

Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten und der geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika.

Erster Beitrag: Allgemeiner Überblick über das Otavibergland.

Zweiter Beitrag: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von
Tsumeb.

Dritter Beitrag: Die Karsterscheinungen im Otavibergland.

Von

Hans Schneiderhöhn.

Mit 16 Zeichnungen im Text, 12 Tafeln und 1 geologischen Karte.

Frankfurt a. Main.

1920.

Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten und der geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika.

I.

Von
Hans Schneiderhöhn.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	224
Danksagung	225
Erster Beitrag: Allgemeiner Überblick über das Otavibergland.	
I. Geographische Übersicht	225
1. Lage, Grenzen und Ausdehnung	225
2. Morphologische Beschaffenheit und Höhenlage	227
3. Klima und Vegetation	227
4. Ursprüngliche Bewohner	228
5. Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte	228
II. Geologische Grundzüge	229
1. Stratigraphisch-petrographischer Überblick	229
2. Tektonik	231
3. Hydrographie und Karsterscheinungen	232
III. Die Erzlagerstätten	233
IV. Entwicklungsgeschichte des Bergbaus	234
1. Erste Nachrichten über die Lagerstätten und Ausbeutung durch die Eingeborenen	234
2. Bildung und Entwicklungsgeschichte der Bergwerksgesellschaften	234
V. Frühere Arbeiten und Kartenmaterial	236
VI. Literaturverzeichnis	236
Zweiter Beitrag: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Tsumeb.	
Einleitung	238
Topographische Aufnahmen	238
Geologische Feldaufnahmen	239
I. Geographische Übersicht des kartierten Gebietes	240
II. Stratigraphische Verhältnisse	242
A. Otaviformation	242
a) Das Verhältnis der Otaviformation zur Primärformation und die Unterscheidungsmerkmale beider	242
1. Lagerungsformen	242
2. Gesteinsstruktur	242
3. Mineralbestand	242
b) Die im Bereich der Karte auftretenden Gesteinsglieder der Otaviformation	243
1. Allgemeiner Überblick und Gliederung	243
2. Die klotzigen Dolomite (odk ₁ und odk ₂)	244
a) Äußere Erscheinungsformen und Verkarstungserscheinungen	244
b) Petrographie	244
c) Verkieselungserscheinungen und verkieselte Einlagerungen	246

3. Die Plattenkalke (ckp)	247
a) Äußere Erscheinungsformen	247
b) Petrographie	247
c) Verkieselungserscheinungen	247
4. Die geschichteten Kalke und Dolomite (cdg ₁ und cdg ₂)	247
A. Untere Gruppe: Hellgraue geschichtete Dolomite mit hellen Hornsteinbändern und gefalteten Einlagerungen (cdg ₁)	248
a) Äußere Erscheinungsformen	248
b) Petrographie	248
Dolomit	248
Hornsteinbänder	249
Gefaltete Einlagerungen	250
B. Obere Gruppe: Schwarze Dolomite und Stinkkalke mit schwarzen Hornsteinbändern und Oolitheinlagerungen (cdg ₂)	251
a) Äußere Erscheinungsformen	251
b) Petrographie	252
Dolomit	252
Stinkkalk	252
Primäre Wechsellagerung von Dolomit und Kalk, z. T. mit Oolithen und Fossilresten	253
Hornsteinbänder und -linsen mit Oolithen und Fossilresten	254
Oolithbänke	254
5. Mikroskopische Untersuchung der in den Otavigesteinen auftretenden organischen Überreste	255
c) Formationstabellen	256
d) Die chemische Zusammensetzung der Kalke und Dolomite der Otaviformation	256
e) Die Faziesverhältnisse und Bildungsumstände der Gesteine der Otaviformation in der Umgegend von Tsumeb	259
1. Die völlige Konkordanz und gleichbleibende Mächtigkeit aller auftretenden Gesteinsglieder	260
2. Das ausschließliche Vorhandensein karbonatischer Sedimente	260
3. Die Bildungsverhältnisse karbonatischer Sedimente, insbesondere des Dolomits, im allgemeinen	260
4. Die petrographische Fazies der Kalke und Dolomite der Umgegend von Tsumeb und die sich hieraus ergebenden Bildungsbedingungen	261
5. Die Entstehung der Hornsteinbänder	262
6. Die Entstehung der Oolitheinlagerungen	263
7. Die Entstehung der gefalteten Einlagerungen in den unteren geschichteten Dolomiten	263
8. Die abnorme Mächtigkeit der Gesteine der Otaviformation	264
f) Die Beziehungen der bei Tsumeb auftretenden Gesteine zur übrigen Otaviformation	265
g) Die Verkieselungserscheinungen der Kalke und Dolomite der Umgegend von Tsumeb	265
h) Das geologische Alter der Otaviformation und die Parallelisierungsversuche mit anderen südafrikanischen Formationen	266
B. Aplitisches und Mikrogranitische Intrusivgesteine	267
a) Vorkommen und Gliederung	267
b) Der Aplitstock der Tsumeb-Mine	268
1. Äußere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse	268
2. Petrographie	269
3. Gänge von Olivin-Kersantit und Glimmer-Kersantit	269
c) Der Aplitstock von Tsumeb-West	269
1. Äußere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse	269
2. Petrographie	270
d) Das konkordant in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten eingelagerte Mikrogranit-Intrusivlager	270
1. Verbreitung, äußere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse	270
2. Petrographie	271
3. Quarzmassen innerhalb des Mikrogranitlagers	272
e) Die Beziehungen der verschiedenen Eruptivvorkommen zueinander	273

f) Der Zusammenhang der aplitischen und mikrogranitischen Eruptivgesteine bei Tsumeb mit den Graniten am Ostrand des Otaviberglandes	273
g) Die weiteren geologischen Schicksale der Eruptivgesteine	274
h) Die Beziehungen der Eruptivgesteine zur Erzführung	274
C. Oberflächenbildungen	275
a) Gliederung der Oberflächenbildungen	275
b) Roter Flugsand	276
1. Verbreitung und äußere Erscheinungsform	276
2. Oberflächenform der Sandflächen	276
3. Auflagerungsfläche des Sandes auf dem alten Gebirge und Mächtigkeit der Sandbedeckung	277
4. Korngröße und Zusammensetzung	278
5. Die Natur der roten Sande	280
6. Die Zeit der Ablagerung der roten Flugsande und die Anzeichen für einen Klimawechsel seit jener Zeit	281
c) Die jüngeren Oberflächenbildungen: Vleyboden und Oberflächenkalk	281
1. Der Begriff „Vley“ und die Verbreitung des Vleybodens	282
2. Die mineralogische Zusammensetzung des Vleybodens	283
3. Die Entstehung des Vleybodens	284
4. Der Oberflächenkalk, seine Verbreitung und äußere Erscheinungsart	284
5. Die petrographische Beschaffenheit des Oberflächenkalkes	285
6. Fossilführung des Oberflächenkalkes	286
7. Die Entstehung des Oberflächenkalkes	286
d) Mechanische Zerfallsprodukte und chemische Verwitterungsprodukte älterer Gesteine	287
1. Schuttströme und Schuttkegel	287
2. Humose Bodenkrume auf vegetationsbedeckten Bergen	287
3. Chemische Rückstandsböden im Bereich der Karbonatgesteine der Otavifformation	288
e) Vergleich mit den Oberflächenbildungen an anderen Stellen Südafrikas	288
III. Gebirgsbau und Tektonik	288
A. Strukturelle Grundzüge des Otaviberglandes	288
B. Die Auffaltung der Otavischichten und der Gebirgsbau in der Umgebung von Tsumeb	289
C. Überschiebungsartige Dislokationen	290

Dritter Beitrag: Die Karsterscheinungen im Otavibergland.

Einleitung	292
Literaturverzeichnis	292
I. Die Vorbedingungen der Verkarstung des Otaviberglands und der Besonderheiten gegenüber anderen Karstgebieten	293
1. Karstbildende Faktoren	293
2. Besonderheiten	293
3. Vegetationsbedeckung: Kahler und bestockter Karst	293
4. Bedeckung mit jüngeren Oberflächenbildungen: nackter und verhüllter Karst	293
5. Seichter und tiefer Karst	294
6. Arides Klima	294
7. Stadium des Lösungszyklus im Otavibergland	295
II. Die Erscheinungsformen der Verkarstung im Otavibergland	295
A. Kleinformen	295
1. Subaerische Zerschattungsformen im Gebiet des nackten Karst	295
a) Kleinformen der Zerschattung im klotzigen Dolomit	295
b) Kleinformen der Zerschattung im Plattenkalk	297
c) Kleinformen der Zerschattung in den geschichteten Dolomiten und Kalken	298
d) Zusammenfassung und Vergleich mit anderen Karstgebieten	299
2. Subterrane Auflösungsformen der vom Sand bedeckten Dolomite und Kalke im Bereich des verhüllten Karst	300
a) Die Unterfläche der Sandbedeckung	300
b) Erzführende sanderfüllte Schlotten	300
c) Zusammenfassung	302

B. Großformen	302
1. Spalten, Schlote und Naturschächte	302
2. Lösungsspalten an den Grenzen der Karbonatgesteine gegen vererzte Gesteine und die Besonderheiten der Oxydationszone in verkarstungsfähigen Gesteinen	303
3. Tiefhinabreichende Spalten, welche mit Höhlensystemen in Verbindung stehen	306
4. Höhlen	307
5. Trockene Dolinen	308
6. Dolinenseen	308
Erstes Stadium	309
Zweites Stadium	309
Drittes Stadium	310
Viertes Stadium	311
Letztes Stadium	311
Die Etoschapfanne eine Karstform?	312
7. Sonstige Anzeichen von Dolinen im Otavibergland	313
8. Größere oberirdische Karsthohlformen	314
9. Unterirdische Karstgerinne	314
10. Das Fehlen oberirdischer Entwässerung im Otavibergland	315
11. Die Wasserbilanz im Otavibergland	316
III. Zusammenfassende Betrachtung einiger Karsterscheinungen und Karstprobleme im Otavibergland	316
Tafel-Erklärung	319

Einleitung.

Die wertvollsten Erzlagerstätten des vormalig deutschen Kolonialbesitzes sind die Kupfer-, Blei- und Zinkerze des Otaviberglandes im Norden von Deutsch-Südwestafrika. Nur einige kleinere Spezialarbeiten, die sich auf Handstücks-Untersuchungen beziehen, sind bis jetzt über diese großen und wissenschaftlich hochinteressanten Lagerstätten veröffentlicht worden. Es war mir vergönnt, zunächst von April bis Juni 1914 die Hauptlagerstätten an Ort und Stelle zu studieren. Nach Beendigung des Feldzuges in Südwest war ich wegen des europäischen Krieges dort noch festgehalten und war als Geologe bei der Bergwerksdirektion Tsumeb der Otavi-Minen- und Eisenbahngesellschaft von August 1915 bis Februar 1919 angestellt. Als solcher hatte ich reichlich Gelegenheit, die geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes und die Erscheinungsformen sämtlicher dortiger Minen und Erzfundpunkte genau und in Muße zu untersuchen. Auch konnte ich die Bearbeitung eines Teiles meiner reichlichen Sammlungen sofort an Ort und Stelle, mit Hilfe guter Instrumente und Mikroskope, eines wohleingerichteten chemischen Laboratoriums und reichhaltiger Literatur ausführen.

Einen Teil der mineralogischen Ausbeute aus den Lagerstätten veröffentliche ich fortlaufend in kurzen Mitteilungen unter dem Titel: „Mineralogische Beobachtungen in den Kupfer-, Blei-, Zink- und Vanadium-Lagerstätten des Otaviberglandes, Südwestafrika“, in der „Senckenbergiana“.

An dieser Stelle möchte ich die geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes und die Lagerstätten selbst in einer Anzahl ausführlicher Monographien behandeln, deren erste, zweite und dritte ich hiermit vorlege.

Die von mir angelegten Sammlungen von Gesteinen, Lagerstättenstufen und Mineralien aus dem Otavibergland fallen zum Teil dem Senckenbergischen Museum anheim.

Danksagung.

Die erste Anregung zu meinen Arbeiten in Südwest verdanke ich 1913 Herrn Bezirksgeologen a. D. Dr. H. Lotz, Direktor der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika und der Deutschen Diamantengesellschaft. In entgegenkommendster Weise gewährte mir die Berliner Direktion der Otavi-Minen- und Eisenbahn-Gesellschaft Reiseunterstützung und Vergünstigungen während meines Aufenthaltes in Afrika. Der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zu Frankfurt a. M. und der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika verdanke ich einen weiteren erheblichen Reisezuschuß.

Meine Arbeiten in Südwestafrika selbst wurden aufs Kräftigste gefördert durch den Bergwerksdirektor in Tsumeb, Herrn Bergassessor a. D. W. Thometzek. Ihm gebührt in erster Linie mein herzlichster Dank, ohne sein hohes Interesse und die stete Unterstützung, die er mir angedeihen ließ, hätte ich meine Arbeiten nach Beendigung des Kriegszustandes in Südwest in dem Umfange nicht fortsetzen und beenden können. Auch den übrigen Beamten der Tsumebmine, insbesondere den beiden Betriebsführern der Mine, Herrn E. Beyer (†1916) und Herrn C. Lang, sowie Herrn Landmesser W. Volkmann gebührt herzlicher Dank.

Endlich gedenke ich mit Dankbarkeit den Fachgenossen, denen ich mein Arbeitsgebiet zeigen durfte. Es waren dies 1914 mein lieber, leider während des Krieges verstorbener Freund, Prof. Dr. Hans von Staff, dann 1916 mein lieber Freund Dr. E. Reuning und 1918 mein verehrter früherer Lehrer, Herr Prof. Dr. E. Kaiser. Dem Gedankenaustausch mit ihnen, ebenso wie mit Herrn Prof. Dr. F. Jäger, habe ich manche wertvolle Erkenntnis zu danken. Die Drucklegung dieser Arbeit wurde ermöglicht durch Zuwendungen seitens der Otavi-Minen- und Eisenbahngesellschaft in Berlin und der Metallbank und Metallurgischen Gesellschaft in Frankfurt a. M., wofür ich auch an dieser Stelle ergebensten Dank sage.

Die Klischees zu den Textfiguren 1, 2, 11 und 13 stammen aus meiner Arbeit in „Metall und Erz“ 1920 und wurden von dem Verlag W. Knapp in Halle in dankenswerter Weise zum Abdruck zur Verfügung gestellt.

Erster Beitrag:

Allgemeiner Überblick über das Otavibergland.

I. Geographische Übersicht.

1. Lage, Grenzen und Ausdehnung¹⁾.

Das Otavibergland ist der nordöstlichste Gebirgsstock Südwestafrikas (Textfig. 1). Es wird von folgenden Längen- bzw. Breitengraden eingeschlossen:

Im Westen: 17 Grad 12 Minuten östl. Länge	Im Süden: 19 Grad 46 Minuten südl. Breite
Im Osten: 18 „ 10 „ „ „	Im Norden: 19 „ 10 „ „ „

¹⁾ Die Grenzen des Otaviberglandes, seine einzelnen Landschaften und die Namensgebung wurden in Übereinstimmung mit Herrn Prof. Dr. F. Jäger festgelegt, der eine ausführliche geographische Darstellung des Otaviberglandes veröffentlichen wird (s. Lit. 38). Aus diesem Grunde habe ich auch in diesem allgemeinen Abschnitt mich nur auf das Notwendigste beschränkt. Manche Angaben des folgenden Abschnittes verdanke ich Herrn Professor Dr. F. Jäger.

Als Grenzorte sind etwa folgende zu nennen: (siehe Kartenskizze 1 : 400 000, Textfig. 2). Von Nordwesten angefangen über Norden, Nordosten: Hoaispfanne—Otjikotsee—Farm Heidelberg (13 km nördl. Tsumeb)—Abenab—Khusib—Grootfontein—Uitkomst—Urupupa—Rietfontein—Eisenberg—Elefantenberg—Hagestolz—Goabpforte—Sissekab.

Nach Norden, Osten und Süden ist die Grenze scharf, während das Gebirgsland nach Westen sich in die Höhenzüge von Outjo—Franzfontein fortsetzt. Im Süden ist ihm ein Hügel-

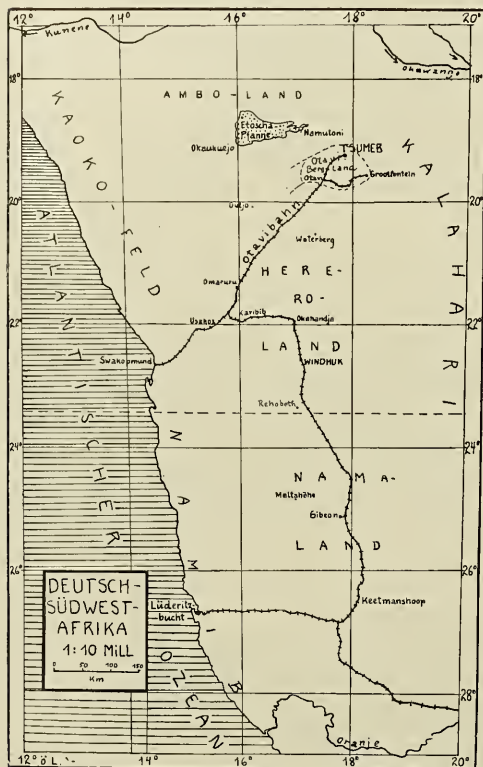


Fig. 1.

Allgemeine Lage des Otaviberglandes.

in die Flächen und Inselberglandschaften des Herero-Landes übergeht. Nördlich der letzten Ausläufer des Otaviberglandes breitet sich eine unermessliche Buschsteppe aus, in der die große Salzpflanze der Etoscha liegt und die nördlich der Etoschapflanze in den Grassteppen und Savannen des Ambo-Landes ihre Fortsetzung findet. Diese Buschsteppe sowohl wie das Amboland selbst sind geographisch nur als Teil jenes ungeheuren Steppen- und Flächengebietes Südafrikas aufzufassen, das mit dem gemeinsamen Namen Kalahari bezeichnet wird. Zur Kalahari gehört dann auch schon das dem Otavibergland östlich, südöstlich und nordöstlich vorgelagerte Gebiet, das hier zunächst als Grootfonteiner Fläche, weiterhin als Sandfeld oder Omaheke, noch weiter nach Osten gegen das Betschuana-Protektorat hin als Kaukaufeld bezeichnet wird. Es ist somit im Ganzen betrachtet das Otavibergland ein vorgeschobener Gebirgsposten der westafrikanischen Küstengebirge gegen den Rand der Kalahari zu.

Mit den morphologischen Grenzen des Gebirges gegenüber den vorgelagerten Flächen stimmt im großen und ganzen auch der Wechsel in dem geologischen Aufbau überein. Im Bereich des Otaviberglandes herrschen die Glieder der Otavifor-

mation und jüngere eng mit ihnen verknüpfte granitische Intrusivgesteine. Die der Kalahari angehörigen vorgelagerten Flächen lassen so gut wie nirgends anstehende Gesteine erkennen, sondern viele Meter mächtig ist das ganze Land von jüngeren Oberflächenbildungen eingedeckt, wie Flugsand und Oberflächenkalk. Endlich kommen im Süden allenthalben zwischen den Oberflächenbildungen Hügel und Bergzüge heraus, deren Gesteine schon der südafrikanischen

Primärformation angehören. Nach Westen jenseits der Goabpforte reicht die Otaviformation noch etwas weiter, über ihre Grenze ist nichts Genaueres bekannt.

Dieses so als Otavibergland umgrenzte Gebiet bildet ein unregelmäßiges Oval mit einer Nord-südachse von etwa 75 km und einer Ostwestachse von etwa 110 km.

2. Morphologische Beschaffenheit und Höhenlage.

Im Gebiet des ariden Afrika ist der Landschaftscharakter nicht wie in humiden Gegenden durch den Gegensatz zwischen Berg und Tal charakterisiert, sondern auf mehr oder minder ebenen oder schwach einseitig geneigten Flächen sind Einzelberge, Bergzüge oder ganze Gebirgsstöcke aufgesetzt. Mit anderen Worten: Es ist der Typus der Inselberglandschaft. Auch das ganze Otavibergland ist in allen seinen einzelnen Teilen der Fläche aufgesetzt.

Diese Fläche reicht nun in tiefen Buchten und breiten Trockentälern noch weit ins Innere des Gebirges hinein, ja sogar einzelne Randgebiete des Otaviberglandes enthalten diese Fläche als das herrschende morphologische Element, und weit voneinander getrennte Einzelberge und kleinere Berggruppen sind ihr aufgesetzt (Taf. 18, Fig. 1, 2, 3). Nur wenn man von Süden her sich dem Otavibergland nähert, bekommt man den Eindruck einer massigen geschlossenen Gebirgsmauer. Dort sind allerdings auch die höchsten Erhebungen (Taf. 19, Fig. 5, 6, Taf. 20, Fig. 7).

Die ringsum sich ausbreitenden Flächen haben im Süden eine durchschnittliche Meereshöhe von 1400—1450 m und dachen sich ganz allmählich nach Norden und Osten zu ab. Nördlich Tsumeb beträgt die Höhenlage der Fläche etwa 1200 m und die Etoschapfanne ist nur etwa 1000 m über dem Meer gelegen. Das entspräche einem ungefähren Gefälle der Flächen von 0,3 %. Ebenso läßt sich auch in den Höhenzahlen der Berge und Gebirgsstöcke eine Abnahme von Süden nach Norden konstatieren. Die höchsten Berge und Bergkämme von 2000—2150 m Meereshöhe befinden sich sämtlich in einem 10 km breiten Ostweststreifen direkt am Südrand des Gebirges (Taf. 19, Fig. 5 und 6). Von da nehmen allmählich die Gipfel- und Kammhöhen nach Norden zu ab und betragen in der Tsumeber Gegend nur noch 1400—1450 m. Im ganzen Gebirge ist eine ausgeprägte Gipfel- und Kammhöhenkonstanz vorhanden, die besonders von den hohen Bergen aus in die Erscheinung tritt. In seinen Abdachungsverhältnissen gehört das Otavibergland schon dem inneren abflußlosen Becken an. Nur die westlichen Randgebiete würden noch zum Atlantischen Ozean entwässern, wenn überhaupt ein oberflächlicher Wasserabfluß stattfände.

3. Klima und Vegetation.

* Das Otavibergland gehört klimatisch zur ariden Tropenregion und unterscheidet sich dadurch von dem größeren Teil Südwestafrikas, der schon subtropisch ist. Die Niederschlagsmengen sind erheblich höher als sonst in Südwestafrika, denn zu der niederen geographischen Breite kommt noch die große Höhenlage hinzu, die bewirkt, daß das Bergland eine regenreiche Insel ist. Der Jahresdurchschnitt beträgt wohl 600 mm, doch sind in den einzelnen Regenjahren Unterschiede von mehreren 100 % vorhanden. Es ist nur eine Regenzeit vorhanden, die von November bis März dauert. Die Monate Mai bis Oktober sind praktisch regenlos und wolkenfrei.

Die niedere Breite und die dichte Vegetation bewirkt, daß die jährlichen und täglichen Temperaturschwankungen nicht so stark sind, wie sonst im Land. Meist sind die Nächte kühl. In der trockenen, kalten Jahreszeit kann in Senken, besonders in der Nähe von Wasserstellen, die

Temperatur nachts oft unter den Gefrierpunkt sinken. Die Höchsttemperaturen in der heißen Zeit sind oft ziemlich hoch, so wurde in Tsumeb im November 1913 42,7° und im November 1918 46° im Schatten gemessen. Doch ist die Hitze im allgemeinen gut zu ertragen, da sie stets mit großer Trockenheit verbunden ist. In Tsumeb z. B. steigt manchmal wochenlang der Feuchtigkeitsgehalt der Luft nicht über 5—10%.

Was den Besuchern des Otaviberglandes, besonders wenn sie europäische Karstgegenden gesehen haben, am meisten auffällt, ist die außerordentlich reiche Vegetation. Reine Grasflächen sind spärlich, die herrschenden Vegetationsformen sind der Trockenwald und die Baumgrassteppe. Die nähere Beschreibung der einzelnen Vegetationsformationen in ihrer Beziehung zum geologischen Untergrund erfolgt in dem speziellen geologischen Teil. Im allgemeinen unterscheidet sich die Vegetation der Flächen sehr markant von der der Berge.

Viele Bäume sind das ganze Jahr über laubtragend, und die frischen grünen Blätter kommen schon zum Vorschein, wenn die alten verfärbten noch nicht abgefallen sind. Überhaupt macht sich die kalte Jahreszeit im Busch nicht sehr bemerkbar. Nur die spärlichen Grasbüschel am Boden sind gelb und auf dem Halm verdorrt, wodurch dann in den Monaten Juli bis September oft Grasbrände wüten, die bei den zu dieser Zeit herrschenden starken Ostwinden wochenlang andauern und den Horizont weithin mit Rauch- und Aschenwolken verdüstern. Aber wenige Wochen danach, schon vor dem ersten Regen, fängt neues grünes Gras an zu sprießen und viele Bäume und Büsche blühen und grünen schon.

4. Ursprüngliche Bewohner.

Als morphologisch isoliertes Gebirge war das Otavibergland von jeher auch ethnologisch ein Rückzugsgebiet für schwächere Völkerstämme. Im Süden stoßen die Weidegründe der Hereros an, im Norden die Jagdgründe der Heikumbuschleute, während im Osten, im Sandfeld, andere Buschleute hausen, vom Stamme der Kung. Im Norden folgen erst 200 km jenseits der letzten Ausläufer des Otaviberglandes die Wohnsitze der Ovambos. So blieb das Otavibergland ein Schlupfwinkel für allerlei Raubgesindel schon lange vor der Einwanderung der ersten Weißen. Es waren hauptsächlich Bergdamaras oder, wie sie gewöhnlich genannt werden, Klippkaffern, die hier hausten und ihr Leben durch Sammeln von Feldkost, durch Jagd und gelegentliche Überfälle auf die Viehwerften der Hereros kümmerlich fristeten. Sie sind wohl die schwärzesten Neger in Afrika, oft fast blauschwarz, gehören äußerlich zu den Bantustämmen, sprechen aber eine Abart der Nama- oder Hottentottensprache, mit vier Schnalzlauten. Heute sind die frei im Busch lebenden Kaffern fast verschwunden, kaum daß sich eine erst vor kürzerer Zeit verlassene Werft dieser Kaffern auf einem Berggipfel gefunden hätte. Ihre Stammesorganisation ist dahin, und die meisten arbeiten heute in den Bergwerksbetrieben, auf Farmen oder als Hausbambusen. Sie sind anstellig, für einen Eingeborenen relativ treu und ehrlich, aber meist unsagbar schmutzig.

5. Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte.

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts kamen wohl die ersten Weißen in die Nähe des Otaviberglandes, als erster unter ihnen der bekannte englische Forscher Sir Francis Galton. Später folgten meist Jäger, die von dem fabelhaften Wildreichtum, vor allem von den großen Elefantenherden angelockt wurden, welche damals noch besonders in der Trockenzeit weit und breit

das Gebirge durchstreifen. Noch heute sieht man bei Gaub tiefe Gruben, die als Elefantenfallen dienten, und ich konnte noch alte Eingeborene sprechen, die in ihrer Jugend dort mit auf Elefantenjagd waren. Anfang der 80er Jahre kam dann an den Südostfuß des Gebirges ein größerer Treck Buren gezogen, der die Orte Grootfontein, Rietfontein, Uitkomst etc. gründete und die Republik Upingtonia schuf. Als 1884 das Deutsche Reich durch Verträge mit den Eingeborenen das Land erhielt, stellten sich diese Buren, die mittlerweile durch Fieber und Strapazen stark dezimiert worden waren, freiwillig unter die deutsche Herrschaft. Doch erst anfangs der 90er Jahre kamen Weiße auch mehr ins Innere des Gebirges, als die schon lange bekannten Erzählungen von großen Kupferlagerstätten immer bestimmtere Formen annahmen. Am 12. September 1892 erteilte die deutsche Regierung der South West-African Company Ltd. London umfassende Land- und Minenkonzessionen im Otavibergland und weit darüber hinaus. In den nächsten Jahren waren zahlreiche Prospektorkolonnen tätig, welche die Kupferfundstellen untersuchten und die ersten Schürfarbeiten ausführten. Aber erst von 1900 an, als zur Ausbeutung der Metallschätze die deutsche Otavi-Minen- und Eisenbahngesellschaft gegründet wurde, fing ein lebhafterer Betrieb an. Die Eisenbahn Swakopmund-Tsumeb und die Teilstrecke Otavi-Grootfontein wurden gebaut, zahlreiche Farmer siedelten sich am Schluß des Herero-Krieges in den fruchtbaren Ackerbau-Gebieten an, die Minenbetriebe wuchsen allenthalben aus der Erde hervor, das Industriezentrum des Nordens, Tsumeb, entstand und der Distrikt Tsumeb-Grootfontein nahm einen immer blühenderen Aufschwung, bis der Raubfrieden 1919 auch hier das, was deutscher Fleiß und deutsche Arbeit geschaffen hatte, uns entriß.

II. Geologische Grundzüge.

(Siehe geol. Skizze Textfig. 2, schematische Übersicht und Profil Textfig. 3.)

1. Stratigraphischer und petrographischer Überblick.¹⁾

An dem Aufbau des Otaviberglandes nehmen die Gesteine folgender Formationsglieder teil:

Südafrikanische Primärformation,

Otaviformation,

jüngere Oberflächenbildungen,

außerdem sind noch Eruptivgesteine entwickelt, die jünger als die Gesteine der Otaviformation sind.

Als südafrikanische Primärformation fasse ich eine gewaltige Serie hochmetamorpher und sehr stark aufgefalteter kristalliner Schiefer, Kalke, Quarzite, Gneise und Eruptivgesteine zusammen, welche die direkte Unterlage der Otaviformation bilden. Sie treten nur am Südrand des Otaviberglandes heraus, dagegen nirgends im Gebirge selbst.

Diskordant auf den Gesteinen der Primärformation liegt die Otaviformation. Sie beginnt mit dem Nosib-Konglomerat als Basisschicht. Es hat im Süden nur eine Mächtigkeit von 0,5—1 m und geht dann sofort in einen mehrere Meter mächtigen Quarzschiefer über. Dagegen ist es im mittleren Teil des Gebirges bei Nosib und Gaub außerordentlich mächtig entwickelt und erreicht dort mit zwischengelagerten Sandsteinen und Arkosen eine Dicke von 300—400 m. Das Bindemittel ist

¹⁾ Weitere stratigraphische und petrographische Mitteilungen sowie die ausführliche Gesamtdarstellung bringe ich in weiteren Beiträgen.

meist ein Arkosesandstein mit noch recht frischen Feldspäten. Die Gerölle sind sehr schön gerundet und oft über kopfgroß, sie bestehen meist aus Quarzit, Granit und Gneis des Grundgebirges. Bei Nosib geht der konglomeratführende Sandstein mit einer dünnen Zwischenlage von schiefrigen Dolomit sofort in klotzigen Dolomit über, während im Süden erst ein Quarzschieferband und dann eine 100–200 m mächtige Lage wohl geschichteter Plattenkalke sich einschleibt. Auf diese folgen dann erst die klotzigen Dolomite. Sie sind ungeschichtet und massig und enthalten 2 markante Einlagerungen in kurzem Abstand voneinander: ein 100 m mächtiges Band von Serizit-Schiefer, den ich als Aurosschiefer bezeichnet habe, und ein 400–500 m breites Band von Plattenkalk. Beide Gesteine fallen durch ihre Vegetationsarmut gegenüber dem klotzigen Dolomit, der einen sehr dichten Baumbestand trägt, sehr in die Augen. Auf den Plattenkalk folgt dann wieder klotziger Dolomit. Diese Schichtenfolge herrscht im südlichen und mittleren Teil des Otaviberglandes. Erst in der Gegend von Tsumeb-Bobos sind auf dem über dem Plattenkalk lagernden Dolomit noch höhere Schichtglieder erhalten, die aus schichtigen Dolomiten mit Hornsteinbändern und schwarzen Dolomiten und Stinkalken mit Hornsteinbändern und Oolithbänken bestehen. Die Gesamtmächtigkeit der Otaviformation dürfte etwa 4000 m betragen. Davon sind allein etwa 3000 m Karbonatgesteine. Über ihr Alter ist nichts Genaueres bekannt, wahrscheinlich ist sie mindestens altpaläozoisch.

Geologische Skizze des Otaviberglandes, Deutschsüdwestafrika.

Entworfen von Dr. H. Schneiderhöhn, 1915–1919.

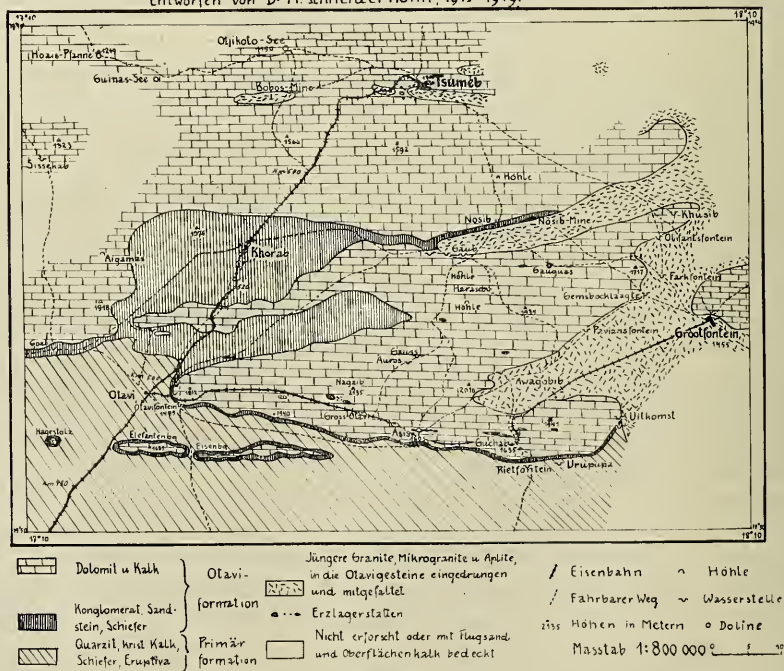


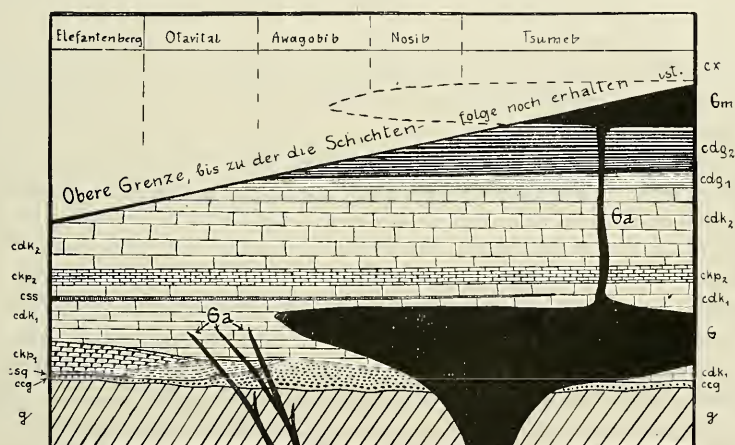
Fig. 2.

Die jüngeren Oberflächenbildungen sind die für die ariden subaerischen Denudationsbedingungen, wie sie wahrscheinlich seit Beginn des Mesozoikums in diesem Teil Afrikas herrschten, charakteristischen Ablagerungen. Sie gehören zu den von S. Passarge ausführlich beschriebenen Kalahariablagerungen, die aber in derselben Art eine viel größere Verbreitung besitzen, als der geographische Begriff der Kalahari reicht. Ihrer Natur nach sind es: rote Flugsande, Oberflächenskalke und grauschwarze humos-kalkige Böden, die sog. Vleyböden.

Schließlich sind noch die Eruptivgesteine zu erwähnen, die als Erzzubringer ein hohes Interesse besitzen. Es sind granitisch-aplitische Intrusivmassen, die in die Gesteine der Otavifformation während der Faltung sich eingepreßt haben.

2. Tektonik.

Die Gesteine der Otavifformation und die mit ihnen verknüpften jüngeren Eruptivgesteine sind in schwache, meist symmetrische, im großen und ganzen ostwestlich streichende Faltenzüge aufgefaltet.



Schematische Übersicht über die Schichtenfolge im Otavibergland. Masst. d. Mächtigkeiten ca 1:75000

cx	Oberste denudierte Schichten	ckp1	Untere Plattenkalke
cdg2	Ob. geschichtete Dol. u. Kalke	csq	Quarzschiefer („Otavitalschiefer“)
cdg1	Unt. „ „	ccg	Konglomerate u. Sandsteine,
cdh2	Obere klotzige Dolomite	G	Granit
ckp2	Obere Plattenkalke	Gm	Mikrogranit
cdh1	Untere klotzige Dolomite	Ga	Aplit
css	Serizitschiefer („Aurrosschiefer“)	g	Grundgebirge.

HS 1919

Fig. 3.

Oft sind ringsum geschlossene Synklinalen oder Antiklinalen vorhanden. An einzelnen Stellen, wo sehr heterogene Gesteine aneinanderstoßen, kam es in den Mittelschenkeln zu einer Faltenzerreißung und zu überschiebungsähnlichen Dislokationen. Diese Stellen sind dann für die metasomatische Vererzung von Wichtigkeit geworden. Doch ist im allgemeinen die Faltungsintensität nur gering und etwa der des Schweizer Jura zu vergleichen.

3. Hydrographie und Karsterscheinungen.

Eine schwach gefaltete Schichtenfolge von mehreren tausend Metern Karbonatgesteine, die heute einen Gebirgshorst bildet, ist ein ideales Karstgebiet. Besonders wenn, wie hier, noch eine erhebliche Niederschlagsmenge hinzukommt. In der Tat sind die hydrographischen Verhältnisse allein aus der Karstnatur des Gebirges zu verstehen und zu erklären. Auch kommen zahlreiche Klein- und Großformen auf Schritt und Tritt vor, die für ein Karstgebiet charakteristisch sind.

Da die einzelnen Gebirgsstöcke oft tektonische Mulden bilden, kommen Überfallquellen sehr häufig vor. Wohl alle starken Quellen am Südrand gehören hierzu: Otavifontein (44 l pro Sekunde), Rietfontein (33 l pro Sekunde), Urupupa, Uitkomst etc. Alle diese Quellen entspringen in der Nähe der Grenze der Otaviformation gegen das Grundgebirge und haben ihr Einzugsbereich im Inneren des Gebirges. Eine ähnliche geologische Position haben die Quellen, die am Rande der jüngeren Eruptivgesteine gegen die Otavigesteine auftreten: Awagobib, Grootfontein, Farkfontein, Gemboscklaagte, Olifantsfontein, Khusib, Gaub, Nosib etc.

Eine zweite Art der Wasserführung ist an die unterirdischen, in den Karbonatgesteinen selbst verlaufenden Karstgerinne geknüpft. Hierher gehört vor allem das Wasser der Tsumebmine, dann die Wasser in den zahlreichen tiefen Höhlen bei Haraseb, Aigamas, in der Gauber Höhle etc. Diese Karstgerinne treten an einzelnen Stellen, wo Dolinen sind, zutage und bilden kleine Dolinenseen, so den Otjikotosee und Guinassee bei Tsumeb, oder die Wasserstelle Gauguas bei Nosib.

Die letzten Erscheinungen leiten schon über zu den Großformen der Verkarstung, wie sie am auffälligsten in die Erscheinung treten, zu den Höhlen. Es sind viele Dutzende von Höhlen bekannt und wahrscheinlich viel mehr noch unbekannt. Die schönste und größte ist die 1913 entdeckte Höhle bei Gaub, deren Eingang wahrscheinlich auch erst kurz vorher sich durch Einsturz eines unterirdischen Gewölbes gebildet hat. Sie enthält zahlreiche Gänge und Säle in verwirrender Anordnung und ist mit herrlichen Tropfsteinbildungen geschmückt. Weitere größere Höhlen sind die Tigerhöhle zwischen Nosib und Tsumeb, eine Höhle direkt hinter dem Farmhaus Nosib, mehrere auf der Farm Haraseb, darunter eine, die als 30 zu 40 Meter breiter Schlot mindestens 100 Meter tief senkrecht hinabsetzt und in die bis jetzt noch niemand einsteigen konnte, sowie zahlreiche kleinere Höhlen auf den Farmen Auros und Gaus. Dort, wie in der Umgebung von Tsumeb und in der Nähe der großen Seen sah ich auch viele Hunderte von Naturschächten, 1 Meter breite, runde, senkrecht hinabsetzende Schluckschlünde, die meist bis auf einige Meter mit Sand gefüllt waren, aber auch manchmal 50 und mehr Meter tief offen waren. Jedenfalls ist das Otavibergland unterirdisch von einem weitverzweigten Netz offener Spalten, Adern und Höhlen durchzogen, die meist wasserführend sind. Eine oberflächliche Berechnung zeigt, daß höchstens 0,5 % der gesamten Niederschläge in Form von Quellen und Brunnen zutage treten.

Die Kleinformen der Verkarstung, Karrenfelder und Zerschattungen sind allenthalben zu sehen.

Im dritten Beitrag auf Seite 292 werde ich diese Karsterscheinungen gesondert behandeln.

III. Die Erzlagerstätten.

Den wirtschaftlichen Wert des Otaviberglandes machen die großen Erzlagerstätten aus, die hauptsächlich auf Kupfer, daneben aber auch auf Blei, Zink und Vanadium abgebaut werden. Sie sind bis auf einige kleinere Vorkommen in Händen der Otavi-Minen- und Eisenbahn-Gesellschaft. Die Hauptlagerstätte ist die Tsumeb-Mine, die zurzeit in acht Sohlen bis auf eine Tiefe von 220 Meter aufgeschlossen ist und die bis heute annähernd eine halbe Million Tonnen Erz mit etwa 10 % Kupfer, 25 % Blei und 10 % Zink geliefert hat. Neben diesen hohen durchschnittlichen Erzgehalten beruht ihr Hauptwert darauf, daß der Erzinhalt in einem kompakten, hochhaltigen, fast senkrecht in die Tiefe niedersetzenden Erzkörper konzentriert ist, der für den Abbau und die Aus- und Vorrichtungsarbeiten natürlich ganz erhebliche Vorteile bildet. Außerdem können bis heute noch große Erzmengen im Tagebau gewonnen werden, der zurzeit über 60 Meter tief ist.

Eine größere Menge von einzelnen Fundpunkten und Schürfstellen befindet sich in nächster Nähe Tsumeb's (Tsumeb-West), die zum Teil hochhaltige Erze, besonders Vanadiumerze, geliefert haben, aber größere Bedeutung nicht besitzen.

Ein sehr ergiebiger Erzstrich ist die Nordseite des Otavitals, die 30 km lange Strecke von Guchab über Asis bis nach Groß-Otavi. Besonders an den genannten drei Plätzen befinden sich je eine große Anzahl von Erzvorkommen, die in den früheren Jahren sehr hochhaltige Kupfererze geliefert haben und heute noch lange nicht erschöpft sind. In Guchab ziehen sich mehrere Dutzende von Erzgängen über die steilen, bis 1950 m hohen Berge hin, die in Tagebauen oder Stollenanlagen gewonnen werden und mit Manttieren, bzw. einer Drahtseilbahn ins Tal befördert werden. In Asis sind neben vielen heute größtenteils abgebauten kleineren Vorkommen zwei größere vielversprechende Lagerstätten durch Schacht- bzw. Stollenbetrieb noch im Aufschließungsstadium, ebenso wird der neue Erzkörper in Groß-Otavi zurzeit erst noch aufgeschlossen, nachdem die vielen kleinen zerstreuten Lagerstätten größtenteils abgebaut sind.

Sonstige Lagerstätten, die im Besitze des Otavi-Exploring Syndicate, Ltd. sind (siehe nächstes Kapitel), befinden sich in Bobos (westlich Tsumeb), Groß-Otavi und Nosib.

Alle Lagerstätten sind, wie ich feststellen konnte, in ihrer Grundlage einheitlichen Ursprungs und hängen aufs engste mit den magmatischen Aplit- und Mikrogranitnachschiebungen zusammen, welche den großen Granitlakkolith am Ostrand des Otaviberglandes begleiten. Sie gehören in ihren „primären“, azendzenten Teilen der hydrothermalen postmagmatischen Phase an. Spätere deszendente Umbildungen verursachten mannigfache Stoffverschiebungen und Metallkonzentrationen sowohl innerhalb der azendzenten Lagerstätten, als auch an dritten, vorher erzfreien Orten, sodaß die heutigen Erzanhäufungen einer ganzen Anzahl lagerstättenbildender und -umbildender Faktoren ihr Dasein verdanken und äußerlich betrachtet, mehreren grundverschiedenen Lagerstättentypen anzugehören scheinen, deren innere genetische Zusammenhänge und Entwicklungsreihenfolgen erst durch sorgfältige Verfolgung der geologischen, petrographischen und tektonischen Erscheinungsformen des ganzen Otaviberglandes klargestellt werden konnten.

IV. Entwicklungsgeschichte des Bergbaues.

1. Erste Nachrichten über die Lagerstätten und Ausbeutung durch die Eingeborenen.

Die Kenntnis von den Kupferlagerstätten bei Tsumeb und im Otavital muß bei den Eingeborenen schon sehr lange bestanden haben.¹⁾ Man findet öfters Schlackenhalde in einer Entfernung von einigen Kilometern von den Lagerstätten, in denen auf höchst primitive Weise aus den karbonatischen Erzen das Kupfer mit Holzkohle ausgeschmolzen wurde. Die Schlacken, die oft mehr gediegen Kupfer in einzelnen Tröpfchen als eigentliche Schlacke führen, sind mitunter schon wieder völlig in Kupferkarbonate umgewandelt. — Als Sir Francis Galton im Jahre 1850 an den Otjikotsee kam, wurden ihm von Buschleuten große Stücke reicher Kupfererze gezeigt. Sie wollten ihm auch die Stelle, nämlich Tsumeb, zeigen, aus einem nicht ersichtlichen Grund ging Galton aber nicht mit. Hätte er den großen und reichen Tsumeber Kupferberg gesehen, dann hätte England damals schon Südwestafrika annektiert.

Auch in der Folge blieb der Abbau bei den Buschmännern. Sie schlugen nach Bedarf karbonatische Erze ab und tauschten sie einige Kilometer vom Fundpunkt entfernt gegen Vieh, fertige Produkte etc. an die Ovambos aus, welche sie gleich an Ort und Stelle ausschmolzen und später im Amboland verarbeiteten. Es muß damals ein reger Handel und Tauschverkehr geherrscht haben. Die Ovambos fertigten sich damals wie auch heute noch Arm- und Beinspangen, Ringe, Draht, Speere, Messer, Pfeilspitzen und allerlei Gebrauchswerkzeuge aus Kupfer an, nur schmelzen sie heute das Kupfer nicht mehr selbst aus, sondern klauen es aus den Werkstätten der Tsumeb-Mine.

2. Bildung und Entwicklungsgeschichte der Bergwerksgesellschaften.²⁾

Durch die Namalandkonzession vom 12. September 1892 bekam die South-West-African Company Ltd. London von der deutschen Regierung Minen- und Landrechte im nördlichen Teil Südwestafrikas, die insbesondere das ganze Otavibermland umfaßten. Die hauptsächlichsten Minenrechte und ein Teil der Landgerechtsame ging im Jahre 1900 an die Otavi-Minen- und Eisenbahngesellschaft mit dem Sitz in Berlin über, die durch Bundesratsbeschluß vom 14. Februar 1901 die Rechte einer Kolonialgesellschaft erhielt. Der Zweck der Gesellschaft besteht in der Erwerbung von Grundbesitz, Eigentum und Bergwerksrechten, sowie anderen Rechten jeder Art in Deutsch-Südwestafrika und in der wirtschaftlichen Erschließung und Verwertung der gemachten Erwerbungen. Der Gesellschaft steht insbesondere u. a. das Recht zu, die ihr gehörigen Gebiete zu erforschen, Wege, Eisenbahnen, Telegraphen und andere Verkehrsmittel für den eigenen oder den öffentlichen Gebrauch herzustellen oder zu betreiben, die Einwanderung zu fördern, Ansiedlungen zu gründen und für nützlich erachtete Bauten und Anlagen jeder Art auszuführen; Landwirtschaft, Bergbau, sowie überhaupt gewerbliche Unternehmungen zu betreiben. Die Otavi-Gesellschaft hat der Regierung von der Gesamtförderung von Erzen aus den von ihr betriebenen Gruben gewisse Abgaben,

¹⁾ Als Entdecker wird manchmal der Bastard Johannes Krüger in Gaub genannt, dessen Rolle aber nur darin bestand, daß er die ersten Prospektorkolonnen an die den Eingeborenen längst bekannten Fundpunkte führte.

²⁾ Die folgenden Angaben entnehme ich den Geschäftsberichten und Prospekten der Otavi-Minen- und Eisenbahngesellschaft.

nach dem Verkaufswert am Orte der Förderung berechnet, zu zahlen. Sie hatte bis zum 31. Dezember 1907 den Beginn eines ordnungsmäßigen bergmännischen Betriebes nachzuweisen. Der Beginn dieses Betriebes ist 1907 erfolgt, und auch fernerhin ist die Gesellschaft verpflichtet, die Gruben mit einer jährlichen Minimalförderung ständig im Betrieb zu halten.

Über die Unternehmungen der Gesellschaft ist folgendes mitzuteilen:

Bergbau. Nachdem bereits in den Jahren 1892 und 1893 die Kupfererzfundpunkte des Konzessionsgebietes Tsumeb, Groß-Otavi, Asis und Guchab seitens der South-West-African Comp. näher untersucht waren, wurden in den Jahren 1900 und 1901 diese Aufschlußarbeiten durch die Otavigesellschaft fortgesetzt. Die Erzlagerstätte von Tsumeb erwies sich zunächst als die abbauwürdigste. Durch vier Schächte wurde die Lagerstätte bis zur ersten Sohle (20 Meter) und zwei Schächte bis zur zweiten Sohle (50 Meter) aufgeschlossen. Im Jahre 1907 wurde der Vortrieb nach der dritten Sohle (70 Meter) begonnen und in den Jahren 1910—1912 wurde die Lagerstätte bis zur vierten Sohle (100 Meter) aufgeschlossen. 1913 erreichte man die fünfte Sohle (130 Meter), 1914 die sechste Sohle (160 Meter) und nach Beendigung des Feldzugs in Südwest bis zum Friedensschluß wurden noch die siebente Sohle (190 Meter) und die achte Sohle (220 Meter) für den Abbau vorgerichtet.

Bis zum 31. März 1914 sind im ganzen folgende Erzmengen gefördert worden:

1907/08 . . .	25 700	Tonnen
1908/09 . . .	44 250	„
1909/10 . . .	44 700	„
1910/11 . . .	36 600	„
1911/12 . . .	35 200	„
1912/13 . . .	52 200	„
1913/14 . . .	68 200	„
1907—1914 . .	306 850	Tonnen.

Zum Zwecke schnellerer Aufschließung des Bergwerksgebietes wurde mit einer von deutschen und englischen Firmen gebildeten Studiengesellschaft, dem Otavi-Exploring Syndicate Ltd., ein Abkommen getroffen, durch welches diesem Syndikat das Minenkonzessionsgebiet mit Ausnahme der Bergbaukreise Tsumeb, Guchab, Asis und Groß-Otavi zur bergmännischen Ausbeute auf die Dauer von 10 Jahren mit einem Gewinnanteil der Otavi-Gesellschaft von 35 % überlassen wurde.

Eisenbahn. Die Otavi-Gesellschaft hat von dem Recht, eine Eisenbahn von ihren Minen zur Küste des Schutzgebietes zu bauen, Gebrauch gemacht. Die Bahn wurde 1906 in Betrieb genommen. Sie hat jetzt eine Gesamtlänge von 670 km bei einer Spurweite von 60 cm. Die Hauptlinie, 566 km lang, führt von Swakopmund nach Tsumeb: eine Abzweigung, 90 km lang, von Otavi nach Grootfontein und eine andere, 14 km lang, von Ongwati nach Karibib, der Anschlußstation der Staatsbahnen.¹⁾ Am 1. April 1910 kaufte der Fiskus des südwestafrikanischen Schutzgebietes die Otavibahn, deren reine Baukosten ohne Bauzinsen rund 19 Millionen Mark betragen hatten. Die Otavigesellschaft pachtete vom Tage des Verkaufs, also vom 1. April 1910 ab, die Bahn wieder auf 30 Jahre.

¹⁾ Die Strecke Swakopmund—Usakos—Karibib wurde von den Truppen der südafrikanischen Union während des Krieges in Kapspur ausgebaut und die Anschlußstrecke nach dem Hafen Walvischbai gebaut.

V. Frühere Arbeiten und Kartenmaterial.

Geologische und lagerstättenkundliche Spezialuntersuchungen über das Otavibergland und seine Minen sind seither noch nicht veröffentlicht worden. Die in den Gesellschaftsakten niedergelegten Berichte der meist englischen Prospektoren können auf Wissenschaftlichkeit und Stoffkenntnis keinen Anspruch erheben.

Einige Arbeiten wurden veröffentlicht, die sich auf Untersuchungen von Handstücken und Mineralstufen gründeten, die nach Europa kamen. Es sind dies die Arbeiten von O. Schneider, W. Maucher, P. Krusch, K. Busz, H. Torborffy, H. Dübick und M. Henglein (siehe das folgende Literaturverzeichnis). Einiges über die Otaviformation wurde auch von den durchreisenden Regierungsgeologen P. Hermann und P. Range, sowie von dem südafrikanischen Mineningenieur P. A. Wagner veröffentlicht. Während des Krieges hat P. A. Wagner ein größeres Buch erscheinen lassen, in dem die seither bekannten Daten über die Geologie von Südwest zusammengetragen sind. Eine ganze Anzahl Karten waren schon vorhanden, als ich 1914 ins Land kam. Die ältesten skizzenhaften Karten von Galton, Anderson etc. wurden in den achtziger und neunziger Jahren vervollständigt durch zum Teil sehr sorgfältige Itineraraufnahmen deutscher Offiziere. Sie wurden um 1900 herum zur Kriegskarte 1:800 000 zusammengestellt. Etwa gleichzeitig erschien die Karte von Dr. G. Hartmann 1:300 000, welche die älteren Aufnahmen und viele eigenen umfaßte. Genauere Vermessungen wurden zunächst 1906 durch den Bahnbau und durch die Landmesser Steffen und Volkmann im Auftrag der Otavi-Gesellschaft ausgeführt. 1910 war die trigonometrische Aufnahme und die Festlegung der Grenzen der Landgebiete der South-West und der Otavi-Gesellschaft 1:100 000 beendet. Es folgte dann die Aufteilung größerer Gebiete in Farmen durch den Landmesser Volkmann. Seine Resultate und alle anderen Katasterkarten wurden zur Farmübersichtskarte des Bezirks Grootfontein 1:200 000 verarbeitet. Etwa 1913 erreichte das Netz des Feldvermessungstrupps Otavi. Der Feldvermessungstrupp verarbeitete alle seitherigen Resultate zu einer Karte 1:400 000, die infolge ihres Maßstabes und ihrer deutlichen Zeichnung zur Orientierung die beste ist (Blatt Outjo-Tsumeb und Blatt Grootfontein der Übersichtskarte von Deutsch-Südwestafrika).

Alle diese Karten waren aber nur als vorläufige zu betrachten und kamen für geologische Spezialarbeiten wegen ihres Maßstabes und der unvollkommenen Geländedarstellung kaum in Betracht. Die Anfertigung von Spezialkarten wurde auf Veranlassung der Bergwerksdirektion Tsumeb erst während des Krieges begonnen. Meine folgenden geologischen Arbeiten basieren im wesentlichen auf solchen Karten, deren Aufnahme weiterhin genauer beschrieben wird.

VI. Literaturverzeichnis.

Im folgenden führe ich chronologisch die geologischen etc. Arbeiten an, welche das Otavibergland und seine Erzlagerstätten berücksichtigen. Die in vorliegender Arbeit benützte anderweitige Literatur ist an der betr. Stelle in Fußnoten angegeben, während die Arbeiten des folgenden Verzeichnisses im Text nach ihren vergeschriebenen Ordnungsnummern und der betreffenden Seitenzahl zitiert werden.

1. F. Galton: The narrative of an explorer in Tropical South Africa. London 1853.
2. E. Stromer v. Reichenbach: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. 1896. S. 154 ff. — Enthält die bis 1896 erschienene ältere Reiseliteratur. —

3. G. Hartmann: Das Kaoko-Gebiet in Deutsch-Südwestafrika auf Grund eigener Reisen und Beobachtungen. Verh. Ges. f. Erdk. Berlin 1897. 24. 113—141.
4. G. Duft: Die Kupferlager in Südwestafrika. Südafrik. Wochenschrift. 1899: 343—346; 676—679; 711—713.
5. G. Gürich: Kambrium (?) in Deutsch-Südwestafrika. Centralbl. f. Min. 1902. 65—69.
6. G. Hartmann: Das Ambo-Land auf Grund seiner letzten Reise im Jahre 1901. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1902. 215—230.
7. G. Hartmann: Beitrag zur Hydrographie und Geographie des nördlichen Kaokofeldes. Leipzig. 1904. Ratzel-Gedächtnisschrift. S. 141—150.
8. G. Hartmann: Karte des nördlichen Teils von Deutsch-Südwestafrika. Hamburg 1904.
9. J. Kuntz: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Zeitschr. prakt. Geol. 1904. 12. 199—202; 402—405.
10. S. Passarge: Die Kalahari. 1904.
11. O. Schneider: Vorläufige Notiz über einige sekundäre Mineralien von Otavi (DSWA), darunter ein neues Cadminmineral. Centralbl. f. Min. 1906. 388—389.
12. H. Lotz: Vorläufige Mitteilungen zur Geologie von DSWA. Z. D. Geol. Ges. 1906. 58. 239—241.
13. A. Macco: Die Aussichten des Bergbaues in DSWA. 1907. 79 S.
14. P. Hermann: Beitrag zur Geologie von DSWA. Z. D. Geol. Ges. 1908. Monatsber. 259—270.
15. Maucher, W.: Die Erzlagerstätte von Tsumeb im Otavibezirk im Norden von DSWA. Zeitschr. prakt. Geol. 1908. 12. 24—32. (Diskussionsbem. von O. Stutzer u. W. Voit ebda. S. 71 bezw. 170).
16. P. Range: Zur Stratigraphie des Hererolandes. Z. D. Geol. Ges. 1909. Monatsber. 291—300.
17. C. Gagel: Die nutzbaren Lagerstätten von DSWA. Z. f. Berg-, Hütten- und Sal.-Wesen. 1909.
18. P. Hermann: Über die Geologie des Hererolandes. Freib. Geol. Ges. 1910. 3. 18—31.
19. G. Hartmann: Versuch einer allg. verständl. Beschreibung des orogr. und geol. Aufbaues von DSWA. Jahrb. D. Kol. 1910. 3. 18—31.
20. P. A. Wagner: The geology of a portion of the Grootfontein District in G. SW. A. Trans. Geol. Soc. South. Afr. 1911. 13. 107—128.
21. P. Krusch: Die genetischen Verhältnisse der Kupfererzvorkommen von Otavi. Z. D. Geol. Ges. 1911. 63. 240—263.
22. K. Busz: Eine Serie Erz- und Mineralstufen von der Grube Tsumeb. Sitzber. Med. Naturforsch. Ges. Münster 1911.
23. J. Kuntz: Über die geologischen Verhältnisse des Kaokofeldes. Z. D. Geol. Ges. 1912. Monatsber. 363—371.
24. E. Rimann: Geol. und wirtschafth. Betrachtungen über DSWA. Abh. Naturw. Ges. Isis. Dresden. 1912. 57—78.
25. K. Busz: Tsumebit, ein neues Blei-Kupfer-Phosphat von Otavi, DSWA. Festschr. z. 84. Jahresvers. D. Naturf. und Ärzte i. Münster i. W.
- 25a. V. Rosicki: Preslit, ein neues Mineral von Tsumeb. Z. Krist. 1913. 51. 521—526.
26. C. Krause: Über die Geologie des Kaokofeldes in DSWA. Z. prakt. Geol. 1913. 21.
27. J. Kuntz: Geol. Karte des Kaokofeldes in DSWA. Z. prakt. Geol. 1913. 21.
28. G. Gürich: Vermeintliche Fossilien des Otavi-Kalkes in DSWA. Z. D. Geol. Ges. 1913. Monatsber. 58.
29. H. von Todorff: Über Kupferlasur und Weißbleierz von Tsumeb. Zeitschr. Krist. 1913. 52. 225—237.
30. H. Dübigk: Über das Weißbleierz von Otavi bei Tsumeb in DSWA. N. Jahrb. 1913. Beil. Bd. 36. 213—246.
31. M. Henglein und W. Meigen: Ein kupferhaltiges Zinkmetaarseniat, benannt Barthit, von Guchab im Otavital, Deutsch-Südwestafrika. Ch. f. Min. 1914. 353—355.
32. E. Rimann: Zur Kenntnis südwestafrikanischer Kupfererzvorkommen. Z. prakt. Geol. 1914. 22. 223.
33. The Economic Resources of German-South-West-Africa. Bull. Imp. Inst. London. 1915.
34. P. A. Wagner: The Geology and Mineral Industry of South West Africa. Union of South Africa. Geol. Surv. Dep. 1916. Mem. No. 7. 234 p.
35. H. Cloos: Der Erongo. Beitr. z. geol. Erforschung d. Deutschen Schutzgebiete. Heft 17, 1919. 238 S.
36. H. Schneiderhöhn: Mineralogische Beobachtungen in den Kupfer-, Blei-, Zink- und Vanadium-Lagerstätten des Otaviberlandes, Südwestafrika.
 - I. Einleitende Bemerkungen über die Lagerstätten.
 - II. Chalmersit, CuFe_2S_3 , in den südlidischen Erzen der Tsumeb-Mine. Senckenbergiana, Frankfurt a. M. 1919. 1. 152—158.
 - III. Paramorphosen von rhombischem Kupferglanz nach regulärem Cu_2S in den südlidischen Erzen der Tsumeb-Mine und ihre Bedeutung als geol. Thermometer. Ebenda 1920. 2. 1—15.
 - IV. Vergleichende Strukturstudien bei der Verdrängung von Buntkupferkies durch Kupferglanz in den südlidischen Erzen der Tsumeb-Mine und in amerikanischen Kupfererzen. Ebenda 1920. 2. 62—70.
37. H. Schneiderhöhn: Die Erzlagerstätten des Otaviberlandes, DSWA. Metall und Erz 1920. 17. 293 u. folg. Forts.
38. F. Jaeger n. L. Waibel: Beitr. zur Landeskunde von Südwestafrika. Mitt. a. d. Deutschen Schutzgebiet. Erg.-Heft 14. 1920. 80 S.

Zweiter Beitrag:

Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Tsumeb.

Einleitung.

Außer der Tsumeb-Mine selbst befinden sich auf dem Bergbaukreis der Otavi-Gesellschaft, der mit einem Radius von 7,5 km sich um den Mittelpunkt Tsumeb erstreckt, noch mehrere kleinere Lagerstätten und einige 30 einzelne Erzfundpunkte. Alle diese Lagerstätten wurden von mir zum ersten Male systematisch geologisch untersucht; die mineralogisch-mikroskopische Zusammensetzung, ihre Struktur sowie ihre gegenseitigen Beziehungen wurden festgestellt. Dadurch gelang es, die Natur und Entstehung all dieser Lagerstätten mit der wünschenswerten Sicherheit klarzustellen.

Alle diese Arbeiten wurden erst ermöglicht, durch die von Herrn Bergwerksdirektor W. Thometzek in Tsumeb veranlaßte großzügige Kartierung der Umgegend von Tsumeb.

Topographische Aufnahmen. Sie fanden im Laufe der Jahre 1916 bis 1918 statt. Über die näheren Umstände der Aufnahme entnehme ich einem Bericht des Landmessers W. Volkmann an die Bergwerksdirektion Tsumeb folgendes:

Die Aufnahme wurde ausgeführt durch den Landmesser W. Volkmann und den Eisenbahningenieur F. Schetter. Es wurden verwandt: Nivellements der Fa. Koppel und der Eisenbahndirektion der Otavi-Gesellschaft, die Aufnahme der Otavi-Eisenbahn durch das Kaiserl. Gouvernement, die Flurkarte der Ansiedlung Tsumeb, die Aufmessung der Wasserleitung nach dem Otjikotsee durch W. Volkmann und das Dreiecksnetz des Konzessionsgebietes der S. W. A. C. von Steffen und Volkmann.

Die trigonometrischen Punkte berechnete W. Volkmann, die barometrischen Höhen F. Schetter. F. Schetter trug die Karte im Maßstab 1:25 000 auf in den Jahren 1916/17.

Die Umgebung Tsumeb's bietet einer topographischen Aufnahme einige Schwierigkeiten. Die Durchlässigkeit des hauptsächlich anstehenden Dolomites im Verein mit dem ariden Klima bewirkt, daß das Wasser als oberflächengestaltender Faktor zurücktritt. Nur selten wird die Sohle eines der durchweg wenig geneigten Täler durch einen Wasserriß markiert. In den wenigen Fällen, wo ein solcher vorhanden ist, zeigt er kilometerlange Unterbrechungen; oft tritt an seine Stelle eine weitläufige Kette von Vleys. Die fast immer steil aus den Flächen emporragenden Berge entbehren vollständig jeder frischeren Spur abfließenden Wassers, weil die niedergehenden Regen von den vielen Spalten und Löchern des Dolomits vollkommen aufgesogen werden. Dagegen sind besonders die aus reinem Dolomit bestehenden Berge sehr dicht mit dornigen und stacheligen Büschen, Euphorbien und Sansevierien bewachsen, die durch rankende Schlinggewächse miteinander verflochten sind. Alle diese Gewächse brechen unter Ausscheidung eines milchigen, scharfen, klebrigen Saftes so leicht, daß sie nicht als Stütze beim Überklettern der vielen Spalten und messerscharfen Schollen des Gesteins dienen können. In den Tälern ist weniger dichter Laubbusch vorherrschend, der oft waldartigen Charakter annimmt. Lichte Stellen oder Grassteppen sind selten.

Aus dem Gesagten erhellt, daß das Gelände sehr unübersichtlich und schwer zu passieren ist. (So wurden z. B. einmal zur Messung einer rund 3,5 km langen Strecke 5 Stunden gebraucht.) Man muß, um einen Rückwärtschnitt zu erhalten, selbst auf überragenden Berggipfeln stundenlang Sichten kappen. Eine Aufnahme durch geodätische Nivellements oder Tachymeterrzüge, ebenso Arbeiten mit dem Meßtisch, hätten sich daher viel zu zeitraubend gestaltet; eine ausgedehntere Verwendung von Schrittmaßen hätte dagegen, durch Bodennebenheiten, Klippenfelder und dichten Busch behindert, zu Ungenauigkeiten geführt. Ich wählte daher folgende Methode:

Es wurden etwa 30 Punkte trigonometrisch festgelegt und durch kleine Steinbaken vermarktet. Von Tsumeb aus wurden an die Dreieckspunkte anschließend auf der Pad nach Nosib, nach Heidelberg und auf der Fußpad nach Ganb Tachymeterzüge gelegt, die im Verein mit der Messung der Bahnlinie und der Wasserleitung nach Otjikoto, ein festes Netz von 5 radialen Strahlen ergaben. Zwischen diesen und den Dreieckspunkten wurden Kompaßzüge von 50 m Sichten (mit 50 m Band ohne zu loten und kleinem Routenkompaß ohne Stativ) gemessen. Die sich bei der Kartierung ergebenden Differenzen wurden proportional der Länge verteilt. Diese Züge, die auf wichtigen topographischen Linien und Geländerippen entlang laufen, wurden mit einem sehr guten Barometer nivelliert. Knotenpunkte, welche für die geologische Aufnahme von Wichtigkeit sein können, wurden im Feldbuch bezeichnet und durch Marken an Bäumen festgelegt. Auf den trigonometrischen Punkten wurden auch Beobachtungen ausgeführt, nach welchen ihre Höhe berechnet werden kann; diese wurden jedoch von Schetter nur dort verwertet, wo sie zur Aufklärung von Unstimmigkeiten dienen konnten.

Der mittlere Fehler der Barometermessung, welche durch einen von Schetter bedienten Barographen reduziert wurde, dürfte ± 4 m nicht übersteigen. Den Fehler in der Horizontalen schätze ich auf ± 25 m.

Die Art der Aufnahme würde eine Kartierung im Maßstabe 1:10000 gestatten.⁶

Die **geologische Feldaufnahme** erfolgte durch mich in den Monaten September 1917 bis Juli 1918. Sie hatte trotz der vorzüglichen topographischen Unterlage und trotzdem alle von der Aufnahme noch herrührenden Landmarken, wie Baken und markierte Bäume, noch erhalten waren, ebenfalls mit mancherlei Schwierigkeiten zu kämpfen. Dazu gehörte in erster Linie die durch den dichten, zwei bis drei Meter hohen Busch und die noch höheren Bäume hervorgerufene außerordentliche Unübersichtlichkeit des Geländes. Zugleich erschwerte dieser dichte, oft mit Dorngewächsen und Schlingpflanzen durchsetzte Busch außerhalb der wenigen Wege für den Reiter und Fußwanderer sehr das Fortkommen. Auf den Bergen kam noch die scharfgratige Zerklüftung und Zerschattung des anstehenden Dolomits hinzu. Auch das tropische Klima trug nicht dazu bei, die Annehmlichkeiten einer geologischen Feldaufnahme zu erhöhen. Die trockenen Winter- und Frühlingsmonate August bis Oktober, wo der Busch noch am übersichtlichsten ist, sind wegen der trockenen Hitze und der Staubstürme oft unangenehm. Während des ersten Teiles der Trockenzeit, am Schluß der Regenzeit, in den angenehm frischen Herbst- und Wintermonaten März bis Juni, ist der Busch ein wogendes Blättermeer, in dem man oft keine 10 m weit sehen kann. Die Regenzeit selbst in den heißen Sommermonaten November bis Ende Februar mit ihren plötzlich kommenden und ebenso rasch vorüberziehenden Regengüssen, zwischen denen eine dampfende Treibhausatemperatur herrscht, ist natürlich erst recht zu Feldaufnahmen schlecht geeignet. Schließlich plagen in den trockenen Monaten zahllose Schwärme ganz kleiner klebriger Fliegen Roß und Reiter, und während und nach der Regenzeit muß man sich vor dem Aufenthalt nach Sonnenuntergang und dem ungeschützten Übernachten im Freien hüten wegen der vielen Anophelesmücken, die hier nur zu sehr mit Malaria Parasiten infiziert sind.

Dagegen waren die geologischen Verhältnisse weniger kompliziert und konnten trotz anfänglichen völligen Fehlens künstlicher Aufschlüsse verhältnismässig rasch entziffert werden. Es sind nur Glieder der Otavifformation und jüngere Eruptiva entwickelt und die herrschende Lagerungsform ist ein einfacher Sattel- und Muldenbau. Es gelang mir, schmale aber topographisch sich gut heraushebende durchhaltende Leithorizonte zu finden, welche die Erkennung der Lagerungsformen und eine allerdings nur petrographische Gliederung der Otavifformation ermöglichten. Dagegen war alles Suchen nach makroskopisch erkennbaren Fossilien bis jetzt vergebens.

Ein großer Übelstand für die geologische Kartierung war die meterdicke Überdeckung der großen Flächen mit jungen Deckschichten. Vor allem die über 30 qkm großen Eruptivlager sind völlig von diesen Oberflächenbildungen eingedeckt, so daß ihr Vorhandensein und ihre Ausdehnung nur

durch größere Schürfarbeiten festgestellt werden konnte, die in dankenswertester Weise von Herrn Direktor Thometzek bewilligt wurden.

Trotz alledem gelang es mir, dank der steten Unterstützung seitens der Bergwerksdirektion Tsumeb mit Reitpferden, Maultierkarren und Eingeborenen, und dank der vorzüglichen Gesundheit, deren ich mich stets in Südwest erfreute, die geologische Feldaufnahme der 200 qkm in 10 Monaten fertigzustellen. Die Originalkarte 1:25 000 wurde für den Druck auf die Hälfte photographisch verkleinert (siehe geologische Karte).

I. Geographische Übersicht des kartierten Gebiets.

Im nördlichen Teile des Otavibergrlandes, wo die geschlossenen meist ost-westlich streichenden Dolomitzüge sich in Berggruppen und Einzelberge auflösen, um allmählich nach Norden und Osten zu unter die ungeheuren Sand- und Kalkflächen des Ambolandes und der Kalahari unterzutauchen, liegt Tsumeb, 1300 m hoch über dem Atlantischen Ozean. Das kartierte Gebiet umfaßt gerade diese Übergangsregion: Im Süden sind noch die geschlossenen Höhenzüge, in die schon die Ausläufer der Fläche hineinragen; im mittleren Teil der Karte sind aufgelöste Berggruppen und Einzelberge auf der schon dominierenden Fläche aufgesetzt; endlich beginnt im Nordwesten schon die lückenlose sich unmerklich zur Etoschapfanne absenkende Fläche. Die Photographie Taf. 18 Figur 1 bringt diese Lage Tsumeb's deutlich zum Ausdruck, die Photographien Taf. 18, 19, Fig. 2 bis 6 geben weitere Ansichten dieser verschiedenen Landschaftstypen.

Eine xerophile Flora von Buschsteppen- stellenweise Savannencharakter herrscht auf den Flächen, vorwiegend aus Akazienarten bestehend, wenn auch der eigentliche „Hackiedorn“ (*Acacia detenens*) seltener ist und nur auf einzelne Streifen und Inseln sich beschränkt. Ein Charakterbaum der Umgebung von Tsumeb ist der Tambutti (*Escariopsis Dinteri*), der als Grubenholz und Brennmaterial vielfache Verwendung findet. Die Region der Mopane und der niederen Palmen fängt erst ungefähr 20 km nördlich von Tsumeb an. Auf den Bergen ist eine dichte und üppige Baumvegetation von sukkulentem Charakter mit vielen eigenartigen und altertümlichen Formen heimisch (Näheres siehe

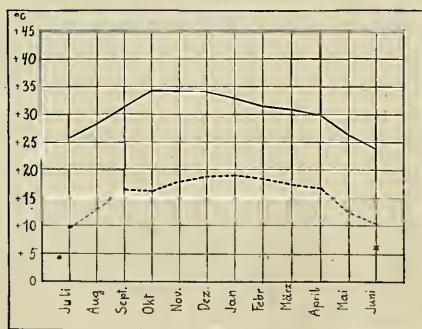


Fig. 4.

Durchschnittliche Maximal- und Minimaltemperaturen in Tsumeb in den einzelnen Monaten des Jahres 1913.

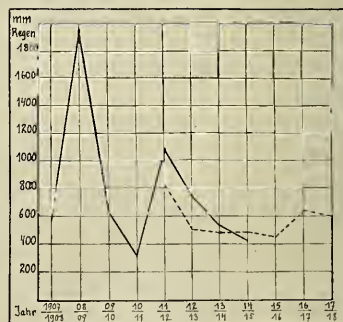


Fig. 5.

Niederschlagsmenge in Tsumeb 1907—1918.
(— Polizeistation; --- Mine.)

Seite 244). — Die mittlere Jahrestemperatur beträgt in Tsumeb etwa 23° C. Die Fig. 4 zeigt die durchschnittlichen Maximal- und Minimaltemperaturen in den einzelnen Monaten im Jahre 1913. — Das kartierte Gebiet liegt in einer Meereshöhe zwischen 1220 und 1480 m. Die Niederschlagsmengen in den Jahren 1907—1918 in Tsumeb sind in Fig. 5 dargestellt.

Der allgemeine Landschaftscharakter ist, wie überhaupt im ariden Afrika, so auch hier durch den Gegensatz zwischen Fläche und aufgesetzte Höhenzüge und Einzelberge bedingt, nicht wie in humiden Gegenden durch den Gegensatz zwischen Berg und Tal. Dieser meist als „Inselberglandschaft“ beschriebene Oberflächentypus tritt im Bereich der Tsumebkarte mit besonderer Deutlichkeit auf. Eine einzige zusammenhängende mit fossilem Flugsand und Oberflächenkalk bedeckte Fläche beherrscht die Landschaft. Sie hat im großen und ganzen eine gleichförmige kaum spürbare Abdachung nach Norden und dringt fast ohne Änderung ihres Abdachungswinkels tief ein zwischen die Bergzüge, die sich unmittelbar mit steilem Fuß aus ihr erheben (Taf. 18, Fig. 2). Talähnliche Erosionsformen sind bei dem Mangel an fließenden Gewässern auf den Flächen nie vorhanden und innerhalb des Gebirges auch nur stellenweise als schluchtartige Austiefungen entwickelt. Im allgemeinen ist eine erosive Zerschneidung der Berge nicht vorhanden. Die relative Höhe der Berge ist hier an der Nordgrenze des Gebirges gering und beträgt im Durchschnitt 50—100 m, im Höchstbetrage 140 m. Dagegen ist stets der Neigungswinkel der Berghänge sehr groß, 20 — 40° und erreicht auch öfters 45° . Das Gefälle ist sehr gleichmäßig, eine Schutthalde ist meist nicht entwickelt, sondern die meisten Berge erheben sich unmittelbar aus der Fläche.

Im Bereich des geschichteten Dolomits lehnen sich die Bergformen eng an die geologische Struktur an, indem die Höhenzüge dem Ausstrich der Sattel- und Muldenflügel folgen. Auch die verschiedene Steilheit der beiderseitigen Berghänge und die dadurch bedingte Asymmetrie der Bergformen ist nur ein Ausdruck der Lagerungsform und der Gesteinsbeschaffenheit. Dagegen ist ein solcher Zusammenhang zwischen der Morphologie und der geologischen Struktur im Gebiete des klotzigen Dolomits nicht ohne weiteres zu konstatieren.

Das Innere der Muldenröge und Satteltuppeln ist ebenso wie die konkordanten Mikrogranitlager im Innern der Mulden ausgetieft und ausgeräumt.

Eine besondere Eigentümlichkeit des Otaviberglandes, die auf dem Vorherrschen karbonatischer Sedimente beruht, sind die Verkarstungserscheinungen. Sie bedingen gewisse Groß- und Kleinformen der Oberflächenausbildung, sowie die Eigenarten der Hydrographie.

Eine in jüngere geologische Epochen fallende aber heute nicht mehr weiter wirkende Flug-sandüberschüttung hat das heutige großzügige Relief der Flächen geschaffen und ein älteres viel reicheres Relief begraben. Der Sand ist heute durch die Vegetation festgelegt und in demselben Sinne der Festlegung des Reliefs der Flächen wirkt auch die noch heute weiterschreitende Bildung des Oberflächenkalks. —

Die Stadt Tsumeb mit einer Bevölkerung von 499 Weißen (1. April 1918 ohne die englische Besatzung) und 1923 Eingeborenen*) (in erster Linie Ovanbo, dann Klippkaffern, Herero und Buschmänner) ist die einzige Siedelung im Bereich der Karte. Auf den Bergen, besonders in niedrigen

*)	Männer	Frauen	Kinder	Gesamt
Weißer	219	97	183	499
Eingeborene	1060	358	435	1923

Sätteln, aber auch auf hohen steilen Gipfeln, findet man hin und wieder verlassene Werften von Klippkaffern.

Die Gegend von Tsumeb ist eine der wirtschaftlich wichtigsten von Südwestafrika, denn die Tsumebmine ist die weitaus größte und wertvollste Erzlagerstätte des Schutzgebietes. Die Gründung der Otavi Minen- und Eisenbahn-Gesellschaft ist für die wirtschaftliche Erschließung des gesamten Nordens ausschlaggebend geworden. Das Auffinden der reichen Erze von Tsumeb war die Ursache der Erbauung der 560 km langen Otavibahn Swakopmund-Tsumeb und damit der wirtschaftlichen Erschließung des nördlichen Schutzgebietes.

II. Stratigraphische Verhältnisse.

(Siehe hierzu die geologische Karte 1:50 000.)

Im Bereich der Karte sind zwei sedimentäre Formationsglieder entwickelt: Teile der Otavifformation und der jüngsten geologischen Vergangenheit angehörige Oberflächenbildungen. Eine dritte Gesteinsgruppe wird von lager- und stockförmig eingedrungenen und mitgefalteten aplitischen und mikrogranitischen Eruptivgesteinen gebildet.

A. Otavifformation.

a) Das Verhältnis der Otavifformation zur Primärformation und die Unterscheidungsmerkmale beider.

Die Gesteine der Otavifformation liegen diskordant auf einem außerordentlich mächtigen Komplex stark zusammengefalteter und hochmetamorpher Gesteine, die überall den Sockel des afrikanischen Kontinents bilden, und die, charakterisiert durch den durchgehends hochmetamorphen Zustand, in ihrer Gesamtheit vorläufig als „afrikanische Primärformation“ zusammengefaßt werden sollen. Der prinzipielle Unterschied der Gesteine der Otavifformation und der der Primärformation besteht in folgenden Punkten:

1. Lagerungsformen. Alle Glieder der Primärformation sind stark aufgefaltet, zusammengeschoben und oft ausgequetscht, während das Faltungsschema innerhalb der Otavifformation sich im allgemeinen auf einen oft symmetrischen, manchmal unsymmetrischen Sattel- und Muldenbau beschränkt, der nur stellenweise in streichende überschiebungsartige Dislokationen übergeht.

2. Gesteinstruktur. Die Glieder der Primärformation zeigen alle die typischen Strukturen kristalliner Schiefergesteine, also teils eine deutliche schiefbrig-fasrige Druck- und Pressungsstruktur, teils ein holokristallin-grobkörniges gneisartiges Gefüge. Innerhalb der Otavifformation tritt eine regional verbreitete Druckschieferung überhaupt nicht auf und grobkristallines Gefüge ist nur ganz lokal auf die Nähe mineralisierter Spalten und Klüfte beschränkt. Im großen und ganzen sind die Karbonatgesteine feinkristallin bis dicht, manchmal noch mit primären Sedimentationsstrukturen. Die (im Bereich der Tsumebkarte nicht vertretenen) tonig-quarzigen Gesteine sind dicht, plattig und ebenschiefbrig abgesondert.

3. Mineralbestand. Für alle Glieder der Primärformation sind die metamorphen Mineralien der kristallinen Schieferreihe charakteristisch, während in den Otavigesteinen keine regional-metamorphen Mineralien nachgewiesen werden konnten.

Die Nichtbeachtung dieser grundlegenden manchmal schon im Handstück, stets aber im geologischen Verband und unter dem Mikroskop erkennbaren Unterschiede hat seither dazu geführt, die Otavifformation viel ausgedehnter anzunehmen, als sie in der Tat ist, so bei Range (15); Wagner (20); Kuntz (27); Krause (26); Wagner (34); Cloos (35).

Während am südlichen und westlichen Rand des Otaviberglandes allenthalben Glieder der Primärformation unter den Otavigesteinen zum Vorschein kommen, ist dies im Bereich der Tsumebkarte nicht der Fall, und das anstehende Gebirge wird nur von Gliedern der Otavifformation und jüngeren Eruptivgesteinen gebildet.¹⁾

b) Die im Bereich der Karte auftretenden Gesteinsglieder der Otavifformation.

1. Allgemeiner Überblick und Gliederung.

Die Otavifformation besteht ganz überwiegend aus karbonatischen Sedimenten — Dolomiten und Kalken — von ganz außergewöhnlicher Mächtigkeit. Im Bereich der Tsumebkarte sind allein 2400 m Dolomite und Kalke aufgeschlossen, während die Mächtigkeit der ganzen Karbonatgesteine vielleicht 3000 m beträgt.

Drei Arten von petrographisch zu unterscheidenden Gesteinstypen treten innerhalb des kartierten Gebiets auf, welche mangels paläontologischer Unterschiede die Grundlage der auf der Karte dargestellten Gliederung bilden. Es sind dies:

1. Klotzige Dolomite.
2. Geschichtete Dolomite und Kalke mit Hornsteineinlagerungen.
3. Plattenkalke.

Die Plattenkalke sind dem klotzigen Dolomit eingelagert und teilen ihn in eine untere und eine obere Gruppe, die petrographisch identisch sind.

Die geschichteten Dolomite und Kalke mit Hornsteineinlagerungen gliedern sich nach ihrer Färbung in eine untere hellgraue Gruppe und eine obere schwarzgraue Gruppe.

In den geschichteten Dolomiten und Kalken sind mehrere meterbreite konkordante Einlagerungen vorhanden, die überall durchsetzen und wegen ihres charakteristischen Aussehens auf der Karte ausgehalten worden sind.

Von dem unteren klotzigen Dolomit und dem oberen geschichteten Dolomit ist nur ein Bruchteil in dem kartierten Gebiet vorhanden.

Die angewandte petrographische Gliederung der im Bereich der Tsumebkarte auftretenden Gesteine der Otavifformation nebst ihren Mächtigkeiten und den gebräuchlichen Abkürzungen²⁾ ist folgende (von oben nach unten):

Obere geschichtete Dolomite und Kalke	cdg ₂	> 600 m
Untere geschichtete Dolomite	cdg ₁	250 m
Obere klotzige Dolomite	cdk ₂	1050 m
Plattenkalke	ckp	200 m
Untere klotzige Dolomite	cdk ₁	> 300 m

zusammen > 2400 m.

¹⁾ Die petrographischen Verhältnisse der südlich dem Otavibergland vorgelagerten Gesteine der Primärformation werde ich in einem späteren Beitrag behandeln, der sich mit den geologischen Verhältnissen und den Erzlagerstätten des Otavitals befaßt.

²⁾ Als Buchstabe für die Otavifformation verwende ich „c“ und möchte damit ausdrücken, daß es sich um eine altpaläozoische Formation handelt.

Die charakteristischen Unterschiede zwischen diesen verschiedenen Gesteinsarten, wie sie morphologisch in die Erscheinung treten, sind fast nur an den Erhebungen und Bergen sichtbar, weil das anstehende Gestein der Flächen meistens gleichmäßig mit einer lückenlosen Decke von Flugsand überdeckt ist.

2. Die klotzigen Dolomite. (cdk).

a) Äußere Erscheinungsformen und Verkarstungserscheinungen.

Die klotzigen Dolomite bilden das mächtigste Glied der Otaviformation. Allein die obere Gruppe ist 1050 m mächtig und von der unteren Gruppe bilden die 300 m, die im Bereich der Karte anstehen, nur einen Bruchteil der Gesamtmächtigkeit.

Der klotzige Dolomit ist das Charaktergestein des Otaviberglandes. Er baut die Mehrzahl der schroffen, unmittelbar aus den ebenen Talflächen sich erhebenden Höhenzüge und Einzelberge auf (Taf. 18, Fig. 2). Eine an Arten und Individuen reiche, dichte und üppig wuchernde Vegetation von hochstämmigen, dichtbelaubten, sukkulenten Baumarten und niederen Gewächsen hindert im Verein mit Lianen, Sansevierien und Euphorbien das Erklimmen der Berge ebenso sehr wie der allenthalben zu Tag tretende scharfgratig erodirte und tiefverkarstete Dolomit. Meist lohnt sich wegen der dichten, hochstämmigen und fast das ganze Jahr hindurch Laub tragenden Vegetation eine Besteigung auch garnicht, und eine Aussicht ist nur von vegetationsfreien Karrenfeldern zu erlangen.

Der klotzige Dolomit baut die steilsten und relativ höchsten Berge des kartierten Gebietes auf. Ihre morphologische Eigentümlichkeit beruht auf zwei Faktoren: Einmal erheben sie sich stets mit steiler Neigung und ohne Schutthalde direkt aus der ebenen Fläche. Unmittelbar mit diesem Steilanstieg beginnt auch die charakteristische, von der der Flächen total verschiedene Flora. Sodann bilden sie nicht, wie der geschichtete Dolomit, langanhaltende im Streichen verlaufende Kämme, sondern rundliche und elliptische Einzelberge und Berggruppen, von denen nach allen Seiten gerundete Ausläufer ausstrahlen, welche oft dolinenartige Hohlformen umschließen. Ein Blick auf die geologische Karte und die Fig. 16 zeigt diesen Unterschied sehr deutlich. Die steilen Hänge sind nie schuttbedeckt, der Neigungswinkel beträgt $20-45^{\circ}$, die relative Höhe im Bereiche der Karte bis zu 140 m. Eine erosive Zerschneidung und konsequente Entwässerungsrisse fehlen völlig.

Die Verkarstungserscheinungen werden gesondert im „Dritten Beitrag“ pag. 295 behandelt.

b) Petrographie.

Das Gestein sieht äußerlich sehr gleichförmig aus. Die den Atmosphären ausgesetzte Oberfläche ist hellgrau, bedeckt mit Rillen, Poren und Narben. In dem ganzen mehr als 1 km mächtigen Dolomitkomplex sind nur gleichmäßig feinkörnige bis dichte Gesteine vertreten. Meist ist die Struktur gleichmäßig richtungslos-körnig, ganz selten ist das Gestein durch heller und dunkler grau gefärbte verwaschene Streifen parallel struirt. In einzelnen flachgestreckten meterdicken Linsen zeigt der klotzige Dolomit auf frischen Bruchflächen, noch besser auf angeschliffenen und polierten Flächen, schon für das bloße Auge sichtbar eine eigenartige nierige Struktur, die stellenweise beinahe oolithisch wird. Die kleinen kaum 1 mm großen rundlichen, elliptischen und mannigfach zerlappten Nieren liegen in einer sich wenig abhebenden, heller gefärbten Masse. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, handelt es sich hier vielleicht um organische Überreste (siehe S. 255).

Die Farbe des klotzigen Dolomits ist meist ein reines hellgrau, stellenweise mit einem gelblichen oder rosa Ton. Dunkelgraue Banke sind selten.

Wie schon der von mir gewählte Name für dieses Formationsglied andeutet, ist der Dolomit im großen wie auch im einzelnen durchweg ungeschichtet und ungegliedert. Keine Hornsteinbänder durchziehen ihn, keine durch Struktur oder Korngröße abweichende Gesteinslage und keinerlei Schichtungsstufe bringt eine Abwechslung in den monotonen Gesteinskomplex. Nur vier schmale quarzreiche Bänder, die aber auch nicht überall entwickelt sind, unterbrechen die Eintönigkeit des klotzigen Dolomits. Es ist wegen dieses Mangels an primärer Schichtung nicht möglich, innerhalb dieses Komplexes Fallen und Streichen zu bestimmen.

Mikrostruktur: Das herrschende Mineral ist Dolomitspat¹⁾. Kalkspat wurde nie beobachtet. Quarz tritt sehr zurück. Hämatit in der Form des Eisenglimmers ist in manchen Stücken in winzigen hexagonalen Blättchen sehr verbreitet. Serizit bildet zusammen mit Eisenglimmer und Quarz Ausfüllungsmassen von dünnen streichenden Klüften oder „Drucksuturen“.

Der richtungslos körnig struierte Dolomit ist auch unter dem Mikroskop ganz gleichmäßig. Die durchschnittliche Größe der meist isometrischen, seltener gestreckten Dolomitskörner beträgt 0,01–0,05 mm. Nie zeigen sie eigene Kristallbegrenzungen, stets sind die einzelnen Körner ganz unregelmäßig und innig miteinander verzahnt (siehe Fig. 6).

Bei dem nierig struierten Dolomit bestehen die einzelnen Nieren aus ganz feinkörnigem Dolomitspat. Es sind runde, elliptische, fünfeckig- und sechseckig-prismatische, sowie mannigfach zerlappte Partien, die manchmal noch eine innere Struktur zeigen (siehe Taf. 20, Fig. 8 u. 9). Die vielgestaltigen und oft verzweigten Poren dazwischen sind mit gröber körnigem Dolomitspat ausgefüllt. Einzelne dieser Poren enthalten einen einzigen größeren Dolomitspatkristall. Die Begrenzung der größeren Individuen in diesen Poren ist meist eine einfache, nicht verzahnte, oft von Kristallflächen von $\{10\bar{1}1\}$ bedingte. Während die Dolomitspatkörner der feinkörnigen Partien weder in Dünnschliffen noch in polierten und angeätzten Schliffen eine innere Struktur zeigen, sind die größeren Kristalle der Poren meist von Zwillingsslamellen durchzogen.

Diese kurz beschriebene und in den Figuren 8–9 der Taf. 20 abgebildete Struktur dürfte vielleicht organischen Ursprungs sein. Vielleicht handelt es sich um Archacozoyathiden-Riffe, die ja nicht stockförmig, sondern in flachen Linsen und Schichten vorkommen²⁾ (vgl. die paläontologischen Bemerkungen von A. Born p. 255).

Bemerkenswert ist noch, daß einzelne rundliche Poren mit einem feinkörnigen Quarzmosaik ausgefüllt sind (Fig. 8 oben), das scheinend nicht sekundär ist, sondern vielleicht Kieselorganismen zu entsprechen scheint.

Schon mit bloßem Auge kann man im dichten Dolomit manchmal papierdünne „Drucksuturen“ gewahren, die, dem Streichen und Fallen parallel verlaufend, im großen und ganzen gradlinig sind,



Vergr. 150:1

Fig. 6.

Mikrostruktur des klotzigen Dolomits (Zeichnung nach der Mikrophotographie eines polierten und geätzten Anschliffs).

¹⁾ Zur mikroskopischen Erkennung des Dolomitspats im Gegensatz zu Kalkspat diente mir mit bestem Erfolg das Lembergsche Reagens (AlCl_3 -Lösung mit einem lackbildenden Farbstoff).

²⁾ A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy. 1913, p. 417 ff.

im einzelnen aber viele kleine Knicke und Faltungen zeigen. Sie halten meist nur kurze Strecken an. Unter dem Mikroskop ist die innere Ausfüllung symmetrisch struiert (Taf. 20, Fig. 8 unten). Die Salbänder bestehen beiderseits aus grobkörnigem Dolomit, dessen rhomboedrisch begrenzte Individuen in die Gangmasse hineinragen. Senkrecht oder diagonal auf diesen Salbändern stehen Quarzstengel und spärliche Serizitblättchen, während die innerste Gangausfüllung aus idiomorphen Eisenglimmertafeln, Serizitlamellen und ganz winzigen hochlichtbrechenden Nadelchen besteht. Letztere sind vielleicht Rutil. Nach der Art der Knicke in diesen Gängchen zu urteilen, scheint es sich um Druckklüfte zu handeln, die bei der Auflaltung des Gebirges durch ungleichmäßige Auflösung entstanden sind, wie dies G. Wagner¹⁾ neuerdings ausführlich begründet hat. Bekanntlich verhält sich ja Dolomit den dislozierenden Einflüssen gegenüber viel spröder als Kalkstein.

Während diese Klüfte mitten im klotzigen Dolomit selten vorkommen und nie lange aushalten, häufen sie sich an seiner unteren Grenze gegen den Plattenkalk hin, sodaß die untersten 20 m des klotzigen Dolomits überall als feinschichtiger Dolomit entwickelt sind. Hier folgen sich die parallelen 0,2—0,5 mm breiten z. T. mit Quarz ausgefüllten Drucksuturen in regelmäßigen Abständen von 3—5 mm.

c) Verkieselungserscheinungen und verkieselte Einlagerungen im klotzigen Dolomit.

Eine Verkieselung des klotzigen Dolomits, d. h. die Verdrängung von Dolomitspat durch Quarz, ist selten. Ganz vereinzelt kommt es vor, daß erbsengroße Körner, dezimeterlange Linsen und Schnüre von Quarz im Gestein regellos zerstreut liegen. Eigentliche Hornsteinbänder und Linsen fehlen dem klotzigen Dolomit durchaus. Nur vier 1—2 m mächtige konkordante Einlagerungen sind innerhalb des Dolomitkomplexes vorhanden, die zum größten Teil aus Quarz bestehen. Sie heben sich mancherort als Riffe heraus, teils sind sie sehr wenig ausgeprägt. Auf dem nördlichen Teil der Karte habe ich sie trotz ihrer geringen Mächtigkeit eingezeichnet, weil sie das einzige Mittel bieten, die Lagerungsverhältnisse des klotzigen Dolomits zu erkennen. Dagegen fehlen im südlichen Teile äquivalente Einlagerungen. Innerhalb der Einlagerungen tritt der Quarz in Körnern und unregelmäßigen Linsen, oft auch als netz- und gitterartige Partien auf, zwischen denen noch eckige Verdrängungsreste von Dolomit übrig sind. Unter dem Mikroskop ist als verdrängendes Mineral nur Quarz zu konstatieren, nie Chalzedon. Meist ist es ein feinkörniges Mosaik von isometrischen, miteinander verzahnten Quarzkörnchen, die in ihrer Struktur und Orientierung in keiner Weise mehr die Formelemente des verdrängten Dolomits andeuten. Zahlreiche Dolomitreste sind stets noch im Quarz vorhanden, meist zerfressene Rhomboeder, seltener gerundete Körner (Taf. 20, Fig. 11). Sehr eigenartig ist eine Umkristallisation des Dolomits, die mit der Verkieselung Hand in Hand geht. Einmal ist nämlich der Dolomit in der Nähe verkieselter Partien stets grobkörnig ausgebildet und hat eine von dem Hauptgestein verschiedene Struktur. Die einzelnen Dolomitkörner sind meist gut rhomboedrisch ausgebildet, sind nicht miteinander verzahnt und enthalten auch keine Einschlüsse. Oft ragen große neugebildete Dolomitrhomboeder in den Quarz hinein. Sodann ist ein Teil des Dolomits auch innerhalb des Quarzes neu ausgeschieden und bildet dort kleine, scharf begrenzte, stets ganz wasserklare und einschlußfreie Rhomboeder, die manchmal noch durch die Basis abgestumpft sind²⁾

¹⁾ G. Wagner: Styolithen und Drucksuturen. Geol. pal. Abh. 1913. 11. 101—127.

²⁾ Ähnliche „Relikte“, teils mit, teils ohne Umkristallisation, beschreibt E. Kalkowsky. (Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. Isis 1901, S. 75, 80, 82). G. Berg (Mikroskop. Untersuchung der Erzlagerstätten, Berlin 1915, S. 144) gibt eine Beschreibung und Abbildung solcher Reste und neuentstandener Rhomboeder in einem Hornstein von „Otavi“ (gemeint ist natürlich die Tsumebmine, 70 km nordöstlich von Otavi, das nur eine Eisenbahnstation ist). Er faßt aber diese Rhomboeder als „Reste“ auf, während sie Neubildungen sind. Außerdem ist es kein Kalkspat, sondern Dolomitspat.

(Taf. 20, Fig. 10). Weitere Einschlüsse zeigt der Verdrängungsquarz nicht, insbesondere treten bei der Verdrängung nie Serizit oder Eisenglimmer als Begleitminerale auf, wie es bei den Druck-suturen im Dolomit der Fall ist. Der Beginn der Verdrängung ist im Gegensatz zu vielen Beobachtungen anderorts hier nie durch das Auftreten idiomorpher Quarzkristalle im Dolomit¹⁾ markiert.

3. Die Plattenkalke. (ckp).

a) Äußere Erscheinungsformen.

Zwischen den unteren und den oberen klotzigen Dolomit schiebt sich eine 200 m mächtige Lage von wohlgeschichteten dünnplattigen Kalken ein. Sie machen sich im Gelände schon von weitem durch ihre auffallende Vegetationsarmut bemerkbar, welche im scharfen Gegensatz steht zu dem dichten Laubwald und dem Gewirr von niederen Gewächsen und Schlingpflanzen, die auf dem klotzigen Dolomit heimisch sind. Die Vegetation der Plattenkalke beschränkt sich wie die der Schieferbänder im Otavibergland nur auf wenige, spärlich verteilte Halbsträucher, halbhohle Akazienarten und eine lockere Grasnarbe.

b) Petrographie.

Stets sind die Kalke wohlgeschichtet und in 5—6 cm dünne ebene Platten abgesondert. Die verschiedenen Lagen sind mannigfach gefärbt, weiß, grau, gelblich, rosa und dunkelrot. Stets ist das Korn ganz dicht. Andersartige Einlagerungen sind nicht vorhanden. Manche Bänke sind reich an millimeterdünnen Quarzbändern, die der Schichtung parallel laufen. Die Verkarstungserscheinungen siehe S. 297.

Unter dem Mikroskop sind nur Kalkspat, Dolomit, Quarz und seltener Eisenglimmer zu erkennen. Die Kalkspatkörner sind 0,01—0,05 mm groß, meist isometrisch, seltener nach einer Richtung gestreckt ausgebildet. Die einzelnen Kalkspatkörner liegen meist mit glatten Grenzen aneinander. Zwischen den feinkörnigen Partien sind auch solche mit größeren Kalkspatindividuen, mit denen zusammen dann auch stets viel Eisenglimmer in sechseckigen Plättchen vorkommt. Diese größeren Kalkspäte sind nicht wie der Dolomit in den grobkörnigen Partien rhomboedrisch begrenzt, sondern sie haben gerundete Konturen. Alle Kalkspatkörner enthalten viele winzige stäbchenförmige hochlichtbrechende Einschlüsse. Dolomitspat ist in manchen Stücken in einzelnen gerundeten Körnern weit verbreitet und scheint den Beginn einer Dolomitisierung anzudeuten, die mit der Verkieselung Hand in Hand geht.

c) Verkieselungserscheinungen.

Verkieselungserscheinungen sind nicht häufig. Stellenweise durchziehen millimeterschmale Quarzbänder die Kalkplatten parallel der Schichtung. Unregelmäßig im Gestein verteilte Quarznester sind selten. Der Quarz ist mittelkörnig und enthält noch Reste von Kalkspat in gerundeten Körnern.

4. Die geschichteten Dolomite und Kalke. (cdg).

Scharf begrenzt durch eine verkieselte Bank von tutenmergelartiger Struktur liegen die geschichteten Dolomite und Kalke auf dem oberen klotzigen Dolomit. Im ganzen Bereich der Karte und darüber hinaus ist diese Grenze sehr scharf markiert und der Unterschied zwischen dem massigen ungliederten Dolomit und den geschichteten Gesteinen mit ihren in kurzem Abstand aufeinander folgenden Hornsteinbändern ist sehr in die Augen fallend.

¹⁾ W. Lindgren: Mineral Deposits. 1913, S. 161.

Diese geschichteten Gesteine teilen sich in zwei Gruppen, die sich äußerlich durch die Farbe unterscheiden und die petrographisch und faziell ein durchaus verschiedenes Gepräge tragen. Die Grenze zwischen den beiden Gruppen ist nicht immer scharf.

A. Untere Gruppe: Hellgraue geschichtete Dolomite mit hellen Hornsteinbändern und gefalteten Einlagerungen. (cdg.).

a) Äußere Erscheinungsformen.

Der untere geschichtete Dolomit trägt auf den Erhebungen eine Vegetation, die in Bezug auf Arten und Individuenzahl mit der des klotzigen Dolomits identisch ist. Im Gegensatz zum klotzigen Dolomit bildet der geschichtete Dolomit stets lang anhaltende im Streichen verlaufende Bergrücken, die in sich auch oft zerschnitten sind. Meist besteht dabei die eine Bergflanke aus der oberen, die andere aus der unteren Gruppe, so daß der Bergkamm petrographisch und morphologisch eine scharfe Grenze bildet. Sowohl die Vegetation, als auch die Gefällsverhältnisse, die Zerschneidung und Schuttbildung sind im Gebiet des unteren Dolomits andere als in der oberen Gruppe. Der untere helle Dolomit mit seinen zahlreichen dicken Bänken von Hornstein bildet stets steile 20—40° geneigte Hänge, die oft tiefe schluchtartige konsequent verlaufende Entwässerungsrinnen tragen (s. auf der Karte besonders die im NO liegende Bergkette). Diese Schluchten sind gegen das Vorland hin mit Schuttströmen erfüllt und endigen in mächtige Schuttkegel, die auf die Fläche aufgeschüttet sind. Die aus den oberen Dolomiten und Kalken bestehenden Hänge sind stets viel flacher, höchstens 20° geneigt, sind nie durch tiefe Schluchten zerschnitten, sondern enthalten nur flache sich bald verlaufende Rinnale. Diese durch den verschiedenen Neigungswinkel der Berghänge immer vorhandene Asymmetrie der Bergkämme kommt auf dem Panorama von Tsumeb (Taf. 18, Fig. 1) gut heraus, wo der rechte, nördliche Hang des Hüttenberges aus den unteren, der linke südliche Hang aus der oberen Gruppe der geschichteten Kalke und Dolomite besteht. Auch der Unterschied in der Vegetation beider Hänge ist auf dieser Photographie zu sehen. Verkarstungserscheinungen treten in diesem Gestein wegen der ständigen Wechsellagerung mit Hornstein sehr zurück. Einzelne Dolomitrippen zeigen kurze Schratten. Die Zerfalls- und Verwitterungsprodukte sind hier viel reichlicher als auf dem klotzigen Dolomit, insbesondere bietet jede dickere herausragende Hornsteinbank eine Auffangvorrichtung für den Abhangschutt. Auf diesem Schuttstreifen ist die Buschvegetation ziemlich spärlich, während ein paar Meter weiter im anstehenden Fels wieder ein Buschstreifen auftritt. So haben diese Berge von der Ferne gesehen ein eigenartiges, gestreiftes, zebraähnliches Aussehen, was auch Veranlassung gab zur Benennung der nordöstlichen Kette als „Zebra-kette“.

b) Petrographie.

Die unteren hellgefärbten geschichteten Dolomite bestehen aus einer Wechsellagerung von hellgrauem Dolomit, Hornsteinbändern und Einlagerungen verschiedener Art und Struktur.

Dolomit. Die Dolomitlagen sind in sich ungeschichtet und gleichen in Farbe und sonstigem Aussehen ganz dem klotzigen Dolomit. Der Eindruck der Schichtung wird nur durch die parallelen Hornsteinbänder hervorgerufen. Der Dolomit ist feinkörnig bis dicht und gleichmäßig hellgrau. Eine feinnierige Struktur, wie sie innerhalb des klotzigen Dolomits öfter vorkommt, und die wohl organischen Ursprungs ist, wurde hier nicht beobachtet. Dagegen bestehen einige Bänke an der Basis aus oolithähnlichen Gebilden von 0,1—0,3 mm Durchmesser. Unter dem Mikroskop ist jeder

„Oolith“ ein Dolomitspatindividium von rundlichem bis quadratischem Querschnitt. Die Grenzen der Individuen sind miteinander verzahnt. Das Innere der einzelnen Körner ist bis auf einen schmalen Rand voller kohligter Einschlüsse. Im Dünnschliff ähneln diese Gebilde den Durchschnitten von Crinoiden-Stielgliedern. Sonst wurde nur gleichmäßig struierter Dolomit gefunden mit isometrischen 0,05—0,1 mm großen Körnern, die miteinander verzahnt sind.

Hornsteinbänder. Sie sind dem Dolomit konkordant eingelagert und sind die alleinige Ursache für die Schichtung des Gesteins. Dünnere Hornsteinbänder von 1—5 cm Stärke folgen sich in einem Abstände von 5—10 cm (siehe den unteren Teil von Taf. 21, Fig. 12), während dickere Bänke von 20—50 cm Mächtigkeit 50—100 cm weit voneinander abliegen. Manchmal ist ein und dasselbe Band hunderte von Metern weit ununterbrochen zu verfolgen, öfters keilt aber ein Band bald aus und erscheint nach kurzer Zeit in derselben Schicht wieder, so daß die ganze Lage aus flachen Linsen besteht (Taf. 21, Fig. 12 Mitte). Im allgemeinen sind, wie auch C. R. van Hise¹⁾ hervorhebt, die mächtigeren Bänke durchhaltender als die dünnen.

Die Hornsteinbänder des unteren geschichteten Dolomits sind stets hell gefärbt, weiß, hellgrau, rosa und rötlich, nie schwarz. Sie sind absolut dicht, mit splittrigem muscheligen Bruch. Bei vielen Bändern kann man schon mit bloßem Auge, besonders wenn man eine frische Bruchfläche naß macht, eine feine Lagenstruktur bemerken, die aber nur selten gradlinig, parallel der Erstreckung des Bandes verläuft. Vielmehr sind diese 0,5—1 mm breiten, manchmal verschiedenfarbigen Lagen meist gewellt und oft aufs intensivste gefältelt und gestaucht (Taf. 21, Fig. 13). Dabei ist nie eine einheitliche Fältelungsrichtung vorhanden, wie es der Fall wäre, wenn es sich um tektonische Ursachen handelte, wenn diese Hornsteinbänder also z. B. die verkieselten Ausstriche streichender Überschiebungen wären. Vielmehr ist das Gestein allseitig in sich so gestaucht und gefältelt, als ob diese Textur einem endogenen Vorgange in der Hornsteinbank selbst ihr Dasein verdankte, z. B. einer Volumvermehrung z. Zt., als sie sich bereits im festen Dolomitverband befand. Diese Annahme wird bestärkt durch die Tatsache, daß die Grenzflächen selbst der intensivst gefältelten Bänder gegen den Dolomit stets ebene oder nur ganz flach gewellte Flächen sind. Diese feingefältelten Hornsteinbänder leiten schon über zu den ähnlich gefalteten aber gröber struierter und mächtigeren Einlagerungen, welche im nächsten Abschnitt gesondert behandelt werden.

Die mineralogische Zusammensetzung und die Mikrostruktur sämtlicher Hornsteinbänder, ob gefältelt oder nicht, ist dieselbe. Das Hauptmineral ist Quarz, der das nämliche äußerst feinkörnige Mosaik bildet wie es schon bei der Verkieselung des klotzigen Dolomits beschrieben wurde. Chalzedon oder Opal fehlen absolut. Selbst in den intensivst gestauchten Partien zeigt der Quarz keine Spur von Auslängung oder undulöser Auslöschung, auch nie eine Paralleltextur, sondern er bildet stets dasselbe isometrisch körnige Mosaik, ist also deutlich jünger als die Fältelungsursache. Die Bänderung wird dadurch hervorgerufen, daß die einzelnen Längen ärmer oder reicher an Dolomitspat sind. Es sind scharf begrenzte klare Kristalle, bestehend aus dem Grundrhomboëder in oft idealer Ausbildung, manchmal durch die Basis abgestumpft. Die Größe schwankt von 0,01—0,05 mm und geht bis zu submikroskopischen Dimensionen. Diese scharfen klaren Rhomboëder sind bei der Verkieselung durch Umkristallisation neu gebildet (s. p. 246 und Taf. 20, Fig. 10). Daneben kommen auch echte Verdrängungsreste vor, die oft ganz zerfressen sind, mit ausgehöhltem Innern, und die stets trüb und einschlußreich sind (Taf. 20, Fig. 11). Manche Bänder enthalten Dolomit und Quarz bis zu gleichen Teilen und

¹⁾ C. R. van Hise: A Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Surv. 1904 Mon. 47 p. 816.

andere bestehen aus reinem Quarz. Stets sind die Dolomitmörner isoliert und Quarz bildet die Zwischenmasse. Die Dolomitmörner liegen wirr durcheinander, irgendeine Orientierung ist nicht vorhanden. Spärlich kommen dann noch in den verkieselten Partien winzige Serizitblättchen vor.

Die Fältelungsstruktur wird an der Oberfläche dadurch gut sichtbar, daß in den obersten paar Millimetern die Dolomitmörner durch die Verwitterung ausgelöst werden, wodurch diese Bänder hell erscheinen im Gegensatz zu den quarzreichen Bändern. Im Dünnschliff solcher randlicher Partien sind dann an Stelle des Dolomits scharf begrenzte rhomboëderförmige Hohlräume zu sehen.

Gefältelte Einlagerungen. Die mächtigeren konkordanten Einlagerungen innerhalb des unteren geschichteten Dolomits haben alle ein eigenartiges und charakteristisches Aussehen, sodaß zwei von ihnen, von tutenmergelähnlichem Habitus, welche im ganzen Bereich der Karte und noch weit darüber hinaus lückenlos zu verfolgen sind, als Leithorizonte auf der Karte ausgehalten und mit τ_1 und τ_2 bezeichnet worden sind. Das untere Band τ_1 bildet überall die Grenze des klotzigen gegen den geschichteten Dolomit. In konstantem Abstand von 120 m folgt das dem ersten ganz identische Band τ_2 . Beide sind überall 1,50—2 m mächtig und bilden meterhohe Riffe. Die ganz merkwürdige Struktur dieser Bänder zeigt die Textfig. 7 und Taf. 22, Fig. 14. Das Gestein ist durchweg so intensiv gefältelt und gestaucht, wie die schon erwähnten Hornsteinbänder, nur ist die Bänderung etwas gröber,

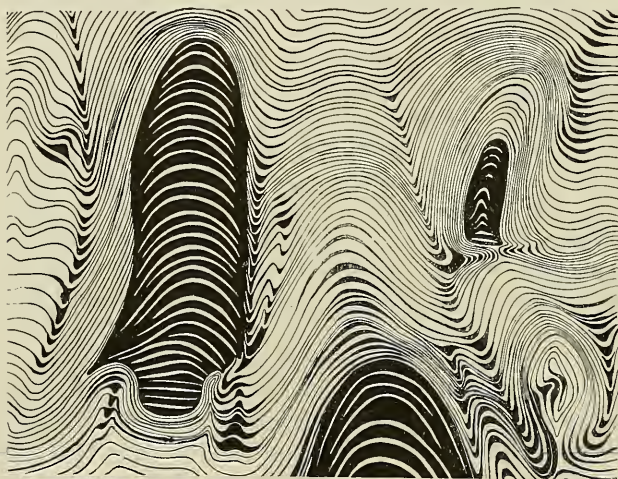


Fig. 7.

Struktur der Einlagerungen τ in cdg. Natürl. Größe. Zeichnung nach Handstücken. Schwarz: quarzreiche, weiß: quarzarme verkieselte Dolomitlagen.

parallelen Schalen von Quarz, zwischen denen sich Schalen befinden, die reicher an Dolomitmörnern sind. Die konvexe Wölbung der Schalen ist stets nach oben gerichtet. Die Länge dieser Gebilde ist verschieden, von mehreren Zentimetern bis zu einem halben Meter, ihre Dicke 2—5 cm. Sie beginnen an ihrem unteren Ende mit einer kleinen schmälere Partie mit horizontalen Lagen, allmählich krümmen diese sich mehr und mehr, und der Krümmungsradius der Schalen verkleinert sich stetig nach dem oberen Ende hin. Alle diese Gebilde stehen in genauem Zusammenhang zur Fältelungs-

mit 2—3 mm Abstand. Das Gestein ist noch meist dolomitisch, nur die feinen Bänder bestehen vorwiegend aus Quarz. An den Sattel- und Muldenachsen, und auch öfters an anderen Stellen, erweitern sich diese feinen Quarzbänder zu dickeren Quarzlinen. Dieses gefältelte Gestein ist nun durchspießt von langen zylindrischen Gebilden, die mit ihrer Längsrichtung senkrecht auf der Schichtfläche stehen. Sie sind in der ganzen Einlagerung unregelmäßig verteilt, ohne an eine bestimmte Lage gebunden zu sein. Sie bestehen aus allseitig ganz regelmäßig gewölbten ineinander steckenden

und Stauchungsstruktur ihrer Umgebung. Dadurch daß sie bis auf einzelne Dolomitmörner in schmalen Lagen völlig verkieselt sind, heben sie sich an der angewitterten Oberfläche aus dem sonst meist noch aus Dolomit bestehenden Gestein scharf hervor, dessen Bänderung ebenfalls bei der Verwitterung heraustritt. Die Photographie Taf. 22, Fig. 14 gibt die äußere Ansicht eines solchen angewitterten Felsens, in dem diese Quarzzylinder zu sehen sind. Die Zeichnung Fig. 7 ist aus verschiedenen Handstücken kombiniert und stellt die innere Struktur der Zylinder, deren Verhältnis zur Fältelung der Umgebung und die Verteilung von Quarz und Dolomit dar.

Die Mikrostruktur enthüllt nichts neues. Die einzelnen Lagen sind mehr oder weniger verquarzt und enthalten bald weniger bald mehr Verdrängungsreste von Dolomit und neugebildete Dolomit-rhomboider. Quarz bildet das bei den anderen Verkieselungen schon beschriebene feinkörnige Mosaik. Auch Serizitblättchen kommen selten vor. Die möglichen Ursachen dieser eigenartigen tutenmergel-ähnlichen Einlagerungen werden im faziellen Abschnitt-besprochen. Eine weitere Art von Einlagerungen innerhalb des unteren geschichteten Dolomits ist gewöhnlich nur einige hundert Meter weit zu verfolgen und keilt dann aus. Sie ist auch nicht niveaubeständig, sondern findet sich an verschiedenen Orten in verschiedenen Horizonten, bald zwischen ι_1 und ι_2 , bald zwischen ι_1 und der Grenze gegen die obere Gruppe des geschichteten Dolomits. Auf der Karte sind sie nicht ausgeschieden worden. Sie fallen ebenfalls durch ihre Bänderung und durch ihre stark gefaltete und gestauchte Struktur innerhalb eines sonst ungestörten Dolomitkomplexes auf. Die Struktur ist aber viel gröber als bei den ι -Bänken. Die einzelnen gefalteten Bänder sind bis zu 5 cm breit und stets aus schneeweißem Quarz, mit Dolomitbändern dazwischen. Die Faltung ist von gleicher Intensität wie bei den anderen Einlagerungen beschrieben wurde, die einzelnen Falten und Überfaltungen aber von viel größeren Dimensionen. Die Mächtigkeit der Einlagerungen beträgt 4—5 m und keilt sich gewöhnlich nach beiden Seiten rasch aus. Unter dem Mikroskop zeigen die einzelnen Bänder meist ein feinkörniges Quarzmosaik mit wenigen Dolomitresten. Dazwischen bestehen andere Bänder aus grobstengeligem Quarz, dessen Längsachse senkrecht zu der Bänderung steht.

Schließlich muß noch eine dritte Art von Einlagerungen erwähnt werden, welche nur ganz kurze Linsen bildet. Sie ist auf dem oberen Teile von Taf. 21, Fig. 12 dargestellt. 10—20 cm breite Quarzbänke sind senkrecht zur Schichtung wie gekammert, indem kuppelförmig gekrümmte Quarzwände in kurzem Abstand parallel aufeinander folgen, zwischen denen Dolomit eingelagert ist. Durch die Verwitterung wird der Dolomit herausgelöst und die eigenartige Kammerung tritt zu Tage. Innerhalb derselben Schicht ist die Krümmung der Quarzzwischenwände eine zeitlang in demselben Sinne gerichtet, um dann eine Strecke weit im umgekehrten Sinn zu verlaufen. Wo beide Partien zusammenstoßen, sind die Quarzwände lemniskatenähnlich gekrümmt. Die mikroskopische Zusammensetzung und die Mikrostruktur ist dieselbe wie die der seither beschriebenen verkieselten Einlagerungen.

B. Obere Gruppe: Schwarze Dolomite und Stinkkalke mit schwarzen Hornsteinbändern und Oolitheinlagerungen. (cdgr).

a) Äußere Erscheinungsformen.

Die Vegetation der oberen Gruppe der geschichteten Dolomite und Kalke ist eine andere wie die des klotzigen Dolomits und des unteren geschichteten Dolomits. Sie ist durchweg viel weniger dicht, es fehlen Sansivieren, Lianen, meist auch Euphorbien und die hochstämmigen Bäume. Dafür

treten Aloearten und viele halbstämmige Akazien auf, die mit ihren Dornen das Passieren dieser Berghänge kaum weniger beschwerlich machen. Das Vorkommen von Halbsträuchern und Krüppelgewächsen nähert diese Vegetationsform sehr der ausgesprochenen xerophilen Flora der Flächen.

Die äußere Form der aus dieser Gesteinsgruppe bestehenden Berghänge wurde schon zusammen mit der der unteren Gruppe der geschichteten Dolomite besprochen. Es ist noch zu erwähnen, daß besonders im südöstlichen und südlichen Teil der Karte, wo die Gesteine dieser Gruppe ganz flach gelagert sind, die Berghänge von vielen verzweigten Talrissen durchzogen sind, die ein ausgesprochenes Bachbett besitzen. Beim Austritt dieser Wasserrisse in die Fläche enden sie in Form eines kleinen Schuttkegels. Diese Risse führen natürlich nur in der Regenzeit und auch da nur kurze Zeit nach stärkeren Regengüssen fließendes Wasser.

Ein vorzüglicher Leithorizont in dieser Gruppe ist durch zwei oolithische Einlagerungen o_2 gegeben, welche bei einer Mächtigkeit von 5 m in 50 m Abstand voneinander stets als hohe Riffe mit reichlicher Schuttbildung aus dem Gelände hervorragen.

b) Petrographie.

Wie schon die von mir gewählte Bezeichnung dieser Gruppe besagt, enthält sie durchweg dunkle Gesteine, die beim Anschlagen einen intensiven höchst unangenehmen Geruch von sich geben. Die petrographische Zusammensetzung ist nicht so eintönig wie die der darunter liegenden Gesteine der Otavifformation. Es wechsellagern hier andauernd Kalke und Dolomite, welche beide eine große Anzahl von Hornsteinbändern und Hornsteinlinsen enthalten. Auch Bänke mit ganz inniger, wahrscheinlich primärer Wechsellagerung von Kalk und Dolomit treten auf. Außer den beiden oolithischen Bänken o_2 ist noch ein nur wenige Dezimeter schmales schwarzes Kieseloolithband o_1 auf der Karte ausgeschieden, das überall durch Rollstücke seine Anwesenheit verrät. Diese oolithischen Bänke halten überall durch. Sonst wechselt das Schichtprofil innerhalb der Gesteinsgruppen etwas, indem sich einzelne Glieder z. B. Dolomitbänke auskeilen und Kalke an deren Stelle treten.

Dolomit. Die schwarzen Dolomite dieser Gruppe haben eine ähnliche Mikrostruktur wie die hellen der anderen Gruppe. Es sind feinkörnige Gesteine mit isometrischen, meist verzahnten Dolomitindividuen, welche sehr reich an kohligen Einschlüssen sind. Diese sind meist in der Mitte der Dolomitkörner angehäuft und lassen einen schmalen Rand frei. Serizit und Eisenglimmer ist selten. Quarz ist außerhalb der Bänder und Linsen von Hornstein kaum vorhanden. Organische Strukturen wurden in diesem Dolomit nicht gefunden.

Stinkkalk. Die Kalkbänke dieser Gruppe sind meist schon äußerlich an dem bedeutend gröberen Korn und an den glänzenden Spaltflächen des Kalkspats zu erkennen. Stets sind es tief-schwarze Gesteine, die reich an kohligen Bestandteilen und Schwefelwasserstoff sind, welche den unangenehmen Geruch beim Anschlagen verursachen. Die Kalkspatindividuen sind 0,2—0,5 mm groß und nicht miteinander verzahnt, sondern stoßen mit glatten, oft romboedrischen Grenzen aneinander. Die kohligen Partikel sind nicht so regelmäßig wie im Dolomit eingelagert, sondern in regellosen Streifen und verästelten Partien, oft nehmen sie auch nur die Grenzen zwischen den einzelnen Individuen ein. Winzige Einschlüsse von dunklen Flüssigkeiten sind manchmal im Kalkspat zu beobachten. Die kohligen Partikel lassen sich leicht durch Auflösen der Karbonate in HCl isolieren. Es sind flockige opake Substanzen, die schon bei dunkler Rotglut auf dem Platinblech verbrennen. Bei der Behandlung mit HCl bleiben auch zahlreiche winzige Serizitschüppchen und Eisenglimmertäfelchen

übrig, die im Dünnschliff unter den Karbonaten kaum bemerkbar sind. Auch ganz winzige Nadelchen von sehr hoher Licht- und Doppelbrechung (Rutil?) sind im Rückstand.

Selten ist in diesen Kalken der Beginn einer Dolomitisierung vorhanden. Es stellen sich dann einzelne Rhomboeder oder romboedrische Kristallskelette von Dolomit ein, die von den Grenzen der einzelnen Kalkspatindividuen aus den Kalkspat verdrängen. Diese Dolomitisierung der Kalke nimmt nie einen größeren Umfang an, sie beschränkt sich stets nur auf wenige Lagen und auch dann treten nur einzelne Dolomitmörner, keine zusammenhängenden Dolomitkomplexe auf.

Primäre Wechsellagerung von Dolomit und Kalk, teilweise mit Oolithen und Fossilresten. Im unteren Drittel dieser Gruppe sind zahlreiche meterdicke Bänke, die sich öfters auskeilen, um bald wieder zu erscheinen, in denen Kalkspat mit Dolomit auf eine Art vergesellschaftet ist, daß auf eine primäre Wechsellagerung geschlossen werden muß. Es treten verschiedene Strukturen auf. Einmal gibt es Bänke, welche parallel der Schichtung eine eigenartige Flaserung und feine Streifung zeigen (Taf. 22, Fig. 15). Es wechseln an der angewitterten Oberfläche millimeterdünne und noch schmalere helle und schwarze Lagen ab. Manchmal zeigt der frische Bruch dieser Gesteine auch diese Streifung. Sie tritt stets heraus, wenn man die angeschliffene Oberfläche mit verdünnter HCl einige Minuten lang ätzt. Behandelt man Dünnschliffe dieses Gesteins mit einer mit Pikrokarmin gesättigten $AlCl_3$ -Lösung, so erkennt man, daß die dunklen Lagen aus Kalkspat bestehen und die hellen Bänder und Streifen Dolomit sind (Taf. 22, Fig. 16). Die Dolomitstreifen zeigen im Mikroskop oft eine Andeutung von Kreuzschichtung. Sie liegen als gesonderte, oft auskeilende Linsen und Streifen in einer Kalkspatgrundmasse. Der Kalkspat zeigt Pflasterstruktur und ist voll kohligter Partikel. In den aus sehr kleinen Individuen bestehenden Dolomitstreifen kommt reichlich Eisenglimmer vor. Diese streifigen Wechsellagerungen zeigen gewöhnlich keine Andeutung von organischen Strukturen.

Ein anderes hierher gehöriges Gestein sieht makroskopisch einem Konglomerat durchaus ähnlich, indem in einer dunklen Grundmasse stecknadelkopf- bis nußgroße elliptische Einschlüsse und lange Linsen eines dichten gelbgrauen bis braunen Gesteins liegen. Alle diese „Einschlüsse“ sind gefasert, d. h. ihre Längserstreckung ist parallel der Schichtung. Unter dem Mikroskop bietet dieses Gestein insofern einen ähnlichen Anblick dar wie das erste, als die „Einschlüsse“ aus dichtem Dolomit bestehen, die in einer meist aus Kalkspat bestehenden Grundmasse liegen. Es treten auch öfters kreuzgeschichtete Dolomitstreifen darin auf. Die Grundmasse selbst besteht aber hier aus zahllosen eng aneinander liegenden gerundeten und konzentrisch-schaligen Gebilden, die teils völlig aus feinkörnigem Dolomit, teils aus abwechselnden Kalkspat- und Dolomitlagen bestehen. Einzelne dieser Gebilde sind gekammert, indem scharf begrenzte Sektoren durch kohlige Substanzen fast opak erscheinen. Ich möchte diese Gebilde zum Teil ebenso wie die größeren Dolomiteinschlüsse als echte Oolithe und konkretionäre Dolomitbildungen in einem Kalkschlamm ansprechen, zum Teil aber wird es sich, besonders bei den gekammerten Formen, wohl um organische Überreste handeln (siehe die paläontologischen Bemerkungen auf S. 255). Die Zwischenräume sind mit grobkörnigem Kalkspat ausgefüllt, dessen einzelne Individuen oft eine sehr beträchtliche Größe erreichen.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten von Chalzedon als jüngste Zwischenklemmungs- masse in diesen Kalkspatausfüllungen. Er bildet feinfaserige, konzentrisch-schalige Sphärolithe, die mit unregelmäßigen Grenzen in die Kalkspatindividuen eingreifen. Es ist dies der einzige Fall, daß ich in Otavigesteinen Chalzedon gefunden habe, der noch nicht in Quarz sich umgewandelt hat.

Hornsteinbänder- und Linsen mit Oolithen und Fossilresten. Für die äußeren Erscheinungsformen der in der oberen Gruppe auftretenden Hornsteinbänder gilt dasselbe, was über die Hornsteinbänder des unteren geschichteten Dolomits gesagt wurde. Der makroskopisch sichtbare Unterschied besteht darin, daß die Hornsteine dieser Gruppe ausnahmslos tiefschwarz gefärbte Gesteine sind. Sie liegen ebenfalls im großen und ganzen konkordant und sind oft im einzelnen mannigfach gefaltet und mit dem Dolomit bzw. Stinkkalk intensiv verknüttet. Eine Bevorzugung eines dieser Gesteine findet nicht statt, beide enthalten gleichmäßig zahlreiche Bänder und Linsen von Hornstein. Dagegen zeigen der Mineralbestand und die Struktur, wie sie sich im Mikroskop enthüllen, eine Anzahl Verschiedenheiten gegenüber den Hornsteinen der unteren Dolomite. Sie enthalten wieder überwiegend ein feinkörniges Quarzmosaik. Der weitere Mineralbestand besteht aus Dolomit-, seltener Kalkspatresten, neu gebildeten Dolomitrhomboedern, kohligen Substanzen und Apatit. Form und Verteilung der Karbonatreste ist dieselbe wie in den hellen Hornsteinbändern der unteren Gruppe, nur sind die meisten Karbonatindividuen, manchmal auch die neugebildeten, voller Kohleeinschlüsse. Die kohligen Substanzen treten in zwei Arten auf: einmal als größere, unregelmäßig begrenzte, wolkig verwaschene Partien im Hornstein; zweitens markieren sie als scharf begrenzte Schalen und Figuren die Umrisse und Strukturlinien der Oolithe und der organischen Gebilde. Bei den größeren unregelmäßigen Partien liegen die kohligen Teilchen teils als Einschlüsse innerhalb der Quarzindividuen, teils als staubartiger Überzug auf ihren Grenzflächen. Es wechseln streifenweise kohlereichere und -ärmere Partien ab. Die kohligen Teilchen, die die Konturen der Oolithe und Fossilien markieren, liegen ohne Rücksicht auf die Umgrenzung der Quarzkörner in diesen und zeigen öfters noch in sich eine polyedrische Absonderung (Taf. 23, Fig. 21). („Metasomatische Helizitstruktur“, bei der die Interpositionen des Wirtes ohne Änderung der Form und Lage in das neugebildete Mineral übernommen werden, siehe G. Berg: Mikr. Unters. d. Erzl. 1915, S. 149). Von den vorkommenden oolithischen und organischen Formen geben Fig. 17 und 18 auf Taf. 23 eine Vorstellung. Es sind meistens runde bis elliptische konzentrisch-schalige Gebilde, die auch öfters gekammert sind, von 0,02—0,05 mm Durchmesser. Im Innern enthalten sie manchmal ein oder mehrere neugebildete Dolomitrhomboeder oder auch Apatitprismen.

Ganz eigenartig und für die Genese dieses Gesteins von besonderer Wichtigkeit ist das Vorkommen von Apatit. Er bildet stets scharfe, kurze Säulchen, begrenzt von Prisma und Basis, von etwa 0,01 mm Größe. Er ist ganz spärlich überall in diesen Hornsteinen zu finden, beschränkt sich in größerer Anzahl aber auf gewisse an kohligen Partikeln reiche Streifen und Bänder (Taf. 23, Fig. 19), sowie auf das Innere mancher oolithischer und organischer Gebilde.

Oolithbänke. Außer diesem sporadischen Vorkommen von Oolithen in Hornstein treten in der oberen Gruppe der Dolomite und Stinkkalke noch ein schmales Band und zwei mächtige Bänke auf, die ganz aus Oolithen bestehen. Sie sind auf der Karte als o_1 und o_2 bezeichnet. Das Kieseloolithband o_1 ist nur ca. 20 cm mächtig, ist aber wegen der schweren Verwitterbarkeit des völlig verkieselten Gesteines und wegen seines charakteristischen Aussehens überall leicht aufzufinden. Es ist ein ganz dichtes Gestein, das in einer auf der angewitterten Oberfläche hellen, im frischen Bruch schwarzen Grundmasse dicht aneinanderstoßende, prachtvoll ausgebildete, meist elliptische Oolithe enthält, deren Größe von 1—3 mm Durchmesser schwankt. Schon mit bloßem Auge kann man ihren Aufbau aus abwechselnden weißen und schwarzen konzentrischen Schalen erkennen. Unter dem Mikroskop sieht man, daß das ganze Gestein ein Mosaik von kleinen isometrischen Quarzkörnern

bildet, in dem seltene neugebildete Dolomitrhomboeder vorhanden sind. Die einzelnen Quarzkörner wechseln etwas in ihrer Größe, indem die Zwischenmasse zwischen den Oolithen meist sehr feinkörnig ist, und nur größere Zwickel aus größeren Quarzindividuen bestehen, während die hellen Schalen der Oolithe stets grobkörnig, aber immer noch aus isometrischen, nicht stengeligen Körnern zusammengesetzt sind (Taf. 23, Fig. 20 und 21). Chaledon fehlt absolut. Kohlige Partikel sind wolkenartig und streifig in der Zwischenmasse verteilt (Fig. 20 Mitte). Die Konturen und inneren Formen der Oolithe werden durch kohlige Partikel markiert, indem fast opake Schalen mit kohlefreien abwechseln. Die kohligen Teilchen innerhalb der dunklen Schalen sind eigenartig verteilt, indem sie polyedrisch abgesondert sind (Fig. 21). Die inneren Formen der Oolithe sind sehr mannigfaltig, wie Fig. 20 zeigt.

Die zwei hellen Dolomit-Oolithbänke o_2 sind je ca. 5 m mächtig und laufen im Abstand von 50 m einander parallel. Sie heben sich stets als mehrere Meter hohe Riffe im Gelände heraus, die von einem mächtigen Schuttmantel umgeben sind. Das Gestein ist ein hellgrauer, meist stark verkieselter Dolomitoolith, dessen einzelne Oolithkörner an der angewitterten Oberfläche als helle, bis erbsengroße Kugeln und Kugelschalen mit herausgelöstem Innern erscheinen. Auf dem frischen Bruch ist von der oolithischen Struktur wenig zu merken. Das mikroskopische Bild zeigt Taf. 23, Fig. 22. Die dunklen Umrandungen der Oolithe bestehen aus Dolomit, Dolomit bildet auch manchmal innere Schalen oder den innersten Kern. Sonst besteht die innere Ausfüllung aus konzentrischen Quarzschalen von wechselnder Kerngröße. Die sehr spärliche Zwischenmasse ist meist ein feinkörniges Quarzmosaik mit neu gebildeten Dolomitrhomboëdern. Kohlige Partikel fehlen fast völlig.

5. Mikroskopische Untersuchung der in den vorher beschriebenen Gesteinen auftretenden organischen Überreste.

Auf meine Bitte untersuchte Herr Privatdozent Dr. Axel Born vom Geologischen Institut der Universität Frankfurt die vorher schon erwähnten organischen Überreste mikroskopisch. Leider konnte ich nur die von mir mitgebrachten Dünnschliffe vorlegen, weil die Gesteinsstücke selbst noch mit meiner anderen Sammlung in Swakopmund lagern. Ich danke Herrn A. Born auch hier für seine Freundlichkeit. Seine Untersuchungsergebnisse faßte er folgendermaßen zusammen:

„Die Fossilreste aus der genannten Schichtenfolge sind außerordentlich dürftig und leider gänzlich unzureichend, um für ihre Altersdeutung auch nur den geringsten Anhalt zu geben. Macht es doch schon Schwierigkeiten, die problematischen Gebilde einer der bekannten Tiergruppen anzugliedern. Im oberen klotzigen Dolomit (cdk_2) finden sich rundliche Gebilde bis zu etwa 1 mm Größe, die wohl als Reste organischer Natur gedeutet werden können. Fig. 8 und 9 auf Taf. 20 zeigen eine Reihe derartiger Gebilde im Querschnitt. Als Oolithe sind sie nicht zu deuten, denn sowohl radiale wie konzentrische Struktur fehlen.

Man ist versucht bei manchen Querschnitten auf trichterförmige Gebilde zu schließen, etwa Archaeocyathiden, doch ist von einer Septalbildung, die die trichterförmig ineinander steckende Innen- und Außenwand miteinander verbindet, nichts mehr zu beobachten. Es wäre immerhin denkbar, daß diese durch Umkristallisation zerstört wäre. Die Feststellung von Archaeocyathiden würde auf kambrisches Alter hinweisen.

Der Schliff eines schwarzen Hornsteins der schwarzen Stinkkalke (cdg_2) zeigt eine große Anzahl kugeligere Gebilde mit konzentrischer Lagenstruktur. Der Schnitt ist nicht immer kreisförmig, oft

ellipsoidisch. Die Größe geht nicht über 0,1 mm hinaus. Ein besonders gutes Exemplar zeigt Taf. 23, Fig. 18. Außer der konzentrischen Lagenstruktur ist nichts festzustellen. Mehr durch die kieselige Natur des Gesteins und durch den Aufbau der Gebilde veranlaßt, möchte man an Radiolarien denken.

Gebilde problematischer Art, aber wohl organischer Entstehung, fanden sich schließlich in den oberen Lagen der geschichteten Kalke und Dolomite (cdg₂). Sie erfüllen das Gestein oft einander berührend, heben sich vom Gestein dunkel ab (Taf. 23, Fig. 17) und haben meist einen hellen Kern. Die schwarze Schale ist dann häufig wie von groben Poren unterbrochen und im Schliff in eine Reihe von Teilstücken, etwa 8—10, zerlegt. Die Gestalt ist oft etwas unregelmäßig. Man hat den Eindruck, als handle es sich um mehrkammerige Globigerinen.“

c) Formationstabelle.

Die folgende Tabelle gibt eine kurze übersichtliche Zusammenfassung der Gliederung, der Mächtigkeiten und der petrographischen Verhältnisse der Gesteine der Otavifformation, welche in der Umgebung von Tsumeb vertreten sind.

NORMAL PROFIL DER OTAVIFORMATION BEI TSUMEB					
Geologisch aufgenommen von H. Schneiderhöhn, 1917-1918.					
Schichtprofil 1:50 000	Bezeichnung	Mächtigkeit in m	Formationsglieder		Gesteine
	G	>400	Intrusivlager von Mikrogranit, konkordant in cdg ₂ eingedrungen mit 2 stockförmigen Zufuhrkanälen von Aplit (Ga).		
	Ga	600	Geschichtete Kalke und Dolomite	Oberer Gruppe	Schwarze Dolomite und Stinkkalk, mit schwarzen Hornsteinbändern und Oolithbänken.
	cdg ₂	250		Untere Gruppe	Hellgraue Dolomite mit hellen Hornsteinbändern u. gefüllten Einlagerungen
	cdg ₁				
	q		Oberer klotziger Dolomit		Hellgraue ungeschichtete Dolomite
	q				
	q				
	cdk ₂	1050			
	ckp	200	Plattenkalk		Wohlgeschichtete dünnplattige Kalke
	cdk ₁	>300	Unterer klotziger Dolomit		Hellgraue ungeschichtete Dolomite
2400 m Mächtigkeit der Otaviformation bei Tsumeb					
					HS 11

Fig. 8.

d) Die chemische Zusammensetzung der Kalke und Dolomite der Otavifformation.

Auf meine Bitte hin veranlaßt Herr Direktor Thometzek in dankenswerter Weise, daß von zwei typischen Gesteinsarten der Otavifformation im Minenlaboratorium Tsumeb quantitative Bauschanalysen gemacht wurden. Ich wählte dazu frische homogene Stücke vom oberen klotzigen Dolomit vom Nordabhang des Volkmannberges (0,6 km nordöstlich Tsumeb) und von schwarzem Stinkkalk der oberen geschichteten Kalke und Dolomite vom Gipfelgrat des Hüttenberges direkt im Norden Tsumeb aus. Die Analysen wurden von dem Betriebsleiter des Laboratoriums Tsumeb, Herrn P. Bartetzko, ausgeführt, das spezifische Gewicht der Gesteine bestimmte ich mittels eines Pyknometers. Die Analysen ergaben die in Tabelle I angegebenen Werte.

Die Berechnung der Analysen ergab die in Tabelle II angegebenen Werte für die mineralogische Zusammensetzung.

Der klotzige Dolomit stellt einen sehr reinen Normaldolomit dar von rund 98% $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$. Damit wird der Befund der mikroskopischen Untersuchung bestätigt. Je etwa ein halbes Prozent Kalkspat, Eisenglanz und Serizit sind vorhanden, von denen die beiden letzteren Mineralien auch mikroskopisch gefunden wurden. Quarz konnte ebenfalls mikroskopisch nachgewiesen werden, nicht dagegen Anhydrit und Apatit, die nach der Analyse in einer Menge von je 0,14% vorhanden sind. Daß freier Schwefelwasserstoff vorhanden sein muß, zeigt ein schwacher Geruch darnach beim Anschlagen des Gesteins, der allerdings weit nicht die Intensität des beim Anschlagen des Stinkkalkes auftretenden Geruches erreicht. Über den Kupfergehalt des Gesteins vgl. später.

Tabelle I.

	I	II
Ca O	30,30 %	50,64 %
Mg O	21,28 %	3,57 %
CO ₂	46,97 %	43,25 %
Si O ₂	0,40 %	1,20 %
Fe ₂ O ₃	0,60 %	0,30 %
Al ₂ O ₃	0,22 %	0,22 %
P ₂ O ₅	0,057 %	0,083 %
SO ₃	0,08 %	0,10 %
S ¹⁾	0,004 %	0,012 % ⁴⁾
N	—	—
F	—	—
Cl	Sp.	0,02 %
Cu	0,009 %	0,01 %
K ₂ O ²⁾	0,08 %	0,18 %
Glühverlust ³⁾	0,03 %	0,30 %
Sa.	100,03	99,88
Spez. Gewicht	2,887	2,743

I: Klotziger Dolomit, Nordseite des Volkmannberges bei Tsumeb.

II: Schwarzer Stinkkalk, Gipfel des Hüttenberges bei Tsumeb.

¹⁾ S mit HCl ausgetrieben, in Cd-azetat aufgefangen und als CdS gewogen.

²⁾ Zur Wägung gebracht als Alkalichloride; die Prüfung mit H₂ Pt Cl₆ ergab die fast ausschließliche Anwesenheit von K, deshalb als K₂O berechnet.

³⁾ Glühverlust-Differenz des in HCl unlöslichen, bei 110° getrockneten und danach geglühten Rückstands (C und chemisch gebundenes H₂O).

⁴⁾ Der Stinkkalk enthält freien H₂S, der sich nachweisen läßt, wenn man das Gestein im Mörser zerstoßt und gleichzeitig ein Stück Bleipapier über den Mörser hält. Das Bleipapier wird geschwärzt.

Tabelle II. Mineralogische Zusammensetzung des klotzigen Dolomits bei Tsumeb.

	Dolomit- spat CaCO ₃ MgCO ₃	Kalk- spat CaCO ₃	Quarz SiO ₂	Eisen- glanz Fe ₂ O ₃	Serizit K ₂ O . 3 Al ₂ O ₃ . 6 SiO ₂ . 2 H ₂ O	Apatit (Cl, F) Ca ₅ (PO ₄) ₃	An- hydrit CaSO ₄	Kupfer- glanz Cu ₂ S	freier Schwefel- wasserstoff H ₂ S	Alkali- chloride	Kohlige Substanz	Summe	Analysen- werte	Differenz
CaO	29.88	0.22				0.07	0.06					30.23	30.30	— 0.07
MgO	21.28											21.28	21.28	
CO ₂	23.37 23.32	0.28										46.97	46.97	
SiO ₂			0.14		0.26							0.40	0.40	
Fe ₂ O ₃				0.60								0.60	0.60	
Al ₂ O ₃					0.22							0.22	0.22	
P ₂ O ₅						0.057						0.057	0.057	
SO ₃							0.08					0.08	0.08	
S								0.002	0.002			0.004	0.004	
Cu								0.009				0.009	0.009	
K ₂ O					0.07					Sp.		0.07	0.08	— 0.01
Cl										Sp.		Sp.	Sp.	
Glühverlust					0.02						0.01	0.03	0.03	
	97.85	0.50	0.14	0.60	0.57	0.13	0.14	0.011	0.002	Sp.	0.01	99.950	100.030	— 0.08
	Dolomit	Kalk- spat	Quarz	Eisen- glanz	Serizit	Apatit	An- hydrit	Kupfer- glanz	freier Schwefel- wasserstoff	Alkali- chlorid	Kohlige Substanz			

Tabelle III. Mineralogische Zusammensetzung eines schwarzen Stinkkalkes bei Tsumeb.

	Kalk- spat CaCO ₃	Dolomit- spat CaCO ₃ MgCO ₃	Quarz SiO ₂	Eisen- glanz Fe ₂ O ₃	Serizit K ₂ O . 3 Al ₂ O ₃ . 6 SiO ₂ . 2 H ₂ O	Apatit (Cl, F) Ca ₅ (PO ₄) ₃	An- hydrit CaSO ₄	Kupfer- glanz Cu ₂ S	freier Schwefel- wasserstoff H ₂ S	Alkali- chloride	Kohlige Substanz	Summe	Analysen- werte	Differenz
CaO	45.12	5.00				0.11	0.07					50.30	50.64	— 0.34
MgO		3.57										3.57	3.57	
CO ₂	35.44	3.92 3.89										43.25	43.25	
SiO ₂			0.94		0.26							1.20	1.20	
Fe ₂ O ₃				0.30								0.30	0.30	
Al ₂ O ₃					0.22							0.22	0.22	
P ₂ O ₅						0.083						0.083	0.083	
SO ₃							0.10					0.10	0.10	
S								0.003	0.009			0.012	0.012	
Cu								0.01				0.01	0.01	
K ₂ O					0.07					0.02		0.09	0.18	— 0.07
Cl										0.02		0.02	0.02	
Glühverlust					0.02						0.28	0.30	0.30	
	80.56	16.41	0.94	0.30	0.57	0.19	0.17	0.013	0.01	0.04	0.28	99.435	99.885	— 0.41
	Kalk- spat	Dolomit	Quarz	Eisen- glanz	Serizit	Apatit	An- hydrit	Kupfer- glanz	freier Schwefel- wasserstoff	Alkali- chloride	Kohlige Substanz			

Der schwarze Stinkkalk stellt einen unreinen, zu $\frac{4}{5}$ aus Kalkspat und $\frac{1}{5}$ aus Normdolomit bestehenden schwach dolomitischen Kalk dar. Beide Mineralien konnten unter dem Mikroskop nachgewiesen werden, ebenso die geringen Mengen Quarz, Eisenglanz, Serizit, Apatit und kohligler Substanz. Sehr reichlich vorhanden und schon beim Pulverisieren im Mörser nachweisbar ist freier Schwefelwasserstoff. Er liegt im Gestein wahrscheinlich in Form einer wässerigen Lösung vor, die, wie unter dem Mikroskop zu sehen, als Einschlüsse im Kalkspat auftritt. Anhydrit konnte auch in diesem Gestein nicht mikroskopisch nachgewiesen werden, was bei der schweren Erkennbarkeit so geringer Mengen neben vorwiegenden Karbonaten kein Wunder nimmt.

Über die Kupferführung beider Gesteine seien noch einige Worte gesagt. Der Stinkkalk liegt, in der Luftlinie gemessen 300 m, und der klotzige Dolomit 500 m von der Tsumeb-Mine entfernt. Der immerhin bemerkenswerte Gehalt von 0,009 bzw. 0,01% Cu könnte auf zweierlei Weise erklärt werden: erstens könnte bei der Bildung des großen Erzkörpers der Tsumeb-Mine bzw. bei den deszendenten Metallverschiebungen das Nebengestein noch eine gewisse Strecke weit mit Cu-erzen imprägniert worden sein. Aufschluß darüber würden systematische Analysenreihen des Nebengesteins in wachsendem Abstände von der Lagerstätte geben, die bis jetzt noch nicht gemacht worden sind. Oder aber, es handelt sich um einen primären Cu-gehalt der Karbonatgesteine, der völlig unabhängig von den großen Lagerstätten sich aus dem Meerwasser zur Zeit der Bildung des Gesteins niederschlug. Daß Meerwasser Spuren von Cu enthält, ist durch die Analysen von Dieulafait (Annales chem. phys. 1879. 18, S. 359) bekannt. Auch in gewissen Korallen wurde Cu nachgewiesen¹⁾. Man müßte von anderen Orten des Otaviberglandes, die weit weg liegen von jeder Cu-Lagerstätte, klotzige Dolomite auf ihren Cu-gehalt prüfen.

In welcher Form das Kupfer vorliegt, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, da sich diese geringen Spuren natürlich der mikroskopischen Untersuchung entziehen. Nach der Menge des im Gestein enthaltenen Schwefels glaube ich aber annehmen zu dürfen, daß es als schwefelärmste Verbindung, als Kupferglanz vorliegt.

e) Die Faziesverhältnisse und Bildungsumstände der Gesteine der Otaviformation in der Umgegend von Tsumeb.

Als Fazies²⁾ eines Sedimentgesteins pflegt man die Gesamtheit derjenigen paläontologischen und petrographischen Merkmale zu bezeichnen, die für den Ort und die Art der Bildung des Gesteins charakteristisch sind. Man kann sowohl aus dem paläontologischen Inhalt, — falls er genau bestimmt ist — als auch aus der petrographischen Eigenart eines Sediments bis zu einem gewissen Grade auf die Umstände, welche seine Bildung veranlaßten, schließen. Je nach den verschiedenen Faziesverhältnissen und Bildungsumständen wird die Art des gebildeten Gesteins eine andere sein. Da die paläontologische Bearbeitung der spärlichen und kaum zu bestimmenden Fossilreste in den Otavigesteinen keine greifbaren Ergebnisse bot (siehe S. 255), möchte ich im Folgenden versuchen, an Hand der petrographischen Daten die Fazies und damit die näheren Umstände zurzeit der Bildung dieser Gesteine abzuleiten.

Als bestimmende Punkte kommen dabei folgende in Betracht:

¹⁾ F. W. Clarke: The data of geochemistry. Third Ed U. S. Geol. Surv. Bull. 616. 1916, S. 121.

²⁾ Eine Zusammenfassung aller hierhergehörigen Probleme entnehme ich A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy. New-York 1913. 1184 p.

1. Die völlige Konkordanz und gleichbleibende Mächtigkeit aller auftretenden Gesteinsglieder.

Die geologische Kartierung wies die völlige Konkordanz sämtlicher Formationsglieder und die fast gleichbleibende Mächtigkeit jedes einzelnen der unterschiedenen Gesteinsglieder durch den ganzen Bereich der Karte hin nach. Es ergibt sich hieraus einmal der ununterbrochene, einer einzigen Sedimentationsphase angehörige Absatz der Gesteinskomponenten. Zweitens wird aus der gleichen Mächtigkeit zu schließen sein, daß wir uns bei Tsumeb mitten in dem ursprünglichen Sedimentationsbecken befinden, wo die Sedimentationsbedingungen überall gleichmäßige waren. Dies ergibt sich auch daraus, daß die Gesteine jenseits des kartierten Gebietes noch auf längere Erstreckung hin denselben Charakter behalten.

2. Das ausschließliche Vorhandensein karbonatischer Sedimente.

Die petrographische Eintönigkeit in der Zusammensetzung der auftretenden Gesteine, die ausschließliche Herrschaft karbonatischer Sedimente und das Fehlen jedes klastisch-terrigenen Materials spricht für im großen und ganzen gleichartige Entstehungsbedingungen der gesamten Gesteinsserie. Es vereinfacht sich somit die Frage nach den Bildungsumständen der vorliegenden Gesteine zu der Frage: Unter welchen Umständen können Kalke und Dolomite von diesen speziellen mineralogischen und strukturellen Eigenschaften entstehen, und welcher Fazies gehören sie an?

3. Die Bildungsverhältnisse karbonatischer Sedimente insbesondere des Dolomits im allgemeinen.

Kalke und Dolomite von größerer Mächtigkeit können sich nur im Meere bilden, sie gehören der marinen Fazies an. Ihre Entstehung ist auf Rechnung von Meeresorganismen zu setzen. Einmal wird durch den Lebensprozess wirbelloser Tiere der als Kalziumbikarbonat gelöste Kalk dem Meerwasser entzogen und dient zum Aufbau der Skeletteile, Schalen etc. Diese Hartteile sinken nach dem Tode des Tieres entweder auf den Meeresboden und häufen sich zu großen Massen an, oder aber es bleiben im Falle riffbildender Tierkolonien, Korallen, Bryozoen, Spongien etc. die karbonatischen Hartgebilde in Form von mehr oder minder kompakten Stöcken und Riffen an Ort und Stelle stehen¹⁾.

Eine zweite Art der Karbonatbildung aus dem Meerwasser geschieht durch Ausfällung von Kalziumkarbonat bzw. Kalziummagnesiumkarbonat durch die sich aus verwesenden Organismen bildenden Stoffe, hauptsächlich Ammoniumkarbonat und freies CO_2 . Wie durch Experimentaluntersuchungen, besonders von G. Linck²⁾ und seinen Schülern und durch Untersuchung der Hartteile rezenter Meerestiere jetzt sichergestellt ist, spielt bei der Bildung und der späteren Umbildung der auf diese verschiedenen Arten entstehenden Karbonatgesteine der Umstand eine ausschlaggebende Rolle, daß das CaCO_3 sich dabei nur selten in seiner stabilen Form, als Kalkspat ausscheidet, sondern daß in den meisten Fällen die metastabilen Phasen, besonders Aragonit, sich zuerst bilden. Dieser Aragonit wird nun einmal bald nach seiner Bildung in Kalkspat umgelagert, wobei ein gut Teil der organischen Struktur dieses Gesteins verloren geht. Zweitens ist das Vorhandensein dieser meta-

¹⁾ Gewisse altpaläozoische Arten (Archaeozyathiten, Stromatoporen, auch Kalkalgen [Nulliporen]) bilden Kolonien in Form flacher Linsen oder langanhaltender Schichten.

²⁾ Die folgenden Darlegungen lehnen sich an an G. Linck: Über die Bildung der Karbonate des Ca, Mg und Fe. Handbuch der Mineralchemie 1912, 1 S. 113—138.

stabilen Modifikationen des CaCO_3 mit die Hauptveranlassung zur Bildung von Dolomit. Dieser entsteht nämlich aus Aragonit bei Gegenwart magnesiumbikarbonathaltiger Lösungen, die ja im Meerwasser stets vorhanden sind und bei gleichzeitiger Anwesenheit freier CO_2 . Letzteres ist der Fall in mehr oder minder abgeschlossenen Meeresbecken, in Lagunen, bei allen Riffbildungen, kurz überall, wo reichliche Verwesungsprozesse sich abspielen. Dies wäre eine sekundäre Dolomitisierung, die nach und nach ganze Gesteinsglieder völlig zu Dolomit umwandeln kann und die sehr wahrscheinlich die Ursache der Entstehung massiger, ungeschichteter, mächtiger Dolomitkomplexe ist. Eine sekundäre Dolomitisierung kann lokal und temporär auch dann noch erfolgen, wenn konzentriertere Magnesiumsalzlösungen (z. B. in abgetrennten Meeresteilen) auf Kalkspat wirken. Auf diese Art entstehen wohl die meisten der schmitzen-, linsen- und bankförmigen Dolomite innerhalb von Kalkkomplexen. Wenn schließlich zeitweise und örtlich stärker konzentrierte Ammonkarbonatlösungen und reichlich freie CO_2 vorhanden sind, so kann aus der gemischten Kalziummagnesiumbikarbonatlösung, die das Meerwasser darstellt, sich primär Dolomit abscheiden. Auch diese Bedingungen werden in abgeschlossenen Meeresbecken, in Lagunen und Riffen vorhanden sein. Auf diese Art wird eine innige lagenförmige und konkretionäre Wechsellagerung von primärem Dolomit und Kalkspat entstehen.

Zusammengefaßt ergibt sich also: Die Bildung von Kalken kann sowohl weiter entfernt von der Küste im offenen Meer und zwar in der Zone der tieferen Flachsee erfolgen, als auch in größerer Küstennähe, in der Zone der Riffe, in Lagunen und in mehr oder minder abgeschnürten Meeresbecken. Dagegen scheint sich eine Dolomitbildung, und zwar sowohl durch primäre Ausscheidung als auch auf dem Wege sekundärer Umwandlung vorher vorhandener Kalke, nach unseren heutigen Kenntnissen ausschließlich auf die Küstennähe zu beschränken, wo in mehr oder minder abgetrennten Meeresteilen und in Riffen die Bedingungen zu reichlicher Entwicklung von Verwesungsstoffen, insbesondere von Ammonkarbonat und von freier Kohlensäure gegeben sind, und wo zu Zeiten das Meerwasser stärkere Konzentrationen aufweisen kann.

4. Die petrographische Fazies der Kalke und Dolomite der Umgegend von Tsumeb und die sich hieraus ergebenden Bildungsbedingungen.

Wenn wir das Schichtprofil der Karbonatgesteine bei Tsumeb betrachten, so läßt sich kurz sagen, daß von unten nach oben ein Übergang stattfindet nach zwei Richtungen hin: Einmal von reinen Dolomiten zu einem Wechsel zwischen Dolomit und Kalk, und zweitens von reinen Karbonatgesteinen zu solchen mit einem gewissen Gehalt an kohligen Partikeln, Schwefelwasserstoff und phosphorsaurem Kalk. Wie wir im vorigen Abschnitt sahen, ist eine Dolomitbildung in größerem Umfange nur möglich in mehr oder minder abgetrennten Meeresbecken.

Ich möchte glauben, daß die klotzigen Dolomite abwechselnd durch chemische Ausfällung von Karbonaten mit Hilfe von Ammonkarbonat und durch die Tätigkeit riffbildender Tiere entstanden sind. Wie schon erwähnt, deuten auf die zweitgenannte Möglichkeit die Strukturen gewisser flach-linsen- und schichtenförmiger Einlagerungen hin. Diese Partien sind vielleicht als „bedded reefs“ aufzufassen, nach der Art, wie sie durch Archaeozyathiden gebildet wurden.¹⁾ Auch Stromatoporen,

¹⁾ Es sei daran erinnert, daß G. Gürich (Lit. 5) glaubte, in einem Kalk weit westlich des Otaviberglandes Archaeozyathiden gefunden zu haben.

Kalkalgen (Nulliporen) etc. können sich an solchen Riffeinlagerungen beteiligen. Ähnliche Bildungen sind aus dem Kambrium von Kalifornien, Nevada, Neufundland, Labrador, Sardinien, Spanien, Nord-sibirien und Australien schon beschrieben worden.¹⁾

Die Hauptmasse des klotzigen Dolomits scheint aber rein chemisch durch Zersetzungsprodukte von Organismen (Ammonkarbonat) ausgefällt worden zu sein. Denn diese Hauptmasse ist überall völlig strukturlos und zeigt keine Spur von Fossilien. Da in den zwischengelagerten „niedrigen Dolomiten“ organische Strukturen noch wohl erhalten sind, ist der Schluß ziemlich zwingend, daß im strukturlosen Dolomit nie organische Überreste vorhanden waren und er auf rein chemischem Wege ausgefällt wurde. Beispiele solcher Kalke und Dolomite erwähnt R. A. Daly²⁾ die petrographisch völlig dem klotzigen Dolomit der Otaviformation gleichen, inbezug auf Struktur, Korngröße und absolut gleichbleibenden Habitus.

Diese klotzigen Dolomite bildeten sich wohl direkt als Dolomite und zwar in einem sehr ausgedehnten Meeresteil, wie ihre allgemeine Verbreitung übers Otavibergrland zeigt.

Die nächste Gruppe, die unteren geschichteten Dolomite dürften meist rein organischen Ursprungs sein, und die Dolomitisierung scheint wenigstens z. T. sekundär erfolgt zu sein, wenn auch noch im Meer selbst. Die zahlreichen Hornsteinbänder sprechen für die Anwesenheit vieler Kieselorganismen. Entsprechend der weit geringeren Verbreitung dieses Formationsgliedes scheint sich zurzeit seiner Bildung das Meeresbecken bereits sehr verringert zu haben.

Im Laufe der Zeit, in unserem Schichtprofil also nach oben hin, muß sich dieses Meeresbecken immer mehr abgetrennt haben, die Lösungen wurden konzentrierter und die Verwesungsprozesse wurden intensiver. So erklären sich einmal in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten die Wechsellagerungen zwischen Kalk und primärem Dolomit und der stets wachsende Gehalt der Gesteine an Kohlenstoff, Schwefelwasserstoff und phosphorsaurem Kalk. Die kohligen Partikel entstanden durch weitgehende Reduktionen der Verwesungsstoffe in dem sauerstofffreien ruhigen Wasser. Ein Teil des Schwefelwasserstoffs, der aus den verwesenden Eiweißkörpern der Tiere stammt, wurde von den sich ausscheidenden Karbonaten eingeschlossen und macht sich beim Zerschlagen der Gesteine heute noch für den Geruchssinn bemerkbar. Schließlich wurden in diesem Stadium auch Wirbeltiere mit kalziumphosphathaltigem Skelett von den Sedimenten eingeschlossen, und durch Umkristallisation während der Verfestigung der Gesteine entstanden die Einschlüsse von Apatit.

Eine geologische Stütze für die obigen Annahmen bildet die weitere Verfolgung der Otavigesteine. Im Abschnitt f komme ich kurz darauf zu sprechen.

5. Die Entstehung der Hornsteinbänder.

Zusammen mit kalkabscheidenden Organismen dieser Flachsee- und Riffazies finden sich auch oft solche, die in ihren Skeletteilen Kieselsäure abscheiden (Kieselpongien, Foraminiferen etc.). Die ursprüngliche Substanz dieser Kieselchalen etc. ist opalartig; sie wird bei der Diagenese zu Chaledon bzw. Quarz umkristallisiert und pflegt sich konkretionsartig infolge von Diffusionserscheinungen zu Knollen, Linsen und Bändern anzureichern und zu konzentrieren. Es sind demnach die Hornsteinbänder z. T. als primäre Anhäufungen von Überresten von Kieselorganismen anzusehen, die bei der

¹⁾ A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy 1913 p. 417—418, 444—445.

²⁾ R. A. Daly: First calcareous fossils and the evolution of the lime stones. Bull. Geol. Soc. Am. 1909. 20. 153—170.

Diagenese umkristallisiert sind und deren ursprüngliche organische Struktur meist verwischt ist. Oder aber es sind auf sekundärer Lagerstätte befindliche Konzentrationen von SiO_2 , die ursprünglich über größere Strecken spärlich verteilt war.

6. Die Entstehung der Oolitheinlagerungen.

Oolithe bilden sich, wie noch heute zu sehen, dadurch, daß im Meerwasser durch einen der vorher besprochenen Ausfällungsprozesse sich Aragonitnadeln radial um Algen oder ähnliche kleine flottierende Gebilde ansetzen und in konzentrischen Schalen weiterwachsen, bis sie zu Boden sinken. Oolithbänke sind in allen Karbonatformationen eine häufige Erscheinung und ebenso häufig pflegen sie sekundär verkieselt zu sein. Die beiden hier in der oberen Gruppe der geschichteten Dolomite und Kalke auftretenden Oolithbänder o_1 und o_2 bieten also weiter keine Besonderheiten dar gegen ähnliche aus anderen Formationen und Gegenden bekannte Gesteinsglieder. Nach den neueren Darlegungen von W. Deecke¹⁾ wären die nahen Beziehungen zwischen Oolithen und gewissen Riffgesteinen geeignet, die schon oben deduzierte Riffnatur mancher Otavigesteine besonders zu betonen.

7. Die Entstehung der gefalteten Einlagerungen in den unteren geschichteten Dolomiten.

Dagegen ist es einigermaßen schwer, eine befriedigende Erklärung zu finden für die Entstehung der gefalteten Einlagerungen im unteren geschichteten Dolomit, also der gefalteten Hornsteinbänder, der gröber gefalteten Quarzbänder und der tutenmergelähnlichen Einlagerungen τ_1 und τ_2 . Wie schon im beschreibenden Teil erwähnt, weist die Struktur auf einen endogenen Vorgang hin, in der Art einer Volumvermehrung zur Zeit als die Einlagerung sich bereits in festem Dolomitverband befand. Man könnte an Anhydriteinlagerungen denken, die erst in Gyps umgewandelt wurden, wobei ja eine starke Volumzunahme stattfand, und die später restlos verquarzt wurden. Diese Erklärungsmöglichkeit wäre für die fein gefalteten und die grob gefalteten Hornstein- und Quarzbänder adäquat, besonders da ja Anhydrit unter den oben deduzierten Bildungsbedingungen in einem abgeschlossenen Becken sich sehr wohl hätte ausscheiden können.

Im gewissen Grade könnte diese Möglichkeit auch zur Erklärung der τ -Bänke hinreichen, wenn man sich vorstellt, daß an der Basis der cylindrischen Gebilde eine Anhydritknolle sich befand, welche, in Gips umgewandelt, das noch weiche Gestein tutenartig nach der Richtung des geringsten Widerstandes in Höhe emporgewölbt hat. Wenn auch u. d. M. Anhydrit nicht festgestellt werden konnte, so spricht doch für seine Anwesenheit der Nachweis von SO_3 in der Analyse der beiden Gesteine, der sicher auf einen Anhydritgehalt hinweist (siehe S. 257).

Auf den ersten Blick könnte man noch eine andere Entstehungsart annehmen. Es sind nämlich in diesen Einlagerungen gewisse Ähnlichkeiten vorhanden mit der Struktur, die entsteht, wenn weiche Schlammschichten, die in der Nähe der Küste auf geneigter Unterlage liegen, ins Rutschen kommen. Diese „subaquatischen Rutschungen“ (Arnold Heim) oder „untermeerischen Gleitungen“ (F. Hahn) sind schon öfters beobachtet worden und sind auch fossil bekannt. Eine Darstellung und eine eingehende Analyse der hier vorkommenden Erscheinungen gibt A. W. Grabau (p. 780–785). Wenn

¹⁾ W. Deecke: Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 1919. 22, 73 p.

auch eine gewisse äußerliche Ähnlichkeit mit den in der Otavifformation beobachteten Strukturen nicht abzustreiten ist, zeigt doch der genauere Vergleich, daß solche Gleitungen hier nicht vorliegen können. Grabau gibt als Charakteristika der bei Gleitungen entstandenen Falten und Überfaltungen an, daß sie, da durch einseitigen Tangentialdruck entstanden, identisch sein müssen mit tektonischen Falten. Sie zeigen also eine Verdickung der Axenteile verbunden mit einer Ausquetschung der Mittelschenkel, und die einzelnen Faltenzüge sind einander parallel, senkrecht zur Druckrichtung. Umgekehrt müßten bei Deformationen, die durch Volumvermehrung entstanden sind, die gefalteten Schichten überall gleichmäßig dick sein, und die Richtung der Faltenzüge von Ort um Ort beliebig wechseln. Die beiden letzten Merkmale stimmen nun ganz genau auf die hiesigen fein gefalteten Hornsteineinlagerungen (s. Taf. 21, Fig. 13 und Beschreibung p. 22—23), sodaß eine untermeerische Gleitung hier nicht vorzuliegen scheint.

Noch am ehesten wäre diese Erklärungsmöglichkeit für die p. 26 beschriebenen, und in Taf. 21, Fig. 12 dargestellten „gekammerten“ Einlagerungen anzunehmen. Die Struktur stimmt fast genau mit einer von O. M. Reis¹⁾ aus dem fränkischen Muschelkalk beschriebenen und abgebildeten und von ihm als untermeerische Gleitung aufgefaßten Deformation überein.

8. Die abnorme Mächtigkeit der Gesteine der Otavifformation.

Die Meerestiefen, in denen sich in der oben erwähnten Art karbonatische Sedimente bilden, betragen höchstens wenige hundert Meter. Nun ist aber allein im Bereich der Tsumebkarte ein Schichtkomplex aufeinander folgender Kalke und Dolomite von 2400 m aufgeschlossen und die Gesamtmächtigkeit der Karbonatgesteine der Otavifformation ist mit 3000 m wahrscheinlich nicht zu hoch gegriffen. Solche Mächtigkeitszahlen sind für reine Karbonatformationen ganz enorm hoch. Zum Vergleich seien die Zahlen für einige bedeutendere Kalk- und Dolomitformationen in Europa angeführt:²⁾

Unterkarboner Kohlenkalk:

Auf der linken Rheinseite	bis 800 m
An der Maas	„ 700 m
Im südwestlichen England	„ 1300 m
Im westlichen Irland	„ 1200 m
Muschelkalk in Mitteleuropa	„ 280 m

Alpine Trias:

Raibler Kalk	„ 1000 m
Hauptdolomit und Dachsteinkalk	„ 1000 m
Felsenkalke des oberen Jura in Franken	„ 100 m

Außerdem ist aus Ostasien noch eine besonders große Mächtigkeit an Kalken bekannt geworden:

Kalksteinformation aus dem „Roten Becken“ der Provinz	
Sz-Tschewan in China	1600 m ³⁾

¹⁾ O. M. Reis: Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen unteren und mittleren Trias. Geogn. Jahreshefte. 1909.

²⁾ Zusammengestellt aus: Em. Kayser, Lehrbuch der Geologie 5. Auflage 1913. Bd. II; Arch. Geikie, Textbook of Geology 4. ed. 1903, Vol. II.

³⁾ E. C. Abandanou: Zeitschrift D. Geol. Ges. 1907. 59, Monatsber. p. 199.

Diese Zahlen werden nicht die maximalen bis jetzt beobachteten Mächtigkeiten karbonatischer Sedimente angeben, sie werden ihnen aber ziemlich nahe kommen. Man kann sagen, daß in der Otaviformation Südwestafrikas eine Aufeinanderfolge ausschließlich kalkiger und dolomitischer Gesteine vorliegt, die mit zu den mächtigsten ihrer Art gehört.

Nach den für Sedimentbildung gültigen Gesetzen ist eine kilometerdicke Mächtigkeit monotoner Sedimente, die zudem nur in einer Meerestiefe von wenigen hundert Metern entstehen können, nur möglich, wenn das Absatzbecken sich ständig senkte, d. h. wenn am Orte und zur Zeit der Bildung eine Geosynklinale oder Sammelmulde war. Deren Senkungsbetrag muß dann im vorliegenden Falle zunächst mit der Sedimentationsgeschwindigkeit ungefähr gleichen Schritt gehalten haben, später hat er sich verlangsamt, wodurch dann zur Zeit der oberen Gruppe der geschichteten Kalke und Dolomite das Meeresbecken sich mehr und mehr abschnürte, wie aus der petrographischen Zusammensetzung dieser Gesteine sich ergeben hatte.

f) Die Beziehungen der bei Tsumeb auftretenden Gesteine zur übrigen Otaviformation.

Es ergibt sich aus weiteren Beobachtungen im Otavibergland, die später in einem gesonderten Beitrag zusammengefaßt werden sollen, daß die Tsumebserie die oberste Stufe der Otaviformation darstellt. Es ergibt sich weiter, daß die geschichteten Dolomite und Kalke, insbesondere deren obere Gruppe, außerhalb der Tsumebkarte keine große Ausdehnung mehr haben. Dies ist eine Stütze für die oben aus der Petrographie der Gesteine näher begründete Annahme, daß diese Gesteine in einem vom offenen Ozean sogut wie gänzlich abgeschnürten stark reduzierten Meeresbecken abgelagert wurden, das sehr wahrscheinlich bald darauf völlig verlandete. Die allerobersten Schichten sind vielleicht nirgends mehr erhalten. Bald nach der Austrocknung dieses Meeres muß eine hebende, epirogenetische, d. h. Festland erzeugende Bewegung eingesetzt haben, wie sie ja so oft auf der Erde auf eine größere Geosynklinale folgte, verbunden mit großen Granitlakkolithintrusionen. Die Gesteine wurden dann aufgefaltet und sind wohl von da an bis heute terrestrischen subaerischen Bedingungen ausgesetzt gewesen.

Verfolgen wir die Otaviformation von dem tiefsten Glied, das innerhalb der Karte aufgeschlossen ist, in anderen Teilen des Gebirges nach unten weiter, so ist zu bemerken, daß der untere klotzige Dolomit noch viele Hunderte von Metern weiter anhält. Erst an seiner Basis stellen sich konkordant zu ihm andersartige Gesteine ein, nämlich Plattenkalke, Kalkschiefer und echte Schiefer. Diese deuten auf eine mehr pelagische Fazies hin und auf eine mehr ausgeprägte Verbindung mit dem offenen Meer zu Beginn dieser Sedimentationsreihe. Die Transgressionsbasis der ganzen Formation bilden die Sandsteine und Konglomerate des Nosib-Gauber Gebirgszuges und andere sandig-konglomeratische Gesteine im mittleren Teil des Otaviberglandes.

g) Die Verkieselungserscheinungen der Kalke und Dolomite der Umgebung von Tsumeb.

Im beschreibenden Teil wurde bei jeder Gesteinsgruppe bereits auch die Verkieselung, wie sie makroskopisch und mikroskopisch in die Erscheinung tritt, behandelt. Es erübrigt hier lediglich die kurze Zusammenfassung der Einzeltatsachen.

Eine völlige Verkieselung trat nur ein bei den gefalteten Einlagerungen im unteren geschichteten Dolomit. Ebenso bestehen die Hornsteinbänder fast völlig aus Kieselsäure. Stets wurde nur Quarz beobachtet.

Eine sonst selten beobachtete Begleiterscheinung bei der Verkieselung war die gleichzeitige Neubildung kleiner scharfer Dolomitspatrhomboeder.

Nirgends tritt eine ausgedehntere Verkieselung der Kalke und Dolomite selbst auf. Kleine Körner und Schmitzen von Quarz kommen sporadisch vor, aber sie häufen sich nie zu geschlossenen Massen. Eine bemerkenswerte Ausnahme macht das direkte Nebengestein der Tsumebmine, ein schwarzer Dolomit der oberen geschichteten Gruppe, der stets 25–40 % SiO_2 enthält. Diese Verkieselung umgibt als 20–50 m breite Zone die ganze Lagerstätte und steht mit der Vererzung in engstem Zusammenhang, ganz im Gegensatz zu dem Befund, zu dem P. Krusch (Lit. 20, S. 251–252) durch eine Untersuchung von Handstücken kam.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch ausdrücklich betonen, daß nur dieser verkieselte Dolomit in der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätte und in der östlichen und westlichen Fortsetzung der großen Tsumeber Überschiebung Adern und Trümchen von Kalkspat und Dolomitspat führt, die sich oft so häufen und das Gestein nach allen Richtungen hin so durchädern, daß es schon mehr als Brekzie zu bezeichnen ist.

Die normalen ungestörten Gesteine in weiterer Entfernung von der Lagerstätte zeigen nie Adern und Spalten, die mit Gangmineralien ausgefüllt sind.

h) Das geologische Alter der Otavifformation und die Parallelisierungsversuche mit anderen südafrikanischen Formationen.

Die Geologen, welche seither dem Otavibergland einen kurzen Besuch abgestattet haben, versuchten sofort,¹ die Otavifformation mit anderen petrographisch ähnlich aussehenden Formationen zu parallelisieren, die Hunderte oder gar Tausende von Kilometer weiter weg irgendwo in Afrika entwickelt sind. H. Lotz (Lit. 12), P. Hermann (Lit. 14) und P. Range (Lit. 16) nehmen ohne weiteres an, daß der Otavidolomit mit dem Schwarzkalk des Namalands identisch ist, trotzdem zwischen beiden Karbonatformationen eine Lücke von 650 km klafft, trotzdem die Otavifformation zu 80 % aus Dolomit besteht, der Schwarzkalk dagegen rein kalkig entwickelt ist, trotzdem die beiden Gesteinsformationen petrographisch (in Bezug auf Nebengemengteile und Struktur) gar keine Analogieen aufweisen und trotzdem Range damals weder die Gesteine der einen noch der anderen Formation mikroskopisch untersucht hatte. Noch weiter geht P. A. Wagner (Lit. 20 und 34), der den Otavidolomit und, sich auf Range beziehend, auch den Schwarzkalk mit den Malmesbury-Schichten des Kaplandes und mit dem Malmani-Dolomit der Lydenburger Schichten (Potchefstroom- oder Transvaal-System) in Transvaal identifiziert. Dabei klafft zwischen den Malmesbury-Schichten und dem Schwarzkalk eine Lücke von über 500 Kilometern, zwischen dem Otavibergland und den Malmesbury-Schichten sogar eine von annähernd 1000 Kilometern. Und was die petrographische Analogie angeht, so lese man nur die Darstellung von A. W. Rogers in seiner „Geology of Cape Colony“ oder die von Hatch and Costorphine in der „Geology of South Africa“, und man wird sehen, wie diese Horizonte im Kapland und in Transvaal überall als dynamo- und regionalmetamorphe von Intrusivmassen erfüllte hochkristalline Glieder des eben durch diesen metamorphen und hochkristallinen Zustand charakterisierten Grundgebirges entwickelt sind. Mit solchen Gesteinen die noch heute horizontal liegenden Schwarzkalke und die flachgefalteten Otavidolomite parallelisieren, ist dasselbe, als wenn man den Kreidekalk von Aachen mit dem Auerbacher Marmor gleichaltig stellen würde, nur weil der Hauptbestandteil beider Gesteine kohlenaurer Kalk ist.

Solche durch nichts gerechtfertigte Parallelisierungen sind für den Fortschritt der Erkenntnisse in einem geologischen Neuland durchaus schädlich.

Ich halte die Frage, ob Otavidolomit und Schwarzkalk altersgleich sind, vorläufig für gar nicht diskutabel. Die Fazies des Schwarzkalkes ist derart lagunenartig, daß eine planmäßige mikroskopische Untersuchung in ihm, ebenso wie in den Otavigesteinen, sicher Fossilien entdecken wird¹⁾. Wenn die Fossilreste des Otavidolomits erst an reichere Material meiner Sammlung von fachmännischer Seite bearbeitet worden sind, dann kann nach der mikroskopischen Bearbeitung der Namaformation, die nach der Range'schen Monographie dringend nötig ist, der Frage nach dem Altersverhältnis näher gegangen werden.

Bis dahin ist die Otavifformation eben als eine Sache für sich anzusehen.

Irgendwelche Schätzungen des geologischen Alters sind natürlich ebenso vage. Wir kennen die Schicksale des afrikanischen Kontinents noch zu wenig, um aus dem mehr oder minder metamorphen Zustand einer Formation auf ihr Alter schließen zu können.

Jedenfalls ist das eine sicher: Die Otavifformation ist jünger als die letzte Regionalmetamorphose, die über diese Gegend hinweggegangen ist. Einen Anhaltspunkt für die obere Grenze hat man dadurch, daß im Süden der Kolonie die permokarbonen Karrooschichten entwickelt sind. Diese glaziale Fazies muß natürlich in einem gewissen zeitlichen Abstand stehen von den Riffigesteinen der Otavifformation, welche tropisches oder subtropisches Klima verlangen. Da nun der innerafrikanische Kontinent seit Ausgang der Karroozeit andauernd Land war, so muß die Otavifformation einer weit zurückliegenden Präkarroozeit angehören und dürfte mindestens devonisch sein. Zwischen dieser datierbaren obersten Grenze und der nicht datierbaren letzten Regionalmetamorphose Südwestafrikas fällt die Bildung der Otavigesteine, mehr kann man zurzeit nicht sagen.

B. Mikrogranitische und Aplitische Intrusivgesteine.

a) Vorkommen und Gliederung.

An zwei Stellen treten in der Otavifformation bei Tsumeb stockförmige Intrusivmassen von aplitartiger Zusammensetzung anstehend auf: Einmal in der Tsumebmine selbst, und sodann inmitten der zahlreichen, als Tsumeb-West zusammengefassten Kupfererzfundpunkte zirka 3,8 km südwestlich Tsumeb. Im Jahre 1912 fand Herr Bergrat Duft wenige hundert Meter südlich der Tsumebmine ein weiteres größeres Vorkommen von „Aplit“, das bis dahin fast völlig unter einer Decke von Oberflächensand verborgen war. Seit dieser Zeit ist durch die Denudationstätigkeit auf der abgeholzten Fläche in und um den Ort Tsumeb in jedem Jahr mehr von diesem „Aplit“ entblößt worden. Dieser Umstand, sodann weitere zufällige Aufschlüsse, sowie das Auffinden schmaler anstehender Rippen und loser Stücke in weiterer Entfernung von Tsumeb, brachte mich auf die Vermutung, daß dieser südliche „Aplit“ eine viel größere Verbreitung haben müsse. Auf meine Bitte hin wurde dann von Herrn Direktor Thometzek veranlaßt, daß der Untergrund der weiten Sandfläche, die sich zwischen den Schenkeln der nach Osten hin offenen Mulde in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten

¹⁾ In dem Kuibisquarzit, der den Schwarzkalk konkordant unterlagert, fand ich im November 1914 bereits sehr gut ausgebildete Fossilien von einer Prof. v. Staff und mir unbekannten Art. Deren Bestimmung ermöglicht dann auch die zeitliche Datierung des Schwarzkalkes. — Der Schwarzkalk enthielt z. B. nach meinen Beobachtungen Anhydritschnüre; auch phosphatreiche Knollen, in denen zweifellos bei eingehender Bearbeitung Fossilreste festzustellen sind.

südlich Tsumeb's ausbreitet, durch zahlreiche Schürfgräben systematisch festgestellt wurde. Es ergab sich hieraus die überraschende Tatsache, daß das ganze Innere dieser großen Mulde mit „Aplit“ ausgefüllt ist, und daß dieses Gestein in voller Breite noch jenseits des Ostrandes der Karte sich fortsetzt. Um diese einigermaßen merkwürdige Lagerung eines Eruptivgesteins im innersten Kern einer Mulde genauer untersuchen zu können, wurde auf einer Kontaktstelle mit Dolomit, 2 km östlich Tsumeb, ein 7 m tiefer und mehrere Meter breiter Schürfschacht niedergebracht. Die Art dieses Kontaktes, sowie die mikroskopische Untersuchung des Gesteines zeigte, daß es nicht eine nach der Auffaltung der Otavifformation eingedrungene Intrusivmasse ist, sondern daß es älter als die Auffaltung ist, selbst mit aufgefaltet wurde und ursprünglich als konkordantes Intrusivlager innerhalb der noch ungefalteten Dolomite vorhanden war. Die weitere Überlegung wies dann darauf hin, daß danach auch in den beiden anderen in den obersten geschichteten Dolomiten und Kalken eingesenkten Mulden das Muldeninnerste von diesem Gestein eingenommen sein mußte. Mehrere Schürfgräben in diesen ebenfalls meterhoch mit Oberflächensand überschütteten Flächen wiesen es in der Tat in derselben schichtartigen Verbreitung nach. Entsprechend seinem geologischen Auftreten wird dieses Gestein fernerhin als „Mikrogranit“ bezeichnet.

Somit treten an 5 verschiedenen Stellen in der Umgebung von Tsumeb granitische Intrusiv-Gesteine auf. Nach der geologischen Lagerung gliedern sie sich in 2 Gruppen;

1. Zwei stockförmige Aplitstocke mit durchgreifender Lagerung. Über Tage anstehend; gut, zum Teil sehr reichlich mit Kupfer- und Bleierzen imprägniert.
 - a) Der Aplitstock der Tsumebmine,
 - b) Der Aplitstock von Tsumeb-West.
2. Ein großes und mächtiges, konkordant in den oberen Kalken und Dolomiten eingedrungenes Intrusivlager von Mikrogranit, das mit den Sedimentgesteinen der Otavifformation mit aufgefaltet wurde. Es ist heute durch die Denudation in drei getrennte Teile zerlegt und tritt nur in den innersten Muldenkernen auf. Es bildet stets morphologische Senken, ist über Tage nirgends anstehend zu finden, sondern überall unter einer mehrere Meter mächtigen Decke von Oberflächensand verborgen.

b) Der Aplitstock der Tsumebmine.

1. Äußere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse.

Der riesige Erzstock der Tsumebmine ragte bis etwa zum Jahre 1905 als grüner doppelgipfelter Hügel etwa 12 m über die Fläche. Die etwas niedrigere Einsattelung wurde von dem ebenfalls gut vererzten Aplit eingenommen. Dieser bildete einen elliptischen Stock von ca. 50:20 m Größe, der steil und meist in einem gewissen Winkel zu den Schichten niedersetzt. Heute ist von diesem Tsumeber Kupferhügel nichts mehr zu sehen. An seiner Stelle sind zwei Tagebaue, von denen der östliche zurzeit eine Tiefe von 60 m hat. Zwischen den beiden Tagebauen ist der Aplit als Sicherheitspfeiler bis etwa 10 m unter der Hängebank des Hauptschachtes stehen geblieben (s. Fig. 24, Fig. 13).

Auf die unterirdischen Formen und Dimensionen dieses Aplitstockes, der zurzeit bis in eine Tiefe von 220 m vorzüglich aufgeschlossen ist, möchte ich hier nicht weiter eingehen. Alle Einzelheiten darüber werden in dem Beitrag über die Erzlagerstätte von Tsumeb behandelt, bzw. sind schon in meiner Arbeit in „Metall und Erz“ (Lit. 37) zu finden. Ich möchte hier nur noch zusammenfassend erwähnen, daß der Aplitstock auf allen Seiten von tektonischen, überschiebungsartigen Flächen

begrenzt ist, welche ihn im spitzen Winkel durchsetzen und den Aplit in etwa 85 m Tiefe sogar auseinander scheeren. Auch in sich ist das Gestein stark zertrümmert und gepreßt, von vielen Harnischen und Rutschflächen durchzogen. Apophysen im Nebengestein oder ein normaler Eruptivkontakt mit dem Nebengestein sind nirgends gefunden worden. Einen Durchschnitt gibt Textfig. 13.

2. Petrographie.

Chemisch und mineralogisch unveränderter, ursprünglicher Aplit ist in der Tsumebmine nicht mehr vorhanden. In den unteren Sohlen, etwa von 100 m Tiefe an enthält das Gestein eine erhebliche Menge sulfidischer Erze, durchschnittlich etwa 8—12 % Kupferglanz + Enargit + Kupferindig und etwa 12—15 % Bleiglanz. Die im Gefolge dieser epigenetischen Vererzung stattgehabte Seritisation des Aplits hat den ursprünglichen Charakter des Gesteins stark verwischt. In den oberen Sohlen, im Bereich der Oxydationszone, ist dieser Sulfidgehalt durch den Einfluß der Tagewässer oxydiert, und der Metallgehalt erlitt wesentliche Verschiebungen. Bei diesen Vorgängen blieb natürlich auch der sonstige Mineralbestand nicht unbeeinflusst. Jedenfalls kann die ursprüngliche Zusammensetzung neben all diesen fremden Einflüssen nur noch schwierig rekonstruiert werden. Der Aplit scheint ursprünglich recht genau den anderen Apliten geglichen zu haben. — Nähere Einzelheiten werden in meiner Spezialarbeit über die Tsumebmine gebracht.

3. Gänge von Olivinkersantit und Glimmerkersantit in der Tsumebmine.

Im Aplitstock der Tsumebmine und in seiner näheren Umgebung sind durch die bergmännischen Arbeiten unter Tage bis jetzt an etwa 50 Stellen dezimeterschmale Gänge eines basischen Eruptivgesteins nachgewiesen worden. Sie sind jünger als der Aplit, aber älter als die tektonische Phase und als die Vererzung. Über Tage wurde bis jetzt noch kein derartiges Gestein beobachtet. Das Gestein all dieser Gänge ist sehr stark zersetzt, und in den meisten Fällen reichlich mit Erzen imprägniert, auf den tieferen Sohlen meist mit Fahlerz, im Bereiche der Oxydationszone meist mit Kupferlasur. Der ursprüngliche Mineralbestand ist demgemäß auch sehr stark verwischt, doch erkennt man unter dem Mikroskop noch, daß es sich um kersantitische Ganggesteine handelt, und zwar sind Olivinkersantite und Glimmerkersantite vertreten, sowie Übergangsglieder zwischen beiden (s. Textfigur 10 u. 11).

c) Der Aplitstock von Tsumeb-West.

1. Außere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse.

In der flachen Muldenaufbiegung ca. 3 km südwestlich Tsumeb's liegen einige zwanzig kleinere Fundpunkte von Kupfer- und Vanadiumerzen. Inmitten dieser Fundpunkte steht ein 200 m langer, 80 m breiter ostwestlich gerichteter Aplitstock an, der über Tage am Kontakt zum Dolomit hin ziemlich gut mit Kupferglanz und Malachit vererzt war. Er bildet eine ganz flache Einsenkung im Gelände, die mit Flugsand erfüllt ist, aus dem nur wenige Aplitbänke hervorragen. Durch zwei Schürfschächte von 15 m und 50 m Tiefe nebst einigen Querschlägen ist er nach der Tiefe zu abgeschlossen. Er setzt fast senkrecht nieder und der Kontakt mit Dolomit wird überall von einer mehrere Meter mächtigen Eruptivbrekzie gebildet, indem eckige Stücke Dolomit, Kalk und Hornstein in einer Aplitgrundmasse liegen. Aplit dringt auch noch in verästelten Apophysen in diese Nebengesteinsstücke und ins kompakte Nebengestein hinein. Diese Eruptivbrekzie und die innige Durchäderung des Dolomits mit Aplitapophysen ist besonders schön in einem Schürfgraben am westlichen

Kontakt zu sehen. Eine Umwandlung der Einschlüsse und des Nebengesteins am Kontakt ist kaum vorhanden, nur stellenweise ist der Dolomit einige mm breit grobkörnig ausgebildet. Es liegt also hier ein echter Eruptivkontakt vor, nicht ein tektonisch begrenzter.

In einem Querschlag auf der 50 m Sohle wurde an der Grenze Aplit-Dolomit am nördlichen Kontakt eine handbreite Kluft aufgefahren, aus der dauernd unter starkem Druck Kohlensäure entweicht, sodaß der Betrieb nur noch mit Hilfe eines Ventilators aufrecht erhalten werden kann. Wenn der Schacht auch nur einen Tag stillliegt, ist er bis zum Rande mit Kohlensäure angefüllt.

2. Petrographie.

Die teils noch vorhandene, teils durch oxydierende Einflüsse weggeführte Vererzung verwischt mit ihren Begleiterscheinungen auch hier den ursprünglichen Mineralbestand. Äußerlich gleicht das Gestein bis auf die Erzführung völlig dem Aplit von der Tsumebmine und den anderen Vorkommen. Auch unter dem Mikroskop ist kein weiterer Unterschied zu erkennen. Es ist ein mittel- bis feinkörniges Gemenge von isometrischen Quarzkörnern, frischem Mikroklin und Albit und völlig serizitisiertem Orthoklas. Zwischen die einzelnen Körner sind manchmal gewundene Muskovitlamellen eingeschaltet. Alle Quarzkörner, weniger die Feldspäte, zeigen intensive Pressungserscheinungen, die sich in undulöser Auslöschung, innerer Zertrümmerung und randlicher Kataklyse äußert. Die Aplitpartien gegen den Dolomit hin enthalten viele Karbonate, die als primäre Einschlüsse vom Nebengestein her aufzufassen sind. Die schmalen Apophysen spitzen sich aus in eine Reihe von einzelnen Quarzen und Feldspäten, die von einander getrennt im Dolomit liegen und die „die Bahn markieren, welche die alkalischen Dämpfe und Lösungen genommen haben“.¹⁾ Die Feldspäte dieser Apophysen sind meist gut idiomorph ausgebildet und schön zonar gebaut. Basale Schnitte sind rhombenförmig begrenzt durch die Flächen I (110) und enthalten einen Kern von gegittertem Mikroklin, um den eine Orthoklasschale liegt. Die Quarze dieser Apophysen sind nur sehr wenig gepreßt. Außer einer geringen Kornvergrößerung ist auch unter dem Mikroskop keine weitere kontaktmetamorphe Beeinflussung des direkt an den Aplit anstoßenden Dolomits zu bemerken.

d) Das konkordante Mikrogranitlager in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten.

1. Verbreitung, äußere Erscheinungsform und räumliche Verhältnisse.

Wenn man von der obersten scharf markierten Schicht der oberen geschichteten Kalke und Dolomite, der Dolomitoolithbank o₂, aus ins Hangende geht, kommt man überall im Bereich der Karte nach etwa 50 m in eine Fläche, deren Untergrund von einer mächtigen Flugsanddecke verhüllt ist. Die durch keine Vegetation gehinderte Denudationstätigkeit der Regenwässer im Ort Tsumeb und in seiner Nähe legt allmählich mehr und mehr vom Untergrund dieser Fläche frei, und dort konnte man 1912 zuerst einen südlich der Mine liegenden „Aplitkörper“ konstatieren. Die Grenzen dieses Vorkommens und seine Lagerungsart wurden im Jahre 1918 durch ausgedehnte Schürfgaben festgelegt. Es stellte sich hierdurch folgendes heraus: Überall tritt im Hangenden der obersten Oolithbank o₂, und zwar in einer Seigerentfernung von 60 m der Granit auf. Über dem Granit ist im Bereich der Karte keine weitere Schicht mehr vorhanden, alles was einst ihm aufgelagert war, ist heute hier durch die Denudation weggeschafft. Der Granit konnte also nach dieser

¹⁾ P. Niggli: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Preisschr. Fürstl. Jabl. Ges. Leipzig 1920, p. 197. Dort weitere Beispiele dieser Injektionsmetamorphose.

Lagerungsart entweder an den Stellen, an denen er sich heute befindet, stockförmig hochgedrungen sein, oder aber er liegt konkordant zu den Schichten der Otavifformation als Lakkolith oder Intrusivlager und ist dann mit aufgefaltet worden. Um diese Alternative zu entscheiden, wurde am Kontakt ein Schürfschacht niedergebracht, der in Verbindung mit einigen Schürfgräben das in Fig. 9 wiedergegebene Profil bloßlegte. Man sieht, daß von einem normalen Eruptivkontakt keine Rede sein kann, daß vielmehr Dolomit sowohl wie Mikrogranit durch eine Reihe von schiefrig-brekiösen Mischgesteinen ineinander übergehen. Diese tektonische Zwischenzone hat eine Mächtigkeit von 6—7 m. Ferner ergab sich hieraus, daß der Granit den Dolomit nicht durchgreifend durchsetzt, sondern daß er ihm konkordant auflagert. Diese Art des Kontaktes zeigt in Verbindung mit der mikroskopischen Untersuchung, daß der Granit zusammen mit den Karbonatgesteinen der Otavifformation mit aufgefaltet wurde und ursprünglich als Lakkolith darin lag. Als oberstes bei Tsumeb entwickeltes Schichtglied ist er heute nur noch im innersten Kern der drei auf der Tsumebkarte auftretenden Mulden erhalten.

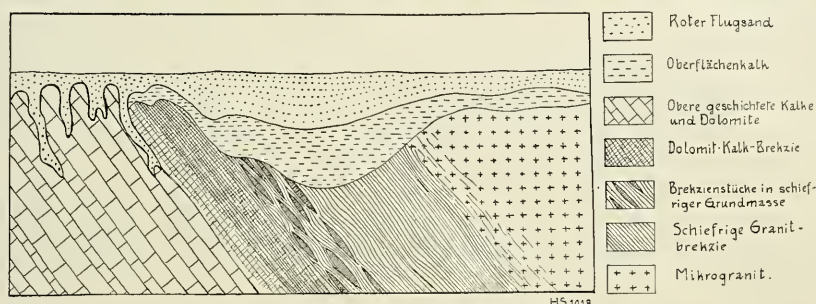


Fig. 9.

Profil an der Grenze der Otavischichten gegen den Mikrogranit, in Schürfgräben östl. Tsumeb. 1:200.

Diese drei Teilstücke des Mikrogranitlagers, die einst miteinander in Verbindung standen, haben verschiedene Dimensionen. Nur eine der Mulden, die westlichste, ist innerhalb des Kartengebietes in sich geschlossen. Die Aplitoberfläche beträgt dort etwa 2 qkm. Die beiden andern Mulden ragen nach Osten über den Rand der Karte hinaus. Im Bereich der Karte hat der Granit der südlichen Mulde bei einer Breitenerstreckung von etwa 2 km und einer Länge von ca. 9,5 km einen Flächeninhalt von etwa 20 qkm, während der der nördlichen Mulde nur 2 qkm umfaßt. Konstruiert man sich mit Hilfe der beobachteten Einfallswinkel Profile durch die größte, die südliche Mulde, so kommt man auf eine heutige Maximalmächtigkeit des Mikrogranits von ca. 420 m. Zieht man noch die durch die Denudation entfernten Teile des Granits zwischen den einzelnen Mulden in Rechnung, so dürfte die ursprüngliche Minimalausdehnung des Lakkolithen zu rund 100 qkm angenommen werden, wobei aber der außerhalb der Karte liegende Teil, der zur Zeit noch nicht weiter verfolgt ist, unberücksichtigt blieb.

2. Petrographie.

Die Gesteine aller drei Mulden und von verschiedenen Orten und Tiefen innerhalb jeder Mulde gleichen sich makroskopisch und mikroskopisch völlig. Das Gestein ist hellgrau bis hellrosa gefärbt, mittl-körnig und besteht in der Hauptsache aus etwa 1 mm großen isometrischen Quarzkörnern. Dazwischen sieht man ebenso große rötliche Feldspäte spärlich eingesprengt. Selten gewahrt man

ein Muskovitblättchen. Außerdem sind mit bloßem Auge noch kleine Körner von Eisenerzen zu sehen, und zwar Pyrit und Magnetit, ersterer oft in Eisenoxyde übergegangen. Die Struktur ist an und für sich richtungslos körnig, indessen macht sich beim Anschlagen eine plattige bis flasrige Druckstruktur bemerkbar. Ebenso eintönig ist der mikroskopische Anblick. Quarz ist bis zu etwa 80 % an dem Aufbau des Gesteins beteiligt. Es sind meist rundliche Körner, die aber nur selten mit scharfen glatten Grenzen aneinanderstoßen, sondern die sich meist randlich in ein Haufwerk kleinster gegeneinander verschobener Körnchen und Stengel auflösen. Im polarisierten Licht gewahrt man, daß viele Quarzkörner auch innerlich aus optisch verschiedenen orientierten Teilen bestehen. Wo diese Aggregatpolarisation nicht vorhanden ist, da deutet wenigstens eine sehr ausgeprägte undulöse Auslöschung auf die große Rolle, die der Faltungsdruck in diesem Gestein gespielt hat. Eine weitere hierher gehörige Erscheinung, die sonst selten vorzukommen scheint, die aber hier sehr häufig ist, ist eine sehr feine zwillingsartige Lamellierung der Quarze, die manchmal eine Unterscheidung von Plagioklassen schwierig macht. Sie scheint parallel einer Rhomboëderfläche zu geben und dürfte eine Art Gleitzwillingslamellierung darstellen¹⁾. Die Quarze zeigen viele Einschlüsse von haardünnen, oft gebogenen Rutilnadelchen, und von Flüssigkeiten mit beweglicher Libelle. Sehr eigenartig sind häufig vorkommende Anwachszone, wie sie die Quarze in den Kristallsandsteinen zu haben pflegen, nur sind sie hier nach außen nicht mit Kristallflächen, sondern teils mit gerundeten Flächen begrenzt, teils gehen sie über in ein Haufwerk kleinerer Quarzkörner.

Feldspäte treten gegen den Quarz sehr zurück. Sie sind von derselben Größe wie die Quarzkörner und meist gerundet. Es treten auf: Mikroklin, Albit und Orthoklas. Die beiden ersteren sind meist noch ziemlich frisch, während Orthoklas stets serizitisiert ist. Druckphänomene äußern sich beim Feldspat viel weniger als beim Quarz.

Neben Quarz und Feldspäten treten die anderen Mineralien nur akzessorisch auf. Seltene gebogene Muskovitlamellen sind zwischen den Quarzkörnern eingeschaltet und manchmal nehmen Chloritaggregate die Stelle früherer Hornblenden und Biote ein. Ab und zu tritt ein Zirkon und Apatit auf. Von opaken Gemengteilen wurden Magnetit in kleinen scharfen Oktaëdern und Pyritwürfel beobachtet, welche letztere meist zersetzt sind.

Die Granitpartien am Kontakt mit Dolomit enthalten viele Einschlüsse von meist scharf ausgebildeten Dolomitrhomboëdern und größeren grobkörnigen Dolomitpartien. Außer der Kornvergrößerung wurden Kontaktphänomene an diesen Einschlüssen nicht beobachtet.

Die Struktur des Gesteins ist stets rein körnig, nie wurden Andeutungen von Parallelstruktur gefunden. Nach Struktur, Mineralbestand und geol. Auftreten ist das Gestein als Mikrogranit anzusprechen, der durch Faltungsdruck kataklastisch verändert ist.

3. Quarzmassen innerhalb des Aplitlagers.

In der großen südlichen Mulde zieht sich etwa in Richtung der Muldenachse eine mehrere hundert Meter lange, stellenweise über 100 m breite Masse weißen derben Fettquarzes hin. Bei km 3 an der Nosibpad ragt dieser Quarz als meterhohes Riff aus dem Flugsand heraus. Unter dem Mikroskop gewahrt man große, sehr stark gepreßte, miteinander verzahnte Quarzkörner, die reihenweise zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse enthalten. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine anlässlich der Faltung stattgefundene SiO_2 -Konzentration längs der Faltenachse.

¹⁾ H. Rosenbusch: Mikr. Phys. 1907. II. p. 41.

e) Die Beziehungen der verschiedenen Eruptivvorkommen zueinander.

Es handelt sich bei Tsumeb um zwei stockförmige Eruptivkanäle mit durchgreifender Lagerung und einem konkordantem Intrusivlager, beide aus dem petrographisch gleichen Gestein bestehend. Ein direkter Zusammenhang ist heute zwischen beiden Gesteinskomplexen nirgends mehr vorhanden. Es kann aber mit großer Sicherheit die Ansicht ausgesprochen werden, daß sowohl der Aplitschlot von Tsumeb-West als auch der der Tsumebmine einst, als die Denudation noch nicht den heutigen Betrag erreicht hatte, mit dem Intrusivlager in Zusammenhang standen. Es ergibt sich dies deutlich, wenn man das durch den Aplit von Tsumeb-West und die beiden östlich und westlich anstoßenden Mulden gehende Ost-Westprofil und das Profil von der Tsumebmine aus nach Süden durch die anstoßende Granitmulde konstruiert (Fig. 10). Ergänzt man dann nach den heute noch anstehenden Partien den durch die Denudation abgetragenen Teil, dann ergibt sich zwanglos, daß die beiden stockförmigen Aplite die oder ein Teil der Zufuhrkanäle sind, welche aus größeren Erdtiefen das aplitische Magma gefördert haben, welches sich der Hauptsache nach im Niveau der oberen geschichteten Kalke und Dolomite als konkordanter Lakkolith eingepreßt hat. Ob unter den heute noch erhaltenen Teilen des Intrusivlagers sich noch weitere Zufuhrkanäle befinden, kann natürlich nicht vorausgesagt werden.

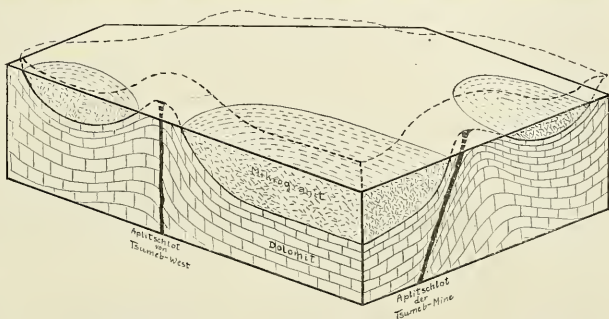


Fig. 10.

Schematisches Diagramm des Zusammenhanges zwischen dem eingefalteten Mikrogranitlager und den Aplitschloten bei Tsumeb.

f) Der Zusammenhang der aplitischen und mikrogranitischen Eruptivgesteine bei Tsumeb mit den Graniten am Ostrand des Otaviberglandes.

Wie aus der geologischen Übersichtskarte des Otaviberglandes Textfig. 2 zu ersehen ist, nimmt den Ostrand des Gebirges ein mächtiger Granitlakkolith ein, der in tiefen Buchten ins Gebirge eindringt, und der ebenfalls jünger als die Otavigesteine, und, wie aus Spezialbeobachtungen hervorgeht, auch mit der Auffaltung gleichaltrig ist. Leider hatte ich nie Gelegenheit, an der Nordostecke des Otaviberglandes die Zusammenhänge zwischen diesem Granit und der Mikrogranitmulde von Tsumeb festzustellen. Die Gegend dort war mit undurchdringlichem Dornbusch bedeckt, war ganz wasserlos, und bot infolge des Fehlens von Wegen und Landmarken auch sonst dem Durchkommen große Schwierigkeiten. So kann ich nur als Vermutung hinstellen, daß die Tsumeber Eruptiva in engem Zusammenhang stehen werden mit den grobkörnigeren Graniten weiter östlich, und zwar werden sie wohl magmatische Nachschübe aus demselben großen Magmenherd darstellen, die auch zeitlich eng mit der Intrusion des Hauptgranits zusammenhängen. In einem späteren Beitrag folgt eine eingehende mikroskopische Beschreibung dieser östlichen Lakkolithe, die z. T. sehr schöne Kontakterscheinungen darbieten.

g) Die weiteren geologischen Schicksale der Eruptivmassen bei Tsumeb.

Alle Eruptivgesteine haben die Auffaltung der Otaviformation mitgemacht. Dafür sprechen die durch das Mikroskop festgestellten Pressungserscheinungen und Kataklaststrukturen, dafür sprechen alle Aufschlüsse in der Tsumebmine und am Kontakt Mikrogranit-Dolomit. Bei der Faltung verhielten sich die spröden Dolomite und Kalke anders als der nachgiebige plastische Granit. So entstanden die tektonischen Kontakte längs der Grenzfläche des Granitlagers gegen den Dolomit hin, indem bei der Faltung der schmiegsamere Granit auf dem spröden Dolomit hinglitt und so diese Reibungsbrekzie entstand, welche jetzt zwischen beiden eingeschaltet ist. Ebenso wurde, als der Mittelschenkel der Falte bei Tsumeb stärker beansprucht wurde und sich im Streichen überschiebungsartige Trennungsflächen bildeten, der im spitzen Winkel durchsetzende Aplitstock ausgelängt und ausgequetscht. In beiden Fällen liegt eine Art „Faltungsdiskordanz“ vor. Der mehr allseitig verteilte und schwächere Druck und Zug in der Sattelpfanne von Tsumeb-West ließ die Form des Aplitstocks und seine Grenzen gegen das Nebengestein ungeändert, genügte aber zur innerlichen Kataklaste des Aplits. Die nach der Auffaltung einsetzende Denudation hat dann allmählich die Lakkolithpartien mehr ausgeräumt als die umliegenden Dolomite, sodaß heute das einstmals viel weiter reichende Intrusivlager in drei Teile zerstückt ist und bereits zwei Zuführungsschlote freigelegt sind.

h) Die Beziehungen der Aplitschlote zur Erzführung.

Wenn ich auch die Erzlagerstätten des Gebietes in einer besonderen Arbeit behandeln werde, so müssen doch an dieser Stelle noch einige Worte über den genetischen Zusammenhang der Eruptivgesteine und der Erze angefügt werden. Daß die überaus reiche Lagerstätte der Tsumebmine in genetischer Abhängigkeit zu dem dortigen Aplitstock steht, ist völlig klar und wurde von P. Krusch (Lit. 21) richtig erkannt. Ebenso ist der Aplit von Tsumeb-West selbst vererzt und liegt inmitten eines Gebietes kleiner nesterförmiger Erzvorkommen. In dem Granit des Intrusivlagers wurden bis jetzt noch keine makroskopisch sichtbaren Kupfererze nachgewiesen, wenn auch Bohrproben einen Gehalt von einigen Hundertstel Prozent Kupfer ergaben. Ich möchte meine Ansicht über den Zusammenhang der Eruptivgesteine und der Erzlagerstätten folgendermaßen zusammenfassen:

1. Die stockförmigen Aplitschlote waren Zufuhrkanäle für die Erzlösungen.
2. Die Erzlösungen entstammen demselben Magmenherd wie der Aplit bzw. Granit.
3. Die Erzlösungen drangen erst nach der Verfestigung der Aplite und wahrscheinlich im Gefolge der Auffaltung des Gebirges hoch. Sie imprägnierten die Aplitschlote epigenetisch und verdrängten zum Teil auch größere Mengen des karbonatischen Nebengesteins und der Schub- und Trümmerzonen durch azendente Erze.
4. Ein ausgedehnteres Übergreifen der Vererzung von den Zufuhrkanälen aus in das Intrusivlager konnte bis jetzt noch nicht festgestellt werden. Wahrscheinlich war die nähere Umgebung der Einmündungsstellen der Schlote in das Lager noch vererzt. Hieraus erklären sich die vielen kleinen Lagerstätten von Tsumeb-West. Sie sind die letzten Reste dieser Vererzung, die mit fortschreitender Denudation stets tiefer herabgesunken sind und jetzt metasomatisch im Dolomit sitzen. Dafür spricht ihr nesterartiges Vorkommen und der Umstand, daß sie keine Fortsetzung nach der Seite oder in die Tiefe haben.

C. Oberflächenbildungen.

Dem Otavibergland sind im Norden und Osten und zum großen Teil auch im Süden jene großen Flächen vorgelagert, welche im einzelnen als Amboland, Sandfeld und Omaha ke bezeichnet, in ihrer Gesamtheit aber als Kalahari zusammengefaßt werden. Neben der morphologischen Entwicklung als ungeheure Fläche ist für die Kalahari in erster Linie die Übersüttung mit mächtigen, meist lockeren, jüngeren Deckschichten charakteristisch, die als äolische und chemische Sedimente, seltener als Absätze von Flüssen oder Schichtfluten entwickelt sind. Ähnliche, zum Teil genau dieselben Oberflächenbildungen spielen nun auch im Otavibergland eine große Rolle. Speziell die Übergangsregion zwischen dem Gebirge und der vorgelagerten Fläche, wie sie auf Blatt Tsumeb zur Darstellung gelangt ist, läßt die Beziehungen, welche diese Oberflächenbildungen zu einander und zum alten Gebirge haben, vorzüglich erkennen und dürfte somit eine kleine willkommene Ergänzung zu dem monumentalen Kalahariwerk S. Passarge's bilden.

a) Gliederung der Oberflächenbildungen.

Rein petrographisch kann man zwischen roten Sanden, grauschwarzen kalkig-humosen Sanden und Oberflächenkalken unterscheiden. Dazu kommen noch die Schuttmassen, welche im Gebirge in Form von Schuttströmen und Schuttkegeln die trockenen Wasserrisse im Gebiet gewisser Gesteine ausfüllen. Für die genetische Gliederung war die Erkenntnis von Wichtigkeit, daß die roten Sande rein äolischen Ursprungs sind, daß die kalkig-humosen Sande sich an gewissen Stellen aus den roten Sanden bilden, daß diese Bildung und die Bildung der Oberflächenkalke und Schuttmassen noch heute vor sich geht, daß jedoch der Windtransport der roten Sande heute nicht mehr weiter schreitet, sondern einer vergangenen geologischen Epoche angehört.

Es ergibt sich somit folgende Altersgliederung der Oberflächenbildungen in der Umgegend von Tsumeb (und auch im ganzen Otavibergland):

A. Ältere Oberflächenbildungen.

1. Roter Flugsand

- a) als lückenlose, mehrere Meter mächtige Decke in den Talsohlen, auf den Flächen am Rande und außerhalb des Gebirges und in dolinenartigen Senken.
- b) in den Vertiefungen zwischen den anstehenden Gesteinsbänken, auf den Flächen mehr im Innern des Gebirges, in niedrigen Bergsätteln und auf den den Bergen vorgelagerten flachen Hängen.

B. Jüngere Oberflächenbildungen.

2. Schwarzgrauer kalkig-humoser „Vleyboden“, aus dem roten Flugsand in „Vleys“ (siehe S. 282) und Senken entstanden durch Anreicherung von Kalk und Humus und Entziehung von Eisen.
3. Oberflächenkalk („Steppen- oder Kalaharikalk“); meterdicke Kalkbänke und Lagen von Kalkkonkretionen in und auf dem Vleyboden, an der Auflagerungsfläche des Sandes auf älteren Gesteinen, sowie Verkittungsmassen von Schutt und Gekriech am Fuß mancher Berghänge.

4. Schuttkegel und Schuttströme in Wasserrissen im Gebiet der geschichteten Dolomite und Kalke.
5. Humoser Boden in Vertiefungen zwischen den anstehenden Gesteinsbänken auf vegetationsbedeckten Bergen.

b) Roter Flugsand (ds).

1. Verbreitung und äußere Erscheinungsform.

Im Bereich der Karte wie überhaupt im Norden und Osten Südwestafrikas spielt der rote Flugsand als Deckschicht die größte Rolle. Die meisten größeren Flächen im Otavibergland und rings um das Gebirge sind mit einer mehrere Meter mächtigen Schicht roten Sandes bedeckt; stets findet er sich in den Tälern zwischen den Bergen und Gebirgszügen und sogar auf flachen Bergsätteln. In kleineren Flächen im Innern des Gebirges und auf den flachen Abhängen der Berge selbst füllt er die Vertiefungen aus zwischen den anstehenden Gesteinsrippen. Ganz frei davon sind nur die steilen Bergflanken und die Gipfel und Grate der höheren Erhebungen.

Auf der Karte habe ich als reine Sandgebiete alle diejenigen Flächen, Trockentäler und rundlichen Senkungsgebiete ausgeschieden, in denen tatsächlich kein anstehendes Gestein entblößt ist und wo die Sanddecke mindestens 2—5 m mächtig ist. Je weiter man ins Innere des Gebirges kommt, um so weniger mächtig im allgemeinen wird die Sandbedeckung, und dort ragen meist auch auf den Flächen in regelmäßigen Abständen die Dolomitrippen zwischen den sanderfüllten Vertiefungen heraus. Solche Gebiete sind auf der Karte mit der Grundfarbe des anstehenden Gesteins angelegt und gelb punktiert.

Die äußere Erscheinungsform der Sandflächen wechselt sehr, da die verschiedenartigsten Vegetationsbestände auf ihnen heimisch sind. Man findet alle Übergänge von lichtester Parklandschaft bis zum undurchdringlichen Dornbusch. Die park- und savannenähnlichen Gebiete sind meist mit hochstämmigen Tambuttibäumen (*Escariopsis Dinteri*) bestanden, dazwischen sind prächtige Marula- und Kirkiabäume (*Sclerocaria Schweinfurthiana* und *Kirkia sambesiaca*). Unterholz fehlt in solchen lichten Waldbeständen meist völlig, die Grasnarbe steht nie dicht, sondern stets in einzelnen getrennten Büscheln. Große Gebiete der Flächen werden auch von halbhohen Akazienarten und anderen Halbsträuchern eingenommen, welche das Passieren schon bedeutend schwieriger machen. Insel- und streifenartig tritt endlich der gefürchtete Hackjesdorn (*Acacia detenens*) in dichten halbhohen Dickichten auf, in denen das Durchkommen mit Pferden ein Ding der Unmöglichkeit ist. Diese einzelnen Vegetationsformationen grenzen meist scharf aneinander. Höchst beschwerlich ist das Vorwärtsschreiten für Mensch und Pferd auf den Flächen, wo die scharfen Dolomitrippen einen halben Meter hoch zwischen den Sandniederungen herausragen.

2. Oberflächenformen der Sandflächen.

Die heutigen Oberflächenformen der lückenlosen Sanddecken sind stets flach, mit sanfter und stetiger Neigung, die im Maximum etwa 1:40 bis 1:50 (ca. $1-1\frac{1}{2}^{\circ}$) beträgt. Geländeknicke fehlen durchaus und trockene Wasserrisse (Riviere) sind in der ursprünglichen Wildnis unbekannt, während sie sich auf den Pads¹⁾ und bei größeren Rodungen für Felder oder in der Nähe von Ort-

¹⁾ Als „Pad“ wird nach Burengewohnheit jeder Weg, aber auch übertragen jede Reise in Südwest bezeichnet.

schaften rasch und tief ausbilden. Flache Senken und Depressionen sind allenthalben verbreitet. Ich möchte besonders betonen, daß ich weder im Otavibergland noch in seiner näheren Umgebung jemals auch nur die geringsten Spuren von rezenten oder fossilen Dünen gefunden habe.

3. Auflagerungsfläche des Sandes auf dem alten Gebirge und Mächtigkeit der Sandbedeckung.

Dagegen zeigt die Unterfläche der Sandbedeckung, d. h. die Auflagerungsfläche des Sandes auf dem alten Gebirge ein reiches und mannigfaltiges Relief, sowohl was die Kleinformen angeht, als auch im Großen. Dies ergibt sich aus vielen künstlichen Aufschlüssen längs der Otavibahn, wo man aus tiefen Gräben den Sand zum Bahndamm herausgeholt hat, und aus einer großen Anzahl Schürfgräben, die die Bergwerksdirektion Tsumeb im Jahre 1918 auf der Fläche südlich und östlich Tsumeb's zwecks Festlegung der Mikrogranitgrenze anlegen ließ. Die karbonatischen Otavigesteine sind unter dem Sand in mehrere Meter hohe 0,5—1 m dicke gerundete Säulen aufgelöst, zwischen denen tiefe Gräben und Schlote sind (siehe Photo Taf. 27, Fig. 31 und Skizze Taf. 27, Fig. 30). Die Wände dieser Dolomitpfeiler und -säulen sind glatt, nur mit Rillen versehen, welche den Absonderungsflächen des Gesteines selbst entsprechen, sie sind aber nie zerschrattet. Hornsteinbänder und andere Einlagerungen ragen aus den glatten Wänden etwas hervor. Die Köpfe der Säulen sind ebenfalls glatt und gerundet, wenn sie noch unter dem Sande stecken. Ragen sie dagegen auch nur einige Zentimeter daraus hervor, so fängt sofort die typische scharfgratige Zerschrattung an, deren einzelne Rillen und Grate durchaus unabhängig sind von der Gesteinsstruktur, sondern nur die Flußrichtung des abfließenden Regenwassers andeuten.

Die Bahngräben sind die einzigen Stellen, an denen man bis in größere Tiefen diese höchst aufgelöste Dolomitoberfläche sehen kann. Daß dies eine allgemeine Erscheinung im ganzen sandbedeckten Teil des Otaviberglandes ist, wird dem Reisenden in höchst unangenehmer Weise durch die vielen schlechten Stellen der Pads demonstriert. Dort ragen nämlich die Köpfe der Dolomitsäulen noch etwas aus dem lockeren Sand hervor, der sich natürlich durch den Wagenverkehr immer mehr ausfährt, sodaß die Pad zum Schluß unerträglich wird. Eine neue Pad nebenan zeigt nach ein oder zwei Regenzeiten dasselbe Bild. Auch wo der Sand zunächst noch alle Säulenköpfe bedeckt, wird die Pad durch den fortdauernden Verkehr und dadurch, daß sich in der Regenzeit in ihr ein Rivier ausbildet, allmählich tiefergelegt, und plötzlich kommen überall die Säulenköpfe zum Vorschein. — Es ist bemerkenswert, daß die Oberkante der Säulen stets in derselben Höhenlage liegt, die entweder mit der heutigen Oberfläche zusammenfällt oder 1—2 m tiefer ihr parallel verläuft. Es gibt große Flächen, wo auch 1—2 m tief ausgewaschene alte Wege noch keine Spur von Dolomit entblößen, sodaß also dort die Sandbedeckung 3 m und noch mehr betragen muß.

Die Schürfgräben im Granit zeigten, daß der Sand dort eine Mächtigkeit von durchschnittlich 2—3 m besitzt, vereinzelt beträgt sie weniger, einige Male streichen sogar schmale Granitbänke fast an der heutigen Oberfläche aus, und an vielen Stellen wurde bei 5 m noch kein anstehender Granit erreicht. Die alte Granitoberfläche hat also flache Mulden und Rücken, die von der Sandbedeckung völlig eingeebnet wurden. In den Senken liegt auf dem festen Granit erst noch eine Gerölllage von 0,5—2 m Mächtigkeit, die meist mit jungem Kalk locker verkittet ist.

4. Korngröße und Zusammensetzung.

Der rote Sand ist gleichmäßig feinkörnig, Bruchstücke fremder Gesteine und besonders Gerölle fehlen darin durchaus. Er ist absolut ungeschichtet und enthält keinerlei verkalkte, verkieselte oder durch Eisenverbindungen verkittete Lagen.

Die Größe der einzelnen Körner schwankt nur in sehr engen Grenzen. Körner $> 2,0$ mm fehlen vollständig. In dem rohen Material ist etwas mehr Sand von einer mittleren Korngröße von $0,05-0,15$ mm. Dies hat aber seinen Grund darin, daß ein großer Teil der feinen Körner durch Eisenhydroxyde krümelig mit einander verbacken sind. Staub von unter $0,05$ mm enthält der rohe Sand wenig. Um die reinen Mineralkörner zu erhalten und deren Größenverhältnisse und quantitative Verteilung zu ermitteln, wurde der rohe Sand mit konzentrierter HCl gekocht, um die Eisenverbindungen aufzulösen. Es zeigte sich dabei, daß der Sand nur sehr wenig Karbonate enthielt und daß der Staub fast völlig aus Eisenkonkretionen bestand. Eine annähernde Bestimmung der mechanischen Zusammensetzung die ich in Tsumeb mittels Siebsätzen vornahm, ergab folgende Werte:

Rohes Sand:			Sand in konz. HCl gekocht:	
$< 0,05$ mm	ca.	5 %		0 %
$0,05-0,15$ "	"	35 %		ca. 50 %
$0,15-0,65$ "	"	50 %		" 30 %
$0,65-2,00$ "	"	10 %		" 5 %
		100 %		85 %
			in HCl löslich	15 %
				100 %

Untersucht man die 3 Fraktionen des mit HCl behandelten Sandes unter dem Mikroskop, so ergibt sich, daß die große Mehrzahl der Körner $> 0,15$ mm eckige Quarzaggregate und Quarzserizitaggregate sind, je nachdem der Sand auf Otavigesteinen oder auf Granit liegt. Die größeren Körner des roten Sandes entstammen somit zumeist dem unmittelbaren Untergrund oder den unmittelbar in der Nachbarschaft auf den Bergen anstehenden Gesteinen.

Dagegen besteht die Fraktion $< 0,15$ mm durchweg aus gut gerundeten Körnchen, die neben 98–99 % Quarz und Feldspäten noch 1–2 % ebenfalls meist abgerollte Körnchen von mehr als 20 sonstigen Mineralien enthält.

Von den Sanden im Bereich der Karte untersuchte ich Proben von etwa 20 verschiedenen Stellen auf ihre mineralogische Zusammensetzung. Ich wählte Proben aus von der Oberfläche, von verschiedenen Tiefen bis zu 5 m unter der Oberfläche, sodann Sand, der auf Granit lagert, und solchen, der auf Dolomit und in tiefen Dolomitschloten sich befindet, ferner Sande aus verschiedenen Meereshöhen von 1250–1450 m, schließlich Sande von großen Flächen, aus engen Tälern, auf Bergsätteln und Berghängen. Alle diese Sande von den verschiedensten Stellen, aus den verschiedensten Höhenlagen, auf verschiedenen Gesteinen aufgelagert, sind absolut gleichförmig und zeigen alle dieselbe qualitative und quantitative Zusammensetzung und gleichen, wie hier vorausbemerkt sein mag, auch den roten Sanden von anderen Orten des Nordens vollständig.

Alle Sande sind intensiv ziegelrot bis braunrot gefärbt. Diese Farbe rührt von Häutchen von wasserarmem Eisenhydrat her, welche die einzelnen Körner umgeben. Der Staub und viele kleinere Körner bestehen aus knolligen Konkretionen von Eisenhydrat. Diese Rotfärbung bleibt bis zum anstehenden Gestein ganz gleich, eine Abnahme des Eisens oder eine Änderung in seinem Oxydationszustand ist nicht zu konstatieren.

Zur weiteren mineralogischen Untersuchung wurden die mit Salzsäure gekochten Fraktionen verwandt. Sie wurden mit einer Mischung von Bromoform und Benzol vom spezifischen Gewicht 2,70 getrennt. Der leichtere Teil enthielt Quarz, die Mehrzahl der Feldspäte und Serizit; der schwere Teil die 1—2 % seltener Mineralien, welche dann auf optischem Wege weiter untersucht wurden, da wegen ihrer Kleinheit andere Methoden versagten.

Folgende Mineralien, nach der relativen Häufigkeit des Vorkommens geordnet, wurden in den roten Flugsanden beobachtet:

Mineralien leichter als 2,7, ca. 98 % der Sande.

Quarz: Ca. 95 % des Sandes, stets gerundet, meist mit Einschlüssen von haardünnen Rutilnadeln, Reihen von Flüssigkeitsbläschen mit beweglichen Libellen, Erzen und Serizithlätchen; selten mit Einschlüssen von Dolomitspat.

Feldspäte: Ca. 2 %, meist noch frisch, weniger gerundet, meist eckige Spaltstücke mit abgerundeten Ecken. In erster Linie Mikroklin, sodann saure Plagioklase, seltener Ortboklas, der meist stark serizitisiert ist.

Serizit: Stets in Aggregaten, wahrscheinlich völlig zersetzte Ortboklase.

Mineralien schwerer als 2,7, ca. 1—2 % der Sande.

Tormalin: Kommt von allen schweren Mineralien am häufigsten vor und bildet ungefähr ein Drittel dieser. Er ist oft länglich elliptisch mit abgerollten Ecken, kommt aber auch in scharf doppelseitig ausgebildeten Prismen mit Pyramidenendflächen vor. Es kommen eine ganze Menge verschiedener Mischungsglieder vor, wie aus folgenden zum Teil ganz ungewöhnlichen Achsenfarben zu sehen ist:

O	E
schwarz bis dunkelblaugrün	lebhaft blaugrün
schwarz bis dunkelblaugrün	lebhaft hellrosa
dunkel grünblau	hlassrosa
dunkel indigoblau	hellgrau violett
schwarzbraun	rosagrau
dunkel braungrün	hell nelkenbraun
dunkel braungrün	hell schwefelgelb
schwarz	gelbbraun
dunkel bräunlichgrün	nelkenbraun
dunkel olivbraun	hellgelb.

Es ist dabei zu bemerken, daß die Dicke der Turmaline überall ungefähr dieselbe war, 0,03—0,05 mm.

Ein zonarer Bau ist weit verbreitet, meist parallel dem Prisma und somit auf der Basis in scharf begrenzten Schalen ausstreichend, die oft eine ganze Farbenskala enthalten. Einige Male wurden auch Turmalinsäulchen mit einem Farbenwechsel parallel zur Basis beobachtet, wie es A. Lacroix von madagassischen Pegmatitturmalinen beschreibt. Ein solches Exemplar hatte 2 scharf begrenzte Zonen mit folgendem Pleochroismus:

O	E
erste Zone schwarzblau	rosa
zweite Zone olivbraun	gelblich.

Zirkon: Nächst Tormalin ist Zirkon das häufigste Mineral, teils ganz abgerollte Körnchen, teils noch ziemlich scharf ausgebildete Prismen, beiderseitig mit mehreren Pyramiden. Farblos, bellgelb oder rosa. Oft große runde Einschlüsse. Viele gut ausgebildete Exemplare sind parallel der äußeren Form sehr schön schalig gebaut.

Magnetit: Wie das magnetische Verhalten zeigt, ist das ziemlich reichlich vorhandene opake Erz ausschließlich Magnetit. Es sind meist gerundete Körner.

Rutil: Kommt auch noch ziemlich häufig vor, bildet meist abgerollte längliche Körner mit Längsstreifung, seltener scharfe prismatische Kristalle, einigemale wurden knieförmige Zwillinge beobachtet. Farbe sehr dunkel, rothbraun, wechselnd nach gelbbraun, oft optische Anomalien.

Epidotgruppe: Eine ziemlich Verbreitung haben Pistazit und Klinozoisit, selten kommen Piemontit und Orthit vor.

Pistazit: Unregelmäßig eckig bis abgerollt, Pleochroismus intensiv zeisiggrün bis blaßgelblich, Farbe und Auslöschung oft fleckig.

Klinoisit: Ebenso, aber durch Charakter und Achsendispersion von Pistazit unterschieden.

Piemontit: Rosarot bis farblos, sehr selten.

Orbit: Grüngelb bis gelblich, viele Einschlüsse, selten.

Disthen: Lange Säulchen mit schwach gerundeten Ecken, gute Spaltbarkeit nach 100, 110 und stets auch Quergliederung nach 001. Oft das Innere stark pigmentiert, sonst farblos. Stets schiefe Auslöschung. Relativ häufig.

Andalusit: Rechteckig bis gerundet. Pleochroismus farblos zu rosa oder gelblich rosa, geringe Doppelbrechung. Relativ häufig.

Blaues unbekanntes Mineral: Relativ häufig, stets rundliche Körner. Schieferblau, in den seltenen Lagen // c schwacher Pleochroismus O schieferblau, E hellbläulich. Keine Spaltbarkeit sichtbar. Die meisten Körner liegen $\perp$ c, also anscheinend Absonderung // der Basis. Lichtbrechung zwischen 1,6–1,7, Doppelbrechung schwach, ca. 0,01. Einachsige, mit positivem Charakter.

Anatas: Säulchen und Platten, auch abgerollt. Farbe hochgelb bis lichter gelb; kenntlich an der ganz extrem hohen Licht- und Doppelbrechung und dem negativen einachsigen Charakter. Als Anatas ist wahrscheinlich auch ein Mineral mit denselben Eigenschaften anzusprechen, welches aber völlig farblos ist. Stets vorhanden, aber nie sehr häufig.

Titanit: Wachsgelb, starke Dispersion. Selten.

Biotit: Spaltblättchen, Pleochroismus braunrot zu schwarz. Selten.

Korund: Blau, hohe Licht- und niedrige Doppelbrechung, negativer Charakter. Selten.

Granat: Runde Körner, bräunlich grün, völlig isotrop. Sehr selten.

Topas: Farblos, sehr selten.

Sillimanit: Säulchen mit grader Auslöschung, im Zentrum voller Einschlüsse. Selten.

Picotit: Grün, isotrop, sehr selten.

Serendibit: (?) Keine Spaltbarkeit, Brechungsindex ca. 1,7, Doppelbrechung schwach, Pleochroismus sehr stark, von blau zu farblos. Sehr selten.

Unbekanntes farbloses Mineral: Nicht abgerollt, Oberfläche mit napfförmigen Vertiefungen, Andeutung von muschelartigem Bruch, ganz extrem hohe Lichtbrechung, isotrop oder ganz schwache fleckige anscheinend anormale Doppelbrechung, farblos, Glanz metallähnlich bis diamantartig. Wurde nur in ganz wenigen Körnern beobachtet.

5. Die Natur der roten Sande.

Die Lagerung des Sandes, welcher Senken, Flächen, Täler, die Bergsättel und Berghänge bedeckt und nur die höchsten Gipfel freiläßt, sein absolut gleichmäßiges feines Korn, der Mangel an Geröllen, die Abrollung der einzelnen Körner, und vor allem die zahlreichen landfremden Mineralien, alles spricht zur Evidenz für die äolische Natur der roten Sande. Quarz, Feldspäte und die anderen 20 Mineralien wurden in einer Periode konstant wehender Winde aus einem anderen Gebiet hergeweht und sedimentierten sich im Otavibergland und seinen vorgelagerten Flächen. Später überzogen sich die Körner mit den Eisenhydroxydhäutchen und es bildeten sich die Eisenhydratkonkretionen.

Nach der Natur der Sandmineralien müssen diese aus einem Gebiet hochmetamorpher Gesteine berkommen, das von Pegmatitgängen durchsetzt ist, die eine ähnliche eigenartige Mineralkombination aufweisen müssen, wie z. B. die Pegmatitgänge auf Madagaskar. Besonders auffällig ist das fast völlige Fehlen von Granat, sowie die gänzliche Abwesenheit von Augiten, Hornblenden, Olivin, Serpentin und Titaneisen. Dieser negative Befund deutet darauf hin, daß in dem Ursprungsgebiet der Sande intermediäre und vor allem basische Eruptivgesteine vollständig fehlen. Bei der kolossalen Ausdehnung, die manche Windsedimente haben, ist es schwer, ein bestimmtes Gebiet als Ursprungs-ort namhaft zu machen. Jedenfalls sind meines Wissens in Südwestafrika bis jetzt noch keine ausgedehnten Gebiete bekannt mit Pegmatitgängen, die solche Turmaline enthalten, wie ich sie aus den hiesigen Sanden beschrieben habe. Auch Rutil und Disthen kommen in der südwestafrikanischen Primärformation nur ganz spärlich und lokal vor, während das Vorkommen von Anatas mir hier bis jetzt überhaupt noch nicht bekannt geworden ist. Vielleicht ist der Ursprungsort der Sande auch weit außerhalb von Südwestafrika zu suchen.

Die durchschnittliche Korngröße von 0,1—0,2 mm bei einem äolisch transportierten Material entspricht einer mäßigen Windgeschwindigkeit von etwa 2—4 m/sec, wie I. Thoulet und N. A. Sokolow¹⁾ fanden. Diese durchschnittliche Korngröße ist auch die der meisten rezenten Windablagerungen²⁾.

6. Die Zeit der Ablagerung der roten Flugsande und die Anzeichen für einen Klimawechsel seit jener Zeit.

Die Winde, die heute im Otavibergland wehen, bringen keinen Sand mehr mit sich. Wenige Wochen im Jahr, in der Zeit zwischen Juni und August herrschen stärkere Ostwinde. Aber der Sand auf den Flächen des Otaviberglandes ist ebenso wie der Kalaharisand heutzutage festgelegt, teils direkt oder indirekt durch die Vegetation, teils durch schwach verbackende Eisenhydrathäutchen oder Kalkinfiltrationen. Die unterirdischen Teile der Bäume, Sträucher und Gräser halten direkt den Sand fest zusammen, und indirekt wirkt die Vegetation dadurch, daß sie am Boden den Wind abhält und schwächt. Die Infiltrationen von Eisenhydroxyd und Kalk haben zwar den Boden noch nicht so verfestigt, daß er zum harten Gestein geworden ist, genügen aber doch, um die Winde unwirksam zu machen. Dies sieht man zur Zeit der Oststürme sehr deutlich auf den Pads und in der Nähe der Ortschaften und an Stellen, wo ständig Vieh verkehrt, wo also der Boden stets aufgelockert ist. Dort wirbeln die Winde dichte Staub- und Sandmassen auf, während dicht daneben im ursprünglichen Sand sich kein Körnchen regt.

Des weiteren kann man überall deutlich sehen, wie der heutige morphologische Zyklus auch in den Sandflächen keine Aufschüttung, sondern eine Abtragung bewirkt. Nie sieht man alte Grasbüschel vom Sande halb begraben, sondern stets sind die Wurzeln halb entblößt, und die Büsche stehen höher als zur Zeit ihres Wachstums. Dies ist eine Folge der Wassererosion, die bei 600 mm Regenhöhe schon ganz erheblich ist. Schließlich fehlt im Sand, wie man an allen Aufschlüssen sieht, völlig jedes Zeichen von alten Wurzelröhren oder früheren zwischengeschalteten Vegetationshorizonten. Aus alledem schließe ich, daß das Klima, bei dem diese Flugsande im Otavibergland und ringsherum sich ablagerten, etwas anders gewesen sein muß als heute. Es muß ein trockeneres Steppenklima gewesen sein, wie es heute etwa im mittleren Hereroland herrscht, wo die Vegetation so zurücktritt, daß der Wind ungehindert die lockeren Sandmassen bewegen kann, wo die geringen Niederschläge nicht hinreichen, soviel Eisenhydroxyd und Kalk aufzulösen, um den Sand zu verkitten.

Die Bildung der Eisenhäutchen um die Sandkörner, welche in der Namib und im Hereroland noch fehlen und die erst in der Mitte des Landes, von etwa 400 mm Regenhöhe an aufzutreten beginnen, muß einer späteren Übergangsperiode zum heute hier herrschenden Klima entsprechen. Daß diese Eisenhäutchen unter den heutigen Verhältnissen keinen Gleichgewichtszustand darstellen, ergibt sich aus der Bildung des Vleybodens und des Oberflächenkalkes, welche in den nächsten Kapiteln behandelt werden.

c) Die jüngeren Oberflächenbildungen: Vleyboden und Oberflächenkalk.

Beide haben das gemeinsam, daß sie unter den klimatischen Verhältnissen, wie sie heute im Norden des Schutzgebietes herrschen, die stabilen Oberflächengebilde sind. Sie müssen zusammen behandelt werden, weil die Vorgänge, welche die Abscheidung des Oberflächenkalkes bewirken, zugleich die Umformung des roten Flugsandes zu grauschwarzem Vleyboden veranlassen.

¹⁾ Zitiert nach A. W. Grabau: Principles of Stratigraphy 1913, p. 55—56.

²⁾ A. W. Grabau: p. 553.

1. Der Begriff „Vley“ und die Verbreitung des Vleybodens.

Das Wort „Vley“ stammt aus dem Kapholländischen und ist wie andere Burenausdrücke vollständig in den Sprachschatz des Südwestafrikaners übergegangen. Man bezeichnet damit alle diejenigen Stellen auf den großen innerafrikanischen Flächen, denen ein Gefälle mangelt oder die sogar schwache Depressionen der Erdrinde darstellen, auf denen sich infolgedessen das Wasser in der Regenzeit ansammelt und eine zeitlang stehen bleibt und den Boden durchfeuchtet. Ein Vley ist somit den größeren Teil des Jahres hindurch eine Wasserstelle für den Reisenden und eine Tränkstelle für Wild und Vieh. Meist gedeiht in seiner Umgebung eine üppige und perennierende Vegetation. Die lange Durchfeuchtung mit Wasser, die stärkere Vegetation und das stete Zerstampfen und Durchwühlen dieser Stellen durch Tiere bewirkt allmählich, daß der Boden reicher an Kolloidstoffen, an tonigen und humosen Bestandteilen wird, als es sonst in hiesigen Böden der Fall ist. In vielen Vleys bilden sich auch stärkere Lagen von Oberflächenkalk, auch „Brackvleys“ kommen vor, in denen sich allerhand wasserlösliche Salze anreichern. Es gibt Vleys von einigen Metern bis zu vielen Kilometern Durchmesser. Große Vleys bezeichnet man oft als „Pfannen“ (z. B. Etoschapfanne). Vleys und Pfannen lassen sich weder geographisch noch genetisch scharf voneinander trennen.

Diese typischen, ringsum geschlossenen, rundlichen Vleys, die meist schwache Depressionen der Erdrinde darstellen, sind nun mit mehr flächenhaft ausgedehnten Gebieten von schwacher einseitiger Neigung, in denen ebenfalls das Wasser stagniert und die einen typischen Vleyboden aufweisen, durch alle Übergänge verbunden. Der Boden in den eingesenkten, ringsum geschlossenen Vleys ist derselbe wie auf diesen einseitig geneigten Gebieten und ist auch auf dieselbe Art entstanden.

Somit habe ich diese genetisch und petrographisch gut zu charakterisierende Bodenart, die sich scharf und markant vom roten Flugsand abhebt, unter der Bezeichnung „Vleyboden“ auf der Karte abgechieden.

Kleine ringsum geschlossene Vleys kommen sowohl auf den vorgelagerten Flächen als auch im Innern des Otaviberglandes vor, dagegen sind die einseitig geneigten Gebiete mit Vleyboden auf den Rand des Gebirges gegen die Flächen des Vorlandes und auf diese selbst beschränkt. Die kleinen runden Vleys, welche im Gebiet der Karte vorhanden sind, stellen fast alle Depressionen dar, die selten 5 m überschreiten, meist nur 1—2 m tief eingesenkt sind. Die Entstehung dieser Depressionen dürfte teils auf starker Auflösung der darunter liegenden Karbonatgesteine durch das stets reichlich vorhandene Sickerwasser (eingedockte Dolinen), teils aber auf die zoogene Erosion zurückzuführen sein, welche Passarge ja auch für die Entstehung der Pfannenkrater in den Kalkpfannen der Kalahari in Anspruch nimmt. Das Wild und die Viehherden entfernen beim Saufen stets einen gewissen Teil des Schlammes teils mit dem Wasser, teils an ihrer Körperoberfläche beim Wälzen, wodurch im Laufe der Zeit recht wohl solche schwache Einsenkungen entstehen können, in denen dann immer mehr Wasser stagniert, sodaß der Prozeß der Vleybildung stets weiter fortschreitet.

Die Grenze des Vleybodens gegenüber dem roten Flugsand ist in die Augen fallend und stets auf 1—2 m scharf. Oft ist der Saum eines größeren Vleygebietes mit kleinen rundlichen Vleys besetzt, die die Tendenz weiterer Ausbreitung zeigen.

Der Boden ist grauschwarz, in der Regenzeit meist sumpfig, oft noch tage- und wochenlang mit zahlreichen voneinander getrennten Wassertümpeln besetzt. Mit fortschreitender Trockenzeit trocknet allmählich der Boden aus, wird steinhart und bekommt große und tiefe Risse. Die ehemaligen Wassertümpel bilden Vertiefungen, in denen die tiefen Fußindrücke des Viehs das ganze

Jahr über sichtbar bleiben. Diese Stellen selbst sind fast frei von Vegetation, aber in ihrer Umgebung ist eine dichte, sehr charakteristische und einen großen Teil des Jahres hindurch grüne Vegetation von Gräsern, Kräutern, Schilf, Halbsträuchern und Dorngewächsen entwickelt. In größeren Vleys und in solchen mit größerem Einzugsgebiet sind wohl auch Brunnen und brunnenartige Vertiefungen ausgeschachtet, die meist das ganze Jahr hindurch ein schmutziges, übelriechendes „Wasser“ haben, und die oft die einzigen Wasserstellen in weitem Umkreise bilden.

2. Die mineralogische Zusammensetzung des Vleybodens.

Der Vleyboden besitzt folgende markante Unterschiede gegenüber dem roten Flugsand:

1. Die Eisenhydroxydhäutchen um die Körner fehlen.
2. Dafür sind die Körner von einer CaCO_3 -Haut umgeben, und pulveriger Kalk bildet auch einen wesentlichen Bestandteil des Bodens, weshalb auch der in HCl lösliche Teil wesentlich größer ist.
3. Tonige Kolloidteile sind in ziemlicher Menge vorhanden.
4. Ebenso sind Humusstoffe zum Teil sehr reichlich vorhanden.
5. Der Gehalt an Staub ($< 0,05$ mm) ist bedeutend größer.
6. Der Gehalt an größeren Körnern und Gesteinsbruchstücken (Korngröße $> 0,65$ mm bis etwa 2—4 mm) wechselt sehr.

Um den letzten Punkt zuerst zu behandeln, so erklärt er sich zwanglos aus der topographischen Lage dieser Bodenart in Senken und abflußlosen Gebieten, wohin in der Regenzeit von allen Seiten die abfließenden Regenwässer strömen. Der Gehalt an diesen größeren Bestandteilen wechselt von 0 bis zu einigen 20 %.

Um den eigentlichen Vleyboden zu charakterisieren, siebte ich diese Teile größer als 0,65 mm ab und bestimmte die mechanische Zusammensetzung des Restes vor und nach der Behandlung mit heißer konzentrierter HCl annähernd. Dabei wurden folgende Zahlen erhalten:

Roher Vleyboden	Vleyboden in konzentriert. HCl gekocht
$< 0,05$ mm ca. 38 %	ca. 10 %
0,05—0,15 mm „ 35 %	„ 27 %
0,15—0,62 „ „ 27 %	„ 13 %
100 %	50 %
	In HCl löslich 50 %
	100 %

Ein Teil der das Bodenskelett bildenden Körnchen ist ebenso wie beim Flugsand zusammengebacken, und zwar hier durch CaCO_3 . Die Mehrzahl des feinen Staubes ist ebenfalls CaCO_3 , den Rest bilden tonige Bestandteile.

Der Teil von der Korngröße zwischen 0,05—0,65 mm, der in Salzsäure unlöslich war, wurde mikroskopisch weiter untersucht. Es sind dieselben Mineralien und in fast derselben Verteilung, wie sie in den roten Flugsanden vorhanden waren. Der Quarz zeigt dieselben Eigenschaften, und es

kommen auch wieder alle dieselben landfremden Mineralien vor, Turmalin, Zirkon, Epidot etc., wie sie vorhin beschrieben wurden. Eine bemerkenswerte Ausnahme machen die Feldspäte, die im roten Sand sehr häufig waren, im Vleyboden aber fast verschwunden sind. Sie sind durch die Einwirkung des kohlensäurereichen Wassers zersetzt und sind wohl die Ursache der reichlichen Tonbildung geworden.

3. Die Entstehung des Vleybodens.

Es geht aus allen geologischen und mineralogischen Beobachtungen hervor, daß der Vleyboden ein Umbildungsprodukt des roten Flugsandes ist. Umwandelnde Agentien sind: Reichliches stagnierendes Wasser und die sich infolgedessen bildenden Humusstoffe und Zersetzungsstoffe von Pflanzen und von tierischen Abfällen, insbesondere Kohlensäure. Diese Agentien entsprechen dem heutigen Klima und machen sich an Depressionen der Erdrinde besonders bemerkbar. Das Wesen der Umwandlung besteht in folgenden Prozessen: Einmal werden die Häutchen und Konkretionen von Eisenhydrat reduziert, aufgelöst und weggeführt. Wohin sie gebracht werden und in welcher Form und an welcher Lagerstätte sie jetzt vorhanden sind, ist noch eine ungelöste Frage. Sodann wird der größte Teil der Feldspäte und allmählich auch wohl noch andere Mineralien zersetzt, es bilden sich tonige Bestandteile, und in das Wasser gehen Kali, Kalk und andere Nährsalze über. Da die meisten Vleybodengebiete keinen oder mangelnden Abfluß haben, findet in ihnen eine Salzanreicherung statt, die innerhalb gewisser Grenzen agronomisch günstig ist, die aber auch, wie das Beispiel der Brackvleys zeigt, größere und für eine landwirtschaftliche Nutzbarmachung schädliche Dimensionen annehmen kann.

Weiter befördert die lange Durchfeuchtung, die wenigstens in größeren Tiefen auch die Trockenzeit überdauern mag, die Entstehung von anorganischen Kolloiden, und bewirkt, daß diese nicht in jeder Trockenzeit wieder irreversibel entwässert werden, wie es in sonstigen Böden in Südwestafrika der Fall ist. Der Vleyboden ist demnach stets kolloid- und humusreich.

Schließlich bewirkt die reichliche Vegetation, welche ja während ihrer Lebenstätigkeit andauernd Sauerstoff produziert, daß das im Wasser gelöste Kalziumbikarbonat ständig als kohlensaurer Kalk ausgefällt wird. Der Boden besteht, wie die Salzsäurelöslichkeit zeigte, zu einem erheblichen Teil aus Kalk, teils als Häutchen um die Körner, teils als lockere pulverige Massen zwischen den einzelnen Körnern.

Die Kalkabscheidung im Vleyboden leitet zu einer weiteren Form von Oberflächenbildungen über, wo diese Kalkabscheidungen dominieren, zu den Oberflächenkalken.

4. Der Oberflächenkalk, seine Verbreitung und äußere Erscheinungsform.

Durch Zunahme des Kalkgehaltes und Konzentration dieses Kalkes zu einzelnen Lagen, Bänken und Knollen geht der Vleyboden über in Oberflächenkalk. Er bedeckt ausgedehnte Gebiete auf den Flächen, entweder in Form von horizontal gelagerten meterdicken Bänken oder als Haufwerk von nuß- bis kopfgroßen Kalkkonkretionen. Dazwischen lagert stets noch in einzelnen Streifen und Löchern Vleyboden. Oberflächliche Kalkkrusten von Zentimeterdicke haben sich auch öfters auf gewissen Dolomit- und Kalkbänken ausgeschieden, besonders an solchen Stellen, wo das Gefälle sich plötzlich verflacht, also an Bergfüßen. Dort sind auch häufig die Schutthalden mit Oberflächenkalk ver kittet. Eine besonders reichliche Kalkausscheidung findet sich am Fuß solcher Berge, wo oben Kalke der Otavifformation, darunter Dolomite lagern. Schließlich sind stets die Grenzen der Aplit- und Granitvorkommen gegen den Dolomit durch eine tief hinabreichende, mehrere Meter mächtige Kalkaus-

scheidung markiert (Textfig. 9). Ebenso findet sich meist eine unterirdische Kalklage an der Grenze Flugsand-Dolomit und Flugsand-Granit. Die Kalkbänke treten mit Vorliebe an solchen Stellen der Flächen auf, wo während der Regenzeit das Wasser eines größeren Einzugsgebietes von einer engen Durchbruchspforte aus auf flachem Gelände sich weit ausbreiten kann. Die Tsumebkarte zeigt zwei vorzügliche Beispiele, einmal direkt am Westausgang von Tsumeb, wo die enge Pforte zwischen dem Bahnhof und der Hütte einen großen Teil der Fläche südlich Tsumeb und der daranstoßenden Bergzüge in der Regenzeit entwässert, und wo sich gleich darauf die weite, ganz flach geneigte Fläche öffnet. Dieses Oberflächenkalkgebiet hat beinahe die Form eines riesigen Schuttkegels, der sich strahlenförmig von der Pforte aus ausbreitet, und in der Tat stellt es ja auch einen „chemisch ausgefallenen Schuttkegel“ dar. Das andere Beispiel ist an der Ostseite der Karte, wo eine andere Pforte in der Hüttenbergkette den östlichen Teil der Tsumeber Fläche nebst anstoßenden Gebirgshöhen entwässert und wo sich die Wasser direkt nördlich der Pforte ebenfalls auf eine weite flachgeneigte Ebene verteilen. Auch dort hat sich ein „chemisches Delta“ gebildet. — Die Oberflächenkalkgebiete mit ihren vielen losen Kalkkonkretionen und dem dichten Busch gestatten nur ein schwieriges Vorwärtskommen.

Die Mächtigkeit dieser Kalkbänke schwankt in weiten Grenzen. Krusten von Zentimeterdicke, Bänke von Meterdicke kommen vor, und viele Bahngräben längs der Otavibahn haben mit 5 m Tiefe die Kalkdecke noch nicht durchsunken. Anderswo im Otavibergland stehen Brunnen von 20—30 m tief im Oberflächenkalk.

S. Passarge bezeichnet diese Oberflächenbildung in seinem Kalahari-Werk als „Kalaharikalk“. Ich möchte dafür lieber den allgemeineren Ausdruck „Oberflächenkalk“ gebrauchen, da ja sein Verbreitungsgebiet weit über die Grenzen der Kalahari hinausreicht. Auch den Ausdruck „Steppenalk“ findet man manchmal. Mit „Kalktuff“ könnte man nur gewisse Ausbildungsformen bezeichnen, aber nicht die ganze Bildung.

6. Die petrographische Beschaffenheit des Oberflächenkalkes.

Die petrographische Beschaffenheit und die Zusammensetzung des Oberflächenkalkes wechselt sehr. Bald es ist ein Kalkkonglomerat oder eine Kalkbrekzie, in dem Stücke des Untergrundes von den verschiedensten Dimensionen von einer weißgrauen erdigen Kalkmasse verkittet werden. Oft fehlen auch alle makroskopisch sichtbaren Einschlüsse, der Kalk ist dicht, nur mit einzelnen kleinen Drusen, die mit Kalkspatkrystallen besetzt sind. Oft ist ein solcher dichter Kalk auch mit rhythmisch angeordneten Diffusionsbändern von Eisenhydraten verschiedener Färbung durchzogen. Sehr häufig sind die Kalkbänke rein weiß und von zahlreichen fingerdicken runden Röhren durchzogen, die senkrecht zur Bankung verlaufen. („Röhrenkalke“). Schließlich bildet der Kalk auch wohl eine schneeweiße, in frischen Aufschlüssen weiche, schneidbare Masse, die beim Stehen an der Luft rasch steinhart wird.

Der Oberflächenkalk ist ein geschätztes Material für bauliche Zwecke. Die harten Kalkbänke, insbesondere die Röhrenkalke geben gute Mauersteine. Ebenso lassen sich die weichen Kalklagen mit der Schrotsäge gut zu Mauersteinen schneiden, die an der Luft nach einigen Tagen steinhart werden. Die Abfälle hierbei werden gebrannt und dienen als Maueralk zur Mörtelbereitung. Gewisse Partien der weichen Kalkmassen lassen sich mit Wasser zu einem dicken Brei anrühren, woraus Ziegel geformt werden, die bald erhärten. Diese Kalkluftziegel werden viel zum Hausbau benutzt,

sie haben aber sehr große Nachteile, indem sie rasch von Termiten zerfressen werden und auch bei starken Regengüssen sich wieder auflösen. Nur die Kalkschlammabsätze rezenter Quellen (Nosib, Otavifontein, Grootfontein) scheinen diese Nachteile nicht zu besitzen und sind zu wetterfesten Ziegeln gut zu benutzen.

An der mikroskopischen Zusammensetzung der Oberflächenkalke nehmen teil: Kalkspat, Eisen- glimmer, Brauneisen, Serizit, Quarz und die ganze Reihe der seltenen und landfremden Mineralien, wie sie in den roten Flugsanden und im Vleyboden vorhanden sind. Der Kalkspat ist meist völlig dicht und in den dünnsten Schläffen kaum aufzulösen. Stets ist die Struktur körnig. Dolomitspat scheint keine wesentliche Rolle zu spielen, wenn auch Analysen von Oberflächenkalcken stets einen kleinen Gehalt an MgO zeigen. In manchen Stücken sind Hohlräume mit grobkörnigem Kalkspat ausgefüllt, der öfters in Krusten mit sphärolitisch angeordneten Individuen auftritt. Löst man Stücke Oberflächenkalks in Salzsäure auf, so bleibt stets ein Rückstand von 0,1—0,5 mm großen Körnchen von Quarz und den anderen seltenen Mineralien, wie sie für den roten Flugsand charakteristisch sind, ein Zeichen, daß die Oberflächenkalke alle jünger sind als der Flugsand. Selbst Kalkkrusten auf anstehendem Dolomit oder Granit unter einer 4 m mächtigen Flugsanddecke zeigten massenhaft solche Einschlüsse, die Kalke haben sich also erst abgeschieden, als schon die Flugsanddecke darüber lag.

7. Fossilführung des Oberflächenkalkes.

An einer Stelle, am Nordfuß der isolierten Berggruppe im Norden von Blatt Tsumeb, gleich westlich von der Pad nach Farm Heidelberg, wurden im Oberflächenkalk reichliche Gastropodenschalen gefunden. Der Kalk bildet dort eine anscheinend ziemlich mächtige Lage um den ganzen Nordfuß des Berges, der oben Plattenkalke trägt, welche klotzigen Dolomit überlagern. Die zahlreichen großen und kleinen Rollstücke am Bergfuß sind durch dichten gelblichen Oberflächenkalk verkittet. Jedes dieser Rollstücke von Dolomit oder schichtigem Kalk ist mit konzentrischen Diffusionsringen von Eisenhydraten verschiedener Färbung umrandet, die in mehreren parallelen Lagen in den Kalk hinein setzen. In diesem Kalk lagen nun auch zahlreiche Gastropodenschalen, ebenso von Diffusions- ringen umrandet, anscheinend von derselben Art Schnecken wie sie heute noch auf den Oberflächen- kalkgebieten des Norden von Südwestafrika vorkommen. Lebende Individuen sieht man selten, aber auf einzelnen Flächen im Oberflächenkalk und auch manchmal auf Kalkbänken der oberen geschich- teten Kalke und Dolomite liegen tausende solcher leeren Schneckenschalen lose herum. Ähnliche Schneckenkalke, die auch stets solche Einschlüsse älterer Gesteine mit Eisendiffusionsringen führten, habe ich an anderen Orten des Otavibergrundes und seines Vorlandes noch mehrere Male beobachtet.

8. Die Entstehung des Oberflächenkalkes.

Die Oberflächenkalke sind ein Produkt des ariden Klimas. Die in den Oberflächenschichten zirkulierenden Wasser verdunsten rasch an der Grenzfläche des Bodens gegenüber der Atmosphäre, neue Feuchtigkeit wird von unten her kapillar hochgesaugt, diese verdunstet wieder, bis schließlich die lockere Oberflächenschicht so gut wie völlig ausgetrocknet ist. Die hiesigen Oberflächenwässer sind nun, da sie in einem Gebiet karbonatischer Gesteine auftreten, alle nach kurzem Lauf reich an Kalziumbikarbonat. Dieses Salz ist relativ leicht löslich im Wasser, während das Kalziumkarbonat eine viel geringere Löslichkeit hat. Es wird sich also bei einer Umwandlung des Bikarbonats in das Karbonat der größte Teil des Kalkes ausfallen. Die Existenz des Bikarbonats wird aufrecht erhalten

durch einen Überschuß an CO_2 im Wasser, und die Fällung als Karbonat wird eingeleitet, wenn dieses locker gebundene CO_2 entweicht. Dieser Fall tritt überall da ein, wo das Wasser plötzlich auf eine große Fläche verteilt wird, sodaß CO_2 leicht in die Luft entweichen kann. So erklärt sich das Vorkommen des Oberflächenkalkes am Austritt der Entwässerungsrinnen auf große flachgeneigte Ebenen, sowie an Geländeknicken am Fuß steiler Berghänge nach der Fläche zu.

Daß in den vegetationserfüllten Vleys sich der Kalk aus dem Wasser abscheidet, beruht wohl in der Hauptsache auf der Tätigkeit der Pflanzen. Diese assimilieren CO_2 und entnehmen sie, — ob nun mit oder ohne Vermittlung von Kalkalgen, — dem gelösten Bikarbonat. Die Folge ist, daß der Kalk als Karbonat ausgefällt wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß alle Röhrenkalke auf diese Weise entstanden sind und daß die Röhren ehemaligen Wurzeln und Stengeln von Pflanzen entsprechen. Schließlich wird man noch eine Ausfällung durch Wechselwirkung zweier verschiedener Lösungen für manche Vorkommnisse verantwortlich machen. Wenn nämlich Wasser, welche Alkalisilikat gelöst enthalten, mit Bikarbonatwässern zusammentreffen, findet ebenfalls eine Kalkabscheidung statt. Auf diese Art sind wohl die tief hinabreichenden Kalke am Kontakt Granit-Dolomit zu erklären. Vielleicht ist auch ein Teil des Oberflächenkalkes westlich Tsumeb auf der großen Fläche so entstanden, indem die aus dem Granitgebiet der Tsumeber Fläche kommenden Wasser Alkalisilikat gelöst enthielten und draußen auf der Fläche mit Bikarbonatwässern zusammentrafen. Auf dieselbe Ursache möchte ich dann noch gewisse unterirdische Kalkkrusten an der Grenzfläche Flugsand-Dolomit und Flugsand-Granit zurückführen.

Aus allem geht hervor, daß das heutige Klima, das vermutlich in dieser Art schon lange, vielleicht seit dem Tertiär etwa, besteht, fort und fort Oberflächenkalke neu bildet. An dieser Tatsache ändert nichts, daß man häufig Oberflächenkalkbänke findet, die genau so zerschrattet und verkarstet sind, wie die Gesteine der Otaviformation. Es ist ja ganz klar, daß Regenwasser, wenn es noch nicht mit Kalziumbikarbonat gesättigt ist, die Tendenz hat, diese Sättigung durch Auflösen von Kalk herbeizuführen. — Die mit Oberflächenkalk verkitteten Konglomerate und Brekzien sind wohl die Absätze von Schichtfluten, wie sie nach heftigem Regen auch jetzt noch kurze Strecken bedecken.

d) Mechanische Zerfallprodukte und chemische Verwitterungsprodukte älterer Gesteine.

1. Schuttströme und Schuttkegel.

Die besonders im Bereich der geschichteten Kalke und Dolomite ausgebildeten steilen und tief eingeschnittenen Schluchten und konsequent verlaufenden Entwässerungsrinnen sind in ihrer Sohle bedeckt mit eckigen Stücken des Nebengesteins, meist mit Stücken von Hornstein. Das Schuttmaterial ist entsprechend dem kurzen Lauf und der ephemeren Natur der in den Schluchten nach starken Regengüssen herabstürzenden Wildbäche in keiner Weise klassiert, und umfaßt Blöcke von über Kopfgröße bis zum groben Sand. Auf der flach geneigten Fläche, auf der diese Rinnen auslaufen, breitet sich das weitertransportierte Material in Gestalt eines kleinen Schuttkegels oder Schuttdeltas aus. Diese Schutführung fehlt im Bereich des klotzigen Dolomits vollständig, weil hier die Wasser sofort in Spalten und Hohlräume versickern und keine Transporttätigkeit ausüben können. Manchmal ist der Schutt mit Oberflächenkalk verkittet.

2. Humose Bodenkrume auf vegetationsbedeckten Bergen.

Eine spärliche Bodenkrume füllt die Vertiefungen zwischen den einzelnen Gesteinsbänken auf den vegetationsbestandenen Bergen aus. Es ist ein schwarzer Boden, reich an Humusstoffen und

halbverwesten Pflanzenteilen. Es dürften wenig Rückstandsprodukte aus dem Nebengestein darin vorhanden sein, wohl mehr Überreste von Flugsand.

3. Chemische Rückstandsprodukte im Bereich der Karbonatgesteine der Otaviformation.

Karbonatgesteine pflegen oft Verwitterungsböden zu besitzen, die aus den unlöslichen Bestandteilen der Kalke und Dolomite bestehen, also im wesentlichen aus Quarz, Tonsubstanz und Eisenhydroxyd. Diese scheinen im Bereich der karbonatischen Gesteine im Otavibergland sehr stark zurückzutreten, ja fast zu fehlen. Der Hauptgrund scheint die ungewöhnliche Reinheit der Karbonatgesteine zu sein (siehe die Analysen auf Seite 257). Alle Karbonatgesteine werden durch die Tagewässer fast restlos aufgelöst, und die unlöslichen Hornsteine geben nur einen mechanisch zerfallenden groben Schutt.

Von den Bestandteilen des roten Flugsandes sind nur kleine Mengen der Quarze als Rückstandsprodukte aufzufassen, die mikroskopisch sich nicht als Granitquarze ausweisen, etwas Serizit und wohl das Eisen, das als Eisenhydroxydhäutchen die Körner umgibt. Dagegen konnte in mehreren Versuchen mit verschiedenen Otavigesteinen, die in größeren Mengen in Säure aufgelöst wurden, nie auch nur eine Spur eines der landfremden Mineralien nachgewiesen werden, so daß die Vermutung, als seien diese Mineralien vielleicht Auflösungsreste aus dem Dolomit, nicht durch die Tatsachen begründet ist.

e) Vergleich mit den Oberflächenbildungen von anderen Stellen Südafrikas.

Dem Kenner der Arbeiten S. Passarge's und anderer Arbeiten über die lockeren Oberflächenbildungen Südafrikas, insbesondere der Kalahari, werden einige kleine Unterschiede zwischen meinen Beobachtungen und ihrer Deutung und denen von Passarge u. a. nicht entgangen sein. Ich möchte an dieser Stelle noch nicht eine eingehende Vergleichung vornehmen und auf die Differenzpunkte noch nicht eingehen. Wenn ich mein Sammlungsmaterial aus anderen Stellen des Otaviberglandes, und insbesondere von Orten, die mehr in der eigentlichen Kalahari liegen, zur Verfügung habe, hoffe ich auf diese Frage in einem eigenen Beitrag näher eingehen zu können.

III. Gebirgsbau und Tektonik.

A. Strukturelle Grundzüge des Otaviberglandes.

Das Otavibergland ist ein durch nordsüdlich wirkenden Tangentialdruck aufgefaltetes Gebirge. Die Faltenzüge streichen im großen und ganzen ungefähr ostwestlich. Oft sind einzelne Falten-schenkel im Ausstrich kilometerweit mit gleichem Streichen zu verfolgen, während an anderen Orten die Streichrichtung auf kurze Entfernung stark wechselt und die größeren Kulissenfalten in kleinere Spezialfalten aufgelöst sind. Da die Tiefe der Faltung nicht sehr groß ist und da die Mulden und Sattelbiegungsachsen keine geraden Linien darstellen, sondern selbst in sich gebogen und gefaltet sind, sind in dem heutigen Denudationsniveau an vielen Orten recht komplizierte Ausstrichlinien der einzelnen Schichten freigelegt. So sind z. B. in einer größeren Antiklinale noch ringsum geschlossene Spezialmulden eingesenkt (bei Auros) oder in einer größeren Synklinale reihen sich für einzelne Gesteinsglieder mehrere solcher geschlossenen Spezialmulden im Streichen aneinander (bei Tsumeb).

Die Falten selbst sind oft symmetrisch gebaut mit annähernd senkrecht stehender Achsenebene. Es kommen aber auch schiefe Falten vor, und oft wechselt die Neigung der Achsenebene innerhalb derselben Falte von Ort zu Ort.

An Stellen stärkerer Beanspruchung ist in dem Mittelschenkel im Streichen der Schichten der Zusammenhang gerissen und es treten überschiebungsartige Dislokationszonen auf.

Eine genauere strukturelle und tektonische Analyse des Otaviberglandes läßt sich natürlich an Hand der Daten der Tsumebkarte allein nicht ausführen, dazu muß die geologische Übersichtskarte des ganzen Gebirges vorliegen. Ich werde mich deshalb im folgenden lediglich auf eine kurze Darlegung des inneren Gebirgsbaues der Umgebung von Tsumeb beschränken und in späteren Beiträgen noch Näheres über die Tektonik anderer Teile des Otaviberglandes bringen.

B. Die Auffaltung der Otavischichten und der Gebirgsbau in der Umgebung von Tsumeb.

Die Art der Faltung und der Gebirgsbau im Bereich der Tsumebkarte geht aus dem Querprofil auf der geologischen Karte hervor, das ich auf Grund der Daten der geologischen Karte konstruiert habe. Es handelt sich bei Tsumeb im wesentlichen um eine große Synklinale, welche von Osten nach Westen mit einem Generalstreichen von mag. 120° (Magnetische Deklination 1918 $20^{\circ} 30'$ westlich) sich durch die Mitte der Karte zieht. Am nördlichen Schenkel dieser Mulde liegt der Ort Tsumeb. Die Mulde ist ziemlich symmetrisch gebaut, manchmal neigt sich die Achsenebene etwas nach Süden. Die Muldenumbiegungsachse ist vom Ostrand der Karte bis etwa in die Gegend von Tsumeb eine ziemlich gerade, horizontal verlaufende Linie, dann steigt sie empor, bildet bei Tsumeb-West eine flache Aufwölbung, senkt sich dann wieder in flachem Bogen nach unten, um etwa 1 km vom Westrand der Karte entfernt wieder aufzusteigen. Dieser Verlauf der Muldenachse bewirkt, daß für die obersten Schichtglieder die ganze Synklinale in zwei getrennte in sich geschlossene Spezialmulden zerfällt, so daß auf der heutigen flachen Oberfläche die Dolomit-Oolithbänke o_2 und das Mikrogranitlager zweimal umlaufendes Streichen haben (Textfig. 10).

Diese Tsumeber Synklinale, die sich nach Osten und Westen noch weiter fortsetzt, bildet im Bereich der Karte das tektonische Hauptelement. Alle Schichten im Süden der beiden Spezialmulden verlaufen gleichsinnig zum Südschenkel der großen Synklinale. Während die inneren Schichten der Mulde zum Teil steiles Einfallen haben, bei Tsumeb $55-60^{\circ}$, an anderen Orten der östlichen Spezialmulde nicht weniger als 40° , verflacht sich das Einfallen sowohl der mittleren Teile nach Westen zu als auch des ganzen südlichen Flügels rasch. Im Südosten herrscht nur noch ein Einfallen von $7-10^{\circ}$ nach Norden, so daß das südliche Drittel der Karte aus Schichtgliedern aufgebaut ist, die gleichmäßig ganz flach nach Norden einfallen.

Anders der nördliche Flügel der Mulde. Er erreicht 1,5 km nördlich Tsumeb seine größte Höhe und biegt sich zu einem ebenfalls ostwestlich streichenden Spezialsattel um, dessen nördlicher Flügel aber bald sich wieder umbiegt, so daß im oberen Drittel der Karte das ursprüngliche südliche Einfallen der Hauptmulde wieder hergestellt ist.

Auch die Umbiegungsachsen dieses Spezialsattels und der darauf folgenden Spezialmulde verlaufen geneigt zur Horizontalen und zwar schieben sie sich mit etwa 8° bzw. 10° nach Osten ein. Deshalb streichen im oberen westlichen Teil der Karte die tiefsten Schichtglieder, nämlich die ganze Masse des ungegliederten klotzigen Dolomits an der heutigen Oberfläche aus, so daß der

Faltenbau hier nicht in die Erscheinung tritt. Desto schöner ist er im östlichen Teil ausgeprägt, wo das heutige Denudationsniveau die geschichteten Dolomite und Kalke mit ihren zahlreichen konkordanten Einlagerungen schneidet. Dort sind markante Bergzüge entwickelt, die in prächtiger Weise die Abhängigkeit der Oberflächenformen von der Lagerungsform der Gesteine zeigen. Der nördlichste Teil der Karte endlich zeigt wieder überall flaches südliches Einfallen, das besonders im Bereich der Plattenkalke zum Ausdruck kommt.

In diesem Gebirgsbau ist die im großen und ganzen symmetrisch verteilte petrographische Dreiteilung begründet, die Blatt Tsumeb zeigt: In den nördlichen und südlichen Muldenflügeln klotziger Dolomit als tiefstes stratigraphisches Glied, in der Mitte ein Streifen der oberen Glieder, der geschichteten Dolomite und Kalke, und ihrem innersten Kern die geschlossenen Spezialmulden des Granitintrusivlagers. Diese Verteilung der Gesteine und ihre speziellen Lagerungsform beeinflusst auch morphologisch die heutige Oberflächenausbildung.

C. Überschiebungsartige Dislokationen.

Die Grubenaufschlüsse der Tsumebmine und ein 300 m westlich davon liegender Steinbruch haben eine mindestens 100 m breite sehr stark gestörte Zone aufgedeckt, welche bis zu den zurzeit tiefsten Aufschlüssen (VIII. Sohle, — 220 m) dem Streichen und Fallen der Gesteinsschichten ungefähr parallel verlaufen. An der Oberfläche ist von dieser Störungszone nicht das geringste zu bemerken, es kann deshalb auch nur vermutungsweise angegeben werden, ob und wie weit im Streichen diese Zone noch weiter geht.

Es handelt sich im einzelnen um Schubflächen, längs denen die südlichen hangenden Schollen auf die nördlichen Schichtpakete aufgeschoben wurden. Diese Schubflächen sind oft durch prachtvolle Harnischbildung, scharf begrenzte Brekzienzonen und meterbreite Lagen von „Gangtonschiefer“ markiert, welche sich zwischen weniger gestörten Dolomitpartien hinziehen. Oft häufen sie sich im

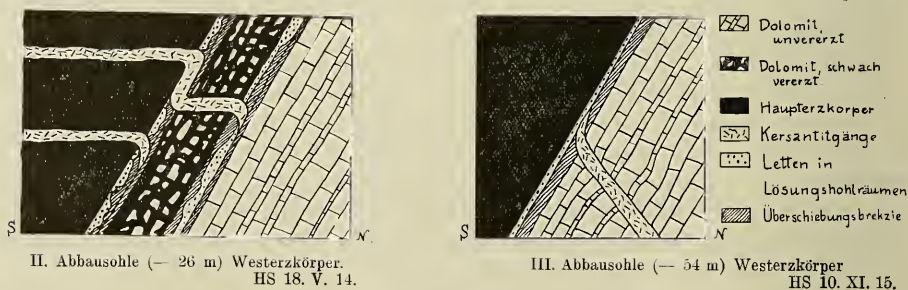


Fig. 11.

Tsumeb-Mine. Ortsbilder von überschiebungsartigen Störungszone am Liegenden des Haupterkörpers.

Maßst. 1:50.

kurzen Abstand voneinander, und an manchen Stellen ist das ganze Gestein auf viele Meter hin in eine durch und durch zertrümmerte, von Rutschflächen, Gängen von Kalkspat, Dolomitspat und Quarz und in Lösungshohlräume eingeschwemmte Lettenpartien durchzogene Brekzienzone umgewandelt. Die nicht zertrümmerten Schollen dazwischen sind manchmal in sich gefaltet und gefaltet, einige

Male sogar völlig um eine vertikale Achse tordiert. Durch den Aplitschlot der Tsumebmine setzen diese Schubflächen unter spitzem Winkel durch und haben ihn in 85 m Tiefe völlig ausgewalzt und aneinandergeschert und ihn auch sonst oft randlich in eine mit Erz verkittete Brekzie umgewandelt (siehe Fig. 13). Im Liegenden der Lagerstätte verlaufen die Schubflächen genau parallel dem Fallen und Streichen der Dolomitschichten, nur im Hangenden fallen letztere flacher ein und durchschneiden die Schubflächen im spitzen Winkel.

Die genauere Beschreibung dieser großen Schubzone erfolgt in der Spezialarbeit über die Tsumebmine (siehe auch meine Arbeit in „Metall und Erz“ 1920).

Der vertikal gemessene Überschiebungsbetrag scheint nicht sehr groß zu sein, vielleicht 150 m. Dagegen ist wohl anzunehmen, daß diese Zone sehr tief hinuntersetzt, wenn auch ihre seitliche Erstreckung kaum sehr weit reichen dürfte. Wahrscheinlich ist die weitere Fortsetzung in die Tiefe so zu denken, daß die Dislokation weiter unten die Schichten unter stets größerem Winkel schneiden wird. Es ist anzunehmen, daß der Aplitschlot diese Überschiebung auch noch weiter in der Tiefe begleiten wird.

Es ist dies nicht der einzige Fall, daß im Otavibergland solche streichenden Überschiebungen beobachtet wurden. An zwei weiteren Stellen wurden ebenfalls durch den Bergbau ganz ähnliche Störungszonen bloßgelegt: In der Nosibmine und in der Asismine im Otavital. In beiden Fällen ist die Dislokation auch oberflächlich eine gewisse Strecke weit zu verfolgen wegen der auffallenden Lagerungsform der Gesteine.

Diese Überschiebungen sind als stärkere Äußerung des auffaltenden Tangentialdruckes anzusehen, wo auf eine gewisse Strecke hin die Schichten ihren Zusammenhang verloren und sich übereinandergeschoben haben. Im Falle von Tsumeb erleichterte die Anwesenheit des schief hindurchsetzenden Aplitschlotes die Ausbildung dieser Trennungsflächen, sodaß hierin wohl auch die Erklärung dafür liegt, daß die Schubzone nicht viel weiter im Streichen fortsetzt.

Daß ich dem Vorhandensein dieser Dislokation in Verbindung mit der Anwesenheit des Aplitschlotes das erleichterte Emporkommen der Erzlösungen zuschreibe, habe ich schon früher erwähnt. Es sei hierzu auch auf die Parallele mit der Asismine und der Nosibmine hingewiesen (siehe die weiteren Beiträge).

Es wurde auch schon erwähnt, daß an der Grenze des Granitintrusivlagers zum Dolomit sich infolge des Faltungsvorganges eine Faltungsdiskordanz herausgebildet hat, indem der nachgiebigere Aplit auf dem spröden Dolomit dahinglitt und so eine mehrere Meter mächtige schiefrige Reibungsbrekzie entstand (s. Textfig. 9).

Echte Verwerfungen, d. h. vertikale Absenkungen, und zwar sowohl Längsabbrüche als auch Querverwerfungen fehlen nach unserer bisherigen Kenntnis im Otavibergland anscheinend völlig. Jedenfalls konnte ich sie im Bereich der Tsumebkarte nirgends nachweisen.

Dritter Beitrag.

Die Karsterscheinungen im Otavibergland.

Einleitung.

Bei meinen vielfachen Reisen durch das ganze Otavibergland während der Jahre 1914 bis 1918 und während der wochenlangen Einzeluntersuchungen in den Erzgebieten achtete ich stets besonders auf die Karsterscheinungen. Sie waren für mich von hohem Interesse, einmal weil aus tropisch-ariden Gebieten noch wenig eingehende Karstbeobachtungen vorhanden sind, andererseits, weil viele auffällige Erscheinungen bei der Umbildung der dortigen Erzlagerstätten und der Entstehung neuer sekundärer bzw. tertiärer Lagerstätten ihre Eigenart den in Karstgegenden herrschenden oberirdischen und unterirdischen Lösungsprozessen verdanken.

Eine gewisse Bedeutung der Karsterscheinungen in chemisch-geologischer und morphogenetischer Beziehung und die spezielle Rolle, welche sie für die lokale Lagerstättengeschichte bilden, rechtfertigt ihre zusammenhängende Betrachtung in einem gesonderten Beitrag.

Mit Herrn Professor Dr. Erich Kaiser-München konnte ich auf mehrwöchentlichen Reisen im Otavibergland während der Monate September und Oktober 1918 fast alle dortigen Karsterscheinungen noch einmal an Ort und Stelle besuchen und ausgiebig besprechen, wobei ich ihm viele wertvolle Anregungen und Hinweise verdanke. Herr Professor Dr. N. Krebs, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Freiburg i. Br., unterstützte mich bei der Ausarbeitung meiner Beobachtungen durch Literaturnachweise und freundliche Mitteilung vieler eigener Beobachtungen aus den südeuropäischen Karstgegenden.

Literaturverzeichnis.

Zum Vergleich zog ich folgende Arbeiten über Karsterscheinungen heran:

1. J. Cvijic: Das Karstphänomen. Geogr. Abh. 1893, 5, 113 p.
2. M. Eckert: Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Wiss. Ergänzungshefte zu Z. D. Ö. A. V., 1902, 108 p.
3. A. Grund: Die Karsthydrographie. Geogr. Abh. 1903, 7.
4. A. Penck: Über das Karstphänomen. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse in Wien 1904, 44, 38 p.
5. W. Knebel: Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene. Braunschweig 1906.
6. N. Krebs: Die Halbinsel Istrien. Geogr. Abh. 1907, 9.
7. N. Krebs: Zur Frage des Karstzyklus. Mitt. K. K. Geogr. Ges. Wien 1909, 52.
8. Z. R. v. Sawicki: Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschrift 1909, 15, 185—281.
9. F. Katzer: Karst und Karsthydrographie. Sarajewo 1909.
10. N. Krebs: Offene Fragen der Karstkunde. Geogr. Zeitschr. 1910, 16, 134—142.
11. J. V. Daneš: Die Karstphänomene im Goenoeng Sewo auf Java. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Gen. 1910, 27, 247—260.
12. F. Tucan: Die Oberflächenformen bei Karbonatgesteinen in Karstgegenden. C. f. Min. 1911, 343—350.
13. W. Teppner: Die Karstwasserfrage. Geol. Rundschau 1913, 4, 424—440.
14. A. Grund: Der geographische Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschr. 1914, 20, 20 p.
15. J. V. Daneš: Karststudien in Jamaica. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss., Prag 1914 (II) 72 p.
16. J. V. Daneš: Das Karstgebiet Goenoeng Sewoe in Java. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss., Prag 1915 (II) 89 p.
17. J. V. Daneš: Karststudien in Australien. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss., Prag 1916 (II) 75 p.

1. Die Vorbedingungen der Verkarstung des Otaviberglandes und der Besonderheiten gegenüber anderen Karstgebieten.

1. Karstbildende Faktoren.

Eine schwachgefaltete, 3000 m mächtige Schichtenfolge von recht reinen Karbonatgesteinen, die sich als Gebirgsstock aus nichtverkarstungsfähigem Vorland erhebt, besitzt alle Vorbedingungen dafür, ein ideales Karstgebiet zu sein. Es kommt noch dazu, daß die Niederschlagsmenge relativ hoch ist, ca. 600 mm pro Jahr, daß diese Regenmenge sich auf wenige Monate zusammendrängt, wodurch eine viel intensivere Wirkung als durch gleichmäßige Verteilung während des ganzen Jahres erzielt wird, und daß die tropische Lage des Gebietes eine relativ hohe Temperatur der einwirkenden Regenwässer und unterirdischen Wasserläufe gewährleistet.

In der Tat ist das Otavibergland reich an schön ausgebildeten Klein- und Großformen der Verkarstung.

2. Besonderheiten.

Indessen ist die „Flächendichte“ dieser Formelemente, wenigstens der Großformen, trotz dieser im ganzen hervorragend günstigen Vorbedingungen oft erstaunlich gering. Manche, im europäischen Karst hundert- und tausendfach sich wiederholende Formtypen fehlen hier anscheinend ganz oder sind scheinbar nur in wenigen Exemplaren vertreten.

Die Gründe für diese Besonderheiten sind z. T. schon hier anzuführen, z. T. ergeben sie sich erst am Schluß der Arbeit aus dem Vergleich der behandelten Formen mit denen anderer Gegenden.

3. Vegetationsbedeckung: Kahler und bestockter Karst.

Ein sehr in die Augen fallender Grund für das Zurücktreten mancher Oberflächenformen der Verkarstung ist zunächst die überaus üppige und dichte Vegetation. In den beiden ersten Beiträgen wurden ja schon mehrere Einzelbeschreibungen von verschiedenen Vegetationsformationen gegeben, die für die verschiedenen Gesteine charakteristisch sind. Es genügt hier der Hinweis, daß die Teile des Gebirges, in denen die Felsformen an die Oberfläche treten, vor allem die Berge und Berggruppen, meistens mit einer üppig wuchernden, sukkulenten Vegetation von hochstämmigen Bäumen, Lianen, Euphorbien, Sansevierien und vielen Halbsträuchern bedeckt sind. Um so auffälliger leuchten dann aus dem dichten grünen Trockenwald die hellgrauen völlig kahlen Karrenfelder hervor, die sich häufig im klotzigen Dolomit befinden (Taf. 24, Fig. 24). Das sind dann die einzigen Stellen, wo man von einem kahlen Karst sprechen kann. Aber auch die sandbedeckten Flächen und Trockentäler gehören zum bestockten Karst.

4. Bedeckung mit jüngeren Oberflächenbildungen, nackter und verhüllter Karst.

Zu einer Bedeckung der Karstformen durch das Pflanzenkleid kann noch eine teilweise oder gänzliche Verhüllung der verkarstungsfähigen Gesteine durch lockere Oberflächenbildungen hinzukommen. Man redet dann vom „verhüllten Karst“ im Gegensatz zum „nackten Karst“, wo solche Oberflächenbildungen fehlen.

Wie schon in den beiden ersten Beiträgen auseinandergesetzt wurde, sind die ebenen Flächen am Rande des Gebirges und breite Flächenstücke und Teile von Trockentälern im Innern des Gebirges lückenlos mehrere Meter mächtig mit jüngeren Oberflächenbildungen eingedeckt. Eine dünnere oft

unterbrochene Schicht von Oberflächenbildungen bedeckt sämtliche anderen Flächenstücke und Trockentäler, oft sogar noch die unteren Teile der flachen Berghänge. Ganz frei von Deckschichten sind nur die höheren Teile der Berge und die unvermittelt aus den Flächen sich erhebenden steilen Bergflanken.

Es sind 4 Arten von Deckschichten vorhanden: 1. Rote gleichmäßig feinkörnige Flugsande einer älteren, trockeneren Klimaperiode; 2. Schwarzgraue kalkig-humose „Vleyböden“ in flachen Senken innerhalb der Flugsandflächen, und aus dem Flugsand unter den heutigen klimatischen Bedingungen entstanden; 3. Oberflächenkalk in meterdicken Bänken oder Lagen von Kalkkonkretionen, als Konzentrationen aus verdunstenden Wässern infolge kapillarer Hochsaugung der Bodenwässer, entstanden unter den heutigen ariden Klimabedingungen; 4. Rückstandsprodukte aus der Verwitterung der Karbonatgesteine. Sie spielen im Gegensatz zu den erstgenannten Arten keine Rolle als selbständige Deckschicht, sondern sind in diesen sporadisch und akzessorisch verteilt.

Das Vorhandensein all dieser Deckschichten bedingt einen Unterschied zwischen nacktem Karst und verhülltem Karst. Zu ersterem gehören nur die Berge und Höhenzüge und kleineren Teile der Flächen dazwischen. Der Hauptteil der Flächen und Trockentäler gehört zum „verhüllten Karst“. Nur zufällige künstliche Aufschlüsse geben kund, welches reiche Relief und welcher Schatz an Kleinformen der Verkarstung unter der Sanddecke verborgen liegt. Ebenso deuten nur stellenweise kleine Terraineigenheiten darauf hin, daß wohl auch ein gut Teil von Karst-Großformen von diesen Deckschichten verhüllt sind.

5. Seichter und tiefer Karst.

Als seichten Karst bezeichnet F. Katzer (Lit. 8, p. 3) einen solchen, in welchem das verkarstungsfähige Gestein nur eine verhältnismäßig gering mächtige Platte auf nichtverkarstungsfähiger Unterlage bildet. Im tiefen Karst dagegen ist diese Unterlage in unbekannten Tiefen verborgen.

Dadurch zerfällt das Otavibergland in zwei Teile: Der südliche Teil zwischen der Südgrenze des Gebirges und der Senke von Khusib-Nosib-Gaub-Khorab, wo die nichtverkarstungsfähige Unterlage hervorkommt, ist seichter Karst. Nördlich dieser Senke taucht die Unterlage tief unter und kommt nicht mehr zum Vorschein. Auch streichen nach Norden zu immer jüngere Gesteine der Otaviformation aus, sodaß im nördlichen Teil ein Massiv karbonatischer Gesteine von mehreren Tausend Meter Mächtigkeit versenkt liegt, dessen Unterlage nirgends mehr auftaucht. Der nördliche Teil des Otaviberglandes ist also tiefer Karst.



Fig. 12.

Schematisches Profil von Süden nach Norden durch das Otavibergland.

6. Arides Klima.

Das aride Klima mit seinem morphologischen Formenzyklus bedingt das Fehlen gewisser Karstformen, z. B. solcher, welche auf oberflächlich fließendes Wasser zurückzuführen sind. Aber noch in

einer anderen Weise modifiziert das aride Klima den Formenschatz des Gebietes: Es können unter seinem Einfluß auch in nichtverkarstungsfähigen Gesteinen gewisse Oberflächenformen sich bilden, z. B. abflußlose Depressionen, welche auch für den Karstzyklus charakteristisch sind. Es wird Aufgabe einer späteren eingehenden Vergleichung sein, welche Formen dem Lösungszyklus und welche dem rein ariden Zyklus zuzurechnen sind.

7. Stadium des Lösungszyklus im Otavibergland.

Die genetische Betrachtung einer Landoberfläche fragt in erster Linie nach dem Stadium des Zyklus und dem Alter der Formen und sucht auch in den kleinsten Formelementen nach übereinstimmenden Anhaltspunkten für eine Altersbeurteilung. Diese sonst oft so brauchbare Davis'sche Betrachtungsweise scheint beim Lösungszyklus zu versagen, indem die charakteristischen Formtypen in jedem Augenblick des gesamten Zyklus ihre Bildung beginnen können und somit „alte“, „reife“ und „jugendliche“ Formen nebeneinander vorkommen können und vorkommen müssen.

Am Schluß dieser Arbeit wird hierauf noch genauer einzugehen sein.

II. Die Erscheinungsformen der Verkarstung im Otavibergland.

Es ist für eine systematische Beschreibung zweckmäßig, einen Unterschied zu machen zwischen den Kleinformen und den Großformen der Verkarstung, wenn beide auch durch gewisse Übergangsformen verbunden sind. Ich rechne hierbei zu den Kleinformen die Art der Anlösung und den Formenschatz, den die verschiedenen Karbonatgesteine auf den Flächen besitzen, welche mit den einwirkenden Wässern in Berührung kommen. Diese Formen sind im nackten Karst auf den der freien Luft ausgesetzten Oberflächen der anstehenden Gesteine entwickelt. Im Bereich des verhüllten Karst sind dagegen die Anlösungsformen unterirdisch, an der Grenzfläche der Karbonatgesteine gegen die überlagernden lockeren Deckschichten. Die Formentwicklung ist in beiden Fällen eine ganz verschiedene. Somit zerfallen die Kleinformen in subaerische Zerschattungsformen und subterrane Auflösungsformen.

Als Großformen der Verkarstung fasse ich dann alle anderen oberirdischen und unterirdischen Hohlformen zusammen, welche für den Karstzyklus charakteristisch sind.

A. Kleinformen.

1. Subaerische Zerschattungsformen im Gebiet des nackten Karst.

Die lösende Kraft des aufprasselnden und abfließenden Regenwassers bedingt auf verschiedenen Karbonatgesteinen verschiedene Formreihen. Die drei petrographisch zu unterscheidenden Glieder: Klotziger Dolomit, Plattenkalk und geschichteter Kalk und Dolomit sind somit gesondert zu betrachten.

a) Kleinformen der Zerschattung im klotzigen Dolomit. Die klotzigen Dolomite bilden das weitaus mächtigste Glied der Otaviformation. Sie gliedern sich in 2 Gruppen, die durch eine etwa 200 m mächtige Folge von wohlgeschichteten Plattenkalken getrennt sind. Die obere Gruppe der klotzigen Dolomite besitzt im nördlichen Otavibergland (Gegend von Tsumeb) eine Mächtigkeit von 1050 m, die untere Gruppe ist mindestens 500 m mächtig (siehe Beitrag I, p. 230 und II, p. 244).

Das Gestein sieht äußerlich sehr gleichförmig aus, hellgrau, feinkörnig bis dicht. Eine Schichtung oder Bankung fehlt fast vollständig. Unter dem Mikroskop ist das Gestein richtungslos-körnig und besteht nur aus unregelmäßig miteinander verzahnten Dolomitspatkörnern.

Der klotzige Dolomit ist ein sehr reiner Normaldolomit. Eine Bauschanalyse ergab, auf Mineralien umgerechnet, folgende abgerundete Zusammensetzung: (Anal. P. Bartezko. Betriebslabor. Tsumeb).

Dolomitspat	98.0
Kalkspat	0.5
Quarz	0.1
Eisenglanz	0.6
Serizit	0.6
Apatit	0.1
Anhydrit	0.1
	99.9

(Siehe die genauere Analyse Beitrag II, S. 257.)

Der klotzige Dolomit baut die steilsten und relativ höchsten Berge des Otaviberglandes auf. Sie erheben sich stets mit steiler Neigung und ohne Schutthalde direkt aus der ebenen Fläche der Trockentäler. Die steilen Hänge sind nie schuttbedeckt, der Neigungswinkel beträgt 20–45°, die relative Höhe bis 550 m. Eine erosive Zerschneidung und konsequente Entwässerungsrisse fehlen völlig.

Im allgemeinen sind die Risse und Einsenkungen zwischen dem nackten Fels mit einer schwarzen humosen Erde gefüllt, die eine reiche Vegetation bedingt. An manchen Stellen sind die von der Oberfläche aus hinunterreichenden Längsklüfte, Querrisse, Schächte und Trichter aber derartig erweitert, daß sich keine Sand- und Bodenfüllung in ihnen hält. Diese schon von weitem als hellgraue Felspartien sichtbaren Karrenfelder (Taf. 24, Fig. 24; Taf. 25, Fig. 25) scheinen im großen und ganzen im Streichen zu liegen und nicht so sehr einer petrographischen Fazies des klotzigen Dolomits zu entsprechen als vielmehr einer bestimmten Lagerungsform. Sie finden sich nämlich augenscheinlich nur dort, wo der klotzige Dolomit ganz flach oder fast horizontal liegt. Wegen der ganz fehlenden Schichtung ist eine genaue Bestimmung der räumlichen Verhältnisse unmöglich; Tatsache ist aber, daß der Dolomit aller von mir besuchten Karrenfelder stets eine fast horizontale oder ganz flach einfallende Klüftung zeigte, die wohl einer Art Schichtungsfläche entspricht. Die Größe der eigentlichen vegetationslosen Karrenfelder ist verschieden, sie können hunderte von Metern lang und ebenso breit werden. Die Vegetation hört plötzlich an ihnen auf (siehe Taf. 25, Fig. 25 und Fig. 26 rechts). Wie in europäischen Karstgebieten unter humiden klimatischen Bedingungen, so sind auch hier im ariden Südwestafrika die Karrenfelder stets nur an Berghänge gebunden. In den Ebenen kommen sie, selbst wenn die Sandbedeckung fehlt, nicht vor, ebenso fehlen sie den senkrechten Dolomitwänden.

Die Zerschattung geht in erster Linie aus von senkrecht in die Tiefe setzenden Spaltensystemen die keiner bevorzugten Richtung folgen, sondern sich oft durchkreuzen (Taf. 25, Fig. 26, Vordergrund). Sie zerlegen den Gesteinskomplex in viele lange schmale Rücken, deren Zahl und Gliederung immer mehr zunimmt. Von dem Grat jedes Rückens aus gräbt sich das abfließende Regenwasser dicht nebeneinander liegende Rillen und Furchen ein, die der Richtung des größten Gefälles folgen (Taf. 25, Fig. 26 und Taf. 26, Fig. 27). Hierdurch werden die Grate immer mehr zugespitzt (Fig. 26 Vordergrund). Es ist im Gegensatz zu der Ausbildung der Rillen im europäischen Karst bemerkenswert, daß hier die Rillen oft zahlreiche flache napfförmige Vertiefungen enthalten. Auch im australischen tropischen

Karstgebiet finden sich nach Daneš (Lit. 16. p. 15 und Photo) diese Napfformen und werden von ihm auf eine mechanische Wirkung des aufprasselnden tropischen Regens zurückgeführt. Durch die weitere Ausarbeitung der Querklüfte entstehen zum Schluß Reihen von nadelspitzen Pyramiden (Fig. 27, links). Zugleich mit dieser vertikalen Differenzierung macht sich auch noch eine mehr oder minder horizontale Absonderung bemerkbar (Fig. 27, rechts im Hintergrund), die ich als Ausdruck der Schichtung ansprechen möchte. Die haarscharfen Grate, die nadelspitzen Zacken und die tiefen und breiten Klüfte machen das Begehen der Karrenfelder sehr beschwerlich, die Hand findet keinen Halt an den scharfen Felsen und ein Sturz kann leicht zu ernstesten Verletzungen führen.

Über die Größenverhältnisse der Formelemente der Karrenfelder geben die beiden Photographien (Fig. 26 und 27) einen guten Begriff. In die 1—2 m breiten Spalten kann man oft 10—15 m tief senkrecht hinabsehen, sie sind aber meistens noch viel tiefer. Diese großen Hohlräume, die sich in gewisser Tiefe noch zu horizontalen eventuell wasserführenden Höhlen erweitern können, verschlucken alles Wasser und alle losen Verwitterungsprodukte, sodaß in ihrer Nähe keine Vegetation gedeiht. Dieser Prozeß der Entwaldung der zur Zerschattung günstigen Dolomitgebiete schreitet heute noch weiter fort in dem Maße, wie die hinabführenden Spalten sich erweitern. Dies kann man in jedem Karrenfeld des Otaviberglandes sehen, wo oft noch abgestorbene Bäume und Sträucher in schmalen Spalten hängen, die erst kürzlich sich so erweitert haben, daß der größte Teil der Erde versackte und auch kein Wasser mehr stehen bleibt (Fig. 27, rechts). Irgend eine menschliche Einwirkung fehlt dabei natürlich ganz.

Die Schärfe der Felsgrate und Felsspitzen beweist, daß die heutigen klimatischen Verhältnisse durchaus imstande sind, diese Erosionsformen zu schaffen.

In auffallendem Gegensatz zu dem Reichtum an Kleinformen, der sich an den nach außen geneigten Wänden befindet, steht die Glätte der senkrechten inneren Wände der Spalten und Klüfte. Sie haben stellenweise sogar eine matte Politur, wie man sie an vielen Höhlenwänden des Otaviberglandes findet. Diese Glättung scheint von Höhlentieren herzuführen, die in den Klüften gerne wohnen: Klippdächse, Klippschliefer etc. (Vergl. eine ähnliche Beobachtung von Daneš im australischen Karst, wo die Glättung der Höhlenwände auf eine gewisse Sorte höhlenbewohnender Känguruhs zurückgeführt wird. (Lit. 16. p. 14.). Auch Paviane sieht man häufig dort, und Leoparden Spuren am Fuße der Karrenfelder deuten darauf hin, daß auch das größte Raubtier des besiedelten Südwestafrika die Klüfte im Dolomit als Wohnung zu schätzen weiß.

Diese typische Zerschattung findet sich meist nur auf den vegetationsfreien Karrenfeldern. Die frei aufragenden Felsen im Busch sind auch wohl verkarstet, aber nicht immer so schön und ausgesprochen.

b) Kleinformen der Zerschattung im Plattenkalk. Der Plattenkalk tritt im Otavibergland in 2, vielleicht 3 Horizonten auf und wird jeweils 200—500 m mächtig. Es ist ein dünnplattiger, wohlgeschichteter, sehr reiner Kalk von feinkörniger bis dichter Struktur.

Die Zerschattung geht nun im Plattenkalk ganz anders vor sich als sie vom klotzigen Dolomit beschrieben wurde. Zunächst fehlen die eigentlichen nackten Karrenfelder im Plattenkalk völlig. Die Kleinformen sind anders. Entsprechend der ausgezeichneten Plattung des Gesteins fehlen die scharfen schmalen Grate; dafür sind die Gesteinsschichten öfters in niedrige parallelepipedische Klötze zerlegt, die durch 2 Systeme senkrecht aufeinander stehender schmaler Risse voneinander getrennt sind (Taf. 26, Fig. 28). Diese Kalkklötze sind nun noch parallel den Schichtfugen gegliedert und profiliert,

indem sie in den Schichtfugen stärker ausgelöst sind als im kompakten Gestein, wodurch dann ein sehr reich gestaltetes Abwitterungsprofil entsteht. Diese Auslösung findet bei schiefgestellten wie bei horizontal gelagerten Kalken statt. Die auf den Dolomiten so sehr in die Erscheinung tretenden senkrechten Rillen sind hier viel spärlicher und kümmerlicher ausgebildet, und zwar werden sie repräsentiert durch millimeterschmale, eng aneinanderliegende Furchen auf den nach unten geneigten Flächen der Schichten, während die überhängenden Teile natürlich frei von ihnen sind. Da nun infolge der Plattung beständig abfallende und überhängende Flächen wechseln, so bilden sich keine langen durchhaltenden Rillen aus, und diese Lösungsform tritt auf den Plattenkalken ganz zurück (Taf. 27, Fig. 29).

Eine andere den Plattenkalken eigentümliche Lösungsform besteht darin, daß jede Gesteinsfuge, jeder Riß oder jeder kleine Kalkspatgang die Ansatzlinie bildet zu einer sich rasch vertiefenden Lösungsrille, während solche Strukturelemente im klotzigen Dolomit keine Lösungsform erzeugten. Schließlich ist die Oberfläche der angelösten Plattenkalke stets ganz glatt und eben, während die Dolomite von zahlreichen kleinsten Höckern und Löchern besetzt sind und sich deshalb stets rauh anfühlen.

c) Kleinformen der Zerschrottung in den geschichteten Dolomiten und Kalken. Das jüngste Glied der Otavifformation bilden geschichtete Dolomite und Kalke. Sie bestehen in der unteren Gruppe aus einer vielfachen Wechsellagerung von hellgrauem Dolomit und konkordanten weißen Hornsteinbändern, in der oberen Gruppe aus einer vielfachen Wechsellagerung von schwarzen Dolomiten und schwarzen Stinkkalken mit schwarzen konkordanten Hornsteinbändern. Die reinen Karbonatschichten sind einige Dezimeter bis zu einem Meter mächtig, dann folgt wieder ein schmales Hornsteinband. Die Hornsteinbänder ragen an den frei ausstreichenden Felsen als scharf herausgewitterte Gesimse mehrere Zentimeter weit heraus. Entsprechend dieser oftmaligen Unterbrechung des zerschrottungsfähigen Gesteins können sich keine langen durchhaltenden Rillen entwickeln, sondern stets sind sie nur kurz und setzen an den Hornsteinbändern ab. Abgesehen von der Länge sind ihre Formen und sonstigen Dimensionen genau dieselben wie im klotzigen Dolomit. Vor allen sind die Rillen auf den schwarzen Stinkkalken sehr schön scharf und tief entwickelt, und wo eine Kalkbank allein ausstreicht, ist sie in kleinere, aber sehr scharfgratig ausgebildete Karren und Spitzen und Schneiden zerlegt, von denen aus tiefe Rillen ausstrahlen. Dies fällt besonders auf im Gegensatz zu den durchaus fehlenden Rillen dieser Art im Plattenkalk. Es handelt sich bei dem schwarzen Stinkkalk auch um ein ziemlich reines Karbonatgestein, um einen schwach dolomitischen Kalk, wie folgende, aus einer Bauschanalyse (Anal. P. Bartetzko, Ts.) errechnete abgerundete Mineralzusammensetzung zeigt:

Kalkspat	81,0
Dolomitspat	16,5
Quarz	0,9
Eisenglanz	0,3
Serizit	0,6
Apatit	0,2
Anhydrit	0,2
Kohlige Substanz	0,3
	100,0

(Siehe ausführliche Analyse im Beitrag II, S. 257).

d) Zusammenfassung und Vergleich mit anderen Karstgebieten. Die subaerische Zerschattung der rein karbonatischen Gesteine: klotziger Dolomit und Plattenkalk zeigte naturgemäß wesentliche Unterschiede gegenüber den geschichteten Kalken und Dolomiten, bei denen schmale konkordante Hornsteinbänder andauernd mit dezimeter- bis meterdicken Karbonatbänken wechsellagerten. Solche nicht verkarstungsfähigen und unlöslichen Zwischenlagen treten wohl in allen Karstgegenden als Gesimse heraus und hindern in ihrer vielfältigen Wiederholung die freie Ausbildung der langen Lösungsritzen und Furchen.

Dagegen machen sich im Otavibergland Unterschiede in der oberflächlichen Anlösung und im Formenschatz der Dolomite einerseits und der Plattenkalke andererseits bemerkbar, die in dieser Art aus anderen Gegenden nicht bekannt sind, von denen sogar z. T. das direkte Gegenteil berichtet wird. Die sehr reinen klotzigen Dolomite mit 98 % Dolomitspat zeigten stets scharfgratige, tief ausgefurchte Ritzen, während die Plattenkalke nur kurze, flache Furchen aufweisen. Zu dem entgegengesetzten Resultat kam F. Tucan (Lit. 11) im kroatischen Karstgebiet. Tucan führt dies verschiedene Verhalten auf die Strukturunterschiede zurück. In den von ihm untersuchten Kalken greifen die Kalkspatkörner immer mit unregelmäßigen, zickzackförmigen Grenzen ineinander, es liegt eine verzahnte Struktur vor. Dagegen waren die Dolomitspatindividuen gradlinig gegeneinander abgegrenzt. Es ist nun bemerkenswert, daß dieselben Strukturunterschiede auch zwischen dem Dolomit und dem Plattenkalk des Otaviberglandes bestehen, nur liegen hier die Verhältnisse genau umgekehrt: die Dolomite haben hier stets eine verzahnte Struktur, während die Kalkspatindividuen in den Plattenkalken stets mit glatten, geraden Grenzen aneinander stoßen (Beitrag II, S. 245 u. 247). Somit würde sich, wenn man die Kleinformen der Zerschattung als in erster Linie von der Struktur abhängig ansieht, die anscheinende Verschiedenheit der Ausbildung der Kleinformen in den beiden Karstgebieten zwanglos erklären. Anscheinend ist also die chemische Zusammensetzung der Karbonatgesteine nicht in erster Linie maßgebend für die Art der oberflächlichen Anlösung, sondern es sind die Verbandsverhältnisse der einzelnen Individuen untereinander, indem bei glatten geraden Verwachsungen die Individuengrenzen viel bestimmender sind für die Auflösungsform als bei verzahnten Grenzen, die bewirken, daß das Gestein gewissermaßen als Ganzes den angreifenden Lösungen ausgesetzt ist. Hierfür spricht übrigens auch der Umstand, den Tucan nicht erwähnt, daß man auf kristallinem Marmor so selten Karren und Ritzen sieht, weil bei der Marmorstruktur und der Größe der Individuen die Grenzen zwischen den Individuen die Auflösungsformen in erster Linie bestimmen. Hinzu kommt noch, daß überhaupt längs solcher glatter gerader Individualgrenzen das Gestein viel eher durch Temperaturschwankungen, Druck, mechanische Beeinflussung etc. gelockert ist, sodaß das Wasser hier viel mehr eindringt als in verzahnte Grenzflächen, die stets viel fester halten und weniger nachgeben. Auf diesen wird also alles auftreffende Wasser äußerlich abfließen und äußerlich lösend wirken, während zwischen die gradlinig begrenzten Individuen der nicht verzahnten Gesteine ein Teil Wasser gleich einsickert und der oberflächlich abfließende Teil sich in zahllose kleine Rinnsale entlang den Körnergrenzen zerschlägt.

Ich möchte noch einen Schritt weitergehen und möchte annehmen, daß diese Strukturunterschiede auch bei weniger reinen Karbonatgesteinen bis zu einem gewissen Grade viel ausschlaggebender sind, als die mehr oder minder große Menge anderer nicht auflöslicher Mineralien; denn oft sind ja auch sehr unreine Kalke oder Dolomite gut zerschattet, während viel reinere nicht immer schön ausgebildete Ritzen zu zeigen brauchen.

Man müßte noch in anderen Karstgebieten größere vergleichend morphologisch-mikroskopisch-chemische Untersuchungsreihen anstellen.

2. Subterrane Auflösungsformen der von Sand bedeckten Dolomite und Kalke im Bereich des verhüllten Karst.

a) Die Unterfläche der Sandbedeckung, d. h. die Auflagerungsfläche des Sandes auf dem alten Gebirge zeigt ein reiches und mannigfaltiges Relief, sowohl was die Kleinformen angeht, als auch im Großen. Dieses ergibt sich aus vielen künstlichen Aufschlüssen längs der Otavibahn, wo man aus tiefen Gräben den Sand zum Bahndamm herausgeholt hat, aus einer großen Anzahl Schürfgräben, die in der Nähe der Lagerstätten (besonders bei Tsumeb-West, Guchab, Asis und Groß-Otavi) angelegt sind. Sehr gute Aufschlüsse für diese Verhältnisse bieten auch die Tagebaue der Erzlagerstätten in Bobos, Tsumeb-West und Groß-Otavi. Sie werden im nächsten Abschnitt gesondert betrachtet. Die karbonatischen Otavigesteine sind unter dem Sand in mehrere Meter hohe, 0,5—1 m dicke gerundete Säulen aufgelöst, zwischen denen tiefe Gräben und Trichter sind (siehe Taf. 27, Fig. 30 u. 31). Der Sand ist in den Aufschlüssen meist nur 2—3 m tief herausgeholt, die Vertiefungen reichen aber noch viel weiter hinunter. Die Wände der Dolomitpfiler und -säulen sind glatt, nur mit Rillen versehen, welche den Absonderungsflächen des Gesteines selbst entsprechen, sie sind aber nie zerschrottet. Hornsteinbänder und andere Einlagerungen ragen aus den glatten Wänden etwas hervor. Sämtliche Karbonatgesteine zeigen unter Sandbedeckung dieselben Formen. Die Köpfe der Säulen sind ebenfalls glatt und gerundet, wenn sie noch unter dem Sande stecken. Ragen sie dagegen auch nur einige Zentimeter daraus hervor, so fängt sofort die typische scharfgratige Zerschrottung an, deren einzelne Rillen und Grate durchaus unabhängig sind von der Gesteinsstruktur und nur die Flußrichtung des abfließenden Regenwassers andeuten.

Die Bahngräben sind außer den Bergbauaufschlüssen die einzigen Stellen, an denen man bis in größere Tiefen diese höchst aufgelöste Dolomitoberfläche sehen kann. Daß diese aber eine allgemeine Erscheinung im ganzen sandbedeckten Teil des Otaviberglandes ist, wird dem Reisenden in höchst unangenehmer Weise durch die vielen „schlechten Stellen“ der Wege demonstriert. Dort ragen nämlich die Köpfe der Dolomitsäulen noch etwas aus dem lockeren Sand hervor, der sich natürlich durch den Wagenverkehr immer mehr ausfährt, sodaß die „Pad“ zum Schluß unerträglich wird. Eine neue „Pad“ nebenan zeigt nach ein oder zwei Regenzeiten dasselbe Bild. Auch wo der Sand zunächst noch alle Säulenköpfe bedeckt, wird die „Pad“ durch den fortdauernden Verkehr und dadurch, daß sich in der Regenzeit in ihr ein Rivier ausbildet, allmählich tiefergelegt, und plötzlich kommen überall die Säulenköpfe zum Vorschein. Es ist bemerkenswert, daß die Oberkante der Säulen stets in derselben Höhenlage liegt, die entweder mit der heutigen Oberfläche zusammenfällt oder 1—2 m tiefer ihr parallel verläuft. Es gibt große Flächen, wo auch 1—2 m tief ausgewaschene alte Wege noch keine Spur von Dolomit entblößen, sodaß also dort die Sandbedeckung 3 m und noch mehr betragen muß. Ich konnte Beobachtungen machen, daß nach etwa 10—12 Jahren ein freigelegter runder Dolomitkopf anfängt, sich mit bis 0,5 cm tiefen scharfgratigen Rillen zu bedecken, die radialstrahlend vom höchsten Punkt ausgehen.

b. Erzführende sanderfüllte Auflösungsschlotten in Dolomiten.

An vielen Orten des Otaviberglandes, wo Erze auch im anstehenden Gestein vorkommen, sind sanderfüllte Schlotten, Trichter und geologische Orgeln in die Dolomitoberfläche eingesenkt, welche

Konkretionen von Kupfererzen in größeren oder geringeren Mengen enthalten. Es sind besonders die Lagerstätten von Tsumeb-West, Bobos, Guchab und Groß-Otavi zu nennen. Durch den Bergbaubetrieb sind diese Auflösungsformen im Dolomit gut aufgeschlossen worden, die in ihrer Art in allen wesentlichen Punkten mit den Auflösungsformen des Dolomits unter Sandbedeckung überhaupt übereinstimmen (Taf. 27, Fig. 32).

Als Beispiel für diese Karstformen gebe ich die Beschreibung der Erzschlotten von Bobos, 20 km westlich Tsumeb, die von dem Otavi-Exploring-Syndicate Ltd. abgebaut werden, und die ich unter der freundlichen Führung des Herrn Bergingenieurs A. Zboril mehrere Male besuchte. Auf einem relativ engen Raume sind hier zahlreiche 20—30 m tiefe Löcher im Dolomit, oft rund bis elliptisch, oft auch in den seltsamsten Windungen verlaufend, mit senkrechten, oft überhängenden Wänden, mit einem Durchmesser von 1, 2, 5 und sogar stellenweise bis 10 m. In der Tiefe stehen benachbarte Löcher manchmal durch Tunnels miteinander in Verbindung, und oft gehen blind endende Aushöhlungen auf dem Grund der Schlotten seitwärts ab. In den größeren Schlotten sind in der Mitte manchmal runde Pfeiler oder schmale Grate im Dolomit stehen geblieben. Die Wände der von Sand befreiten Schlotten sind glatt, gerundet, nirgends zerschrattet, nirgends stehen scharfe Ecken oder Grate vor. Sie sind durchzogen von Rillen, welche den Absonderungs- und Klufrichtungen im Gestein entsprechen. Sind Hornsteinbänder oder einzelne Quarzlinen im Dolomit, so ragen diese einige Zentimeter weit hervor.

Alle diese Schlotten sind in eine ebene Dolomitfläche eingesenkt. Sie sind bis oben hin mit rotem oder braunschwarzem Sand erfüllt gewesen. Eine besondere Art der Anordnung ist nicht zu erkennen, weder liegen sie in einer besonderen Gesteinsschicht, noch längs bestimmter Linien.

Die Füllung dieser Schlotten besteht aus drei Stoffen: roter Flugsand, Nebengesteinsreste, Eisen- und Kupfererzkonkretionen. Daß die Hauptmasse des Schlottensandes mit dem roten Flugsand der Flächen identisch ist, geht aus seiner Korngröße und mineralogisch mikroskopischen Zusammensetzung hervor. In allen untersuchten Proben aus Bobos, (ebenso wie in denen aus Guchab und Groß-Otavi) mögen sie nun aus den oberflächlichen Partien der Schlotten oder aus Tiefen bis zu 30 m entnommen sein, überall sind in denselben Mengenverhältnissen dieselben seltenen Mineralien enthalten, wie sie in den Oberflächensanden auch sonst im Otavibergland zuerst festgestellt wurden. Die Schlottensande sind meist locker, seltener durch Brauneisen oder Kalk verkittet.

Die Nebengesteinsbruchstücke und Reste sind meist nur in ganz geringer Anzahl vorhanden. Sie schwimmen stets im Sand, und nie wurde eine geröllreiche Basisschicht gefunden. Sie sind stets sehr zersetzt und zermürbt und immer mit einer dünnen Rinde von Brauneisen überzogen.

Der wertvollste Inhalt wird durch die Kupfererzkonkretionen gebildet. Sie bestehen meist aus Malachit, seltener aus Kupferglanz, der dann stets von einer Malachitrinde überzogen ist. Die Größe schwankt von Stecknadelskopfgröße bis zu einem cbm. Die Durchschnittsgröße mag nuß- bis faustgroß sein. Die ganz großen Klumpen bestanden fast ganz aus reinem Kupferglanz. Die Form ist stets gerundet konkretionär, oft kugelig, oft auch ganz unregelmäßig knollig. Stets ist die innere Struktur der äußeren Form analog, indem der Malachit radialstrahlig struiert ist mit Fasern, die auf der äußeren Grenze senkrecht stehen. Die Form dieser Konkretionen erinnert oft an die von Gold- oder Plattinnuggets aus Seifen.

Über die relative Häufigkeit und die Erzmengen, die in den verschiedenen Schlotten vorkommen, konnte ich wenig in Erfahrung bringen, es scheinen da große Unterschiede zu bestehen. Die Wände der Schlotten sind stellenweise mit cm-starken Malachitkrusten besetzt, die auf Spalten wohl auch

noch etwas ins Innere des anstehenden Gesteins sich fortsetzen, aber nie lange durchhalten. Außer den Kupfererzkongregationen kommen auch seltener solche von Brauneisenstein und ganz vereinzelt auch strahlige Psilomelankongregationen vor.

c. Zusammenfassung. Die subterranean Auflösungsformen zeigten sehr markante Unterschiede gegenüber den subaerischen Zerschattungen, wie Taf. 27, Fig. 30 und das schematische Diagramm zeigt. Ähnliche Beobachtungen wurden gelegentlich auch schon anderswo gemacht, wenn sie auch lange nicht scharf genug in ihrer Gegensätzlichkeit betont wurden. Die subaerische Zerschattung ist ein Lösungsvorgang, der stets von neuem mit frischem, lösungsfähigem fließendem Wasser rasch von statten geht. Die subterranean Auflösung geschieht dagegen langsam durch stagnierendes, fast ganz mit Bikarbonaten gesättigtes Wasser. Deshalb spielen im letzten Fall die Strukturflächen des Gesteins eine ausschlaggebende Rolle auch in solchen Fällen, wo wie beim verzahnten Dolomit, das abfließende Wasser gar keine Zeit hat, sich ihm anzupassen. Daraus erklärt es sich, daß im allgemeinen Habitus die subterranean Auflösungsformen aller Karbonatgesteine eine gewisse Ähnlichkeit haben mit den subaerischen Verkarstungsformen nicht verzahnter Gesteine, wie der Plattenkalke im Otavibergland. Völlig fehlen natürlich bei den unterirdischen Formen scharfe Ecken und Grate, wie es ja gerade im Wesen solcher langsam in stagnierenden Flüssigkeiten vor sich gehenden Auflösungsprozesse liegt, alle Schärpen und Spitzen zuerst aufzulösen und möglichst gerundete Formen zu schaffen.¹⁾

Es liegt nahe, die Erzschloten des Otaviberglandes zu vergleichen mit den zahlreichen Erznestern, wie sie z. B. im Rheinischen Schiefergebirge auf den Massenkalkzügen, oder auf der Fränkischen Alb im Malmkalk sich finden (siehe Einecke und Köhler: Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Arch. f. Lagerstättenkunde. 1910. I. 123—126, 219—228, 600—613, u. a. a. O.). Was uns im Rahmen dieser Karstarbeit am meisten interessiert, die Ausbildung und Entstehungsweise der erzerfüllten Hohlformen in den Karbonatgesteinen, ist nach den Literaturangaben und nach meinen Beobachtungen im Rheinischen Schiefergebirge ein genaues Analogon zu den subterranean Auflösungsformen im Otavibergland. Dagegen ist in der Literatur teils überhaupt nicht, teils nicht scharf genug darauf hingewiesen, daß die Ausbildung dieser Hohlformen, so wie sie heute vorliegen, keinesfalls auf subaerische, lösend oder mechanisch wirkende Erosion zurückzuführen ist. Vielmehr können diese Formen auch in Deutschland nur unter der mächtigen Oberflächenbedeckung mit tertiären und diluvialen Deckschichten durch subterranean langsame Auflösung entstanden sein. — Auf die Frage der Erz-Konzentrationen möchte ich hier nicht weiter eingehen, hierzu wird sich in dem Beitrag Gelegenheit geben, der sich mit dem Erzinhalt beschäftigt.

B. Großformen.

1. Spalten, Schlote und Naturschächte.

Schon bei der Beschreibung der Karrenfelder wurde auf tiefer hinabreichende Aushöhlungen hingewiesen, die sich dort oft zwischen den einzelnen Graten befinden. Solche Spalten, oder, wenn sie rund austreichen, Schlote und Naturschächte kommen auch sonst häufig auf den Bergen und in den ebenen Trockentälern und Flächen vor. Die Spalten sind oft viele Meter lang, bei einer Breite

¹⁾ Es ist sehr bezeichnend, daß die submarine Auflösung von Kalken dieselben Formen schafft. Siehe K. Andree: Geologie des Meeresbodens. 1920. II, p. 401 ff.

von selten über einem Meter. Sie laufen beliebig, ohne eine bestimmte Richtung zu bevorzugen. Fast stets sind sie mit Flugsand oder humosen Boden mit Vegetationsresten erfüllt. Die Schloten sind 1—2 m breit, kreisrund bis elliptisch (Taf. 28, Fig. 33), meist senkrecht hinabführend, seltener geneigt, und ebenfalls fast stets bis auf wenige Meter mit Sand etc. gefüllt. Manche sind aber auch bis in große Tiefen offen, so konnte ich z. B. in einen solchen Schlot am Weg zwischen Otjikotsee und Guinasee, der einen richtigen „Stemmkamin“ bildete, etwa 50 m tief hineinklettern, dann erweiterte er sich erheblich und schien noch viel tiefer hinabzureichen. Taf. 28, Fig. 33 zeigt einen solchen Schlot mit Zufuhrkanal im anstehenden Dolomit, während zahlreiche tief hinabreichende und offene Schächte auf den Farmen Auros und Gauss im Plattenkalk vorkommen. Auch auf sonst völlig mit Sand eingedeckten Flächen streichen manchmal die Öffnungen von Schloten aus. So beobachtete ich mehrere Jahre hindurch bei km 16 am Weg von Tsumeb nach Nosib eine schlotartige Öffnung mitten in der sandbedeckten Fläche, die nach starkem Regen zeitweise völlig zugeschwemmt war. Nach einigen Wochen aber hatten neue Regengüsse sie wieder freigespült. Sie muß also wohl mit einer größeren unterirdischen Aushöhlung in Verbindung stehen, in welche die lockeren Massen, die sie zeitweise verstopfen, durch erneute Regen in die Tiefe geschwemmt werden können.

2. Lösungsspalten an den Grenzen der Karbonatgesteine gegen vererzte Gesteine und die Besonderheiten der Oxydationszone in verkarstungsfähigen Gesteinen.

Da andere Gesteine in den meisten Fällen den in den Karbonatgesteinen zirkulierenden Wasserläufen gegenüber aufstauend wirken werden, werden sich an den Grenzflächen offene Lösungsklüfte und Spalten ausbilden können. Solche offene Grenzklüfte konnte ich an mehreren Erzlagerstätten des Otaviberghandes beobachten, wo durch die bergmännischen Aufschlüsse die Grenzen der Karbonatgesteine gegen Erzstöcke oder Eruptivgesteine bis in Tiefen von über 200 m entblößt sind. Vor allem ist dies ausgezeichnet in der Tsumeb-Mine zu sehen, wo die Grenzen Erzkörper-Dolomit und Erzkörper-Aplit stets durch offene Klüfte von 10—30 cm lichter Weite markiert sind. Die Klüfte an beiden Grenzen bilden je ein zusammenhängendes System von Hohlräumen, beide standen im unverritzten Gebirge aber nicht miteinander in Verbindung, wie die beiden Kluftsysteme zeigten (siehe Lit. 37, p. 362 ff. u. Fig. 13). Die Wände der Klüfte sind glatt, oft mit einem dünnen fettigen Überzug versehen. Oft ist der anstoßende nicht vererzte Dolomit wie gekammert, in dem die Hornsteinbänke und die verkieselten Partien stehen geblieben und die Karbonatreste herausgelöst sind. Auf den oberen Sohlen bis in Tiefen von etwa 130 m sind diese Hohlräume oft mit einem fetten Letten erfüllt, der wegen seiner geologischen Stellungen als Grenzschicht zwischen Erz und Nebengestein zunächst den Anschein erweckt, ein Besteg zu sein, und der von Krusch nach den Grubenbildern auch so aufgefaßt wurde. Wie eine mikroskopische Untersuchung zeigte, sind es aber zum überwiegenden Teil eingeschwemmte Flugsandmassen, die durch die sauren metallhaltigen Lösungen der Oxydationszone verändert wurden. Es ließen sich nämlich als Hauptbestandteile des Letten alle jene landfremden Mineralien nachweisen, die für den Flugsand im Otaviberghand charakteristisch sind (siehe Beitrag II, p. 279). Außerdem zeigten mehrere Aufschlüsse auf der III. und IV. Sohle sehr deutlich die Natur dieser Letten als Schwemmassen. Es kam dort nämlich im Letten eine sehr ausgeprägte Schichtung vor, hervorgerufen durch einen mehrhundertfachen Wechsel von zentimeterdicken feinkörnigen und grobsandigen Schichten, die scharf aneinanderstießen. Ich trage kein Bedenken, diese horizontalen

Schichten, deren ich in einem Fall 250 übereinander zählte, als „Jahresringe“ zu bezeichnen, bei denen die grobsandigen Partien den Regenzeiten mit ihren Schichtfluten, die feintonigen Lagen den Trockenzeiten mit rubigem Durchsickern des Karstwassers entsprechen. Außer diesen mechanisch

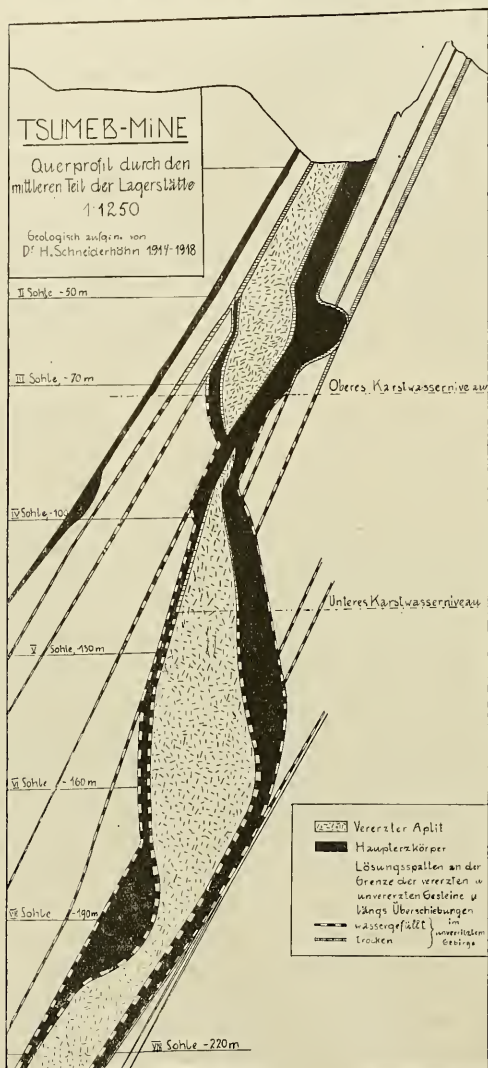


Fig. 13.

Mehrere Karstgerinne und Lösungshohlräume an den Gesteinsgrenzen in der Tsumeb-Mine.

eingeschwemmten Massen enthält der Letten noch eine große Menge chemisch ausgefallter, z. T. prachtvoll kristallisierter Oxydationserze. Sie sitzen meist in ausgelösten Drusen auf: Cerussit in zierlich gegitterten Drillingen, oft mit einem Überzug von Malachitnadelchen oder Krusten von traubignierigen Cu-Pb-Zn-Vanadaten. Auch Konkretionen innerhalb des Lettens kommen vor, vor allem Kupferlasur in großen strahligen Knollen. In den größeren Tiefen, wo der Letten fehlt, sitzen die Oxydationserze oft direkt auf den Höhlenwänden (Zinkspat, Cerussit, gediegenes Kupfer und Rotkupfererz).

Überhaupt spielen diese Lösungsklüfte für die Ausbildung der Oxydationszone in der Tsumeb-Mine eine ausschlaggebende Rolle (Fig. 14). Von hier aus diffundiert Wasser und in diesem stets frischer Sauerstoff und Kohlendioxyd seitlich in den Erzkörper. Deshalb gehen die Oxydationen fast ausschließlich von den Grenz-Klüften aus, unterstützt von ebensolchen vertikalen Lösungsklüften auch im Innern des Erzkörpers. Der Erzkörper wird also auch in den allerersten Zonen schalenförmig oxydiert, etwa in der Art, wie bei kugelförmig abgesondertem Diabas die Verwitterung von außen nach innen auf dem Diffusionsweg fortschreitet. Nur aus diesen Ursachen, die mit dem verkarstungsfähigen Nebengestein zusammenhängen, erklären sich die verschiedenen zunächst seltsamen Erscheinungsformen der Oxydationszone in der Tsumeb-Mine: so das Vorkommen sulfidischer Kerne fast bis zur Tagesoberfläche, die von den wasser- und sauerstoffzuführenden Spalten eben am weitesten allerseits entfernt sind; dann das Vorkommen von Oxydationserzen in nächster Nähe dieser Spalten

bis in die größte stets erreichte Tiefe, wo im kompakten Erzkörper schon längst ausschließlich Sulfide herrschen; und schließlich überhaupt das Fehlen einer eigentlichen Oxydationszone, wenn man diesen Begriff wörtlich auffaßt und darunter einen von der Tagesoberfläche bis zu dem im allgemeinen horizontalen Niveau des Grundwasserspiegels reichenden „Hut“ versteht. Eine so beschaffene „Hutzone“ kann sich nur da ausbilden, wo eine im allgemeinen wagrechte Ausgangsfläche für die Diffusion oxydierender und zersetzender Agentien vorhanden ist, nämlich die Erdoberfläche. Sie tritt also im allgemeinen in jedem durchlässigen, nicht oder nur schwer löslichen Gestein auf. Hier dagegen, im auflöslichen, verkarstungsfähigen Dolomit sind die Ausgangsflächen für die oxydierende Diffusion vertikal gestellte Lösungsklüfte, von denen aus seitlich die diffundierenden Lösungen und Gase eindringen und wirken.

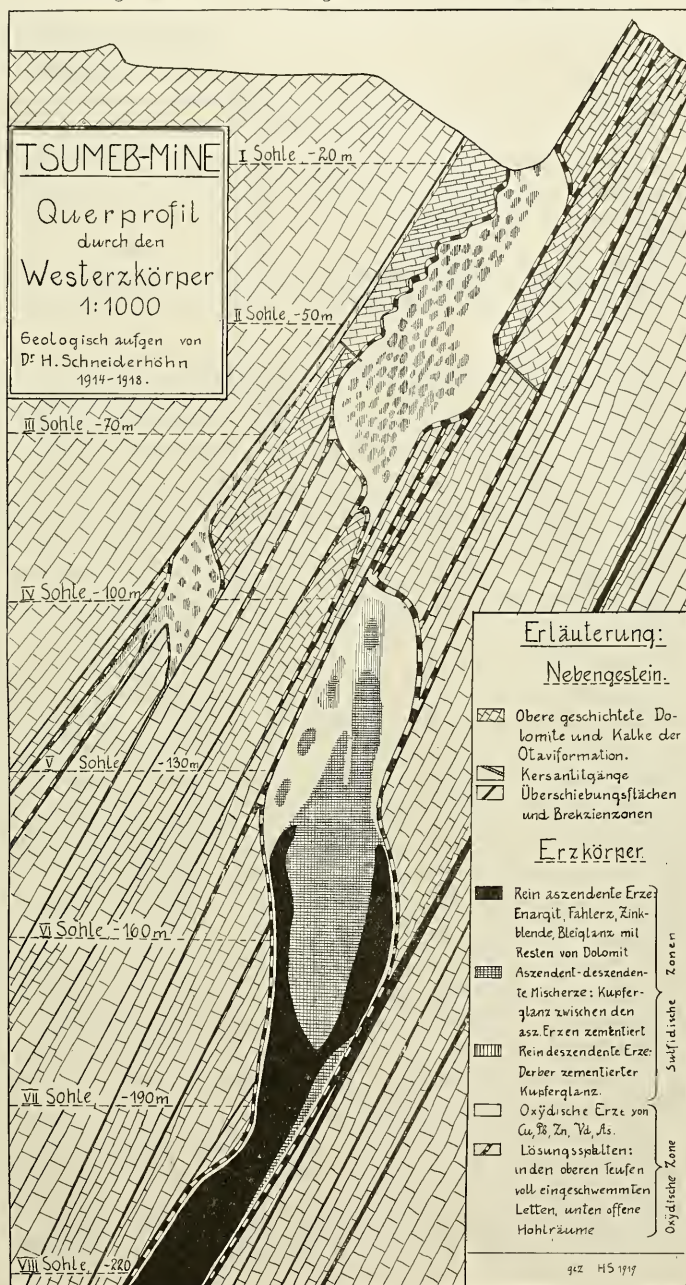


Fig. 14.

Verteilung der Oxydations-, Zementations- und ascendente Erze in der Tsumeb-Mine und ihr Zusammenhang mit Lösungshohlräumen.

Das ist der Grundunterschied der Ausbildung der Oxydationszone in solchen Erzlagerstätten, welche im verkarstungsfähigen Nebengestein aufsetzen, gegenüber denen mit durchlässigem Nebengestein.

Dasselbe gilt entsprechend auch für die Zementationszone.

Es sei an dieser Stelle nebenbei bemerkt, daß schließlich die ganze metasomatische Erzbildung in Kalken und Dolomiten ja ebenfalls als Karsterscheinung aufgefaßt werden kann, wenn auch oft die lösenden Wasser azendent sind, also nicht dem Karstwasserkreislauf angehören.

Auch an anderen Lagerstätten des Otavibergrundes (Asis, Guchab, Groototavi und Nosib) konnte ich ähnliche offene Grenzklüfte und Oxydationserscheinungen beobachten.

3. Tief hinabreichende Spalten, welche mit Höhlensystemen in Verbindung stehen.

Die offenen Naturschächte leiten über zu den tief hinabreichenden, sich lang hinziehenden Spalten, welche nachgewiesenermaßen mit mehr oder minder wagerechten, z. T. wasserführenden Höhlensystemen in Verbindung stehen. Sie sind besonders schön auf Haraseb ausgebildet, einer Farm ca. 42 km südlich Tsumeb, auf dem Weg zwischen Nosib und Grootfontein (Textfig. 2). Dort lagert in einer ebenen Fläche Plattenkalk, der meist horizontal liegt, öfters aber auch in kleinen Flexuren und Sätteln gefaltet ist. Ein etwa 5 km langer 80–100 m breiter ostweststreichender Streifen ist durchzogen von zahlreichen, oft nur wenige Dezimeter, höchstens 1–2 m breiten Spalten, die ebenfalls meist ostwestlich streichen. Die Intensität der Spaltenbildung ist auf diesem 5 km langen Gebiet nicht gleichmäßig, sondern es befinden sich darin einzelne Stellen, wo die Spalten außerordentlich dicht nebeneinander sind (s. Taf. 26, Fig. 28) und wo sich auch an der Erdoberfläche dolinenartige Wannen befinden. Am Farmhaus Haraseb kann man an einzelnen Stellen in diese Spalten einsteigen. 1914 stand bei 30 m unter Tage Wasser. Der Farmer setzte damals einen Windmotor auf. Infolge der letzten schlechten Regenjahre war der Wasserstand im Jahr 1918 schon auf 38 m abgesunken. Das Wasser ist sehr frisch und klar, eine Fließbewegung ist nicht wahrzunehmen, besteht aber zweifellos. Man hat ja öfters schon an manchen Stellen von sicherfließenden Höhlenflüssen keine Bewegung feststellen können, wo das Wasser aufgestaut war und nur unter der Oberfläche floß. An den Seitenwänden der engen senkrechten Spalten sind zahlreiche ältere, jetzt trockengelegte kreisrunde Kanäle ehemaliger Karstgerinne zu sehen (siehe Taf. 27, Fig. 29).

5 km westlich vom Farmhaus schließt diese Spaltenreihe mit einer großen Einbruchshöhle ab, durch deren schräg hinabführenden Schlot man in etwa 40 m Tiefe ebenfalls an Wasser kommt. Alte Klippkaffern erzählten, daß man früher, als das Wasser viel tiefer floß, von dieser Höhle aus in einem engen horizontalen Gang nach Osten gehen konnte, in dem zeitweise Tageslicht einfiel. Nach einer halbtägigen Wanderung wäre man aus den Spalten bei dem jetzigen Farmhaus Haraseb wieder an die Tagesoberfläche gekommen.

Eine zweite große Spalte, die bis in wassergefüllte Höhlenräume hinabreicht, ist ebenfalls auf der Farm Haraseb vorhanden, 3 km südwestlich vom Farmhaus. Sie setzt aber im klotzigen Dolomit auf und hat wahrscheinlich auch sonst keine Verbindung mit dem erstgenannten Spaltensystem. In halber Höhe eines steilen Berghanges, etwa 50 m über der vorgelagerten Fläche, befindet sich da ein senkrechter Schacht von einer lichten Weite von 25 : 30 m. Etwas unterhalb der Oberkante

öffnen sich die Wände an der Nord- und Südseite zu weit hineinreichenden, ca. 10 m breiten Spalten. Die Wände des Schachtes sind allseitig senkrecht, stellenweise überhängend. Einen Grund kann man in der dämmernden Tiefe nicht erblicken. Eine Lotung des Farmers ergab in etwa 100 m Wasser. Bis jetzt konnte noch niemand in das Innere dieses riesigen Schachtes einsteigen. Von weiteren Schächten und Spalten, welche nachweislich mit größeren Höhlen in Verbindung stehen, seien erwähnt: ein großer senkrechter Schlot, der die Tigerhöhle (am alten Weg zwischen Nosib und Tsumeb) durchquert, ferner die Wasserstellen Hawuseb (auf Farm Nosib) und Aigamas (20 km n.w. Otavi), wo steile, enge Schlote zu offenen Wasserflächen hinabführen. Bei Aigamas befindet sich das Wasser in einem höhlenartig überhängenden Raum. Auch an vielen Punkten auf den Farmen Gauß und Auros sind senkrechte Schlote, von denen aus nach 5—20 m seitliche Höhlengänge abgehen.

4. Höhlen.

Die zuletzt erwähnten Spalten standen schon mit Höhlen von größerer unterirdischer Verbreitung in Verbindung. Solcher Höhlen gibt es nun im Otavibergland eine ganze Menge, und wahrscheinlich sind viele andere noch unbekannt.

Die größte und schönste der bekannten Höhlen wurde 1913 durch den Missionar Vedder in Gaub, den verdienten Erforscher der Sprache und Sitten der Buschmänner und Klippkaffern, entdeckt. Sie liegt ca. 800 m südlich der Stelle, wo der Weg nach Auros-Asis sich von dem Weg von Nosib nach Gaub abzweigt. Der Eingang befindet sich beinahe auf der Spitze eines Hügels, als viereckige senkrechte 10 m tiefe Einsturzüffnung von 10 m im Geviert. An ihrem Grunde ist seitlich eine niedrige Öffnung, durch die man auf steilgeneigter Schutthalde noch einige 40 m tief in das Innere hineinsteigt. Der Eingang ist wahrscheinlich erst in der Regenzeit 1912/13 durch Einsturz entstanden. Der 8—10 m hohe und ebenso breite Hauptgang verläuft nordsüdlich, senkrecht zum Streichen des Gesteins, eines Plattenkalkes, der mit mergelähnlichen schiefrigen Kalkbänken wechselagert und steil nach Süden einfällt. Den Boden des Ganges bedecken abgestürzte Blöcke, zwischen denen man außerordentlich mühsam sich hindurchwinden muß, bis nach etwa 100 m dieser Hauptgang bis zur Decke völlig verstürzt ist. Indes zweigen nach beiden Seiten eine ganze Anzahl schmaler Gänge und Spalten ab, die z. T. Lösungsspalten parallel den Schichtfugen darstellen und z. T. steil nach abwärts führen. Einigemal öffnen sich die Gänge zu größeren Hallen, meist aber sind sie kaum meterbreit und verlaufen kreuz und quer, herauf und herab. Auch senkrecht hinabsetzende runde Kamine kommen vor. In einem befand sich in etwa 50 m Tiefe noch Wasser am Grunde. Die tieferen Teile der Höhlengänge zeigen überall Spuren zeitweiser Überschwemmung, indem sie mit geschichtetem Lehm bedeckt sind und Wasserstandsmarken an den Wänden tragen. Der Lehm ist wie der Schutt am Haupteingang oft mit Kalk verkittet. Was dieser Höhle ihre besondere Schönheit verleiht, sind prachtvolle Tropfsteingebilde, die vor allem im Hauptgang vorhanden sind. Außer vielen Stalaktiten, die z. T. mannsdick werden, hängen an der Decke und den Wänden besonders prächtige, seltsam gewundene, papierdünne Kalkspatdraperien herunter, während auf dem Boden sich kraterförmige Stalagmiten, Sinterdecken und Sinterterrassen aufbauen. In den tieferen Teilen der Höhle, wo noch die frischeren Spuren von zeitweise fließendem und stehendem Wasser sind, finden sich die Sinterbildungen nur noch ganz selten, während in den höheren, gegenwärtig stets trockenen Teilen sie sich häufen.

Wie ich bei mehreren Besuchen, die sich über drei Jahre erstrecken, merken konnte, finden zur Zeit in dieser Höhle erhebliche Veränderungen statt. So waren im April 1916 die tiefen Teile der Höhle mit Kohlendioxyd gefüllt, wovon vorher nie etwas gemerkt wurde. Nur der Umstand, daß wir damals außer Azethylenlampen ausnahmsweise auch einige Kerzen mithatten, welche plötzlich erloschen, während die Azethylenflamme ja noch in relativ hoher CO_2 -Konzentration zu brennen vermag, verhinderte damals ein Unglück, das in den tiefen, engen Gängen, wo man lange Strecken nur auf dem Bauche kriechend passieren konnte, sehr unangenehm hätte werden können. Sodann fand ich bei meinem letzten Besuch im Oktober 1918 im Hauptgang ein erhebliches weiteres Stück der Decke eingestürzt, das vorher noch unversehrt war. Auch Herr Bergingenieur Zboril berichtete von Veränderungen, die er schon 1915 feststellen konnte. Daß der Eingang überhaupt erst vor kurzer Zeit durch Einsturz freigelegt wurde, habe ich schon erwähnt. Dafür spricht auch der Umstand, daß in dieser Höhle weder die großen Mengen Fledermäuse und deren Guano zu finden sind, wie in anderen Höhlen, noch die Glättungen der Wände, die von Höhlentieren herrühren. Ich möchte glauben, daß so rasch die Höhle zugänglich wurde, sie auch ebenso rasch wieder durch Einsturz des Hauptganges völlig verschüttet wird. Von weiteren Höhlen seien erwähnt: Die Tigerhöhle an dem alten Weg von Tsumeb nach Nosib, zahlreiche, zum großen Teil noch nicht näher untersuchte Höhlen in der Nähe von Auros und Gauss, endlich einige Höhlen, die an den steilen Bergwänden über der Wasserstelle Gaugnas ausstreichen, in denen die letzten Jahre über zahlreiche Leoparden hausten, weshalb eine nähere Untersuchung unmöglich war. Neben denen gibt es zweifellos noch andere, zur Zeit ganz unbekannte.

In allen diesen letztgenannten Höhlen hausen große Mengen Fledermäuse, und ihr Guano bedeckt oft fußhoch den Boden. Eingeborene scheinen in früheren Zeiten nie darin gewohnt zu haben, wie sie auch jetzt noch eine abergläubische Angst vor den Höhlen haben und schwer zu bewegen sind, mit hineinzusteigen. Dafür wohnen außer den schon genannten Leoparden zahlreiche andere Tiere darin, vor allem Paviansherden, von denen dann wohl auch eine auffällende Glättung gewisser Wandnischen in der Nähe der Eingänge herrührt. Eine ähnliche Erscheinung wird aus australischen Höhlen berichtet, wo die Glättung von höhlenbewohnenden Känguruhs herrührt (Daneš Lit. 16).

5. Trockene Dolinen.

Die charakteristischste Oberflächenform der Karstgebiete, die oft zu Tausenden auf engem Raum vorkommen, die Dolinen, beschränken sich im Otavibergland meines Wissens auf höchstens ein Dutzend Fälle. In der Nähe von Auros sind im Plattenkalk mehrere trichterförmige Einsenkungen von 20 bis 50 m Durchmesser und etwa 15 m tief. Sie liegen nahe beieinander, in demselben Kalkband. Im klotzigen Dolomit sah ich nie trichterförmige trockene Dolinen.

6. Dolinenseen.

Dagegen besitzt das Otavibergland vier Dolinenseen, die beinahe die einzigen natürlichen stehenden Gewässer in Südwestafrika sind und deshalb im Land eine gewisse Berühmtheit besitzen. Es sind trichterförmige Vertiefungen oder ungewöhnlich geräumige Schlote, welche mit größeren wassergefüllten Höhlensystemen in Verbindung stehen, in denen der hydrostatische Druck so hoch ist, daß das Niveau nahe der Erdoberfläche fällt.

Durch den allmählich rückwärts schreitenden Lösungsprozeß erweitern sich diese Trichter immer mehr, zugleich aber fängt eine Zuschwemmung mit Schutt und chemische Zubauung durch Oberflächenkalk an, welche zum Schluß die Trichterformen wieder zerstört. Es existiert somit eine Entwicklungsreihe dieser Dolinenseen, die durch die vier im Otavibergland vorhandenen Exemplare in ihren einzelnen Stadien sehr schön repräsentiert wird.

Erstes Stadium. Der Typus des ersten Stadiums ist der Otjikotosee, 18 km westlich Tsumeb, der als einzige natürliche Wasserstelle im weiten Umkreis eine wesentliche Hilfe für den Bergbaubetrieb bildete. In der ersten Zeit wurde das Wasser von hier in Fässern zur Mine gefahren, später wurde eine Druckwasserleitung gelegt. Von 1914 an versorgte das inzwischen angefahrne und gefaßte Wasser in der Mine selbst Betrieb und Ort Tsumeb mit Trink- und Gebrauchswasser und die Pumpstation Otjikotosee ist nur für den Notfall da.

Der Otjikotosee liegt in einer mit dichtestem Busch bestandenen, von seltenen Inselbergen überragten Ebene, die schon zu der dem Otavibergland nördlich vorgelagerten Fläche gehört. Inmitten einer flachen Einsenkung von mehreren hundert Metern Durchmesser öffnet sich plötzlich ein 80—90 m großer runder Kessel, mit senkrecht abstürzenden Dolomitwänden, an dessen Grund die klare grüne Wasserfläche erglänzt (Taf. 28, Fig. 34). In den letzten Jahren war der Seespiegel etwa 8 m unter der Oberkante der Steilwände, fast genau in 1200 m Meereshöhe (105 m niedriger als die Hängebank des Hauptschachtes der Tsumeb-Mine). Mehrere wesentliche Schwankungen werden aus früheren Jahren berichtet. So lag vor 1909 der Seespiegel 8 m tiefer als heute. Im Januar 1909 kam eine plötzliche Hebung um 8 m, bei der die Pumpen ersoffen. Damals wurden die Pumpenanlagen an ihre jetzige Stelle verlegt, 8 m über dem jetzigen Seespiegel. Vor dieser Hebung sah man auf der Nordseite eine tiefe Höhle sich öffnen, von der jetzt nichts mehr zu erblicken ist. Auch im Januar 1911 trat bei einem starken Regen eine plötzliche Hebung um 6 m ein, die aber nach 24 Stunden wieder völlig zurückging. Sonst ändern selbst starke lokale Regengüsse den Wasserstand kaum merklich. In den See münden zwei kurze schmale Schluchten, durch die man an das Wasser herankann. Eine Lotung, die Landmesser Volkmann ausführte, ergab eine durchschnittliche Tiefe von etwa 100 m, nur an einer engbegrenzten Stelle versank das Lot in „unergründliche“ Tiefen. Spätere Lotungen fanden anscheinend diese Stelle nicht wieder, was natürlich nicht gegen ihre Existenz spricht. Wahrscheinlich verengert sich der Hohlraum nach unten in eine oder mehrere enge Spalten, die mit einem großen unterirdischen Gerinnesystem in Verbindung stehen. Vielleicht sind auch in den Seitenwänden des Trichters derartige Verbindungskanäle. Für eine Verbindung mit einem weitläufigen unterirdischen Flußsystem spricht unbedingt: die stetige große Klarheit des Wassers, trotzdem andauernd allerlei Schmutz, Mist, Blätter etc. hineinkommt; dann das ziemlich gleichbleibende Niveau; schließlich die plötzlichen Schwankungen, die nicht mit Regengüssen in seinem, übrigens auch sehr beschränkten Einzugsbereich zusammenhängen, sondern die auf eine weitentfernte Drucksteigerung in einem hydrostatisch zusammenhängenden unterirdischen Gerinnenetz hindeuten.

Zweites Stadium. Es wird vom Guinas-See repräsentiert, der etwa 18 km westlich vom Otjikoto-See liegt, ebenfalls mitten in einer ebenen mit allerdichtestem Busch bestandenen Fläche eingesenkt (Taf. 28, Fig. 35 u. 36). Die äußere Form ist mehr dolinenähnlich, indem zunächst ein regelmäßig rundlicher Trichter mit steilen, etwa 25° geneigten Wänden ca. 50 m tief in die Fläche eingesenkt ist. Dann kommt ein flaches schmales Gesims, das dann jäh in senkrechten Wänden zum See abbricht, dessen Spiegel in den letzten Jahren etwa 15 m unter der Gesimskante liegt. Der

Guinas-See ist etwas kleiner als der Otjikotosee. In dem herrlich frischen, klaren, von Schwärmen kleiner Fische bevölkerten Wasser kann man viele Meter weit in die Tiefe blicken und sehen, daß die Wände ebenso senkrecht weiterlaufen.

Die Steilwände von der Kante an abwärts bestehen aus klotzigem, ganz flach gelagertem Dolomit, während die geneigten Trichterwände und die Umgebung des Trichters auf mehrere 100 m aus einem anderen Gestein bestehen, nämlich aus einem mit jungem Oberflächenkalk verkitteten Konglomerat. Darin befinden sich große und kleine meist wohlgerundete Gerölle fast aller Gesteine der Otaviformation, die im weiteren Umkreis auftreten: klotziger Dolomit, geschichteter Dolomit, Hornsteine und Oolithe aus den geschichteten Kalken, Plattenkalk und auch Mikrogranit (von dem in der Nähe bei Bobos eingeschalteten Intrusivlager von Mikrogranit). Alle diese Stücke sind mit typisch jungem Oberflächenkalk verkittet, der makroskopisch und unter dem Mikroskop genau dem Oberflächenkalk von zahllosen anderen Orten Südwestafrikas gleicht. Dieses junge Kalkkonglomerat trifft man öfters als lokales Äquivalent der bankigen reinen Oberflächenkalke in Senken und auf offenen Flächen des Otaviberglandes, es ist der verkittete Absatz großer Schichtfluten, wie sie auch heute noch über größere oder geringere Strecken nach heftigen Regengüssen sich hinbreiten. In dem Fall des Guinas-Sees erfüllen diese Schuttmassen die flache, schon gegenüber dem Otjikotosee wesentlich erweiterte Senke, die deshalb hier tiefer ausgeräumt ist, weil der Wasserspiegel gegenüber der Oberfläche wesentlich tiefer liegt als im Falle des Otjikotosees. Der Wasserspiegel selbst zeigt ebenfalls von Zeit zu Zeit erhebliche Schwankungen, über welche aber noch nicht so zuverlässige Meldungen vorliegen als über den Otjikotosee, weil der Guinassee einsam, abseits der Verkehrswege liegt und in großen Zwischenräumen einmal ein Forschungsreisender oder flüchtiger Besucher ihn aufsucht. Es wird erzählt, daß seine Schwankungen synchron mit denen des Otjikotosees stattfinden, was sehr wahrscheinlich ist, da nach verlässlichen Messungen beide Seespiegel dieselbe absolute Höhe zu haben scheinen. Demnach ist es nicht ausgeschlossen, daß Guinassee und Otjikotosee demselben unterirdischen Karstwasserspiegel angehören. Die Tiefe des Guinassees soll ebenfalls erheblich sein, über 100 m.

Drittes Stadium. Wir können uns nun vorstellen, daß allmählich die Schuttströme der Schichtfluten ein Wasserloch wie den Guinassee immer weiter zu verstopfen suchen, daß zugleich auch durch die Kalkabscheidung aus dem Seewasser heraus sich die Öffnung selbst stets weiter zubaut, sodaß in einem gewissen Stadium nur noch eine kleine immer wassergefüllte Trichteröffnung besteht, die einen ständigen Kampf mit der Verlandung und Zuschwemmung führt. Dieses Stadium ist in Ganguas verwirklicht. Ganguas ist eine kleine Wasserstelle 10 km südöstlich Nosib auf dem Grund und Boden der Farm Nosib, die der Otavi-Gesellschaft gehört (Textfig. 2). Man kannte sie schon längere Zeit, aber erst von 1915 an richtete die Bergwerksdirektion Tsumeb dort einen Viehposten ein und legte Mais- und Gemüsegelder auf Bewässerung an. Es ist dort mitten im Busch eine etwa 1 km breite kahle Fläche, die von hohen Bergen umrahmt ist, und die sich nach der Mitte zu flach abdacht. Dort ist eine steilwandige Öffnung von etwa 50 m Durchmesser eingesenkt, die in 20 m Tiefe eine flache, mit Schlamm und Schilf bestandene Senke hat, deren Inneres von Wasser erfüllt ist (Taf. 29, Fig. 37). Das Wasserloch ist keine flache Pfütze, wie es erst den Anschein hat, sondern reicht mit senkrechten Wänden viele Meter tief hinab, wie tief ist noch nicht festgestellt. Hier in Ganguas besteht nun die ganze flachgeneigte Fläche rings um die Wasserstelle und die Trichterwände selbst aus Oberflächenkalk, in Form von schneeweißem mürbem Kalktuff, der „Häcksel“ ent-

hält, teilweise zerriebene Blattreste von wahrscheinlich noch rezenten Bäumen. Auch viele Schnecken-schalen sind in dem Kalktuff.

Das Wasser ist nicht so klar, wie das der ersten beiden Seen, sondern der von allen Seiten eingeschwemmte Mist und Kalkschlamm, sowie die Vegetationsreste bewirken, daß das Wasser meist sehr unsauber ist. Es muß aber doch noch eine, wenn auch stark behinderte Verbindung mit unterirdischen Gerinnen bestehen. Dies geht einmal aus der schlotförmigen Form der Öffnung hervor, sodann aus zeitweiligen Schwankungen, welche unabhängig sind von lokalen Regengüssen. Den besten Beweis aber hierfür und gegen die Annahme, daß dieses Wasser das der Oberflächenkalkmulde angehörige Grundwasser sei, lieferte ein etwa 20 m vom Rand des inneren Trichters niedergebrachter Brunnen. In ihm wurde an der Grenze des Oberflächenkalks gegen den unterlagernden klotzigen Dolomit reichlich Wasser erschlossen, dessen Niveau stets mindestens 6 m höher lag als der nur 25 m davon entfernt liegende Wasserspiegel, dessen Schwankungen überdies nie im Brunnen gemerkt werden. Es liegen also hier zwei deutlich getrennte Wasserhorizonte vor: Das Karstwasser, das in dem Wasserloch an die Oberfläche kommt, und das rein lokale Grundwasser der pfannenartigen, mit Oberflächenkalk erfüllten Senke, das im Brunnen angeschnitten ist.

Viertes Stadium. Bei weiter fortschreitender Zuschwemmung fehlt auch der innere Trichter und es hält sich nur noch mühsam ein ganz enger Kanal offen, in dem in einiger Tiefe noch Wasser steht. In diesem Stadium ist die Hoais-Pfanne, 12 km westlich vom Guinasee. Dort ist inmitten der ungeheuren Buschsteppe, die südlich der Etoschapfanne sich ausbreitet, eine ganz schwach ausgeprägte kreisförmige Senke. In ihrer Mitte steht man plötzlich, aus dem Busch heraustretend, vor einem 15 m hohen Steilabhang, der eine runde, völlig kahle, flach nach der Mitte zu sich abdachende Senke von 300:400 m Durchmesser umschließt (Taf. 29, Fig. 38). Der ungewohnte Anblick eines scharfen Geländeknicks in dieser monotonen Fläche und des vollständig baum- und buschlosen Geländestückes in dem sonst so dichten Busch wird noch überraschender dadurch, daß die innere Senke mit einem dichten, kurzen, saftig-grünen Rasenteppich bekleidet ist, über den radialstrahlend verlaufende gut ausgetretene Pfade zu einem Punkt in der Mitte führen. In diesem Mittelpunkt befindet sich ein senkrecht in die Tiefe führender Schlot von etwa 1 m Durchmesser, in dem 1918 etwa 6 m unter der Oberkante Wasser war. Darunter setzt der Schlot senkrecht weiter in die Tiefe.

Das Gestein der Steilkante wird von demselben durch jungen Oberflächenkalk verkitteten Konglomerat gebildet, das am oberen Trichter des Guinasees ansteht. Es bildet auch die weite flache Senke rings um den inneren Steilabsturz. Innen in der Wanne lagert weicher weißer Kalktuff. Nach Mitteilung von Herrn Bergwerksdirektor Thometzek war im April 1912 die ganze Hoaispfanne bis zum Rand des Steilabsturzes mit Wasser gefüllt, das sich längere Zeit hielt. Von dieser Überschwemmung rührte eine dünne schneeweiße Sinterdecke aus Kalk und wasserlöslichen Salzen her, die den innersten Raum der Pfanne bedeckte und die ich noch 1914 sah (siehe Photo Taf. 29, Fig. 38). Die großen Antilopenherden, die den Busch bevölkern, haben in 4 Jahren diese Salzdecke aufgeleckt, sodaß im Oktober 1918 keine Spur mehr davon zu sehen war.

Die nicht durch lokale Regenfälle motivierte Überschwemmung im April 1912 zeigt, daß das Hoais-Wasserloch ebenfalls in Verbindung steht mit unterirdischen Gerinnen, und daß es zeitweise als „Speischlund“ zu fungieren vermag.

Letztes Stadium. Verstopft sich schließlich auch noch das kleine Wasserloch, die letzte Verbindung mit den unterirdischen Karstgerinnen, durch eingeschwemmtes Material, oder sich darin

abscheidenden Kalktuff, so haben wir nur noch eine flache Senke vor uns, erfüllt mit Oberflächenbildungen, meist in der Mitte mehr oder weniger kahl. In der Regenzeit wird auf den schwer durchlässigen oft tonigen Oberflächenbildungen in der Mitte der Senke Wasser sich lange halten

können. Das ist dann das Bild eines „Vleys“, wie es in Südafrika an zahllosen Stellen vorkommt (Taf. 29, Fig. 39).

Als „Vley“ wird im allgemeinen dort jede schwache Depression bezeichnet, bedeckt mit schwer durchlässigen Oberflächenbildungen, auf denen sich in der Regenzeit das Wasser sammelt, eine Zeitlang stehen bleibt und den Boden durchfeuchtet. Das Wild und die Viehherden kommen von weither zu diesen Wasserstellen, entfernen beim Saufen und Wälzen viel Schlamm und können so durch die von S. Passarge zuerst erkannte „zoogene Erosion“ allmählich eine weitere Ausbuchtung verursachen. — Solche Vleys finden sich auf allen möglichen Gesteinen, und sie können natürlich im einzelnen Fall auf die allerverschiedenste Weise angelegt und ausgetieft worden sein.

Man könnte nun m. E. viele Vleys im Otavibergland und seinen vorgelagerten Ebenen, soweit

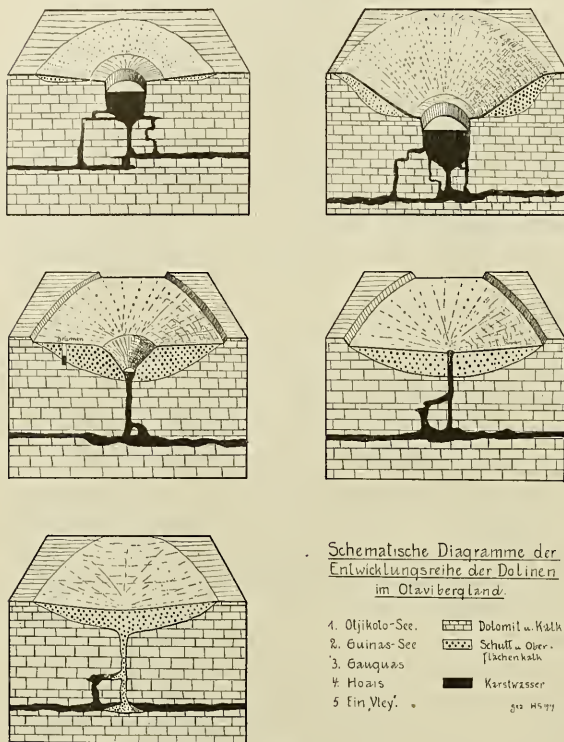


Fig. 15.

Karbonatgesteine im Untergrund anstehen, ganz gut als Endformen des soeben beschriebenen Dolinenzyklus auffassen. Es wird im einzelnen Fall natürlich oft kaum möglich sein, für ein bestimmtes Vley diese Entstehungsart bestimmt angeben zu können. — Einen schematischen Überblick über die vier Stadien gibt Fig. 15.

Die Etoschpfanne eine Karstform?

Etwa 50 km nördlich der letzten inselbergartigen Ausläufer des Otaviberglandes und des letzten anstehenden Otavidolomits befindet sich in der ungeheueren Buschsteppe die flache Einsenkung der Etoschpfanne. Es ist eine riesenhafte Salzpfanne, ca. 100 km lang und 45 km breit, deren tischglatter Boden in der Trockenzeit mit festem Salzton bedeckt ist, auf dem schneeweiße Salz-

ausblühungen sind. In der Regenzeit bildet sie einen unergründlichen Salzsumpf¹⁾ (Taf. 29, Fig. 40).

Das flache Südufer und das steile Nordufer, an dem mehrere Terrassen erkennbar sind, bestehen nur aus Oberflächenbildungen. Älteres Gebirge steht im weitesten Umkreis nicht an. Infolgedessen kann man für die geologischen Gründe, welche ein derartig umfangreiches abflußloses Becken erzeugten, nur Vermutungen äußern. Ich möchte nur hier auf die m. W. bis jetzt noch nicht erwähnte Möglichkeit hinweisen, daß die erste Anlage dieser Depression auf große Hohlformen des wahrscheinlich noch unterlagernden Otavidolomits zurückgeführt werden könnte. Diese Möglichkeit gewänne sehr an Wahrscheinlichkeit, wenn es gelänge, in der Nähe der Pfanne anstehende Otavigesteine nachzuweisen. Ich war 1914 mehrere Tage dort, habe allerdings von der Süd- und Nordseite nur je etwa 20 km kennengelernt, konnte aber nirgends älteres Gebirge entdecken.

7. Sonstige Anzeichen von Dolinen im Otavibergland.

Außer den wenigen trockenen Dolinen und den 4 Dolinenseen sind mir keine Formen im Otavibergland bekannt geworden, die man mit zweifelloser Sicherheit als Dolinen ansprechen könnte. Die Möglichkeit hierzu besteht bei gewissen

Landschaftsformen

mehr im Innern des Otaviberglandes. Es sind nur mit Oberflächenbildungen zugedeckte Flächen, die in mehr oder minder vollständigen Bogen von steilen Bergen von klotzigem Dolomit umgeben sind. Auf der Karte der Umgebung um Tsumeb 1:50 000 häufen sich diese auffälligen Geländeformen

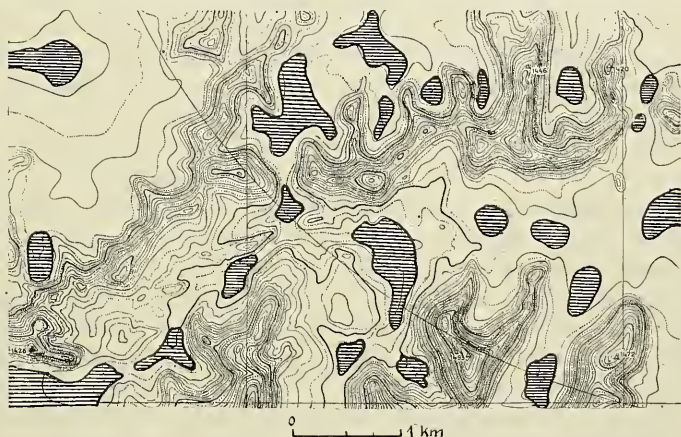


Fig. 16.

„Hufeisenberge“ süd. von Tsumeb; Schraffiert: mit Flugsand eingedeckte mutmaßliche Dolinen.

¹⁾ Die Pfanne und ihre Umgebung sind von großen Antilopen- und Zebraherden, vielen Springböcken und Straußen bevölkert. Die Deutsche Regierung hatte dort ein Wildreservat von seltener Großartigkeit eingerichtet, in dem man auf nächster Nähe an die Riesenherden dieser prachtvollen Tiere herankamte. Als im Juni 1915 die englischen Truppen zum letzten Vorstoß gegen die um Tsumeb versammelte deutsche Schutztruppe am Südufer der Pfanne vorbeizogen, schossen sie tagelang mit Maschinengewehren (!) in die Wildherden hinein, und zwar nicht etwa aus Fleischmangel! Die Kadaver der unzähligen auf diese Weise hingemordeten Tiere zogen ganze Löwenherden an, die vorher dort zu den Seltenheiten gehörten. Nach der Ausraubung von Lüderitzbucht und Swakopmund, und hunderter von Farmergebäuden, und der Plünderung jeglichen Privatgepäcks (Windhuk und Tsumeb) war man von diesen Horden allerdings nichts anderes gewohnt, aber bedauerlich ist es doch, daß nach solchen Vorkommnissen, die unter den Augen der Eingeborenen geschahen, die schließliche Wegnahme des Schutzgebiets auch noch damit begründet wird, wir Deutsche könnten nicht kolonisieren! Hätten die Neutralen nur den tausendsten Teil der Urteile gehört, die wir täglich von Seiten der Eingeborenen über die Engländer hörten!

besonders im südwestlichen Teil. Sie sind in Fig. 16 als verkleinerter Ausschnitt aus der Karte wiedergegeben. Solche „Hufeisenberge“ wie sie von den aufnehmenden Landmessern genannt wurden, kommen im Otavibergland sehr häufig vor, und es wäre leicht möglich, daß es sich um altertümliche Formen von Dolinen handelt. Es läßt sich eine gewisse Ähnlichkeit dieser „Hufeisenberge“ mit der sogen. Cock pit-Country“ nicht verkennen, welche Daneš aus Karstgebieten von Jamaika und Java beschrieben hat und die er als greisenhafte Dolinenformen deutet. Auch im deduktiven Schema, das A. Grund für den Karstzyklus entworfen hat (Lit. 13, p. 16) ist als „Reifer Karst“ eine Landschaftsform gezeichnet, welche mit diesen „Hufeisenbergen“ eine frappante Ähnlichkeit hat. Ich möchte es deshalb für sehr wahrscheinlich halten, daß diese eigenartigen Oberflächenformen im Gebiet des klotzigen Dolomits einem späteren Stadium von Dolinen entsprechen. Für diese Annahme kann man allerdings nur rein morphologische, keine geologischen Gründe heranziehen, denn es ist in keinem Fall nachgewiesen, ob sich im Innern einer derartig eingerahmten Fläche unter den Oberflächenbildungen der Trichter tatsächlich in die Tiefe fortsetzt.

8. Größere oberirdische Karsthohlformen.

Ist schon die Zurechnung gewisser kleinerer Formen zu den Dolinen nicht zweifellos, so steht eine Erkennung der weiteren Großformen des Karstes, der Poljen und Uvalas, im Otavibergland auf noch unsichererem Boden. Man könnte rein morphologisch gewisse innere Wannen dahin rechnen, doch sind eben alle mit Oberflächenbildungen zugedeckt, und nirgends ist der allein beweisende Abschluß der Wannenform nach unten zu sehen.

9. Unterirdische Karstgerinne.

Ein unterirdisches Karstgerinne liegt in dem Spaltenwasser von Haraseb vor. Ich möchte aus den oben näher erläuterten Gründen auch die Wasserspiegel des Otjikoto- und Guinassees, von Gauguas und Hoais für die offenen Teile von Karstgerinnen halten. Ein weiteres sehr schönes Beispiel eines oder vielmehr mehrerer unabhängig voneinander zirkulierender Karstgerinne, die ganz verschiedenen Niveaus angehören, liegt in den Wasserverhältnissen der Tsumeb-Mine vor. Hier sind (siehe Textfig. 13) die Grenzen des Erzkörpers gegen den Dolomit sowie gegen den inneren Aplitkern als offene 10—30 cm breite Höhlen ausgebildet, die zum Teil wassergefüllt sind. Und zwar kommunizieren beide Grenzklüfte nicht miteinander. Die äußeren Grenzen des Erzkörpers gegen den Dolomit bilden zusammen mit einigen in den Erzkörper mündenden Überschiebungsklüften im Hangenden ein System für sich, dessen hydrostatisches Gleichgewichtsniveau in 73 m unter der Hängebank liegt. Die Unabhängigkeit dieser beiden offenen Gerinne wurde erst in den letzten Jahren erkannt, nachdem verschiedene Male auf den tiefen Sohlen größere Wassereinbrüche stattgefunden hatten, ohne daß höher gelegene Reservoirs, die dem anderen Spaltensystem angehören, auch nur die mindesten Schwankungen zeigten. Wenn auf tieferen Sohlen dagegen alle beiden Spaltensysteme angefahren waren und ihr Wasser in einem Sumpfe gesammelt und durch die nötigen Pumpen herausbefördert wurde, so waren die darüberliegenden Sohlen staubtrocken. Würden heute die Pumpen abgestellt, so würde wohl die Grube sich bis 73 m unter Tage mit Wasser füllen, weil beide Spaltensysteme durch die Strecken auf den tieferen Sohlen nunmehr künstlich miteinander kommunizieren. Zurzeit beträgt der freiwillige Wasserfluß 1000 l pro Minute oder 1400 cbm in 24 Stunden.

Die einzelnen Gebirgsstöcke innerhalb des südlichen Teiles des Otavibergrlandes, etwa südlich der Einsenkung von Nosib-Gaub-Korab sind meist tektonische Mulden, an deren Rändern die Glieder der Primärformation oder jüngere intrusive Eruptivgesteine austreichen (Textfig. 12). In diesen dem seichten Karst angehörenden Gebieten treten infolgedessen in der Nähe der Auflagerungsflächen der Karbonatgesteine gegen die Unterlage eine Anzahl starker Überfallquellen aus, so Otavifontein (2600 l pro Min.), Rietfontein (2000 l pro Min.) Urupupa, Uitkomst, etc. Alle diese Quellen haben ihr Einzugsgebiet im Innern des Otavibergrlandes, das sie ebenfalls in Form unterirdischer Karstgerinne durchfließen. Dafür spricht u. a. auch die ganz verschiedene Höhenlage, in der nahe bei einander befindliche Quellen austreten. So wurde bei Otavifontein auf Anordnung der Bergwerksdirektion Tsumeb die Höhenlage der etwa 10 verschiedenen Quellaustritte, die sich da auf einer Strecke von ca. 2 km befinden, durch Präzisionsnivelement festgestellt und Unterschiede von einigen 20 m gemessen. Auch bei Uitkomst treten Quellen nahe beieinander in ganz verschiedenen Höhenlagen aus. Eine ähnliche geologische Position haben die Quellen, welche am Rande der Eruptivgesteine gegen die Karbonatgesteine der Otaviformation austreten: Awagobib, Grootfontein, Khusib, Gaub, Nosib etc. Auch sie entsprechen wohl alle Karstgerinnen, welche in den Karbonatgesteinen zirkulieren und an der Grenze gegen aufstauende undurchlässige Gesteine austreten.

10. Das Fehlen oberirdischer Entwässerung im Otavibergrland.

In einem ariden Land wie Südwestafrika gibt es natürlich keine ständig fließenden Gewässer. Immerhin sind aber in anderen Teilen des Landes, z. B. im Hereroland, und sogar in der Namibwüste allenthalben die morphologischen Anzeichen dafür vorhanden, daß Bach- und Flußrisse zeitweise und streckenweise Wasser führen. Diese den größten Teil des Jahres über trockenen, meist scharf eingeschnittenen Wasserrisse bezeichnet man in Südwestafrika nach einem bei den Buren gebräuchlichen Ausdruck als „Riviere“. In den ebenen Sand- und Kalkflächen der Kalahari sind die zeitweiligen Wasserläufe viel breiter und durch das Fehlen der Steilufer verschwommener, man nennt sie dort „Omuramben“ (Hereroausdruck für „Fluß“). Im Otavibergrland gibt es nun im Bereich der Karbonatgesteine weder „Riviere“ noch „Omuramben“. Besonders auffällig sind in dieser Beziehung die Oberflächenformen des klotzigen Dolomits, wie ein Blick auf die Karte Fig. 16 lehrt. Die aus diesem Gestein bestehenden Berge erheben sich stets mit steiler Neigung von 20—40° aus der ebenen Fläche. Eine Schutthalde fehlt fast durchweg. Auch die steilen Hänge sind nie schuttbedeckt. Eine erosive Zerschneidung und konsequent verlaufende Entwässerungsrisse fehlen völlig. Ähnliche Oberflächenformen, nur etwas weicher und weniger steil zeigt der Plattenkalk. Andeutungen von kurzen Entwässerungsrinnen sind nur auf den aus geschichteten Kalken und Dolomiten bestehenden Bergen zu sehen, auch verursachen die zahlreichen Hornsteinbänder dort die Bildung von Abhangschutt und Schuttdeltas im Vorland. Auf den Flächen selbst sind Wasserrisse in der ursprünglichen Wildnis unbekannt, während sie sich auf den Wegen und bei größeren Rodungen, sowie in der Nähe der Ortschaften rasch und tief ausbilden. Auch in der Regenzeit sah ich nie im Bereich der Karbonatgesteine oder auf den sandbedeckten Flächen, in deren Untergrund Karbonatgesteine anstehen, auf größere Erstreckung fließendes Wasser.

Zusammenfassend ist also zu sagen, daß im Gebiet des Otavibergrlandes die oberflächlich abfließende Entwässerung völlig zurücktritt zu Gunsten einer sofortigen Aufschluckung und Versickerung des Wassers in die zahlreichen Spalten und Schlotte der Kalke und Dolomite.

11. Die Wasserbilanz im Otavibergland.

Mit freundlicher Unterstützung des Herrn Landmessers W. Volkmann, des besten Kenners des Otaviberglandes, versuchte ich eine rohe Schätzung der jährlich aus Quellen und Brunnen austretenden Wassermengen im Vergleich zu dem Gesamtniederschlag. Bei einer Größe des in Berechnung gezogenen Gebietes von 6000 qkm und einer sehr gering gerechneten durchschnittlichen jährlichen Niederschlagshöhe von 500 mm beträgt die Niederschlagsmenge auf diesem Gebiet pro Jahr 3000 Millionen cbm. Rechnen wir davon $\frac{1}{3}$ für Verdunstung und an Pflanzen gebunden ab, bleiben 2000 Mill. cbm, um die der unterirdische Wasservorrat des Otaviberglandes pro Jahr zunimmt. Eine Überschlagrechnung über die in allen Wasserstellen dieses Gebietes ausfließende Wassermenge wurde teils aus Messungen erhalten (Tsumeb, Otavifontein, Rietfontein, Grootfontein, Nosib, Gaub), teils wurde auf kleineren Farmen aus der bekannten Viehmenge und dem Wasserbedarf die entnommene Wassermenge berechnet. Hieraus errechnet sich diejenige Wassermenge, welche jährlich aus den Quellen und Brunnen des Gebiets ausfließt, auf den Betrag von rund 10 Mill. cbm. Der Größenordnung nach ist diese Zahl sicher richtig. Diese Zahl stellt aber nur 0,5 % der nach obiger Rechnung vorhandenen jährlichen Zunahme des unterirdischen Wasservorrates dar. Es ergibt sich hieraus: daß einmal ungeheuerere Wassermengen ständig unterirdisch im Otavibergland sein müssen, welche schließlich irgend wohin ihren Ausweg finden müssen. Wohin? ist eine absolut ungelöste Frage. Sodann ersieht man, wieviel noch für die Wassererschließung zu tun ist, und welche Perspektive sich für den auf Bewässerung angewiesenen Teil des Ackerbaues im Otavibergland eröffnen! Die Erörterung dieser Frage fällt schon aus dem Rahmen der hier behandelten Probleme, es genüge vom geologischen Standpunkt hier darauf hingewiesen zu haben.

III. Zusammenfassende Betrachtung einiger Karsterscheinungen und Karstprobleme im Otavibergland.

Ein großer Teil der Besonderheiten, welche die Großformen der Verkarstung im Otavibergland zeigen, ist wohl zurückzuführen auf das aride Klima und auf die Bedeckung mit jungen Oberflächenschichten.

Das aride Klima bedingt, daß mehrere für den Karst im allgemeinen als typisch angesehene Formen und Erscheinungen hier fehlen: so die oberirdischen Karstflüsse, die Schluckschlünde (Ponore), ferner die Karsttäler und vielleicht auch die Poljen.

Die Bedeckung mit Oberflächenbildungen hat alle Flächen zwischen den einzelnen Dolomitbergen und Gebirgsstöcken gleichmäßig einnivelliert und das darunter liegende Relief der Dolomite und Kalke hoffnungslos verhüllt. Es ist unmöglich zu sagen, welche Karstformen unter diesen, einen recht erheblichen Teil des Otaviberglandes einnehmenden Flächen liegen. Aus der Gestalt der Umrahmung gewisser Flächenstücke wurde geschlossen, daß hier Dolinen vorliegen („Hufeisenberge“).

Ein abgedecktes Otavibergland würde natürlich die Lösung vieler Probleme geben, und diesen „ariden Karst“ mit anderen Karstgebieten besser vergleichen lassen. Aber auch die deutlich sichtbaren Erscheinungen bieten eine Anzahl Besonderheiten gegenüber den entsprechenden Formen auf anderen verkarsteten Oberflächen.

So fehlen z. B. Einsturzdolinen anscheinend völlig. Bei den 4 Dolinenseen sind nirgends Anzeichen irgend einer gewaltsamen mechanischen Abwärtsbewegung der Wände zu sehen. Sonstige Einsturzspuren konnte ich nur an zwei Stellen bemerken: am Eingang der Gauber Höhle und bei der Höhle am Westende der Spaltenreihe auf der Farm Haraseb.

Eine Eigentümlichkeit ist auch das merkwürdige Auftreten der Karrenfelder mitten im Wald und Busch, und der deutlich sichtbare Kampf der Verkarstung mit der Vegetation. Die Karrenfelder grenzen scharf an allerdichtesten Busch und es scheint so, als ob gegenwärtig eine Periode herrscht, die günstig für die weiterschreitende Verkarstung ist und immer ungünstiger wird für die Existenz der Vegetation auf den Dolomithöhen. Vielleicht wird eines Tages diese Erscheinung ausgewertet werden im Sinne des zur Zeit ja sehr beliebten Schlagwortes von der „Austrocknung Südafrikas“, wovor hier ausdrücklich gewarnt werden mag, da dieses allmähliche Zurücktreten der Vegetation an spaltenerfüllten Karrenfeldern eher auf das Gegenteil, auf eine Vermehrung der spaltenerweiternden Niederschläge hindeuten würde. — Von großem Wert für die Erscheinungsform des Karstes überhaupt ist der bündige Nachweis, daß nackte Karrenfelder sehr wohl auf natürlichem Wege entstehen können, ohne Zutun des Menschen. Noch 1914 bestreitet dies A. Grund (Lit. 14, p. 3, 6).

Die Formenreihe der Großformen ließ einen schönen und klaren Zyklus erkennen. Es sind folgende Etappen vorhanden: (Fig. 15)

Beginn der Zerschattung;

Bildung vertikaler Lösungsschlote und Spalten;

Horizontales Fortschreiten der Auflösung seitwärts der Schlote und Ausbildung von Höhlengängen;

Allmähliche Vereinigung mehrerer Höhlengänge zu Systemen von unterirdischen Hohlformen;

Ausbildung größerer Karstwassergebinne;

Allmähliche Zuschwemmung solcher Schlote und Spalten, in denen das Wasserniveau sehr tief liegt;

Dagegen stetige weiter fortschreitende trichterförmige Auslösung einzelner Schlote, in denen das Karstwasserniveau nahe unter der Oberfläche liegt;

Ausbildung von Dolinenseen, erstes Stadium;

Erweiterung des Trichters, wachsende Einschwemmung von Geröll, Absatz von Oberflächenkalk: zweites Stadium;

Auffüllung des ganzen Trichters mit verkitteten Oberflächenbildungen, kleiner werdender Seespiegel: drittes Stadium;

Fast gänzliches Zuwachsen des Seespiegels, nur noch ein kleiner mittlerer Kanal mit tiefliegendem Wasserniveau bleibt offen: viertes Stadium;

Völliges Zuschwemmen des Trichters, flache Senke mit Oberflächenbildungen bedeckt: letztes Stadium.

Dieses Endstadium ist morphologisch identisch mit den Vleys oder Pfannen. Es wurde auf die Möglichkeit hingewiesen, daß ein Teil dieser weit verbreiteten Wannen, vielleicht auch die große Salzpfanne der Etoscha, in ihrer ersten Anlage auf dolinenartige Karstformen zurückgehen.

In allen Stadien dieses Zyklus können Höhlengänge stückweise einbrechen und Einbruchsförmungen schaffen, die allerdings hier sehr selten nur beobachtet wurden.

Die verschiedenen Formglieder obiger Reihe sind nebeneinander zur gleichen Zeit vorhanden, wie es ja überhaupt eine morphologische Eigentümlichkeit des Karstzyklus ist, daß Formen von ganz verschiedenem Alter und ganz verschiedene Stadien nebeneinander vorkommen.

Auf diese im Gegensatz zu anderen Zyklen bemerkenswerte Ungleichförmigkeit des Karstzyklus, welche auch R. v. Sawicky (Lit. 7, S. 197) erwähnt, wurde schon in der Einleitung hingewiesen.

Es muß betont werden, daß eine solche morphologische Ungleichförmigkeit auch außerhalb des Karstes im ariden Südafrika öfters auffällt, so daß vielleicht auch der aride Zyklus in gewissem Umfang dafür verantwortlich ist.

Ein vielumstrittenes Karstproblem sei zum Schluß noch kurz erwähnt: Die Natur des Karstwassers. Durch die Ausführungen auf S. 314 glaube ich nachgewiesen zu haben, daß von einem einheitlichen Grundwasserniveau, wie es A. Grund annehmen will (Lit. 3), auch im Otavibergland nicht die Rede sein kann. Es sind überall echte Karstgerinne vorhanden, wie sie F. Katzer am anschaulichsten geschildert hat: „Spalten-, röhren- und grottenförmige Hohlräume von verschiedener Gestalt und Größe und mit den verschiedensten Gefällsverhältnissen, bald verworren verzweigt und seltsam miteinander verbunden, bald isoliert und voneinander unabhängig, unter- und nebeneinander in tausendfacher Weise das Gestein durchziehend“ (Lit. 9, S. 42).

Die künstlichen Aufschlüsse der Tsumeb-Mine und die natürlichen Aufschlüsse im Spaltensystem von Haraseb zeigen diese zahllosen über- und nebeneinander das Gestein durchziehenden Gerinne, die oft isoliert sind, bis durch den fortschreitenden Lösungsvorgang mehrere miteinander zur Verbindung kommen.

Es ist natürlich klar, daß im Laufe der Zeit immer mehr Karstgerinne miteinander sich vereinigen werden und immer weniger ein selbständiges Dasein führen werden. So könnte man natürlich zum Schluß von einem einheitlichen Wasserniveau im Karst reden.¹⁾ Aber das würde mit seinen offenen Röhrensystemen doch stets etwas ganz anderes sein als das Grundwasser in einem durchlässigen Gestein. In der Hinsicht kann ich zum Schluß eine prinzipielle Bemerkung nicht unterdrücken: es betrifft den hydromechanischen Unterschied zwischen Karstwasser und Grundwasser, auf den in den Karstarbeiten eigentlich nie eingegangen wird. Denn nicht die Niveauverhältnisse sind das Unterscheidende zwischen Karstwasser und Grundwasser, auch nicht in erster Linie die verschiedene Fortbewegungsart. Das ist erst ein abgeleiteter, sekundärer Unterschied. Sondern die einfache, hydromechanische Verschiedenheit beruht doch augenscheinlich darauf, daß im Grundwasser die Kapillarkräfte an der Berührungsfläche Wasser fester Körper die ausschlaggebende Energieform sind, während im Karstwasser diese Kapillarkräfte völlig zurücktreten und der freie Fluß, d. h. die Gesetze des hydrostatischen Gleichgewichtes der Flüssigkeit allein maßgebend sind. Dieser grundlegende Unterschied trennt alle Stadien der Karsthydrographie, oder allgemeiner ausgedrückt, alle frei fließenden Röhrensysteme innerhalb auflöslicher Gesteine, ob sie nun ausgeglichenes oder nicht ausgeglichenes Gefälle haben, scharf von allen eigentlichen Grundwasserbewegungen, wo stets, auch bei größter Korngröße und lockerster Packung doch die Kapillarräume einen wesentlichen Anteil an dem gesamten Strömungsnetz bilden.

So einfach und selbstverständlich diese physikalischen Darlegungen sind, so scheinen sie doch seither von den Geographen und den Feldgeologen, welche sich mit dem Karstproblem beschäftigten, fast vernachlässigt worden zu sein. Ihre Berücksichtigung würde mit einem Schlag die meistumstrittenen Punkte des „Karstproblems“ zur Einigung bringen.

¹⁾ Daneš (Lit. 15, 1914, S. 71/72) hält unbegreiflicherweise das Grundsche Grundwasser für ein frühes Stadium des Karstzyklus, dem später erst die Ausbildung von Karstgerinnen folgen sollte!

Tafel-Erklärung.

Tafel 18.

- Fig. 1. Tsumeb von Osten her gesehen. Die Berge links im Hintergrund sind die letzten Ausläufer der geschlossenen Bergketten des Otaviberglandes. Sie lösen sich bei Tsumeb schon in einzelne Höhenzüge (Hüttenberg im Vordergrund Mitte) und Inselberge (rechts im Hintergrund) auf. Den Horizont rechts im Hintergrund begrenzt die große innerafrikanische Fläche, die von hier aus nach N und NW lückenlos ins Amboland übergeht und die schon zur Kalahari gehört. Phot. H. S. April 1918.
- Fig. 2. Im Innern des Otaviberglandes (Leopardenschlucht am Weg Gaub-Auros). Ein ebenes Trockental mit Flugsand bedeckt, aus dem sich steil die aus klotzigem Dolomit bestehenden Berge erheben. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 3. Blick vom Hüttenberg bei Tsumeb nach Norden auf die große Fläche. Darin noch einzelne Inselberge. Phot. H. S. Dez. 1916.

Tafel 19.

- Fig. 4. Blick von einem Inselberg nördlich Khorab auf die vorgelagerte Fläche, die mit Flugsand eingedeckt ist. Darin ein „Vley“ eingesenkt, kenntlich durch das Fehlen der Buschvegetation. Da der Untergrund aus Dolomit besteht, handelt es sich wahrscheinlich um eine eingedeckte und zugeschwemmte Doline (IV. Stadium). Phot. H. S. 1918.
- Fig. 5. Blick von Asis-Ostende im Otavital nach Westen längs des Südfalles des Otaviberglandes. Im Hintergrund die beiden höchsten Berge des Otaviberglandes (Groß-Otaviberg 2150 m, rechts; Nagaib 2130 m, links).
- Fig. 6. Blick vom Gipfel des Großotaviberges (2150 m) nach Süden. Die Dolomit-Berge im Vordergrund sind die letzten und zugleich auch höchsten Erhebungen des Otaviberglandes, die dann unvermittelt zur vorgelagerten Fläche abfallen. Infolge des Höhenunterschiedes gegen diese ca. 1600 m hoch gelegene Fläche ist die randliche Zerschneidung relativ stark. Auf der Fläche im Hintergrund streicht nach Westen (rechts) zu die Primärformation des Hererolandes aus, während nach Osten (links) schon die Ausläufer der von jungen Oberflächenbildungen bedeckten Kalahari zu sehen sind. Alle Dolomitberge sind mit dichtem Busch bedeckt. Phot. H. S. Dez. 1918.

Tafel 20.

- Fig. 7. Fläche im Süden des Otaviberglandes nach dem Hereroland zu. Lichte Buschsteppe. Primärformation von Oberflächenbildungen bedeckt. Im Hintergrund der Südfall des Otaviberglandes. Farm Nordland östlich Otavi. Phot. Prof. E. Kaiser Nov. 1918.
- Fig. 8. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 10:1. — Nierige Einlagerungen im klotzigen Dolomit, aus feinkörnigem Dolomitspat bestehend. Einige schlauchförmige Poren mit grobkristallinem Dolomitspat ausgefüllt. Organische Strukturen? — Im unteren Teil des Bildes Drucksuturen. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 9. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 14:1. Dasselbe wie Fig. 8. Verzweigte Poren in dichtem klotzigem Dolomit, mit gröberkristallinem Dolomitspat ausgefüllt. Organische Strukturen?
- Fig. 10. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 340:1. Verkieselte Einlagerung im klotzigen Dolomit. Quarz (mittlere Partie) verdrängt Dolomit (oben und unten), der in zerfressenen Resten in den Quarz hineinragt. Dabei werden im Quarz scharfbegrenzte klare Dolomitthomboeder (in der Mitte) neugebildet. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 11. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 500:1. Zerfressene Verdrängungsreste von Dolomitspat in einem aus feinkristallinem Quarz bestehenden Hornstein der unteren geschichteten Dolomite. — Phot. H. S. 1918.

Tafel 21.

- Fig. 12. Unterer geschichteter Dolomit mit Hornsteinbändern. Im oberen Teil „gekämmerte“ Hornsteineinlagerungen. Nordöstlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 13. Zwei aufeinander senkrecht stehende angeschliffene Flächen eines Handstückes. Natürliche Größe. — Feingefaltete Hornsteineinlagerung im unteren geschichteten Dolomit. Phot. H. S. 1917.

Tafel 22.

- Fig. 14. Tutenmergelartige z. T. verkieselte Einlagerung (γ -Bank) in den unteren geschichteten Dolomiten. Nordöstlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 15. Angeschliffenes und mit HCl angeätztes Handstück. Natürliche Größe. Primäre Wechsellagerung von Dolomit (dunkel) und Kalk (hell) in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten 7 km südöstlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 16. Mikrophoto des Handstückes von Fig. 15. Gew. Licht. Vergr. 14:1. Dünnschliff mit AlCl_3 und Pikrokarmindlösung geätzt. Primäre Wechsellagerung im Dolomit (dunkel) und Kalk (hell). Phot. H. S. 1917.

Tafel 23.

- Fig. 17. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 60:1. Schwarze kohlehaltige Stinkkalke der oberen geschichteten Kalke und Dolomite (oben und unten). In der Mitte ein Hornsteinband mit organischen Überresten (mehrkammerige Globigerinen?), die voll kohligere Substanzen sind. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 18. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 500:1. — Organischer Überrest (Radiolarie?), durch Bänder von kohligere Substanz markiert, in einem Hornsteinband der oberen geschichteten Kalke und Dolomite. Bei Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 19. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 120:1. Apatit in scharfen Kriställchen in einer kohlereichen Lage eines schwarzen Hornsteinbandes der oberen geschichteten Kalke und Dolomite. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 20. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 10:1. Kieseloolithband O_1 in den oberen geschichteten Kalken und Dolomiten. Die schwarze Färbung der Oolithschalen ist durch kohlige Substanzen verursacht. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 21. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 60:1. Dasselbe wie Fig. 20 bei stärkerer Vergrößerung. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 22. Mikrophoto. Gew. Licht. Vergr. 10:1. Dolomitoolithbank O_2 , zum Teil verkieselt, in den oberen Kalken, und Dolomiten. Phot. H. S. 1918.

Tafel 24.

- Fig. 23. Tagebaue der Tsumeb-Mine, von Osten gesehen. In der Mitte der helle Aplitschlot, umgeben vom Haupterkörper, der in den Tagebauen schon abgebaut ist. Rechts der liegende Dolomit, steil einfallend. Die linke Wand des hintersten (westlichen) Tagebaues aus bangendem Dolomit bestehend, der flacher einfällt. Rechts im Hintergrund der Hüttenberg mit der Hütte, links die neue Aufbereitung. Schon außerhalb des Bildes ganz links der Hauptschacht. Tagebau Ost (vorn) 60 m tief. Phot. H. S. Dez. 1916.
- Fig. 24. Karrenfeld im klotzigen Dolomit. 7 km südlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.

Tafel 25.

- Fig. 25. Karrenfeld im klotzigen Dolomit. Frei von Vegetation, grenzt scharf an die mit dichtem Busch bestandenen Berghänge, 7 km südlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 26. Karrenfeld im klotzigen Dolomit. Nahe dem Gipfel eines Berges. Vegetationsfrei, grenzt scharf an die mit dichtem Busch bestandenen Berghänge. Zeigt sehr schön die Kleinformen der subaerischen Zerschattung des klotzigen Dolomits. 8 km südlich Tsumeb. Phot. H. S. 1917.

Tafel 26.

- Fig. 27. Kleinformen der subaerischen Zerschattung des klotzigen Dolomits in einem Karrenfeld 8 km südlich von Tsumeb. Phot. H. S. 1917.
- Fig. 28. Tief hinabreichende Lösungsspalten im flachgelagerten Plattenkalk. Farm Haraseb. Phot. H. S. 1915.

Tafel 27.

- Fig. 29. Kleinformen der subaerischen Zerschattung im Plattenkalk. Tief hinabreichende Lösungsspalten und trocken-gelegte höhere Karstgerinne. Farm Haraseb. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 30. Schematisches Diagramm des Zusammenhanges zwischen der subterranean Auflösung der Dolomite unter Flugsand und ihrer subaerischen Zerschattung. Weiß = Flugsand, schraffiert = Dolomit. Gez. H. S. 1918.
- Fig. 31. Subterrane Auflösungsformen der von Flugsand bedeckt gewesenen Dolomite. Bahngräben der Otavibahn bei Bobos. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 32. Erzführende sanderfüllte Schlotte im Dolomit während des Abbaus. Abbaufelder des Otavi-Exploring Syndicate Ltd. bei Groß-Otavi. Phot. H. S. 1918.

Tafel 28.

- Fig. 33. Auflösungsschlot mit Zufuhrkanal im klotzigen Dolomit, der stark zerschrottet ist. Asis im Otavital. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 34. Otjikotosee 18 km westlich Tsumeb. Dolinensee vom I. Stadium. Phot. H. S. 1914.
- Fig. 35. Guinas-See, 43 km westlich Tsumeb. Dolinensee vom II. Stadium. Phot. H. S. 1914.
- Fig. 36. Guinas-See, 43 km westlich Tsumeb. Dolinensee vom II. Stadium. Phot. H. S. 1918.

Tafel 29.

- Fig. 37. Wasserstelle Gauguas, 40 km südlich Tsumeb. Dolinensee vom III. Stadium. Halb zugeschwemmt und mit Oberflächenkalk (Vordergrund) eingedeckt. Phot. H. S. 1918.
- Fig. 38. Hoais-Pfanne 55 km westlich Tsumeb. Ehemaliger Dolinensee vom IV. Stadium. Ganz zugeschwemmt und mit Oberflächenkalk eingedeckt bis auf ein schmales inneres Wasserloch. In der Mitte Ausblühungen von Salzen und Kalk. Phot. H. S. 1914.
- Fig. 39. Wasserstelle Sandhub nördlich Tsumeb. Ein typisches „Vley“. Kahle, mit Oberflächenkalk und Vleyboden bedeckte Depression im dichten Busch, mit stagnierendem Wasser. Vielleicht Endform einer völlig eingedeckten Doline. Phot. H. S. 1914.
- Fig. 40. Etoschapfanne. Ebene Salzpflanne, bedeckt mit Salzton und Salzausblühungen. Blick vom Südrand bei Hoas über die salzbedeckte Pfanne zum 20 km entfernten Nordrand. Phot. H. S. 1914.
-



Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.



Abb 7

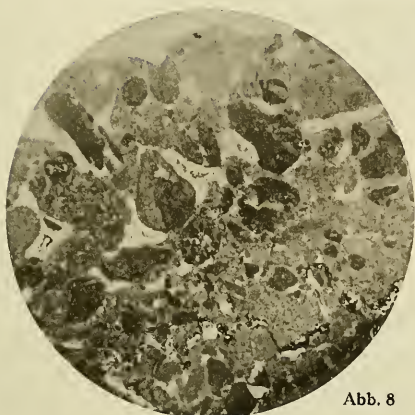


Abb. 8



Abb. 9



Abb 10



Abb. 11

Werner & Winier, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 12

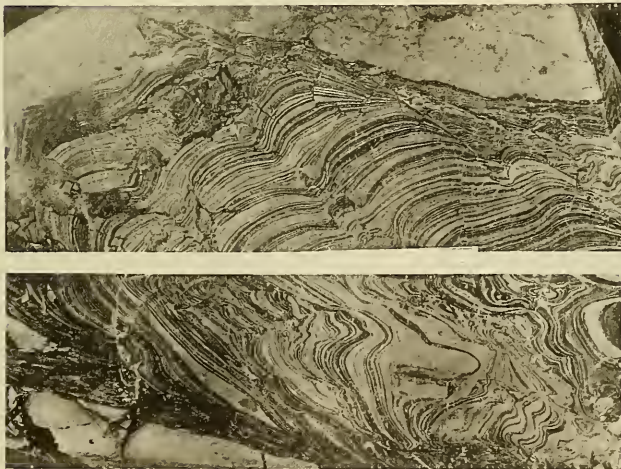


Abb. 13

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 14



Abb. 15

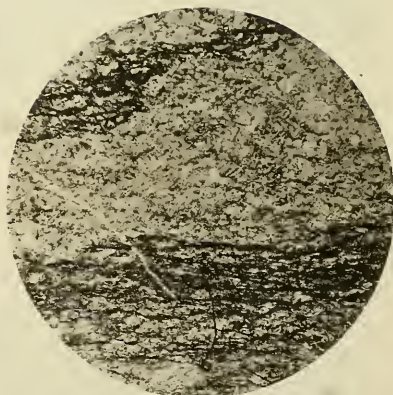


Abb. 16

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 17

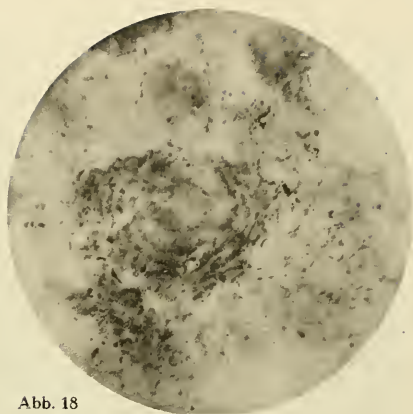


Abb. 18

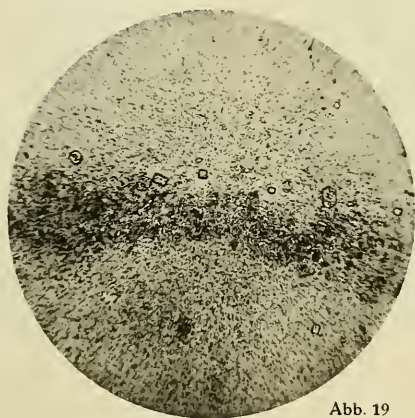


Abb. 19



Abb. 20



Abb. 21



Abb. 22



Abb. 23



Abb. 24

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 25



Abb. 26

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika



Abb. 27



Abb. 28

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika

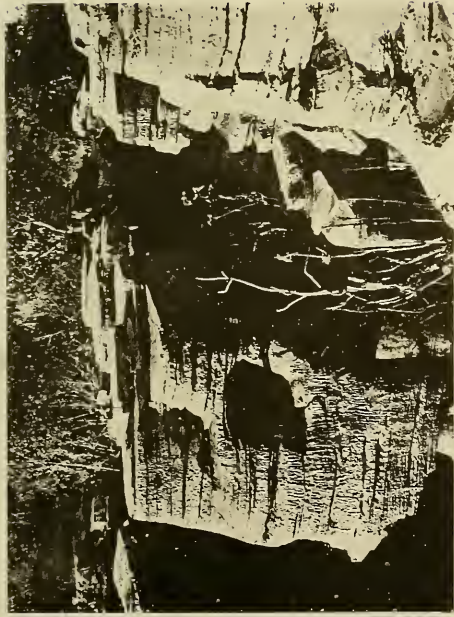


Abb. 29

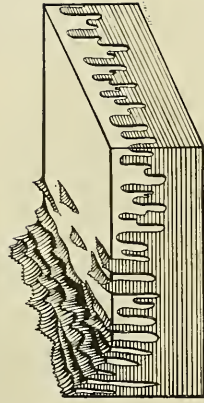


Abb. 30



Abb. 31



Abb. 32

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

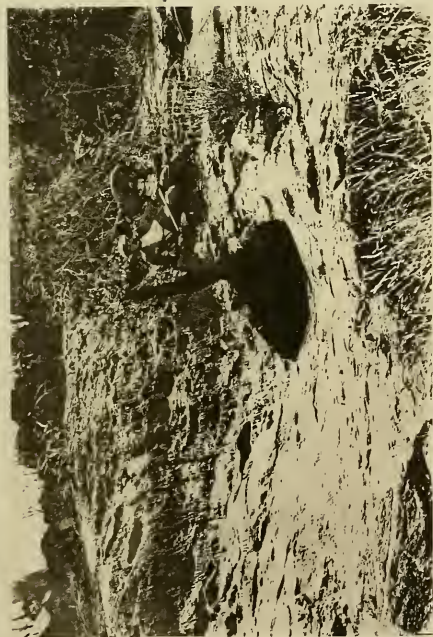


Abb. 33

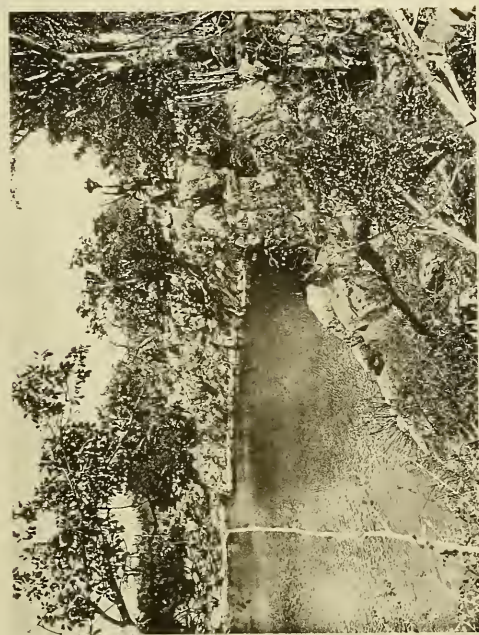


Abb. 34



Abb. 35

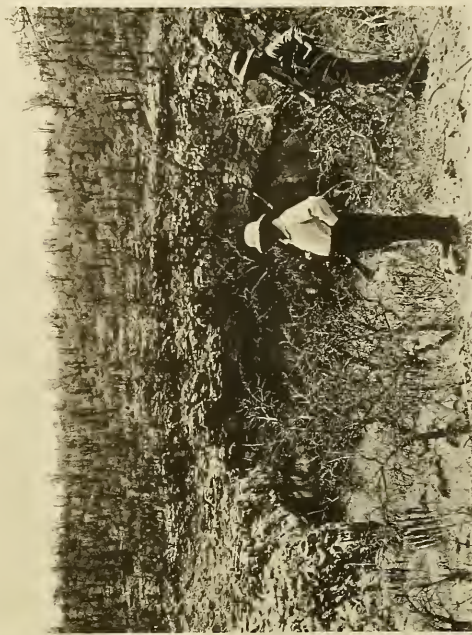


Abb. 36

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika

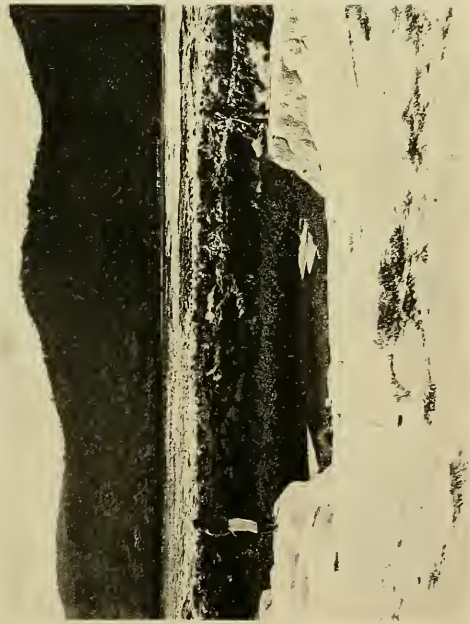


Abb. 37



Abb. 38

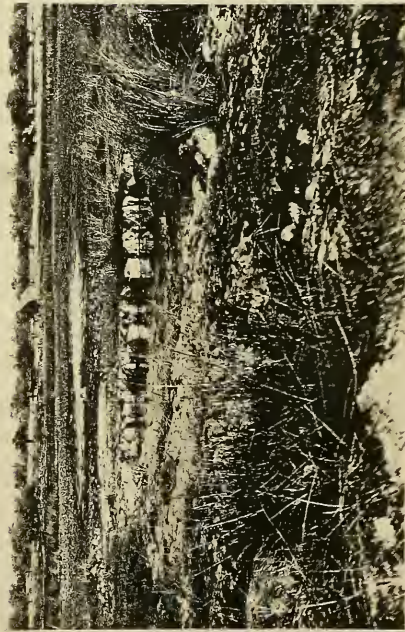


Abb. 39



Abb. 40

H. Schneiderhöhn: Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika

Werner & Winter, G. m. b. H., Frankfurt a. M.