alter Ausdruck von R. Bunsen für magmatische Gase, heute im Sinne von überkritischen Gasen und Lösungen im Magma gebraucht 39.
 Pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätten 54.
 Pneumatolytisches Stadium 20.
 Polymetallische Lagerstätten 75.
 Polymetamorphe Gesteine 222.
 — Lagerstätten 247.
 Polymorphe Umwandlung = Umwandlung eines Kristalls im festen Zustand ohne Änderung des Chemismus und ohne Vermittlung einer Flüssigkeit in eine andere Kristallart. Sie erfolgt bei der „enantiotropen“ Umwandlung bei einer bestimmten Temperatur 1.
 Posttektonische Erzgänge 62.
 Postvulkanische Erscheinungen 125.
 Präorogen = Tiefengesteinsintrusionen vor Beginn der Orogenese (s. d.) und deshalb noch tektonisch durchbewegt 13.
 Prätektonische Erzgänge 62.
 Primäre Mineralbildungen 10.
 Probenahme 6.

Produkt = Konzentrat, bergmännischer Ausdruck für die bei der Aufbereitung gewonnenen und angereicherten nutzbaren Mineralien eines Erzes (z. B. Bleiglanz aus einem Bleierz) 2.
 Produktion von Chromit 27.
 — von Radium 105.
 — von Zinn 45.
 Propylitisierung = autohydratische Vergrünsteinung 69.
 „protore“ = Muttererz der „disseminated copper ores“ 74.
 Pseudogranite 247.
 Pseudoliquidmagmatische, -pegmatitische, -pneumatolytische, -hydrothermale Lagerstätten 247.
 Pseudomorphe (= formgetreue) Verdrängung 63.
 Pseudo-Pegmatite 41.
 — in nordrhodesischen Kupfererzen 180.
 Pulaskit 34.
 „Purple ore“ = eisenoxydische Kiesabbrände 73.
 Pyritkonkretionen, deszendente 211.
 Pyrit-Kupferkies-Imprägnationen 73.
 Pyroxenit 33.
 Pyroxenite, Platingehalt 28.

Q

Quarzdiorit 33.
 Quarzgänge 121.
 Quarzige Silber-Kobalt-Wismut-Uranerzgänge 104.
 Quarzige Urangänge 104.
 Quarzig-eisenspächtige Blei-Zinkerzgänge 89.
 Quarzig-kalkspätige Blei-Zinkerzgänge 90.
 Quarzig-kiesige Bleigänge 87.
 — — Bleiglanz-Fahlerzgänge 87.
 Quarzig-schwerspätige Blei-Zinkerzgänge 91.
 Quarzsyenit 34.
 Quecksilberlagerstätten, plutonisch III.
 —, subvulkanisch 112.

R

Radiumlagerstätten 98.
 Radiumproduktion 105.
 Raseneisenerze 182.
 Rasenläufer 207.
 Realgar-Lagerstätten III.

Realkristall = Natürlicher Kristall mit Kristallbaufehlern 1.
 Red beds 175.
 Regionalmetamorphose 220, 221.
 Reiche Mittel 59.
 Rejuvenation = Verjüngung des Ganginhaltes bei Erzgängen durch jüngere höherthermale Erzlösungen 62.
 Rekrystallisation = Umkrystallisation verformter und zerbrochener Mineralien zu größeren unverformten Individuen 232.
 Rekurrenz = Wiederholung von Mineralparagenesen auf Erzgängen 61.
 Reliktgefüge bei Erzen 232.
 Restlösungen, magmatische 38.
 Restschmelzen 38.
 Ringelerze 62.
 Roteisengänge 116.
 Rotspat = z. T. in Roteisen umgewandelter Eisenspat 114.
 „Rubio“ = Brauneisenerz in Bilbao 115.
 Ruschelzonen 58.
 — mit Bleiglanz und Zinkblende 92.
 Rutil-Seifen 153.

S

Salzlagerstätten 180, 206.
 Sapropel (= Faulschlamm) 195.
 Sattelfriffe 66.
 Saure Intrusivgesteine 32.
 Säurespat = Flußspat zur Herstellung von Flußsäure 120.
 Saussuritisierung = autometamorphe Umwandlung von Plagioklas in Zoisit (rhomb. Epidot) 35.
 Saxonit 24.
 Schalsteine 127, 128.
 Scharungsveredlung 60.
 Scheelitlagerstätten, kontaktpneumatolytisch 52.
 Schmirgel 230.
 Schriftgranit 41.
 Schwarzerze in Japan 82.
 Schwarze-Meer-Fazies 194.
 Schwebende Einschlüsse in Erzgängen 62.
 Schwefelbakterien, lagerstättliche Bedeutung 193.
 Schwefelbakterien, vererzt 197, 201, 203.
 Schwefellager, sedimentär 205.
 Schwefellagerstätten 125.

- Schwerflüchtige Bestandteile im Mag-
ma 17.
- Schwerspätige Kobalterzgänge 103.
— Kobalt-Nickelerzgänge 101.
- Schwerspatgänge 120.
- Schwerspatkonkretionen 212.
- Schwerspatlager, sedimentär 205.
- Sedimentäre Abfolge 10, 131.
— Gesteine und Lagerstätten 131.
— Lagerstätten, Gliederung 135.
- Sedimentation = Wiederabsatz und
Wiederausfällung von Mineralien
und Gesteinen an der Erdober-
fläche und in Oberflächengewäs-
sern 132.
- See-Erze 183.
- Seifen 145.
- Seifenminerale 145.
- Seitentrümer 58.
- Seitlicher Fazieswechsel 20.
- Sekundäre Quarzite 75.
— Teufenzonen 139.
- Selenerze in subvulkanischen Gold-
Silberlagerstätten 70.
- Selenerzgänge 113.
- Senfgold 142.
- Septarien 207.
- Serpentin 35.
—, Platingehalt 28.
- Serpentinasbest 35.
- Serpentinmarmor 226.
- Shonkinit 34.
- Sialische Magmen = Aluminium- (und
alkali-)reiche Silikatmagmen (Si
+ Al), gleichbedeutend mit sauren
Magmen 12.
- Siallite = Tonerdesilikatgesteine 160.
- Silber-Blei-Zink-Formationen 85.
- Silber-Blei-Zinklagerstätten, kontakt-
pneumatolytisch 54.
- Silbererzgänge 99.
- Silberformationen 98.
- Silbergehalt von Bleiglanz 86.
- Silber-Konzentrationslagerstätten 175.
- Silberlagerstätten 71.
- Silberreiche Bleiglanz-Quarzgänge 88.
— Blei-Zink-Verdrängungslager-
stätten 92.
- Silikatbauxit 161.
- Simische Magmen = Magnesium- (und
eisen-)reiche Silikatmagmen (Si +
Mg), gleichbedeutend mit basi-
schen Magmen 12.
- Skarn (schwedisch) = harte und zähe
Kalksilikate mit Erzen auf Kon-
taktlagerstätten und ähnlich zu-
sammengesetzten metamorpho-
sierten Lagerstätten 49, 249, 251,
253.
- Skarnerze = Erzlagerstätten mit
Kalk- und Magnesiumsilikaten 249,
250ff.
- Solfataren 125.
- Solfatarische Schwefellagerstätten 125.
- Spalten 58.
- Spaltenbildung 57.
- Spaltengänge 58.
- Spateisensteingänge 114.
- Sphärosiderite 207, 210.
- Spodumenpegmatite 42.
- Sprünge 58.
- Spurenelemente = Mehr oder weniger
seltene Elemente, die in Mengen
von i. allg. unter 0,01% sich in
Kristallen anderer Zusammen-
setzung in Mischkristallform oder
als Einschlüsse vorfinden 1.
— in Eruptivgesteinen 32.
- Statische Metamorphose 220.
- Stinkspat = durch radioaktive Ein-
wirkung schwarzviolett gefärbter
Flußspat mit freiem Fluor 104, 120.
- Stockwerke in Tiefengesteinskörpern
19.
— in Zinnlagerstätten 44.
- Stofflicher Inhalt der Erzgänge 59.
- Stoffzufuhr und Stoffabfuhr bei der
Metamorphose 221.
- Störungen 58.
- Strontianitgänge, deszendiert 213.
- Struktur 62.
- Subsequenter Vulkanismus = Bildung
überwiegend saurer Ergußgesteine
am Schluß der Orogenese (s. d.).
Damit sind verknüpft die subvul-
kanischen Erzlagerstätten (s. d.) 14.
- Subvulkanische epidotische Kupfer-
erze 84.
— Gold- und Gold-Silberlagerstätten
68.
— Kieslagerstätten 81.
— Kupfer-Arsenformationen 82.
— Quecksilberlagerstätten 112.
— Silber-Zinnlagerstätten 108.
— Tiefkupferglanz- und Kupferlager-
stätten 85.
— Wurtzit-Teallitgänge 109.
— zeolithische Kupfererze 84.
— Zinnlagerstätten 107.
- Subvulkanisches Niveau 64.
- Sukzession = Übereinanderfolge von
Mineralien auf Erzgängen 61.
- Sulfidabscheidung durch Bakterien
194.

- Sulfidiallagnorite mit Platin 31.
 Sulfidpyroxenite mit Platin 31.
 Sulfid-Skarnerze 253.
 Sulfostannate in hydrothermalen
 Zinnlagerstätten 106.
 Sulfostannatlagerstätten 107.
 Sumpferze 182.
 Synorogener Magmatismus = Förde-
 rung intrusiver (s. d.) saurer Mag-
 men gleichzeitig mit der Auffal-
 tung und Gebirgsbildung (= Oro-
 genese, s. d.) 12.
 Syntektonische Erzgänge 62.

T

- Talkschiefer 35.
 Taube Mittel 59.
 Tektonik der Erzgänge 57.
 Telemagmatisch = fernmagmatisch
 19.
 Telemagmatische Kupferlagerstätten
 81.
 „Telescoping“ = Übereinanderfolge
 mehrerer Paragenesen in einem
 Erzgang, die nach Art der Röhren
 eines Fernrohrs ineinanderstecken
 68.
 Tellurerze in subvulkanischen Gold-
 Silberlagerstätten 70.
 Temporale Abfolge bei hydrother-
 malen Lagerstätten 57.
 terra rossa = Roterde 170.
 Terrestrische Salze 180.
 Teufenunterschiede auf hydrother-
 malen Lagerstätten 57.
 —, primäre 20.
 Teufenzonen-Provinzen 140.
 Textur 62.
 Theralith 34.
 Thermische Kontaktgesteine 222, 225,
 Tafel 15.
 — Kontaktmetamorphose 220.
 Tiefenstufen bei der Metamorphose
 222.
 Tiefkratone, s. Kratone 14.
 Titaneisen-Lagerstätten 28.
 Titaneisen-Seifen 153.
 Titanomagnetit-Lagerstätten 28.
 Titanomagnetitlagerstätten, autohy-
 dratisiert 36.
 Toneisenstein 210.
 Tonerdesilikatlagerstätten 160.
 Tonerdesilikatpegmatite 43.
 Tonlagerstätten 160.
 Topomineralisch = solche lagerstät-
 tenbildende Vorgänge, die durch
 Schneiderhöhn, Erzlagerstätten.

das Nebengestein wesentlich be-
 einflußt oder bedingt sind, und
 ortsgebundene Mineralparagenesen
 liefern 9, 21.

- Topomineralische Beeinflussung bei
 Kobalt-Silberlagerstätten 99, 102.
 — Kupferlagerstätten 55.
 — Reaktionslagerstätten 21, 39.
 Torferze 209.
 Tracht von Zinnstein auf verschie-
 denen Formationen 106.
 Trondhjemit 33.
 Trümmerlagerstätten 145, 156.
 Türkis-Lagerstätten 165.
 Turmalinführende Erzgänge 46.
 Typomorphe Mineralien = solche, die
 für ein bestimmtes Druck-Tempe-
 ratur-Gebiet kennzeichnend sind
 60, 225.

U

- Übergangslagerstätte 9, 21.
 Überschiebungen 58.
 Übersichtsgliederung der magma-
 tischen Lagerstätten 22.
 Ultrabasische Gesteine, Platingehalt
 27.
 — Tiefengesteine 24.
 Umkristallisationsmetamorphose 220.
 Umwandlung des Nebengesteins von
 Erzgängen 62.
 Uralitisierung = autometamorphe
 Umwandlung von Augit in paral-
 lelorientierte Hornblende 35.
 Uranerzgänge 103.
 Uranformationen 98.
 Uranmineralien der Oxydationszone
 104.
 Uran-Radium-Konzentrationslager-
 stätten 175.
 Urtit 34.

V

- Vanadiumerze in Verwitterungslager-
 stätten 171.
 Vanadiumgehalte von Titaneisenerzen
 29.
 Vanadium-Konzentrationslagerstät-
 ten 175.
 Vegetationslose Zeiten, Einfluß auf
 Erzbildung 236.
 — —, Eisenerzbildung 187.
 „Vena“ = weiches rotes Eisenhy-
 droxyd in Bilbao 115.
 Verbreitung der Mineralien auf Erz-
 gängen 61.

Verdrängungslagerstätten, hydrothermale 63.
 — mit Blei-Zinkerzen 92.
 Verdrängungsreste auf Verdrängungslagerstätten 64.
 Vererzte Ruschelzonen 59.
 Vererztes Gold = Gold in Pyrit 69.
 Verformung metamorpher Gesteine 224.
 Verkieselungen 121.
 Verquarzungen 121.
 Vertikaler Fazieswechsel 20.
 Verwerfungen 58.
 Verwitterung 131.
 — von Eisenmineralien 165.
 — von Manganmineralien 167.
 Verwitterungseisenerze 168.
 Verwitterungslagerstätten 159.
 Vitriolschiefer 197.
 Vivianit, deszendiert 212.
 Vorräte auf einer Lagerstätte 9.
 Vulkanische Exhalationen 125.

W

Wachstumsdruck in Erzgängen 59.
 Wachstumsgefüge metamorpher Gesteine 224.
 Walkenerde 163.
 Wasserkissen in Torfmooren 209.
 Wasserwalzen bei der Seifenbildung 148.
 Websterit 24.
 Wehrlit 24.

Weilburgit 128.
 Weißeisenerz 209.
 Wiesenerze 182.
 Wismuterze auf Kobalt-Nickelerzgängen 101.
 Wismutformationen 98, 105.
 Wismutgänge 106.
 —, turmalinführend 47.
 Witheritgänge 121.
 Wolframgänge, hydrothermal 107.
 Wolframlagerstätten 45.
 Wolframpegmatite 42.
 Wurtzit in hydrothermalen Zinn-
 gängen 107, 109.

Z

Zementationszone 139, 144.
 Zeolithisch-chloritische Kupfererze 80.
 Zersatz 132.
 Zink-Blei-Silberformationen 85.
 Zinnerlagerstätten 44.
 Zinnformationen, hydrothermal 105.
 Zinnpegmatite 42.
 Zinnproduktion 45.
 Zinn-Silber-Formationen 105.
 Zinnstein als Produkt der Oxydationszone 109.
 — in Kontaktlagerstätten 51.
 Zinnsteinseifen 152.
 Zirkoniat-Titanat-Pegmatite 42.
 Zirkon-Seifen 153.
 Zusammengesetzte Gänge 58.
 Zwitter 44.

Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde

Von

Dr. Hans Schneiderhöhn

ord. Professor der Mineralogie, Gesteinskunde u. Lagerstättenkunde an d. Universität Freiburg i. Br.

Erster Band:

Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge

Mit 264 Abbildungen und Karten im Text und auf Tafeln

XXIV, 858 S. gr. 8° 1941 RM 48.—, geb. 52.—

Inhalt: Einleitung: 1. Erzlagerstätten als auffälligste Beispiele der Ungleichmäßigkeit der Erdkrinde. 2. Erzlagerstätten, Minerallagerstätten und Gesteine. 3. Gesetzmäßiges Zusammenvorkommen von Mineralien und Elementen auf den Minerallagerstätten. 4./5. Aufgaben und gegenwärtiger Stand der Lagerstättenkunde. 6. Verhältnis der wissenschaftlichen Lagerstättenkunde zur bergtechnischen und bergwirtschaftlichen Betrachtungsweise der Lagerstätten. 7. Bildliche Darstellung der Form und des Inhalts der Erzlagerstätten. 8. Systematik der Minerallagerstätten. / I. Die Bildung der magmatischen Lagerstätten. / II. Die Einzellagerstätten der magmatischen Abfolge. Hauptgruppe 1: Intrusivgesteine und liquidmagmatische Lagerstätten. Liquidmagmatisch-pneumatolytische Uebergangslagerstätten. Hauptgruppe 2: Pneumatolytische Lagerstätten. Pneumatolytisch-hydrothermale Uebergangslagerstätten. Hauptgruppe 3: Hydrothermale Lagerstätten. (Allgemeines. Tektonik und Formen der Erzgänge. Vorgang der Spaltenfüllung. Stofflicher Inhalt der Erzgänge. Gefüge. Hydrothermale Mineralbildung. Verdrängungslagerstätten und Imprägnationen. Beschaffenheit und Herkunft der hydrothermalen Lösungen. Systematik. Hydrothermale Gold- und Gold-Silber-Formationen. Kies- und Kupferformationen. Blei-Silber-Zink-Formationen. Die Kobalt-Nickel-Wismut-Silber-Uran-Formationen. Zinn-Silber-Wolfram-Wismut-Formationen. Antimon-Quecksilber-Arsen-Selen-Formationen. Oxydische Eisen-Mangan-Magnesia-Formationen. Erzfreie Formationen.) Hauptgruppe 4: Exhalationslagerstätten. / Verzeichnis des Schrifttums. Ortsverzeichnis, nach Bergbauländern und Metallen geordnet. Sach-, Orts- und Namenverzeichnis.

Mit diesem Lehrbuch hat der Verfasser einen überaus großen Wissensstoff aus den verschiedensten Wissensgebieten, von denen jedes allein schon die Kräfte des Einzelforschers genügend in Anspruch nimmt, in vorbildlicher Weise bewältigt. Nicht nur als Hochschullehrer, sondern auch durch seine stete Verbindung mit der Praxis des Bergbaues war er für diese gewaltige Arbeit besonders berufen. Die Lehre von Erich Kaiser, daß nur die Untrennbarkeit mineralogischer und geologischer Forschungen und Verfahrensweisen zur wahren Erkenntnis der Gesteine und Lagerstätten führt, bildet die Grundlage dieses Werkes: bei jedem Untersuchungsverfahren und bei jeder Betrachtungsweise erwies sich das Prinzip der Aufspaltung der Lagerstätte in die kleinsten isogenetischen Einheiten, die Festlegung ihrer Erscheinungsformen als Normen und dann zuletzt der synthetische Zusammenbau immer wieder als das richtige Verfahren zur Ordnung der unendlichen Mannigfaltigkeit der Erscheinungen.

Dem vorliegenden ersten Band werden noch drei weitere folgen: „Die Lagerstätten der sedimentären und metamorphen Abfolge.“ „Die Metallepochen und Metallprovinzen der Erde.“ „Die Geochemie der Metallagerstätten.“

Geologen und Mineralogen, Berg- und Hüttenleute und auch die chemische Industrie werden dieses in seiner Art erstmalige Werk mit großer Freude begrüßen.

Aus der Fülle der Besprechungen:

Gerlands Beiträge zur angewandten Geophysik. Bd. 9, Heft 3/4, 1942: . . . Als eine reife Frucht der wissenschaftlich und praktisch gleichermaßen bedeutenden Entwicklung liegt nunmehr der 1. Band des Lehrbuches der Erzlagerstättenkunde vor, welcher die Lagerstätten der magmatischen Abfolge behandelt. In Aussicht genommen sind ein 2. Band über die Lagerstätten der sedimentären und metamorphen Abfolge, ferner weitere Bände über die Metallepochen und die Metallprovinzen der Erde sowie über die Geochemie der Metallagerstätten. . . . Der wissenschaftlich auf höchster Stufe stehende Inhalt, die hervorragende Ausstattung und ein in jeder Hinsicht mustergültiges, ausführliches Register machen das Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde von Schneiderhöhn zu einem Standardwerk für den Lagerstättengeologen und -geophysiker.

R. von Zwerger

Der Bergbau vereinigt mit Kohle und Erz. Nr. 14, 1941: . . . Das hervorragende, gediegene Standard- und zuverlässige Nachschlagwerk wird sich über den Kreis der Lehrenden und Lernenden hinaus viele Freunde gewinnen.

Nierhaus

VDI-Zeitschrift. Bd. 86, Nr. 41/42 vom 17. Okt. 1942: . . . Starker Wert wurde auf die Bebilderung und auf die Karten gelegt; größere Bilder sind als herausklappbare Einschalttafeln angeordnet. Die zahlreichen, sehr übersichtlichen Bilder und Karten wurden vom Verfasser selbst entworfen. Einer besonderen Empfehlung bedarf dieses Standardwerk nicht.

F. Prockat VDI

Aus der Heimat. Heft 9, 1941: . . . Dem Verfasser danken wir herzlich für diese gewaltige Arbeitsleistung. Seine Grundhaltung gibt das Zitat wieder: „Für das Schaffen des wahren Naturforschers gibt es nur diesen Maßstab: Ehrlichkeit gegenüber seiner Aufgabe, Treue gegen sich selbst und gegen sein Volk, dem er sein Bestes geben wird.“

Georg Wagner

Die Naturwissenschaften. Heft 42/43, 1941: . . . Aus dem Gesagten geht schon hervor, daß das Schneiderhöhnsche Werk weit mehr ist, als ein einfaches Lehrbuch, da es als erstes zusammenfassendes Werk deutscher Sprache, die Lagerstättenforschung auf eine exakte moderne Basis im Rahmen allgemein petrographischer Erkenntnisse stellte. Der Fülle der im Werk enthaltenen Anregungen, die auch stoffmäßig ungeheure Arbeitsleistung und nicht zuletzt die vorzügliche Ausstattung mit Bildern, Profilen und Diagrammen erfordern den uneingeschränkten Dank der Leser.

S. von Bubnoff, Greifswald

Metall und Erz. Heft 8, 1942: . . . Das umfangreiche Werk ist für jeden Erzbergmann als neuzeitliches Lehr- und Handbuch außerordentlich wertvoll und wird auch den Hüttenmann zumindest als begrüßenswertes Sammelwerk der oft entlegenen und weitverstreuten Fachliteratur lebhaft interessieren. Dem Buch ist daher größte Verbreitung zu wünschen.

Buschendorf

Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Bd. 53, Heft 6, 1942: . . . Das Buch ist fleißig gearbeitet; Sprache, Gliederung, Stoffgestaltung und Ausstattung des Werkes sind vorbildlich. Auf die reiche und gute Bebilderung sei besonders hingewiesen.

Scheumann

Chemie der Erde. Heft 1, 1941: . . . So wird dieses umfassende Werk das Standardwerk der Erzlagerstättenkunde bilden, und zwar nicht allein für das deutsche Sprachgebiet, denn auch im Ausland fehlen so großangelegte neuere Werke. Wir können stolz darauf sein, daß der erste Band in diesem Umfang und in dieser Ausstattung mitten im Kriege erscheinen konnte.

Correns

Aluminium. Oktober 1941: . . . Neben der Arbeit des Verfassers gebührt dem Verlag volle Anerkennung für die hervorragende Ausstattung des Buches, besonders hinsichtlich der ausgezeichneten Wiedergabe der zahlreichen Abbildungen und der bequemen Anordnung größerer Abbildungen als Einschalttafeln.

H. Moritz

VERLAG VON GUSTAV FISCHER IN JENA