

Geognostische Jahreshefte.

Vierundzwanzigster Jahrgang.
1911.

Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses
und des Äussern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes
in München.

| | |
|--------------------------|-------|
| Bayer. Geolog. Landesamt | |
| Bücherei | |
| Inv. No. | 22138 |
| | 8.6/1 |
| Jahr | 80 |



X 3 11

München.
Verlag von Piloty & Loehle.
1912.

Bücherverzeichnis

Nr.

F2-1a-24/1

Bayer. Geolog. Landesamt

Bucherei

Inv.No. 1a

~~5~~¹⁰ Exempl. Jahr.....

Übersicht des Inhaltes.

| | Seite |
|--|---------|
| Harald Pontoppidan: Die geologischen Verhältnisse des Rappalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach | 1—21 |
| (Mit einer geologischen Karte und einer Profiltafel.) | |
| Matthaeus Schuster: Der Bergrutsch von Schloß Banz in Oberfranken | 23—31 |
| (Mit einem geologischen Kärtchen, einem Profil und fünf Textbildern.) | |
| Clemens Lebling: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land | 33—103 |
| (Mit einer Karte, einer Profiltafel, zehn Profilen und zwei Abbildungen im Text.) | |
| Alexander Frentzel: Das Passauer Granitmassiv | 105—192 |
| (Mit einer geologischen Karte, Tafel I und neun Abbildungen im Text.) | |
| Adolf Schwager: Mineralquellen in Niederbayern | 193—207 |
| Werner Koehne: Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers | 209—213 |
| Maximilian Weber: Über Bildung von Flaserkalken | 215—220 |
| (Mit Tafel II und einer Textfigur.) | |
| Hermann Fischer: Über dolomitische Gesteine der unterfränkischen Trias | 221—231 |
| Franz Münichsdorfer: Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet | 233—257 |
| (Mit einer Tabelle und einer Übersichtskarte.) | |
| Walter Kranz: Die Keilberger Randspalte | 259—262 |
| (Mit einer Kartenskizze.) | |

Die geologischen Verhältnisse des Rappentalpentes sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach.

Von

Harald Pontoppidan

aus Hamburg.

Mit einer geologischen Karte und einer Profiltafel.

Einleitung.

Auf Anregung meines hochverehrten Lehrers Herrn Professor Dr. ROTHPLETZ wurde das von mir bearbeitete Gebiet im Sommer 1908 und 1909 geologisch aufgenommen. Die Fossilien wurden im geologisch-paläontologischen Institut zu München bestimmt. Bei der Ausarbeitung des Materials hatte Professor Dr. BROILI die Liebenswürdigkeit mich zu unterstützen, wofür ich ihm hiermit meinen besten Dank ausspreche. Vor allem aber möchte ich Herrn Professor Dr. ROTHPLETZ meinen herzlichsten Dank aussprechen für die wertvollen Ratschläge, die er mir bei meinen Arbeiten im Gelände sowie im Institute zuteil werden ließ.

I. Orographische Skizze.

Die Grenzen des von mir geologisch aufgenommenen Gebietes sind in der Hauptsache durch die Orographie bedingt. Die östliche Begrenzung wird bis Einödsbach durch die Stillach gegeben, von hier aus bis zum Linkerskopf durch den Nordgrat des Heubaumes und Linkerskopfes; sie folgt nun in nordost-südwestlicher Richtung der Landesgrenze über die Gipfel der Hochgundspitze, Rappenseekopf, Hochrappenkopf, Biberkopf und geht über die Schloßwände, Grüner, Schrofenspaß, Raubgernrücken bis zum Haldenwanger Eck. Auch die Ostgrenze wird über das Gaishorn bis zum Gipfel des Liechelkopfes durch die Landesgrenze zwischen Bayern und Vorarlberg gegeben. Von hier aus tritt sie in österreichisches Gebiet, über den Elferkopf, Zwölferkopf zieht sie nach Mittelberg und folgt im Westen von Mittelberg bis zur Höhe von Oberstdorf der Breitach.

Die Gipfel von der Rotgundspitze bis zum Biberkopf, der mit 2600 m die höchste Erhebung des Gebietes darstellt, gehören dem Allgäuer Hauptkamme an, der in nordost-südwestlicher Richtung streicht. Parallel zu ihm sind die Gipfel auf der anderen Seite des Rappentalpentes gelagert: Liechelkopf, Kemptner Köpfl, Schafalpenköpfe, Roßgund-, Alpgund- und Griesgundkopf. Ein Seitenast, dem auch der Liechelkopf angehört, streicht in nord-südlicher Richtung: Gaishorn, Liechelkopf, Elferkopf und Zwölferkopf. Ein zweiter Seitenast setzt sich vom nördlichen Schafalpenkopf nach NW. fort, durch den Fideripaß von ihm getrennt. Schüsser und Hochgernspitze gehören ihm an. In südwest-nordöstlicher Richtung streichen wieder: Kanzelwand, Fellhorn, Schlappold, Söllerkopf und Söllereck.

II. Stratigraphischer Teil.

Folgende Formationsglieder beteiligen sich an dem Aufbau des behandelten Gebietes:

| | |
|------------------|--------------------------|
| Alluvium, | Lias Fleckenmergel, |
| Diluvium, | Roter Liaskalk, |
| Flysch, | Obere Rhätische Kalke, |
| Seewenschichten, | Köbner Mergel und Kalke, |
| Gault, | Plattenkalke, |
| Schrattenkalk, | Hauptdolomit. |
| Aptychenkalk, | |

Hauptdolomit.

Im allgemeinen ist der Hauptdolomit ein sehr gleichmäßig ausgebildetes Formationsglied. Das charakteristische Gestein ist hellgrau bis gelblich von eigentümlich zuckerkörniger Beschaffenheit. Wo ein stärkerer Bitumengehalt vorhanden ist, nimmt es eine schwarze Färbung an. Die Schichtung ist meist gut erhalten, nur in der Nähe der Allgäuer Überschiebungslinie verschwindet sie vollkommen; Klüftung und Bankung ist hier unmöglich zu unterscheiden. Sehr charakteristisch ist das Verwitterungsmaterial. Der Dolomit ist von zahlreichen Kalkspatadern durchzogen; da der Kalk durch die Verwitterung viel stärker angegriffen wird wie der widerstandsfähige Dolomit, so entsteht ein Schutt, der aus scharfkantigen Brocken besteht, wie ihn sonst kein anderes Formationsglied liefert.

Die höchsten Gipfel des Allgäuer Kammes sowie der parallelen Kette vom Gaishorn bis zum Griesgundkopf bestehen ganz aus Hauptdolomit. Er baut auch das Gewölbe des Grüner auf und bildet die untere rechte Talwand des Rappentalpentes vom Körbertobel bis Einödsbach. Seine Mächtigkeit muß eine sehr große sein; in dem behandelten Gebiet ist sie nirgends auch nur annähernd festzustellen, da die Lagerung überall gestört ist. Man schätzt sie im Allgäu auf ca. 500 m.

Plattenkalk.

Die Plattenkalke sind plattige, dunkle Kalke mit tonigen Zwischenlagen, charakteristisch für sie sind einzelne Bänke, die sehr zahlreiche Fossilreste, hauptsächlich Gastropoden erkennen lassen. Ihre Verbreitung in dem behandelten Gebiet ist nicht groß. Auf dem Rauhgernrücken finden sie sich zwischen dem Dolomit und den Lias-Fleckenmergeln. An der Nordseite des Grüner treten sie auf, ferner am Körbertobel, wo sie auf dem Dolomit liegen, der die Wand bis zum Breitengern bildet. Eine kleine Mulde von Plattenkalk ist auf der Scharte Hochrappenkopf-Biberkopf in den Dolomit eingeklemmt.

Ein normales Profil vom Dolomit bis zu den Fleckenmergeln haben wir im „Kühgund“. Alle Schichtenglieder Lias, Obere Rhätische Kalke, Köbner Mergel sind entwickelt. Zwischen den letzteren und dem Dolomit treten dünne, gebankte Dolomite auf, die ganz das Aussehen von Plattenkalcken haben, jedoch mit verdünnter Salzsäure keine Reaktion geben. Es ist hier also der Plattenkalk dolomitisch entwickelt. Dadurch ist wohl die auffällige Erscheinung zu erklären, daß auf der ganzen Taufersberger Alpe sowie auf den gewaltigen Dolomitmassen der Schafalpenköpfe keine Plattenkalke auftreten.

Köbner Mergel.

Die Köbner Mergel und Kalke sind durch ihren Fossilreichtum stets leicht zu erkennen, oft besteht das ganze Gestein nur aus Schalenrümern.

Folgende Formen konnten gesammelt werden:

| | |
|---|---|
| <i>Terebratula gregaria</i> SUESS, | <i>Lima discus</i> STOPP., |
| <i>Terebratula pyriformis</i> SUESS, | <i>Pecten disparites</i> QUENST., |
| <i>Spiriferina Jungbrunnensis</i> PETZL., | <i>Ostrea</i> cf. <i>alpina</i> WINKLER, |
| <i>Waldheimia</i> sp. | <i>Myacites</i> cf. <i>Escheri</i> WINKLER, |
| <i>Avicula contorta</i> PORTL., | <i>Leda</i> cf. <i>percaudata</i> GÜMB., |
| <i>Mytilus minutus</i> GOLDF., | <i>Turritella</i> sp. |
| <i>Gervillia inflata</i> SCHAFH. | <i>Trochus</i> sp. |

Reiche Fundplätze sind an der Taufersberger Alpe am Weg zur unteren Angerer Hütte und im Kühgund unter P. 1927,5 vorhanden, jedoch findet man an der unteren Angerer Hütte fast nur Lamellibranchiaten, während der Fundplatz im Kühgund nur Brachiopoden geliefert hat. Es ist dies ein Fundplatz der Köbner Fazies, in dem Brachiopoden besonders *Spiriferina Jungbrunnensis* überwiegen, während das Vorherrschen der Lamellibranchiaten, wie wir es auf der unteren Angerer Hütte vor uns haben, die Karpathische Fazies anzeigt.

Obere Rhätische Kalke.

Die Oberen Rhätischen Kalke sind meist als dickbankige, harte, graublau anwitternde Kalke ausgebildet. Fossilien sind nicht häufig. Man findet in ihnen die großen, herzförmigen Querschnitte eines Megalodon und stellenweise sind sie reich an Korallen. In dem behandelten Gebiet nehmen sie eine weite Verbreitung ein, zwei große Züge von Oberen Rhätischen Kalken und Köbner Schichten durchziehen die linke Talseite des Rappenalpentaales. Der obere Zug beginnt an der Vorder-Taufersberger Alpe und zieht bis zur oberen Angerer Hütte und bis zum Kempter Kopf. Der zweite tritt auf der rechten Talseite auf der Petersalpe in das Gebiet ein, setzt am Breitengern auf die andere Talseite, wo er sich als kleiner Hügel deutlich vom Berge abhebt. Mit einigen Unterbrechungen setzt sich dieser Zug bis zum Haldenwanger Kopf fort. Obere Rhätische Kalke treten ferner noch auf der Südostseite des Grüner auf.

Plattenkalke, Köbner Schichten und Obere Rhätische Kalke folgen in der normalen Ausbildung aufeinander. Diese Gliederung ist jedoch keineswegs eine feststehende, oft ist ein Niveau auf Kosten des anderen erweitert und die ganze Schichtenfolge kann nur durch eines dieser drei Glieder vertreten sein. Die Einteilung drückt nur aus, daß diese Formationsglieder, wenn mehrere ausgebildet sind, in dieser Aufeinanderfolge gelagert sind. Auch in horizontaler Richtung ist die Verbreitung eine unregelmäßige. In sehr kurzer Entfernung können sie anschwellen, sich verjüngen und sogar ganz fehlen, ohne daß eine tektonische Störung vorhanden zu sein braucht.

Roter Liaskalk.

Der rote Liaskalk findet sich nur an sehr wenigen Stellen. Als dünnes Band schiebt er sich zwischen Lias und Köbner oberhalb der Speicherhütte auf der linken Talseite. Ein kleines Vorkommen findet sich auf dem Rauhgermrücken unter P. 1935,8 und wenige Blöcke zeigen sein Auftreten auf der Taufersberger Alpe an.

Der rote Liaskalk ist ein stark tonhaltiger, dunkelroter Kalkstein, der hin und wieder hellere Partien enthält und dadurch ein marmorartiges Aussehen gewinnt. Gewundene, dunkle Tonlagen durchsetzen oft das Gestein und geben ihm ein eigentümlich flaseriges Aussehen. Versteinerungen wurden zwar darin gefunden, doch ist der Erhaltungszustand ein so schlechter, daß eine Bestimmung unmöglich war. Bruchstücke von Belemniten findet man verhältnismäßig oft. Ammonitenreste sind auch nicht selten, doch bleibt selbst die Genusbestimmung unsicher. In dem weißlichen Gestein der roten Liaskalke habe ich auch einige Terebrateln gefunden, die anzeigen, daß auch die Hierlatzfazies vertreten ist.

Crinoidenreste sind meistens im Gestein enthalten, und im Dünnschliff zeigt es zahlreiche Foraminiferen aus der Familie der Lagenidae und Reste von Echinodermen. Eine Eigentümlichkeit des roten Liaskalks ist es, daß er nur in schmalen Zonen erscheint von 1—3 m Mächtigkeit und auf große Strecken hin vollkommen fehlt.

Lias-Fleckenmergel, Allgäuschichten.

Das charakteristische Gestein der Fleckenmergel sind dunkle Kalke, die gelblich anwittern und mit Schiefen wechsellagern. Auf der Bruchfläche zeigen sie eigentümliche dunkle Flecken. Da diese Flecken große Ähnlichkeit mit den Flyschfucoiden zeigen, wurden sie früher allgemein für fossile Algenreste gehalten. ROTHPLETZ hat diese sogen. Liasfucoiden im Dünnschliff untersucht und fand in ihnen eine ähnliche Struktur wie in den Phymatodermen von BOLL, die nach seinen Untersuchungen zu den Hornschwämmen zu rechnen sind. Der Unterschied bestand nur darin, daß er in den Liasfucoiden keine Diatomeen und viel seltener Spongiennadeln fand. Die Liasfucoiden bestehen wie das Gestein aus Kalk und sind daher leicht von den Flyschfucoiden zu trennen, die mit verdünnter Salzsäure betupft, keine Reaktion geben. Neben den fleckigen Kalken, die an kein bestimmtes Niveau gebunden sind, treten in allerdings untergeordneter Weise Kieselkalke und reine Hornsteinbänke von nur wenigen Metern Mächtigkeit auf. In den oberen Lagen nehmen die Fleckenmergel eine tiefe braunschwarze Färbung an; es rührt dies von einem zunehmenden Gehalt an Mangansuperoxyd her, der sich auf den Klüften und Schichtflächen als stahlblauer Anflug zeigt. Ist das Gestein sehr reich an Kieselsäure, so findet man auf den Spalten und Fugen gut ausgebildete Kristalle von Quarz. Die Einheimischen kennen diese Quarzkriställchen als Strahlsteine und suchen sie in dem Verwitterungsgrus der schwarzen Schiefer.

Den Übergang des Oberen Rhätischen Kalkes in den Lias konnte ich auf der Taufersberger Alpe gut beobachten, er vollzieht sich hier ganz allmählich. Der Lias liegt als Kern in einer engen Köbner Mulde. Die Fleckenmergel sind als ein eigentümliches Gestein ausgebildet; ein dunkler, sandiger Kalk, der bei der Anwitterung wie eine Breccie aussieht. An der unteren Grenze der Liaskalke fand ich Blöcke, die teilweise aus diesem Breccien-artigen Gestein bestanden, sie enthielten aber auch rote Partien ganz vom Habitus des roten Liaskalkes und Korallen ließen sich ebenfalls daran nachweisen.

Die Verbreitung der Fleckenmergel in dem Gebiet ist eine ziemlich große. Neben diesem eben erwähnten Vorkommen auf der Taufersberger Alpe besteht fast die ganze rechte Talseite des Rappentalpentes von der Petersalp bis zum Haldenwanger Eck aus Allgäuschichten. Eine Mulde von Lias, die in ihrem Kern Aptychenkalk einschließt, findet sich auf der hinteren Wiedenalp.

An bestimmbarren Fossilien haben die Fleckenmergel nur sehr wenig geliefert, es wurden folgende Formen bestimmt:

| | |
|---|------------------------|
| <i>Harpoceras Algovianum</i> OPP., | <i>Pecten</i> sp. |
| <i>Amaltheus margaritatus</i> MONTF., | <i>Terebratula</i> sp. |
| <i>Amaltheus costatus nudus</i> QU., | <i>Spiriferina</i> sp. |
| <i>Amaltheus costatus spinosus</i> QU., | Belemniten. |
| <i>Cycloceras</i> cf. <i>binotatum</i> OPPEL, | |

GÜMBEL führt vom Haldenwanger Eck *Harpoceras bifrons* an. Wie aus dem Vorkommen der Ammoniten hervorgeht, gehört die Hauptmasse der Fleckenmergel dem mittleren Lias an, der obere, manganreiche Lias, der keine Versteinerung geliefert hat, findet sich unter dem Rappenköpfe und im Rappengraben sowie am oberen Haldenwanger Bach.

Eine eigentliche Fundstelle für Liasfossilien ist nicht vorhanden. Die meisten Ammoniten fand ich auf der großen Schutthalde unter dem Linkerskopf in der Nähe der Rappenseehütte. Brachiopoden sind in dem breccienartigen Liasschiefer auf der Taufersberger Alpe enthalten. Es ist manchmal eine richtige Lumachelle, doch sind die einzelnen Exemplare sehr schlecht erhalten.

Aptychenkalk.

Ausgenommen den Kern der Liasmulden auf dem Elferkopfe und im Griesgundtobel findet sich der Aptychenkalk nur in einzelnen Schollen und Fenstern.

Im Warmatsgunder Tal treffen wir ihn unter dem Schüsser in Schollen mit Flysch. Am Rande der Allgäuer Überschiebung und am Zwölferkopf findet sich eine Schuppe von Aptychenkalk zwischen Hauptdolomit und Flysch.

Dichte, helle, muschlig brechende Kalke, dunkelrote Mergelkalke mit bedeutenden Lagen von roten und grünen Hornsteinen setzen den Aptychenkalk zusammen. Die Hornsteinbänke können so mächtig werden, daß sie fast die ganze Schichtenfolge ausmachen, wie dies am Elferkopf der Fall ist. Wo das Gestein viele tektonische Störungen erlitten hat, nimmt es ein flaseriges Aussehen an. Im Dünnschliffe zeigen die hellgrauen Kalke Foraminiferen, unter denen eine derselben *Calpionella alpina* LORENZ für das Gestein sehr charakteristisch ist. Die Mächtigkeit der Aptychenkalke konnte ich nur am Elferkopf schätzen, da hier die einzige Stelle ist, wo die Schichten keine große tektonische Störung erlitten haben. Sie beträgt ungefähr 120 m.

Die Kreide der Breitachklamm.

An der Walser Schanze schneidet die Breitach die Kreide an und legt sie auf eine Entfernung von ca. 3 km bloß. Durch den neuen Weg, der vor einigen Jahren auch durch den untersten Teil der Klamm gelegt ist, kann man den Aufschluß in vorzüglicher Weise studieren. Es ist ein Kreidegewölbe, das bis auf den Schrattenkalk angeschnitten ist.

Der zu unterst liegende Schrattenkalk ist ein dichter, dunkler Kalk, der dick gebankt ist. Hin und wieder führt er Korallen und läßt an einigen Stellen deutlich die Reste der *Requienia ammonia* erkennen. Das Hangende bildet der Gaultgrünsandstein. Er ist ungefähr 10—15 m mächtig und wird von grün gefärbten, sandigen Kalken aufgebaut, deren hellere Partien einen eigentümlichen Glasglanz haben. Darauf legen sich die Seewenkalke, helle, muschlig brechende Kalke, die große Ähnlichkeit mit dem hellen Aptychenkalk haben. Nach oben gehen sie in die Seewen-

mergel über. Die lichtgrauen, lokal auch rötlichen, dünnschieferigen Mergel führen meistens sehr zahlreich Foraminiferen, die an günstig angewitterten Stellen schon mit der Lupe zu erkennen sind. Dadurch sind sie von den sehr ähnlichen dünnschieferigen Flyschmergeln zu trennen. An Versteinerungen fand ich in der Klamm *Inoceramus Cuvieri* D'ORB., *Terebratula* cf. *carnea* Sow. und Bruchstücke von einem Belemniten. In kleinen Schollen trifft man die Seewenmergel im Warmatsgunder Tal und auf dem Fideripaß, wo zwischen Hauptdolomit ein Fenster von Flysch und Seewenschichten vorliegt.

Flysch.

Als Flysch faßt man Schichten zusammen, die eine sehr wechselnde Gesteinsbeschaffenheit haben. Mergelige und sandige, gelblich anwitternde Kalke herrschen vor. Dünne Mergelschichten wechsellagern mit den Kalken. Dazu treten noch ganze Bänke von Hornsteinen auf. Sandsteine, Kieselkalke und Konglomeratbänke finden sich ebenfalls. An Fossilien kommen nur Fucoiden und Helminthoiden in den dünnen Schiefen vor.

Folgende Formen konnte ich bestimmen:

- Phycopsis affinis* STERNB.,
- Phycopsis arbuscula* FISCHER-OOSTER,
- Phycopsis intricata* BRONG.,
- Helminthoidea crassa* SCHAFFL.,
- Helminthoidea labyrinthica* HEER.,
- Palaeodictyon magnum* HEER.,
- Palaeodictyon singulare* HEER.

Die Algenflora zeigt, daß der Flysch sich in einem flachen Meere gebildet hat, und dasselbe beweisen die groben Sandsteine und Konglomerate, die jedenfalls küstennahe Bildungen sind. In den groben, glimmerreichen Sandsteinen findet man in ziemlicher Menge kleine verkohlte Pflanzenpartikelchen, die wohl vom Lande durch die Strömungen dorthin getragen wurden.

Die Mächtigkeit des Flysches muß eine sehr große sein, denn er baut Berge wie Fellhorn und Schlappold auf, die eine Höhe von über 1900 m erreichen. Mit Sicherheit ist sie aber nicht abzuschätzen, da die Gesteine an diesen Bergen zusammengefaltet und gestaucht sind, so daß es unmöglich ist, ein genaues tektonisches Bild zu gewinnen. Der Flysch liegt normal auf den Seewenmergeln, deren senonisches Alter feststeht; also kann sein Absatz nicht vor der oberen Kreide begonnen haben.

Die Verbreitung in dem behandelten Gebiete ist eine sehr große. Die ganze Bergkette vom Fellhorn bis zum Söllereck ist aus Flysch aufgebaut, in einigen Fenstern kommt er im Warmatsgunder Tal und auf dem Fideripaß vor. Eine Scholle von Aptychenkalk und Flysch findet sich unter dem Schüsser. Ein basales Flyschkonglomerat wie SCHULZE es bei Gerstruben nachgewiesen hat, konnte ich hier nicht finden.

Diluvium.

Die Verbreitung der Moränen ist in dem behandelten Gebiet eine ziemlich große; die lokalen Gletscher haben auf den Hochkaren ihre Moränen zurückgelassen, z. B. unter dem Griesgundkopf und Roßgundkopf. Große Moränenterrassen finden wir im Stillachtale bei Einödsbach. Spuren von Gletscherablagerung treffen wir fast überall auf den höher gelegenen Hängen; wo sie noch nicht von der Erosion entfernt sind, ziehen sie sich bis zur Talsohle hinunter. Die ausgedeh-

teste diluviale Ablagerung finden wir auf dem flachen Rücken westlich von Oberstdorf, dem Hellrücken. Er besteht aus Flysch und Kreideablagerungen, jedoch trägt er eine mächtige Decke von Moränen, die man auf dem Wege von Weidach in die Breitachklamm am anderen Ufer der Breitach in ihrer ganzen Mächtigkeit überblicken kann. Die Moränen ziehen sich in gleicher Höhe von ca. 1000 m ins kleine Walsertal und bilden hier die Talterrasse, auf der die Häuser stehen. In der Moräne an der Walser Schanze ist eine auffällige Beobachtung zu machen, man findet dort Gneis- und Granitblöcke und -Gerölle. Die naheliegendste Erklärung wäre wohl die, anzunehmen, daß diese Gerölle aus den Zentralalpen stammen, doch findet man weder in den diluvialen Ablagerungen des Stillachtales noch des Breitachtales zentralalpine Geschiebe. Auch im Lechtal sind sie ganz unbekannt. Kleine Gneis- und Granitblöcke kennt man aus den Flyschkonglomeraten, es wäre denkbar, daß diese Geschiebe aus einem sehr groben Konglomerat stammen. Wenn man jedoch ihre gewaltigen Dimensionen in Rechnung zieht, so kann man sie unmöglich aus einem Konglomerat herleiten, denn ein solches Riesenkonglomerat ist noch nie im Allgäuer Flysch beobachtet worden. Isolierte Blöcke von Gneis oder Granit, sogen. exotische Blöcke, sind aus dem Flysch bekannt. ROTHPLETZ bespricht in seinen Alpenforschungen II den Gneisblock am Kühberg bei Oberstdorf, den er 1902, als ein neuer Weg dort gebaut wurde, entdeckte. Der Block ist dort in zerquetschten und verkneteten Flyschmergeln eingebettet; er erklärt sein isoliertes Auftreten durch Herbeischleppung von seiten der Allgäuer Überschiebung.

TORNQUIST bringt 1907 das Vorkommen dieser exotischen Blöcke im Flysch ebenfalls mit der Überschiebung in Zusammenhang, er sagt: „Die exotischen Blöcke des Flysch liegen nicht mehr an der Stelle ihrer primären Ablagerung, sie stammen aus jungtertiären Schuttmassen, welche auf den später vorgeschobenen alpinen Decken ursprünglich zur Ablagerung gekommen waren und bei der Bewegung dieser Decken von diesen herunter in die Flyschsedimente verschleppt wurden.“

Ein solches Vorkommen von exotischen Blöcken muß wohl in dem Flysch nördlich des Warmatsgunder Tales gewesen sein. Durch die Gletscher wurden die Blöcke abgetragen und auf den Moränen des Hellrückens abgelagert, so daß sie jetzt als Gneisgerölle auf tertiärer Lagerstätte liegen.

PENCK hat angenommen, daß der Stillachgletscher durch einen Gletscher, der vom Lechtal ins Rappental drang, verstärkt wurde; tatsächlich habe ich auf dem Schrofenpaß Gerölle gefunden, die unmöglich anders als durch die Gletscher dorthin geschafft sein können. Der Lechgletscher wird sich bei Warth geteilt haben. Ein Teil, wohl der kleinere, folgte der veränderten Richtung des Lechtales nach Osten, der andere behielt die ursprüngliche Richtung bei, floß über den Schrofenpaß und verstärkte den Illergletscher.

Alluvium.

Alluviale Bildungen bedecken einen nicht geringen Raum in dem behandelten Gebiet. Große Halden von Schutt ziehen sich unter den steilen Wänden ins Tal. Flußschotter bedecken den ganzen Raum zwischen dem flachen Rücken westlich Oberstdorfs, dem Hellrücken und dem östlich der Stillach gelegenen Moränen- und Flyschrücken. Ein gewaltiger postglazialer Bergsturz ist unter der „unteren Angerer Hütte“ niedergegangen und hat „auf dem Korb“ einen kleinen Talriegel geschaffen. Torfbildungen finden sich auf dem Hellrücken; größere Mächtigkeit, so daß der Abbau lohnend ist, erreichen die Lager nur bei Kornau.

Anhang.

Der „Alpenmelaphyr“.

Im Warmatgunder Tal kommt ein Eruptivgestein vor, das nicht in die besprochene Formationsreihe zu setzen ist, der sogen. Alpenmelaphyr. Er findet sich in zwei schlechten Aufschlüssen. Der erste liegt auf dem kleinen Fahrwege Ebene-Warmatgunder Tal, einige Schritte bevor der Weg den Birnwanger Tobel kreuzt; der zweite liegt ca. 30—40 m darunter im Tobel am linken Gehänge unter den hellgrauen flaserigen Seewenkalken, beide Aufschlüsse sind sehr schlecht und die Lagerung ist nicht mehr festzustellen. Die erste Erwähnung in der Literatur finden wir über das Eruptivgestein an der Ebene von UTTINGER im Jahre 1812 (das bergigte Land des Allgäus, Taschenb. f. Min. v. LEONHARD, VI. Jahrg. S. 152—181 und VII. Jahrg. S. 341—393). Er bestimmt das Gestein als Trapp oder „eigentlichen Grünstein“. Spätere Schriftsteller AMI BOUÉ (Geognostisches Gemälde von Deutschland, Frankfurt a. M. 1829, S. 91, 92), ESCHER v. D. LINTH (Beitr. zur Kenntnis der Tir. u. Bayer. Alpen, Neues Jahrb. 1845, S. 564) und STUDER (Geologie der Schweiz, p. 122) erkennen ebenfalls die eruptive Natur des Gesteins an und bezeichnen es als trappähnliches Gestein. Zu ganz anderen Resultaten gelangt jedoch SCHAFHÄUTL (Geogn. Untersuchg. d. südbayer. Grenzgeb. 1851, S. 83—85), er hält die sogen. Trappgesteine nur für Hornsteinbildungen und stellt die eruptive Natur des Gesteins in Abrede. Seine Untersuchungen wurden jedoch schon von WINKLER (Neues Jahrb. 1859, S. 641) widerlegt, der wieder die Zugehörigkeit des Gesteins zu den Trappgesteinen nachwies und ihm auf Grund seiner Eigentümlichkeit den Namen Allgovit gab. GÜMBEL beschäftigt sich in seiner geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges 1861 ebenfalls eingehend mit den Eruptivgesteinen des Allgäus, er hob besonders ihre eruptive Natur hervor und glaubt, daß die Eruption in der Zeit des alpinen Buntsandsteins zu suchen sei.

Alle diese Untersuchungen waren noch ohne Zuhilfenahme des Mikroskopes durchgeführt worden; die erste eingehende Arbeit über die Allgäuer Eruptivgesteine nach modernen Methoden erschien im Jahre 1889 von KARL AUGUST REISER (über die Eruptivgesteine des Allgäus, Wien 1889). Nach REISERS Untersuchungen handelt es sich um einen normalen körnigen Diabas, dem Eisenerze und chloritische Substanzen nie fehlen. REISER hat auf der Ebene Schürfversuche gemacht, jedoch keine Kontakterscheinungen bei den schlechten Aufschlüssen finden können. Bei der Untersuchung des analogen Vorkommens an den Gaisalpen fand er jedoch Kontakterscheinungen und stellte fest, daß der „Melaphyr“ gangförmig im Flysch aufsitzt. GÜMBEL erwähnt diese Untersuchungen in seiner Geologie von Bayern II, S. 88, fügt jedoch hinzu, es sei auch denkbar, daß der Melaphyr erst infolge der Faltung und Überschiebungen in den Flysch hineingepreßt wurde, analog den kristallinen Gesteinen im Rettenschwangertal. LUGEON (Régions de la Brèche du Chablais 1896, S. 39) hält die Diabasvorkommnisse für Schubfetzen, die mit den Triassedimenten über den Flysch geschoben seien. Ihr Alter erklärt er für vorjurassisch, wahrscheinlich triasisch. In dem ersten Punkt schließt sich STEINMANN (Geol. Beobacht. in den Alpen I, S. 64; Berichte der naturforschenden Ges. in Freiburg i. B., Bd. X Heft 2) dieser Meinung an, er bestimmt aber das Alter für postjurassisch. ROTHPLETZ nimmt in seinen „Alpenforschungen II“ S. 32 keine bestimmte Stellung zu dieser Frage, denn nach den heutigen schlechten Aufschlüssen könne man sich kein festes Urteil bilden; er weist aber auf die auffällige Er-

scheinung hin, daß diese basischen Eruptivgesteine stets neben und orographisch unter der Triasdecke auftreten, so daß der Gedanke sehr nahe liegt, sie mit der Überschiebung in Beziehung zu bringen.

Der Freibergsee.

Inmitten des Flysches in einem Riegel, der die Stillach zwingt, nach Osten einen Bogen zu beschreiben, liegt der Freibergsee wie in einer großen Schüssel, dessen Ränder nach innen wie nach außen mit verhältnismäßig großer Steilheit abfallen. Seine Tiefe ist an der tiefsten Stelle im Südosten 23 m, die Umwallung ist durchschnittlich 30 m höher als der Seespiegel, die Ufer fallen mit gleichmäßiger Steilheit ab, nur an einer Stelle westlich des Badehauses an der Ostseite des Sees habe ich in einer Tiefe von 2 m einen Abbruch von 2 m ausgelotet. Wahrscheinlich ist es nur ein Abbruch im Flysch, denn wie ich schon erwähnte, neigt dieses Gestein sehr zu Verrutschungen. Durch die Mitte des Sees in nordsüdlicher Richtung zieht sich eine flache Bank. Der westliche Teil ist flacher, doch erreicht er auch eine Tiefe von 18,5 m, am Rande wird er allmählich durch den Schlamm, der vom Berge hineingeschlemmt wird, verflacht. Ein oberirdischer Abfluß fehlt vollkommen, der einzige oberirdische beständige Zufluß ist ein kleiner Wasserlauf an der Südwestseite. BLAAS deutet in seinem Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen die Entstehung des Sees durch Glazialerosion an. Tatsächlich finden sich am Westufer auch Moränenreste, doch sind die Wände des Sees viel zu steil, als daß sie von der Bewegung des Gletschereises gebildet sein könnten. GÜMBEL hält den Freibergsee für ein „wahres Muster eines Glazialsees“, jedoch führt er seine Entstehung nicht auf Auskolkung durch Gletschereis zurück, sondern nimmt an, daß vor dem Flyschiriegel sich das Eis stark gestaut habe und die Gletscherwasser nach Art der Gletschermühlen das Seebecken geschaffen haben.

III. Tektonischer Teil.

Zwei große Überschiebungslinien durchziehen das behandelte Gebiet: die nördliche beginnt am Ausgang des Warmatgunder Tales, steigt mit dem Bachbett nach Südwesten, umsäumt die Kanzelwand und Hammerspitz und wendet sich dann nach Westen an den Fuß des Zwölferkopfes. Die südliche zieht von der Rotgundspitze zum Biberkopf.

Das Gebiet, das nördlich der nördlichen Überschiebungslinie liegt, besteht fast ganz aus Flysch, der nach Süden und Südost einfällt und ein isoklinales Faltenssystem zusammensetzt. Die Schubmasse im Süden davon besteht aus Trias- und Liasgesteinen, die ebenfalls meist nach Südost einfallen. Sie baut die Bergkette auf zwischen Breitach und Stillach resp. Rappenalpenbach vom Gundsberg bis zum Gaishorn und Zwölferkopf. Die südlichste Überschiebung setzt die Gipfelkette im Südosten des Gebietes zusammen von der Rotgundspitze bis zum Biberkopf.

Nach den eingehenden Untersuchungen von ROTHPLETZ in dem Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen gehört das Trias-Liasgebirge der Kopfreion der rhätischen Schubmasse an. Es handelt sich dabei um eine Störung von sehr großer Ausdehnung, er bezeichnet sie als „rhätische Überschiebung“. Das Stück, das in das Allgäu fällt, wird von ihm „Allgäuer Überschiebung“ genannt. Die südlichere Überschiebungslinie gehört zur „Lechtaler Überschiebung“, sie hat einen mehr lokalen Charakter und keilt sich im Westen an der Allgäuer Überschiebung aus.

Bei der tektonischen Betrachtung ergibt sich demnach eine Dreiteilung des Gebietes: 1. das basale Gebirge, 2. die Allgäuer Schubmasse und 3. die Lechtaler Schubmasse.

Das basale Gebirge.

Das basale Gebirge wird gebildet von der Kreide in Vorarlberger Fazies und von Flysch. Ein Kreidengewölbe tritt in der Breitachklamm in das Gebiet ein. Es ist durch den Bach herab bis auf den Schrattekalk angeschnitten und bildet einen Parallelsattel zu dem Gewölbe am Gaisberg. Nach Nordwesten setzt es sich über den Hakenkopf fort, nach Osten taucht es unter die gewaltigen Flyschmassen, die die Berge vom Söllereck bis zu dem höchsten Gipfel, dem Fellhorn (2037,6 m) aufbauen. Die Schichten des Flysch fallen nach Südosten und Süden und setzen ein Falten-system zusammen, das nach Nordosten und Norden überkippt ist. Die einzelnen Schichten sind vielfach gebogen und zusammengequetscht. Selten findet man größere Aufschlüsse entblößt, denn der Flysch verwittert sehr leicht und neigt sehr zu Verrutschungen. Das Auftreten von „Alpenmelaphyren“ der im Warmatsgunder Tal an der Grenze der Überschiebung zu finden ist, wurde schon erwähnt.

Der Rand der Allgäuer Schubmasse.

Der Nordrand der Allgäuer Überschiebung tritt von Osten kommend im Tale des Warmatsgunder Baches in das behandelte Gebiet ein. Folgt man dem Fußwege, der von Birgsau auf der linken Stillachseite in das Tal des Warmatsgunder Baches führt, so trifft man gerade bevor der Weg den Bach überschreitet einen Aufschluß von Flyschschiefern. Es sind dünne, mergelige Schiefer, die reichlich Fucoiden und Helminthoiden führen; etwas oberhalb des Tales auf derselben Seite des Baches findet man anstehenden Dolomit am Gehänge, die Überlagerung ist jedoch nicht zu sehen, da der Hang stark bewachsen ist. Sie muß in einer Höhe von ca. 980 m liegen. Nach den Untersuchungen von SCHULZE tritt die Überschiebungsfläche am Nordabfall des Himmelschrofens „sicher nicht unter 943 m vermutlich in einer Höhe von ca. 1000 m aus“, sie hat also bei ihrem Übergang über die Stillach keine Niveauänderung erlitten. Geht man auf der linken Bachseite den Fußweg am Wasser entlang talaufwärts, so findet man zunächst an der rechten Seite des Gehänges nur Dolomit; es sind mächtige Klötze, die auf dem Flysche sitzen. Solche isolierte Dolomitvorkommnisse findet man sehr zahlreich auf dem Südosthang des Fellhorns. Nordöstlich der Möseralpe bedecken sie den ganzen Hang, so daß man glauben könnte, hier sei der Dolomit anstehend. Es ist ein Rest der alten Überschiebungsdecke, die früher nach Norden viel weiter ausgedehnt war. Die Erosion hat sie zum größten Teil abgetragen, und nur diese einzelnen Dolomitblöcke und Felsen zeigen ihre frühere Verbreitung an. Die Lagerung eines solchen Blockes von gewaltiger Größe ist vorzüglich zu beobachten, wenn man von dem Wege am Warmatsgunder Bache in den Birnwanger Tobel steigt. Es stehen dort Flyschschiefer an, die mit 45° nach Südosten fallen, und Seewenmergel kommen am linken Bachgehänge zum Vorschein. Ganz unvermittelt sitzt der Dolomittfels auf dem Flysch und scheint gleichsam in ihn hineingepreßt zu sein; eine Bankung ist nicht an ihm zu beobachten.

Wir haben den Fußweg zum Warmatsgund an der Stelle verlassen, wo er den Birnwanger Bach überschreitet. Wenn wir ihn weiter verfolgen, finden wir gleich

am rechten Gehänge einen kleinen Aufschluß von Seewenmergeln, die hier im Warmatsgunder Tal an mehreren Stellen zwischen den Flyschschiefern zum Vorschein kommen. Nur wenige Schritte weiter sehen wir am jenseitigen Gehänge auf eine lange Strecke die Überlagerung des Dolomites über den Flysch. Der Flysch ist gefältelt und fällt nach Süden und Südwest ein. Die Überschiebungsfläche ist ganz flach, nahezu horizontal. Am Dolomit ist eine Schichtung nicht zu erkennen, er zeigt nur regellose Klüftung und hat eine brecciöse Beschaffenheit.

Während wir an diesem Aufschluß die Überschiebungsfläche nur wenige Meter über dem Bachbett gefunden haben, bestand das untere Gehänge des Birnwanger Tobels noch ganz aus Flysch und Seewenmergeln, die Überlagerungsfläche des Dolomittfels ist hier ungefähr 40 m höher, es muß also der Warmatsgunder Bach einer Verwerfung folgen und das nördliche Gebirge liegt höher wie das südliche. Dieselbe Beobachtung können wir machen, wenn wir weiter talaufwärts wandern. Der Aufschluß der Überschiebung verschwindet bald, denn man kommt in das Niveau des Dolomites. Zur Rechten hat man jedoch noch Flysch und Seewenmergel anstehend.

Der Fußweg vereinigt sich nun bald mit der Fahrstraße, die von der Ebene zur Alphütte „am Wank“ führt. Das Tal wird breiter und die Aufschlüsse von anstehendem Gestein verschwinden, denn Gehängeschutt und Moränen verhüllen alles. Hoch oben am Gundsberg sieht man die Dolomitwände aufragen. Jedoch kommt am Gehänge der Flysch noch einmal in drei kleinen Fenstern an die Oberfläche. Es sind dünne, gefältelte Schiefer, wie sie unten im Tale anstehen. In einer Höhe von 1350 m unter P. 1384,4 finden sie sich in dem dichtbewachsenen Gehänge versteckt.

Kurz nachdem man die Alphütte „am Höfle“ passiert hat, sieht man den Flysch am linken Bachgehänge anstehen, etwas weiter erscheint er auch an der rechten Seite des Weges und darüber ein Dolomittfels. Daß es sich aber auch nur um einen isolierten Fels handelt, kann man beobachten, wenn man einige Schritte weiter in dem Bachbett emporsteigt, das hier in den Warmatsgunder Bach mündet. Man hat dann zur rechten Hand die Flyschschiefer überall anstehend.

Der Weg hat uns auf eine weite, nahezu ebene Wiese geführt, auf der die Alphütte „am Wank“ steht. Die Berge vor uns: Schüsser, Hochgernspitz, Hammer-spitz, Warmatsgundkopf und die Katzenköpfe bestehen aus Dolomit, man kann mit den Augen annähernd die Grenze von den Flyschbergen und den Dolomitspitzen erkennen. Der Rand der Überschiebung steigt weiter nach Westen am Gehänge hinauf, umsäumt nach Norden den Warmatsgundkopf und die Hammerspitz in ungefähr derselben Höhe und senkt sich dann in das Tal des „wilden Tobels“ hinab. Unter dem Zwölferkopf hat er nur noch eine Höhe von 1300 m. Eine Schuppe von Aptychenkalk ist hier zwischen Dolomit und dem basalen Flysch eingeklemmt.

Blicken wir von der Alphütte nach Südwesten auf die Wand des Schüssers, so bemerken wir zwischen den unteren Felsen einen grünen Fleck, der sich durch seine üppige Vegetation hervorhebt. Man kann mit leichter Mühe über den Gras-hang dorthin gelangen und findet dann eine Scholle von Aptychenkalk und Flysch. Sie ist wohl von der Überschiebung mitgeschleppt worden und durch die Erosion an dieser Stelle bloßgelegt. Noch höher in dem Kar unter der Schüsserwand ist ein anderer kleiner Aufschluß von Aptychenkalk, der jedoch fast ganz durch die Moräne verschüttet ist. Im Südosten der Alphütte ragen die Dolomitmassen des

Griesgundkopfes hervor, auch hier sind in der untersten Schutthalde zwei kleine Aufschlüsse von Flysch verborgen; sie befinden sich in einer Höhe von ca. 1500 m unter dem „Birkarts Gündle“. Ein anderes Fenster von Flysch treffen wir unter dem Roßgundkopf. Wir steigen den großen Moränenhang „im Wank“ hinauf und gelangen an die Kühgundalpe. Wenn wir dann unsern Blick nach Osten richten, sehen wir schon von weitem aus dem oberen Teil der Schutthalde eine Stelle, die durch die üppige Vegetation auffällt; steigt man den Hang hinauf, so hat man wieder Flyschschiefer vor sich, die jedoch Kalkgerölle von zum Teil Kopfgröße einschließen. Hornsteine finden sich ebenfalls darin.

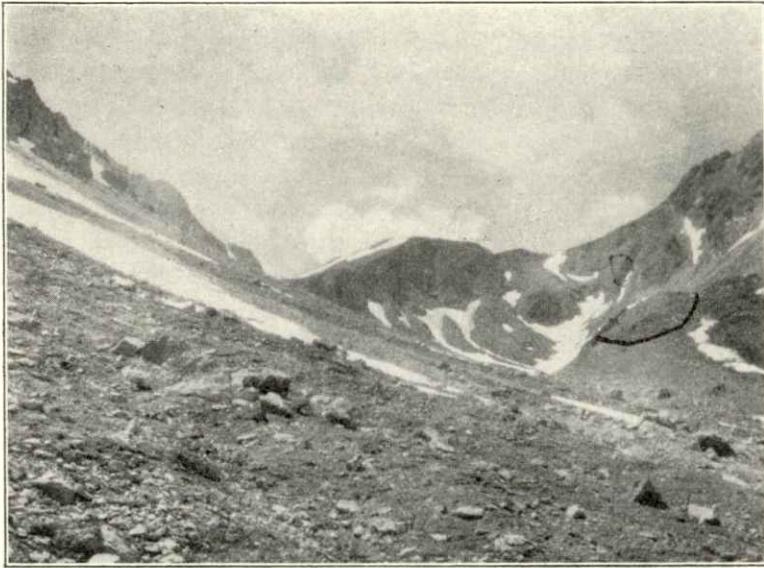


Fig. 1.

Fideripaß von Osten.

Ein Fenster von Flysch und Seewenmergel, das in geradezu großartiger Weise einen Einblick in den geologischen Bau des Gebirges gibt, haben wir am Fideripaß vor uns. Der Flysch steht hier in einer Wand von ca. 80 m an, es sind dünne Mergel, die massenhaft Gerölle und Hornsteine einschließen. Dazu treten an der östlichen Seite Seewenmergel auf, helle, flaserige Kalke und etwas höher auf dem Wege, der über den Paß führt, findet sich ein kleiner Aufschluß von Seewenmergel. Der Flysch endet im Norden an einer steilen Bruchfläche, es ist die Warmatsgunder Verwerfung, deren Fortsetzung wir hier haben. Im Süden ist die Grenze zwischen Dolomit und Flysch durch Moränen und Gehängeschutt verdeckt, jedenfalls ist der Dolomit jedoch flach über den Flysch geschoben worden. Zwei kleine Verwerfungen, die parallel in nordöstlicher Richtung streichen, durchsetzen die Flyschwand. Sie sind die Ursache, daß im Flysch noch einmal der Dolomit liegt. In ihrer Fortsetzung nach Nordosten liegt ein kleiner Hügel von Flysch, der eine Kappe von Dolomit trägt. Die Südwestwand des Passes wird wieder von Dolomit gebildet, nur der nach Nordwesten vorspringende Grat des nördlichen Schafalpenkopfes zeigt eine schmale Einlagerung von Flysch, steil aufgerichtete, dünne Schiefer. Es ist dies wieder die Fortsetzung der Warmatsgunder Verwerfung.

Der Rand der Lechtaler Überschiebung.

Die Gipfelkette im Südosten des Gebietes von der Rotgundspitze bis zum Biberkopf wird ganz aus Dolomit aufgebaut. Wie ich schon erwähnte, haben wir hier die Lechtaler Überschiebung vor uns. Der Dolomit ist über den Lias geschoben worden und der Rand der Überschiebung zieht sich am Fuße der Gipfel Rotgundspitze, Hochgundspitze, Rappenseekopf, Hochrappenkopf bis zum Biberkopf hin.

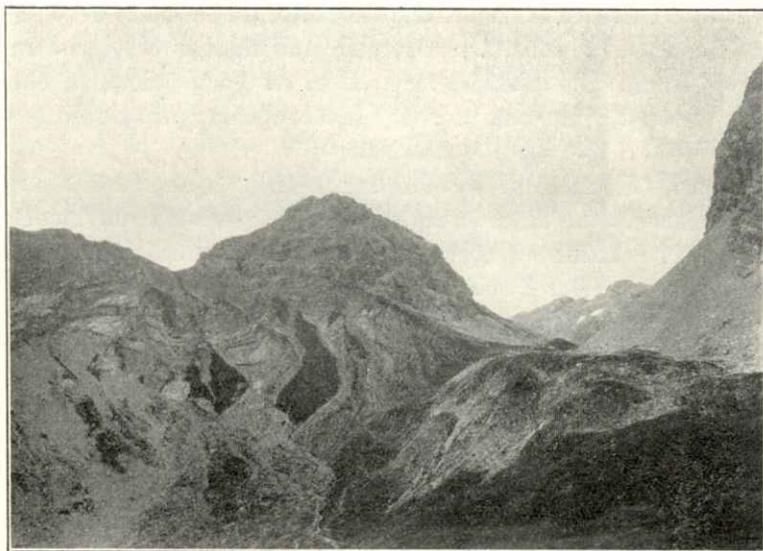


Fig. 2.

Phot. von Loesch.

Lechtaler Überschiebung von der Rappenseehütte, Rotgundspitz und Rückerskopf.

Die Steilheit der Überschiebung habe ich an zwei gut aufgeschlossenen Wasserrissen gemessen; die eine Stelle war unter dem Hochrappenkopf und die andere an der Nordwand des Biberkopfes. Die Steilheit der Überschiebung betrug in beiden Fällen ca. 80° , nach der Tiefe zu muß sie jedoch bedeutend flacher werden, wie das Fenster an der unteren Steinscharte zeigt, das von SCHULZE beschrieben worden ist. Rutschstreifen habe ich nicht entdecken können.

Die Allgäuer Schubmasse.

Fast den ganzen Teil des Gebietes südlich des Warmatsgunder Tales und südlich der Kanzelwand nimmt die Allgäuer Überschiebung ein. Betrachten wir zuerst das allgemeine Profil Nr. 4, das den Fideripaß schneidet und am besten eine Übersicht gibt. Der Dolomit der Hammerspitze, Hochgernspitze und des Schüssers ist flach über den Flysch im Westen geschoben, am Fideripaß haben wir eine große Verwerfung. Der nördliche Gebirgstheil ist abgesunken und der basale Flysch tritt wieder an die Oberfläche. Den Rand einer zweiten Überschiebung haben wir im Nordwesten der Schafalpenköpfe. Der Boden der Taufersberger Alpe wird durch eine enge Mulde von Kößnern und Lias gebildet. Aber nur der eine Flügel ist sichtbar, denn der Dolomit besteht aus zwei Schuppen und die obere, die ganz flach auf der unteren liegt, verdeckt einen Teil der Mulde. Die Kößner bilden einen Luftsattel, der Gegenflügel ist der kleine Flügel, auf dem das Jagd-

haus steht. Der Hang zwischen den beiden Köbnerzügen besteht aus Dolomit. Daß aber auch der untere Köbnerzug eine im Dolomit eingelagerte Mulde bildet, kann man daraus erkennen, daß die untere Wand an der anderen Talseite aus Dolomit gebildet wird. Durch eine steil nach Süd geneigte Verwerfung wird hier der Dolomit abgeschnitten, und der ganze Hang bis zum Dolomit der Lechtaler Überschiebung, der in einer Höhe von 2200 m lagert, besteht aus Lias-Fleckenmergel.

Die Warmatsgunder Verwerfung hatten wir bis zum Passe auf dem Nordwestgrat des nördlichen Schafalpenkopfes verfolgt. Sie behält genau ihre Richtung bei und ist wieder zwischen Angerer- und Liechelkopf zu finden, wo in den Dolomitmassen eine Einlagerung von Köbner Mergeln und dünnen Liasschiefern zu finden ist (siehe Profil Nr. 3). Die Liasschiefer treffen wir noch einmal in einem kleinen Aufschluß im „wilden Gund“, dann zieht die Verwerfung etwas nach WSW. außerhalb des Gebietes auf die obere Gentschelalpe.

Das Gebirge nördlich dieser Störung besteht hauptsächlich aus Dolomit; Kanzelwand, Hammerspitz, Hochgernspitz und Schüsser sind nur aus Dolomit aufgebaut, die kleinen Schollen von Aptychenkalk unter der Nordostwand des Schüssers wurden schon erwähnt. Durch das Tal des wilden Tobels getrennt liegt die andere Gipfelkette nördlich der Verwerfung: Liechelkopf, Elferkopf, Zwölferkopf. Am Fuße des Zwölferkopfes über dem basalen Flysch befindet sich eine mitgeschleppte Scholle von hellem Aptychenkalk, der Berg selbst besteht ganz aus Dolomit. Eine regelmäßige Mulde von Köbnern und Lias mit einem Kern von Aptychenschichten, der den Gipfel des Elferkopfes bildet, befindet sich zwischen Zwölferkopf und Liechelkopf. Der Südflügel der Mulde ist jedoch gestört, die Köbnerkalke sind von der tonigen Flyschscholle durch eine steile Verwerfung getrennt. Sie streicht ins Tal der Wiedenalp und verschwindet unter den Moränen. Am Nordrand der Mulde werden die Köbner immer weniger mächtig und keilen sich schließlich ganz aus. Eine Störung ist hier jedoch nicht zu beobachten.

Wie ich schon erwähnt hatte, besteht das Massiv der Schafalpenköpfe bis zum Rappentalbach aus zwei Schuppen, wie dies am Profil Nr. 4 dargestellt ist. Die obere liegt ganz flach auf der unteren. Sie erstreckt sich im Norden bis unter den Schartenkopf, in nordwest-südöstlicher Richtung bis zum Scheidbichel P. 1511,8. Am Griesgundtobel ist sie zum Teil durch Erosion entfernt und die untere Schuppe, die eine breite Mulde von Lias- und Aptychenkalk einschließt, wird sichtbar. Der obere Dolomit ist zwischen den Wasserrissen als dünne Decke erhalten. Im Tobel selbst findet man Liasschiefer und ganz verdrückten Aptychenkalk, der anscheinend in den Lias eingefaltet war. Die Lagerung ist jedoch so gestört, daß es unmöglich ist, sich ein klares tektonisches Bild zu machen. Zwischen zwei Verwerfungen, die von Nordwest nach Südost streichen, ist der überschobene Dolomit eingesunken und befindet sich im Niveau des Aptychenkalkes.

Ein kleiner Aufschluß von Liaskalk ist an der großen Schutthalde, die sich südöstlich vom Tobel ins Tal senkt, etwa 20 m unter ihrem oberen Rande zu sehen. Es ist ein kleiner Aufschluß von Dolomit und Lias. Der überschobene Dolomit ist an einer ostwestlich gerichteten Verwerfung abgesunken und befindet sich mit den nach Nordwest streichenden Liasschiefern in derselben Höhe.

Im Südosten steigt der Rand der oberen Schuppe vom Scheidbichel P. 1511,8 zur Vordertaufersberger Alpe bis zu 1728 m an. Der ganze Hang bis hierhin besteht aus Dolomit, und eine genaue Grenze ist nicht nachzuweisen. Auf der Vordertaufersberger Alpe haben wir wieder eine Mulde der unteren Schuppe von

Köbner mit einem Kern von Lias. Auch die obere Schuppe führt an dieser Stelle Köbner und Lias, so daß das tektonische Bild ein sehr verwickeltes ist (siehe Profil Nr. 7). Die Überschiebungsstelle kennzeichnet sich dadurch, daß drei Quellen an ihr auftreten. Von dem P. 1723,3 zieht sich der Rand der Überschiebung bis zur Quelle des Vorderbergbaches (1555 m), der mit außerordentlichem Wasserreichtum zwischen den Steinen hervortritt. Von der Mulde der unteren Schuppe ist jetzt meist nur noch ein Flügel erhalten, der andere wird von der oberen Schuppe bedeckt. Diese steigt wieder an, indem sie sich den Bergformen genau anpaßt bis zur unteren Angerer Hütte, die in einer Höhe von 1722,5 m liegt. In NNW.-SSO.-Richtung streicht hier eine Verwerfung durch und schneidet die Köbner ab. Ungefähr 150 m höher am Gehänge finden wir einen kleinen Aufschluß von Köbner Kalken auf dem Dolomit liegend, und 200 m höher erscheint der Zug Köbner wieder, der an der Angerer Hütte durch die eben erwähnte Verwerfung abgeschnitten ist. Im Nordwesten wird er durch die obere Schuppe begrenzt und im Südwesten schneidet ihn eine Verwerfung ab, an der das südliche Gebirge abgesunken ist. Südlich dieser Verwerfung werden unter dem Kempter Kopf der Lias des Muldenkernes und die Köbner des Gegenflügels sichtbar. Der kegelförmige Gipfel des Berges wird durch eine Dolomitkappe der oberen Schuppe gekrönt. Der südliche Nebengipfel wird ebenfalls aus überschobenem Dolomit gebildet, der ganz flach nach Südosten einfällt. Der Rand der oberen Schuppe senkt sich ins Tal der Wiedenalpe und ist unter den Moränen nicht mehr nachzuweisen.

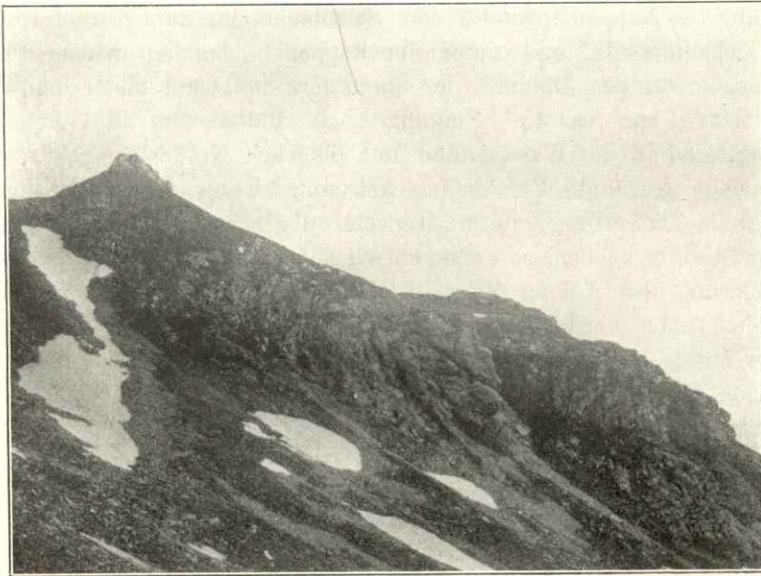


Fig. 3.

Kempter Kopf von Südosten.

Der kleine Höhenrücken, auf dem das Jagdhaus steht, ist der Gegenflügel zu der Mulde auf der Taufersberger Alpe. Die Köbner bilden einen Luftsattel, nach Nordosten ist der untere Köbner Zug durch eine große Verwerfung abgeschnitten, an der der nördliche Gebirgstheil abgesunken ist. Diese Verwerfung streicht von WNW. nach OSO. Auf der Taufersberger Alpe veranlaßt sie das plötzliche Schmälerwerden der Köbner unter „Grubach“, nach OSO. streicht sie an

der großen Wand unterm Känzele und bewirkt, daß der Dolomit dort plötzlich verschwindet. Der Kößner Zug, auf dem das Jagdhaus steht, setzt sich nach Südwesten fort fast bis „auf den Körb“; dort wird er durch eine Verwerfung abgeschnitten und erscheint erst wieder an demselben Talgehänge ca. 50 m unter der Speicherhütte; von hier aus steigt er mit dem Tale bis zum Haldenwanger Eck. Normal an ihn grenzen im Südwesten die Liasfleckenmergel, zum Teil schieben sich auch die roten Liaskalke dazwischen. Die Allgäuschichten stehen steil und bilden eine Mulde, der andere Teil der Mulde auf der südlichen Talseite ist durch eine Überschiebung abgeschnitten gegen die Plattenkalke des Rauhgerückens (siehe Profil Nr. 1). Eine große SW.-NO. gerichtete Verwerfung, die die Veranlassung der Steilwand im Süden des Rauhgerückens ist, schneidet den Lias unter P. 1837 vollständig ab und bewirkt, daß jetzt die ganze Steilwand nordöstlich davon aus Dolomit besteht. Die Überschiebung des Dolomits über den Lias ist unter dem Schutt begraben, erst unter dem Grüner wird der Lias abermals durch eine Verwerfung gehoben und wird wieder an diesem Talgehänge sichtbar.

Der Grüner wird aus einem Gewölbe von Dolomit aufgebaut (siehe Profil Nr. 6), eine genau O.-W. streichende Verwerfung schneidet im Norden den Dolomit ab, der südliche Teil ist gehoben, und die Verwerfung veranlaßt, daß der Plattenkalk, der auf dem Dolomit lag, flach gelagert ist. Die Oberen Rhätischen Kalke, die im Südosten des Grüners auftreten, werden durch eine steile Überschiebung vom Dolomit geschieden, die Überschiebung streicht anfangs nach Nordost, wendet sich dann nach N.-NO. und verschwindet in dem weichen Liasschiefer. Der ganze südliche Hang des Rappentalpentes vom Salzbiechel bis zum Körber Tobel besteht aus Lias-Fleckenmergeln, erst unter der Rappentalp tauchen wieder Plattenkalke auf. Sie liegen auf dem Dolomit, der die untere Steilwand bildet, und sind durch eine Verwerfung von ca. 45° Neigung nach Süden vom Lias getrennt. Der Dolomit setzt sich in der Wand weiter fort bis nach Nordost. Er wird vom Lias durch die eben erwähnte Verwerfung getrennt. Unter der Linkersalpe wird er durch die große Verwerfung unterm „Känzele“ abgeschnitten. Wenn wir die Fortsetzung der Störung suchen, so gelangen wir auf die Breitengernalp, wo wir wieder die Verlängerung des Kößner Zuges finden, auf dem das Jagdhaus steht. Die Kößner ziehen nach Nordost auf die Petersalp und bilden hier eine im Dolomit eingelagerte Mulde. Das Gehänge darüber, der Heubaumrücken, besteht ganz aus Lias-Fleckenmergel.

Die mächtigen Ablagerungen von Allgäuschichten von den Schloßwänden bis zum Heubaum sind in Sätteln und Mulden gelagert, die meist nach Nordwesten übergekippt sind. Lokal kann man jedoch auch Überfaltungen nach Südosten beobachten, das Gestein ist sehr weich, ganz zerknittert und durch zahlreiche Verwerfungen und Verschiebungen gestört. Die einzelnen Synklinalen und Antiklinalen lassen sich nicht weit verfolgen. An jedem neuen Aufschluß tauchen wieder neue Falten auf, die anscheinend ziemliche Ausdehnung haben. Sucht man jedoch ihre Fortsetzung in dem nächsten Aufschluß, so hat man wieder ein Falten-system vor sich, das in keine unmittelbare Beziehung zum vorigen zu bringen ist.

Wenn wir die Allgäuer Schubmasse in unserem Gebiet noch einmal als Ganzes betrachten, so haben wir zwei Schuppen vor uns, und zwar liegt die kleinere, die die Gipfel der Schafalpenköpfe bis zum Griesgundkopf bildet, ganz flach auf der basalen, die den übrigen Teil der Allgäuer Schubmasse aufbaut.

Der Rand der kleinen Schuppe zieht sich im Nordwesten vor dem Kempter Kopf bis zur „unteren Angerer Hütte“, von dort auf die Taufersberger Alpe bis zum Vorderbergbach und bis zur Vordertaufersberger Alpe. Im Nordosten geht die Grenze von der Vordertaufersberger Alpe, indem sie sich den Bergformen anschmiegt, bis zum Griesgundtobel, umsäumt dann im Norden den Schartenkopf und fällt wohl im Nordwesten mit der Verschiebung zusammen, die wir im Warmatsgunder Tal bis zum Fideripäß und weiter nach Südwesten verfolgt haben.

Der zweifellose Nachweis dieser oberen Schuppe ist nicht überall möglich. Ihre Ausdehnung und ihr Zusammenhang beruht zum großen Teil auf Kombination. Am Kempter Kopf und am Griesgundtobel ist die Überschiebung deutlich zu sehen. Auf der Taufersberger Alpe ist sie sehr wahrscheinlich, schon das Auftreten der vielen Quellen deutet darauf hin, zu sehen ist sie hier aber nicht. Von der Vordertaufersberger Alpe bis zum Griesgundtobel und von hier bis unter dem Schartenkopf verläuft die Grenze im Dolomit und ist nur konstruiert.

Die Lechtaler Schubmassen.

Der Teil der Lechtaler Schubmasse, der noch in das behandelte Gebiet reicht, ist sehr gering. Es ist fast alles Dolomit, aus dem die Schubmasse sich hier aufbaut. Da wir den Rand der Überschiebung vor uns haben, ist es auch sehr erklärlich, daß der harte Dolomit ebenso wie bei der Allgäuer Überschiebung vorangeschoben wurde und so den äußersten Rand aufbaut. Am Südostgrat des Hochrappenkopfes zieht der Lias, durch eine Verwerfung getrennt, hinauf bis auf den Grat. Bei P. 2294 desselben Grates zum Biberkopf finden wir eine kleine Mulde von Plattenkalk in den Dolomit eingeklemmt. Der untere Teil der Mulde ist durch die Überschiebungsfäche abgeschnitten und so sitzen die Bänke des Plattenkalkes vollständig diskordant auf dem Lias.

An der Nordwand des Biberkopfes schiebt sich ein schmales Band von Plattenkalk zwischen Lias und Dolomit. In einer Höhe von 2280 m ist in derselben Wand eine Mulde von Köbner Mergel eingefaltet.

IV. Rückblick.

Nachdem ich versucht habe, den geologischen Bau des aufgenommenen Gebietes zu erklären, wollen wir nun betrachten, in welcher Weise dieser Bau zustande gekommen ist. Die Faltungen und Überschiebungen fallen zeitlich nicht alle zusammen, vielmehr haben wir drei Perioden der tektonischen Störungen zu unterscheiden.

Zur Trias- und Jurazeit sandten die ostalpinen Meere ihre Ausläufer ins Allgäu, in der Kreidezeit wichen sie nach Westen und Norden zurück und das Festland tauchte allmählich auf. Das Flyschmeer drang nur mit schmalen Armen von Osten her in die Landmasse ein. Seine Ablagerung wurde unterbrochen, denn es erfolgte der erste gewaltige Zusammenschub, der alle Gesteine, die Flyschablagerungen nicht ausgenommen, in Falten legte. Die Streichrichtung dieser Falten ist von Nordost nach Südwest, also muß der Schub quer zu dieser Richtung erfolgt sein.

Nachdem dieses Faltensystem entstanden war, erfolgte ein neuer Zusammenschub in ostwestlicher Richtung. Da die Gesteine jedoch schon in Südwest-nordöstlich streichende Falten gelegt waren, konnten sie sich nicht weiter verbiegen,

es entstanden Zerreißen und der östliche Gebirgsteil wurde auf einer sanft ansteigenden Fläche über den westlichen geschoben. Auch die Überschiebungsdecke zerriß bei dieser Bewegung, und es bildeten sich in dem überschobenen Gebirge kleinere Überschiebungen. Auf diese Weise ist die eigentümliche Schuppenstruktur der Allgäuer Berge zu erklären.

Es folgt nun eine Periode der Ruhe, in der die Erosion allein arbeitet. Das Molassemeer war gegen Norden zurückgewichen, erst gegen Ende der Miocänzeit erfolgt wieder eine Periode der Störungen. Die Molasse wurde in Falten geworfen, in dem schon gefalteten und überschobenen Gebirge treten neue Dislokationen auf.

Damit ist der allgemeine Bau des Gebirges gegeben, die Erosion arbeitet weiter und beginnt die feinere Modellierung der Berge. Die Wasserläufe folgen dabei meist den tektonischen Linien. So fällt z. B. der Lauf des Warmatsgunder Baches mit der Verwerfung genau zusammen und der Vorderbergbach entspringt an einer Überschiebung.

Dann kamen die großen Eiszeiten, füllten die Täler mit ihren gewaltigen Eismassen und begannen ihr Zerstörungswerk. Sie höhlten die Täler noch mehr aus, schliffen die Unregelmäßigkeiten der Hänge glatt und setzten bei ihrem Zurückweichen die Moränen ab. Mit dem Ende des Diluviums gelangen wir in die Jetztzeit, die Erosion setzt ihr Werk noch immer fort, große Veränderungen hat das Bild der Berge jedoch nicht mehr erlitten. Ein gewaltiger Bergsturz „auf dem Korb“ fällt in postglaziale Zeit, ebenso sind die Torfbildungen auf den Moränen des Hellrückens ganz jungen Datums. Wie das Wasser und der Frost wirken, können wir vorzüglich an den Bergformen studieren. Besonders charakteristisch in dieser Beziehung sind die Liashänge, in die die Bäche tiefe Schluchten sogen. Tobel einschneiden und jährlich kolossale Mengen des weichen Gesteins ins Tal führen.

Wie die Berge von dem geologischen Bau ihre Formen erhalten haben, so ist es auch natürlich, daß das ganze Landschaftsbild, das durch die Vegetation hauptsächlich seinen Charakter erhält, von den Gesteinen abhängt. Der Dolomit bildet die höchsten Gipfel, schroffe, kahle Felsen, durch das Wasser und den Frost wie zerhackt; wo er tiefer im Tale auftritt, siedelt sich eine dürftige Vegetationsdecke von Gras und Legföhren darauf an. Niemals kann Laubholz auf dem Dolomit gedeihen und wo dies anscheinend der Fall ist, kann man mit Sicherheit darauf rechnen, eine Einlagerung von Köbner oder Liaskalk zu finden. Die Köbnerschichten lassen überall eine üppige Vegetation zu, am charakteristischsten sind jedoch die Fleckenmergel. Sie bilden weiche, wellige Formen mit üppiger Vegetation und die dem Allgäu eigentümlichen steilen Grashänge, die ungestuft von zahlreichen, tiefeingeschnittenen Wasserrinnen durchschnitten werden. Ganz ähnliche Verwitterungsformen, jedoch nicht so ausgeprägt wie die Allgäuschichten, zeigt der Flysch.

Profile.

1. Gaishorn-Rauhgermrücken, zeigt die Überschiebung von Plattenkalk und Dolomit über den Lias.
2. Zwölferkopf-Schrofenpaß. Der Allgäuer Überschiebungsrand unterm Zwölferkopf.
3. Rappenseekopf bis zur Breitach, zeigt die Allgäuer und Lechtaler Überschiebung.
4. Kempter Kopf, besteht aus einer Mulde von Kößnern und Lias und wird vom Dolomit der oberen Schuppe überlagert.
5. Profil durch den Grüner.
6. Roßgundkopf und Vordertaufersberger Alpe. Die untere Schuppe enthält eine Mulde von Kößnern mit einem Kern von Lias; die obere enthält auch Lias und Kößner Schichten.
7. Heubaum Buchrainer Alp.
8. Griesgundtobel 1:6250. Die untere Schuppe enthält eine breite Mulde von Lias und Aptychenkalk, wird überlagert vom Dolomit der oberen Schuppe.
9. Freibergsee.
10. Nord-Südprofil, schneidet den Griesgundkopf und die nördlichen Flyschberge (Fellhorn, Schlappold) in halber Höhe.
11. Tektonische Übersichtskarte 1:75000.

Literaturverzeichnis.

- AMPFERER, O., Kritisches Referat über G. SCHULZE, die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. Wien 1906. p. 273.
- Bemerkungen zu den von ARN. HEIM und A. TORNQVIST entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpensaume. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. 1908. Nr. 9.
- Kritisches Referat über E. WEPFER, die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. Heft 9. 1909.
- Kritisches Referat über HUGO MYLIUS, die geologischen Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. Heft 8. 1909.
- Bemerkungen zum II. Teil der von A. ROTHPLETZ herausgegebenen Alpenforschungen. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. 1906.
- BITTNER, Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. d. K. K. Geol. R.-A. XIV. Wien 1890.
- BLAAS J., Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
- BÖSE E., Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. Jahrg. 1893.
- Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den Bayerischen Alpen. Berlin 1895.
- Beiträge zur alpinen Trias. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898.
- AMI BOUÉ, Geognostisches Gemälde von Deutschland. Frankfurt a. M. 1829.
- DIENER C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien, Leipzig 1903.
- v. DITTMAR, Die Contortazone. München 1864.
- ECKERT M., Das Gottesackerplateau ein Karrenfeld im Allgäu. Wissensch. Ergänzungsheft für die Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. I. Bd. 3. Heft. 1902.

- ESCHER V. D. LINTH, Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Denkschr. d. Schweizer Naturf.-Ges. 1853.
- Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und Vorarlberger Alpen. Neues Jahrb. 1845.
- V. FISCHER-OOSTER C., Die fossilen Fucoiden der Schweizer Alpen. Bern 1858.
- FRAAS E., Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.
- FUCHS P., Über die Natur des Flysches. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. Bd. LXXV. 1877.
- Über die Entstehung des Aptychenkalkes. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. Jahrg. 1877. Bd. LXXVI.
- Studien über Fucoiden und Hyroglyphen. Wien 1895.
- V. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. Wien 1856. VII. Jahrg.
- Geologie von Bayern. Bd. II. Kassel 1894.
- Die Dachsteinbivalven und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. d. K. B. Akad. d. Wissensch. Bd. XLV.
- V. HAUER F., Über die Gliederung der Trias-Lias- und Juragebilde in den Niederösterreichischen Alpen. IV. Jahrg. Wien 1853.
- HAUG E., Beiträge zur Kenntnis einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrb. für Min. 1885. Beilage Bd. III.
- HEIM ARN., Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Eclogae Geol. Helvet. 1907.
- Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahresheft d. Naturf.-Ges. Zürich 1906.
- HEER O., Flora fossilis Helvetiae. Zürich 1876.
- Die Vorwelt der Schweiz. Zürich 1879.
- HESSE E., Die Mikrostruktur der fossilen Echinodermenstacheln und deren systematische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. Beilage Bd. XIII.
- HOVELACQUE M., Album de microphotographies de roches sédimentaires. Paris 1900.
- KNAUER J., Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. München 1906.
- LORENZ T., Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Teil. Südliches Rhätikon. Berichte der Naturf.-Ges. in Freiburg i. B. Bd. XII.
- LUGEON M., Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bulletin de la Soc. Géol. de France. 4. I. 1901.
- La Région de la Brèche du Chablais. 1895.
- V. MOJSISOVIC E., Aus den Vorarlberger Kalkalpen. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. Jahrg. 1872. Wien.
- Beiträge der topischen Geologie der Alpen. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. Jahrg. 1893. Wien.
- MYLIUS H., Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes. Landeskundl. Forschungen der Geogr. Ges. in München. Heft 5. 1909.
- OPPEL A. und SUESS E., Über die mutmaßlichen Äquivalente der Köbner Schichten in Schwaben. Sitzungsber. d. math.-naturw. Klasse d. K. Akademie d. Wissensch. Jahrg. 1856.
- OPPEL A., Paläont. Mitteilungen aus dem Museum des Bayr. Staates 1862 III. Über jurassische Cephalopoden.
- D'ORBIGNY A., Paléontologie française. Terrains jurassiques I. Paris 1842—49.
- PENCK A. und BRÜCKNER E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901.
- PENCK A., Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
- PFAFF F. W., Bemerkungen über Chondriten und ihre Entstehung. Geogn. Jahresh. 14. Jahrg. 1901. München.
- QUENSTEDT F. A., Der Jura. Tübingen 1858. Petrefaktenkunde. Tübingen 1858.
- REISER KARL AUG., Über die Eruptivgesteine des Allgäu. Min. u. Petrogr. Mitteil. von TSCHERMAK. X. Bd. 6. Heft. Wien 1889.
- ROTHPLETZ A., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. Paläontographica. Bd. XXXIII. Stuttgart 1886.
- Das Karwendelgebirge. München 1888.
- Über Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liasische diatomeenförende Hornschwämme. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896.
- Geologische Alpenforschungen I. München 1900.
- Geologische Alpenforschungen II. München 1905.

- ROTHPETZ A., Geologischer Führer durch die Alpen. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. Berlin 1902.
- SCHAFHÄUTL E., Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. 1851.
— Südbayerns Lethaea geognostica. Leipzig 1863.
- SCHARDT H., Les régions exotiques du vers aux nord des Alpes Suisses. Bulletin de la Soc. vaudoise des Sciences natur. Vol. XXXIV. Nr. 128. 1898.
- SCHMIDT A. R., Vorarlberg nach den von dem geogn. montan. Verein für Tirol und Vorarlberg veranlaßten Begehungen geognostisch beschrieben. Innsbruck 1843.
- SCHMIDT C. und STEINMANN, Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Verhandl. d. Naturf.-Ges. zu Basel. Bd. IX.
- SCHMIDT C., Bild und Bau der Schweizer Alpen. Basel 1907.
- SCHULZE G., Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördl. ausstrahlenden Seitenäste. Geogn. Jahresh. 18. Jahrg. München 1905.
- STEINMANN G., Geologische Beobachtungen in den Alpen I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. der Naturf.-Ges. zu Freiburg i. B. 1895.
— Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze. Ber. d. Naturf.-Ges. Freiburg i. B. 1905.
— Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1906.
— Einführung in die Paläontologie. Leipzig 1907.
- STUDER, Geologie der Schweiz.
- Suess E., Die Brachiopoden der Köbner Schichten. Denkschr. d. K. Akad. d. Wissensch. Wien 1854.
- TERMIER P., Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bulletin de la Soc. Géol. de France. 4. III. 1903.
— Les Alpes entre le Brenner et le Valtelin. Bulletin de la Soc. Géol. de France. 4. V. 1905.
- TERMIER P., La synthèse géol. des Alpes. 1906.
- TORNQUIST, Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wissensch. XXX. Berlin 1907.
— Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. Bd. I. Stuttgart 1908.
— Noch einmal die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und der submarine Einschub ihrer Klippenzone. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A. 1908. Heft 14.
- UTTINGER, Das bergigte Land des Allgaus geognostisch betrachtet. Taschenbuch f. Min. von LEONHARD. VI. u. VII. Jahrg.
- VACEK M., Über Vorarlberger Kreide. Sitzungsber. d. K. K. Geol. R.-A. Wien 1879.
- WÄHNER E., Das Sonnengebirge im Unterinntal. 1903.
- v. ZITTEL, Paläontologische Studien über die Grenzschiecht der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpaten, Alpen und Apenninen. I. Abh. Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläont. Mitteil. aus dem Museum des Bayer. Staates. Cassel 1870.
- WEPFER E., Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. 1. Heft. 1908.
- WINKLER G., Allgovit in den Allgäuer Alpen Bayerns. Neues Jahrb. 1859.
— Die Schichten der *Avicula contorta*. München 1859.
- ZUGMAYER H., Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. z. Paläontologie Österr.-Ungarns. Bd. I. 1882.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|---|-------|
| Einleitung | 1 |
| I. Orographische Skizze | 1 |
| II. Stratigraphischer Teil | 2 |
| 1. Hauptdolomit | 2 |
| 2. Plattenkalk | 2 |
| 3. Kößner Mergel und Kalke | 3 |
| 4. Obere rhätische Kalke | 3 |
| 5. Roter Liaskalk | 3 |
| 6. Fleckenmergel | 4 |
| 7. Aptychenkalk | 5 |
| 8. Die Kreide der Breitachklamm | 5 |
| 9. Flysch | 6 |
| 10. Diluvium | 6 |
| 11. Alluvium | 7 |
| Anhang: | |
| Der Alpenmelaphyr | 8 |
| Der Freibergsee | 9 |
| III. Tektonischer Teil | 9 |
| 1. Das basale Gebirge | 10 |
| 2. Der Rand der Allgäuer Überschiebung | 10 |
| 3. Der Rand der Lechtaler Überschiebung | 13 |
| 4. Die Allgäuer Schubmasse | 13 |
| 5. Die Lechtaler Schubmasse | 17 |
| IV. Rückblick | 17 |
| Profile | 19 |
| Literaturangabe | 19 |

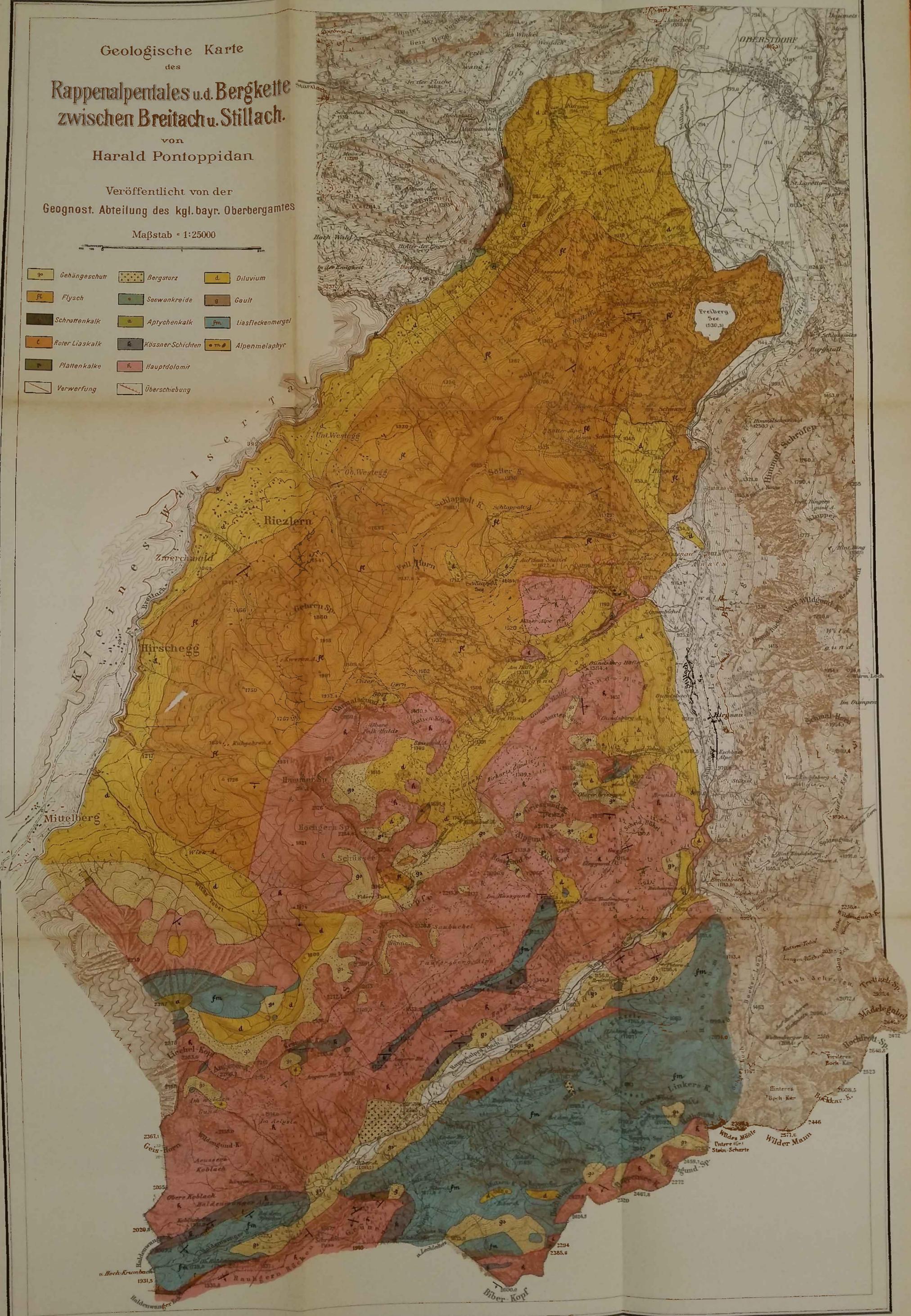


Geologische Karte
des
Rappentalpentes u.d. Bergkette
zwischen Breitach u. Stillach.
von
Harald Pontoppidan

Veröffentlicht von der
Geognost. Abteilung des kgl. bayr. Oberbergamtes

Maßstab = 1:25000

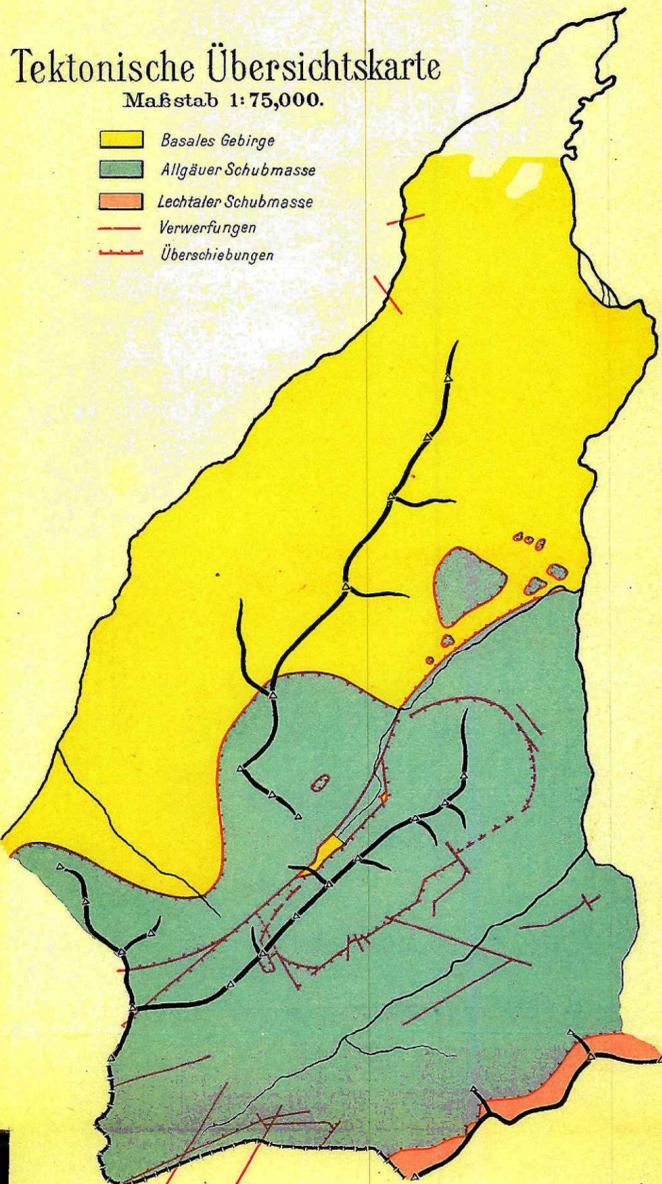
- | | | |
|----------------|-------------------|-------------------|
| Gehängeschutt | Bergsturz | Diluvium |
| Flysch | Saewenkreide | Gault |
| Schraffenkalk | Aptychenkalk | Liasfleckenmergel |
| Roter Liaskalk | Kössner-Schichten | Alpenmelaphyr |
| Plattenkalke | Hauptdolomit | |
| Verwerfung | Überschiebung | |



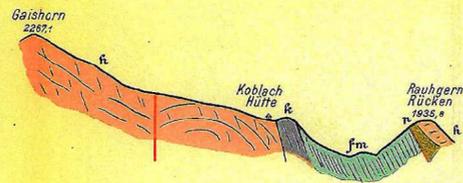
Tektonische Übersichtskarte

Maßstab 1:75,000.

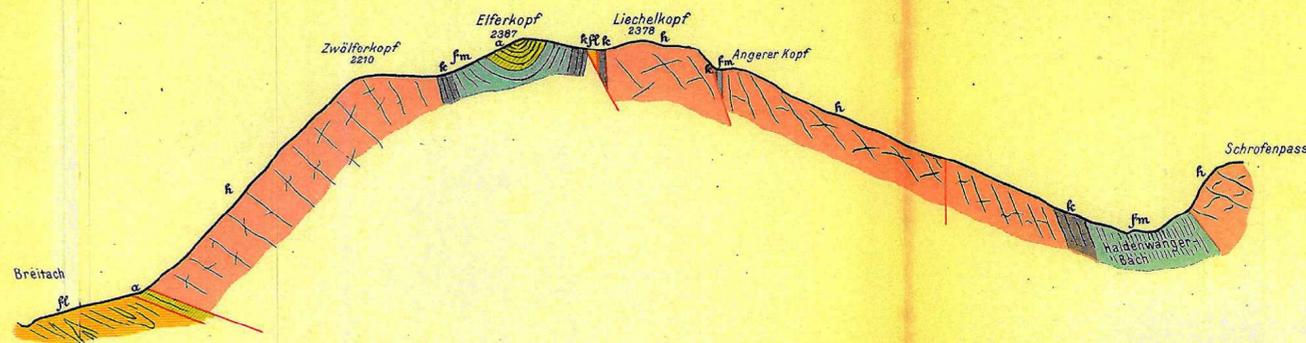
- Basales Gebirge
- Allgäuer Schubmasse
- Lechtaler Schubmasse
- Verwerfungen
- Überschiebungen



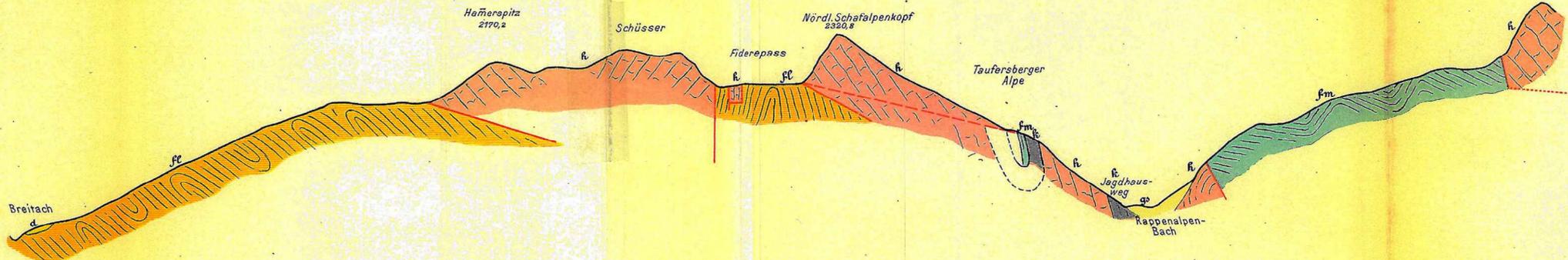
Profil 1. Geishorn - Rauhgermrücken.



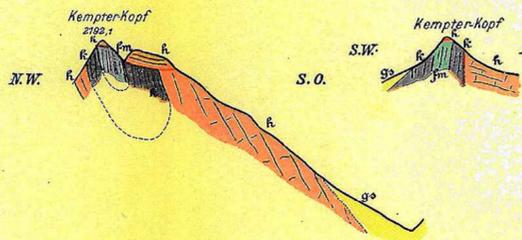
Profil 2. Zwölferkopf - Schrofenpass.



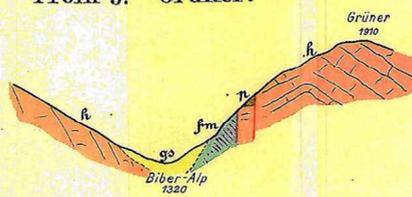
Profil 3. Rappenseekopf bis zur Breitach.



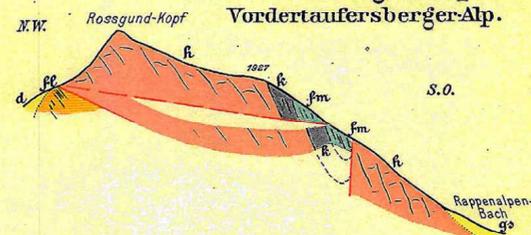
Profil 4. Kempterkopf.



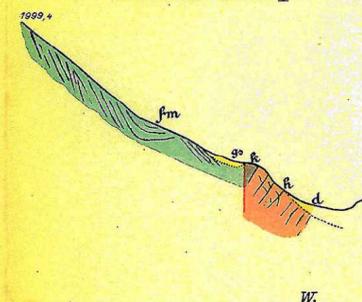
Profil 5. Grüner.



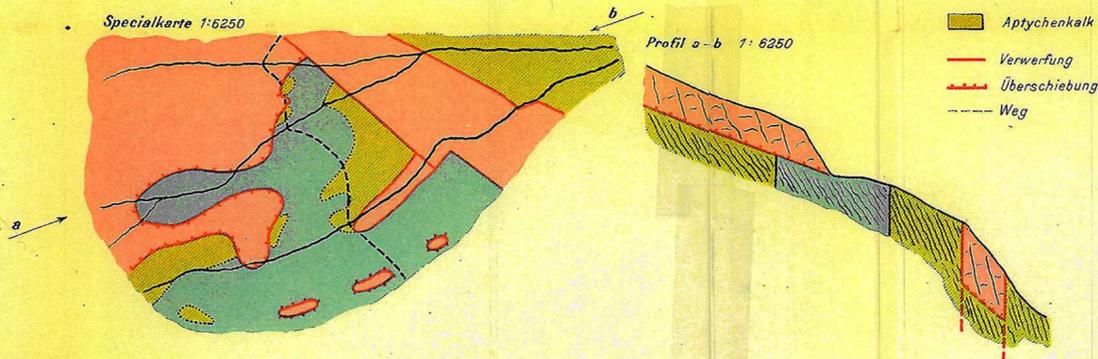
Profil 6. Rossgundkopf und Vordertaufersberger-Alp.



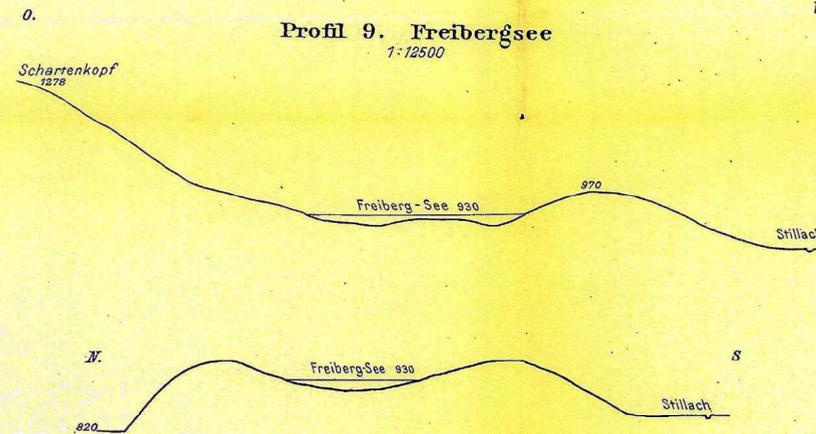
Profil 7. Heubaum - Buchenrain-Alp.



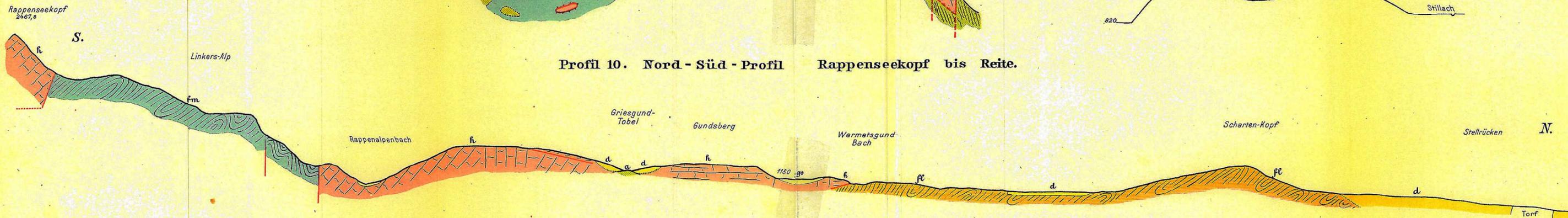
Profil 8. Griesgundtobel



Profil 9. Freibergsee



Profil 10. Nord - Süd - Profil Rappenseekopf bis Reite.



Der Bergrutsch von Schloß Banz in Oberfranken.

Von

Dr. Matthaeus Schuster,

Kgl. Geologen.

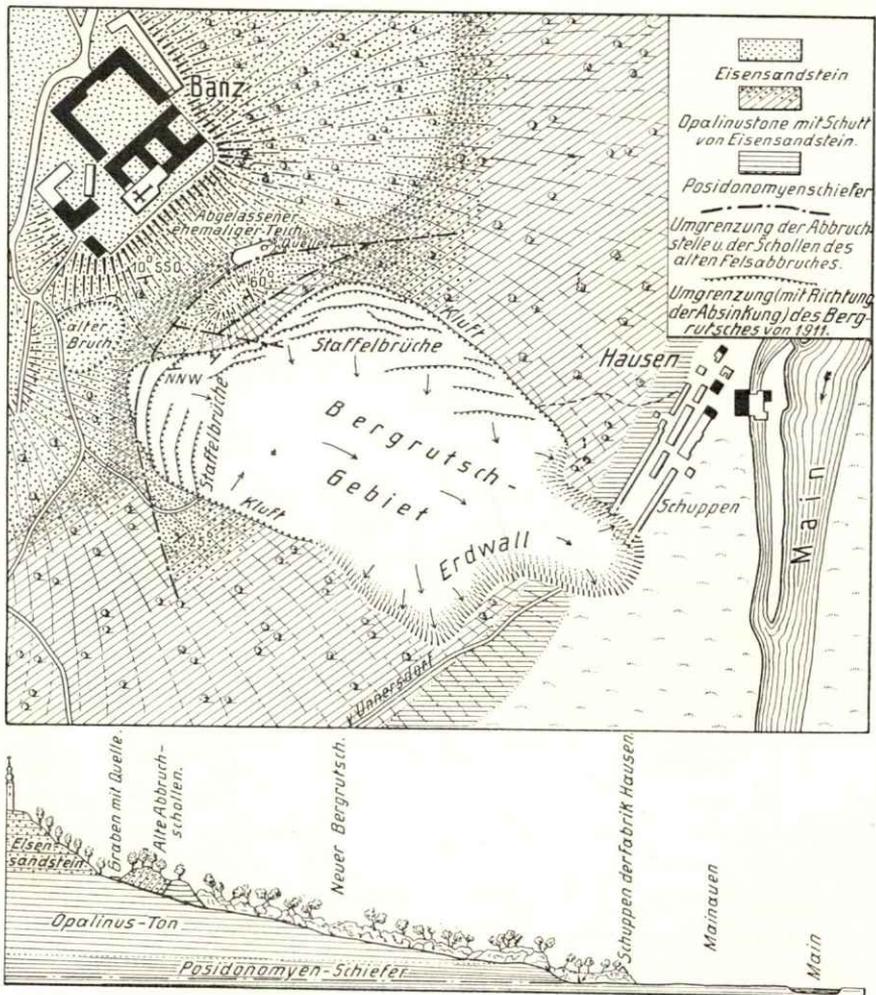
Mit einem geologischen Kärtchen, einem Profil und fünf Textbildern nach photogr. Aufnahmen des Verfassers.

Nördlich von Staffelstein in Oberfranken erhebt sich am rechten Ufer des Mains auf einem sanft ansteigenden, reich bewaldeten Hügel das ehemalige Kloster, nunmehr herzoglich bayerische Schloß Banz,¹⁾ das mit seinen hoch über die ausgedehnten Gebäulichkeiten ragenden Kirchtürmen gleich dem jenseits des Mains gegenüber liegenden Staffelberg ein Wahrzeichen der Umgegend bildet. Das 160 m über der Talsohle gelegene Schloß ist auf Eisensandstein des unteren Doggers erbaut, der die Bekrönung der Höhen in der Nähe des Schlosses bildet und dieses selbst in einer Mächtigkeit von etwa 50 m trägt. Die nächst tieferen Schichten im Bergkörper werden von Opalinuston (etwa 70 m mächtig) eingenommen, während der Fuß des Berges gegen den Main zu von den einige Meter entblößten Posidonomyenschiefern gebildet wird. — Am Südosthang des Schloßberges löste sich nun in der Nacht vom 25. auf den 26. Februar 1911 ein großer Komplex des mit alten Eichen, Buchen und mit Buschwerk bestandenen Gehänges los und wanderte talwärts gegen die am Fuß des Berges gelegenen Gebäude der Porzellanfabrik Hausen zu. Die drängenden, schiebenden, zum Teil sich überstürzenden Schollen stauten sich über der aus den Posidonomyenschiefern bestehenden untersten Kante des Berges, um dann als ein träger Strom, gebrochen in der Bewegung, noch etwa 50 m in das Alluvialgebiet des Maintals hinein sich zu ergießen, wobei ein paar Schuppen der Porzellanfabrik Hausen eingedrückt und die Gemeindestraße Hausen—Unnersdorf verschüttet wurden. Der Schaden, den das Naturereignis anrichtete, ist ein sehr großer: fielen doch mehrere Hektar hochstämmiger Wald mehr oder minder der Vernichtung anheim. Es war natürlich, daß lebhaftere Beunruhigung sich der Bevölkerung der Gegend bemächtigte, welche für die künftige Sicherheit des Schlosses und der Porzellanfabrik Hausen am Fuße des Berges fürchtete.

Der Umfang des Bergrutsches ließ vermuten, daß nicht lediglich zufällige und oberflächlich wirkende Umstände die Ursache desselben waren, sondern daß er vielleicht auf besonders geartete geologische Ursachen zurückgeführt werden müsse. Die geologische Karte, Blatt Kronach (1:100 000) läßt keine Besonderheiten des Schauplatzes erkennen, abgesehen von der Lage des abgerutschten Gehänges unmittel-

¹⁾ In Geologenkreisen ist Schloß Banz durch die große Lokalsammlung aus jurassischen Schichten der Umgebung, namentlich von Sauriern (Originale von THEODORI) bekannt.

bar unter dem Wasserhorizont des Opalinustones. — Eine geologische Untersuchung des Erdrutsches schien deshalb der Leitung der Geognostischen Landesuntersuchung dringend geboten; sie wurde durch mehrere Tage vom Verfasser dieser Zeilen vorgenommen, um die tieferen Gründe des Naturereignisses zutage zu fördern, die im nachstehenden mitgeteilt werden mögen. Das nebenstehende Kärtchen mit einem Profil und einige vom Verfasser aufgenommene Photographien mögen die folgenden Zeilen illustrieren.



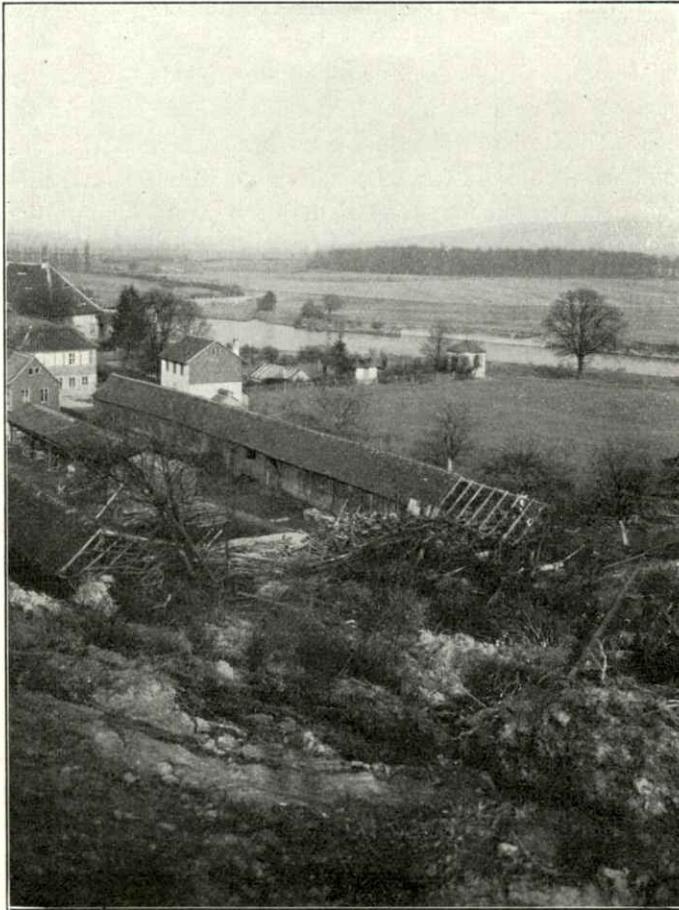
Abbild. 1.

Geologisches Übersichtskärtchen des Berggrutschgebietes von Schloß Banz und Profil durch den Banzer Berg mit dem abgerutschten Gehänge. — Maßstab 1:7500.

Das Gebiet des Berggrutsches umfaßt eine durch möglichst genaue Begehung mit Zuhilfenahme eines Katasterblattes (1:5000) festgelegte Fläche von ca. 10,4 ha. Das abgerutschte Material besteht vorwiegend aus dem braungelben bis braunen leetigen Verwitterungsprodukt des Opalinustons, oft mehrere Meter mächtig, darin eingestreuten, nicht selten kubikmetergroßen Sandsteinblöcken und beigemengtem Verwitterungssand der letzteren; anstehendes Gestein wurde, soweit das in dem Chaos der Schollen beobachtet werden konnte, durch das Naturereignis nicht mitbetroffen.

Das abgerutschte Gehänge besteht demnach aus einem stellenweise mächtigen Schuttmantel über dem Opalinuston, der über den letzteren hinweg zum Gleiten kam. Die Herkunft dieses Schuttmateriales ist von Bedeutung und wird noch erörtert werden.

Die äußere Form des Bergrutsches gibt das Kärtchen wieder. Man kann sehr deutlich die an kleinen Gehängerutschungen oft zu beobachtende Erscheinung auch an dem großen Rutsch beobachten, nämlich eine Zweiteilung des bewegten Gebiets in eine obere Abbruchregion und in eine untere Überschüttungszone. Die Abbruchregion hat eine nach SO. geöffnete U-förmige Gestalt, wird im SW. und NO. von nordwestlich verlaufenden Klüften begrenzt und im Innern von zahlreichen



Abbild. 2.

Blick auf die durch den Bergrutsch zerstörten beiden Schuppen der Porzellanfabrik Hausen.
Im Hintergrunde der Main.

Klüften und Sprüngen durchsetzt. (Abbild. 4 u. 5.) Die Überschüttungszone charakterisiert sich durch die oft ziemlich hohen Wallbildungen aus dem bewegten Material, das samt seinem Baumbestand zu einem Chaos aufeinandergeschoben und -getürmt wurde. (Abbild. 2 und 3.)

Frägt man sich nach der Ursache des Naturereignisses, so ist als hauptsächlichste zu bezeichnen eine außerordentlich starke Durchfeuchtung des Schutt-

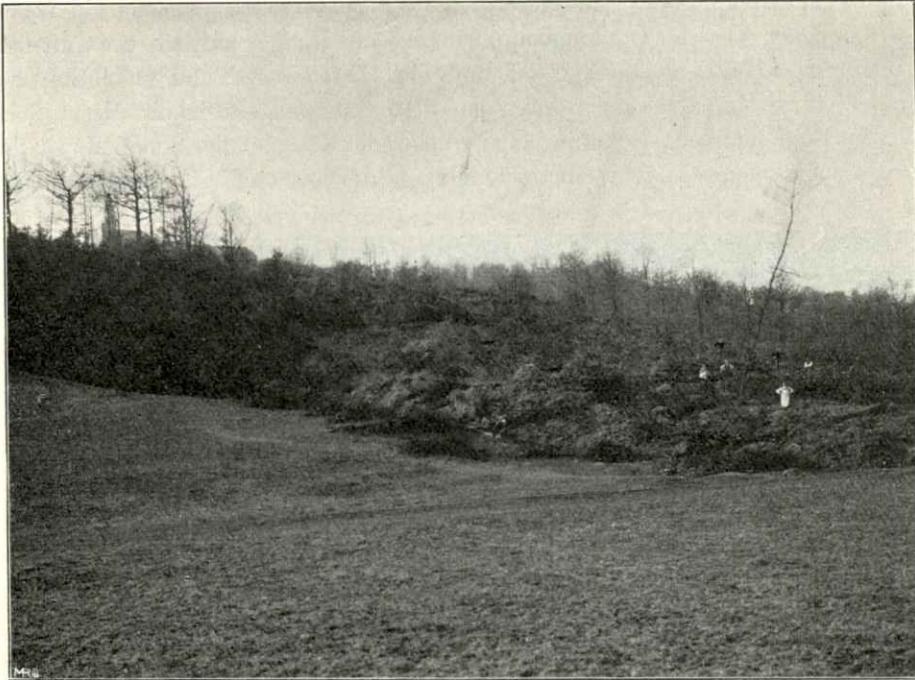
mantels, wie sich unmittelbar nach dem Bergrutsch an dem plastisch gewordenen tonigen Material ersehen ließ. Diese Durchfeuchtung, welche die Reibungswiderstände zwischen dem anstehenden Opalinuston des Berges und den ihm aufgelagerten mächtigen Schuttmassen immer mehr verminderte und, die Auflagerungsfläche gleichsam ölend, an ihr schließlich die Schuttmassen abgleiten ließ, ist nun weniger der oberflächlichen Regenfeuchtigkeit zuzuschreiben, als dem im Innern des Schuttmantels talwärts verlaufenden Wasser, das an der Grenze zwischen Eisensandstein und Opalinuston zum Austritt kam, offenbar verhindert war, oberflächlich abzufließen und daher den leetigsandigen Schuttmantel und dessen Auflagerungsfläche bis zur Möglichkeit der Überwindung der Reibungswiderstände durchfeuchtete.

Der Vorgang des Abrutsches läßt sich aus dem noch sichtbaren Zerklüftungssystem und der Betrachtung der Umgrenzung des Rutschgebietes in folgenderweise zurückkonstruieren: Wenige Meter unter der Grenze zwischen Eisensandstein und Opalinuston erfolgte ein halbkreisförmiger Einbruch, dessen Radius etwa 100 m messen mag, jedoch nicht einheitlich, sondern unter Bildung zahlreicher 1—2 m mächtiger Staffelbrüche (Abbild. 4), die sich in der im Kärtchen wiedergegebenen Weise von den beiden nordwestlichen Seitenklüften abzweigen. Gleitflächen mit Rutschstreifen waren sowohl an den Erdschollen selbst als an der Opalinustonunterlage des Schuttmantels besonders in den ersten Tagen nach dem Rutsch gut entblößt und waren auch zur Zeit der Untersuchung (Mitte März 1911) noch stellenweise sichtbar. (Abbild. 5.)

Die von den Klüften begrenzte Schuttmasse wanderte talwärts, staute sich zuerst an den unteren, noch in Ruhelage befindlichen Geländepartien und schob sich hoch auf sie. Schließlich wankte auch dieser Teil des Gehänges unter der Wucht der andrängenden Massen und schloß sich der Bewegung an. Die Schuttmassen des unteren Hanges waren viel weniger mächtig, sie wurden von den mit großer potentieller Energie abwandernden höheren Gehängepartien wallartig überschüttet. Der Umstand, daß die unteren Hangpartien flacher gelagert und im Innern aus festeren Posidonomyenschichten aufgebaut sind, welche dem Schub der Massen einen größeren Widerstand entgegensezten, bewirkte, daß hier der Bergrutsch zu Ende kam; nur das Mittelfeld, das die stärkste Geschwindigkeit und die größte lebendige Kraft besaß, schickte eine Zunge von Gestein über den Steilhang der Posidonomyenschiefer hinab (Abbild. 3). Die Bewegung des Abrutsches war infolge des nicht allzusteilen Gehänges, des plastischen und trüg sich wälzenden Materials und der übereinander stürzenden hochstämmigen Bäume keine katastrophenartig rasche, zum Glück für die bedrohte Porzellanfabrik Hausen.

Das ist in kurzen Umrissen das oberflächlich am Bergrutschgebiet zu Beobachtende. Eine eingehendere geologische Untersuchung der Umgebung des Rutschgebietes förderte freilich noch Resultate zutage, die auf den Bergrutsch ein neues Licht werfen und die tieferen Gründe des Abrutsches enthüllen dürften.

50 m unterhalb des Schlosses, auf der Abrutschseite, erhebt sich im Gehänge ein auch in der Generalstabskarte eingetragener Felswall, der, wie aus dem beigegebenen Profil ersichtlich ist, zusammen mit dem Eisensandstein des Schloßfelsens einen Graben einschließt, in dem noch vor dem Bergrutsch ein kleiner Teich sich befand. Wie nach dessen Entleerung nunmehr erkennbar ist, wurde der Teich von einer in ihm entspringenden Quelle gespeist, die, lange Zeit abflußlos, jetzt

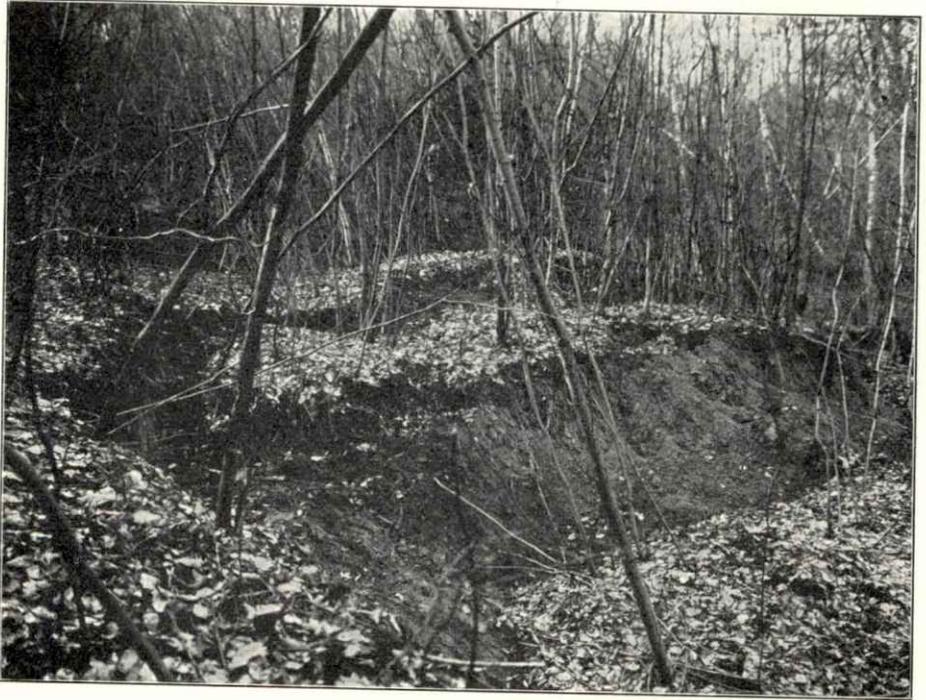


Abbild. 3.

Blick auf das Gebiet des Erdrutsches von den Mainauen bei Hausen. Eine 100 m breite Zunge abgerutschten Materials hat sich über die aus Posidonomyenschiefern gebildete untere Bergkante etwa 50 m in das Alluvialgebiet des Mains geschoben. Auf der Höhe des Berges ist das Schloßgebäude sichtbar. Die Wiesenkante links unter den Bäumen bezeichnet den Verlauf der Straße Hausen-Unnersdorf, die von den Erdmassen verschüttet worden ist.

ebenfalls zu Tal abgeleitet wird. Dieses Quellvorkommen deutet darauf hin, daß unter dem Sandsteinschutt des Grabens Opalinuston als der wasserstauende Untergrund ansteht, der denn auch durch die Aufgrabungsarbeiten zur Schaffung des Quellabflusses bloßgelegt wurde. Daß der Felswall nicht, wie der Schloßfels, das normale Hangende des Opalinustons im Schloßgraben bildet, erweist die Tatsache, daß er mit $55-60^{\circ}$ nach SW. einfällt (Abbild. 6), während am Schloßfels 25 m über der Grabensohle ein Einfallen mit $5-10^{\circ}$ nach SSO. zu messen ist. Gerade unterhalb des Felswalls ist durch den Bergrutsch eine Gleitfläche auf Opalinuston entstanden, der mit leichter Neigung nach NW. einfällt, demnach wiederum nicht die normale Unterlage des Felsdamms bilden kann und als Scholle gegen diesen abgesetzt ist. Am Südwestende des Felswalls entblößte das Naturereignis ebenfalls Opalinuston mit konkordant auflagerndem Eisensandstein, jedoch unter einem teils sehr steilen Einfallen nach NW., teils einem leichten nach N. Diese Partie ist daher wieder durch eine Unterbrechung vom Felswall abgesetzt und zwar geht dieselbe wahrscheinlich dort durch ihn, wo die unter 55° einfallenden Bänke plötzlich ein steileres Einschließen annehmen. Sonach besteht der Felswall aus drei einzelnen verschieden großen Bruchstücken, deren größtes, das Felstrum mit den steilen Sandsteinbänken (Abbild. 6) nach Osten zu sich keilartig unter Annahme normaler Lagerung verschmälert. Wir haben demnach in diesem Felsdamm augenscheinlich eine gegenüber dem Eisensandstein und Opalinuston des Schloßfelsens abgesunkene Scholle vor uns. — Nun stößt man etwa 150 m südlich vom Südwestende des Felswalls, auf dem Wege nach Hausen, gerade wo er in das Rutsch-

gebiet mündet, auf eine weitere Scholle von Eisensandstein, die als ein ziemlich steiles Kuppchen aus der Opalinustonumgebung des Hanges aufragt, etwa 15—20 m aus höherem Niveau abgesunken ist und ein Einfallen von 25° nach NW. aufweist. Weitere Untersuchungen ergaben die Zusammengehörigkeit dieser Scholle mit der am Schloßgraben; die Linie, längs welcher der Komplex der Schollen vom Sandstein des Schloßberges abgebrochen erscheint, bildet eine nach SO. geöffnete Parabel.



Abbild. 4.

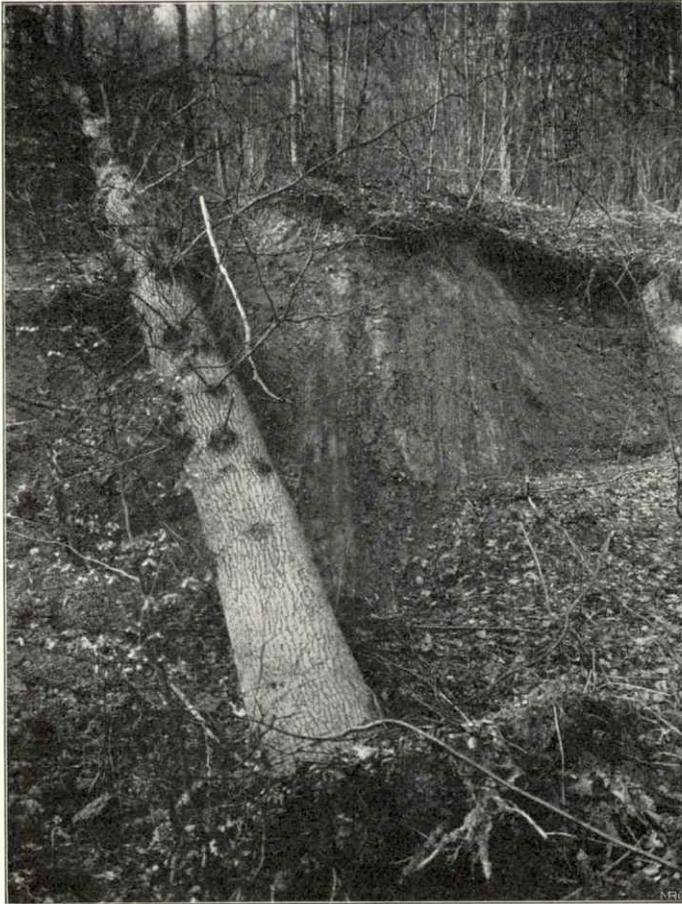
Staffelförmige Abbrüche im abgerutschten Material am NW-Ende des Bergrutschgebietes. Die drei Staffeln lassen sich an der hellen Laubbedeckung gut erkennen. Die Abbruchkante an der linken Bildecke gehört der südwestlichen Abbruchklüfte an; in sie münden die Staffelflüfte im stumpfen Winkel.

Der merkwürdige Verlauf dieser Bruchlinie im Verein mit den gegen den Berg einfallenden Schollen zwingt zu dem bemerkenswerten Ergebnis, daß die Südostseite des Banzer Schloßberges schon einmal der Schauplatz einer Felsablösung war, die in ihrem Wirkungsbereich über den des neuen Bergrutsches wohl weiter hinausging. Als ihre Ursache darf auch hier die Tätigkeit des Wassers angeführt werden, welche die Tonunterlage des Eisensandsteins erweicht und zum Teil unterwaschen haben mag und so die Sandsteinschollen zur Ablösung brachte. Der Zeitpunkt dieses Ereignisses ist jedenfalls vor den Schloßbau zu setzen, da aus den Schollen mit das Material zum Bau des Schlosses gewonnen wurde. Wahrscheinlich trat der alte Felssturz zu einer Zeit ein, als noch das Zuzugsgebiet für die ihn bewirkenden Wasser ein bedeutend größeres war als es jetzt ist. — Nach dem Verlauf der Abbruchlinie dürfte die Absturzfläche eine Neigung nach SO. gehabt haben.

Übrigens sei bezüglich des alten Felsabbruchs auch darauf hingewiesen, daß die Banzer Seite der Maintalung im Gegensatz zu den flach ansteigenden, in tieferer Lage mit Diluvium bedeckten Gehängen zwischen Lichtenfels und Staffelstein eine

ziemlich steilere ist; zugleich zeigt sich hier ein sehr nahes Herantreten des Mains mit seinen älteren, seitlichen Annagungswirkungen. Auf die unmittelbaren und mittelbaren Beziehungen der Lage eines Flußlaufes zu der Steilheit von Gehängen und auf ältere und jüngere Bergrutsche an solchen Stellen hat Dr. OTTO M. REIS bei Gelegenheit der Besprechung eines Bergsturzes bei Odernheim in der Rheinpfalz eingehend hingewiesen (Pfälzische Heimatkunde 1911. Maiheft S. 66).

Unmittelbar zu Füßen der abgesunkenen Schollen, im Bereich des alten Felssturzgebietes, geschah nunmehr auch der neue Abbruch des Gehänges, die westlichste Umbiegung der alten Absinkungsspur bildet zugleich die höchste Stelle des neuen Bergrutesches, die Richtung nach welcher die Parabel der Abbruchlinie sich öffnet und welche den Weg des alten Felssturzes bezeichnet, ist auch zugleich die Richtung, in welcher beim Bergrutsch dieses Jahres die Erdmassen zu Tal wanderten.



Abbild. 5.

Rutschfläche auf Opalinuston mit herabgeglittener alter Eiche südwestlich von der Felscholle am Schloßgraben.

Aus dem Umstand, daß der neue Bergrutsch im Bereich einer schon einmal abgesunkenen Bergpartie sich abspielte, ist nunmehr auch die Beschaffenheit des abgerutschten Materials verständlich, das, eine Schuttmasse im wahrsten Sinne, zum allergrößten Teil wohl schon auf den alten Felssturz zurückzuführen ist. In den höheren Lagen des Berges wurde sie noch durch den Abraum aus den Sandstein-

brüchen vermehrt, die zur Gewinnung von Baumaterial für das Schloß an der Stelle einer noch jetzt bestehenden wannenartigen Vertiefung („alter Bruch“ im Kärtchen), wohl auch im Schloßgraben und an den alten Sandsteinschollen angelegt waren. Nach dem alten Felssturz gelangte die Schuttmasse zu einer wegen der Ungleichmäßigkeit der Zusammensetzung freilich etwas labilen Gehängelagerung, um nach jahrhundertelanger Ruhe eines Tages wieder in Bewegung zu kommen.

Diese neuerliche Bewegung wäre nun nicht oder nur in beschränktem Maße eingetreten, wäre nicht durch den alten Abbruch dem durchfeuchtenden Wasser gewissermaßen der Weg vorgezeichnet worden.¹⁾

Wie schon oben erwähnt, hatte viele Jahre hindurch die im Schloßgraben entspringende Quelle keinen oberflächlichen Abfluß; sie speiste zuerst einen kleinen Teich und versickerte dann, wozu ihr die Kluft zwischen dem Felswall und dem Schloßfelsen die Bahn wies. Das Wasser folgte der nach SO. einfallenden Auflagerungsfläche²⁾ des Walls, staute und verteilte sich in ihr und drang schließlich von ihr aus, wie auch an der Grenze der zerklüfteten Schollen und der zugehörigen Opalinustonunterlagerung in die mächtige Schuttüberlagerung der Opalinustone des Berghanges, zwischen welchen beiden es sich zu Tal zwängte und, an einigen tieferen Stellen im Hang hervordringend, Anlaß zur Bildung von ein paar sumpfigen Weihern gab (vgl. Profil).

Die Schuttmassen gerade um den Fuß der abgesunkenen Schollen wirkten also verhängnisvoll, da sie den Wassern einen oberflächlichen Abfluß erschwerten und sie zur unterirdischen Zirkulation zwangen.

Freilich für die Durchfeuchtung des Hanges die kleine Quelle allein verantwortlich zu machen, die, bei ihrem beschränkten Zuzugsgebiet, zu heißen Zeiten kaum floß, geht gewiß nicht an. Die nassen Sommer der letzten Jahre aber hatten eine unverhältnismäßig große Wasserzufuhr in dem Graben sowohl wie in der Mulde des alten Bruches bewirkt, die beide als Reservoir bzw. als Auffangstellen des Regen- und Schneewassers dienten und dieses der alten Absinkungsspur zuleiteten. — Der stellenweise mächtige Baumbestand des abgerutschten Gehänges vermochte das Naturereignis nicht zu verhindern, da der tiefgründige Lettenboden die Verankerung der Bäume in der Opalinustonunterlage nicht zuließ.

Zum Schluß sei noch die Frage angeschnitten, ob weitere Rutschungen des Gehänges zu befürchten sind und ob das Schloß Banz und die oben genannte Fabrik für die Zukunft gefährdet erscheinen. — Das der schützenden Vegetationsdecke beraubte lettige Schuttmaterial wird voraussichtlich bei Eintritt anhaltenden Regens sich sehr mit Wasser sättigen und schließlich zu zerfließen beginnen; die jetzt hoch aufragenden Lehmschollen werden dabei abgetragen und das ganze Rutschgebiet wohl etwas eingeebnet werden. Lokale Rutschungen infolge von Nachsackungen in Hohlräume des Schutts, Einstellungen der Schuttchollen in Stabilitätslage werden nicht ausbleiben, sind jedoch voraussichtlich gefahrlos, wenn nicht der

¹⁾ Gehängerutschungen kleineren Umfangs pflegen nicht selten an Wasserhorizonten einzutreten; sie sind auch in der Umgebung des Schlosses Banz nachzuweisen. So scheint mir der Hang unterhalb der Quelle, welche zwischen Schloß Banz und dem Dorf Neubanz an der Straße gefaßt ist, in früheren Zeiten abgerutscht zu sein. Auf der obersten Stufe des buckeligen Hanges sammelt sich das Quellwasser zu einem kleinen Teich.

²⁾ Die jetzige Auflagerungsfläche der Schollen ist nur, was den Opalinustonanteil derselben betrifft, auch Abbruchfläche; die Fläche, an welcher die Eisensandsteinanteile der Schollen vom Schloßfelsen abbrachen, ist längst durch die Abwitterung verwischt worden.



Abbild. 6.

Steil einfallende Bänke der Eisensandsteinscholle des alten Felsabbruches am Schloßgraben (jenseits des Zaunes). Die herumliegenden, zum Teil behauenen Blöcke entstammen dem alten Steinbruchbetrieb an dieser Stelle.

Versuch gemacht wird, das Schuttfeld in seinem jetzigen Zustand ohne Sicherung mit Wegen oder Straßen zu durchziehen. — Das Schloß Banz steht auf offenbar völlig sicherem Fels, der schon durch die alte Felsabbrucherscheinung bei seiner großen Mächtigkeit und Masse nicht berührt wurde; ebenso scheinen die Hauptgebäude der Fabrik Hausen nach menschlichem Ermessen von weiteren Rutschungen nicht bedroht. Wenngleich man an dem außerhalb des neuen Bergrutschgebietes gelegenen Hang über Hausen in den höheren Lagen in der unruhigen Oberflächen-gestaltung und in einer Bodenzusammensetzung ähnlich wie im Rutschgebiet Anzeichen der Zugehörigkeit zum Schuttbereich des alten Felssturzes erblicken könnte, so ist doch die Lagerung der Schuttmassen hier eine viel günstigere an einer Hangausbiegung als die des Gebiets des neuen Bergrutsches, der in einer leichter zu durchfeuchtenden Terrainmulde sich abspielte. Die alten, abgebrochenen Sandstein- und Opalinustonschollen unterhalb des Schloßfelsens, wohl an wunden Stellen des Berghanges gelegen, scheinen, da sie vom jetzigen Rutsch nicht berührt wurden, doch schon eine stabile Lagerung angenommen zu haben: ihre Stabilität wird sehr erhöht werden, wenn für eine ausgiebige Entwässerung des Schloßgrabens in Zukunft Sorge getragen wird. Eine ausgedehnte Drainage ist übrigens auch für das neue, nebenbei möglichst bald wieder aufzuforstende Rutschgebiet als die erste, dringendste Notwendigkeit und als Vorbeugungsmittel gegen neue Gehäμβewegungen zu bezeichnen.

März 1911.



Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land.

Von

Clemens Lebling

aus München.

Mit einer Karte, einer Profiltafel, zehn Profilen und zwei Abbildungen im Text.

Vorwort.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit hat Professor ROTHPLETZ gegeben; bei der Ausführung im Feld und im Institut hatte ich mich seiner und Professor BROILIS' wertvoller Beihilfe zu erfreuen. Professor v. DRYGALSKI und Professor WEINSCHENK halfen mir bei der Ausführung der geographischen und der petrographischen Abschnitte. Herr Lehrer KRÖNNER und Herr Ausgrabungstechniker MAURER aus Reichenhall waren so freundlich, ihre schönen Kreideversteinerungen mir zum Bestimmen zu überlassen. Herr Oberbergrat MAYER unterstützte die Arbeit durch Mitteilung seiner Beobachtungen an dem Eruptivgestein vom Sillberg und Herr Forstmeister VOIT von Bischofswiesen durch liebenswürdige Hinweise auf Fossilfundstellen und forstwirtschaftliche Verhältnisse. Herrn Oberbergrat v. AMMON bin ich für freundliche Unterstützung bei der Drucklegung, dem Kgl. Topographischen Bureau für gütige Überlassung von Druckplatten verpflichtet.

Allen Herren, besonders meinen hochverehrten Lehrern, sei der herzlichste Dank ausgesprochen.

Einleitung.

Das Lattengebirg im Berchtesgadener Land gehört mit den südlich gelegenen Massiven der Reuter Alp und der Loferer Steinberge zu den westlichsten der nord-alpinen Schollenberge, die an der Saalach das von Westen herziehende Faltenland ablösen, um Berchtesgaden eine mächtige Ausdehnung gewinnen und nach einer zweiten Anschwellung im Salzkammergut nahe dem Südrande der Kalkzone fortziehen bis zum Abbruch der Alpen bei Wiener Neustadt.

Das Lattengebirg fügt sich mit Einschluß der waldigen Höhen des Sillbergs, Toten Manns und Schmuckensteins ungefähr in den Umriß eines Parallelogramms, dessen lange Seite NW., dessen kurze NO. streichen; an den Ecken liegen im N. Reichenhall, im O. Berchtesgaden, im S. Ramsau, im W. Jettenberg; dort liegt das Reichenhaller Becken, im O. der Untersberg, im Süden bilden Watzmann und Hochkalter, im W. Reuter Alp und Müllnerhorn das Grenzgebiet. Das Lattengebirg

liegt ganz in Bayern, berührt aber bei Reichenhall eine Strecke weit die Salzburgerische Grenze.

Die einfache Umrißlinie umschließt zwei Hälften von sehr verschiedenem Äußern, die sich an der NO. streichenden Linie Taubensee-Mordau-Frechenbach-Winkl scheiden. Nordwestlich von dieser Linie liegt das eigentliche Lattengebirg, das im N. auf Reichenhall, im W. auf Saalach und Schwarzbach herabschaut; ein Gebiet, das trotz geringer Höhe — 1740 m mißt die größte Erhebung — doch echte Hochgebirgsformen zeigt: keine steilen Gipfel zwar wie das Faltenland im W., doch mächtige felsige Hochflächen mit Steilabstürzen an den Rändern. — Solche Formen fehlen dem südöstlich gelegenen Gebirge des Totenmanns, das eine reife Landschaft mit waldigen, regellos verteilten Bergkuppen, ein echtes Mittelgebirg darstellt. Während dort neben den kurzen Tälern des nördlichen Bezirks nur ein großes Tal von W. her die Gebirgsplatte aufschließt, haben hier am Toten Mann die Täler die Vorherrschaft gewonnen.

Jenes große westliche Tal, das Rötelbachtal, zieht zur Saalach; die östlichen Täler vereinen sich zum Frechenbach, der im Haupttal angelangt, sich als Bischofswieser Achen nach S. wendet; bei Berchtesgaden mündet die Ramsauer Achen, die den Südabhang des Gebiets entwässert, worauf der Fluß nordöstlich zur Salzach geht. Ins Flußgebiet der Salzach gehört also das ganze Lattengebirg. — Es ist auf den bayerischen Positionsblättern 821, 822, 848, 849 topographisch ausgezeichnet dargestellt.

Die vorliegende Arbeit versucht von diesem Gebiet eine genauere geologische Beschreibung zu geben, als sie in der Literatur bis jetzt zu finden ist.

Literaturverzeichnis.

Nr. 1—77.

Bemerkung: Die Kreideliteratur ist gesondert aufgeführt (S. 48).

1. C. ABERLE, Über KEILS geogn. kol. topogr. Reliefkarte des größten Teils der Salzburger Alpen. Ges. f. salzb. Landesk. VII. 1867.
2. O. AMPFERER, Glacialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Zeitschr. f. Gletscherk. II. 1907/08.
3. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschr. f. Gletscherk. III. 1908/09.
4. G. v. ARTHABER, Die alpine Trias des Mediterrangebiete. Lethaea geogn. 1905.
5. BECK und VETTERS, Zur Geologie der Kleinen Karpaten. Beitr. z. Pal. u. Geol. Ö.-U. XVI. 1903.
6. E. BENECKE, Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen. Geogn.-pal. Beiträge II. 1876. (München.)
7. E. BÖSE, Die Berchtesgadener Trias. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. L. 1898.
8. — Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. ib.
9. A. BITTNER, Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. Verh. d. K. K. R.-A. 1883, 1884.
10. — Aus den Salzburger Kalkalpen. Verh. d. K. K. R.-A. 1884.
11. — Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Verh. d. K. K. R.-A. 1884.
12. — Zur Geologie des Untersbergs, und:
13. — Über die Plateaukalke des Untersbergs. Verh. d. K. K. R.-A. 1885.
14. — Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. Verh. d. K. K. R.-A. 1886.
15. — Lamellibranchiaten der alpinen Trias I. Abh. d. K. K. R.-A. XVIII. 1895.
16. — Über Pseudomonotis Telleri und verwandte Arten. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1900.
17. J. BORNEMANN, Geologische Algenstudien. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. 1886.
18. E. BRÜCKNER, Die Vergletscherung des Salzachgebiets. Geogr. Abh. von PENCK. I. 1886.
19. K. DENINGER, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna von Reit i. W. und Reichenhall. Geogn. Jahresh. 1901.
20. C. DIENER, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebiets. Wien 1903.

21. J. DREGER, Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1903.
22. M. FLURL, Beschreibung der Gebirge Baierns und der oberen Pfalz. München 1792.
23. C. FRAUSCHER, Das Eocän d. Nordalpen. I. Denkschr. d. K. K. Akad. d. W. math. naturw. Cl. Wien 1886.
24. Th. FUCHS, Versteinerungen aus dem Eocän von Reichenhall. Verh. d. K. K. R.-A. 1874.
25. — Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. d. K. K. Akad. d. W. math. naturw. Cl. Wien 1895.
26. E. FUGGER, Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1907.
27. G. GEYER, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1886.
28. A. GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae. Düsseldorf 1833.
29. G. GÖTZINGER, Beiträge zur Entstehung der Bergückenformen. Geogr. Abh. von PENCK. 1907.
30. A. GRUND, Die Karsthydrographie. Geogr. Abh. von PENCK. VII. 1903.
31. C. W. v. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861.
32. — Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. Abh. d. Kgl. Bayr. Akad. d. W. 1868.
33. — Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit i. W. Geogn. Jahresh. 1889.
34. — Geologie von Bayern. Cassel 1894.
35. F. HAHN, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe I. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1910.
36. F. v. HAUER, Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1853.
37. — Die Cephalopoden der unteren Trias der Alpen. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. W. Wien. 1852.
38. — Über die Eocängebilde im Erzherzogtum Österreich und Salzburg. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1858.
39. E. HAUG, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. de la Soc. géol. de France. Série IV, 6. 1906.
40. ARN. HEIM, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Zürich 1908.
41. R. HÖRNES, Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megalodus*. Denkschr. d. K. Ak. d. W. Wien 1880.
42. — Der Einbruch von Salzburg und die Ausdehnung des interglacialen Salzburger Sees. Sitz.-Ber. d. K. Ak. math. naturw. Cl. Wien 1908.
43. C. v. JOHN, Über Melaphyr von Hallstadt und einige Analysen von Mitterberger Schiefen. Verh. d. K. K. R.-A. 1884.
44. — Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1899.
45. FR. KATZER, Karst und Karsthydrographie. Wien 1909.
46. F. v. KERNER, Die Trias am Südrand der Svilaja Planina. Verh. d. K. K. R.-A. 1908.
47. E. KITTL, Die Cephalopoden der oberen Werfener Schichten von Muc in Dalmatien. Abh. d. K. K. R.-A. 1903.
48. — Führer zum internat. Geologencongr. Wien 1903. IV. Salzkammergut. Mit Verzeichnis der Literatur über das Salzkammergut.
49. R. LEPSIUS, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
- 49a. LILL v. LILIENBACH, Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpaten. Jahrb. f. Min. etc. I. 1830.
50. G. MAYER, Petrefactensuite aus der Umgebung von Reichenhall. Verh. d. K. K. R.-A. 1869.
51. E. v. MOJŠIŠOVICS, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Wien 1882.
52. P. OPPENHEIM, Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Paläontogr. III. 1900.
53. — Über die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Centralbl. f. Min. 1910.
54. — Das Alttertiär der Colli Berici. Zeitschr. d. Geol. Ges.
55. A. PENCK, Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. D. u. Öst. Alpenv. 1885.
56. — und E. BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
57. — Die interglacialen Seen von Salzburg. Zeitschr. f. Gletscherk. 1910.
58. A. PICHLER, Aus der Trias der nördlichen Kalkalpen Tirols. 1875.
59. O. M. REIS, Die Korallen der Reiter Schichten. Geogn. Jahresh. 1889.
60. K. REISER, Die Eruptivgesteine des Allgäu. TSCHERMMAK'S Mitt. Wien 1889.
61. A. E. REUSS, Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Wien 1864.
62. — Paläontolog. Studien über d. älteren Tertiärschichten d. Alpen. Denkschr. d. K. Ak. Wien 1869.
63. F. v. RICHTHOFEN, Geogn. Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp. Gotha 1860.
64. A. ROTHPLETZ, Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Öst. Alpenv. 1888.
65. — Geologische Alpenforschungen II. München 1905.

66. W. SALOMON, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Paläontogr. XLII. 1895.
67. G. DE SAPORTA, A propos des algues fossiles. Paris 1882.
68. C. E. SCHAFFHÄUTL, Geognostische Untersuchung des südbayerischen Alpengebirges. München 1851.
69. — Südbayerns Lethaea geognostica. Leipzig 1863.
70. M. SCHLOSSER, Das Triasgebiet von Hallein. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. L. 1898.
71. — Zur Geologie von Nordtirol. Verh. d. K. K. R.-A. 1895.
72. F. SIMONY, Das Dachsteingebiet. Wien 1895.
73. G. STEINMANN, Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. naturf. Ges. Freiburg 1905.
74. E. SUSS, Das Antlitz der Erde. III. Wien 1909.
75. A. TOMMASI, La fauna del Trias-inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Palaeont. ital. 1896.
76. V. UHLIG, Der Deckenbau in den Ostalpen. Zeitschr. d. Wiener Geol. Ges. 1909.
77. P. v. WITTENBURG, Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol. u. pal. Abh. von Koken. 1908. Mit Verzeichnis der Literatur über Werfener Schichten.

Der erste, der geologisch das Berchtesgadener Land bereiste, war MATHIAS FLURL; als praktischer Bergmann schenkte er seine Aufmerksamkeit hauptsächlich dem Salzgebirg, während er die übrigen „Übergangsgebilde“ nur als solche erwähnt.

Auf BOUÉ und MURCHISON fußt LILL v. LILIENBACH, der 1830 schon vorzügliche Profile zeichnet; es fällt ihm besonders auf, daß auf den „Ammoniten führenden Schichten“ (Neocom) des Roßfelds wieder Gesteine liegen, die mit den tieferen Schichten Ähnlichkeit besitzen; so stellt er zwei Gipshorizonte und einen unteren und oberen „Alpenkalk“ fest: Wechsellagerung in großem Maßstab beherrscht nach ihm das ganze Land. Aus dem Tongraben bei Bischofswiesen erwähnt er bereits jüngere Schichten (Kreide und Tertiär).

SCHAFFHÄUTL sieht nicht mehr „Übergangsgebilde“ in den Kalkmassen Berchtesgadens; nach ihm taucht das an der Donau versunkene Juragebirg in den Alpen wieder auf; die weißen „oolithischen“ Kalke gehören in den Malm und unter den tieferen Gipsen erscheint im Berchtesgadener Bergwerk der Amaltheenlias; durch diese richtige Beobachtung wird die falsche Theorie gestützt. Eine Menge guter Einzelbeobachtungen SCHAFFHÄUTLS und seines Freundes HAILER reihen sich noch an jene an; HAILER erwähnt auch wieder die jüngeren Schichten im Tongraben.

v. GÜMBEL verwirft SCHAFFHÄUTLS Gliederung und setzt die Wettersteinkalk-Hauptdolomit-Reihe an deren Stelle; Muschelkalk- und Raibler Fossilien werden angegeben. Als jüngere Kreide auf den Hochflächen des Lattengebirgs werden brekziöse Rudisten-Kalke, darüber graue Kalke und Mergel, zuletzt schiefrige, öfters ziegelrote Mergel ausgeschieden; in der Tiefe setzen sich die Kreideschichten vom Untersbergsockel westlich bis Reichenhall, südlich bis ins Nierental fort; in ihrem Hangenden liegen Nummulitenschichten. Die jüngeren Schichten im Tongraben werden nicht mehr erwähnt. — v. GÜMBELS Profile zeigen unregelmäßige Faltungen an den Berchtesgadener Bergen; außerdem verdient für das Lattengebirg ein großer Bruch „Hirschbichel-Hintersee-Mordau-Frechenbach“ Erwähnung.

1898 veröffentlicht BÖSE eine neue Triasgliederung; die „Berchtesgadener“ Trias besteht in ihrer einfachsten Ausbildung aus folgenden Schichten:

- Dachsteinkalk,
- Ramsadolomit, mit einem schmalen Bande von Carditaoolithen im obern Drittel der Mächtigkeit,
- Werfener Schichten und Gipston.

Daß Muschelkalk und obere Raibler Schichten meist durch Ramsadolomit vertreten sind, diese Feststellung ist das Neue und Wichtige an Böses Gliederung,

die als erste auf kein älteres Schema sich stützt. v. GÜMBELS Gliederung und besonders die Fossilangaben aus Muschelkalk und Raibler Schichten werden gestrichen. — Auf die jüngere Kreide geht BÜSE nicht ein, auf die Tektonik nur nebenbei; beides weil er vorwiegend die Trias stratigraphisch behandeln will; wichtig ist dennoch die Feststellung einer nach N. geneigten Schubfläche „Hirschbichl-Ramsau-Berchtesgaden“, an der skythische Schichten auf Juraschichten liegen; auch der Kogelberg von Ramsau — Ramsaudolomit auf Werfener Schichten — wird als kleine Schubmasse gedeutet.

Die posttriadischen Schichten des Lattengebirgs sind seit v. GÜMBELS Arbeit nicht mehr untersucht worden. Dagegen ist die jüngere Kreide der Umgebung, besonders die des Untersbergs durch die langjährigen Untersuchungen FUGGERS wohlbekannt. Nach FUGGER liegen über den Hippuriten- und Marmorkalken des Untersbergs Kalkmergel, die bei Glaneck Ammoniten führen, die ferner am Gaisberg mit dem Flysch verknüpft sind; über den Glanecker Schichten folgen die Nierentaler Mergel, über diesen jüngere Nummulitenschichten.

HAUG hat als erster die Tektonik des Berchtesgadener Landes in großem Zusammenhang behandelt. Ich entnehme seinen Ausführungen, was auf mein Arbeitsgebiet Bezug hat. HAUG vertritt die westalpine Deckenlehre und faßt das Lattengebirg mit Reuter Alp und Untersberg als eine wurzellose „Tauchdecke“, die in der Tertiärzeit als oberste von vier aufeinander gewälzten („ostalpinen“) Schubmassen weit aus dem Süden her zum Nordrand der Alpen gewandert ist. Diese oberste, die „Dachstein“-Decke, umfaßt jedoch nicht das ganze Lattengebirg, sondern die basalen Werfener Schichten und Gipstone gehören zu einer eigenen tieferen Decke, der „Salz“-Decke. Zwischen ihr und der Dachsteindecke, ist eine weitere, die „Hallstätter“-Decke ausgewalzt worden; am Untersberg — am Kälberstein und der Kastensteinerhöh — sind Reste der Hallstätter Decke erhalten. Unter der Salzdecke andererseits liegt die „bayerische“: jüngere Kreide und obereocäne Nummulitenschichten tauchen unter die nördlichen Sockel des Untersbergs und Lattengebirgs, erscheinen zwischen beiden noch im Nierental; im W. senken sich die „bayerischen“ Faltenzüge mit dem Neocom als höchste Schicht ostwärts bis zur Saalach, wo sie unter die höheren Decken untertauchen; im O. taucht das Neocom des Götschenzuges unter dem Untersberg hervor, im S. erscheinen — an jener Überschiebungslinie — unter N. fallenden skythischen Schichten N. fallende Liasschichten der „bayerischen“ Decke des Watzmann und Hochkalter. Diese beiden Berge führen nun freilich auch Gesteine der Dachsteindecke, nämlich Ramsaudolomit und Dachsteinkalk, während die normale „bayerische“ Ausbildung an deren Stelle Wettersteinkalk und Hauptdolomit hat. Ramsaudolomit und Dachsteinkalk südlich und nördlich der Ramsauer Achen sind aber verschiedene Gesteine; es gibt vor allem zweierlei Dachsteinkalk. Der Dachsteinkalk des Watzmann und Hochkalter wird durch die hangenden Liasschichten — roten Liaskalk und Fleckenmergel — mit der normalen „bayerischen“ Decke, die die gleiche Liasentwicklung zeigt, verknüpft. Über dem Dachsteinkalk der Dachsteindecke fehlen roter Liaskalk, Fleckenmergel, ferner Oberalmer Jura, Neocom, Gosaukreide und Bartonien, wie sie in der „bayerischen“ Decke auftreten; transgressiver Hierlatzlias, tithonischer Nerineenkalk und stellenweise brekziöse Rudistenkalke sind die jüngeren Gesteine der Dachsteindecke. — Die grauen Kalke und Mergel und die schiefrigen ziegelroten Gesteine, die v. GÜMBEL als jüngere Kreide von den Hochflächen des Lattengebirgs angibt, erwähnt HAUG nicht; auch nicht die jüngeren

Schichten des Tongrabens. — Die „bayerische“ Decke endlich ist auf den Flysch geschoben. Die Nierentaler Mergel, welche die Gosaukreide der „bayerischen“ Decke überlagern, sind eine andere Bildung als die gleichnamigen Schichten der Flyschzone.

PENCK und BRÜCKNER beschäftigen sich kurz mit den eiszeitlichen Gebilden des Lattengebirgs. Beide beschreiben die Ramsauer Nagelfluh, PENCK stellt Schotter der Achenschwankung und Moränen des Bühlstadiums sowie einen jüngeren Deltaschotter fest; er vermutet in höheren Lagen Würmmoränen.

Eine Menge von Fragen harren der Beantwortung, vor allem die, ob BÖSE oder ob HAUGS Triasgliederung den natürlichen Verhältnissen besser entspricht. Bei dem grossen Unterschiede der beiden Auffassungen haben besonders die stratigraphischen Verhältnisse bei der Neuaufnahme Aufmerksamkeit erfordert.

Stratigraphischer Teil.

Am Aufbau des Lattengebirgs nehmen folgende Gesteine teil:

| | |
|--|------------|
| Junge Flußschotter, Gehänge- und Verwitterungsschutt | } Quartär. |
| Eiszeitliche Moränen und Schotter | |
| Stockletten und Sandsteine | } Tertiär. |
| Korallenkalke von Hallturm | |
| Nierentaler Mergel | } Kreide. |
| Gosaukreide | |
| Dachsteinkalk und -dolomit | } Trias. |
| Ramsaudolomit mit Carditaoolithen | |
| Werfener Schichten und Gipstone | |

Außerhalb dieser Reihe, deren Glieder nach ihrem relativen Alter geordnet sind, stehen Gesteine, die entweder gar keine nähere Bestimmung erlauben, wie ein schwarzer Kalk nahe der Gmundbrücke und ein weißer im Erbmühlgraben zu Bischofswiesen; oder deren Alter zwar bestimmbar, deren Anstehen aber unsicher ist, wie es bei einem großen Block von Hallstätter Kalk, der in Strub aus Moränenschutt auftaucht, der Fall ist; endlich Gesteine von andersartiger Entstehungsweise wie der Diabasporphyrat vom Sillberg und der Beauzit von der Dalsenalp. Sie werden nach der normalen Reihe der marinen Sedimente besprochen werden.

Gesteine der Juraformation fehlen dem Lattengebirge.

Die v. GÜMBEL'sche Karte 1:100 000 und FUGGERS Karte des Untersbergs geben N. von Hallturm Lias an. An jener Stelle liegt eine große Endmöräne, die gewaltige Blöcke von Dachstein- und Liaskalk führt; letztere sind für anstehend gehalten worden. — Der v. GÜMBEL'schen Karte ist ein Profil beige gedruckt, das im Widerspruch mit der Karte auf dem Dreisesselberg Lias angibt; es liegt dort unterster Dachsteinkalk. — Die v. GÜMBEL'sche Karte verzeichnet endlich auch an der Moosenalp Lias; es gibt auch dort nur rötlichen Dachsteinkalk.

Bei der stratigraphischen Beschreibung der Gesteine werden tunlichst die Beobachtungen von den Vermutungen, den Schlüssen aus den Beobachtungen getrennt; es soll von jeder Gesteinsart zuerst die Verbreitung und die Grenze gegen das Liegende, die Zusammensetzung, Farbe und Struktur, die Mächtigkeit, die Art der Abtragung und der Einfluß auf die Bodenform, sowie der Fossilgehalt be-

schrieben werden; hierauf sollen die Schlüsse aus dem Beobachteten auf Alter und Entstehung des einzelnen Gesteins gezogen werden.

I. Trias.

I. Werfener Schichten und Gipston.

Die unterste Schichtstufe im Lattengebirg ist in zwei Formen ausgebildet, als Werfener Schichten (a) und als Gipston oder Haselgebirg (b).

a) Die Werfener Schichten, die besonders um Ramsau mächtig entwickelt sind, zerfallen in eine untere tonig-sandige und in eine obere tonig-kalkige Abteilung.

Die unteren sandigen, glimmerführenden Schiefer mit ihrer bezeichnenden dunkelroten Farbe führen in Ramsau, Ilsank, Bischofswiesen folgende Fossilien, alle nicht selten:

Lingula tenuissima BRONN.

Anodontophora fassaensis WISSM.

Myophoria costata ZENK.

„ *orbicularis* GOLDF.

„ *ovata* BRONN.

Pseudomonotis Clarae EMMR. (Ilsank).

Die Fossilien sind nur in Abdrücken erhalten.

Die oberen Werfener Schichten gehen aus den unteren durch Zurücktreten der Rötung, des Sand- und Glimmergehalts, durch Zunahme des Kalkgehalts hervor. Die normalen, oberen Werfener sind schichtige, ziemlich harte, dunkelgraue Kalke, die braun anwittern, wobei ihr Glimmergehalt deutlich hervortritt; glimmerreiche Lagen sind jedoch als Einlagerungen überall vorhanden, nur sind sie nicht rot sondern grau. An der „großen Linde“ oberhalb Ramsau sind die Schichtflächen zu Suturflächen verdrückt, an denen jedes Fossil zerstört und dunkelroter Ton angereichert ist; es ist ein sehr leicht kenntliches Gestein. Bei Ilsank sind die obere Werfener Schichten dolomitische und splitterige graue Kalke mit sehr undeutlichen Muschelabdrücken. Dolomit tritt auch bei Ramsau in dünnen Lagen unmittelbar an der oberen Grenze auf; er wechsellagert hier mit grünem Glimmermergel und zeigt so seine Zugehörigkeit zu den Werfener Gesteinen. Rauhwaacke findet man am Weg von Ramsau zum Mösl; sie ist wahrscheinlich tektonischen Ursprungs. Ziemlich häufig sind Rippelmarken, „Hieroglyphen“, senkrecht zur Schicht gestellte Höcker und fossile Regentropfen. Die obere Grenze ist ein Wasserhorizont, aber kein scharfer. — Die Fossilien der oberen Werfener Schichten, von denen die aus den Kalken stammenden mit Schale erhalten sind, verteilen sich auf folgende Arten (h. = häufig, ns. = nicht selten, s. = selten):

Unbestimmbare Pflanzenstengel.

Pentacrinus und *Entrochus* sp. (Gr. Linde) h.

Lingula tenuissima BR. ns.

Anodontophora fassaensis WISSM. h.

Gervillia mytiloides BEN. ns.

Hinnites comptus GOLDF. s.

Myophoria costata ZENK. h.

„ *ovata* BRONN. h.

Pecten Tirolicus WITT. (Gr. Linde) h.

„ *discites* SCHLOTH. s.

| | |
|---|----|
| <i>Pseudomonotis inaequocostata</i> BEN. | s. |
| " <i>Telleri</i> BITT. (1.) | s. |
| " <i>Venetiana</i> HAUER | s. |
| <i>Natica</i> ? <i>gregaria</i> SCHL. (Gr. Linde) | h. |
| " sp. (groß, glatt) | s. |
| <i>Natiria costata</i> MÜNST. | s. |
| <i>Meekoceras</i> sp. (Thomanngraben) (2.) | 1. |

1. *Pseudomonotis Telleri* ist bisher nicht so weit westlich gefunden worden.

2. *Meekoceras* sp. ist bisher in Ramsau nicht gefunden worden. Die Form gehört vielleicht zu *M. caprilense* MOJS. (Ceph. der med. Triaspr. S. 214, T. 29, 4, 5; vgl. KITTL, Ceph. von Muč, S. 70); doch sind die Lobenlinien nicht sichtbar; außerdem ist die Wölbung der Flanken stärker, der Kiel schärfer als bei *caprilense*. Durchmesser 4 cm.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten kann wegen der stark welligen Lagerung nicht genau bestimmt werden; sie mag bis 200 m betragen; daran sind aber die oberen stärker beteiligt als die unteren.

BÖSE hat das Herabbiegen der Werfener Schichten gegen S. übersehen und deswegen ein komplizierteres Profil und größere Mächtigkeit erhalten.

Den Angriffen der Verwitterung widerstehen die Werfener Schichten schlecht; starke Vegetation auf reifen, gerundeten Bodenformen, tief eingerissene und doch schlecht aufgeschlossene Täler begleiten ihr Anstehen.

Nach Fossilgehalt und petrographischen Eigenschaften fügen sich nach all dem die Werfener Schichten der Ramsau an die Entwicklung der skythischen Stufe anderwärts, an deren Unterteilung in Seiser und Campiler Schichten an.

Sie sind ein echtes Seichtwassersediment; das Material ist größtenteils mechanisch abgelagert und stammt wohl aus einem kristallinen Festland. Auch die oberen Lagen sind im Schichtwasser entstanden, wahrscheinlich ferner von der Küste, weil weniger sandig.

b) Das Haselgebirg tritt im Lattengebirg meist unabhängig von Werfener Schichten auf; es liegt stets an Brüchen in oder unter basalem Ramsaudolomit. Im Erbmühlgraben sind auffälligerweise rote Werfener Schiefer mit Ramsaudolomit als unmittelbar Hangendem gegen Haselgebirg verworfen. Die Werfener Kalke fehlen allenthalben in der Nachbarschaft des Gipses.

Das Haselgebirg ist im Tongraben bei Bischofswiesen „primär“, sonst überall „regeneriert“. Im primären Haselgebirg wechseln unreine Gipse mit meist grünlichem Ton in dünnen Schichten; das Gestein zeigt Streichen und Fallen. Das regenerierte Haselgebirg, das am besten im Gipsbruch südöstlich von Reichenhall aufgeschlossen ist, zeigt dieselben Bestandteile in mannigfach umgelagertem Zustand; in schichtunglosen grünlichen Tonmassen schwimmen schneeweiße Gipsbänder, kleinere Linsen von rotem, größere Linsen von weißem, randlich rot gebändertem Gips, sowie grüngefleckte violette und rote Tonklumpen; im Gipsbruch sind auch die infolge der Löslichkeit des Gipses entstandenen Spalten und Rutschflächen gut zu beobachten. Andere Salze als Gips wurden nicht gefunden; doch manchmal sitzen kleine Schwefelkieskristalle auf dem Gips.

Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit des Haselgebirgs beträgt 30 m im Erbmühlgraben zu Bischofswiesen.

Der Gipsbruch bei Reichenhall wird zeitweise in geringem Maße auf Düngegips ausgebeutet. An den übrigen Aufschlüssen bemerkt man Spuren früherer Grabungen.

Unter den zerstörenden Kräften hat dem Gipston gegenüber die Lösungsfähigkeit des Wassers am meisten Gewalt. Die Schlotten im Bischofswiesener Tal beim Jäger und Wasserer) bekunden die Auslaugung der unterirdischen Gipsmassen, sie bieten andererseits dem Aufnahmegeologen Hinweise auf den Untergrund des Moränengeländes. In den Bächen wird der Gips unterwaschen und hängt als Dach über dem Wasser, bis er in Blöcken herabstürzt. Im festen Gestein bewirkt die Auslaugung Verwürfe.

Dem Alter nach gehört das Haselgebirg, wie erwähnt, in die obere skythische Stufe; niemals wird es von Werfener Schichten, meistens von Ramsaudolomit, wenn auch unregelmäßig, überlagert.

Entstanden ist es in seichtem Meer in Pfannen unter der Wirkung eines heißen Klimas. Die Umlagerung zu regeneriertem Haselgebirg hat sich vermutlich erst vollzogen, nachdem durch Gebirgsstörungen den Wässern der Weg zur Tiefe geöffnet war. KOHLER (Geogn. Jahresh. 1903) verweist auf die Bedeutung des Gebirgsdruckes für die Umlagerung.

2. Ramsaudolomit mit Carditaschichten.

Über Gipston und Werfener Schichten — mit jenen durch kleine Brüche verzahnt, aus diesen durch Verschwinden der sandig-mergeligen Bestandteile und durch Aufhellung rasch hervorgehend — lagert die mächtige Platte des Ramsaudolomits.

Unter „Ramsaudolomit“ verstehe ich mit BÖSE jene Dolomitfazies in der Berchtesgadener Trias, die von der Grenze des Dachsteinkalkes abwärts bis mindestens zum Guttensteiner Niveau, stellenweise sogar bis zur oberen Grenze der skythischen Stufe reicht und nur im oberen Drittel ein schmales Band von Carditamergeln einschließt. Durch das Erscheinen der Carditamergel einerseits, durch das Fehlen einer Guttensteinerfazies andererseits ergibt sich für das Lattengebirg eine Dreiteilung der ganzen Stufe in unteren Ramsaudolomit (a), Carditaschichten (b), oberen Ramsaudolomit (c).

a) Der untere Ramsaudolomit.

Das normale Gestein ist ein hellgrauer massiger Dolomit von kleinem, aber deutlichem Korn, mit kleinen Lucken, fossilleer, nie bituminös und ohne Hornsteine. — Ich kann gleich hier bemerken, daß der obere Ramsaudolomit in keiner wesentlichen Eigenschaft von dem unteren abweicht. —

Die Lucken sind als Negative von Fossilien und Kristallen zu deuten; öfters glaubt man Diploporen zu erkennen und ausnahmsweise kommt ein kleiner *Megalodus* (cf. *columbella?*) im Abdruck vor.

Abweichungen vom Typus sind selten. Die Farbe hellt auf bis zu einem reinen Weiß bei Hallturm; bräunlicher Dolomit liegt am Toten Mann; schwärzliche unregelmäßige Streifung sieht man im Gipsbruch bei Reichenhall, und rötlich gelbe Färbung tritt ganz lokal am Steinbergsee (Karkopf) und im Predigtstuhlgraben auf. Eine schmutzige, kalkhaltige Varietät liegt meistens, eine rötliche mit Kalkspatadern durchsetzte liegt an einer Stelle (NW. der großen Linde) einige Meter mächtig über den Werfener Schichten; dies sind Gesteine, die BÖSE zum Reichenhaller Dolomit stellt; sie mögen ihm zeitlich entsprechen, haben aber viel mehr Eigenschaften mit dem Ramsaudolomit als mit jenem gemein. — Auch Schichtung wird zuweilen sichtbar. Die untersten Lagen über den Werfernern — nicht die über

den Gipsen — zeigen sogar stets eine deutliche dünn-schichtige Absonderung, die sich aber bald verliert. Ebenso tritt über dem Raibler Horizont Schichtung auf, wenn auch nicht durchgängig (Spechtenköpfe). — In den tieferen Lagen erscheinen mancherorts kalkige Partien, bräunlich oder hellgrau, die stets rasch nach der Seite und nach oben und unten wieder verschwinden. Auch im „Ramsaukalk“ scheinen die Fossilien nicht häufiger zu sein als im Dolomit; auf dem Kogelberg zu Ramsau fand ich gar keine Fossilien, am Osthang der Grenzscheid einige Diploporen und nur gegenüber am Toten Mann etwas häufiger unbestimmbare Diploporen und dicke Crinoidenstielglieder; hier tritt auch eine der Großoolithstruktur ähnliche Bildung auf, nach der das Gestein unter dem Hammer springt. — Die obersten Schichten des Ramsaudolomits führen öfters in den Lucken noch Kalkspatkristalle, wodurch sie dem hangenden dolomitischen Dachsteinkalk sehr ähnlich werden (Südhang des Sillbergs).

Sekundär ist die Klüftung des Gesteins. Fast der ganze Ramsaudolomit ist eine große tektonische Brekzie; nur ist das Maschennetz der Klüftung bald weiter, bald enger. Zahllose Klüfte mit spiegelnden, meist horizontalen Rutschstreifen sieht man an der Saalach wie in den Tälern des Nordbezirks, als hätte jeder große Sprung sich in hundert kleine zerschlagen; wo man Carditaschichten findet, streichen sie meist nur einige Meter fort, um dann gleich wieder verworfen zu werden. Von den größeren Klüften führen alle Übergänge zu den kleinsten, an denen das Gestein zu einer „porphyrischen“ Brekzie zerrieben ist, in der ein feiner weißlicher Grus größere glasige Dolomitmörner umgibt, die oft kugelähnlich wie Leucite aussehen, also wohl gerollt worden sind. Sekundär ist auch die Rötung auf Klüften in der Nähe des Gipses und der Gosaukreide.

Die Mächtigkeit beträgt ziemlich genau 600 m.

Bezeichnend sind die Formen und Eigenschaften, die das Gestein unter dem Einfluß der zerstörenden Kräfte annimmt. Das fließende Wasser macht seine Trümmerstruktur offenbar; gewaltige Schuttmassen werden von den Bächen des N. und NW.-randes zu Tale gewälzt. Der Fels selbst zeigt, weil zu wenig widerstandsfähig, selten schroffe, sondern meist stumpfe und gerundete Formen. Der Verwitterung gegenüber zeigt es sich kräftiger, aber auch nur mittelbar; wo der Ramsaudolomit dem Bereich der Bäche entrückt ist, da gedeiht auf den vielen Klüften bis hoch hinauf Wald und Gras, und die Vegetation verhindert den Steinschlag und das Aufkommen von Sturzbächen. Die flache Böschung des Gesteins läßt jedoch der Vermutung Raum, daß die unauffällig wirkende chemische Verwitterung unter der Vegetationsdecke mit Erfolg tätig ist, gefördert wieder durch die Trümmerstruktur des Gesteins.

Das Alter des Ramsaudolomits, der zwischen Werfener und Cardita-Schichten liegt („Unterer Dolomit“ der Österreicher z. T.), ist mit ziemlicher Sicherheit als anisisch und ladinisch zu bestimmen. Nach HAUG fehlt die anisische Stufe und der ladinische Dolomit liegt anomal auf skythischen Gesteinen. In Ramsau kann jedoch an vorzüglichen Aufschlüssen nichts beobachtet werden, was für eine anomale Auflagerung auf Werfener Schichten spräche; die anomale Grenze über den Gipsen darf weder für noch gegen HAUGS Annahme gedeutet werden, die Grenze in Ramsau aber scheint gegen HAUG zu entscheiden. Das Fehlen einer anisischen Stufe könnte höchstens durch eine Transgression des Dolomits — ähnlich jener der Aptychenschichten — bedingt sein; eine Überschiebung aber liegt nicht vor.

Die Ablagerung des Raumsadolomits muß sich in mäßiger Tiefe, ziemlich fern vom Festland vollzogen haben. Die Diploporen, die häufigsten unter den seltenen Fossilien, mögen in erster Linie die Sedimentation eingeleitet haben. Die große Mächtigkeit des überaus gleichmäßigen Sediments läßt auf ein fortwährendes regelmäßiges Sinken der Geosynklinale schließen, ein Sinken, dem die Ablagerung ebenso regelmäßig die Wage gehalten hat.

b) Carditaschichten.

200—300 m unterhalb der Grenze zwischen Ramsadolomit und Dachsteinkalk trifft man stellenweise auf Carditaschichten, die in allen ihren Eigenschaften lebhaft von dem unter- und überlagernden Dolomit abstecken.

In dem mattgrauen homogenen, mächtigen Dolomit fallen sie auf durch lebhaft schwarze und gelbe Farbe, durch ihr heterogenes Material bei geringer Mächtigkeit.

Am Staubbachfall bei Jettenberg an der Saalach beobachtet man:

- Ramsadolomit mit scharfer Grenze;
- | | |
|--|-------|
| 4. grellgelber Letten mit roten Bändern | 50 cm |
| 3. tiefschwarze Tonschichten mit gelben Einlagen | 3 m |
| 2. graue, braun verwitternde, sehr harte dolomitische Kalke | 3 m |
| 1. dunkelgraue, bald dünn-, bald dickschichtige Mergel mit braunen sandigen Knollen, etwas Glimmer und Kohlenstaub | 12 m |
- Bach.

Aus 1. stammt ein *Rhizocorallium*, das auf die Abbildung der *Glossifungites saxicava* LOMN. bei FUCHS, 25. T. VII 1, 2. S. 49 paßt; nur fehlt die faserige Struktur der Bögen, was bei der sandigen Natur des Gesteins begreiflich ist. Wie bei *Glossifungites* zwei, so stehen bei meinem Stück drei Lappen nebeneinander, als strahlten sie von einem Punkt gegenüber den Bögen der Lappen aus — ähnlich den Gliedern eines Kastanienblatts. Das Stück scheint auf der Schicht zu liegen, das Gestein ist sandig und kohlig und nebenan liegt ein fossiles Harzkorn.

In 2. stecken wahrscheinlich die Oolithe, die hier sehr klein sind und nur in angewittertem Schutt gefunden werden, wo sie lebhaft gelb hervortreten.

Der Ramsadolomit in der Nähe dieses Aufschlusses ist schwach bräunlich.

Weiter südlich findet man anstehende Oolithe in dunkelgrauem sandigen Mergel, der über braunen schichtigen Dolomiten liegt; letztere scheinen das Staubbachprofil nach unten zu ergänzen.

Schöne Sphaerocodien, die rot und gelb auswittern, findet man NW. vom Predigtstuhl.

Aus dem „Mais“ (bei Gmain) gibt BORNEMANN Oolithe an.

Die übrigen Aufschlüsse sind schlechter und zeigen nichts Neues; nur ist die Mächtigkeit noch geringer, die Entwicklung weniger vollständig.¹⁾

Beides kann durch Störungen erklärt werden; man findet keinen Aufschluß von Carditaschichten, der nicht intensiv gestört wäre. Deshalb wage ich nicht — wie BÖSE — zu behaupten, daß sie stellenweise auskeilen.

Einfluß auf Bodenform, Wasserbewegung, Vegetation gewinnen sie wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht.

¹⁾ Die Aufschlüsse, die BÖSE in einer kleinen Gehängerutschung an der Kotalp sowie am Predigtstuhl gesehen hat, habe ich leider nicht mehr finden können.

Alle Eigenschaften passen so genau auf die Angaben über karnische Schichten anderwärts im Berchtesgadener Land, daß ihr Alter trotz des Fehlens eines eigentlichen Leitfossils als karnisch gelten darf. Ich habe zudem in den Carditaschichten des benachbarten Müllner Horns (im Kugelbach bei Kirchberg) die *Ostrea montis caprilis* gesehen. Das Vorkommen dieses oberkarnischen Fossils läßt uns zugleich vermuten, daß nicht nur die untere, sondern die ganze karnische Stufe durch die geringmächtigen Carditaschichten des Berchtesgadener Landes vertreten ist.

Das Auftreten von Sand, Glimmer und kohligter Substanz weist auf vorwiegend terrigene Entstehung. Wenn die Carditaschichten des Lattengebirgs die ganze karnische Stufe vertreten, dann muß zur Zeit ihrer Entstehung — auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit — die den Detritus liefernde Küste in bedeutender Entfernung gelegen haben.

c) Der obere Ramsaudolomit.

Die petrographischen Eigenschaften des oberen Ramsaudolomits entsprechen durchaus denen des unteren; nur ist im oberen Ramsaudolomit die Absonderung in Schichten etwas weniger selten.

Das Alter des oberen Ramsaudolomits ist nach BöSE ein karnisches; BöSE stützt sich bei seiner Altersbestimmung auf die geringe Mächtigkeit der Carditaschichten, die nach ihm eine Ergänzung der karnischen Stufe — durch den oberen Ramsaudolomit erfordert. Dieses Argument gilt jedoch nur dann, wenn erwiesen ist, daß die Berchtesgadener Carditaschichten in der gleichen Entfernung von der detritusliefernden Küste entstanden sind wie die mächtigeren bajuvarischen Raibler Schichten. Ein solcher Nachweis dürfte angesichts des pelagischen, mergel- und sandarmen Charakters der ganzen Berchtesgadener Trias schwer zu führen sein. In einer pelagischen Sedimentreihe darf man aber das Überwiegen organogener über detritogene Sedimente, mit anderen Worten eine Ausdünnung der letzteren, von vorneherein erwarten. Sonach wäre in der karbonatreichen Berchtesgadener Trias das Auftreten geringmächtiger Mergel von großem Altersumfang nicht verwunderlich, und die Annahme, daß der obere Ramsaudolomit bereits in die norische Stufe gehöre, nicht unwahrscheinlich. Zudem ist der Ramsaudolomit in Hinsicht auf die petrographischen Eigenschaften sicher mehr mit norischem Hauptdolomit als mit karnischen Raibler Schichten verwandt. Wir werden auch bei der Betrachtung des Dachsteinkalks Verhältnissen begegnen, die der Annahme norischen Alters für den oberen Ramsaudolomit nicht ungünstig sind.

3. Dachsteinkalk und -dolomit.

Die Stufe des Dachsteinkalks, deren Gesteine nach dem Ramsaudolomit die größte Verbreitung besitzen, ist im Lattengebirg nicht einheitlich ausgebildet. — Am Schwarzbach und am Westhang des Mordautals, also im südlichen Bezirk des Hochgebirgs liegen weiße wohlgeschichtete, homogene Kalke in einer Mächtigkeit von 500 m über dem Ramsaudolomit. Doch wer von Reichenhall aus südwärts blickt, sieht vom Tal bis zum Grat des Predigtstuhls hinauf 1100 m Dolomit; die gesamte noch nicht abgetragene Dachsteinstufe lagert hier als Dolomit über dem Ramsaudolomit. Zwischen diesen Gegensätzen bewegen sich die Verhältnisse in den übrigen Gegenden, ihrerseits mannigfach abgestuft.

Normal und einfach ist der Südwesten. Am Schwarzbachhang liegt über grauweißem, klüftigem, ungeschichtetem Ramsaudolomit mit scharfer Grenze weißer

bis bräunlicher, fester, wohlgeschichteter Dachsteinkalk, oft rot geadert. Die Fossilien sind in den tieferen Lagen selten und stets Megalodonten. Zuoberst, etwa 500 m über der Grenze wird der Kalk rosarot (Landhaupten- und Lattenberg- bis Rötelbachalp), die Megalodonten häufen sich und erreichen bedeutende Größe, und mitunter findet man kleine Gastropoden und Gyroporellen; an einer Stelle W. der Dalsenalp gibt es eine Muschelbrekzie. Böses (7. S. 532) *Daonella* cf. *Richthofeni et cassiana* habe ich auf die Angabe „westlich vom Hochmais“ hin nicht wieder finden können.¹⁾ Dennoch beweist diese Angabe, daß Einflüsse der Hallstätter Periode sich auch im Lattengebirg geltend machen. — Sehr bezeichnend sind stark gebänderte Lagen, die im Durchschnitt der Blätterlage eines roh geschnittenen Buchs gleichen und mit Salzsäure schwach brausen. Gegen SO. (Schwarzbachwacht) stellen sich häufiger Großoolithstruktur und schwimmende rote Scherben ein. Stellenweise am Schwarzbach, stets an der Saalach, schiebt sich an der Grenze eine geringmächtige Dolomitlage ein, die am Schwarzbach weiß ist und Megalodonten führt, an der Saalach bräunlich brekziös und fossillier wird. — Durch Erosion und Rückwitterung entstehen im reinen Dachsteinkalk mächtige, vegetationsarme Steilwände, die mit deutlichem Gehängeknick über dem abgeöschten, bewachsenen Ramsaudolomit sich erheben. Die Wandklüfte sind durch Verwitterungslehm dunkelrot, die Wandflächen durch Algen mattblau wie Aluminium; es ist im Gegensatz zum Ramsaudolomit ein wohlgefälliges Gestein. Auf den Hochflächen finden sich Karren, Dolinen, Blockfelder. Hier ist nicht die Erosion, sondern die chemische Destruktion tätig; das Wasser sammelt sich nicht mehr zu Bächen, sondern stürzt auf Klüften, die es weiter vergrößert, zur Tiefe, wo mächtige Quellen aus großen Löchern zutage treten (Schwarzbachtal). Nur dort, wo die Verwitterung den Ton konzentriert hat, steht das Wasser auf den Höhen in kleinen Pfützen. Trotz der Durchlässigkeit des Bodens hält sich hier oben der Hochwald, der an den Hängen schon in größerer Tiefe den Latschen Platz gemacht hatte: die Steilheit erweist sich schädlicher für die Vegetation als die große Höhenlage.

Im Norden, vom Predigtstuhl bis fast zum Karkopf, besteht die Dachsteinstufe aus schmutzigweißen bis bräunlichen, oft gebänderten, gekerbten, kreuzweis gefurchten Dolomiten, die mitunter kalkig werden und stets geschichtet sind; die einzelnen Schichten sind stets dünner als in der Kalkfazies, wo — allerdings selten — Schichten von mehreren Metern vorkommen. Mit zunehmender Höhe stellen sich kleine Megalodonten und Durchschnitte von größeren Gastropoden ein. Kalkspat, in tieferen Lagen regellos eingesprengt, legt sich in höheren immer mehr den Schichten parallel, bis richtige Bänderlagen entstehen. — Es sind hier nur 400 m von der ursprünglichen Mächtigkeit erhalten. — Die Böschung ist bedeutend geringer als beim Kalk, der Pflanzenwuchs häufiger; die Verwitterungsfarbe ist ein düsteres Grau. Im fließenden Wasser wird das Gestein stärker angegriffen als der Kalk, weil es klüftiger ist; auffällig ist das Vorkommen von Wasserlachen in großen Höhen am Hochschlegel: das Gestein scheint trotz seiner Klüftung weniger durchlässig als der Kalk.

Besser aufgeschlossen und zugänglich ist das Profil am S.-hang des Dreisesselbergs, das freilich nur die untersten Lagen zeigt. Auf dem wohlgeschichteten oberen Ramsaudolomit liegen 70 m bräunliche Bänderdolomite, stellenweise

¹⁾ Die Bemerkung HAHNS, welche dieses Vorkommen bezweifelt (35. S. 405), beruht auf einem Mißverständnis; ich habe HAHN gegenüber lediglich das Vorhandensein karnischer Schichten an jener Stelle in Abrede gestellt.

mit glänzenden kleinen Kalkspäten; darüber folgt kalkiges braunes Gestein. Diese Kalklage vermittelt den Übergang nach NO.

Nach NO. stellen sich erstaunlich rasch die normalen Verhältnisse des Südens ein. Die bräunlichen Gesteine verschwinden, die Dolomite rascher als die Kalke, und an den Rotofenspitzen liegt weißer rot geaderter Dachsteinkalk an der unteren Grenze.

Südlich vom Dreisesselberg, im Hauptkamm, keilt ebenfalls der Dolomit aus; die Grenze ist jedoch sehr schwer zu ziehen. An der Grenze gegen den Ramsaudolomit hält sich der Dachsteindolomit jedoch noch lang; erst an der Thörlalp scheint er verschwunden; doch beim Aufstieg von Mordau zur Lattenbergalp erscheinen noch einmal dolomitische Lagen. — Im Hauptkamm findet man öfters Lithodendren.

Noch haben wir die höheren Lagen der dolomitischen Fazies nicht kennen gelernt; sie finden sich — im Hochgebirg — nur mehr in den gesenkten Schollen am unteren Rötelbach; hier ist auch der plötzliche Übergang zwischen dem nördlichen und dem südlichen Extrem zu beobachten. Am S.-hang des Rötelbachs, beim Aufsteigen gegenüber P. 664, trifft man folgende Schichten: 1. eine untere Kalklage aus normalem fossilieurem Dachsteinkalk, der mit weißen Dolomitbänken wechsellagert, bis 670 m; diese Schicht steht am nördlichen Ufer mächtig an und liegt dort mittelst eines geringmächtigen Übergangsdolomites auf Ramsaudolomit; 2. bis 1000 m Höhe dichte, ziemlich dünn-schichtige, bräunliche bis hellgraue kalkige Dolomite mit muscheligen Bruch und schmutzig roten Klüften; 3. auf 1100 m weiß auswitternde bräunliche dolomitische Kalke mit zahlreichen Kalkspatputzen; 4. auf 1120 m schwach dolomitische, rot geaderte, bräunlich weiße Kalke mit Gastropodendurchschnitten, ein fast normaler Dachsteinkalk, wie er gleich oberhalb ansteht. — Am Eingang des Tals ist, ebenfalls am Südhang, der plötzliche Übergang der Dolomite in die Kalke des SW.-Bezirktes zu sehen. — Ganz ähnlich wie dieses Profil vom Rötelbachsüdhang ist das des Nordhangs bis hinauf zum Schneideck, wo man zuoberst den rötlichen Dachsteinkalk findet, der stets etwa 500 m oberhalb der unteren Grenze aufzutreten scheint; somit erreichen hier die vorwiegend dolomitischen Gesteine eine Mächtigkeit von etwa 500 m. Die Schichtenfolge längs des Talziehwegs bis zur Rötelbachalp ist die gleiche. Hier trifft man Typus 2. von 664 bis 840 m, mit unregelmäßigen gerundeten Hohlräumen, die kleinen Wurmröhren und ausgelagten Gastropoden (einer oberrheinischen *Worthenia?*) ähneln, die ferner stets größer sind als die Lucken des Ramsaudolomits. Kleine Steilwände aus Dolomit vom Typus 3. gehen auf 880 m an den Weg heran; sie führen kleine Megalodonten. Dann endet das Profil an einer Verwerfung, die die höchsten Lagen des hier vorhandenen Dachsteinkalks um 200 senkt und an den Weg herunterbringt; es sind weiße und rötliche, mit splittrigen Dolomiten wechsellagernde Megalodontenkalke; zu bemerken ist, daß die Megalodonten sich niemals herauslösen. Wir sehen hier, daß der Dolomit in sehr hohe Regionen vordringt; aus den Megalodontenkalken mit ihren Dolomitlagen gelangt man sofort in die jüngere Kreide, die im Hochgebirg meistens 5—600 m oberhalb der unteren Grenze der Dachsteinstufe sich einstellt.

Östlich oberhalb der Rötelbachalp, wo mehrere große und kleine sich kreuzende Brüche durch ähnliche Gesteinsreihen hindurchsetzen, ist eine gewaltige Verwirrung entstanden; man weiß nicht, was gesenkt und was gehoben, was obere und was untere Kalklage, welcher Gesteinswechsel tektonisch, welcher stratigraphisch

bedingt ist. Außer den bisher beschriebenen Gesteinen gibt es hier noch gelbe Megalodontenkalke mit langen, mitunter anschwellenden Spatadern, schwarz und rötlich gefleckte weiße Kalke — beide wohl zu hohen Horizonten gehörend —, braune, dolomitische Kalke mit auswitternden Kalkspatputzen, fahlweiß anwitternde Dolomite mit zahllosen Furchen, all das in buntem Gemenge.

Wenn man stets in ungefähr gleicher stratigraphischer Höhenlage auf der Dachsteinstufe die Kreide auftreten sieht, nämlich 5—600 m oberhalb der unteren Grenze, so gelangt man unwillkürlich zu der Vermutung, diese Zahl habe etwas mit der ursprünglichen Mächtigkeit der Dachsteinstufe zu tun. Am Sillberg bei Berchtesgaden sieht man dagegen die Stufe bis 850 m anschwellen und auch hier fehlt noch ein normal Hangendes. Das Sillbergprofil ist also das vollständigste; die Schichten stehen fast senkrecht, das Liegende ist westlich. Hier liegen von W. nach O.: etwa 100 m vorwiegend kalkige, dann 300—200 m vorwiegend dolomitische Übergangsschichten, beide aus fortwährend abwechselnden Lagen von bräunlichen Kalken und Dolomiten bestehend; dann 400 m normaler, rot geaderter, weißer Dachsteinkalk mit Megalodonten, sphaerolithischem Kalkspat und Großoolithstruktur; am S.-hang des Sillbergs freilich sind die Übergangsschichten bereits wieder verwandelt, hier steht westlich des normalen Kalks ein Dolomit an, den ich vom Ramsaudolomit überhaupt nicht abzugrenzen vermocht habe.

Die morphologischen Eigenschaften all dieser zwischen dem kalkigen und dem dolomitischen Extrem sich bewegenden Glieder sind ein Gemisch aus den morphologischen Eigenschaften dieser beiden: steiler die Kalke, flacher geböschet die Dolomite, bei Wechsellagerung Wände im Kalk, Hohlkehlen im Dolomit.

Im großen und ganzen kann man über die Gesteine der Dachsteinstufe folgendes feststellen:

1. daß in den tieferen Lagen zwei fossilarme Gesteinstypen vorkommen, ein weißer kalkiger, ein bräunlicher dolomitischer, daß also ein durchgehender Horizont hier fehlt.
2. daß diese beiden in großen Bezirken sich miteinander verzahnen und sich gleichsam durchbrechen;
3. daß nach oben die Bräunung und der Dolomitgehalt allmählich verschwinden, die Megalodonten häufiger werden.

Das Alter der Dachsteinstufe im Lattengebirg ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen; das Alter des Liegenden steht nicht fest, ein normal Hangendes und echte Leitfossilien fehlen. Ein ziemlich großer Teil der Dachsteinstufe gehört jedenfalls in die norische Stufe; wir wissen aber nicht, ob die norische Untergrenze mit der der Dachsteinstufe zusammenfällt, ob nicht vielmehr der obere Ramsaudolomit noch zur norischen Stufe gehört; wir wissen andererseits nicht, in welchem Maße auch die rhätische Stufe durch Dachsteinkalk vertreten ist. — Daß ein Teil des Dachsteinkalks im Lattengebirg rhätisch ist, scheint mir aus zwei Gründen wahrscheinlich. Es gibt in geringer Entfernung, so am Südhang des Steinernen Meers und am Watzmann, Stellen, wo Kössener Fossilien als Einlagerungen in echtem Dachsteinkalk gefunden werden. Außerdem besitzt ein Gestein des Lattengebirgs, der bräunliche dolomitische Kalk mit großen Kalkspatputzen (S. 46), eine ganz auffallende Ähnlichkeit mit rhätischen Plattenkalken, wie sie auf dem Laubenstein¹⁾ im Chiemgau vorkommen. Petrographische Merkmale ver-

¹⁾ Beschreibung von Finkelstein, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 1888.

leiten freilich oft zu fehlerhafter Altersbestimmung. Nehmen wir jedoch versuchsweise an, daß die beiden ähnlichen Gesteine gleichaltrig seien, so könnte im Lattengebirg lediglich die untere, etwa 400 m mächtige, vorwiegend dolomitische Lage der Dachsteingesteine norisches Alter besitzen, während die über jenem bräunlichen Kalk folgende obere, ebenfalls ca. 400 m mächtige, vorwiegend kalkige Lage mit dem bräunlichen Kalk in die rhätische Stufe fiel; da nun für die norische Stufe eine Mächtigkeit von 400 m allzu gering erscheint, da andererseits der obere Ramsaudolomit in der karnischen Stufe nicht gut Platz findet, so könnte man den oberen Ramsaudolomit an die Basis der norischen Stufe stellen und man erhielte für diese eine Mächtigkeit von etwa 700 m. So liefe die karnisch-norische Grenze über den Raibler Mergeln, die norisch-rhätische etwa in der Mitte der Dachsteinstufe. Wir sehen, daß unsere Annahme, weit entfernt davon, bewiesen zu sein, dennoch keinen ernstlichen Hindernissen begegnet.

Die Entstehung der gewaltigen Karbonatmassen der Dachsteinfazies, besonders die Herkunft des Materials, hat noch viel Rätselhaftes an sich. Die vertikale Homogenität des Gesteins läßt auf eine Entstehung in andauernd gleichmäßiger Meerestiefe schließen; nach dem Charakter der Fauna andererseits war das Meer ein seichtes. Auffallend ist die Erscheinung, daß auch in nicht dolomitischen Gesteine Fossilien selten sind; die Dolomitisierung scheint nicht viel organisches Material zerstört zu haben. Die Diagenese des Gesteins mag erst lange nach der Sedimentation eingesetzt haben, der Unterschied zwischen dem jetzt kalkigen und dem jetzt dolomitischen Gestein ist trotzdem ein ursprünglicher; das wird durch die so häufige Wechsellagerung von Kalk und Dolomit bewiesen, um so schlagender bewiesen, je feiner die abwechselnden Lagen sind: die so häufige Blätterstruktur führt immer wieder zu diesem Schluß; zudem sind die Megalodonten der Dolomite kleiner als die der Kalke, was ebenfalls für einen ursprünglichen Unterschied zwischen den beiden Gesteinen spricht.

II. Kreide.

Verzeichnis der Literatur für jüngere Kreide.

Nr. 78—159.

78. AIRAGHI, Inocerami del Veneto. Bull. soc. geol. it. 1904.
79. O. AMPFERER und Th. OHNESORGE, Über exotische Gerölle in der Gosaukreide und verwandten Ablagerungen. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1909.
80. A. BITTNER, Über zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosaukreide. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1898.
81. — Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Wien 1882.
82. J. BÖHM, Die Kreidebildungen des Für- und Sulzbergs. Paläont. XXXVIII, 1891/92.
83. — und ARN. HEIM, Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Zürich 1909.
84. G. BÖHM, Beiträge zur Kenntnis der Kreide in den Südalpen. Paläontogr. XLI. 1894.
85. P. CHOFFAT, Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Lisbonne 1886.
86. H. COQUAND, Monographie du Genre Ostrea. Marseille 1869.
87. COTTEAU, Echinides du dépt. de la Sarthe. Paris 1869.
88. Th. DAVIDSON, British fossil brachiopoda. Palaeont. soc. 1851—55.
89. H. DOUVILLÉ, Etudes sur les Rudistes. 1890—96. Paris.
90. E. FAVRE, Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg. Genève 1869.
91. J. FELIX, Die Anthozoen der Gosauschichten. Paläont. IL 1903.
92. — Die Kreideschichten bei Gosau. Paläont. LIV. 1908.
93. — Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten. 2. Centralbl. f. Min. 1907.

94. FRÍČ, Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. Naturw. Landesdurchf. Böhmens Prag 1889.
95. E. FUGGER, Der Untersberg. Zeitschr. d. D. u. Öst. Alpenv. 1880.
96. — und KASTNER, Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg 1885.
97. — Das Salzburger Vorland. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1899.
98. — Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1903.
99. — Führer zum internationalen Geologencongreß. IV. Wien 1903.
100. — Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1907.
101. K. FUTTERER, Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce. Paläont. Abh. VI. 1892.
102. H. B. GEINITZ, Das Elbtalgebirge in Sachsen. Paläontogr. XX. 1872.
103. G. GEYER, Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreidefisch. Verh. d. K. K. R.-A. 1907.
104. — Über die Schichtenfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1909.
105. GRIEPENKERL, Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläont. Abh. IV. 1889.
106. A. DE GROSSOUVRE, Recherches sur la craie supérieure. I. Stratigraphie générale. Paris 1901.
107. — II. Les ammonites de la craie supérieure. Paris 1893.
108. — Note sur l'âge des couches de Gosau. C. R. de la soc. géol. de France 1894, 3. (Referat in Verh. d. K. K. R.-A. 1895.)
109. — Sur les couches de Gosau considérées dans leurs rapports avec la théorie du charriage. B. S. G. de France 1904.
110. C. W. GÜMBEL, Über neue Fundstellen von Gosauschichten und Vilserkalk bei Reichenhall. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. München 1866.
111. F. V. HAUER, Über die Cephalopoden der Gosauschichten. Beitr. z. Paläont. v. Österreich. 1858.
112. — Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. Wien 1866.
113. O. HEER, Die vorweltliche Flora der Schweiz. Zürich 1877.
114. V. HILBER, Fossilien der Kainacher Gosaukreide. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1902.
115. HILL AND VAUGHAN, Geology of the Edwards plateau. U.S. geol. Survey XVIII. 2. 1896/97.
116. E. HOLZAPFEL, Die Mollusken der Aachener Kreide. Paläontogr. XXXIV, XXXV. 1887/89.
117. H. IMKELLER, Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Paläontogr. LVIII. 1901/02.
118. F. KOSSMAT, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beitr. z. Pal. Ö.-U. IX. 1895 XI. 1898.
119. LAHUSEN, Über russische Aucellen.
120. LEONHARD, Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien. Paläontogr. 44.
121. LOTTI, Inocerami nella Scaglia presso Titignano. Boll. com. geol. it. 32, 1901.
122. MICHAEL, Über Kreidefossilien von d. I. Sachalin. Jb. Preuß. L.-A. 1898.
123. G. MÜLLER und A. WOLLEMAN, Die Mollusken des Untersenen von Braunschweig und Ilsede. Abh. d. Kgl. Preuß. L.-A. 1898, 1906.
124. A. D'ORBIGNY, Paléontologie française. Terrains crétacés. Paris 1843—47.
125. PALFY, Zwei neue Inoceramusriesen aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. Földtani Közlöny XXXIII. 1903.
126. K. PAUL, Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1898.
127. K. PETERS, Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten der Alpen. Abh. d. K. K. R.-A. 1852.
128. W. PETRASCHECK, Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1903.
129. — Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1906.
130. K. A. REDLICH, Die Kreide des Görtschitz- und Gurktales. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1899.
131. A. REDTENBACHER, Die Cephalopoden der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. Abh. d. K. K. R.-A. 1873.
132. O. M. REIS, Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geogn. Jahresh. VIII. 1895.

133. O. M. REIS, Die Fauna der Hachauerschichten. Geogn. Jahresh. IX. 1896.
134. A. E. REUSS, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschr. d. K. Ak. d. Wiss. math.-nat. Cl. Wien 1854.
135. — Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart 1845/46.
136. — Kritische Bemerkungen über die von Herrn Zekeli beschriebenen Gastropoden der Gosaugebilde. Sitz.-Ber. d. K. Ak. math.-nat. Cl. Wien 1853.
137. F. A. RÖMER, Die Kreidebildungen von Texas. Bonn 1852.
138. — Die Quadratenkreide des Sudmerbergs bei Goslar. Paläontogr. XIII. 1864/66.
139. M. SCHLOSSER, Zur Geologie von Nordtirol. Verh. d. K. K. R.-A. 1895.
140. — Neue Funde von Versteinerungen aus der oberen Kreide in den Nordalpen. Zentrabl. f. Min. etc. 1904.
141. — Zur Geologie des Unterinntals. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1910.
142. C. SCHLÜTER, Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammonoiten Norddeutschlands. Bonn 1867.
143. — Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Paläontogr. XXIV. 1872—76.
144. — Kreidebivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Paläontogr. XXIV. 1872—76.
145. — Der Emscher Mergel. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1874.
146. F. SCHMIDT, Über die Petrefacten der Kreideformation von der Insel Sachalin. Mém. de l'Acad. imp. St. Pétersbourg 1873.
147. H. SCHRÖDER und J. BÖHM, Subhercyne Kreidemulde. Abh. d. K. Pr. L.-A. 56. 1909.
148. U. SÖHLE, Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau. Geogn. Jahresh. IX. 1896.
149. — Das Ammergebirg. Geogn. Jahresh. XI. 1898.
150. F. STOLICZKA, Cretaceous Fauna of Southern India. Mem. of the geol. Survey of India. Calcutta 1865.
151. — Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. Wien 1859.
152. A. v. STROMBECK, Über das Vorkommen von *Actinocamax quadratus* und *Belemnitella mucronata*. Zeitschr. d. Geol. Ges. XLIII. 1891.
153. TH. WEGNER, Die Granulatenkreide des westl. Münsterlands. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. LVII. 1905.
154. A. WOLLEMAN, Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1902.
155. A. WOODS, A monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England. Pal. Society 1899—1909.
156. TH. WRIGHT, Monograph on the British fossil Echinodermata from the cretaceous formation. Pal. Society 1864—82.
157. F. ZEKELI, Die Gastropoden der Gosaugebilde. Abh. d. K. K. R.-A. 1852.
158. K. ZITTEL, Die Bivalven der Gosaugebilde der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. K. Ak. d. Wiss. XXIV, XXV. Wien 1864/65.
159. ZUBER, Über die Entstehung des Flysch. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1901.

1. Gosaukreide.

Gosauschichten treten in zwei Bezirken des Lattengebirgs auf; oben (A) auf dem Hochgebirg bedecken sie weite Flächen, in der Tiefe (B) begleiten sie seinen Nordsockel, den Südrand des Reichenhaller Kessels, als schmaler, häufig unterbrochener Streif; ein isoliertes Vorkommen endlich liegt im Tongraben (C).

A.

Erstaunlich konkordant liegt die Gosaukreide auf den Höhen des Gebirgs über dem Dachsteinkalk. Auffällige Diskordanzen finden sich nur stellenweise, so am Weg von der Rötelbach- zur Schlegelalp auf 1130 m, dann im Rötelbach, östlich der Dalsenalp. Bei genauerer Beobachtung findet man jedoch überall deutliche Anzeichen einer unregelmäßigen Auflagerung. Großkristalliner dunkelroter Kalkspat liegt zwischen Trias und Kreidekalk, dringt in Gangform in Spalten des Dachsteinkalks, liegt in Hohlräumen desselben in Form von geröllähnlichen Sphärolithen und umkleidet isolierte Brocken von Dachsteinkalk an der Grenzfläche; auch das Kreidegestein selbst dringt in Hohlräume des Liegenden ein (so am Rötelbachziehweg auf 920 m,¹⁾ hier von einem blaugrünen Mergel begleitet; ähnlich am

¹⁾ Der Aufschluß ist 1910 durch Wegbau zerstört worden.

Thörlsteig auf 1300 m); endlich liegt die Kreide manchmal an älteren rückgewitterten Verwerfungswänden (Fig. 8 S. 92).

Zwei Horizonte kann man in der Gosaukreide des Hochgebirgsteiles unterscheiden, einen unteren kalkigen (1) und einen oberen mergelig-sandigen (2).

1. Die untere Gosaukreide, deren Charakter schon die Transgressionserscheinungen andeuten, besteht hauptsächlich aus roten, knolligen, undeutlich geschichteten Kalken, die zahlreiche Bruchstücke von Hippuriten, Rhynchonellen und Crinoiden führen. Rotfärbung, Knollenformen und Schichtung sind durch den Gehalt an eisenreichem Ton bedingt. Das Färbemittel ist teils fein verteilt, teils in Tupfen lokalisiert, wie sie vom Forellenmarmor des Untersbergs her bekannt sind; die größten darunter — mit einem Durchmesser von einigen Millimetern — entpuppen sich als Bohnerz. Die Knollenformen entstehen durch Auswittern tonreicher Partien im Umkreis kalkreicher Linsen; sie sind nur an verwittertem Gestein zu sehen. Die Schichtung entsteht durch Wechsellagerung von vorwiegend kalkigen mit tonreicheren Partien. Bei den Abarten des roten Gesteins, von denen graue und gelbe seltener, weiße ziemlich häufig sind, treten mit Abnahme des Tongehalts Schichtung und knollige Form zurück, und damit auch die Fossilien; die weißen Kalke erscheinen dem bloßen Auge ganz fossilieer, doch die nie fehlenden „Forellentupfen“ ermöglichen die Trennung vom Dachsteinkalk. Neben diesen tonärmeren „Marmorkalken“ gibt es andererseits aber seltener Varietäten, die tonreicher sind als das normale Gestein; in diesen nun sind auch die Fossilien häufiger und etwas besser erhalten.

An der „Quelle“ auf Landhaupten fand sich in gelblich-grauem Kalk:

Calamophyllia fenestrata REUSS.

Westlich davon in hellrotem Mergel sehr schöne Hexactinelliden (Craticularien).

Östlich des „Wasserfalls“ bei der „Holzstube“ liegt im roten Knollenkalk eine dunkelrote Mergellage, die neben Kohleteilchen auch schlecht erhaltene tierische Reste führt:

Exogyra cf. *Matheroniana* MATH. ns.

Pecten sp.

Ostrea sp.

Tapes Martiniana MATH. s.

Omphalia cf. *Giebels* ZEK. 1.

Zwischen Dalsen- und Moosenalp stehen im Bach an einer kleinen Serpentine hellrote Mergel mit Fossilien an:

Micraster cf. *cor anguinum* KLEIN 5.

Rhynchonella compressa LIAM. h.

Terebratulina striatula WAHLBG. s.

Astarte sp.

Inoceramus impressus D'ORB. (1.) 1.

„ *aff. cuneiformis* D'ORB. (2.) 4.

„ *cf. regularis* D'ORB.

Leda sp.

1. Der auffällige *I. impressus* kommt nach DE LAPPARENT (S. 1453, 1447) in französischem Obersenon vor.

2. *I. cuneiformis* wird aus dem Turon angegeben. Meine Stücke sind bis fußlang, aber relativ nicht so breit als D'ORBIGNYS Stück (124. S. 512, Pl. 407), doch jedenfalls viel größer als diese (8,5 cm). Winkel zwischen kurzer Ober- und langer



Fig. 1.

Inoceramus aff. *cuneiformis* D'ORB. Der untere Teil ist nach einem zweiten Exemplar ergänzt.
 $\frac{2}{3}$ natürl. Größe.

Vorderseite, 110°; flache Form; die Rippen treten vorne rasch weit auseinander, so daß breite Zwischenfelder entstehen (vgl. Fig. 1).

Die Fauna ist also ziemlich ärmlich; es mag jedoch viel zerstört worden sein, ist ja doch das Gestein stellenweise aus zahllosen Trümmern organischer Hartteile zusammengesetzt.

Die Mächtigkeit der unteren Gosaukreide beträgt 2—50 m; ob es überall die ursprüngliche ist, bleibt fraglich, da an der Dalsenalp die oberste Lage leicht diskordant vom Hangenden bedeckt wird.

Bei der Verwitterung tritt das organische Material und, wenn vorhanden, auch der Eisenoolith rauh hervor; weiterhin entstehen rote und gelbe Tone. Karrenfelder finden sich da, wo auch fließendes Wasser gewirkt hat; ihre Rinnen sind länger und breiter, aber weniger tief als die im Dachsteinkalk. Am unteren Rötelbach bildet die Kreide einen wulstförmigen Überhang über steilen Wänden aus Dachsteinkalk. Diese Erscheinungen zeigen, daß der tonige Kreidekalk widerstandsfähiger ist als der reinere Dachsteinkalk.

Betrachtungen über die Entstehung dieses Sediments müssen sich auf Vorstellungen von den gesamten geographischen Verhältnissen der Gosauzeit stützen. Vor Beginn der Sedimentation war das Gebiet verlandet; das wird durch das Fehlen der nächstälteren Schichten bewiesen, ebenso durch das jetzige Auftreten der Kreide in Höhlen und durch das Vorkommen von Dachsteinkalkbrocken — eigentliche Konglomerate fehlen — in den tiefsten Kreidelagen. Erinnert man sich außerdem noch an den häufigen roten Ton — Terra rossa — in der transgredierenden Kreide, so gewinnt man den Eindruck, daß hier ein verkarstetes Land vom Meer erobert worden ist, und zwar ziemlich plötzlich, denn sonst müßten die Höhlen zerstört, die eluvialen Kalkbrocken abgerollt, Grundkonglomerate gebildet worden sein. Wie lang die Festlandperiode gedauert hat, wissen wir nicht; vielleicht hat sie schon nach der rhätischen Zeit, vielleicht viel später begonnen, vielleicht war sie einheitlich, vielleicht durch Überflutung unterbrochen; wahrscheinlich ist die Annahme HAUGS, daß das Lattengebirg dieselbe Geschichte hat wie der Untersberg, auf den Lias, Tithon und — was HAUG freilich nicht annimmt — auch Gosaukreide transgredieren; die Untersbergtrias entspricht genau der des Lattengebirgs, das Fehlen von Tithon und Lias im Lattengebirg kann durch die Annahme einer Abtragung infolge stärkerer Hebung vor der Transgression erklärt werden. Sicher ist jedoch nur, daß zum mindesten eine Festlandperiode war, während deren mindestens 300 m Dachsteinkalk — die Differenz der Mächtigkeiten am Sillberg und auf dem Hochgebirg — abgetragen worden sind. Das transgredierende Meer ist seicht gewesen. Das Material des transgressiven Sediments stammt wohl ganz aus zerstörtem alpinem Kalk, dessen Kalkgehalt chemisch, dessen Tongehalt mechanisch umgelagert worden ist; dafür, daß ein Festland (Inseln?) vorhanden gewesen ist, welches Material liefern konnte, spricht die Seichtheit des Gosaumeeres und die Unregelmäßigkeit der Transgressionsfläche; daß es ein Kalkfestland gewesen ist, dafür spricht neben dem Material der Kreide das Fehlen exotischen Materials.

Das Alter dieser unteren Gosaukreide ist nach den Fossilien ein senones; eine genauere Bestimmung ist vorläufig nicht möglich.

2. Auf dieser untern Stufe des Hochgebirgstells liegt die obere, die im NW.-Bezirk (a), nämlich an der Landhaupten- und Rötelbachalp, aus Kalkmergeln,

im SO.-Bezirk (b), an der Dalsen-, Moosen-, Lattenbergalp, aus Sandsteinen und Letten besteht. Sie folgt in ihrer Verbreitung der unteren, bedeckt sie jedoch nicht mehr überall, da sie leicht verwittert. Auf den Dachsteinkalk transgrediert sie nicht; man muß also annehmen, dass die untere Gosaukreide das ganze ältere Relief, trotz dessen Unregelmäßigkeit und trotz ihrer geringen Mächtigkeit, bedeckt hat. Die Grenze gegen die untere Stufe ist scharf und scheint meist konkordant zu sein; doch im Rötelbach zwischen Dalsen- und Moosenalp sieht man, gegenüber der Fundstelle von Inoceramen und Seeigeln, zwischen liegenden roten Mergeln und hangenden graubraunen Letten eine dünne Lage von Grundkonglomerat aus eckigen Stücken des Liegenden, dicken Schalenrümern von Inoceramen und Kalkspatbrocken in grauem Bindemittel; an der Dalsenalp ist ferner das Liegende an der Grenze leicht zerfressen und es trägt sogar stellenweise eine 2 cm dicke Schicht von Brauneisen, das ja auch anderwärts an Transgressionsflächen auftritt. Es besteht also eine kleine Diskordanz zwischen unterer und oberer Gosaukreide, obwohl beide mit parallelen Schichten aneinander grenzen.

a) Die Kalkmergel des NW.-Bezirks sind ein schmutziggraues Gestein mit deutlicher, aber unregelmässiger Schichtung; kalkreiche Schichten sind dickbankig und zähe; mitunter sind kleine Gerölle eines gelblichen Kalks eingebettet. Das Gestein führt mehr Fossilien als sein Liegendes, und die Fossilien sind, mit Ausnahme der Ammoniten, mit Schale erhalten. Fundplätze sind besonders die Schlotten an der Landhauptenalp.

| | |
|--|-----|
| <i>Craticularia</i> sp. (1.) | h. |
| <i>Actinacis Martiniana</i> D'ORB. | s. |
| * <i>Astrocoenia ramosa</i> E. u. H. var. <i>tuberculata</i> REUSS | ns. |
| * <i>Oculina Schlosseri</i> FEL. (2.) | 2 |
| <i>Micraster cor anguinum</i> KLEIN | s. |
| <i>Rhynchonella compressa</i> LAM. (3.) | h. |
| <i>Terebratula</i> sp. | s. |
| <i>Terebratulina striatula</i> WAHLB. | ns. |
| <i>Fistulana</i> sp. | 1 |
| <i>Inoceramus digitatus</i> SOW. (4.) | h. |
| <i>Gryphaea vesicularis</i> LAM. (5.) | h. |
| <i>Sphaerulites angeoides</i> DE LAP. | h. |
| * <i>Pachydiscus</i> aff. <i>isculensis</i> REDT. (6.) ¹⁾ | 1 |
| * <i>Puzosia corbarica</i> DE GROSS (7.) ¹⁾ | 1 |

Paläontologische Bemerkungen.

1. *Craticularia* sp. ist dieselbe Form, die auch im Liegenden auftritt; doch ist sie in der oberen Stufe viel häufiger.

2. *Oculina Schlosseri* ist nicht besser erhalten als das Stück, das FELIX abbildet, jedoch gut nach diesem zu bestimmen.

3. *Rhynchonella compressa* ist meist schmaler als DAVIDSON'S Stücke; dennoch kommt, wengleich selten, auch die breite var. *gallina* BRONG. vor.

4. *Inoceramus digitatus*.

Inocer. digitatus SOW. SOWERBY, Min. conch. VI. S. 215, T. 604, 2. 1842.

„ *undulato-plicatus* F. RÖM. F. RÖMER, Texas, S. 59, T. 7, 1. 1852.

¹⁾ Aus der Sammlung MAURER, Reichenhall.

- Inocer. digitatus* SOW. F. A. RÖMER, Goslar, S. 196, T. 32, 6. 1865.
 „ *digitatus* SOW. F. SCHMIDT, Sachalin, S. 25, T. 6 u. 7. 1873.
 „ *digitatus* SOW. SCHLÜTER, Inoceramus, S. 267, T. 36. 1877.
 „ *undulato-plicatus* F. RÖM. SCHLÜTER, Inoceramus, S. 270, T. 38, 1. 1877.
 „ *digitatus* SOW. = *undul.-plic.* F. RÖM. HILL AND VAUGHAN, Edwards Pl.
 T. 60, 3. 1896/97.

Die Form wird bis 1½ Fuß lang. Neben Stücken, die nach der bezeichnenden Mittellinie unsymmetrisch sind — *I. digitatus* —, finden sich auch symmetrische — *I. undulato-plicatus* —, endlich auch solche, die den Übergang beider vermitteln. Der Grund, aus dem sich SCHLÜTER gegen die Einziehung der zweiten Spezies ausgesprochen hat, das Fehlen von Übergangsformen, entfällt also und der Name *I. undulato-plicatus* F. RÖMER kann eingezogen werden.

5. *Gryphaea vesicularis* entspricht der Form ZITTELS, T. XIX, 6c (158.) die Exemplare (Sammlung KRÖNNER, Reichenhall) haben Silifikationsringe.

6. *Pachydiscus* aff. *isculensis* ist schlanker als *isculensis* bei REDTENBACHER und DE GROSSOUVRE.

7. v. GÜMBEL erwähnt (110. S. 172) vom „Dalsener Abfall des Lattengebirgs“ einen Ammoniten, der ihm mit *A. planulatus* identisch scheint. Vermutlich gehört diese Form zu *Puzosia corbarica*.

b) An der Brücke oberhalb der „Holzstube“ beobachtet man statt der harten, oft dickbankigen Kalkmergel nur mehr dünnsschichtige weiche Mergel, und noch weiter südlich, also im ganzen SO.-Bezirk, findet man ein Gestein, das durchaus von dem des NW.-Bezirks verschieden ist, obwohl es wie jenes auf der roten Gosaukreide liegt. Es sind in der Hauptsache dunkelgraue, bröckelige sandige Letten, die stellenweise in festere gleichfarbige Sandsteine übergehen oder mit solchen wechsellagern; in den Letten W. der Dalsenalp liegen rostige, sandige Knollen, die Sandsteine führen häufig Wülste, Höcker und Knollen auf den Schichtflächen, seltener auch Kohleteilchen; man kann sie geradezu als Flysch ansprechen. Fossilien sind auch hier nicht selten, doch sind die weißen Schalen sehr zerbrechlich.

| | |
|--|-----|
| * <i>Astrocoenia ramosa</i> E. u. H. var. <i>tuberculata</i> REUSS | ns. |
| * <i>Cyclolites scutellum</i> REUSS | h. |
| * <i>Trochosmilium varians</i> REUSS | h. |
| <i>Nucula Stachei</i> ZITT. (1.) | 3. |
| <i>Inoceramus Salisburgensis</i> F. u. K. (2.) | h. |
| „ cf. <i>regularis</i> D'ORB. | s. |
| <i>Cyprina</i> sp. | |
| <i>Alaria costata</i> SOW. | ns. |
| ? <i>Amaura acuminata</i> REUSS | 1 |
| <i>Amauropsis</i> sp. (cf. <i>pannucea</i> STOL.) | 1. |
| * <i>Cerithium millegranum</i> GOLDF. | h. |
| „ <i>torosum</i> ZEK. | ns. |
| <i>Fasciolaria elongata</i> SOW. | 1. |
| „ <i>rigida</i> BAILY | 1. |
| <i>Keilostoma</i> cf. <i>substriatum</i> STOL. | 1. |
| * <i>Nerita Goldfussi</i> KEF. | 1. |
| <i>Solarium</i> sp. | |
| <i>Trochus inaeque costatus</i> KAUNH. | s. |

| | |
|---|-----|
| * <i>Trochus plicato-granulosus</i> MSTR. | ns. |
| <i>Turbo</i> aff. <i>punctati</i> ZEK. | 1. |
| <i>Turbo</i> sp. | |
| * <i>Turritella Fittoniana</i> MSTR. | 1. |
| <i>Turritella</i> aff. <i>velatae</i> MSTR. | ns. |
| <i>Turritella</i> sp. | |

Paläontologische Bemerkungen.

1. *Nucula Stachei* aus dem Lattengebirg ist etwas länger als ZITTELS Exemplar (158.). Die Größe der Form verhindert eine Verwechslung mit verwandten Arten.

2. *Inoceramus Salisburgensis*, häufig an einer Stelle, nämlich da, wo der oberste Rötelbach zum erstenmal an den Dachsteinkalk herantritt, und zwar am rechten Ufer. Ein fast vollständiges Stück mißt 27 cm in der Höhe, 30 cm in der Länge.

Sieht man von den Inoceramen, von *Nucula Stachei* und *Cerithium millegramum* ab, so stellen die Formen der Letten und Sandsteine des SO. eine Mikrofauna dar; eine Tatsache, die um so auffälliger ist, als im NW.-Bezirk gewaltig große Formen herrschen. —

Die Mächtigkeit der oberen, grauen Gosaukreide scheint in beiden Bezirken 30 m nicht zu übersteigen und sinkt bis 5 m herab.

Bei der Verwitterung entstehen Lehme und feuchte Böden, die der sonst fast überall gegenwärtige Wald meidet. Der Einfluß auf die Bodenform ist bei der geringen Mächtigkeit nicht groß; es sind stets weichere Formen, die diese Kreideschichten begleiten, Formen die sich ganz an die der hangenden Nierentaler Schichten anschließen.

Die Bestimmung des Alters der oberen Gosauschichten begegnet Schwierigkeiten. Die Lagerungsverhältnisse geben keinen Anhalt, da das genaue Alter des Liegenden und Hangenden ebenfalls unbekannt ist. Was die Fossiliste anlangt, so muß ich hier betonen, daß sie kaum vollständig ist, da mir Jagdrücksichten längeres Sammeln verboten haben. Innerhalb der Liste ist ein großer Teil der Fossilien zur Altersbestimmung untauglich, weil auf die Gosaufazies beschränkt (mit * bezeichnet). Daneben stehen Formen, die zwar auch außerhalb der Gosaufacies auftreten, die aber eine zu große vertikale Verbreitung haben, so *Sphaerulites angeoides*, *Rhynchonella compressa*, *Terebratulina striata*. Der Rest der Fossilien weist auf Senon; bei der genaueren Altersbestimmung sollen die Stufennamen der französischen Forscher: „Untersenen“ mit „Coniacien“ und „Santonien“ als Unterstufen, und „Obersenen“ benützt werden (vgl. DE LAPPARENT, T. d. G. 5. Aufl. 1906).

Inoceramus digitatus gehört in das Santonien; SCHLOSSERS Angabe eines *I. aff. undulato-plicatus* (= *digitatus*, s. diese Arbeit S. 55) in Gesellschaft santonischer Ammoniten aus dem Unterinntal bestätigt diese Annahme auch für die Gosaufazies. (141.)

Micraster cor anguinum, ein ziemlich schlechtes Leitfossil, entspricht ungefähr der gleichen Stufe.

Puzosia corbarica kommt in Frankreich ebenfalls im Santonien vor.

Von den Formen der Sandsteine und Letten des SO. kommt *Trochus inaequocostatus* (MÜLLER, 123. S. 90) unmittelbar über Emscher Mergel, also vermutlich im Santonien vor.

Nucula Stachei von ebendort ist eine Gosauform, die neuerdings von J. BÖHM und ARN. HELM (83. S. 59) in den untersenenen Leibodenmergeln gefunden worden ist.

All diese Fossilien sprechen für untersenones Alter der grauen Gosaukreide.

Das Vorkommen von *Nucula Stachei* und von Ammoniten, die in der Gosaukreide nur selten und lokal auftreten, müssen an die Glanecker Schichten vom Nordfuss des Untersbergs erinnern, in denen ebenfalls *Nucula Stachei*, dann zahlreiche unterenone Ammoniten, außerdem noch einige Arten und mehrere Gattungen des Lattengebirgs zu finden sind. In der Tat entspricht nicht nur die Art der Fauna, sondern auch der petrographische Charakter der Glanecker Schichten ziemlich genau der Fauna und der Gesteinsart der grauen Gosaukreide des Lattengebirgs. Zudem liegen auch am Nordhang des Untersbergs (97. S. 419), am Gaisberg (97. S. 420), und wie ich beobachtet habe, auch im Nierental am westlichen Untersberg graue Mergel vom Typus der Glanecker Schichten zwischen Hippuriten- und Marmorkalken im Liegenden und Nierentaler Mergeln im Hangenden; im Nierental findet man darin auch große Inoceramen und Rhynchonellen, am Gaisberg Flysch-einlagerungen — wie im Lattengebirg.

Man kann also die obere Gosaukreide des Lattengebirgs als „Glanecker Schichten“ bezeichnen.

In den Glanecker Schichten von Glaneck kommen Ammoniten des unteren Unter- (Coniacien) und solche des oberen Unter- (Santonien) vor. DE GROSSOUVRE stellt die Glanecker Schichten in das obere Coniacien und untere Santonien. Das gleiche gilt nun auch im Lattengebirg. Daß die Ammoniten des Coniacien hier fehlen darf nicht überraschen, da bis jetzt überhaupt nur drei Ammoniten gefunden worden sind. Auch die Diskordanz zwischen unterer und oberer Gosaukreide beweist nicht, daß im Lattengebirg ein Horizont fehlt, der in Glaneck vertreten wäre; denn auch am Gaisberg (97. S. 420) liegen zwischen Marmorkalken und Glanecker Schichten Konglomerate und die Vermutung drängt sich auf, daß diese Diskordanz im ganzen Salzburger Land, also auch in Glaneck selbst besteht.

Jetzt ist es auch möglich, das Alter der liegenden Marmorkalke genauer zu bestimmen. Da die Marmorkalke von Coniacien überlagert werden, da sie ferner keinerlei Leitfossilien des Turon, wohl aber mehrere Arten enthalten, die auch im Hangenden vorkommen, so darf man sie als tieferes Coniacien ansprechen.

Die obere graue Gosaukreide ist also gleichalterig mit den Glanecker Schichten. In der oberen Gosaukreide des Lattengebirgs kommen andererseits Gesteine vor, die lebhaft an Flysch erinnern; daß diese auch zeitlich einem Horizont der Flyschzone entsprechen, das ergibt sich aus dem Auftreten des *Inoceramus Salisburgensis* im Lattengebirg sowohl wie im Muntigler und Mattseer Flysch. So vermittelt die graue Gosaukreide zwischen Flysch und echter Gosaukreide, und im Lattengebirg verläuft die Grenze zwischen alpiner und subalpiner Senofazies.

Die Verknüpfung mit dem Flysch leitet hinüber zu der Frage nach der Entstehung der oberen Gosauschichten. Da die flyschähnlichen Gesteine im südlichsten Kreidebezirk des Lattengebirgs liegen, so kann man annehmen, daß die gesamte obere Gosaukreide von N., vom Bereich des Flyschmeeres her abgelagert worden ist. Das Festland, dem das Material entstammt, muß neben kalkigen vorwiegend tonige und sandige Bestandteile gehabt haben. Das Meer war seicht; ob es aber noch seichter, oder ob es tiefer war als das der unteren Gosaukreide, das ist unsicher. Sicher ist nur, daß andere Bedingungen der Sedimentation in dem jüngeren Meer geherrscht haben als in dem älteren; in dem jüngeren Meer herrschen im Gegensatz zum älteren exotische Einflüsse; die untere Gosaukreide kann aus umgelagertem Dachsteinkalk, die obere muß aus einem ferner gelegenen Muttergestein entstanden sein, und dies auf ähnliche Weise wie der Flysch.

B.

Die Gosauschichten des Nordsockels des Lattengebirges trifft man von W. her zuerst

a) im Gipsbruch beim Pechler, SO. von Reichenhall; hier steht roter Knollenkalk mit einem 10 cm dicken grünlichen Mergelband an. Das Gestein streicht saiger N. 75° W., liegt mit undeutlicher Grenze auf Ramsadolomit und ist mit seiner Unterlage durch zwei der zahlreichen Störungen, die in der Nähe des Gipses auftreten, im S. gegen Ramsadolomit, im N. gegen Gips verworfen.

b) Es folgt nach O. zu der obere, rote Dötzenbruch. Das Gestein ist hier ein weißer, hochkristalliner Kalk, der wegen seiner zahllosen roten Klüfte von weitem rot erscheint. Die Klüfte bilden zwei Systeme; ein weitmaschiges, mit rotem Ton dicht belegtes Kluftnetz läßt das Gestein leicht in Blöcke brechen; ein engmaschiges Kluftnetz innerhalb des ersteren hat wegen seines schwächeren Tonbelages diese Eigenschaften nicht. So liefert das Gestein ein leicht zu gewinnendes Baumaterial. Die Grenzfläche gegen den liegenden Ramsadolomit, der ebenfalls eine rote Brekzie darstellt, fällt steil nach N.; mehr zu sehen, verhindert die Vegetation und die Moränendecke. Das stratigraphische Niveau dieses Ramsadolomits scheint wie im Gipsbruch ein sehr tiefes; an der nordöstlichen Ecke der Dolomitmasse, an der der Dötzenbruch liegt, findet man nämlich, da wo der Weg sich biegt, einen tiefen Erdsplatt, der ausgelaugtes Haselgebirge im Untergrund anzeigt. An Fossilien hat Herr Ausgrabungstechniker MAURER zwei unbestimmbare, Lytoceeraten ähnliche Ammoniten gefunden, die mit kleinen Eisenkieskristallen besetzt sind. Daß wir es mit Gosaukreide zu tun haben, das wird wahrscheinlich gemacht durch die Art der Grenze gegen den Ramsadolomit, die wir im folgenden noch mehrmals begegnen werden; außerdem ähnelt das Gestein einem fossilführenden Gosaukalk von Wolfswang am Untersberg. Immerhin wird man das Gestein nur mit Vorbehalt als Gosaukreide bezeichnen dürfen.

c) Unterhalb liegt von Schuttmassen umgeben der weiße Dötzenbruch. Das Gestein ist hier ein blendend weißer körniger Kalk, ungeschichtet und stark zertrümmert; die Kluftflächen zeigen Rutschstreifen, die vorwiegend mit kleinen Winkeln nach N. geneigt sind. Eirunde Gerölle von rosafarbenem Dachsteinkalk und von ortsfremden dunklen Kalken liegen vereinzelt, also nicht in Lagen, mitten im Gestein. Am südlichen Ende war 1909 an einer rötlichen, getupften Einlagerung ein Fallen von 25° N. zu sehen. — Die Fossilien lassen sich nur schwer auslösen; bestimmbar sind:

Sphaerulites sp.

Lima cf. *marticensis* MATH.

Actaeonella sp.

Neptunea sp.

Außerdem führt das Gestein zahlreiche Bruchstücke von Hippuriten und Sphaeruliten.

Der sehr reine Kalkstein wird zum Brennen abgebaut und verliert durch den Abbau stark an Masse.

d) Am Nordhang des nächsten Riedels, der Hochplatte, trifft man 100 m über dem Niveau des roten Dötzenbruches eine kleine Terrasse aus ungeschichtetem rötlichen Forellenmarmor. Die Grenzfläche gegen den Ramsadolomit scheint wieder steil nach N. zu fallen. — Während die Kreide der Dötzenbrüche ungefähr im

Niveau des Haselgebirges abgelagert scheint, liegt dieser Aufschluß nur 50 m unter den Carditaschichten.

e) Im Weissbachtal, östlich der Hochplatte, steht am linken Ufer oberhalb der Eisenbahnbrücke ein Konglomerat an, das mächtige eckige Blöcke von Ramsaudolomit und Dachsteinkalk, sowie bedeutend kleinere, bis erbsengroße Gerölle führt, in deren Material ortsfremde Gesteine, besonders dunkle Kalke und Mergel, vorherrschen. Kristalline Gerölle fehlen. Das Caement ist rot und tonig, die Bindung ist dicht. Das Konglomerat stößt südlich mit senkrechter Grenzfläche an rosafarbene Ramsaudolomitbrekzie.

f) Daß dieses Konglomerat zur Gosaukreide gehört, ergibt sich aus dem nächsten Aufschluß vom Nordhang des Lattenbergs¹⁾; hier liegt der größte und schönste Kreideaufschluß des ganzen Gebietes. An der NW.-seite des Lattenbergs gelangt man aus Moränenschutt zuerst wieder zu einem Konglomerat, das westlich vom Ziehweg ansteht; es ist die durch die Talverwertung um etwa 60 m gehobene Fortsetzung des Konglomerates vom linken Ufer des Weissbachtals. Etwas höher und südlicher liegt eine Nerineenbank aus sehr hartem dunkelroten Kalk, noch höher eine hellere Hippuritenbank; beide Bänke sind zusammen einige Meter stark. Noch höher und südlicher folgen mächtige rötliche bis weiße fossilleere Marmorkalke, aus denen man nach 80 m Steigung auf ein kleines moränenbedecktes Plateau und dann in Ramsaudolomit gelangt.

Nach O. verliert sich das Konglomerat; es scheint auf die unterseeische Fortsetzung einer Talfurche der Gosauzeit beschränkt. Die Nerineen- und die Hippuritenbank ziehen ungefähr horizontal fast dem ganzen Nordhang des Lattenbergs entlang, wobei sich stellenweise die Nerineenbank mit Hippuriten anreichert, die Hippuritenbank mit den Marmorkalken verknüpft. Außerdem gibt es noch graue Kalke, so 100 m östlich vom Ziehweg auf 670 m, wo sie als tiefste Schicht, und in der Mitte des Nordhangs, wo sie als Einlagerung zwischen der roten Hippuritenbank und dem Marmor auftreten; diese grauen Gosaukalke dürfen nicht mit den oberen grauen Gosaukalken verwechselt werden; im Nierental am Untersberg findet man nämlich ebenfalls graue Kalke in seitlichem Übergang zu roten, und über beiden liegen erst die oberen grauen, die Glanecker Kalke. Am Lattenberg führen die „unteren“ grauen Kalke zahlreiche Hippuriten; eine tiefere Lage, die sich etwa 50 m weit verfolgen läßt und 3 m Mächtigkeit erreicht, enthält Gehäuse bis zu 80 cm Länge; eine höhere, die nur an einer Stelle und zwar als Riff von einigen Metern Höhe und Breite auftritt, besteht ausschließlich aus Hippuriten, die jedoch nur 40 cm lang werden. Hier, an und unter dem Hippuritenriff beobachtet man ein nordöstliches Fallen von ungefähr 25°.

An zwei Stellen erscheint unter der Kreide des Lattenbergs der Ramsaudolomit. Er ist schwer von der Kreide abzugrenzen; denn der Ramsaudolomit besteht aus einer roten Brekzie, die tiefste Kreide aus Trümmern des Ramsaudolomits die durch ein rotes Bindemittel verkittet sind; Gerölle von Ramsaudolomit in der Kreide ermöglichen die Abtrennung. Verbindet man den Ramsaudolomit, der unter der Kreide ausstreicht mit dem, der sich südlich der Kreide erhebt, so erhält man eine Grenzfläche, die mit etwa 30° nach NO. fällt. Dafür, daß zwischen der Kreide und dem südlich gelegenen Ramsaudolomit eine Verwerfung durchstreicht, habe ich Anhaltspunkte nicht gefunden.

¹⁾ Nicht zu verwechseln mit „Lattenberg“ und „Lattenbergalp“ im südlichen Bezirk.

Die Mächtigkeit von etwa 100 m erweist sich bedeutend größer als die der Kreide oben auf dem Hochgebirg.

Von Fossilien finden sich viele Individuen und wenig Arten, deren Namen und Lagerstätten aus dem folgendem Profil des Lattenberges ersichtlich sind.

| | | |
|----------------------------------|--|-----------|
| | Fossillose Marmorkalke . . . | bis 80 m |
| <i>Hippurites sulcatus</i> DEFR. | graues Hippuritenriff . . . | } 10—30 m |
| „ <i>cornu vaccinum</i> BR. (2.) | graue Hippuritenbank . . . | |
| „ „ „ „ (1.) | rote Hippuritenbank . . . | |
| <i>Nerinea Buchi</i> ZEK. | dunkelrote Nerineenbank | |
| | Konglomerat im W.; grauer Kalk (lokal) | |
| | liegend: brekziöser Ramsadolomit. | |

Im Gehängeschutt haben sich ferner gefunden:

Astrocoenia ramosa E. u. H. var. *tuberculata* Rss.

Thamnastraea agaricites E. u. H.

Actaeonella conica ZEK.

Paläontologische Bemerkungen.

1. Die Hippuriten der roten Bank sind Vertreter der Art, die ZITTEL (158. T. XXI) als *cornu vaccinum* abbildet, stark gewundene und gebogene Gehäuse. DOUVILLÉ (89. S. 24) bezeichnet diese Art als *H. gosaviensis*. Meine Stücke lassen genaue Einzelheiten nicht erkennen; auch fehlen mir Deckelklappen. Keines meiner Stücke zeigt jedoch die Kerbe an der Schloßfalte, die für *H. gosaviensis* bezeichnend ist. Ich lasse daher den Namen *H. cornu vaccinum* bestehen.

2. Die Fossilien der grauen Hippuritenbank sind gut, doch ebenfalls ohne Deckelklappe erhalten. Die Durchschnitte lassen große Unterschiede äußerlich gleicher Individuen erkennen. Das eine Stück entspricht genau der Abbildung DOUVILLÉS (T. XXXI, 3), die *H. cornu vaccinum* vom Untersberg darstellt. Ein anderes, daneben geschlagenes Stück (Abbildung 2.) ist äußerlich nicht von jenem zu unterscheiden, zeigt jedoch im Durchschnitt tiefere Rippenfurchen, ferner einen doppelt so langen Bandpfeiler als jenes; der Mittelpfeiler ist zu zwei Dritteln fadendünn, am Ende kugelig aufgetrieben; der Endpfeiler, dort der längste und gerundet, ist hier viel kürzer als der Bandpfeiler und an seinem Ende gekerbt. Wenn die Länge des Bandpfeilers ein spezifisch wichtiges Merkmal ist — was ich nicht glaube — so gehört das abgebildete Stück zu einer neuen Art. Sieht man ab von der Länge des Bandpfeilers, so findet man mehrere Formen, die mit der abgebildeten große Ähnlichkeit besitzen. *H. cornu vaccinum* DEFR., *gosaviensis* DOUVILLÉ, *carinthiacus* REDL. (130. S. 673/4), cf. *carinthiacus* REDL. (FELIX 93. S. 421), *giganteus* D'OMBR. (DOUVILLÉ, 89. S. 19 u. 152; T. III, 4—6, T. XXI, 1, T. XXII, 1), JEANI DOUV. (S. 154, T. XXI, 2, T. XXII, 2, 3), *galloprovincialis* DOUV. (T. II, 1—5, T. XIX, 2), *Oppeli* DOUV. (S. 36 u. 203; T. IV, 5, T. XXXI, 1, T. XXXIV, 8) all das sind Formen, von denen ich keine bei der Bestimmung vernachlässigen oder bevorzugen möchte. — Unter diesen Umständen und angesichts meines geringen Materials halte ich es für unmöglich und nicht geboten, eine spezifische Bestimmung oder gar eine Neubenennung der abgebildeten Form vorzunehmen. Es wird am besten sein, auf neue Funde zu warten und einstweilen das abgebildete Stück als Variation von *Hippurites cornu vaccinum* BR. aufzufassen.

Auffallend ist die Größe der Fossilien des Lattenbergs. Aus der roten Hippuritenbank hat Herr MAURER ein trotz seiner Krümmung meterhohes Stück

geschlagen. Ich selbst habe in beiden Bänken Stücke von 70 cm Länge gesehen; auch *H. sulcatus* scheint nur hier die große Länge von 30—40 cm zu erreichen. Von *Nerinea Buchi* hat sich ein Stück gefunden, das, wenn es vollständig erhalten wäre, eine Länge von 40 cm erreichen würde.

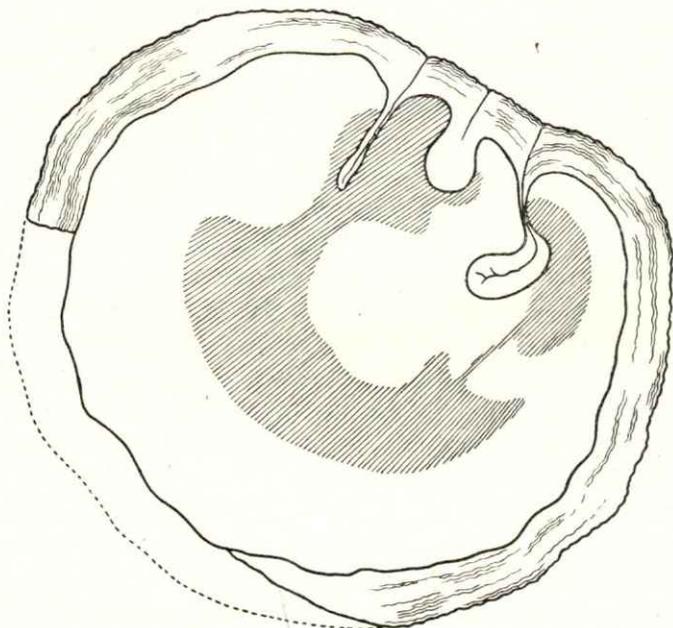


Fig. 2.

Hippurites cornu vaccinum Br. var. $\frac{2}{3}$ natürl. Größe.

g) Östlich vom Lattenberg trifft man noch viermal fossillose Marmorkalke, die aus Schutt aufragen, in der Tiefe aber wahrscheinlich auf Ramsaudolomit ruhen. Fast jedes einzelne Vorkommen scheint von den benachbarten durch NO. streichende Brüche getrennt zu sein; im ganzen sind alle gegen die Kreide des Lattenbergs abgesunken. Nach der großen Höhenlage der oberen Grenze dieses Ramsaudolomits sind es jedoch am Lattenberg sowohl wie östlich davon sehr tiefe Lagen dieses Gesteins, die hier die jüngere Kreide tragen. Die Farben sind dunkelrot, hellrot, gelb; scharfkantige Splitter von Ramsaudolomit schwimmen im Gestein, wie in dem des Lattenbergs. — Diese Einsprenglinge entwerten in technischer Hinsicht das Gestein, das im übrigen dem wertvollen Untersberger Marmor in allen Stücken gleicht.

Betrachtet man nochmals im ganzen die Gosaukreide des Nordsockels, so erweist sie sich trotz allem Wechsel in der Ausbildung und Fossilführung als genetisch einheitliches Sediment; eine starke Diskordanz gegen den liegenden Ramsaudolomit, eine nördlich fallende Grenzfläche, das Auftreten von Bruchstücken der älteren Gesteine im jüngeren Sediment, rote Farbentöne und Forellentupfen, das sind Merkmale, die man zwar an keinem Aufschluß insgesamt, an jedem aber wenigstens teilweise beobachtet.

Auf die Bodengestaltung übt die Gosaukreide des Nordsockels einen nur geringen Einfluß aus; der ehemals zusammenhängende Zug ist eben in gering-

füßige Bruchstücke aufgelöst. Immerhin erkennt man noch die Widerstandsfähigkeit des Gesteins an dem Auftreten von kleinen Plateaus, die talwärts in Steilwänden abstürzen; so entsteht ein doppelter Gehängebruch, der die einfache Böschung des Ramsaudolomits unterbricht.

Angesichts der vielen petrographischen Merkmale, welche die Kreide des Nordrandes mit der unteren Kreidestufe des Hochgebirges gemein hat, liegt es nahe, der Kreide des Nordrands das gleiche Alter zuzuschreiben wie jener, die in das Coniacien gehört. Diese Feststellung wird jedoch durch die Fossilien des Lattenberges erschwert. *Hippurites cornu vaccinum* und ganz besonders *sulcatus* sind nach DOUVILLÉ (89. S. 192) wohl jünger als Coniacien. DOUVILLÉ gibt zwar selbst beide Fossilien vom Untersberg an, möchte aber die Hippuritenkalke des Untersbergs auf Grund dieser Hippuriten als Hangendes oder höchstens als Fazies der Glanecker Schichten angesehen wissen; und die Glanecker Schichten bezeichnet er als „oberes Coniacien oder unteres Santonien“. FUGGERS (100. S. 512) neuere Untersuchungen lassen jedoch keinen Zweifel mehr, daß die Schichten mit *Mortoniceras margae* bei Glaneck jünger sind als die Hippuriten- und Marmorkalke des Untersbergs. Es stellt sich heraus, daß die Arten *Hippurites cornu vaccinum* und *sulcatus* für eine genaue Altersbestimmung keinen Wert haben. Das gleiche gilt für *Nerinea Buchi*, die FELIX ins untere Santonien stellt (92. S. 315); auch sie tritt am Untersberg in der unteren Gosaukreide auf (100. S. 518). Da nun nicht nur am Untersberg, sondern auch auf den Höhen des Lattengebirgs Hippuriten- und Marmorkalke unter Mergeln mit Inoceramen und Ammoniten angetroffen werden, so dürfen auch die Hippuriten- und Marmorkalke vom Nordrand des Lattengebirgs als unteres Glied in dieses System eingereiht werden; ihr Alter ist ein tieferes Coniacien.

Die Entstehungsgeschichte dieser Gesteine ist nicht dieselbe wie die der gleichalterigen Schichten auf dem Hochgebirg. Oben liegt die Kreide mit scheinbar schwacher Diskordanz auf oberem Dachsteinkalk, hier unten mit offenkundig starker Diskordanz auf unterem Ramsaudolomit; oben tritt nur der Dachsteinkalk des Liegenden in eckigen Brocken als Einschluß im jüngeren Sediment auf, unten gibt es außer Geröllen von Dachsteinkalk auch solche von Ramsaudolomit, ferner auch eckige Bruchstücke dieser beiden Gesteine, endlich sogar noch eingeschwemmte Gerölle von ortsfremden Gesteinen; oben haben wir geringe, unten grössere Mächtigkeit. Wir können uns aus all dem die Vorstellung bilden, daß sich die Gosauschichten des Nordrandes an einem Steilabsturz in etwas tieferem Wasser abgelagert haben und daß von diesem Steilabsturz, der mindestens bis in die Brandungszone, vielleicht sogar bis über den Meeresspiegel emporragte, die Bruchstücke von Kalk und Dolomit stammen, die jetzt in dieser Gosaukreide zu finden sind; daß endlich in die tiefere Region des Gosaumeeres auch ortsfremde Gerölle eingeschwemmt werden konnten, die der oberen, allzu seichten Region fremdblieben.

Die höhere graue, Glanecker Kreide fehlt am Nordsockel des Gebirges; ihre wenig wetterfesten Mergel haben sich vermutlich an dem Steilabsturz des Nordrandes nicht lange halten können.

C.

Im Tongraben bei Bischofswiesen liegen in einer tektonischen Brekzie mehrere Blöcke von grauen Gosaukalcken mit Bruchstücken von Inoceramen, Hippuriten und Actaeonellen. Es ist untere Gosaukreide, wie sie am Lattenberg

und bei Wolfschwang am Untersberg vorkommt. Ich erwähne diese Blöcke, weil sie, fern von anderen Gosauschichten gelegen, eine auffallende Erscheinung sind.

Vereinigt man die im Lattengebirg gewonnenen Ergebnisse mit den Beobachtungen FUGGERS am Untersberg und im Salzburger Vorland, so wird die einheitliche Ausbildung der Gosaukreide von Salzburg-Reichenhall offenbar: sie zerfällt in eine untere kalkige und eine obere mergelige Abteilung; zu jener gehören die Hippuriten- und Marmorkalke, zu dieser die versteinungsreichen Glanecker Schichten und ein Teil des Inoceramenflysches; die untere Stufe liegt mit starker Diskordanz auf älterem Gebirge, die obere, mit schwacher Diskordanz auf der unteren. Die Fauna besteht wie die anderer Gosaubildungen hauptsächlich aus Formen, die auf die Gosaufazies beschränkt sind. Von den beiden unteren Altersstufen „Coniacien“ und „Santonien“ ist die erstere mit ihrem größeren, oberen Teil, die letztere mit ihrem unteren Teile vertreten. — Einen weiteren Beleg für die Einheitlichkeit der Salzburg-Reichenhaller Kreidebildungen wird die Betrachtung der Schichten liefern, die auf der Gosaukreide liegen.

2. Nierentaler Schichten.

Die Nierentaler Schichten folgen in ihrer Verbreitung der liegenden Gosaukreide. Sie treten wie diese in drei Bezirken auf, auf den Höhen (A.), am Nordsockel (B.) und am Nordostsockel des Lattengebirgs (C.).

A.

Im Hochgebirg ist die Grenze gegen die graue Gosaukreide scharf, aber meistens durch Verwitterungslehm oder durch Graswuchs verhüllt; ein Übergreifen auf die tiefere rote Gosaukreide oder auf Dachsteinkalk kommt nicht vor.

Der größte Teil der Nierentaler Schichten besteht aus ziemlich weichen, wohlgeschichteten Mergeln von matten Farben. Blaßrote und blaßgrüne Lagen treten in allen Horizonten und zwar in gegenseitiger Vertretung auf; es gibt blaßrote Schichten mit grünen Flecken, grüne Lagen zwischen und neben roten. Die roten sind offenbar durch Oxydation aus den grünen hervorgegangen. An beiden Typen beobachtet man als sekundäre Merkmale ziegelrote oder kalkspaterfüllte Klüfte. Die blaßroten und blaßgrünen Mergel stellen die normale Fazies dar. — Daneben gibt es in höheren Horizonten Einlagen von mattweißen, muschelartig brechenden Mergeln, die schon dem bloßen Auge ihren Gehalt an kalkigen Foraminiferen zeigen; auf Klüften sind schwarze Manganflecken häufig. — Viel seltener sind dünne Lagen eines sehr dichten, dunkelgrauen Mergels; sie gehören dem tiefsten Horizont an und finden sich an der Rötelbachalp. — An einer einzigen Stelle streicht ein 15 m mächtiger Sandstein durch die normalen roten Mergel, um bald wieder unter Vegetation zu verschwinden; die Stelle liegt auf dem horizontalen Weg östlich oberhalb des „Wasserfalls“ des Rötelbachs. Dieser Sandstein ist sehr feinkörnig und führt Glaukonit und Glimmer, die sich zu dunklen Bändern anreichern; auf seinen Schichtflächen sitzen Höcker und Wülste, die uns an die flyschähnlichen Sandsteine der oberen Gosauschichten erinnern; ein gleiches Gestein beschreibt FUGGER aus dem Kühlgraben am Untersberg (100. S. 480). —

Nicht anstehend, sondern nur als Geröll, fand ich einen rötlich-grauen Quarzsandstein, der auch im Nierental am Untersberg ansteht.

Die Mächtigkeit der Nierentaler Schichten beträgt bis 300 m.

Doch die zerstörenden Kräfte haben den größten Teil der einstigen Platte schon verschwinden lassen. Das fließende Wasser hat leichtes Spiel mit den weichen Mergeln und der häufige Verwitterungslehm läßt die Wirksamkeit der Atmosphärien und Pflanzen erkennen. Schlammige Muhren, wie sie im oberen Rötelbach liegen, vertreten im Gelände der Nierentaler Mergel den Gehängeschutt. Rutschungen kleineren Maßstabes beobachtet man an neuen Wegbauten und Holzschlägen; eine Abtreibung des Waldes dürfte hier gefährlich werden. — Der geringe Widerstand, den die Nierentaler den abtragenden Kräften entgegensetzen, bedingt die ruhigen, gereiften Bodenformen dieses Mergelgeländes; auffällig ist besonders die Verebnung, mit der die Nierentaler Schichten östlich und oberhalb des oberen Rötelbachs an die Steilwand des gehobenen Dachsteinkalkes stoßen; nur an den Bachufern gibt es auch in den Mergeln Steilhänge.

Der Fossilgehalt ist gering. Auf dem horizontalen Weg in dem Hang östlich der Rötelbachalp findet man ziemlich häufig

Ostrea acutirostris NILSS.

Weiter südlich und zwar in den flyschartigen Sandsteinen und in deren Nähe liegen Bruchstücke von mächtigen Inoceramen. Außerdem haben die roten Mergel mit Pyrit besetzte Wurmrohren sowie Chondriten geliefert, die am ehesten auf *Chondrites Targionii longipes* F.-O. und *Chondrites affinis* STERNB. bezogen werden können. In dem grünlichen Mergel hat sich endlich noch ein Umgang des Flysch „fossiles“ *Spirophyton* gefunden. — Ein Dünnschliff durch den mattweißen Mergel zeigt schlecht erhaltene Textularien.

B.

Am Nordsockel des Lattengebirgs schliesst der Weißbach südlich von Groß-Gmain stark zerrüttete, mit ungefähr 30° nach W. fallende Schichten auf die hauptsächlich aus dunkelgrauen, harten, daneben aus blaßroten weichen Mergeln bestehen; in jenen treten — wie im Nierental — rötlich-graue Sandsteinlagen auf, die rote Schmitzen vom Aussehen der roten Nierentaler Mergel führen. Der Aufschluss ist ganz von Alluvionen umgeben; die Gosaukreide des Lattenbergs scheint nicht normal unter diese Nierentaler Schichten einzuschließen. — Fossilien fehlen hier ganz.

C.

Im NO. stehen Nierentaler Schichten im Tongraben bei Bischofswiesen an Sie liegen hier anomal auf Gipston; zwischen beiden vermittelt eine tektonische Brekzie, in der an einer Stelle auch Blöcke von Gosaukreide eingeschlossen sind. Sie sind nur einige Meter mächtig und werden durch tertiäre Kalke überlagert. Petrographisch sind es dieselben grünen und roten Mergel wie im Hochgebirg, nur sind sie gewaltig zerrüttet. — Fossilien fehlen; in den grünen Mergeln findet man auf Hohlräumen braune sandige Knollen.

Die Bestimmung des Alters der Nierentaler Schichten begegnet gewissen Hindernissen. Wir wissen vor allem nicht, ob die Grenze gegen die Gosaukreide konkordant ist. Sie scheint es zwar; dennoch gibt es eine Stelle, wo man an einer Konkordanz zweifeln kann. Der Inoceramensandstein an der Moosenalp wird am

Fundplatz von Nierentaler Mergeln überlagert; nördlich und südlich dieser Stelle trifft man jedoch noch graue Gosauletten zwischen den beiden Gesteinen. Die schlechten Aufschlüsse erlauben nicht die Entscheidung, ob diese Verhältnisse durch Sedimentation oder durch spätere Störung bedingt sind; doch keinesfalls läßt sich mit Sicherheit behaupten, daß zwischen Gosau- und Nierentaler Schichten Konkordanz besteht. Eine ähnliche Unsicherheit herrscht, wie wir sehen werden, bezüglich der oberen Grenze. Jedoch der petrographische Habitus und das Vorkommen von *Ostrea acutirostris* sowie das Verhältnis zu Liegendem und Hangendem, das dem im Nierentale vollkommen entspricht, erlauben die Bezeichnung „Nierentaler Schichten“. Die echten Nierentaler Schichten aber haben nach DE GROSSOUVRE das Alter des oberen Campanien; wir wissen jedoch hier wie im Lattengebirge nicht, ob ausschließlich diese Stufe, oder ob noch eine ältere oder jüngere vertreten ist.

Entstanden sind die Nierentaler Schichten wohl in ziemlicher Entfernung von der Küste; darauf läßt die Feinheit ihres Materials schließen. Bedeutsam ist die Einschaltung eines flyschartigen Sandsteines. Wie die obere Gosaukreide, so scheinen auch die Nierentaler Mergel von N. her abgelagert; denn im N. besitzen sie im Gegensatz zur alpinen Zone eine regionale Verbreitung. Wenn wir zum Schluß auch hier wieder unsern Blick auf die Umgebung des Lattengebirges richten und außer der Fauna auch die geologischen Verhältnisse der Nierentaler Schichten außerhalb des Lattengebirges betrachten, so sehen wir die Stufenfolge: Glanecker Schichten — Nierentaler Schichten am Gaisberg (97. S. 419) und am nördlichen Untersberg¹⁾ (100. S. 481), und die Stufenfolge: Inoceramenflysch-Nierentaler Schichten, die ja ebenfalls im Lattengebirge vorkommt, am Mattsee und Haunsberg im Salzburger Vorland (97. S. 400, 425) wiederkehren.

Nicht nur die Gosaukreide, sondern die gesamte jüngere Kreide von Salzburg-Reichenhall ist einheitlich entwickelt.

III. Tertiär.

1. Korallenkalk von Hallturm.

Mit den Nierentaler Schichten schließt auf den Höhen des Lattengebirges die Gesteinsreihe ab. Im Tale dagegen liegen im N. und O. noch jüngere Schichten.

Ein mehrfach unterbrochener Zug von grauem, Nummuliten führenden Korallenkalk begleitet, von Moränen umlagert, den nordöstlichen Sockel des Gebirges, gewinnt auf dem Paß Hallturm seine mächtigste Entwicklung und taucht südlich davon, im Tongraben, zum letztenmal auf.

Im Tongraben liegt die einzige Stelle die den tertiären Kalk im Verband mit den älteren Nierentaler Schichten zeigt. Trotz der zahlreichen Störungen kann man hier erkennen, daß beide Gesteine parallel aufeinander liegen und daß das Liegende an der Grenze nicht aufgearbeitet ist. Die Grenze scheint also eine konkordante zu sein; man kann jedoch schon deswegen an der Konkordanz zweifeln, weil der tertiäre Kalk mit einem Konglomerat verknüpft ist.

An dem scharfen Knie des Tongraben ist nämlich über einer dünnen mergeligen, pyritführenden Grenzlage, ein 10 m mächtiges Konglomerat aufgeschlossen, das hier die ganze Stufe zu vertreten scheint. Die Gerölle dieses Konglomerats bestehen aus hell- und dunkelgrauen, sowie braunen Kalken, die mit Dachsteinkalken der

¹⁾ Nach meinen eigenen Beobachtungen auch im Nierental selbst.

südlichen Berchtesgadener Massive, nicht aber mit denen des Lattengebirgs und Untersbergs Ähnlichkeit besitzen; die Gerölle werden bis 2 cm lang. Das Bindemittel gleicht dem normalen Gestein, führt jedoch keine Fossilien. — Das normale Gestein selbst trifft man südlich des Konglomerats an; der Übergang ist leider auf etwa 10 m hin durch Moränenschutt bedeckt; doch ist wie beim Konglomerat die Auflagerung auf Nierentaler Mergeln vorhanden. Es ist ein grauer, undeutlich geschichteter, sehr harter Kalk mit blaugrauen Flecken im Innern. Die zahllosen Korallen bilden einen wesentlichen Bestandteil der Gesteinsmasse. Nummuliten, Bivalven und Gastropoden treten dagegen stark zurück. Die Fazies erinnert lebhaft an die der unteren grauen Gosaukreide. Das normale Gestein steht in gleicher Ausbildung wie im Tongraben, doch bedeutend mächtiger, bei Hallturm und nordwestlich davon, beim Bauernhofe Schaffelpoint an.

Bei Hallturm erreicht das Gestein eine Mächtigkeit von mindestens 200 m; im Tongraben sinkt die Mächtigkeit bis 15 m.

Unter dem Einflusse der abtragenden Kräfte entstehen dieselben Bodenformen wie an den verwandten Gosaukalken: Steilwände, die von kleinen Hochflächen gekrönt werden; auf den Hochflächen liegen zahlreiche zu sonderbar geformten Kolben verwitterte Blöcke. Das organische Material wittert fahlweiß und gekröseartig aus.

Über das Alter dieses Korallenkalks sind die Meinungen geteilt (FUCHS 24. DENINGER 19., OPPENHEIM 54. S. 151, HEIM 40.). Ich selbst kann auf paläontologischem Wege diese Frage nicht entscheiden, da die Bearbeitung der Fauna den Rahmen der vorliegenden Arbeit beträchtlich überschreiten würde und daher unterbleiben muß; es ist zudem sehr fraglich, ob auf diesem Wege eine Klärung möglich wäre. Die Nummuliten von Hallturm, die vielleicht Aufschluß geben könnten, sind leider nicht bestimmbar; sie lösen sich nicht aus dem harten Gestein und die Außenseite bleibt unsichtbar. Die Durchschnitte zeigen zwei Formen, eine rundliche mit wenigen Umgängen, die 3 mm, und eine flachere mit mehr Umgängen, die 6 mm im Durchmesser erreicht; erstere zeigt sehr deutliche, letztere undeutliche Pfeiler. — Wichtiger als die Fossilien scheint mir die Tatsache der Auflagerung auf Kreideschichten, die zwar keinen Beweis, wohl aber einen Beleg dafür liefert, daß der Korallenkalk von Hallturm zeitlich den eocänen Schichten von Mattsee und Kressenberg entspricht, die ebenfalls auf jüngere Kreideschichten übergreifen. Auch das obereocäne Leitfossil der hangenden Schichten führt zu dem gleichen Ergebnis. Es handelt sich also vermutlich um Mitteleocän.

Der Kalk von Hallturm ist nach seinen Fossilien eine Ablagerung in seichtem Meer. Wenn die Gerölle des Konglomerates im Tongraben wirklich aus Dachsteinkalk bestehen, so ist für die Dauer ihrer Ablagerung die Zufuhr alpinen Materials erwiesen. Nördlich von Hallturm, am Untersberghang, nimmt das Gestein mehr und mehr Quarzgerölle auf: wiederum, wie zur Kreidezeit, kommt das sandige Material von N. — Bemerkenswert ist die Schwankung in der Mächtigkeit des Gesteins, die wohl durch Unebenheit des einstigen Untergrundes bedingt ist.

Anmerkung. Auf dem Hochgebirg ist, wie erwähnt, kein Anstehen von Tertiärschichten zu beobachten. In einem Bache nordöstlich der Rötelbachalp hat sich jedoch ein faustgroßes Geröll eines sehr groben Sandsteines mit kalkigem Bindemittel gefunden, der dem quarzreichen Gestein gleicht, das sich am nördlichen Untersberg mit dem Korallenkalk verknüpft. Vermutlich hat ein solches Gestein früher auch über unserem Hochgebirg gelegen.

2. Stockletten und Sandsteine.

Im Tongraben liegen über dem Korallenkalk mit scharfer Grenze, doch anscheinend konkordant hellgraue krümelige Letten, in deren höheren Horizonten Sandsteinbänke auftreten. Nördlich vom Tongraben erscheint dieses Gestein noch mehrmals in schuttumhüllten Aufschlüssen.

Die Letten erinnern lebhaft an die Gosaulletten, zumal an jene von der „Holzstube“. Die Sandsteine, graue, braun verwitternde Schichten mit Wülsten, Höckern und Kohlenschmitzen, wiederholen so vollkommen die Fazies der Sandsteine, die mit den Kreideletten verknüpft sind, daß am bloßen Handstück eine Unterscheidung unmöglich ist. Da ein gleiches Gestein auch den Nierentaler Mergeln eingeschaltet ist, so treffen wir nun schon zum drittenmal im Lattengebirg auf „Flyschsandstein“; hier wie dort verzahnen sich Letten und Sandsteine, liegt der sandig-tonige Komplex auf riffartigen Kalken.

Am Ausgang des Frechenklusgrabens liegt ein Tongallen führender, ziemlich grobkörniger Sandstein; zahlreiche kleine Gerölle und Splitter von dunkelrotem, hellrotem, grünlichem, weißem oder farblosem Quarz, ziemlich viele gelb anwitternde Glaukonitkörner, einige kleine Gerölle von hell- und dunkelgrauem Kalk und sehr wenige Muskovitschüppchen setzen hier das Gestein zusammen.

An Fossilien findet man:

Nummulites striatus BRUG.

ziemlich selten und nur am Frechenklusbach, doch ausgezeichnet erhalten; ferner kleine sehr schlecht erhaltene Nerita-ähnliche Gastropoden, Reste von kleinen Dentalien und Muscheln, sowie Bruchstücke von Lithothamnien.

Paläontologische Bemerkung.

*Nummulites striatus*¹⁾ aus dem Frechenklusgraben ist eine sehr regelmäßig und deutlich gestreifte Form mit deutlichem Zentralpfeiler und ziemlich unscharfem Band; die Umgänge sind regelmäßig, die Kammern hoch, der Durchmesser erreicht 6 mm; ein noch größeres Stück ist mir leider zerbrochen. Sicher scheint mir, daß die verwandten oligocänen Formen *N. Boucheri*, *Bouillei* und *vascus* bei der Be-

¹⁾ Literatur über *Nummulites striatus*.

D'ARCHIAC ET HAIME, Description des animaux fossiles de l'Inde. Paris 1853.

J. BOUSSAC, Le terrain nummulitique à Biarritz et dans le Vicentin. B. S. G. F. (4.) 1906.

— — Palaeont. univ. II. (3.) 1907. 115/6.

— — Note sur la succession de faunes nummulitiques à Biarritz. B. S. G. F. (4.) 1908.

H. DOUVILLÉ, Sur le terrain nummulitique de l'Aquitaine. B. S. G. F. (4.) 1902.

— — Sur le terrain nummulitique à Biarritz et dans les Alpes. B. S. G. F. (4.) 1903.

— — Terrain nummulitique du bassin de l'Adour. B. S. G. F. (4.) 1905.

M. v. HANTKEN, Die Fauna der Clavulina Szaboi-Schichten. I. Jahrb. d. ungar. geol. L.-A. 1875.

PH. DE LA HARPE, Les nummulites du comté de Nice. Bull. soc. vaud. 1879.

— — Nummulites des falaises de Biarritz. Bull. soc. de Borda. 1879.

— — Echelle des Nummulites. St. Gallen 1879.

— — Etude des Nummulites de la Suisse. Mém. soc. pal. Suisse 1881.

— — Nummulites des Alpes françaises. Bull. soc. vaud. XIV.

E. HAUG, Sur l'âge des couches à Nummulites contortus et Cerithium diaboli. B. S. G. F. (4.) 1902.

MUNIER-CHALMAS, Etude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin. Paris 1891.

P. OPPENHEIM, Über die Nummuliten des venetianischen Tertiärs. Berlin 1894.

— — Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien etc. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. (48.) 1896.

V. UHLIG, Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpaten. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1886.

stimmung nicht in Frage kommen; die erste ist zu klein, die zweite zu flach; die dritte (DE LA HARPE, Falaises T. I) zu fein und unregelmäßig gestreift und zu flach.

Bei der Verwitterung des Gesteins entsteht eine starke Lehmschicht, auf der sich Schachtelhalme und Niederholz ansiedeln.

Das Alter dieser Schichten ist, nach dem Auftreten von *Nummulites striatus* zu schließen, ein obereocänes. Dieses Alter sowie der Gesteinscharakter und das Vorkommen von Lithothamnien erlauben die Gleichstellung mit den „Stockletten“ von Kressenberg-Adelholzen. (REIS, 132. S. 76.) Da diese echten Stockletten von Mitteleocän unterlagert werden, so ist mitteleocänes Alter, wie schon erörtert, auch für das Liegende der Hallturmer Stockletten, für den Korallenkalk, wahrscheinlich. Ob die Grenze zwischen den beiden Gesteinen genau mit der zwischen Mittel- und Obereocän zusammenfällt oder nicht, das wissen wir natürlich noch nicht.

Entstanden sind diese obereocänen Schichten offenbar unter ähnlichen Bedingungen wie die flyschähnlichen Bestandteile der Gosau- und Nierentaler Schichten. — Wie in der Gosaukreide, so folgt auch im Tertiär auf das riffartig entwickelte alpine Kalksediment eine mechanisch abgelagerte mergelig-sandige Schicht von außeralpiner Herkunft.

IV. Gesteine von unsicherer Stellung.

Dunkelgrauer Kalk.

Am Ausgang des Ramsauer Tals, nicht weit von der Gmundbrücke, schließt die Landstraße zweimal ein Gestein auf, das nach Böse dem dolomitischen Reichenhaller Kalk im Aussehen sich nähert. Es ist ein dunkelgrauer, massiger, sehr harter Kalk mit weißen und schwarzen Adern. Da Kontakt mit Schichten von bekanntem Alter und Fossilien fehlen, so bleibt die Stellung des Gesteins unsicher.

Hallstätter Kalk.¹⁾ (?)

a) In Strub bei Berchtesgaden taucht aus Moränenschutt ein Block rötlichen Hallstätter Kalks auf, ein Gestein gleich dem, das in dem bekannten Kälbersteinbruch bei Berchtesgaden ansteht. Auch in Strub handelt es sich vermutlich um Anstehendes, da es talaufwärts kein Vorkommen mehr gibt, dem jener Block — als Erratum — entstammen könnte.

b) Im Erbmühlgraben zu Bischofwiesen steht inmitten von stark gestörten Gipsen, Werfener Schichten und Ramsaudolomiten zweimal ein gelblich weißer, ziemlich kristalliner, massiger Kalk mit zahlreichen Klüften an. Fossilien fehlen; der petrographische Habitus läßt am ehesten Hallstätter Kalk vermuten.

Beauxit.

In der Nähe der Dalsenalp, besonders an dem Weg, der nach Landhaupten führt, findet man vereinzelt aber nicht selten unregelmäßige Brocken eines dunkelroten, weichen Gesteins. Auf frischem Bruch sieht man eine dunkelrote tonige Grundmasse und darin eingebettet eirunde Gebilde mit Durchmesser bis zu 6 mm, die aus bröckeligem Limonit bestehen. Prof. WEINSCHENK vermochte eine Probe in kochender Salzsäure vollkommen aufzulösen und aus der Lösung mit NH₃ einen

¹⁾ Vgl. S. 45.

hellgelben gallertartigen Niederschlag zu fällen. Es handelt sich somit um einen ziemlich reinen mit Limonit versetzten Beauxit. Wahrscheinlich ist er älter als die Gosaukreide, weil seine Bruchstücke meist auf Dachsteinkalk liegen; denn wäre er auf verlandeten Nierentaler oder tertiären Schichten abgelagert worden, so wäre er wohl längst der Abtragung unterlegen. Ich vermute, daß die rote Farbe der Gosaukreide wenigstens zum Teil aus solchem Materiale stammt. — GEYER erwähnt ein ähnliches Vorkommen aus dem unteren Ennstal (103. S. 57).

V. Eruptivgestein.

Diabasporphyrit vom Sillberg.

Seit langem ist ein basisches Massengestein vom Ostfuß des Sillbergs bei Bischofswiesen bekannt.¹⁾ Aufgeschlossen ist das Gestein leider nicht; man sieht an Ort und Stelle nur einzelne Bruchstücke in Moränenschnitt umherliegen. Der Güte des Herrn Oberbergtrat MAYER verdanke ich jedoch nähere Aufschlüsse. Als er im Jahre 1904 das Eruptivgestein anfahren ließ, fand er einen Block von etwa 5 m Durchmesser, der mit seinem oberen Teil in Moränenschnitt, mit seinem tieferen in Werfener Sandstein steckte. Über den Charakter des Kontaktes mit dem Werfener Sandstein konnte man nichts Bestimmtes feststellen. Eine Verbindung mit dem westlich anstehenden Dachsteinkalk des Sillbergs wurde nicht gefunden.

Bei der makroskopischen Untersuchung zeigt das Gestein eine dichte graugrüne Grundmasse, von der sich einzelne gründurchscheinende Leisten und Tafeln von eingesprengtem Feldspat nur schwach abheben; auf Spalten und Blasenräumen tritt Eisenglanz auffällig hervor, der zuweilen von bläulichem Quarz als jüngerer Füllmasse begleitet ist; wo Eisenglanz und Quarz auftreten, ist das umgebende Gestein auf einige Millimeter hin gebleicht. Bei der Verwitterung färbt sich die Grundmasse schmutzigbraun, der Eisenglanz verrostet.

Unter dem Mikroskop sieht man vor allem das wirre Feldspat- und Chlorit-aggregat der Grundmasse. Der Feldspat ist, soweit man ihn bestimmen kann, Oligoklas bis Andesin. Kalkspat tritt in unregelmäßigen Fetzen auf; er stammt vermutlich aus dem ursprünglich stärker basischen Plagioklas. Der Chlorit hat seinerseits den ursprünglichen Augit verdrängt und bestäubt jetzt außerdem die Feldspäte. Aus der Grundmasse treten größere Individuen von Plagioklas und von Leukoxen, der noch die Struktur des Titaneisens zeigt, hervor. Als ursprüngliche Übergengenteile sind einige Körner von Apatit und Biotit zu betrachten. Epidot, Eisenglanz, Pyrit und Rost werden nur in kleinen Teilchen sichtbar.

Nach seinen Eigenschaften ist das Gestein als Diabasporphyrit zu bezeichnen. Wann und wo das Magma aufgedrungen ist, ist mit Sicherheit nicht festzustellen; von der Umwandlung können wir annehmen, daß sie zugleich mit der Zuführung von Eisenglanz und Quarz erfolgt ist. — Das Vorkommen ähnlicher Gesteine im Flysch des Algäu und in der Gosaukreide des Salzkammerguts (s. 60. REISER und 44. JOHN) macht ein junges Alter auch für das Sillberggestein wahrscheinlich.

¹⁾ Vgl. GÜMBEL, Bayr. Alpengeb. 190, Geol. v. Bayern 213.

VI. Quartär.

1. Eiszeitliche Gebilde.

Moränen und Schotter sind im Lattengebirg sehr verbreitet.

Das Waldgebirge des Toten Manns ist durch seine geringen Höhen inmitten mächtiger Hochgebirge der Entwicklung eiszeitlicher Sedimente besonders günstig gewesen. Eine Moränendecke von großer Ausdehnung und oft bedeutender Dicke liegt im Mordautal, auf Schwarzzeck und im Loipl bei Bischofswiesen; nach Norden verengert sich das Bischofswiesertal, so daß die Talmoräne auf kleineren Raum zusammenrückt. Nördlich von Hallturm schwillt jedoch plötzlich ihre Mächtigkeit an, sie legt sich wie ein Riegel quer übers Tal und reicht mächtig entwickelt bis Gmain hinaus. Dann aber verschwinden sie rasch; der stark zerrissene Nordrand des Gebirges, das Saalachtal, überhaupt der ganze Bereich des Hochgebirgs ist ziemlich arm an eiszeitlichem Material. Doch im Westen begleitet den Schwarzbachhang wieder ein kräftiger Moränenstreif, der am Taubensee mit den Schuttmassen der Mordautalung sich verknüpft.

In dem Bestandteile der Moräne walten die Gesteine der Umgebung nach Zahl und Größe der Geschiebe vor; ortsfremde Gesteine, so zentralalpine Gneiße, Quarze und Hornblendegesteine, Gesteine der Grauwackenzone und die hellroten Werfener Sandsteine von Leogang-Fieberbrunn sind aber keineswegs selten. — Nur an der Dalsen-, Moosen- und Steinbergalp liegen lediglich einheimische Gesteine in der Moräne; die Nierentaler Mergel bedingen hier den großen Schlammgehalt der Moräne; an der Steinbergalp freilich besteht diese ausschließlich aus Brocken von Dachsteinkalk, die etwas besser gerundet sind als der Sturzschutt der Umgebung und außerhalb des Streubereichs eines Schuttkegels liegen. — Erratische Geschiebe von eigentümlicher Art trifft man nördlich von Schwarzzeck bei Ramsau, wenn man die Höhe von 1160 m überschreitet: hier sieht man fast lediglich kristalline Geschiebe.

Bei der Betrachtung der inneren Struktur und der Oberflächenformen der Moränen bemerkt man, wie häufig und wie stark der ursprüngliche Charakter verwischt ist. Auf Verwitterung möchte ich die Entstehung der eigentümlichen vorwiegend kristallinen Moränen von Schwarzzeck und vom Toten Mann zurückführen: ihre lehmigen Bestandteile scheinen ausgewachsen, ihre kalkigen und mergeligen, d. h. einheimischen Geschiebe aufgelöst worden zu sein. In vielen Fällen ist eine Umlagerung erfolgt; so ist in der großen Mordautalung das Moränenmaterial geschichtet und südwärts geneigt; ebenso bildet geschichtetes Moräne mit glatter Oberfläche um Strub (bei Berchtesgaden) eine Hochfläche, die sich in der Schönau noch weit nach Süden ausspannt; geschichtetes Moränenmaterial, bis 70 m mächtig, schließt auch der obere Frechenbach auf. Durch Abrutschung ist die Moräne streckenweise ganz entfernt, so am Saalachosthang, teils hat sie nur ihre Oberflächenform verloren, so am Schwarzbachhang, dessen Sockel sie steil wie Gehängeschutt verkleidet. — Am Toten Mann und im Loipl trifft man jedoch die ursprüngliche Grundmoränenform noch häufig; die Mächtigkeit der meist flachwelligen Decke ist hier geringer als bei den schichtigen Moränen, die offenbar durch Zusammenschwemmung verstärkt worden sind. Es kommt jedoch auch ursprünglich mächtige Grundmoräne vor, so im Hochbecken von Schwarzzeck und dessen Ausläufer gegen Loipsau; dies waren wohl tote Winkel des Gletscherstrombetts, in denen die Abschmelzung und Anhäufung vorgeherrscht, während im Tal

des Schwarzeckbachs und südlich, im Ramsauertal, wo Moränen selten sind, das rasch strömende Eis wenig abgelagert hat. — Flachwellige Moränen umwallen den Böcklweiher bei Bischofswiesen — der übrigens zum Teil künstlich aufgestaut ist. Besonders schön sind unversehrte und mächtige Moränenwälle bei Hallturm und Gmain.

Die Seltenheit ursprünglicher Moränen erschwert natürlich die Feststellung ihrer oberen Grenze, deren Kenntnis zur Altersbestimmung notwendig ist. An steilen, vielleicht noch schuttbedeckten Hängen, in Gebieten mit kräftiger Erosion oder mit dichter Walddecke sucht man vergeblich nach Anhaltspunkten. Die größte Höhe, die Gletscherschutt überhaupt erreicht, ist allerdings an manchen Orten leicht zu bestimmen. An der Steinbergalp gehen Moränen bis 1510 m, an der Moosenalp bis 1400 m; doch diese Bildungen können nicht während einer großen Eiszeit, sondern nur während des Rückzuges der letzten Vergletscherung entstanden sein, weshalb sie für uns weniger wichtig sind.

Auf Schwarzeck (ob Ramsau) treffen wir jedoch eine äußerst scharfe Grenze zwischen dichter kalkiger Moräne unter, und loser, fast ausschließlich kristalliner Moräne über 1160 m; und diese Grenze von etwa 1200 m Höhenlage läßt sich weit verfolgen: an der Grubenlacke, an der Mitteralp, am Götschenkopf und unterhalb der Steinbergalp kehrt sie wieder. Eine Schneegrenze von etwa 1200 m entspricht ungefähr den Angaben PENCKS (56. S. 234, 256, 360) bezüglich der Würmeiszeit. In dieselbe Zeit gehören nach ihrer Höhenlage die Moränen an der Rötelsbach- und Dalsenalp.

Die höher gelegenen vorwiegend kristallinen Moränengeschiebe kehren am Toten Mann wieder. Es handelt sich in beiden Fällen vermutlich um Spuren einer sehr großen Vergletscherung, die bei ihrem Rückzug auf großen Höhen erratic Material abgelagert hat, aus dem eine lange Zeit wirkende Verwitterung das leichter Lösliche hat verschwinden machen. Da diese Eiszeit natürlich älter sein muß als die mit 1200 m Höhengrenze, so kann man in ihr die Rißeiszeit oder ein Anfangsstadium der Würmeiszeit vermuten. Unsicher bleibt, wie hoch diese Geschiebe gehen, sie liegen am Totenmann bis fast 1400 m und 1400 m hoch ist der Berg.

Bei Hallturm liegen bis 670 m Höhe Endmoränen, die zu keiner von diesen Eiszeiten gehören können, in dem Sinn, daß die Hallturmer Moränen die nördlichsten alpinen Moränen ihres Meridians wären; gegenüber den oberen Moränen ist der petrographische Charakter, gegenüber der tieferen nicht dieser, wohl aber die Höhenlage zu verschieden. Die Hallturmer Moränen stellen also das Rückzugsstadium einer vorhergehenden oder den Vorstoß einer neuen Vergletscherung vor.

Das gleiche darf für die Moränen im Westen, am Schwarzbach und Taubensee gelten; wo der Schwarzbachgletscher geendet hat, wissen wir jedoch nicht; denn die Moränen am Taubensee und am Brunnhaus Schwarzbachwacht dürfen, obwohl sie den Taubensee umwallen, wegen ihren drumlinähnlichen Formen nicht als Endmoränen angesehen werden.

Gleiches oder jüngeres Alter kommt für die Moosenmoräne, jüngeres für die höher gelegene im Steinbergkar (1500 m) am Dreisesselberg in Frage (Daunstadium?). Die Betrachtung der übrigen Eiszeitgebilde muß diese Ergebnisse ergänzen.

Eiszeitliche Schotter sind wie die Moränen im Lattengebirg ziemlich häufig. Hierher gehören nicht die geschichteten Moränen des Mordau- und Frechenbachtals, die talabwärts verschwinden und deshalb nicht von Bedeutung sind; die

ferner ihren schichtigen Aufbau erst nach der Eiszeit erlangt haben könnten und deshalb eine ziemlich zweifelhafte Stellung einnehmen.

Ein echter eiszeitlicher Schotter aber strahlt von der Endmoräne von Hallturm aus; das Material ist stark lehmhaltig und unsortiert, die Oberfläche, soweit erhalten noch eben, und schwächer geneigt als die alluvialen Schotter, die den eiszeitlichen teils bedecken, teils in ihn eingesenkt sind. Dieser Schotter hat das Alter jener Endmoräne, das noch zu bestimmen ist.

Bei Reichenhall, an dem Nordwesteck des Lattengebirgs schneidet die Landstraße eine kleine Terasse von Nagelfluh an, die ganz dem jetzigen Saalachsotter mit seinen vielen kristallinen Geschieben gleicht, aber gröber und fest verkittet ist. — Da die Oberfläche 15 m über der Saalach liegt, da der Grad der Verfestigung ein hoher ist und keine Ähnlichkeit mit Kreide- und Tertiärnagelfluhen besteht, so gehört der Schotter wahrscheinlich ins Diluvium.

Der Ramsauer Mühlstein ist eine sehr feste Nagelfluh, zusammengebacken aus mächtigen Blöcken von Ramsadolomit und Dachsteinkalk, vielen großen Geröllen von Hornblendegestein und Werfener (hellroten) Sandsteinen sowie aus kleineren Teilen aller Art. Die tiefste Lage liegt auf 720, die höchste auf 830 m Höhe, die größte Mächtigkeit beträgt 80 m; die Nagelfluh geht jedoch südlich, am Hochkalter und oberhalb Ramsau an der „großen Linde“, wenn der dortige kleine Aufschluß auch zu ihr gehört, noch höher hinauf. Die Schichtung ist in der Tiefe, wo hauptsächlich die großen Blöcke liegen undeutlich, oben deutlicher, obwohl auch oben noch diskordante Parallelstruktur vorkommt. Das Fallen der Schichten ist schwach NO. gerichtet. — Das Gestein ist früher als Bau- und Mühlstein gebrochen worden. — Es ist eine eiszeitliche Bildung, denn nur ein Gletscher hat über den einzigen südlichen Zugang zum Berchtesgadner Becken, den 1180 m hohen Hirschbichlpaß im SW. von Ramsau, Pinzgauer und Saalfeldener Gesteine herüberschaffen können. Das Fehlen gekritzter Geschiebe und die Schichtung kennzeichnet die fluvioglaciale Bildung, die jedenfalls in einiger, vielleicht sogar in großer Entfernung vom Gletscher durch Umlagerung erratischen Materials entstanden ist. Die große Mächtigkeit läßt sich durch stauende Wirkung des Koglbergs erklären. Das genauere Alter des „Mühlsteins“ bleibt unbestimmt.

An der Ramsauer Aachen findet man noch einmal bei Ilsank und zweimal bei Stang eine grobe Nagelfluh; diese führt viele kantige Kalk- und sehr wenige kristalline Geschiebe, hat undeutliche Deltastruktur, eine Mächtigkeit bis 40 und eine Höhenlage von ungefähr 600 m. Sie gehört vielleicht zum Deltaschotter von Bischofswiesen, der von Berchtesgaden nördlich bis Grainwies, also 6 km weit in einzelnen Aufschlüssen zu verfolgen ist. Diese Nagelfluh führt jedoch mehr kristalline Geschiebe und ist feiner als die vorige. In der Tristramschlucht bei Berchtesgaden wechsellagert sie viermal mit Moräne, die Nagelfluh vollkommen verfestigt, die Moräne vollkommen unverfestigt; die Moräne am rechten Schluchthang ist jetzt verbaut, weil sie Rutschungen veranlaßt hatte. Nach N. verschwinden die wechsellagernde Moräne und die gekritzten Geschiebe, die Bindung wird loser. Nur der Fallwinkel — 20° N. — bleibt stets gleich. Die tiefsten Lagen der Nagelfluh liegen auf 550 m, sie mag jedoch noch tiefer reichen; aufwärts reicht sie bis 680 m bei Hundsreit, in der Nähe der Haltestelle Bischofswiesen. Die Mächtigkeit kann nur örtlich bestimmt werden; in der Tristramschlucht und bei Grainwies beträgt sie mindestens 30 m.

Die einst zusammenhängende, mächtige Decke ist eben bis auf kleine Reste zerstört worden. Und über und zwischen diesen Resten lagert Moräne. Beides, die Zerstörung des Schotter und die Herbeischaffung neuer Moräne weist — erstes wegen letzterem — auf ein Vordringen des Eises über den Deltaschotter, des Eises, das schon mindestens bis zur Tristramschlucht zurückgewichen war. Ob das Eis gleich nach Ablagerung des Deltaschotter vorgedrungen ist oder später, ob der Schotter in losem oder in verfestigtem Zustand zerstört worden ist, das kann ich nicht angeben; denn Nagelfluhgeschiebe in der den Schotter bedeckenden Moräne könnten auch aus Ramsau stammen. Als sicher darf jedoch gelten, daß der Gletscher, der den Deltaschotter zerstört, auch die — unversehrten — Endmoränen von Hallturm angeworfen hat. Damit ist das Alter des Deltaschotter relativ bestimmt: er ist älter als Endmoräne und Schotterfeld von Hallturm. — PENCK (56. S. 360) unterscheidet die Schotter der Tristramschlucht von dem Grainswieser; jene läßt er zur Zeit der Achenschwankung, diesen im Zungenbecken der „Bühlmoränen“ von Hallturm, also später entstanden sein. Hätte PENCK recht, so dürfte über dem Grainswieser Schotter, ferne von den Daunmoränen, keine jüngere Moräne mehr liegen; dies ist aber der Fall, und wie der südliche, so ist auch dieser Schotter heftig erodiert; daß der nördliche geringer verfestigt ist, das erinnert uns daran, daß er als vorderstes Deltaende etwas jünger ist als das südliche, das beweist aber kein erheblich jüngeres Alter.

Mächtige, tief gelegene Endmoränen innerhalb der Würmmoränen, wie sie bei Hallturm, und liegende Schotter, wie sie südlich davon vorkommen, das sind Erscheinungen, die auffällig an PENCK'S Bühlmoränen und Schotter der Achenschwankung erinnern, und man muß PENCK beistimmen, wenn er in den Hallturmer Moränen das Bühlstadium und in den Schottern der Tristramschlucht die Achenschwankung verkörpert sieht.¹⁾ Bühlmoränen liegen dann auch bei Schwarzbachwacht.

Bedenkt man aber, daß diese Bühlmoränen sich ganz innerhalb der Alpen halten, daß ferner der Gletscher der Achenschwankung sich wahrscheinlich nur bis zur Tristramschlucht, wo die Moräne mit Schotter verknüpft ist, zurückgezogen hat, so muß andererseits die geringe, unscheinbare Entwicklung der beiden Erscheinungen „Bühlstadium“ und „Achenschwankung“ überraschen. Vielleicht hat die Abgeschlossenheit des Berchtesgadener Kessels, die Unterbindung ortsfremder Zufuhr den Bühlgletscher weniger weit vordringen lassen als anderswo; vielleicht hat dieselbe Abgeschlossenheit auch das andere Extrem gemildert, in diesem Fall also die Achenschwankung verringert.

Wenn aber nicht nur die südlichen, sondern auch die nördlichen Schotter des Bischofswieser Tals in die Zeit der Achenschwankung fallen, also der See, in den diese Schotter gefallen sind, sicher das gleiche Alter besitzt, so kann es nicht die Moräne von Hallturm gewesen sein, die diesen See gestaut hat. Ich sehe die Ursache der Stauung in der rückwärtigen „Übertiefung“ des Tals durch die älteren Gletscher, die in den weichen Werfener Schichten und Gipsen, in dem bröckeligen Ramsaudolomit des südlichen Tals sich tiefer eingegraben haben als im Norden, wo fester Korallenkalk und — an der Ostseite — Dachsteinkalk anstehen. Die Zunge des Achengletschers bei Berchtesgaden hat im Süden die Wanne für den See geschlossen.

¹⁾ AUS AMPFERERS gegen PENCK gerichteten Ausführungen erhellt die Bedeutsamkeit lokaler Einzeluntersuchung, sowie die Notwendigkeit, einzelnen Erscheinungen vorläufig nur lokale Bedeutung beizulegen — was in der vorliegenden Arbeit tunlichst geschehen ist.

Ich fasse die Ergebnisse zusammen:

1. Im Toten Mann-Gebirg gehen erratische, vorwiegend kristalline Geschiebe bis zu Höhen von fast 1400 m; sie sind die ältesten Spuren der Vergletscherung (Rißeiszeit?), bei deren Rückgang sie liegen geblieben und seither durch Verwitterung von den leicht zerstörbaren Bestandteilen abgesiebt worden sind.

2. Fern vom Eis, doch während der Eiszeit ist die Nagelfluh von Ramsau entstanden. — Ihr genaues Alter ist wie das der ähnlichen Gebilde von Ilsank und bei Reichenhall an der Saalach unbestimmbar.

3. Eine starke Moränendecke geht bis 1200 m empor; es ist die von PENCK (363) vermutete Würmmoräne; sie ist über den Hirschbichelpaß mit zentralalpinem Material gespeist worden.

4. Während der geschrumpfte Würm(?)gletscher stationär bei Berchtesgaden abgeschmolzen ist, hat seine Zunge einen See gestaut, der allmählich bis mindestens zum heutigen Frechenbach hinaus zugeschüttet worden ist (Achenschwankung).

5. Ein jüngerer von Süden vordringender und bis Hallturm reichender Gletscher hat den Seeschotter größtenteils erodiert und Endmoränen aufgeworfen, vor denen Schotter ausgehen; gleichaltrig ist der Gletscher im Schwarzbachtal (Bühlstadium).

6. Noch jüngere Rückzugstadien mögen die Moränen der Moosenalp und des Steinbergkars abgelagert haben.

7. Vor dem schwindenden Eis sind die Moränen durch das Wasser grobenteils zu Schotterkegeln und -decken (Schönau-Strub) umgelagert worden. Im Bischofwieser Tal herrscht seither zentripetale Entwässerung.

2. Alluviale Gebilde.

In der postglacialen Zeit herrscht das fließende Wasser. Man kann eine ältere Phase mit vorwiegender Aufschüttung und die jetzige mit vorwiegender Erosion unterscheiden.

An der Saalach, da wo der Sturzbach, der vom Predigtstuhl herunter kommt, die Straße trifft, waren 1908 inmitten von Sturzbachschutt zwei kleine Aufschlüsse von Saalachsotter zu sehen, die sich bis 15 m über die Saalach erhoben. Ein so hoher Stand der Saalach muß zeitlich weit zurückliegen.

Schwarzbach und Rötelbach im W., die Bäche des Nordrands, ganz besonders der Frechenbach im O. und in kleinem Maß auch die Ramsauer Bäche, alle haben da, wo sie das Gebirg verlassen, mächtige flache Schotterkegel vorgeschoben; der des Schwarzbachs ist zum Teil verfestigt, besitzt also als alluviales Gebilde vielleicht ein ziemlich hohes Alter.

Jetzt sind diese Kegel terrassiert, am Stirnrand durch den Fluß des Haupttals, der Länge nach durch den Bach, der sie angeworfen; besonders schön ist die Doppelterrasse des Frechenbachs, 20 und 4 m über dem Bach. Nur der Schotterkegel des Baches westlich vom Eisenrichter bei Hallturm ist in Deckenform erhalten, da dieser Bach, scheinbar nur im Frühjahr, mit Schotter überlastet, das Tal erreicht, während er im Sommer, wo er erodieren könnte, versiegt.

Die jüngeren Schotter sind also meist in die älteren eingesenkt.

Die stärkere Schotteranhäufung im älteren Alluvium ist wohl noch eine Nachwirkung der Eiszeit, die für die postglacialen Flüsse keine regelmäßigen Gefällskurven, wohl aber stauende Hindernisse aller Art geschaffen hat. Das jetzige Vorwiegen der Erosion ist sonach nur ein scheinbares.

Steile Schotterkegel, wie der bei Atzenstadel an der Saalach, vermitteln zwischen nassem und trockenem Schutt. Der trockene, der Sturzschutt, ist stets steiler angeworfen als der Bachschutt; er hat aber im Lattengebirg noch andere Kennzeichen. Im Gegensatz zu den Schuttkegeln in den Winkeln der Faltengebirge herrscht hier im Schollengebirg die weithinziehende Schutthalde. Das Material ist fast ausschließlich Kalk; der brüchige Dolomit verwittert leichter und bedeckt sich mit schützender Vegetation. Die mächtigste Schuttanhäufung ist der Bergsturz von Hallturm mit seinen hausgroßen Blöcken; er ist von den Rotofenspitzen niedergegangen und dies vermutlich zu einer Zeit, als der Bergsockel noch in Eis steckte oder durch eine Lawine verdeckt war, denn der Schutt liegt nicht am Sockel, sondern mitten im Tal. Der Bergsturz bleibt trotzdem eine postglaciale Erscheinung, da er bei höherem Gletscherstand nicht möglich gewesen wäre.

Zwischen Bachschutt und Moränen vermittelt das Lehmlager zu Strub bei Berchtesgaden; hier hat sich durch fließendes Wasser aus Moränen ein ziemlich unreiner Lehm von etwa 15 m Mächtigkeit und einigen Ar Flächenausdehnung konzentriert, der einige Zeit zur Ziegelbereitung gedient hat.

Die Möser sind ebenfalls jung. Das kreisrunde bei Strub scheint aus einem See entstanden, die übrigen, auch das auf Landhaupten, verdanken lediglich der schwachen Neigung undurchlässigen Untergrunds ihre Entstehung. — Die praktische Bedeutung ist gering.

Über die Verkarstung des Lattengebirgs nach der Eiszeit und über einige Verwitterungserscheinungen wird später gesprochen (s. den geomorph. Anhang).

Tektonischer Teil.

(Hierzu eine Profiltafel und eine tektonische Karte.)

Aufgabe des tektonischen Teiles dieser Arbeit ist die Betrachtung des örtlichen Auftretens (A.) und des Alters (B.) der Störungserscheinungen, welche neben dem Baumaterial das Wesen des Gebirgsstockes ausmachen.

A. Die Störungserscheinungen der einzelnen Gebietsteile.

Was bei einem Blick auf die topographische Karte des Lattengebirgs vor allem auffällt, ist die Zweiteilung in das Hochgebirg im NW. (2.) und das Mittelgebirg im SO. (1.). Ich beginne mit der tektonischen Beschreibung des Mittelgebirgs.

1. Das Mittelgebirg des Toten Manns ist topographisch durch die Flußläufe der Bischofswieser und Ramsauer Aachen im O. und S., durch die Mordautalung im W. und den Ferchenbach im NW. begrenzt. Hinter den ausgeglichenen, reifen Formen vermutet man nicht die verwickelte innere Struktur.

Ziemlich einfach zwar ist der Bau des westlichen, des Ramsauer Bezirkes. Über einer schwächeren Lage von Werfener Schichten liegt eine starke Decke von Ramsaudolomit; die Grenzfläche senkt sich im allgemeinen nach NO.; doch fehlen Verbiegungen und Verwerfungen keineswegs. Oberhalb Ramsau beobachtet man eine WNW. streichende Faltung. Eine O.—W. streichende Verwerfung hat den Kunterswegkogel gesenkt, dessen Ramsaudolomit im N. an untere Werfener Schichten stößt (Fig. 3 oben); gegen O. verläuft diese Verwerfung lediglich in Werfener Schichten, so

daß sie sich nicht mehr verfolgen läßt; aber die Tatsache, daß im unteren Schulhausgraben das Streichen mehrmals wechselt, läßt vermuten, daß auch hier noch eine Verschiebung erfolgt ist. Der westliche Teil des Kunterswegkogels ist an einer wahrscheinlich NNW. streichenden Verwerfung abgesunken, deren Verlauf nicht deutlich sichtbar ist, die aber weiter im N., an der Großen Linde noch einmal fühlbar wird. Der Ramsaudolomit des Kunterswegkogels liegt normal auf Werfener Schichten; hier wie oben auf Schwarzeck sind schmutzige Dolomite mit einem grünlichen Mergelband das unmittelbar Liegende des Ramsaudolomits.

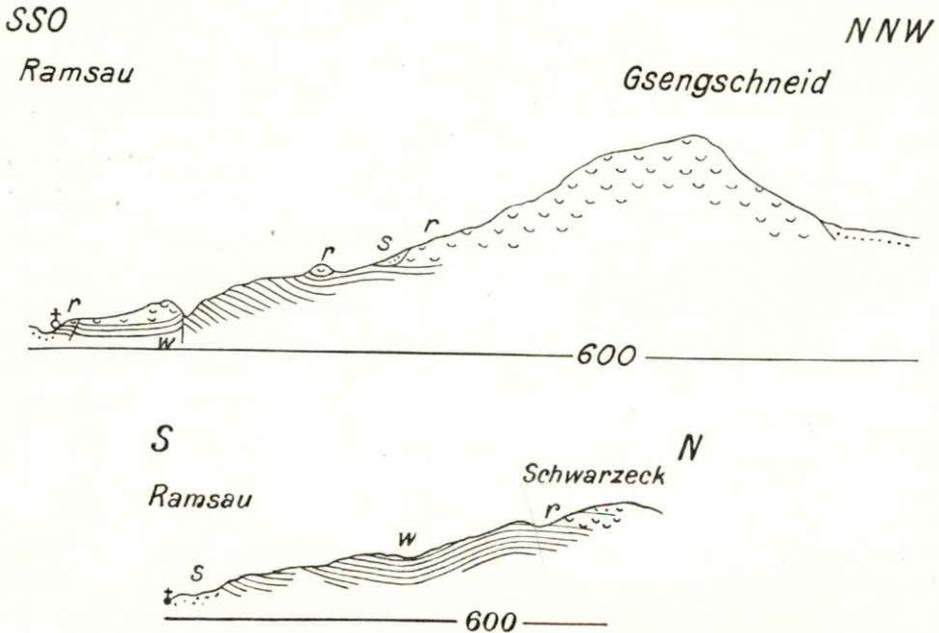


Fig. 3.

Zwei Profile bei Ramsau. — *w* Werfener Schichten, *r* Ramsaudolomit, *s* Schutt. — 1 : 25000.

Geht man vom Ramsauer Bezirk im Tal der Achen nach O., so sieht man den Ramsaudolomit von Schwarzeck langsam bis zur Landstrasse heruntersinken und beim Straßentunnel (Kederbacher) wieder nach oben umbiegen. Es folgt aber kein regelmäßig ansteigender zweiter Muldenschenkel; man gelangt vielmehr sofort in ein heftig gestörtes Gebiet. Es erscheinen stark verbogene Werfener Schichten, deren härtere Lagen an Zerrungsbrüchen auseinandergezogen, deren weichere in die Zerrungsspalten eingepreßt sind. Die Grenzlinie gegen den Ramsaudolomit beschreibt eine lebhaft gewellte Kurve. Hierauf, an der Roßhofschmiede, stellt sich Gipston ein, begleitet von kleinen Verwürfen. Im Ilsanker Graben scheint eine größere Verwerfung ein höher gelegenes Paket von älteren und jüngeren Werfener Schichten von einem tiefer gelegenen zu trennen. Dann halten Gipston und roter Schiefer auf eine längere Strecke hin im Tale aus. Beim Ilsanker Schulhaus aber muß ein großer Bruch zwischen Haselgebirg und Dachsteinkalk ungefähr von O. nach W. ziehen. Die flache Lagerung des Schwarzecker Bezirkes ist nämlich im O., am Sillberg, durch eine ostwärts überkippte ersetzt, so daß die untere Trias des Ramsauer Tals, welche nicht von der Überkipfung ergriffen worden ist, anormal an den Kalk des Sillberges grenzt. Im Norden gelangt man jenseits einer Linie, die ostwestlich und senkrecht zum Sillberg Rücken streicht, aus dem Dachsteinkalk

in Ramsadolomit, der vermutlich flach liegt wie der benachbarte Ramsadolomit von Bischofswiesen und vom Eselsberg (vgl. Fig. 4). Auch im O. ist der Sillberg durch einen mächtigen Bruch begrenzt; Gips, der beim Wasserer und Jäger Erdfälle veranlaßt hat, und Werfener Schiefer, der beim Diabasporphyr unterirdisch ansteht, scheinen flach gelagert das ganze Moränengelände von Strub bis Bischofswiesen zu unterteufen. So umgibt flachgelagerte untere Trias auf drei Seiten den Dachsteinkalk des Sillbergs.

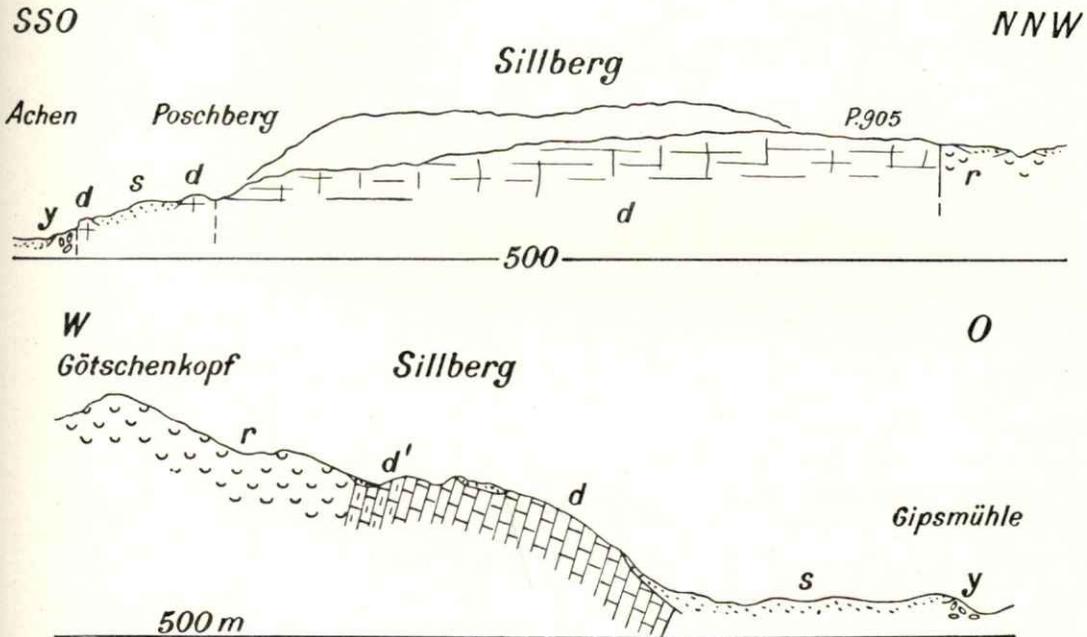


Fig. 4.

Zwei Profile durch den Sillberg. — *y* Gipston, *r* Ramsadolomit, *d* Dachsteinkalk, *s* Schutt. — 1 : 25000.

Noch bleiben im Gebiete des Mittelgebirgs einige Einzelheiten zu besprechen, von denen jedoch gleichfalls kein Licht auf die schwer zu erklärenden tektonischen Verhältnisse geworfen wird.

Nicht weit von der Roßhofschieme bei Ilsank liegen im Schotter der Ramsauer Achen zwei große Blöcke von grauem Megalodontenkalk, der einen dem Lattengebirg fehlenden Typus darstellt; am Watzmann kommen ähnliche Gesteine vor. Wahrscheinlich sind die Blöcke durch einen Gletscher an ihre Stelle gebracht. Doch ist nicht ausgeschlossen, daß es sich um „Schubfetzen“ handelt.

Der schwarze Kalk, der nahe der Gmundbrücke ansteht, ist wie in stratigraphischer, so auch in tektonischer Hinsicht ein Objekt, dessen Bedeutung so lange unklar bleibt, als man sein Alter nicht kennt.

Der Hallstätter Kalk von Strub mag in tektonischer Hinsicht dem ähnlichen Kalk vom Kälberstein, der zweifelhafte Kalk von Bischofswiesen dem ähnlichen Gestein der Kastensteinhöhe, am westlichen Untersberg, entsprechen. Kälberstein und Kastensteinhöhe sind nach HAUG Bruchstücke einer „Hallstätter Decke“. Nach den Verhältnissen im Lattengebirge zu schließen, könnten aber diese Gesteine nicht zwischen Werfener Schichten und Ramsadolomit, sondern höchstens unterhalb der Werfener Schichten liegen.

Nördlich des Sillbergs, bei P. 1011, tauchen in einem kleinen Aufschlusse von Ramsaudolomit Carditaoolithe auf. Dieses Gestein liegt im Verhältnis zu dem Dachsteinkalk des Sillbergs zu weit östlich, denn es liegt im Streichen dieses Kalks, gehört also nicht zu dem tektonischen System des Sillbergs; im Verhältnis zu den flachgelagerten Gipstonen von Bischofswiesen und vom Tongraben liegt es andererseits zu tief; man sollte an dieser Stelle noch unteren Ramsaudolomit erwarten. Hier zeigt sich lediglich aufs neue der verworrene Bau des Gebietes.

Der Diabasporphyrat vom Sillberg gehört zu den basischen Massensteinen, die nach SUSS (A. d. E. III.) an Schubflächen auftreten. An dem schlecht aufgeschlossenen Sillberggestein läßt sich nur feststellen, daß es in der Nähe der großen Sillbergverwerfung liegt. Das Vorhandensein von weiten Blasenräumen spricht gegen die Annahme einer Intrusion an der Basis einer mächtigen Schubmasse.

2. Wir gelangen zur tektonischen Untersuchung des Hochgebirges, des eigentlichen Lattengebirges. Die Grenze gegen das im SO. gelegene Mittelgebirg ist nur zum Teil durch tektonische Momente bedingt. — Im SW. trennt ein mächtiger, ungefähr NS. streichender Bruch Gsengschneid und Lattenberg, ein Bruch, der vielleicht die Fortsetzung der NNW. streichenden Ramsauer Verwerfung bildet, oder aber aus SW., aus dem Hinterseetale herzieht. Doch dieser Bruch, an dem in der Gsengschneid (Tafelprof. 7) die östliche Scholle gehoben ist, verliert sich bald in dem zerbrochenem Kamm der Karschneid; hier sehen wir an mehreren NW. streichenden kleinen Sprüngen jeweils die nördliche Scholle gehoben, so daß die tektonische Vertikalabstand zwischen der westlichen und der östlichen Scholle sich ausgleicht, und jenseits der Mordaualp gibt es zwischen O. und W. keine nachweisbare tektonische Grenze mehr. — Im NO. gibt es nur einen einzigen längeren Bruch, der als Grenze zwischen Hoch- und Mittelgebirge dienen kann; er durchzieht in ungefähr nordsüdlicher Richtung Frechenbach und Tongraben, um südwärts bald zu verschwinden. Hier ist es aber nicht die westliche, sondern die östliche Scholle, welche gesenkt worden ist: Gipse im W. stoßen an Ramsaudolomit im O. ab (Prof. S. 86); zudem trifft sich der Tongrabenbruch nicht mit dem der Mordautalung. Doch die Gipse im W. des Bruches setzen sich nordwärts bis zum Bichlgraben fort und entsprechen dem Gips beim Pechler am Nordrand des Hochgebirges; wie dort so scheint auch hier keine größere Verwerfung den Gipston des Sockels von der Hauptmasse zu scheiden. — So kann man die Grenze zwischen Hoch- und Mittelgebirge ungefähr folgendermassen beschreiben: beide Gebirgsteile hängen an dem mittleren Teil ihrer Grenze zusammen; da der westliche Teil im Durchschnitt flach gelagert ist, der östliche aber im allgemeinen nach NO. fällt, so muß die südliche Partie des östlichen Teils gehoben, die nördliche gesenkt erscheinen, während sich in der Mitte, nahe dem Drehpunkt, keine Vertikalverschiebung bemerkbar machen kann.

Gegenüber dem verwickelt gebauten und schwer verständlichen Mittelgebirg überrascht das Hochgebirg durch die Einfachheit seines Baues; die Betrachtung der jüngeren Schichten, die den Sockel des Hochgebirges umsäumen, wird allerdings auch hier verworrene Verhältnisse offenbaren. Es empfiehlt sich, das Hochgebirge (a, b) vorerst ohne Rücksicht auf die den Sockel begleitenden jüngeren Schichten (c) zu behandeln.

Nordwestlich von Ramsau zweigt von dem gegen Mordau streichenden ein weiterer mächtiger Bruch ab; er zieht nordwärts zwischen Vogelspitz und Joch-

köpfl zur Lattenbergalp, dann am Westabfall der Schneid und des Thörlkopfs bis in den Winkel unterhalb des Karkopfs, biegt sich hier nach NW. um und erreicht über die Schlegelalp bei Atzenstadel die Saalach. Dieser „Lattenbach-Atzenstadel“-Bruch teilt das Hochgebirg in zwei Teile (a, b).

a) Der östliche gehobene Teil umfaßt vom Jochköpfl im S. den ganzen Hauptkamm bis zum Predigtstuhl im NW. und den Rotofenspitzen im NO., sowie die nördlichen und östlichen Ausläufer des Hauptkamms. Dieser wird im S. von mehreren NW. streichenden Brüchen durchschnitten, die im O. wahrscheinlich an der Mordautalverwerfung enden, im W. von der Hauptverwerfung abgeschnitten werden. Letztere streicht hier im S. nicht NS. sondern NNW.; die Verwerfungsfläche scheint geknickt oder, was wahrscheinlicher ist, nach O. geneigt zu sein. Weiter nördlich stellen sich die bisher mässig nach NW. geneigten Schichten des Kamms steiler und steiler, bis sie am Thörl beinahe senkrecht stehen (Tafelprof. 7 und 6). Nördlich vom Thörl legen sich die Schichten nach O. um und gehen so in den Ostschenkel eines Sattels über, als dessen Westschenkel auch die Schichten des südlichen Hauptgrats betrachtet werden können. Von der Stelle an, wo die Hauptverwerfung sich nach NW. umbiegt, wo eine weniger stark gesenkte Scholle an den Hauptgrat herantritt, da verschwindet auch die starke Neigung im Westflügel und die Schichten legen sich flacher (Tafelprof. 4).

Der nordwestlich streichende Teil der Hauptverwerfung zerschlägt sich mehrfach in parallele oder spitzwinklig abzweigende Teilbrüche. Im Saalachhang, wo die Hauptverwerfung zwischen Ramsau- und Dachsteindolomit vertikal niedergeht, ist eine breite Brekzienzone entstanden, in der die beiden Gesteine bis zur Unkenntlichkeit zermalmt sind. Die Sprunghöhe beträgt hier etwa 300 m.

Der ganze nördliche Bezirk wird von zahlreichen meist NS. streichenden Brüchen durchzogen. Man beobachtet in der Gipfelregion eine allmähliche Hebung vom Predigtstuhl bis zum Dreisesselberg, andererseits ein ziemlich rasches Absinken von dort gegen die Rotofenspitzen (Tafelprof. 5). Die Lagerung ist meistes flach. Die Verwerfungen erreichen Sprunghöhen bis zu 100 m.

b) Der südwestliche, an der Hauptverwerfung relativ abgesunkene Teil des Hochgebirgs reicht von der Vogelspitz im S. bis zum Schneideck im N. und zum Luegerhorn im W.

Am untersten Rötelbach sind die Schichten stark gestört. Man beobachtet vor allem, daß sich die beiden Talseiten nicht entsprechen; auf der südlichen liegt der Dachsteinkalk bei gleichem östlichen Fallen etwa 70 m tiefer als auf der nördlichen, was entweder durch ein Absinken oder durch einen nordwestlich gerichteten Vorschub der südlichen Scholle bedingt ist. Auf 600 m gelangt man auf der nördlichen Talseite an eine kleinere Scholle aus Dachsteindolomit, die zwischen zwei quer zum Tal verlaufenden Sprüngen eingebrochen ist; der westliche von diesen Sprüngen ist senkrecht und streicht NNO.; der östliche ist steil nach SO. geneigt und erscheint im Ausstrich gebogen, er hat den Charakter einer Überschiebung. Die zwischen beiden liegende Scholle ist abgesunken, weil an ihr das Kalkband unsichtbar bleibt, das in der Umgebung die unterste Lage der Dachsteinstufe bildet; jenes Kalkband muß also versenkt sein. Die beiden Querbrüche scheinen an der Talverwerfung zu enden, denn sie sind im Südhang nicht mehr nachweisbar, während

die Talverwerfung fortwährend durch NO. gerichtete Bruchwände bezeichnet wird. Von P. 664 an vermag man jedoch auch die letztere nicht mehr nachzuweisen.

Weiter oben im SO. beginnen aber die Fallrichtungen der beiden Talseiten wesentlich zu divergieren, eine südliche Scholle trennt sich von einer nördlichen und die Gosauschichten der südlichen senken sich bis zu 200 m unter die der nördlichen. Die Verwerfung setzt auf 900 m über den Talziehweg. Die Reibung an der Verwerfungsfläche hat das Zurückbleiben einiger kleiner Teile der südlichen Scholle in größerer Höhenlage bewirkt (Tafelprof. 1 und 2). An der Rötelbachalp bringt eine große NO. streichende Verwerfung die Nierentaler Schichten herab, und von hier an vermag man keinen Bruch mehr festzustellen, der ähnlich wie die NW. streichenden Brüche des unteren Rötelbachtals mit der Hauptverwerfung parallel und gleichsinnig wäre.

Jene NO. streichende Verwerfung ist die Festsetzung des nordsüdlichen Bruches im Alpgartental und außerdem in mehreren Beziehungen von Bedeutung. Sie kreuzt sich unterhalb der Kothbergalp mit der NW. streichenden Hauptverwerfung, wobei man wegen Mangels geeigneter Aufschlüsse über das relative Alter der beiden im Unklaren bleibt. Da, wo jene das Bett des Rötelbachs schneidet, ist sie durch kleine NW. streichende Brüche etwas nach SO. verschoben. Jenseits dieser Brüche zieht sie in ostwestlicher Richtung zwischen Dachsteinkalk und Nierentaler Schichten weiter, begleitet von emporgerissenen Schollen von Gosaukalk und Dachsteinkalk. Oben auf der Landhauptenfläche biegt sie in unbestimmbarer Weise nach NW. um und zieht parallel dem Roßbrück durch den Luegerhausgraben zur Saalach hinab; im oberen Teil des Grabens ist ihre Fläche steil südlich, im unteren Teil steil nördlich geneigt.

Noch andere Brüche von geringerer Bedeutung und verschiedener Richtung beherrschen das Gebiet des Saalachhangs bei Frohnau und das der Landhaupten-hochfläche bis hinüber zum „Wasserfall“.

Regelmäßiger in der Richtung und auch in der Bewegungsart, aber trotzdem ziemlich unverständlich sind die Bruchsysteme an der Dalsen- und Moosenalp. Auffällig ist hier die Verknüpfung von O.—W. mit NO. streichenden Bruchlinien, die keilförmige, nach W. zugespitzte Senkungsfelder begrenzen; die NO. streichenden Brüche, an denen die nördliche Scholle gehoben ist, haben größere Sprunghöhen als die O.—W. streichenden.

Östlich von Landhaupten, Dalsen und Moosen verschwinden Dachsteinkalk und Gosaukreide unter einem meist flach gelagerten mächtigen Streifen von Nierentaler Schichten, der längs dem oberen Rötelbach weit von N. nach S. zieht.

Im S., an der Lattenbergalp, streicht ein Bruch gleichfalls von N. nach S.; er hebt im Gegensatz zu der parallelen Hauptverwerfung die westliche Scholle empor; östlich des Bruchs ist das Schichtenfallen ziemlich steil und nach NW., im W. ist es ziemlich flach und nach NO. gerichtet.

Am Schwarzbach-Hang, vom Luegerhorn bis zur Vogelspitz, sieht man die Streichrichtung stets der Kontur des Wandabsturzes folgen und das Fallen berg-einwärts gerichtet. An der Vogelspitz erkennt man eine flache NS. streichende Muldung (Tafelprof. 7). Störungen quer zum Schwarzbachhang sind wohl sicher in größerer Anzahl vorhanden, doch nur selten nachweisbar, weil der ganze Hang aus einem gleichförmigen Gestein, aus Dachsteinkalk besteht.

Das Vorherrschen des Dachsteinkalks auf den Hochflächen hindert uns auch, den tektonischen Bau hier genauer zu erkennen, weil das „Reagens“ auf Störungs-linien, die jüngere Kreide, nur mehr in Resten erhalten ist.

Im großen und ganzen erkennt man trotz allen größeren und kleineren Brüchen, daß dieser Teil des Gebirges eine flach muldenförmige Lagerung besitzt; die Muldenachse hat merkwürdigerweise eine nordsüdliche Richtung.

c) Die jüngeren Schichten am nördlichen und nordöstlichen Gebirgssockel. Ungeahnten Verwicklungen begegnet man am nördlichen und nordöstlichen Sockel des Hochgebirgs, wo jüngere Schichten in eigentümlicher Weise den älteren angelagert sind.

Die Lagerungsverhältnisse der jüngeren Schichten von Reichenhall-Hallturm (α) und die im Frechen- und Tongraben (β) sind scheinbar so verschieden, daß eine getrennte Besprechung der beiden Bezirke notwendig erscheint.

α . Der Nordrand von Reichenhall bis Hallturm.

Dem Nordrand des Gebirgs entlang ziehen jüngere Schichten, die zum Teil dem älteren Gestein auflagern, zum anderen Teil durch Schuttmassen von diesem getrennt sind. Hier ist die Frage zu beantworten, in welchem tektonischen Verhältnis diese beiden Gruppen zum eigentlichen Gebirge stehen, vor allem, warum sie sich in so auffällig tiefer Lage befinden.

Wir wissen, daß am Lattenberg bei Gmain die Gosaukreide mit starker Diskordanz auf Ramsadolomit liegt und durch ein Grundkonglomerat mit diesem verknüpft ist, sowie daß Bruchstücke von Ramsadolomit und Dachsteinkalk auch in den oberen Horizonten des Kreidesteins auftreten; wir haben keinen Grund, anzunehmen, daß die übrigen Gosauschichten des Nordrands in einem anderen Verhältnis zum Triasdolomit stehen. — Angesichts dieses Erkenntnisses entfällt die Möglichkeit, daß das Lattengebirg als Schubmasse infolge von Überfaltung oder Überschiebung auf der Gosaukreide läge.

Wir wissen ferner, daß am Lattenberg der Ramsadolomit die Kreide trägt, der nach der Höhenlage der Carditaschichten an der benachbarten Hochplatte, des Werfener Gipses westlich der Hochplatte mit seinen tieferen Horizonten an der senonen Transgressionsfläche liegt. — Dadurch entfällt die Möglichkeit, daß die Gosauschichten des Nordrandes durch Absinken an Brüchen von denen des Hochgebirgs getrennt worden wären; denn auf dem Hochgebirg liegt die Kreide über jüngerm Dachsteinkalk.

Wir haben endlich keinen Grund zu der Annahme gefunden, daß die Gosauschichten des Nordrandes älter seien als die des Hochgebirgs. — Jene müßten jedoch älter sein, wenn die Vertikaldistanz der beiden Kreidebezirke eine ursprüngliche, durch Ablagerung bedingte wäre, wenn mit anderen Worten die Kreide einstmals als mächtiger Schichtenstoß bis an das Niveau der Hochgebirgskreide emporgereicht hätte; Hippuriten in situ, wie sie am Lattenberg vorkommen, haben aber nicht in großer Meerestiefe gelebt, sie müßten erst in die Tiefe versenkt worden sein als die Gosauflut die höhere Region eroberte. Gegen diese Annahme spricht jedoch nicht nur die Gleichaltrigkeit der beiden Kreidebezirke, sondern auch die Tatsache, daß die einzelnen Kreidereste des Nordrandes sämtlich in einer bestimmten Höhenlage ihr Ende finden, sofern man nur von dem Einfluß jüngerer Störungen absieht: die Kreide des Nordrands hat nie viel höher emporgereicht als heute.

So bleibt endlich nur die Annahme, daß eine tektonische Bewegung eigentümlicher Art die heutige große Vertikaldistanz der beiden Kreidebezirke geschaffen

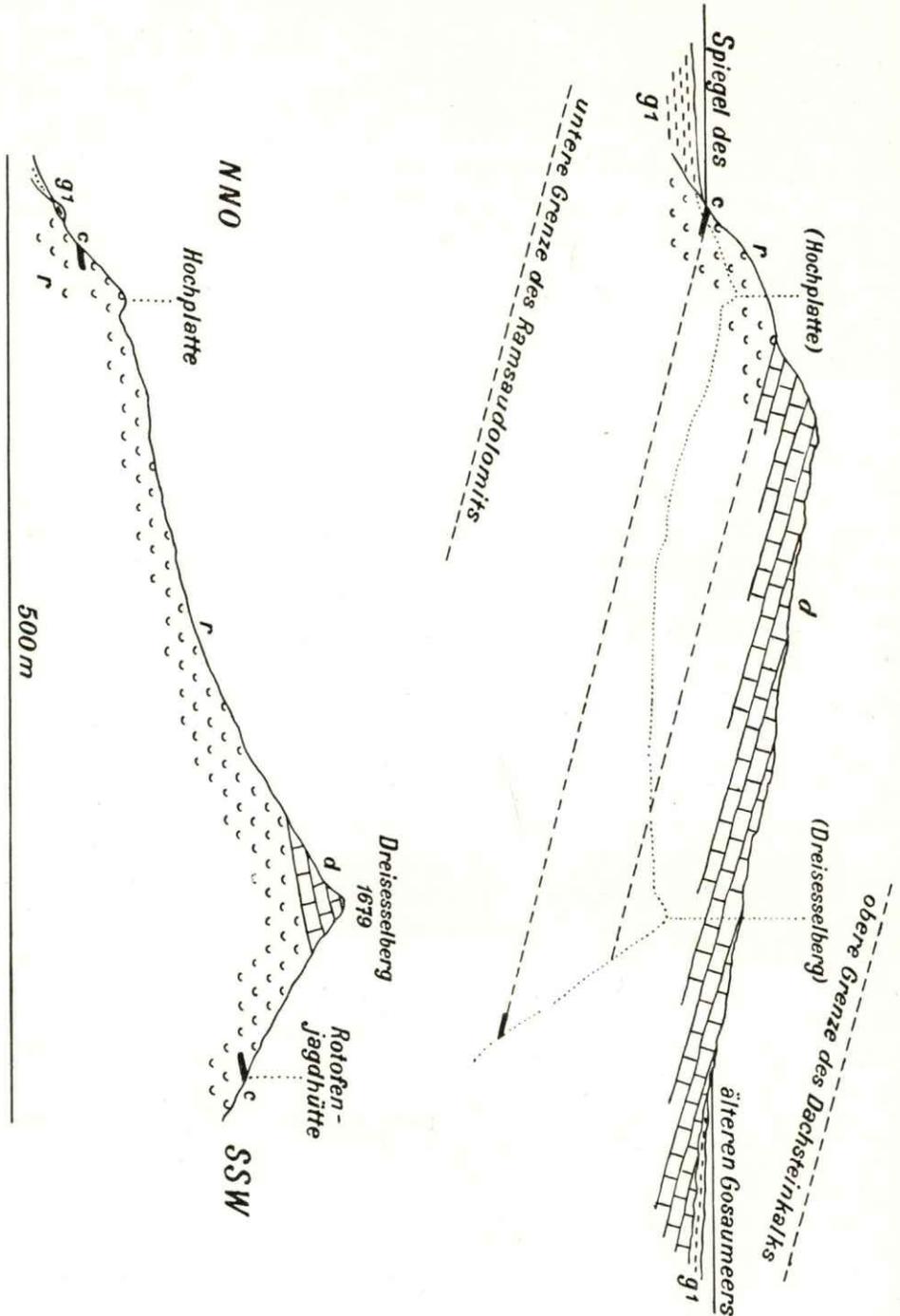


Fig. 5.

Das obere Profil zeigt schematisch die Lagerungsverhältnisse des nördlichen Lattengebirgs am Ende der älteren Gosauzeit. Der stark abgetragene Dachsteinkalk trägt im S. schwach diskordant auflagernde Gosauschichten. An dem durch vorsenone Störung und Abtragung geschaffenen Nordhang liegen die Gosauschichten mit starker Diskordanz auf unterem Ramsaudolomit. — Auf einem Parallelprofil, etwa durch den heutigen Predigtstuhl gelegt, würde die Trias, die heute flach liegt, steiler nach S. fallen als auf dem vorliegenden Profil. Am Nordhang würde nicht weit unterhalb der Gosauschichten Gipston auftauchen. Dem steileren Südfallen entsprechend würde auch die senone Insel nicht so weit nach S. reichen.

Das untere, einigermaßen kombinierte Profil zeigt die durch tertiäre Störung bedingten heutigen Lagerungsverhältnisse. Die Trias, ursprünglich nach S. fallend, fällt jetzt nach N. Die Gosauschichten, ursprünglich flach gelagert, fallen jetzt mit etwa 25° nach NO. — Auf einem Parallelprofil durch den Predigtstuhl würde im S. die Hauptverwerfung und südlich von dieser die Gosaukreide des Hochgebirgs erscheinen, die südlich des Dreissesselbergs fehlt, weil hier die Hebung zu stark war und zu weit nach S. gegriffen hat.

hat. Und eine einfache Beobachtung gibt uns über das Wesen dieser Bewegung Aufschluß.

Die Gosaukreide des Lattenbergs fällt mit etwa 25° nach NO., während der Ramsadolomit sich dort nur leicht nach NNO. neigt, soweit dies an der benachbarten Hochplatte und der Höhenlage der Carditaschichten des nordöstlichen Gebirges erkennbar wird (Fig. 5). Da nun die Gosaukreide ursprünglich in flacher Lagerung abgesetzt worden ist, so muß der liegende Ramsadolomit damals nach S. bis SW. geneigt gewesen sein. Stellen wir in Gedanken diese senonen Lagerungsverhältnisse wieder her, so steigt der Nordrand des jetzigen Lattengebirges in die Höhe und die Vertikaldistanz der beiden Kreidebezirke verringert sich; wir sehen eine Insel im Gosaumeer entstehen, die steil nach N. abstürzt und Gerölle und Schutt für das senone Sediment liefert, dem wir heute in den waldigen Hängen bei Reichenhall und Gmain begegnen; wir sehen diese Insel nach S. flach unter das Meer tauchen, das all die Regionen bedeckt, in denen heute die Hütten von Schlegel, Landhaupten, Moosen stehn. — So erklärt sich die Verschiedenartigkeit der Transgressionsfläche, des Untergrundes sowie der Entwicklung der beiden Kreidebezirke im Lattengebirg. — Die Ursache aber, welche die heutigen Verhältnisse geschaffen, finden wir leicht in der Umkehrung jener ideellen Bewegung, die wir eintreten ließen um ein Bild der senonen Lagerungsverhältnisse zu erhalten, in einer Kippbewegung also, welche die südliche Partie des nördlichen Lattengebirgs gehoben, die nördliche relativ gesenkt hat. Die Bewegung mag zum Teil durch die Hauptverwerfung des Gebirges bedingt worden sein.

Ein Teil der jüngeren Schichten des Nordrandes gehört also zu dem tektonischen System des nördlichen Lattengebirgs und ist mit dessen nordöstlicher Hälfte gegen die jüngeren Schichten des südlichen Lattengebirgs durch eine Kippbewegung abgesenkt worden.

Jetzt, nach Klarlegung des Verhältnisses zwischen der Hauptmasse des Gebirgs und den am Nordrand auflagernden Gosauschichten, muß auf die Frage nach der Entstehung des Nordrandes selbst eingegangen werden, auf eine Frage, die vielleicht das wichtigste Problem des Lattengebirges anschnidet. Wie ist es möglich gewesen, daß das senone Meer mit der unteren Trias des Gebirges in Berührung gekommen, welche Kräfte sind es gewesen, die den Nordrand geschaffen, auf dessen alten Dolomit die jüngere Kreide übergreift? — Es ist klar, daß das Gosaumeer seine Küste angegriffen hat, und die Bruchstücke von Ramsadolomit, welche in den Gosauschichten auftreten, sprechen von der Arbeit dieses Meeres. Unmöglich aber ist es, daß ein Meer eine Schichtplatte von 1700 m Dicke durchschnitten und stellenweise vollkommen vernichtet hätte, wo schon in der nächsten Nachbarschaft dieselbe Schichtplatte zum allergrößten Teil erhalten geblieben ist. Und dennoch fehlen nördlich des Lattengebirgs Ramsadolomit und Dachsteinkalk, dennoch liegen in der Hochregion des Gebirgs noch Triasschichten von 1500 m Mächtigkeit unter der Gosaukreide. Nur tektonische Kräfte können solche Verhältnisse geschaffen, können die Nordgrenze des Lattengebirgs angelegt haben. Welcher Art die Bewegung war, die solches zu leisten vermocht, das zu entscheiden erlauben die im Rahmen eines kleinen Aufnahmegebietes gewonnenen Erfahrungen nicht. Eines aber vermögen wir festzustellen: der Nordabfall unseres Gebirges, der die Trias vom Dachsteinkalk bis hinab zum unteren Ramsadolomit aufschließt, war schon zur jüngeren Kreidezeit geschaffen; denn auf dem unteren Ramsadolomit lagert hier die senone Kreide.

Die dem Nordabfall des Gebirgs auflagernden Gosauschichten gehören also auch in tektonischer Hinsicht zu der Hauptmasse. Das gleiche gilt nicht von dem anderen Teil der jüngeren Schichten, welche den Nordrand begleiten. Zu diesem Teil gehören die Nierentaler Schichten des Weißbachs bei Gmain und die drei Eocänhügel von Schaffelpoint und Hallturm; die dem Gebirg nicht sichtbar auflagernden, weil schuttumbüllten Gosauschichten vom weißen Dötzenbruch und östlich vom Lattenberg können hier ausscheiden; sie liegen in so großer Nähe der sichtbar auflagernden Gosauschichten, daß sie sich in tektonischer Hinsicht nicht anders verhalten können als diese.

Die Nierentaler Mergel des Weißbachs (Str. N.—S., F. 30° W.) können tektonisch nicht zu den Gosauschichten gehören, die weiter südlich dem Ramsaudolomit auflagern; sie sind entweder gegen diese abgesunken, oder sie schießen unter das Gebirg ein. Freilich darf man an dieses weiche, leicht deformierbare Gestein nicht denselben Maßstab anlegen wie an ein festeres Material, wie an den Korallenkalk von Schaffelpoint und Hallturm.

Dieser Eocänzug (Schaffelpoint Str. N. 50° W., F. 40° NO.; Hallturm Str. ca. N. 20° W., F. 75° O.—90°) zeigt sich in seiner Streichrichtung in auffälliger Weise von dem Verlauf des Gebirgssockels abhängig; seine Fallrichtung aber weist nach SW. empor, als wäre dort oben, am Abfall des Gebirges, seine Fortsetzung zu finden. Ich nehme daher an, daß eine naheocäne Hebung längs dem durch vorseonone Störung und Abtragung geschaffenen NO.-Abfall des Gebirgs einsetzte; und daß durch diese Hebung ein Teil der vorher angelagerten jüngeren Schichten von dem emporsteigenden Gebirge losriß und in der Tiefe zurückblieb; die innerhalb des Hebungsbereiches gelegenen jüngeren Schichten wurden mitgehoben, die außerhalb des Hebungsbereiches gelegenen wurden beim Losreißen geschleppt und bilden jetzt durch ihre Streichrichtung die Grenze der gehobenen Masse nach; Reste der mitgehobenen jüngeren Schichten finden sich heute noch in den Gosaukalken, die als mehrfach unterbrochener Zug vom Gipsbruch bis Hallturm reichen; Aufragungen der in der Tiefe zurückgebliebenen Hauptmasse sind die Nierentaler Schichten des Weißbachs und die Eocänaufschlüsse, deren Streichrichtung die Umrißlinie des vorseononen Lattengebirgs nachbildet, deren Fallen sie einem von der Schulter des Gebirges herabgerutschten Mantel vergleichbar macht (Tafelprof. 1, 3, 4, 5). — Daß diese Schichten ohne Losreißen sich vom Gebirge niederbiegen, darf nicht angenommen werden; denn bei Schaffelpoint ist eine Störung zwischen Nierentaler- und Gosauschichten offenkundig, bei Hallturm ist zwischen Eocän und Ramsaudolomit kein Raum für die Kreideschichten. Man erkennt hier zugleich, daß die Störungsfläche sehr steil stehen muß. — Daß zur Zeit jener Hebung auch horizontale Bewegungen stattgefunden haben, ist möglich, doch im Rahmen des Lattengebirgs nicht erweisbar. HAUGS Annahme, daß das Lattengebirg auf die jüngeren Schichten seines Sockels überschoben sei, könnte bezüglich der dem Gebirge nicht sichtbar auflagernden, d. h. der Nierentaler- und eocänen Schichten zutreffen; da jedoch gleichartige Schichten im Nierentalgraben am Untersberg mit derselben Gosaufazies verknüpft sind, die auch im oberen Lattengebirge vorkommt, so müssen die Schichten vom Weißbach und von Schaffelpoint-Hallturm keineswegs zu einer anderen „Decke“ gehören als das Lattengebirg. Unter der Voraussetzung einer Überschiebung im Sinne HAUGS wüßte ich zudem keine Erklärung für das eigentümliche Fallen und Streichen unserer Eocänschichten.

Vereinigen wir nun die im ganzen nordöstlichen Lattengebirg gewonnenen Ergebnisse. Das nordöstliche Lattengebirg ist das Gebiet einer Hebung, die an der großen Verwerfung „Kothberg-Atzenstadel“ am stärksten, am nördlichen und nordöstlichen Sockel am schwächsten gewirkt hat, während im O. Staffelbrüche zwischen der gehobenen und der in der Tiefe zurückgebliebenen Masse vermitteln. (Tafelprof. 1, 2, 4, 5.)

β. Frechen- und Tongraben.

Ein Profil, das den Frechenbach bei der Mündung des Frechenklausbachs schneidet (Tafelprof. 6), hat große Ähnlichkeit mit dem Profil von Hallturm (Tafelprofil 5); hier wie dort sieht man ein steilgestelltes junges Gestein, das durch eine Störung von dem westlich lagernden Ramsaudolomit getrennt sein muß. Sehr auffällig ist jedoch der Umstand, daß am Frechenbach Ramsaudolomit nicht nur auf der einen, sondern auch auf der anderen Seite der jüngeren Schichten ansteht, und diese in der Tiefe zwischen dem älteren Gestein wie durch ein Fenster durch eine Decke emporblicken.

Weiter südlich, im Marchmühlgraben, glaubt man Faltung an den eocänen Letten und Sandsteinen zu sehen; an einem besseren Aufschluß beobachtet man, daß das Gestein nach NNW. streicht und vollkommen vertikal steht — wie jenes an der Mündung des Frechenklausbachs — und daß seine Streichrichtung dem W.-Abfall der östlich lagernden Ramsaudolomitmasse parallel läuft — wie die Streichrichtung jener Schichten —. Gegenüber der Mündung des Marchmühlbachs sieht man das Eocän — leider ohne erkennbares Streichen — ganz nahe an den höher liegenden Ramsaudolomit herantreten.

Südwärts gehend gelangt man über schlecht aufgeschlossenes Obereocän bin zu der starken Biegung des Hauptbaches, an welcher der eigentliche Tongraben beginnt. Nördlich dieser Biegung und am rechten Bachufer beobachtet man die Verhältnisse des Profils Fig. 6 I, S. 86; an der Grenze zwischen Gips und Obereocän liegen einige Blöcke von eocänen Korallenkalk. — Südlich davon am linken Ufer ist Prof. II zu sehen. Zwischen den beiden Profilebenen streicht eine kleine Verwerfung nach OSO. durch; die nördliche Scholle ist gesunken; der östlich gelegene Ramsaudolomit läßt keine Einwirkung dieser Verwerfung erkennen.

Das eocäne Konglomerat des Prof. II ist von zahllosen horizontalen Rutschflächen durchsetzt; an der Grenze gegen die Nierentaler Mergel bildet das Eocän einen Überhang, dessen untere Fläche mit ostwestlich streichenden Striemen bedeckt ist.

Zwischen den Ebenen der Profile II und III (Fig. 6) liegt wiederum eine Verwerfungsfläche, die nun auch den Ramsaudolomit des Ostufers zu durchsetzen scheint, an welcher ferner die westliche Verwerfung des Prof. II endet. Wie vorher ist an der OW.-Verwerfung die südliche Scholle gehoben. Steigt man am linken Ufer einige Meter südlich dieser Verwerfung empor, so findet man von unten nach oben: 1. 10 m geschichteten Gips; 2. 1—2 m Reibungsbrekzie, bestehend aus Gipston, mächtigen Blöcken von Ramsaudolomit und grauen Gosaukalken, sowie aus einzelnen braunen Hornsteinbrocken; 3. einige Meter Nierentaler Mergel; 4. etwas weiter südlich (Ebene des Prof. III) 10 m Korallenkalk; 5. obereocäne Letten von unbestimmter Mächtigkeit. — Der Gips schießt unter die jüngeren Schichten ein und fast allenthalben liegt am Kontakt eine Reibungsbrekzie. Die Kontaktfläche schneidet die jüngeren Schichten schräg ab, in der

Weise, daß gegen S. die Nierentaler immer dünner werden und daß zuletzt der Eocänkalk unmittelbar auf Gips liegt („h“ des Wortes „Thongraben“ der topogr. Karte). Die Kontaktfläche liegt in nordsüdlicher Richtung annähernd horizontal. Der Gips ist fast überall deutlich geschichtet, also wahrscheinlich nicht umgelagert.

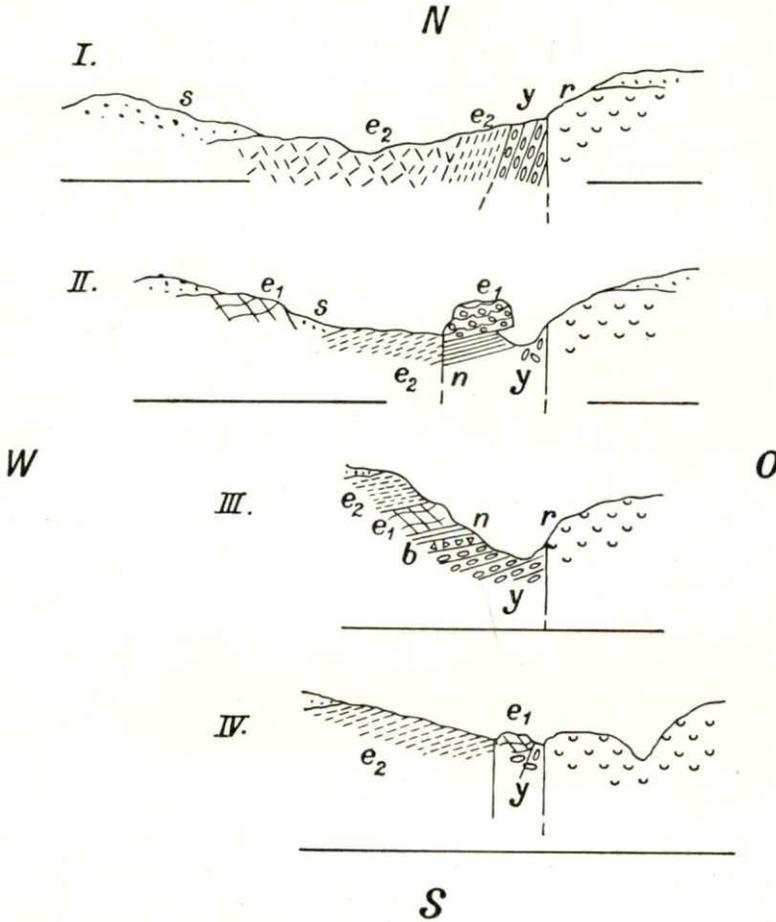


Fig. 6.

Im Tongraben. — *y* Gips; *r* Ramsdömlite; *n* Nierentaler Mergel; *e₁* mitteocäner Korallenkalk, zum Teil als Konglomerat entwickelt; *e₂* obereocäne Letten. — 1 : 5000. Basis 730 m.

Prof. IV, das 50 m südlich des Wasserfalls („Th“ des Wortes „Thannlehen“) gelegt ist, zeigt den eocänen Kalk, der vorher bis ins Bachbett hinunter gezogen war, wieder in größerer Höhe. Hier am Südende des Tongrabens ist die Lagerung heftig gestört.

Die Deutung dieser Verhältnisse, die schon LILL v. LILIENBACH in Erstaunen gesetzt haben, ist schwierig. Wir sind im unklaren über das Wesen jener Störungen. — Besonders überraschend ist der Umstand, daß sich Ramsdömlite und Gips im Tongraben völlig fremd gegenüber stehen. Die vertikale, mehrmals deutlich sichtbare Kontaktfläche zwischen beiden kann keinesfalls als einfache Sprungfläche gedeutet werden; denn erstens folgt über dem Gips kein Ramsdömlite; zweitens müßte in dem Fall einer einfachen Verwerfung die westliche, gipsführende Scholle

gehoben sein — die Schichtstellung des Gipses und der Tertiärlatten des Profils I, die wohl durch Schleppung entstanden ist, spricht im Gegensatz dazu für eine Senkung der westlichen Scholle. Die Annahme einer solchen Senkung bleibt wiederum solange widersinnig, als man nicht annimmt, daß der östlich gelegene Ramsaudolomit früher noch stärker gesenkt gewesen sei, als jetzt, nach der tertiären Störung. — Ebenso unklar ist uns die Art der Bewegung, welche an der Kontaktfläche zwischen dem Gips und den jüngeren Schichten erfolgt ist. — Auch die Feststellung des relativen Alters der einzelnen Störungsflächen ist nicht in dem Grade möglich, daß wir die Alterfolge der einzelnen tektonischen Ereignisse zu erkennen vermöchten.

Bei der Deutung so verwickelter Verhältnisse muß man der Vorsicht halber verschiedene Wege einschlagen.

Eine Möglichkeit wäre die, daß die jüngeren Schichten auf dem Gips transgredieren. Diese Annahme führt jedoch nur zu neuen Verwicklungen; wir müßten danach eine Transgression der Nierentaler Schichten und außerdem eine solche des Eocäns auf den Gipston feststellen, wonach die starke Zerrüttung der Grenzlagen noch unerklärt bliebe; zudem kann die Brekzie, die über dem Gips liegt, nicht als Grundkonglomerat angesehen werden.

Bei der Betrachtung der Karte gelangt man in erster Linie zu der Vermutung, daß die jüngeren Schichten des Frechen- und Tongrabens ein Fenster in einer Triasdecke darstellen. Bei genauerer Untersuchung findet man jedoch weder eine Überlagerung des Eocäns durch Trias noch eine verkehrte Lagerung der jüngeren Schichten, andererseits aber liegt Gips unter diesen; so stößt auch die Annahme einer Überschiebung oder Überfaltung der Trias auf Schwierigkeiten.

Dafür, daß die jüngeren Schichten zwischen senkrechten Klufflächen von oben in die Trias eingebrochen sind, würde ihre tiefe Lage sowie ihr einseitiges Abstoßen an Ramsaudolomit sprechen. Gegen einen solchen Einbruch spricht wiederum das Verhältnis zwischen den jüngeren Schichten und dem Gipston.

Nur eine von allen Vermutungen scheint richtig zu sein: daß die jüngeren Schichten im Tongraben durch irgendwelche tektonische Bewegung horizontal auf den Gipston zu liegen gekommen sind. Den Charakter dieser Bewegung zu erforschen, soll nunmehr versucht werden. — Wir wissen, daß auf horizontalen Klüften des eocänen Konglomerates, die parallel zu der Kontaktfläche zwischen Gipston und jüngeren Schichten zu liegen scheinen, ostwestlich gerichtete Rutschstreifen auftreten; ferner, daß in der die Kontaktfläche begleitenden Brekzie Blöcke von Ramsaudolomit liegen. Der erste von diesen Umständen läßt uns schließen, daß die Bewegung an jener Kontaktfläche von O. nach W. oder umgekehrt gerichtet war; der zweite, daß die jüngeren Schichten bei ihrer Bewegung über Ramsaudolomit, also über ein Gestein gewandert sind, das normalerweise höher liegt als der Gipston, auf dem sie zur Ruhe gelangten. Erinnern wir uns ferner noch einmal an die steile Schichtenstellung der Tertiärschichten nördlich des Tongrabens, sowie an deren tektonische Verwandtschaft mit den Hallturner Schichten, so drängt sich der Schluß auf, daß auch die jüngeren Schichten des Frechen- und Tongrabens von einem höher gelegenen westlichen Gebiete herkommen könnten. Jene Störungsfläche wäre sonach eine Gleitfläche, die jüngeren Schichten des Frechen- und Tongrabens wären bei einer nacheocänen Hebung des Lattengebirgs von W. her abgeglitten, was gar nicht unwahrscheinlich ist, wenn die Hebung, analog der am Dreisselberg und den Rotofenspitzen im W. stärker war als im O. Der Umstand, daß die jüngeren Schichten des Tongrabens jetzt nach W.

fallen und nicht nach O., wie man nach unserer Annahme erwarten sollte, kann durch spätere Verlagerung, vermutlich durch eine Hebung des Eselsbergs bedingt sein. Zudem fallen die Schichten nur im Tongraben selbst, nur an der Tongrabenverwerfung nach W. Westlich vom Tongrabenknie hebt sich dagegen noch einmal ein älteres Gestein, der Korallenkalk, über die jüngeren Stockletten empor, was für ein Ansteigen der Gleitfläche gegen W. zu zu sprechen scheint. (Fig. 6 II.)

Nach all dem erscheint mir eine Überdeckung der Kreide und Tertiärschichten durch die Trias im Frechen- und Tongraben als unwahrscheinlich. Ich glaube vielmehr, daß hier ähnliche Verhältnisse herrschen wie bei Schaffelpoint und Hallturm. Die Eigenart des tektonischen Baues im Bezirk des Tongrabens läge nur darin, daß nach unserer Annahme die jüngeren Schichten nicht losgerissen in der Tiefe zurückblieben, sondern erst gehoben wurden und dann durch Abrutschung wieder zur Tiefe strebten. — Der Ramsaudolomit des Eselsberges aber, zu dem im N. (bei Hallturm) ein Analogon fehlt, ist eine dem Lattengebirg tektonisch fremd gegenüberstehende Masse; vermutlich hat sich diese schon mehrmals bewegt, und vielleicht erscheint uns ihre nacheocäne Bewegung — eine Hebung — nur deshalb widersinnig, weil wir von ihren früheren Bewegungen nichts wissen und erkennen.

Fassen wir nun die im gesamten Lattengebirg gewonnenen Ergebnisse kurz zusammen.

Das Lattengebirg ist ein Gebiet, in dem die Brüche über die Faltung vorherrschen.

Bewegung an Brüchen bedingt die Zerlegung des ursprünglich flachgelagerten Schichtensystems in Teilschollen, meist auch deren einseitige Aufrichtung. Die mächtigsten Teilschollen sind der südwestliche und der nordöstliche Teil des Hochgebirgs, zu welchem letzterem auch die Hauptmasse des östlich gelegenen Mittelgebirgs gehört. Kleinere Teile sind die jüngeren Schichten, welche dem nordöstlichen Sockel des Hochgebirgs vorlagern, sowie der nordöstliche Teil des Mittelgebirgs.

Neben den Brüchen darf jedoch die Bedeutung der Faltungserscheinungen keineswegs unterschätzt werden, zumal es sehr widerstandsfähige Massen sind, mit denen hier die Faltung zu kämpfen gebabt hat. Gleichwohl erscheinen die Brüche als kräftigere Züge im Bauplan des Gebirges, zumal äussere Umstände, wie die Schichtungslosigkeit des Ramsaudolomits, in großen Bezirken den Nachweis einer Faltung erschweren. Es empfiehlt sich also, bei einer übersichtlichen Betrachtung jene kräftigeren Züge vor allem als Leitlinien hervorzuheben.

Die südwestliche Scholle des Hochgebirgs wird durch die NW. streichenden Brüche des unteren Rötelbachtals, durch die vorwiegend ONO. streichenden der Dalsen- und Moosenalp und die zwischen beiden vermittelnden, ungefähr OW. streichenden Brüche der Landhauptenalp zerteilt. Der Zug der jüngsten Kreideschichten bezeichnet in dieser Scholle die Achse einer einseitig gebauten, flachen Mulde, die wie die nordöstliche Grenze der Scholle, wie die Hauptverwerfung süd-nördlich bis nordwestlich streicht.

Die zweite Hauptscholle enthält in einer kräftig aufgeworfenen süd-nördlich streichenden Antiklinale das Rückgrat der ganzen Gebirgsmasse, an das sich im N. die Region der kulminierenden Gipfel anschließt. Die Gipfelregion ist im Dreissesselberg am stärksten gehoben und sinkt nach O. und W. an Brüchen ab; nach NO. strebt sie durch ihr Schichtfallen zur Tiefe. Im SO. liegt die Region des Mittel-

gebirgs, die in tektonischer Beziehung zum größten Teil zur östlichen Hochgebirgsscholle gehört; nur bei Ramsau verläuft zwischen beiden ein Bruch von ziemlich großer Sprunghöhe, aber geringer Länge. Da das Mittelgebirg fast ausschließlich von ungeschichtetem Dolomit aufgebaut wird, so liegt seine Struktur nicht klar am Tage. Da wo die Werfener Schichten auftauchen, wird jedoch ein unregelmäßiger Faltenbau erkennbar, dessen Leitlinien WNW. zu streichen scheinen. Am Sillberg, dem Ostrande des Mittelgebirgs beobachtet man ein nordnordwestliches Streichen; der Sillberg kann als Ostflügel eines Sattels ausgesprochen werden.

Unklar ist die Stellung des nordöstlichen Mittelgebirgs, besonders die des Eselsbergs; es scheint angesichts der Lagerung seiner Triasschichten durch eine nur geringfügige Senkverwerfung von der östlichen Scholle des Hochgebirgs getrennt zu sein. Doch angesichts des Streifens von jüngeren Schichten, der von Hallturm bis ins Loipl (westlich vom Eselsberg) hineinstreicht, gewinnt man den Eindruck, daß hier Verwicklungen vorliegen, die innerhalb des Lattengebirgs kaum völlig zu entwirren sind.

Eine eigenartige Rolle spielen endlich die dem nördlichen und nordöstlichen Sockel des Gebirges vorgelagerten Nierentaler und Eocänschichten. Sie sind bei der Hebung des Gebirges losgerissen worden und in der Tiefe zurückgeblieben. — Als Fortsetzung dieses Zuges können auch die gleichalterigen Schichten des Tongrabens (im Loipl) betrachtet werden.

Anhang zum tektonischen Teil.

Über die Grenzen des Lattengebirges.

Die Beschreibung des Lattengebirgs an sich begründet kein völliges Verständnis seines Baues. Dazu wäre auch die Kenntnis des umgebenden Gebietes erforderlich; deshalb will ich zum mindesten einen Anhang über die Grenzen des Gebirges anfügen, dessen Angaben sich freilich nur auf Literaturdaten und unvollständige eigene Begehung stützen.

Die Grenze des Lattengebirgs gegen den östlich gelegenen Untersberg ist keine einfache. — Von Berchtesgaden nordwärts bis zur Brettwand zieht zwischen beiden Massiven ein breiter Streifen flach gelagerter unterer Trias (skythische Schichten und Ramsaudolomit), der im W., wie wir bereits wissen, relativ gehoben den Sillberg berührt, nördlich des Sillbergs aber in ein unbestimmbares Verhältnis zum Lattengebirg kommt. — Von der Brettwand nach N. verschwindet dieser Streifen älterer Gesteine unter der Gesteinsreihe des „Nierentals“, die vom Gosaukonglomerat bis zu den obereocänen Letten reicht; das Gosaukonglomerat führt hier wie bei Gmain Bruchstücke von Ramsaudolomit, das Eocän solche von Dachsteinkalk; dieser Umstand sowie das Auftreten einer deutlich ausgeprägten Verwerfung zwischen Untersberg und Nierental spricht nicht zu Gunsten der HAUG'schen Überfaltungshypothese. Zwischen nordwestlichem Untersberg und Lattengebirg muß eine bedeutende Störungslinie durchziehen. Im O. liegt westlich fallender Dachsteinkalk, im W. liegt Ramsaudolomit; die Hebung des Lattengebirges gegenüber dem Eocän des Eisenrichter Steins bedeutet also auch eine Hebung gegenüber dem Untersberg.

Am Nordrand ist die gebogene Grenzlinie zwischen den aufgelagerten und den vorgelagerten jüngeren Schichten insofern von Bedeutung, als sie zugleich die nördliche Grenze des Ramsaudolomits bezeichnet. Man möchte erwarten, daß auch

der liegende Gipston diese Linie nicht überschreite; trotzdem zieht der Gipston vom Pechlerbruch anscheinend ununterbrochen nach N. fort, erreicht bei Leopoldstal $1\frac{1}{2}$ km Abstand vom Lattengebirg und wird, was noch auffälliger ist, in Reichenhall von einem Gestein überlagert, das der ganzen Umgebung vollkommen fehlt — von dem dunklen Reichenhaller Kalk. — Auch die Gosauschichten setzen sich nach N. fort. Sie verschwinden zwar im Bereich der Saalacherosion, doch jenseits, an dem Wege zur Padinger Alp, findet man wieder Konglomerate, deren rotgetupftes kalkiges Bindemittel genau dem Untersberger Marmor entspricht, deren Gerölle jedoch nicht den Berchtesgadener Gesteinen, sondern den „bayerischen“ des Hochstauffens entstammen. Schwarzer und grauer Muschelkalk (?), Liaskieselskalk und mehrere mir unbekannte Gesteine sind in den Geröllen vertreten und stehen auch in der Nähe an; der „Muschelkalk“ wird sogar von Gosaukonglomerat überlagert. Hier muß man sich fragen, ob denn wirklich Untersberg, Lattengebirg und Reuter Alp mit ihrer Gosaukreide aus ungeheurer Entfernung gerade dahin gehoben worden sind, wo sich gleichartige und gleich auffällig gekennzeichnete Gosauschichten vorher gebildet hatten; ob nicht vielmehr schon vor der Senonzeit ein Reichenhaller Becken vorhanden war, das später vom Gosaumeer erobert und mit gleichartigen Sedimenten austapeziert worden ist. Es scheint hier Grund genug gegeben, die HAUG'sche Überfaltungshypothese abzulehnen.

An der Saalach scheint die Grenze durch Brüche gezogen. Die große Atzenstadelverwerfung habe ich am Müllnerhorn nicht wiederfinden können; sie ist also wohl durch eine Talverwerfung abgeschnitten; auch von Baumgarten bis Jettenberg entsprechen sich die beiden Talseiten nicht; beiderseits liegen Ramsaudolomit und Dachsteinkalk, doch nehmen sie verschiedene Höhenlage ein. — Am Schwarzbach scheint zwischen Lattengebirg und Reuter Alp keine tektonische Grenze zu liegen.

Von Schwarzbachwacht bis Ramsau verhüllen Schuttmassen die Grenze des Lattengebirgs. Von Ramsau bis zum Schapbachtal läuft die tektonische Südgrenze südlich der Ramsauer Aachen und außerhalb des kartierten Gebiets. Es ist eine Störungsfläche, die von GÜMBEL als Überschiebung bezeichnet worden ist und die nach HAUG zu einer südnördlichen Verlagerung des gesamten Lattengebirgs geführt hat; aus N. fallenden skythischen Schichten gelangt man südwärts schreitend in nordfallende Liasschichten, und diese Liasschichten lagern auf einem Dachsteinkalk, der ganz anders aussieht als der des Lattengebirgs. — HAUG nimmt an, daß es bei Berchtesgaden zweierlei Dachsteinkalk gibt; der Hauptunterschied der beiden besteht nach ihm darin, daß auf dem „bayerischen“ Dachsteinkalk des Watzmann und Hochkalter roter „Tiefsee“-Lias, auf dem Dachsteinkalk der „Dachsteindecke“ (Lattengebirg, Untersberg) transgredierender Hierlatzlias liegt. Dieser Unterschied ist nicht vorhanden; auf dem Lattengebirg liegt überhaupt kein Lias, auf dem Hochkalter dagegen liegen beide Typen, bei Ramsau der transgredierende, in der Wimbachklamm der „Tiefsee“-Lias; BÖSE (7.) hat die erste, HAUG die zweite Erscheinung im Profil wiedergegeben. HAUG hat jedoch darin recht, daß es bei Ramsau zweierlei Dachsteinkalk gibt: der des Hochkalters ist vorwiegend grau, der des Lattengebirgs ist weiß oder bräunlich und häufig dolomitisch; die Megalodonten des grauen Kalks scheinen sich ferner viel leichter aus dem Gestein zu lösen, als die des weißen im Lattengebirg. — HAUG sieht also im Lattengebirg einen Teil einer Überfaltungsdecke und HAHNS (35.) Befunde aus der Loferer Gegend bestätigen die Annahme, daß im Berchtesgadener Land eine mächtige Schubmasse vorhanden

ist. Im Bereiche des Lattengebirges aber sprechen die tektonischen Verhältnisse des Südrandes sehr zu Gunsten der HAUG'schen Theorie — dies ebenso sehr, als die Verhältnisse des Nordrandes gegen sie sprechen. Wir werden diesen auffallenden Gegensatz zu lösen versuchen.

Von der Mündung des Schapbaches bis Berchtesgaden gibt es zwischen dem Lattengebirg und dem südlich vorgelagerten Gebiete keine bedeutendere tektonische Grenze mehr; der Schapbachriedel, der aus Ramsadolomit besteht, gehört stratigraphisch und tektonisch zum nördlichen Gebiet; südlich vom Schapbachriedel verläuft die Überschiebungslinie. Um Berchtesgaden endlich treten Schollen von Hallstädter Kalk auf, welche die Grenze zwischen dem südlichen und dem nördlichen tektonischen System zu begleiten scheinen.

Wir sind am Nordrand unseres Gebirges zu einer Ablehnung, am Südrand zu einer Bestätigung der HAUG'schen Überschiebungshypothese gelangt. Dieses zweideutige Ergebnis veranlaßt uns, noch einmal im Zusammenhang auf HAUGS Ideen einzugehen.

Nach HAUG ist das Lattengebirg in der Tertiärzeit aus weiter Ferne nach N. über bajuvarische Schichten geschoben worden.

Nimmt man an, daß die Altersbestimmung der Überschiebung richtig ist, so muß die Annahme, daß das Lattengebirg aus weiter Entfernung stammt, unrichtig sein. Denn die Gosaukreide des Lattengebirgs ist dieselbe Gosaukreide, die auf dem bajuvarischen Gaisberg und dem bajuvarischen Hochstauffen, die mit *Nucula Stachei* und *Ammoniten* bei Glaneck, mit *Inoceramus Salisburgensis* im Muntigler Flysch sich wiederfindet; auch das Vorkommen des nordischen, mitteleuropäischen *Inoceramus digitatus* im Lattengebirg spricht in diesem Falle gegen die Herkunft des Gebirges aus entlegenem Süden.

Ist andererseits die Annahme richtig, daß die Schubweite bedeutend gewesen, so muß die Altersbestimmung der Überschiebung unrichtig sein. Nur dann kann die gleiche Gosaukreide — von nördlicher Fazies — sowohl auf dem Lattengebirg wie in dessen bajuvarischer und „helvetischer“ Nachbarschaft sich abgelagert haben, wenn das Lattengebirg schon in vorsenoner Zeit in die Nähe seiner jetzigen Umgebung geschoben worden ist. — Wir werden uns noch mit der Frage beschäftigen müssen, ob es im Lattengebirg Anhaltspunkte für die Annahme einer so großen Störung gibt, wie sie durch eine Überschiebung bedingt wird.

Wir gelangen für unser engeres Gebiet zu dem Schluß: wenn eine Überschiebung des Lattengebirges überhaupt erfolgt ist, dann hat sie entweder über eine kurze Strecke hin, oder sie hat vor der Gosauzeit stattgefunden.

Wir gelangen in weiterem Umfange zu dem Schluß: helvetische und ostalpine Decken im Sinne der Deckentheorie gibt es an der Salzach nicht; dreimal lagert der helvetische Flysch mit Überspringung aller „leponinischen Decken“ nicht nur auf der unteren, sondern auch auf der oberen „ostalpinen Decke“; für die Deckennatur jener, der „bayerischen Decke“ fehlt im Salzburgischen jeder Beweis, die Deckennatur der „Dachsteindecke“ ist noch nicht sicher erwiesen.

B. Das Alter der Störungen.

Wir sehen heute im Lattengebirg einen scheinbar einheitlichen Bau, und weder Art noch Richtung der Störungen lassen erkennen, ob es einem einzigen oder mehreren gebirgsbildenden Vorgängen sein Dasein verdankt. Doch stratigraphische Erfahrungen ermöglichen die Erkenntnis, daß dieser Bau nicht auf einmal errichtet worden ist, und erlauben zugleich die Bestimmung der Zeitpunkte, in denen die gebirgsbildenden Kräfte tätig gewesen sind.

Nach der Neocomzeit, deren Schichten bei Berchtesgaden noch parallel auf den liegenden ruhen, und vor der senonen Gosauzeit, deren Sedimente diskordant auf ältere Gesteine übergreifen, hat die erste offenkundige tektonische Bewegung das Gebiet des jetzigen Lattengebirges ergriffen, und Wirkungen dieser vorsenonen Störung erkennen wir heute noch an mehreren Orten.¹⁾

In vorsenone Zeit fällt vor allem die Anlegung des Nordrands von Reichenhall bis mindestens Hallturm; denn hier ist auf untere, stellenweise sogar unterste Trias die senone Kreide zu liegen gekommen.

Damals wurden auch bereits die Verwerfungen angelegt, denen jetzt die Bäche des nördlichen Bezirkes folgen (Fig. 7).

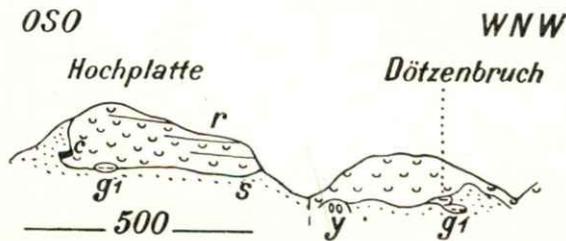


Fig. 7.

Vorsenon-tertiäre Verwerfung an der Hochplatte. — *y* Gips (Anstehen durch Erdspalten angedeutet, weiter westlich sichtbar anstehend); *r* Ramsaudolomit; *c* Carditaschichten, *g*₁ untere Gosaukreide; *s* Schutt. Ansichtsprofil 1 : 25000.

Auch in der Zertrümmerung des Ramsaudolomits, auf dem die Kreide des Nordrandes liegt, kann man die Wirkung der vorsenonen Störung erkennen: rote Substanz, homogen in der Kreide, dringt auf zahllosen Klüften in den Dolomit ein.

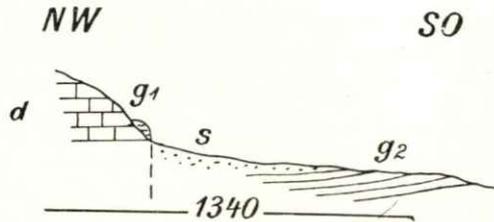


Fig. 8.

Vorsenon-tertiäre Verwerfung an der Moosenalp. — *d* Dachsteinkalk; *g*₁ ältere Gosaukreide; *g*₂ jüngere Gosaukreide; *s* Schutt. — 1 : 2000.

Nordöstlich der Moosenalp westlich (und nördlich?) der Dalsenalp beobachtet man die Erscheinung, welche in Fig. 8 dargestellt ist. Die diskordant auf

¹⁾ Hier sei nachdrücklich auf AMPFERERS Ausführungen im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1908, 302f. über das Sonnwendgebirg verwiesen.

dem Dachsteinkalk liegende Kreide zieht als Streifen von zwei bis drei Meter Breite hunderte von Metern am Fuß eines geradlinigen Hanges hin. Ich deute diese Erscheinung folgendermaßen: durch eine vorsenone Verwerfung wurde eine Steilwand aus Triaskalk angelegt, die allmählich zurückwitterte und dann von Gosaukreide verkleidet wurde; eine mit der vorsenonen gleichsinnige tertiäre Verwerfung setzte an der gleichen Fläche wieder ein und versenkte die östlich der Bruchfläche lagernde Kreide. Ist diese Deutung richtig, dann gibt es solcher Verwerfungen vermutlich sehr viele, weil trotz der weitgehenden Abtragung der Gosaukreide noch mehrere nachzuweisen sind.

Wahrscheinlich hat auch die Hebung des Toten Mann-Blockes schon zur Kreidezeit stattgefunden; das Fehlen der mächtigen Dachsteinstufe im Toten Mann-Gebirge ist eine auffallende Erscheinung, die leichter verständlich wird, wenn man annimmt, daß dieses Gebiet die ganze jüngere Kreidezeit hindurch als gehobener Festlandbezirk abgetragen worden sei, während das westliche, nicht gehobene Gebiet die ganze Senonzeit hindurch unter Wasser lag.

Endlich ist es auch wahrscheinlich, daß die Überkippung des Sillbergs schon vor der Gosauzeit erfolgt ist, dies vermutlich zugleich mit der Hebung des Toten Manns: am Sillberg, dessen Schichten steil bis senkrecht stehen, ist der Dachsteinkalk in einer Mächtigkeit von 850 m erhalten, während in allen übrigen flacher gelagerten Bezirken schon 500—600 m oberhalb der unteren Grenze des Dachsteinkalks sich Gosauschichten einstellen; ich vermag diese Tatsache nur durch die Annahme zu erklären, daß der Sillberg schon während der jüngeren Kreidezeit steilgestanden hat und deshalb sein tief gelagertes Hangendes nicht durch Abtragung verloren hat.

Bei dem Versuche, das genauere Alter der cretacischen Gebirgsbewegung zu bestimmen, fühlt man sich in erster Linie versucht, sie in Zusammenhang mit der cretacischen Meeresbewegung, der Gosautransgression zu bringen. Die Verhältnisse im Lattengebirg sprechen jedoch gegen einen solchen Zusammenhang. Vorsenone Abtragung hat gewaltige Massen von Dachsteinkalk von den Höhen des Gebirgs entfernt, und die Periode dieser Abtragung schiebt sich ein zwischen die vorsenone Störung und die senone Transgression; denn der Sillberg scheint vor jener Abtragsperiode aufgerichtet gewesen zu sein, und die Gosaukreide lagert mehrmals an rückgewitterten Verwerfungswänden (s. S. 92.) So wird man kaum fehl gehen, wenn man jene Gebirgsbewegung, die durch eine Abtragsperiode zeitlich von der späteren, senonen Transgression getrennt ist, in die ereignisreiche Cenomanzeit verlegt.

Während der jüngsten Kreidezeit haben wiederum Bewegungen stattgefunden, deren Wirkung wir in der Transgression der jüngeren Gosauschichten und der Nierentaler Schichten erkennen.

Vermutlich handelt es sich hierbei ebenso wie bei der Ursache der mitteloocänen Transgression um „Geosynklinalbewegungen“, die kaum als tektonische Störungen betrachtet werden können.

Ob nach der Eocänzeit nur mehr eine, oder ob noch mehrere Störungsperioden eingetreten sind, darüber geben die geologischen Verhältnisse des untersuchten Gebietes keinen Aufschluß; wir wissen nur, daß es nacheoocäne Störungen gibt. Damals entstand die große Lattenbach-Atzenstadel-Verwerfung mit ihrem Gefolge von kleineren Brüchen; damals rissen alte Spalten im Hochgebirge wieder auf (Fig. 8) und viele neuere bildeten sich dortselbst; auch die streifenförmigen,

jetzt zu Riedeln umgeformten Schollen des nördlichen Bezirkes bewegten sich aufs neue an den alten Rutschflächen, und dies zum Teil in anderem Sinne als vormals (vgl. Fig. 7 S. 92; der Riedel westlich der Hochplatte wurde durch eine vorsenone Störung stark gehoben, durch eine tertiäre wieder etwas gesenkt); in jener Zeit geschah endlich auch die Hebung des nördlichen und nordöstlichen Lattengebirgs, welche das Losreißen der Hauptmasse von den angelagerten jüngeren Schichten zur Folge hatte.

Vergleicht man zum Schluß die sicher nachweisbaren Störungserscheinungen der beiden wichtigsten Störungsperioden miteinander, so stellt sich heraus, daß die ältere, die vorsenone Störung von der tertiären an Stärke kaum erreicht wird; vermutlich hindert nur der Mangel geeigneter Aufschlüsse, der vorsenonen Störung den unbedingten Vorrang zuzugestehen.

Geomorphologischer Anhang.

Im stratigraphischen Teil ist nur der Einfluß des einzelnen Gesteins auf die Bodenform, im tektonischen nur der Einfluß der Störungen auf die relative Orientierung der tektonischen Glieder, ohne jede Rücksicht auf die Bodenform, beschrieben worden. Die mannigfach ausgeprägte Eigenart des Lattengebirgs verdient eine besondere morphologische Behandlung, bei der die einzelnen Gesteine nicht mehr als Individuen sondern als Glieder eines Ganzen, bei der die tektonischen Elemente nicht mehr als Bausteine eines Rohbaus, sondern als Glieder des jetzigen fertigen Gebäudes erscheinen. — Typische Erscheinungen sind natürlich in dem kleinen Gebiet einer geologischen Spezialkarte nicht mit Sicherheit festzustellen.

Die Art der Gesteine und ihre Lagerung sind für die Formgestaltung weniger bedeutsam als die Art und der Grad der Zerstörung, der Abtragung; danach ist also der Gang morphologischer Betrachtung einzurichten und Gesteinsart und Lagerung dürfen erst a posteriori herangezogen werden, sofern sie Variationen eines bestimmten Formtypus bedingen.

Es empfiehlt sich jedoch, die Art der Lagerung und die relative Widerstandsfähigkeit der Gesteine stets vor Augen zu haben; da letztere nur zum Teil auf Karte und Profilen zu Ausdruck kommt, so seien hier die wichtigeren Gesteine noch mit Worten in eine Stufenreihe nach abnehmender Widerstandsfähigkeit gebracht:

Untere Gosaukreide,
Dachsteinkalk,
Dachsteindolomit,
Ramsadolomit,
Werfener Schichten,

obere Gosaukreide und Nierentaler Mergel.

Die ursprünglichste Art der Abtragung, bei der die Erosion des fließenden Wassers im Vordergrund steht, beherrscht noch große Bezirke, die deshalb auch ursprüngliche Formen zeigen. Hierher gehören die tiefen, steilen Täler, die von N. und NO. her das Gebirg aufschließen; in denen die Hänge weit hinauf unter der Einwirkung der Bäche stehn, während nur die Stirnen und Kämme der die Täler trennenden Riedel flacher geböscht sind. Hierher gehört das untere Röteltal, dessen Hänge aber nur mehr mit ihren unteren Abschnitten im Erosionsbereich des Baches liegen; daß trotzdem die Böschung noch steiler ist als in den

nördlichen Tälern darf nicht überraschen; im N. herrscht der bröckelige Ramsaudolomit, hier liegt das Tal in den festeren Dachsteingesteinen. Die gleiche Erscheinung schärfer ausgeprägt zeigt das untere Schwarzbachtal; hier können sich bereits große Mengen von Gehängeschutt im oberen Teil des Hangs halten, während der untere Teil nackt ist; im oberen, größeren Teil herrscht also schon die Rückwitterung, nicht mehr die Erosion. — Das Schwarzbach- und das Rötelbachtal sind große Täler, aber sie sind die einzigen Täler eines ausgedehnten Bezirks; im N. und NO. sind die Täler kürzer aber häufiger. Die Ursache des Unterschieds liegt in der vertikalen Verbreitung des Ramsaudolomits und Dachsteinkalks hier und dort; der gehobene, von nord-südlichen Brüchen durchfurchte Dolomit hat dereinst dem Wasser weniger widerstanden als der festere Kalk auf gleicher Höhenlage: in jenem haben sich zahlreiche Täler angelegt, die aber durch Konkurrenz ihr Längenwachstum gegenseitig verhindern; im Kalk sind die seltenen Breschen um so stärker ausgenützt, wenige, aber lange Täler angelegt worden.

Der Schwarzbachhang führt von den Erosionshängen hinüber zu den Verwitterungshängen, d. h. zu den Hängen, die jetzt vorwiegend der Rückwitterung unterliegen. Es gibt zwei Arten von Rückwitterungshängen: solche, die sich von der Herrschaft des Talflusses befreit haben, und solche, die nie unter dem Einfluß eines ihren Sockel bespülenden Rinnsals gestanden sind.

Die erste Art ist vertreten durch den Saalachhang, dessen Charakter nur stellenweise durch Seitenbäche getrübt ist. Das Saalachtal hat keine V-Kurve mehr, eine U-Kurve ist an deren Stelle getreten und der Sockel des Hangs ist mit Schutt drapiert, was bei einem jungen Erosionstal unmöglich wäre. Gesteinsart und Lagerung bringen Varianten, ohne den Typus zu verwischen. Im N. geht die flache Böschung des Ramsaudolomits weit hinauf; bei Atzenstadel aufwärts trifft man über Schutt flacheren ungeschichteten, steileren geschichteten Ramsaudolomit, ebensolchen Dachsteindolomit; bei Baumgarten fehlt die flache Böschung des unteren Ramsaudolomits, weil die ganze Gesteinsfolge um 300 m tiefer liegt, und die Gesteine der Dachsteinstufe stürzen steiler ab, weil sie kalkreicher sind als vorher. Von Baumgarten bis zum Staubfall entsteigen dem Schuttsockel Steilwände von Ramsaudolomit, die durch die starken Störungen im Hang und durch die Prallwirkung der früheren Saalach angelegt sind; darüber liegt steiler Dachsteinkalk, nicht minder steil als am Erosionshang. — In der Tiefe begleiten fast den ganzen Saalachhang flache Alluvionen.

Die zweite Art der Rückwitterungshänge gleicht jetzt ganz der ersten. Am Osthang des Sillbergs bei Berchtesgaden beobachtet man wieder: das fast horizontale Vorland, den Schuttsockel und den Steilhang des Dachsteinkalks. Während am Saalachhang der Einfluß ursprünglicher Störungen auf die Anlage des Tals ganz durch den Fluß in den Schatten gestellt ist, kommt die Anlage des Sillberghangs noch ganz auf Rechnung eines Bruchs. Mit anderen Worten: dort hat die Verwitterung an die Erosion, hier an die Wirkung der tektonischen Störung sich zeitlich angeschlossen. — Tektonisch angelegt wie der Sillberg ist auch der Osthang des Hochgebirgs vom Taubensee nordwärts bis zum Thörl. Vom Taubensee bis Mordau zieht ein Bruch, kleinere seitliche Brüche bedingen die Unregelmäßigkeit des Hangs; dieser Teil ist jedoch auch vom Bach beeinflusst. Von Mordau bis zum Thörl streicht eine Sattelachse; der Sattel scheint bei seiner Entstehung zersprungen und hat seither durch Verwitterung seinen Ostschenkel eingebüßt. Der Hang vom Thörl bis zur Steinbergalp und auch der S.-Hang des Dreisesselberg sind

— bezüglich ihrer Anlegung — schwierig zu deuten: die Sattelachse läuft nicht mehr im Hang, sondern westlich davon und eine Verwerfung scheint zu fehlen. Sicher ist nur, daß der Hang nicht zu den Rückwitterungshängen erster Art gehört; und das gilt für den ganzen O.-Hang und es gilt auch da, wo die Schuttbedeckung des Sockels fehlt. Das Entscheidende ist der Böschungsknick an der Basis, die nicht durch Flußerosion geschaffen ist; diese Verflachung aber kann man von Mordau über Mitteralp, Brandalp bis zum Steinbergsee verfolgen. — Hieher gehört auch der W.-Hang der „Schneid“, also des Hauptgrats, der einige 100 m westlich des Osthangs von S. nach N. zieht; er ist jedoch einheitlicher gebaut, weil durch eine einzige große Verwerfung angelegt; überhaupt kann man hier fast Bedenken tragen, den Hang als Verwitterungsprodukt zu bezeichnen, so kräftig ist noch der Charakter der Bruchwand ausgebildet.

Es gibt aber nicht nur Hänge, sondern auch Bodenformen anderer Art, die durch Verwitterung entstanden sind. Wer auf steilen Wegen die Abstürze des Lattengebirgs durchstiegen hat, gelangt oben in eine Landschaft, die lebhaft absticht von allem, was man in den Tälern sieht. Die Bodenformen des „steinernen Meeres“ mit ihrer eigentümlichen Mischung von Elementen der Ebene und des Hochgebirgs beherrschen diese Höhen. Da ist kein eigentlicher Gipfel und doch überall rauher Fels, kein Wechsel von Bergkamm und Flußtal und doch ermüdende regellose Unebenheit; steinerne Wellenberge und Täler ohne Eigenart und Leitlinien, Karrenfelder, kreisrunde und elliptische Trichter und mehr ausgedehnte flache Depressionen (auf Moosen) sind die feineren Skulpturen auf dem Rohbau, auf den Karstflächen. — Ein zweites, kleineres Karstgebiet liegt auf dem Sillberg.

Der langsam schmelzende Schnee ist hier auf der Oberfläche das Hauptagens der Verwitterung. Das Regenwasser stürzt zu rasch auf Klüften in die Tiefe; unterirdisch freilich herrscht das Wasser und bohrt sich Röhren, die erst in grosser Tiefe mächtige Quellen zu Tag treten lassen: man vergleiche die drei Riesenquellen des Schwarzbachs und die Röhrenmündungen „Schwarzbachloch“ und das jetzt trockene „Schusterloch“ bei der Kuhbrücke im Schwarzbachtal; hier begreift man die Seltenheit und zugleich die Größe der oberirdischen Täler. Auf die Karstoberfläche wirkt das Wasser dank dem Schutze der Vegetation nur wenig ein; doch kann das Einstürzen der Dächer über Karsthöhlen als mittelbare Wirkung des Wassers betrachtet werden. Auch der Einfluß der Störungen scheint gering; ein Teil der unterirdischen Spalten, die elliptische Form mancher Einsturztrichter und manche Steilwände sind auf den Einfluß von Brüchen zurückzuführen; doch Fall- und Böschungswinkel sind nur selten gleich. Überhaupt ist der Einfluß des tektonischen Baues auf die Verkarstung nur scheinbar gering; wir haben im tektonischen Teil gesehen, daß das Berchtesgadener Schollenland keineswegs schwächer gestört ist als das Faltenland der Umgebung, daß normale Lagerung und kleine Fallwinkel keine Anzeichen von geringer Störung sind. Doch der Umstand, daß die Störungen im Lattengebirg trotz ihrer Stärke es den Karstgesteinen erlauben, weithin die gleiche Höhenlage einzunehmen, hat in hervorragendem Maße die Verkarstung begünstigt. Grundbedingung ist freilich, daß der Gesteinscharakter die Verkarstung erlaubt; wichtig für die Dauer und Flächenausdehnung der Verkarstung ist aber auch die Mächtigkeit des Karstgesteins, dies zumal im gestörten Gebiete.

Im Lattengebirg ist die Karsterscheinung ganz an Dachsteinkalk und untere Gosaukreide gebunden. Das Dazwischentreten der jüngeren Mergel verleiht dieser Karstlandschaft einen eigenartigen Charakter. Besonders scharf ist der Gegen-

satz, wenn die verschiedenartigen Gesteine an Brüchen aneinander stoßen. So liegt auf Landhaupten an einer Verwerfung zwischen Kalk und Mergel eine Reihe von Schlotten, darunter eine, welche den Gegensatz zwischen den beiden Gesteinen in vorzüglicher Weise erkennen läßt. Die Mergel böschen sich mechanisch ab, so daß auf ihrer Seite ein Trichter entsteht; sie schieben das Wasser an den Kalk hin, in welchem durch Lösung ein vertikaler Schlot sich bildet: Trichter und Schlot sind beide nur zur Hälfte ausgebildet und an der Verwerfung stoßen die ungleichen Hälften zusammen. — Eine andere Schlotte auf Landhaupten zeigt die Einwirkung des löslichen Kalks auf den schwer löslichen Mergel bei gegenseitiger Überlagerung (Fig. 9). Hier — ganz nahe der Jagdhütte — hat der hangende schwerer lösliche,

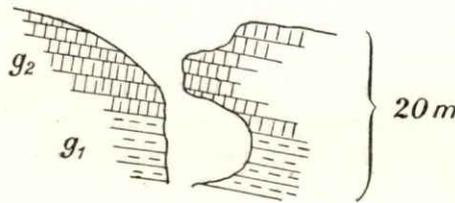


Fig. 9.

Schlote mit Dach, auf Landhaupten. — g_1 Gosaukalk; g_2 Gosaumergel. — Schematisch.

doch etwas durchlässige Mergel dem Wasser gestattet, im liegenden leichtlöslichen Kalk ein Loch auszuhöhlen, das später den mechanischen Einsturz der Mergeldecke verursacht hat. — Im Gegensatz dazu sei ein Profil besprochen, aus dem ersichtlich, wie verschieden dieselben Gesteine sich da verhalten, wo ausnahmsweise das fließende Wasser auf sie wirkt. Zwischen Dalsen- und Moosenalp fließt der einzige Bach der verkarsteten Hochfläche, der obere Rötelbach eine Strecke an der Grenze von Gosaukalk und hangendem Gosaumergel (Fig. 10). Den harten Kalk

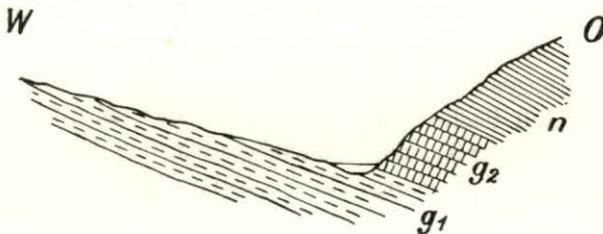


Fig. 10.

Rötelbach zwischen Moosen- und Dalsenalp. — g_1 Gosaukalk; g_2 Gosaumergel; n Nierentaler Mergel. 1 : 2000.

greift der Bach kaum an, er wird vielmehr auf dessen östlich fallende Grenzfläche an die weichen Mergel gedrängt, die er heftig erodiert. So rückt der Bach, statt den Kalk zu lösen, fortwährend nach Ost und schafft das anomale Profil eines Steilhangs in weichen und einer flachen Böschung in harten Schichten.

Eine weitere Eigenheit des Karsts im Lattengebirg — neben seiner Unterbrechung durch Mergelgelände — ist die Waldbedeckung.

Karstgebiete von größerer Ausdehnung sind nicht möglich, wo lösliche Gesteine nur in schmalen, der Erosion zugänglichen Streifen auftreten wie im gefalteten Kettengebirge. Erosions- und Rückwitterungshänge gibt es hier wie dort, wenn

schon das regellose Talnetz des Schollenlands sich kaum mit dem regelmäßigen Netz von Längs- und Quertälern im Faltengebirg vergleichen läßt; die Erscheinung ausgedehnter Karstflächen aber ist einem wasserreichen Kettengebirge fremd. — Im Kettengebirg herrscht also die Erosion, indes ein Schollengebirg von einiger Ausdehnung vorwiegend der Verwitterung unterliegt; erinnern wir uns, daß das Vorherrschen der Verwitterung für ein Gebiet das Kennzeichen von größerer morphologischer Reife ist, so ergibt sich, daß plateauförmige Schollengebirge im Vergleich zu Kettengebirgen einen weiter fortgeschrittenen Formtypus darstellen. Das Eigentümliche an diesem Typus aber ist, daß er nicht nach, sondern vor und trotz dem primitiven, erosiven Typus sich herausgebildet hat. Den anschaulichsten Ausdruck findet diese Tatsache in der großen durchschnittlichen Höhe der Plateauschollen; die Gipfel der Faltengebirge mögen sie überragen, an Massigkeit überwiegt das Schollengebirg, und es müßte mit der Zeit auch absolut sich über das Faltengebirg erheben, wenn nicht doch die Erosion von den randlichen Tälern aus allmählich siegreich vordränge, und das Karstgestein allmählich verwitterte. —

Denn stellen wir uns die Täler tiefer gelegt, weiter und länger vor, dann haben wir ein Gebiet vor uns, in dem an Stelle der verkarsteten Hochflächen mehrere stumpfe Kämme getreten sind, Kämme ähnlich dem des Predigtstuhls-Hochschlegels, an denen die Böschung flacher ist, die Verwitterung auch den Schutt erfaßt. Der Predigtstuhlhang selbst ist freilich nicht aus einem Erosionshang hervorgegangen, sondern ist ein tektonisch angelegter Rückwitterungshang, ein Hang, der jedoch weiter fortgeschritten ist als die übrigen Hänge des gleichen Typus, da sein weniger festes Gestein schon stärker abgeböschet ist und keinen neuen Sturzschutt mehr liefert.

Nach einer weiteren Periode der Zerstörung ist der Dachsteinkalk ganz verschwunden und die Kämme haben sich in regellos verteilte Kuppen aufgelöst und wir stehen vor einem Gebiet, das dem Waldgebirg des Toten Manns gleicht, ein Gebiet mit den reifsten Formen, mit zahlreichen Tälern, doch kleinen, langsamen Bächen, und mächtiger Vegetation, ein Mittelgebirg. Warum aber fehlt heute schon dem Toten Mann der Dachsteinkalk? Im Ostteil ist die Ursache klar: hier läuft vermutlich westlich vom Sillberg eine Sattellinie und von dem ehemaligen Sattel ist nur der tiefer gelegene Ostschenkel erhalten. Westlich aber, bis hinüber zum Pfaffenbühl, wo überall flache Lagerung zu herrschen scheint, ist das Fehlen des Dachsteinkalks rätselhaft; es ist jedoch wahrscheinlich, daß die Hebung dieses Bezirks gegenüber dem jetzigen Hochgebirg wie die anderen großen Störungen vorsenonen Alters ist, in welchem Fall das jetzige Mittelgebirg — als Festland — eine viel längere Periode der Zerstörung durchgemacht hat, als der westliche Bezirk.

Im kleinen wiederholen das Werfener Gelände bei Ramsau und die Gebiete der Mergel im Hochgebirg diese Bodenformen, nicht als hätten sie schon lange Perioden der Zerstörung durchgemacht, sondern nur weil weiche Gesteine sie zusammensetzen. Gesteinsart und Zeitdauer der Abtragung haben zufällig hier und dort das gleiche Produkt geliefert. Im Bereich der Bäche zeigen Werfener Schichten und Kreidemergel noch den erosiven Taltypus.

Noch sind Erscheinungen zu erwähnen, die sich nicht in die Art der Betrachtung fügen, wie sie bisher angewandt worden ist.

Das sind vor allem die Einflüsse der großen alpinen Vergletscherung auf die Bodenformen. Bisher ist nur von zerstörenden Kräften des Wassers und der Atmosphäre die Rede gewesen, jetzt sehen wir uns den Wirkungen einer Kraft gegenüber, die nicht nur in eigenartiger Weise zerstört, sondern auch aus neuem Mate-

rial neue Formen schafft. Trogtäler, Kare, Rundhöcker und Moränengelände sind jedoch so bekannte Dinge, daß ich mich darauf beschränken kann, für die einzelnen Erscheinungen lediglich den Ort des Vorkommens anzugeben.

Oberhalb Ramsau zieht auf etwa 800 m Höhe ein Trogtal nach OSO., um bald in einem Gebiet mit kräftiger Bacherosion zu verschwinden. Auch die Mordautalung scheint vor ihrer Verschüttung Trogform gehabt zu haben; desgleichen das Schwarzeckbachtal, bei dem die Unterwühlung der Hänge nach dem Rückgang des Eises zur Bildung von Gehängeschutt geführt hat,¹⁾ eine Erscheinung, die im ganzen umgebenden Mittelgebirg fehlt.

Kare liegen im N. im obersten Alpgarten, dann an der Grubenlacke östlich von Mordau und im Winkel zwischen Dreisesselberg und Karkopf; gleich unterhalb zieht eine seichte grabenähnliche Vertiefung nach S., die vielleicht als seitlich verlängertes Kar zu deuten ist. Die beiden ersten mögen zur Würmeiszeit entstanden sein, die beiden letzten sind jünger.

Rundhöcker gibt es auf Schwarzeck und südwestlich von Ilsank (Engedey); echte Moränengelände sind Loipl und Hallturm.

An Moränen und Rundhöcker erinnert eine postglaciale Verwitterungserscheinung, die in Form von zahllosen kleinen Höckern (Durchmesser ca. 1 m) auf Ramsaudolomit (Loipl), Moränen (Schwarzeck) und älteren Alluvionen (Schotterfeld des Frechenbachs) auftritt. Das Wesentliche daran sind natürlich nicht die Höcker, sondern die Gruben zwischen diesen, die durch Auslaugung der löslichen Bestandteile entstehen und in denen — bei tonhaltigem Untergrund — sich Lehm anhäuft; in diesen Gruben wächst fetteres Gras als auf den Höckern. Sie stellen vielleicht die Anfänge gewisser Verwitterungsschlöte dar. Die Anordnung dieser Gruben, die Ursache, warum an einer Stelle mehr verwittert als unmittelbar daneben, ist wohl schwer zu erklären.

Zusammenfassung und Schluß.

Die Ergebnisse der Untersuchung mögen zum Schlusse zu einem Abriß der Geschichte des Lattengebirges vereinigt werden.

Zu Beginn der Triaszeit bildeten sich in seichtem Meere aus sandig-tonigem, glimmerhaltigem Detritus die Werfener Schichten. In die Gegend des heutigen Lattengebirges gelangten nicht die gröberen Bestandteile, welche den alpinen „Buntsandstein“ (von Fieberbrunn, Leogang) zusammensetzen; die Werfener Schiefer des Lattengebirgs entstanden in größerer Küstenferne. In der jüngeren Werfener Zeit machten sich sogar pelagische Einflüsse neben den terrigenen geltend, und es wurden neben sandigen Tonschichten auch Kalke abgelagert; damals schlugen sich wohl auch die chemischen Sedimente Steinsalz und Gips nieder, die bei starker Zufuhr terrigenen Materials sich kaum in größeren Massen hätten anhäufen können.

Der pelagische Einfluss war zur Zeit des Ramsaudolomits zur alleinigen Herrschaft gelangt. Der Übergang scheint, nach den Gesteinen zu schließen, regelmäßig erfolgt zu sein; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß stellenweise, so am Autenbühl bei Ramsau, erst ein jüngerer, nämlich ladinischer Ramsaudolomit auf die Werfener Gesteine übergreifen hat; denn das seichte Meer der unteren Triaszeit war für eine zeitweilige Festlandbildung sicher nicht ungünstig. Das Meer des

¹⁾ Schuttbildung zerstört die Trogform; keineswegs schafft sie dieselbe, wie manche glauben.

Ramsaudolomits war ebenfalls kein tiefes; der Hauptunterschied dieses Dolomits von den älteren Schichten beruht lediglich darauf, daß dem Dolomit jegliche klastische Beimengung fehlt: er ist nur ein pelagisches, nicht aber ein Tiefseesediment.

Auch zur Raibler Zeit scheint die Berchtesgadener Meeresregion in ziemlich weiter Entfernung von der Küste gelegen zu haben, da ihre terrigenen Raibler Schichten in überaus geringer Mächtigkeit entwickelt sind. Inmitten mächtiger Kalke und Dolomite bildet das schmale Tonband der Raibler Schichten eine auffällige Ausnahmerecheinung.

Denn pelagische Sedimente wie die anisische und ladinische Epoche lieferte die norische, pelagische Sedimente auch die rhätische Epoche.

So beherrscht der pelagische Einfluß die ganze Berchtesgadener Trias, und es scheint, daß darauf deren Hauptunterschied gegenüber der bajuvarischen Trias mit ihren mächtigen Mergelbändern beruht. Es ist zu betonen, daß die Berchtesgadener Trias als Ganzes keineswegs mächtiger ist als die bajuvarische; ihrem Reichtum an pelagischen Sedimenten steht zum Ausgleich ihre Armut an terrigenen gegenüber.

Über die Vorgänge während des Verlaufes der Jura- und der älteren Kreideperiode geben uns die geologischen Verhältnisse des Lattengebirges keinen Aufschluß. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß das „Lattengebirg“ damals dieselben Geschieke erfahren hat, wie die benachbarten Massive, ganz besonders wie der Untersberg, auf den Lias und Tithon transgredieren.

In der mittleren Kreidezeit, sehr wahrscheinlich in der Cenomanzeit, erfolgte eine bedeutende Gebirgsbewegung, welche zahlreiche Brüche anlegte und es der Gosaukreide möglich machte, sich später nicht nur auf oberer, sondern sogar auf unterer Trias anzusiedeln; eine Bewegung, über deren Wesen die Untersuchung größerer Gebiete Aufschluß geben wird.

Nach einer ziemlich ausgedehnten Festlandsperiode erfolgte die Transgression des Gosaumeers, welche den größten Teil des Gebietes wieder unter Wasser setzte.

Mit dieser Transgression begann ein bis zur jüngsten Eocänzeit fortdauernder Kampf zwischen zwei heterogenen Einflüssen auf die Sedimentation. Der alpine Bereich neigte zur Bildung riffartiger Kalke wie des Untersberger Marmors, des Korallenkalks von Hallturm; der subalpine Bereich gehörte dem Flyschmeer, das dreimal, in der jüngeren Gosauzeit, in der Nierentaler- und der Obereocänzeit nach S. vordrang und den alpinen Einfluß zurückdrängte. Mehrere Erscheinungen von Diskordanz sind der sichtbare Ausdruck dieser stark wechselnden Verhältnisse. Die Diskordanz zwischen unterer und oberer Gosaukreide mag nur geringe Bedeutung haben; die auf Grund paläontologischer Befunde anzunehmende Schichtlücke zwischen Gosau- und Nierentaler Schichten mag bis jetzt noch zweifelhaft sein; die deutliche Schichtlücke zwischen Nierentaler Schichten und Mitteleocän entspricht sicher einem für die Geschichte der Alpen hochwichtigen Ereignisse; denn die Erscheinung der mitteleocänen Transgression ist weit verbreitet; Wesen und Ursache dieser Erscheinung sind uns freilich noch unbekannt.

Die obereocänen Letten sind die jüngsten marinen Schichten des Lattengebirgs und wahrscheinlich sind sie auch niemals von jüngeren überlagert gewesen. Störungen von oligocänem Alter dürften wie in anderen Teilen der Alpen der Ablagerung inneralpiner Sedimente endgiltig einen Riegel vorgeschoben haben. Die nach-eocänen Störungen waren jedoch im Vergleich zu den vorsehenden von geringerer Bedeutung; horizontale Verschiebungen erfolgten nur in geringem Maße, die haupt-

sächlichsten Wirkungen waren das Wiederaufreißen älterer Spalten und die Anlegung einer neuen großen Verwerfung von etwa 300 m Sprunghöhe und 9 km Länge.

Wahrscheinlich in der Tertiärzeit und während einer Störungsperiode drangen an zahlreichen Stellen der Alpen basische Magmen empor, deren Erstarrungsprodukte zu Diabasen und verwandten Gesteinen wurden.

Nach den letzten Gebirgsbewegungen setzte eine Zeit der Abtragung ein, über deren Dauer wir jedoch im unklaren sind.

Es folgte die Eiszeit, deren Spuren uns mindestens eine große Vergletscherung und ein Rückzugsstadium derselben feststellen, eine zweite, ältere Vergletscherung und ein zweites Rückzugsstadium der jüngeren vermuten lassen. Im Bischofwieser Tal lag zur Zeit der Achenschwankung ein großer See. Ein Gutteil der landschaftlichen Schönheiten, an denen man im Berchtesgadner Land nicht achtlos vorbeigehen kann, die insbesondere das Mittelgebirge des Ostteiles und die Gegend von Ramsau auszeichnen, geht ebenfalls auf die Wirkungen der eiszeitlichen Vergletscherung zurück.

Auf die Eiszeit folgte eine Übergangsperiode, in der das fließende Wasser die durch Glacialerosion und -akkumulation gestörten Gefällsverhältnisse nach seinem Sinn umzugestalten bestrebt war; große Schuttmassen wurden verlagert und abgeführt, bis endlich der Einfluß der Eiszeit zurückgedrängt war.

In der eigentlichen Alluvialzeit erfolgten keine Ereignisse mehr, die irgendwie durch Eigenart hervortraten. Schuttmassen, wie sie in der Eiszeit als Moränen fortgeschafft worden waren, blieben wieder im Gehänge liegen; bei Hallturm ging ein Bergsturz nieder; der Wald eroberte das Gebirge, ja selbst die höchstgelegenen Karstflächen; undurchlässige Böden bedeckten sich mit Torf; und Bäche und Flüsse begannen eine regelmäßige Arbeit.

Auf dem Umweg durch die Geschichte sind wir wieder zu dem heutigen Lattengebirg zurückgekehrt, von dem wir anfangs ausgegangen.

Bemerkungen zu der geologischen Karte und den Profilen.

1. Bemerkungen zu der geologischen Karte.

Die Einträge der Carditaschichten sind mit Ausnahme der Aufschlüsse im Schwarzbach und des direkt an der Rotofenjagdhütte gelegenen vergrößert wiedergegeben; die Mächtigkeit beträgt 0,5—2 m.

Die Grenze zwischen „Dachsteinkalk“ und -„dolomit“ entspricht der Grenze zwischen überwiegend kalkigen und überwiegend dolomitischen Gesteinen; der Unterschied war oft nur schwierig zu ermitteln.

Der Diabasporphyrat ist vergrößert wiedergegeben; in Wirklichkeit bedeckt er nur einige Quadratmeter. — Der Flysch ist nicht ausgeschieden worden, weil eine durchgängige Verfolgung wegen schlechter Aufschlüsse unmöglich, seine lokale Abgrenzung wegen der Verschwommenheit des Begriffs „Flysch“ unzulässig ist. Vergleiche im übrigen S. 55, 63, 67.

Der Beauxit wird wegen der Kleinheit und der erraticen Art seines Vorkommens nicht ausgeschieden. Vergleiche S. 68.

Die Wechsellagerung von Moräne und Nagelfluh in der Tristramschlucht bei Berchtesgaden hat wegen des zu kleinen Maßstabes der Karte nicht dargestellt werden können; die Karte verzeichnet dort lediglich Nagelfluh.

2. Bemerkungen zu den Profilen der Tafel.

Die Profile sind geradlinig gelegt; nur auf Prof. 5 sind die östlichen Einträge aus Entfernungen bis zu 400 m in die Profilebene projiziert.

Das Fallen auf den Profilen stimmt mit dem wirklichen nicht genau überein; es liegt im Wesen des Schollengebirgs, daß das Fallen nur innerhalb der einzelnen Schollen in bestimmter Richtung stattfindet, also jenseits jedes einzelnen Bruches sich ändert.

Die auf Prof. 4 am Moosenkopf angedeutete Verwerfung soll der Zerklüftung des Gebirges Rechnung tragen, die oft eine allzu große Mächtigkeit der Gesteine vortäuscht.

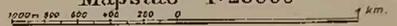
Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|--|-------|
| Vorwort | 33 |
| Einleitung | 33 |
| Literaturverzeichnis (mit Ausnahme der Literatur für jüngere Kreide) | 34 |
| Stratigraphischer Teil | 38 |
| I. Trias | 39 |
| 1. Werfener Schichten und Gipston | 39 |
| 2. Ramsaudolomit und Carditaschichten | 41 |
| 3. Dachsteinkalk und -dolomit | 44 |
| II. Kreide | 48 |
| Verzeichnis der Literatur für jüngere Kreide | 48 |
| 1. Gosaukreide | 50 |
| 2. Nierentaler Schichten | 63 |
| III. Tertiär | 65 |
| 1. Korallenkalk von Hallturm | 65 |
| 2. Stockletten und Sandsteine | 67 |
| IV. Gesteine von unsicherer Stellung | 68 |
| Dunkelgrauer Kalk | 68 |
| Hallstätter Kalk (?) | 68 |
| Beauxit | 68 |
| V. Diabasporphyrit | 69 |
| VI. Quartär | 70 |
| 1. Eiszeitliche Gebilde | 70 |
| 2. Alluviale Gebilde | 74 |
| Tektonischer Teil | 75 |
| A. Die Störungserscheinungen der einzelnen Gebietsteile | 75 |
| B. Das Alter der Störungen | 92 |
| Geomorphologischer Anhang | 94 |
| Zusammenfassung und Schluß | 99 |
| Bemerkungen zu der Karte und den Profilen | 102 |



Geologische Karte des Lattengebirges im Berchtesgädnener Land von Clemens Lebling.

Maßstab - 1:25000



Farbenerklärung:

Normale Gesteinsreihe:

| | |
|--|-----------------------------|
| Jüngere Alluvionen, Torf Lehm | Nierentaler Mergel |
| Ältere Alluvionen | Gosauergel u. Flysch |
| Gehängeschutt u. Bergsturz | Gosau-Kalk u. Konglomerat |
| Schotter unbestimmten Alters Aeolischer Schotter | Dachstein-Kalk, -Dolomit |
| Moränen der Risseiszeit (?) d Würmeiszeit, d Bühlstadiums - einzelne kristalline Geschiebe - kalkalpine | Carditaschichten |
| Obereocäne Letten u. Sandsteine | Ramsau-Dolomit - Kalk |
| Mitteleocäner Korallenkalk | Werfener Schichten, Gipstan |

Sonstige Gesteine:

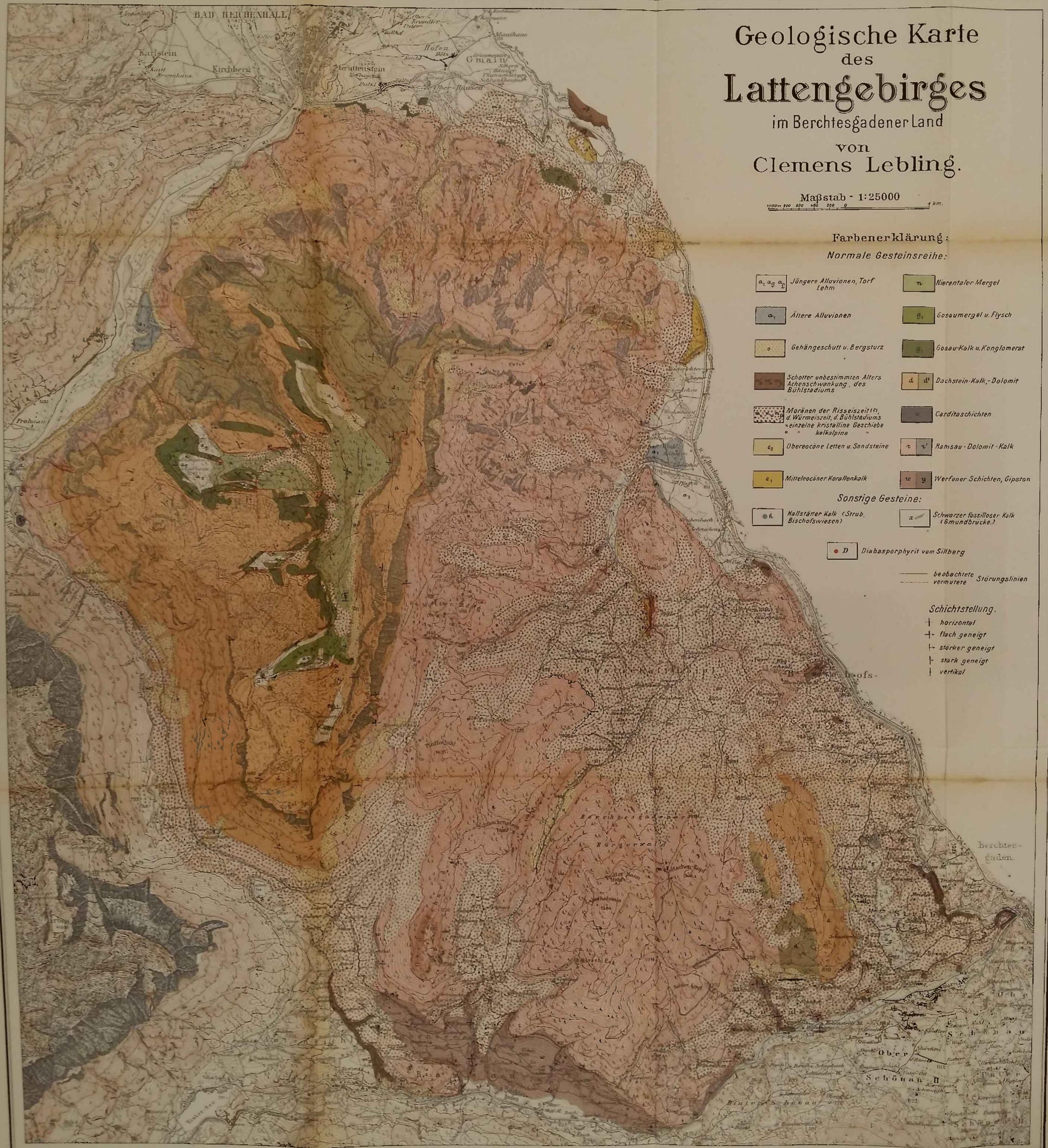
| | |
|--|---|
| Hallstätter Kalk (Strub, Bischofwiesen) | Schwarzer fossiliferer Kalk (Gmundbrucke.) |
|--|---|

Diabasporphyrat vom Silberg

— beobachtete Störungslinien
- - - - - vermutete Störungslinien

Schichtstellung:

- + horizontal
- + flach geneigt
- + stärker geneigt
- + stark geneigt
- + vertikal



Das Passauer Granitmassiv.

Von

Alexander Frentzel,

Diplomingenieur.

Vorwort.

Als natürlicher Grenzwall zwischen Bayern und Böhmen-Oberösterreich dehnt sich der breite Urgebirgsrücken des Bayerisch-böhmischen Grenzgebirges oder Böhmerwaldes aus. Seinen südwestlichen Abfall gegen die Donau zu bildet der Bayerische Wald. Dieser ist im Norden von dem sich anschließenden Oberpfälzerwalde scharf getrennt durch die tief einschneidende Bucht von Cham und deren östliche Fortsetzung, den Further Paß. Seinen Abschluß nach Westen findet er durch die bruchartige Senke, die sich von Regensburg nach Norden zieht; im Südwesten und Süden tritt er hart an die Donau heran, sie zwischen Vilshofen und Passau in kleinen Partien überschreitend; im Osten und Nordosten endlich geht er ohne topographisch markante Grenzlinie in das österreichische Mühlgebirge und den eigentlichen Böhmerwald über.¹⁾ Er besteht aus zwei von Südosten nach Nordwesten streichenden Gebirgshauptketten, der höheren „hinteren“, die kurzerhand als Grenzgebirge bezeichnet wird, weil ihr Kamm die bayerisch-österreichische Grenze bildet, und dem niedrigeren „vorderen“ Wald, auch Donaugebirge geheißen. Zwischen beiden erstreckt sich in einer Ausdehnung von 140 km fast schnurgerade und parallel zum Donaulauf die geologisch wohl interessanteste Erscheinung Ostbayerns, der Riesenquarzzug des Pfahles, mit den ihn begleitenden Steingebilden, den Pfahlschiefern.

Ein Blick auf eine der geologischen Karten dieses Gebietes²⁾ belehrt uns, daß der größte Teil des Bayerischen Waldes aus Gneis besteht, der größere und kleinere Granitpartien umschließt. So weist der Vorderwald neben mehreren kleineren zwei größere Granitgebiete auf: das sogen. Untere Regengebirge bei Regensburg und das Passauer Granitmassiv, auch „Ilzgebirge“ genannt. Mit der geologisch-petrographischen Untersuchung dieses letzteren befaßt sich vorliegende Arbeit.

Die unmittelbare Nähe des vielbeschriebenen Pfahlzuges, sowie der sowohl wissenschaftlich als auch technisch hochwichtigen Graphit- und Kaolinlagerstätten lenkte das Interesse vom Passauer Granitmassiv auf jene Gebiete ab, so

¹⁾ Mangels einer natürlichen Grenze nimmt man hier die politische, ähnlich wie beim Wasgenwald (Deutsch-Vogesen) und den französischen Vogesen.

²⁾ Z. B. K. W. v. GÜMBEL: Geologische Übersichtskarte von Bayern und den angrenzenden Ländern, Maßstab 1:1000000; als Beil. zu GÜMBELS Geologie von Bayern, Lit.-Verz. 13.

R. LEPSIUS: Geologische Karte des Deutschen Reiches, Maßstab 1:500000, Sektion 24, Regensburg 1894/97.

E. SUSS: Tekt. Skizze der böhmischen Masse, Maßstab 1:1500000, Kartenbeil. zu Lit.-Verz. 18.

daß dieses recht wenig Beachtung fand. Hierzu kommt, daß die moderne Petrographie — ganz besonders in Bezug auf die Massengesteine — erst in neuerer Zeit durch die mikroskopische Mineraldiagnose sich entwickelt hat und mit ihr das Interesse an den Massengesteinen selbst. Noch im Jahre 1868 schrieb GÜMBEL in seinem bekannten Werk über das Ostbayerische Grenzgebirge bezüglich des Ilzgebirges folgendes¹⁾:

So reich dieser Teil des Waldes an landschaftlich schönen Partien ist, so einfach und eintönig sind bei der stets gleichbleibenden Gesteinsbeschaffenheit die geognostischen Verhältnisse, weshalb wir uns bei der Detailbeschreibung sehr kurz fassen können

Von dem geringen Interesse, das dem Passauer Granitmassiv von wissenschaftlicher Seite entgegengebracht wurde, zeugt die Tatsache, daß obenerwähnte, „sehr kurz gefaßte“ Detailbeschreibung bis zum heutigen Tage noch die wichtigste und eingehendste Arbeit über dasselbe darstellt. Schon früher — im Jahre 1851 — hatte Ludwig WINEBERGER, kgl. bayer. Forstmeister in Passau, einen geognostischen Abriß des Bayerischen Waldgebirges und Neuburger Waldes gegeben,²⁾ der naturgemäß auch unser Gebiet mit einschloß. Daneben waren im Laufe der Jahre 1847/71 vom Begründer des Stahlbades Kellberg Dr. WALTJ mehrere Publikationen erschienen,³⁾ die sich mit den geologisch-mineralogischen Verhältnissen der Umgegend von Passau, somit auch der südlichen Teile unseres Granitstockes, vornehmlich befaßten. Nach Erscheinen des großen GÜMBEL'schen Werkes trat naturgemäß hinsichtlich der Veröffentlichungen über das Gebiet ein Stillstand ein. Allerdings erschien im Jahre 1894 von demselben Verfasser eine „Geologie von Bayern“;⁴⁾ diese bringt jedoch bezüglich des Ostbayerischen Grenzgebirges in der Hauptsache nur einen Auszug des vorerwähnten Buches. Neben der Untersuchung der an das Gebiet der Graphitlagerstätten grenzenden Gesteinsvorkommnisse von Kellberg, Oberdiendorf, Markt Hauzenberg durch E. WEINSCHENK⁵⁾ ist eine kurze Publikation „Über ein Gestein von Appmannsberg“ von K. OEBBEKE und A. SCHWAGER⁶⁾ in dem langen Zeitraume von vier Jahrzehnten die einzige petrographische Neuerscheinung, die das Passauer Granitmassiv betrifft, und dies, obwohl die von ZIRKEL und ROSENBUSCH begründete, neben der chemischen Analyse ganz besonders auf den mikroskopischen Befund basierende neue Systematik der Massengesteine es mit sich brachte, daß GÜMBEL'S standard work über das Ostbayerische Grenzgebirge den Anforderungen der modernen Gesteinsdiagnose nicht mehr genügen konnte.

Diese außerordentliche Vernachlässigung des Passauer Granitmassivs ist um so auffallender, als dasselbe eine hohe technische und wirtschaftliche Bedeutung besitzt durch sein hervorragendes Gesteinsmaterial, das sich in gleicher Weise zu Werksteinen wie zu aller Art Straßenbaumaterial, als da sind Trottoirrandsteine, Pflastersteine, Bruchsteine, Schotter eignet und infolgedessen eine lebhafteste Steinbruchindustrie ins Leben gerufen hat.⁷⁾

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 639.

²⁾ Lit.-Verz. 2.

³⁾ Lit.-Verz. 1, 3, 4, 5, 8, 9.

⁴⁾ Lit.-Verz. 13.

⁵⁾ Lit.-Verz. 15.

⁶⁾ Lit.-Verz. 17.

⁷⁾ Nach Fertigstellung der vorliegenden Arbeit sind noch erschienen: M. WEBER, Studien an den Pfahlschiefern; M. WEBER, Das geol. Profil Waldkirchen—Haidmühle (beide i. d. Geognost. Jahreshften); M. WEBER, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen Sitz.-Ber. d. b. Akad. d. W. 1910.

Zeugnis hiervon geben eine stattliche Reihe größerer und kleinerer Betriebe. Weist doch das Passauer Granitmassiv ca. 200 Steinbrüche auf, die zum großen Teil abgebaut werden!

Die wirtschaftliche Bedeutung des Steinbruchbetriebes ersieht man aus folgender Statistik¹⁾ der Granitproduktion²⁾ in Niederbayern. Eine solche speziell für das in Betracht kommende Gebiet zu erhalten, war nicht möglich, da dasselbe keine verwaltungstechnische Einheit darstellt. Es mag lediglich darauf hingewiesen werden, daß der Hauptanteil der niederbayerischen Granitproduktion in das Gebiet des Passauer Granitmassivs fällt.

Übersicht der Granitproduktion in Niederbayern für die Jahre 1896—1908.

(Werk- und Pflastersteine, dann Kleingeschläge.)

| | Werke im Betrieb | Produktions- menge in Tonnen | Produktionswert in Mark | Mittlerer Tonnenwert in Mark ³⁾ | Zahl der Arbeiter | Zahl der Frauen und Kinder |
|------|------------------------|------------------------------------|----------------------------|--|----------------------|----------------------------------|
| 1896 | 6 | 44 320 | 647 600 | 14,61 | 1013 | 1 |
| 1897 | 5 | 41 600 | 537 000 | 12,91 | 935 | — |
| 1898 | 7 | 47 180 | 625 600 | 13,26 | 1104 | — |
| 1899 | 10 | 52 300 | 689 000 | 13,17 | 1184 | — |
| 1900 | 11 | 52 230 | 704 690 | 13,49 | 1229 | 667 |
| 1901 | 12 | 83 850 | 1220 450 | 14,56 | 2213 | 859 |
| 1902 | 93 | 126 946 | 1251 001 | 9,85 | 1784 | 2315 |
| 1903 | 80 | 83 298 | 874 040 | 10,49 | 1667 | 827 |
| 1904 | 94 | 94 187 | 732 156 | 7,77 | 1718 | 1830 |
| 1905 | 63 | 184 547 | 877 356 | 4,75 | 1590 | 3143 |
| 1906 | 101 | 101 126 | 1748 993 | 17,29 | 1689 | 1590 |
| 1907 | 92 | 162 241 | 1774 803 | 10,94 | 2327 | 6430 |
| 1908 | 83 | 111 825 | 1106 317 | 9,89 | 1552 | 4433 |

Es beträgt somit für den Zeitraum von 1896 bis 1908 die durchschnittliche Produktionsmenge im Jahr 91 204 Tonnen im Werte von 983 770 M. am Ursprungsort, was einem mittleren Tonnenwert von 10,79 M. gleichkommt.

Sieht man von den durch die jeweilige wirtschaftliche Konstellation bedingten Rückschlägen in den Jahren 1903 und 1908 ab, so ist der Absatz der Granite des Passauer Massivs während des letzten Jahrzehnts zweifellos außerordentlich gestiegen; doch hat er noch lange nicht die Höhe erreicht, die ihm bei ihrer hervorragenden Beschaffenheit zukommt. Insbesondere in Norddeutschland ist die Verwendung niederbayerischer Granite eine beschränkte, wenn auch die Gebr. KERBERschen Granitwerke schon seit 1880 den Versand von fertigen Granitarbeiten zunächst nach Berlin, sodann nach dem Rhein und später nach den deutschen Seestädten aufgenommen haben und mit der Zeit auch andere Firmen ihrem Beispiele gefolgt sind. Zu wiederholten Malen — so anlässlich der beiden letzten bayerischen Landes-Industrie-, Gewerbe- und Kunstausstellungen zu Nürnberg 1896 und 1906⁴⁾ versuchte Professor Dr. OEBBEKE das Interesse weiterer Kreise auf die

¹⁾ Dieselbe wurde entnommen aus der alljährlich vom K. Bayer. Oberbergamt herausgegebenen „Übersicht der Produktion des Bergwerks-, Hütten- und Salinenbetriebes im bayerischen Staate“.

²⁾ „Granit“ im technischen Sinn; es sind somit auch Diorite, Aplite etc. miteinbegriffen, insofern sie als Werk-, Pflastersteine und Kleingeschläge in Betracht kommen.

³⁾ Vom Verf. berechnet.

⁴⁾ Lit.-Verz. 14, S. 4 und 5; 19, S. 42 ff.

Granitindustrie des Passauer Waldes zu lenken. Leider werden solche Bemühungen, soweit sie Norddeutschland betreffen, nur teilweise von Erfolg begleitet sein, solange die relativ hohe Bahnfracht eine Konkurrenz der bayerischen Gesteine mit den auf dem Wasserweg transportierten, schwedischen Graniten so außerordentlich erschwert. Die Schaffung eines Absatzgebietes für Werksteine in dem benachbarten Österreich wird trotz des bequemen Wasserweges der Donau durch den hohen Zollsatz unmöglich gemacht.

Für den Feldgeologen hat das Passauer Granitmassiv den großen Vorzug, daß es nicht an dem von allen Forschern des Bayerischen Waldes so beklagten Mangel an guten Aufschlüssen leidet. Im Gegenteil! Der intensive Steinbruchbetrieb zeitigte eine ganze Reihe prächtigster Aufschlüsse, an denen die petrographischen Verhältnisse aufs eingehendste untersucht werden können.¹⁾ Dazu kommen noch die zahlreichen Einschnitte der Lokalbahn Passau-Freyung sowie die der verschiedenen Staats- und Gemeindestraßen. Auch die Ilz mit ihren Nebengewässern, dann die Erlau und zum Teil die Gaissa bieten in ihren oft tief eingefressenen Tälern instruktive Einblicke in die Gesteinswelt.

In wissenschaftlicher Hinsicht ist das Passauer Granitmassiv vornehmlich dadurch bemerkenswert, daß es aus Gesteinen der beiden großen, als Spaltungsprodukte eines einheitlichen Urmagmas erscheinenden ROSENBUSCH'schen Reihen zusammengesetzt ist. Die GÜMBEL'schen Analysen²⁾ zeigen neben den gewöhnlichen Granitformen der granito-dioritischen Reihe sehr kalkarme Alkaligranite. Zu diesen zählt auch das Gestein aus dem Hauzenberger Monolithbruch. ROSENBUSCH glaubt allerdings, dasselbe trotz chemischen Befundes den Alkali-Kalk-Gesteinen zurechnen zu müssen. Er ist der Ansicht,

„daß wir heute noch nicht imstande sind, in allen Fällen die Zugehörigkeit einer Eruptivgesteinsmasse zu der einen oder anderen Hauptreihe allein aus ihrer mineralischen und chemischen Zusammensetzung zu erkennen, wenn das auch in der unendlichen Mehrzahl der Fälle leicht und sicher geschehen kann. Ein Beispiel wird das klar machen. Der Eibenstocker Lithionitgranit gehört seiner chemischen Zusammensetzung nach zu den Alkaligraniten, ebenso der Granit von Hautzenberg³⁾ im bayerischen Wald (Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl. S. 78. Anal. 1 und 10) und die mineralische Zusammensetzung widerspricht einer solchen Deutung nicht. Dennoch bleibt diese Deutung unsicher, solange wir nicht über die Assoziation und das Gangfolge dieser Vorkommnisse unterrichtet sind. Beide Momente sprechen gegen die angenommene Deutung bei dem Hautzenberger Gestein;“⁴⁾

Weil also am Granit des KINATEDER'schen Bruches am Freudensee bei Markt Hauzenberg weder eine Assoziation noch ein Gangfolge alkalischen Charakters nachgewiesen werden konnte, vielmehr die ihn umgebenden Gesteine kalkalkalischer

¹⁾ So irrationell an und für sich das hier wie auch anderwärts bei den Steinhauern übliche Verfahren ist, auf der Suche nach frischem „blauen“ Granit auf gut Glück bald hier bald dort Gestein freizulegen, so willkommen ist es dem Petrographen, dem dadurch eine große Anzahl brauchbarer Aufschlüsse geliefert wird.

²⁾ Lit.-Verz. 7, S. 298 und 305.

³⁾ Richtige Schreibweise: Hauzenberg.

⁴⁾ H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine II. Bd. 1. Hälfte IV. Aufl. Stuttgart 1907, S. 14/15.

Natur sind, folgert ROSENBUSCH, daß wir es hier ungeachtet des chemisches Befundes mit einem Alkali-Kalk-Granit zu tun haben. Richtiger ist doch wohl, sich zunächst an das positive Resultat der chemischen Analyse zu halten und — hiervon ausgehend — den KINATEDER'schen Steinbruch einschließlich seiner Umgebung auf das Vorhandensein von Gesteinen der foyaitisch-theralitischen Reihe abzusuchen und bei negativem Erfolg nach sonstigen Gründen für das isolierte Auftreten dieses Alkaligranites mitten im Alkali-Kalk-Gebiete zu forschen. Es sei daran erinnert, daß WEINSCHENK im angrenzenden Graphitgebiet in der Leitzersberger Grube auf der Hinterwiese einen lichtgefärbten, mittelkörnigen Einschluß fand,

„der sich nach dem Mikroskop als eigentlicher Monzonit erwies, bestehend aus einem allotriomorphkörnigen Gemenge von vorherrschendem Feldspat mit Augit und Nestern von Biotit. Der Feldspat ist etwa zu gleichen Teilen Orthoklas und Oligoklas-Andesin, zu welchem etwas Mikroklin hinzukommt.“¹⁾

Wenn aber WEINSCHENK es für nicht ausgeschlossen hält, daß in diesem Gestein ein losgerissenes Bruchstück eines seinen Vintliten, den GÜMBEL'schen Nadeldioriten, entsprechenden Tiefengesteines vorliegt, so kann ich ihm nicht beipflichten. Der Monzoniteinschluß fand sich im Hornblendegabbro, dem WEINSCHENK'schen Bojit, ist somit ein älteres Verfestigungsprodukt als dieser. Ferner trifft man größere und kleinere vom aufsteigenden Granitmagma ab- und in die Höhe gerissene Gabbrobrocken als Fremdkörper gar nicht selten in den Graniten vornehmlich der südlichen Randzone des Ilzgebirges eingelagert (so z. B. in den Brüchen unterhalb Fischhaus). Andererseits durchsetzen die von GÜMBEL als Nadeldiorite bezeichneten Hornblendeporphyrite als relativ junge Gangbildungen die Alkali-Kalk-Granite sowohl, wie die Alkali-Granite. Es liegt also zwischen der Bildung des Monzonits einerseits und der der Nadeldiorite andererseits zeitlich nicht nur diejenige der Gabbros, sondern überhaupt die Entstehung des ganzen Passauer Granitmassivs.

Um auf den Granit vom Freudensee zurückzukommen, so möge gleich hier bemerkt werden, daß es mir nicht gelang, im Steinbruch oder in dessen Nähe weitere Äußerungen eines foyaitisch-theralitischen Magmas aufzudecken, abgesehen von Aplitgängen, wie sie bei allen Graniten anzutreffen sind und die hier einen dem Muttergestein entsprechenden geringen Kalkgehalt aufweisen. Diese Konstatierung hat aber durchaus nichts Befremdendes, wenn man von der Annahme ausgeht, daß das Hauzenberger „Alkaligranitstöckchen“ nichts anderes ist, als das Ausgehende einer Apophyse, deren Wurzel im Nordwesten des Passauer Granitmassivs gesucht werden muß.

Dort besteht ein weites Gebiet aus einem grobkörnigen Granit, den GÜMBEL mit Kristallgranit²⁾ bezeichnete und der an Kalkarmut manche französische und norwegische Vorkommnisse³⁾ übertrifft. Es fanden sich nun neben einigen größeren Gängen eines ganz eigenartigen Alkaliplites am Rande seines Auftretens an verschiedenen Stellen dunkle Gesteine, die sich in mikroskopischer wie in chemischer

¹⁾ Lit.-Verz. 15, S. 35.

²⁾ Lit. Verzeichnis 7, S. 639.

³⁾ So hat der Alkaligranit von Drammen (Norwegen) 0,429% und der von Pelvoux (Dauphiné) 0,61% CaO-Gehalt, während der des Kristallgranites aus dem Tirschenreutherwald, der mit dem des Passauer Granitmassivs in jeder Hinsicht übereinstimmt, nach GÜMBEL mit MgO zusammen nur 0,35% beträgt.

Beziehung als Essexittypen erwiesen und dadurch den Alkalicharakter dieses Gebietes bekräftigten.

Die petrographisch-geologische Wichtigkeit des Passauer Granitmassivs wurde schon frühzeitig von Prof. Dr. OEBBEKE erkannt, der seit dem Jahre 1891 zu wiederholtenmalen die Gegend — insbesondere die durch den Bahnbau Passau—Freyung geschaffenen Aufschlüsse — aufsuchte. Er war es, der die Anregung zu vorliegender Arbeit gab und sein überaus reichhaltiges, im Gebiet persönlich gesammeltes Gesteinsmaterial nebst wertvollen Notizen dem Verfasser zur Verfügung stellte. Ihm, meinem hochverehrten Lehrer, sei an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen.

Herzlicher Dank gebührt auch Herrn Prof. Dr. WEBER, der in zuvorkommendster Weise mich in die schwierige Materie der Gesteinsmikroskopie einführte und insbesondere bei schweren und wichtigen Bestimmungen — wie denen der Essexite — bereitwilligst mit Rat und Tat zur Seite stand. Nicht zu vergessen sind die Herren GEBR. KERBER, Steinbruchbesitzer in Büchlberg; durch gastfreundliche Aufnahme, Ratschläge und Empfehlungen erleichterten sie in jeder Hinsicht die Arbeit im Gebiet. Endlich sei gedankt Herrn Kgl. Geologen Dr. MATTH. SCHUSTER für die photographische Aufnahme mehrerer Dünnschliffe, desgleichen Herrn Dr. Ing. G. VERVUERT für die chemische Analyse der Porphyrite und Essexite.

Ein mehrmonatliches wiederholtes gründliches Begehen der Gegend in den Jahren 1906/09, eine stattliche Sammlung von größtenteils bei dieser Gelegenheit geschlagenen Gesteinsproben und Handstücken, sowie die Untersuchung einer ganzen Reihe von Dünnschliffen, von denen ich ungefähr die Hälfte nebst den hierzu gehörigen Belegstücken der Liebenswürdigkeit von Herrn Prof. Dr. OEBBEKE verdanke, bilden die Grundlage vorliegender Arbeit.

Die Angrenzung des Passauer Granitstockes an das Pfahlgebilde einerseits, andererseits an das Gneisgebirge des vorderen Passauer Waldes brachte es mit sich, daß auch diese Bezirke des besseren Verständnisses wegen teilweise mit einbezogen werden mußten. Sich jedoch eingehender als unbedingt nötig mit ihnen, insbesondere mit ihren viel umstrittenen Entstehungstheorien, zu befassen, würde von der gestellten Aufgabe zu weit abführen; es sei daher an dieser Stelle auf die hierüber erschienenen Publikationen hingewiesen.

Allgemeine Übersicht.

Das Passauer Granitmassiv, auch Ilzgebirge oder — im Gegensatz zum Gneisgebirge des Vorderen Passauer Waldes — Hinterer Passauer Wald genannt, bedeckt annähernd ein Gebiet von der Form und Größe eines 30 km langen und 22 km breiten Rechtecks, dessen nordöstliche Längsseite sich an den Pfahlzug von Grafenau über Freyung nach Neu-Reichenau anlehnt. Seine weitere Begrenzung ist durch eine Linie von Grafenau über Schönberg, Zenting, Außernzell, Aicha, Tiefenbach, Kellberg, Hauzenberg, Roßreut in groben Umrissen gegeben. Zwischen letzterem Orte und dem Pfahl verbindet ihn ein 8—12 km breiter Granitstreifen von ca. 14 km Länge mit dem österreichischen Mühlgebirge.

Schon die Oberflächenform des Massivs läßt im Gegensatz zu den rückenartig verlaufenden Gneisbergen durch die Kuppengestalt seiner Erhebungen das typische Granitmassiv erkennen.

Den weitaus größten und technisch wichtigsten Teil des Gebietes nehmen die der Alkali-Kalk-Reihe angehörigen sogen. Passauer Waldgranite nebst den ihnen mehr oder weniger verwandten Gesteinen der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Reihen ein. Den Nordwesten bildet ein größerer Alkaligranitstock; ein zweites, von diesem wenigstens oberflächlich abgesondertes Alkaligranitvorkommen befindet sich am Freudensee östlich von Markt Hauzenberg. Zwischen dem Pfahl und einer durch die Ortschaften Schönberg—Perlesreut—Röhrnbach—Karlsbach bezeichneten Linie treten, gelegentlich mit Hornfelsbildungen untermischt, porphyrische Gesteine von außerordentlich wechselnder Mineralzusammensetzung auf, die fast ausnahmslos als Folge intensiver Druckphänomene ausgesprochene Kataklaserscheinungen aufweisen. Sie sind, wie WEINSCHENK richtig bemerkt,¹⁾ lediglich eine sehr glimmerreiche, porphyrische Randzone des Granitmassivs.

Der Gneismantel, der sich im Nordwesten, Westen, Süden und Südosten um das Ilzgebirge legt, besteht nach GÜMBEL²⁾ zum Teil aus Dichroit- (Cordierit-), zum Teil aus Körnel- und Perlgnais. Wir werden im folgenden sehen, daß alle diese Gneisarten — genau wie im Erzgebirge — nichts anderes sind als injizierte Schiefer.

Dort, wo Gneis und Granit zusammenstoßen, läßt sich, wie schon GÜMBEL bemerkte und nunmehr die Aufschlüsse der Lokalbahn Passau—Freyung zwischen Tiefenbach und Fischhaus in schöner Weise bestätigen, „ein durchgreifendes, gangartiges Verzweigen des Granits im Gneis erkennen“.³⁾

Größere Partien des Passauer Massivs sind mit Quarzgeröll, Lehm und Ton überdeckt. Die im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge so verbreiteten Torfmoore, die „Filze“, fehlen dagegen vollständig.

Abbaubare Erzlager besitzt das Passauer Granitmassiv nicht. Allerdings erinnern bei Kellberg zahlreiche Schächte und Stollen im sogen. Arzberg auf einen vor fast 300 Jahren betriebenen, lebhaften Bergbau auf Eisenerz und zwar auf Brauneisenstein.⁴⁾ Als Seltenheit fand Dr. WALT dortselbst „körnigen Spateisenstein und als eine außerordentliche Seltenheit metallisches Eisen, fest verwachsen mit Brauneisen“.⁵⁾ Eine sehr eisenhaltige Quelle, die ihren Fe-Gehalt diesem Erzvorkommen verdankt, war ihm die Veranlassung zur Gründung des gut frequentierten Heil- und Stahlbades Kellberg.

Der Hauptfluß, der das Passauer Granitmassiv in seiner ganzen Ausdehnung durchschneidet, ist die Ilz. Sie entsteht aus der Vereinigung der Schönberger und der Wolfsteiner Ilz bei Fürsteneck. Ihr westlicher Arm entfließt als große Ohe dem Rachelsee, bildet bei der Spiegelaumühle die wildromantische Steinklamm und wird nach Aufnahme einerseits der vom Lusen kommenden und durch die Bärnsteiner Leite fließenden kleinen Ohe, sowie der am Rinchnacher Hochwald entspringenden Röhrnacher Ohe bei Eberhardtsreut Schönberger Ilz genannt. Der östliche Arm, die Wolfsteiner Ilz oder Ohe, entsteht durch den Zusammenfluß des Saußwassers und des Reschwassers, zweier Bächlein, die beide vom Grenzgebirge bei Finsterau herabkommen, um sich in der Buchbergerleite westlich von Freyung zu vereinen; sie nimmt bei der Graflinger Triftsperre

¹⁾ Lit.-Verz. 16, S. 15.

²⁾ Geognost. Karte von Bayern, Blatt 12: Passau.

³⁾ Lit.-Verz. 7, S. 639.

⁴⁾ Lit.-Verz. 1, S. 79.

⁵⁾ Ibid.

in der Nähe des Bahnhofes Fürsteneck den Osterbach auf, einen aus der Vereinigung kleiner, von Osten herabkommenden Bächlein entstandenen Wasserlauf, und verbindet sich unmittelbar am östlichen Fuße des Fürstenecker Schloßberges bei der Aumühle mit der Schönberger Ilz. Die vereinigten Gewässer nehmen als Ilz eine rein südliche Richtung ein, fließen durch ein enges, malerisches, tief eingefurchtes Tal, bilden bei Hals die doppelte Krümmung und den interessanten Durchbruch und münden bei der Ilzvorstadt von Passau in die Donau.

Die Erla — auch Erlach oder Erlaubach genannt — ist weit unbedeutender als die Ilz. Sie entsteht aus der Vereinigung mehrerer kleiner Wasseradern bei der Saubachmühle unfern Waldkirchen, fließt zunächst westlich, wendet sich jedoch in der Nähe von Außernbrünst scharf nach Süden und mündet bei der Erlapapiermühle in die Donau.

Endlich sei noch die bei Zenting entspringende Gaissa erwähnt, die in ihrem neunstündigen Lauf bis zu ihrer Einmündung in die Donau im allgemeinen den Westrand des Passauer Massivs umspült.

Das Gefäll dieser Gewässer ist im Oberlauf ein mehr wechselndes und unregelmäßiges, im Unterlauf ein meist etwas abnehmendes. So hat die Schönberger Ilz zwischen Eberhardtsreut und Preying 0,46⁰%, zwischen Preying und Ilzrettenbach nur 0,37⁰%, dagegen zwischen Ilzrettenbach und der Aumühle 1,60⁰% Gefäll. Von der Vereinigung der Schönberger mit der Wolfsteiner Ilz ab vermindert sich das Gefäll auf 0,244⁰% zwischen Aumühle und Kalteneck, weiter auf 0,21⁰% zwischen Kalteneck und der Brücke bei Hals, um zwischen letzterem Punkte und der Einmündung in die Donau wieder etwas zu steigen.

Die Gewässer des Passauer Granitmassivs zeichnen sich, wie so ziemlich alle Gewässer des Waldes, durch einen außerordentlich geringen Kalkgehalt aus: es sind sogen. „weiche“ Wässer.

Chemische Analysen des Ilzwassers kurz vor der Einmündung in die Donau ergaben folgende Bestandteile:

1 l Wasser enthält in g:

| | nach SENDTNER ¹⁾ | nach METZGER ²⁾ |
|---------------------|-----------------------------|----------------------------|
| Natriumoxyd | 0,00743 | 0,00370 |
| Kaliumoxyd | 0,00580 | 0,00760 |
| Kalkerde | 0,00920 | 0,00460 |
| Bittererde | 0,00290 | 0,00160 |
| Chlor | 0,00360 | 0,00320 |
| Schwefels. Anhydrit | — | 0,00200 |
| Kieselsäure | 0,00950 | 0,01010 |
| Unlösl. Sand | 0,00520 | — |
| Tonerdeoxyd | } 0,00270 | 0,00070 |
| Eisenoxyd | | |
| Kohlensäure | 0,01040 | 0,00538 |
| Summe | 0,05673 | 0,03888 |

Im Jahre 1893 erschien eine Arbeit von A. SCHWAGER, die sich mit hydrochemischen Untersuchungen im Bereiche des unteren bayerischen Donaugebietes

¹⁾ O. SENDTNER: Vegetationsverhältnisse d. bayer. Waldes. Nach dem Manuskripte des Verf. vollendet von W. C. GÜMBEL und L. RADLKOFER. München 1860.

²⁾ Lit.-Verz. 11.

befaßt.¹⁾ Dieselbe bringt u. a. verschiedene interessante Angaben über die chemische Natur der Ilz sowie der Erla. Es seien daraus nachstehende Tabellen entnommen:

Analytische Tabelle I.

Wasser der Ilz und Erlau vor der Einmündung in die Donau.
In 1000 g Wasser sind in 1/10 mg enthalten:

| | Ilz | Erlau |
|---------------------------------------|-----|-------|
| Kieselsäure | 82 | 105 |
| Tonerdeoxyd | 20 | 34 |
| Titansäure | Sp. | Sp. |
| Eisenoxydul | 1 | 1 |
| Manganoxydul | Sp. | — |
| Kalkerde | 15 | 44 |
| Bittererde | 9 | 9 |
| Kaliumoxyd | 13 | 19 |
| Natriumoxyd | 34 | 44 |
| Chlor | 7 | 21 |
| Schwefelsäure-Anhydrid | 38 | 45 |
| Phosphorsäure | Sp. | Sp. |
| Kohlensäure | 22 | 45 |
| Glühverlust und Kohlensäure | 57 | 101 |
| Stickstoff-Trioxyd | 1 | 1 |
| Stickstoff-Pentoxyd | 1 | 1 |
| Summe: | 300 | 470 |

Analytische Tabelle II.

Feinster, lichtrotbrauner Ilzschlamm. Spez. Gew. 2,761, Raumgewicht 1,460.

| | |
|--|--------|
| Kieselsäure | 51,81 |
| Tonerdeoxyd | 18,22 |
| Eisenoxyd | } 4,53 |
| Titansäure | |
| Manganoxydul | |
| Kalkerde | 1,13 |
| Bittererde | 1,74 |
| Kaliumoxyd | 4,78 |
| Natriumoxyd | 1,67 |
| Chlor | — |
| Schwefelsäure-Anhydrid | — |
| Kohlensäure | 5,91 |
| Wasser und organische Substanzen | 1,59 |
| Summe: | 100,03 |

Das mitgeführte Geröll und der Flußsand sind zum weitaus größten Teil Quarzkörner, worunter nicht allzu selten Rosenquarz; daneben in kleiner Menge Muskovit, Biotit, Chlorit etc. Gold wusch man früher im Sande der Erla;²⁾ auch bei Grafenau soll es Goldwäschereien gegeben haben.³⁾ Ihre kaffeebraune, fast schwarze Farbe, die dem Landschaftsbild den düsteren, melancholischen Charakter gibt, verdanken die Gewässer der Aufnahme von gelösten Humusstoffen.

Die mittlere Höhe der Berggipfel würde etwa auf 700 m zu veranschlagen sein. So hat der Büchlberg bei der Ortschaft gleichen Namens 542 m, der Geiers-

¹⁾ Lit.-Verz. 12.

²⁾ Lit.-Verz. 5.

³⁾ Vgl. M. FLURL: Beschreibung d. Gebirge von Baiern u. der oberen Pfalz. München 1792. S. 231.
Geognostische Jahreshefte. XXIV. Jahrgang.

berg bei Freyung 768 m, der Madelholzberg bei Winkelbrunn 831 m; zwischen Waldkirchen und Hauzenberg beträgt die Höhe des Tiesenberges 738 m, des Geierberges 820 m, des Steinberges 824 m, des Frauenwaldberges sogar 945 m. Der Staffelberg östlich von Hauzenberg ist 792 m, der Küh- oder Kirchstein bei Waldkirchen 678 m hoch. Schloß Fürstenstein liegt 576 m, die Englbürg 581 m, die Saldenburg 570 m über dem Meeresniveau.

Seit 1891 durchschneidet das Gebiet von Süd nach Nord die Lokalbahnlinie Passau—Freyung. Eine weitere Bahnlinie Waldkirchen—Haidmühl (Landesgrenze) ist im Bau¹⁾ und stellt lehrreiche Aufschlüsse im Gebiet der Pfahlgesteine in Aussicht. Projektiert ist ferner eine Verbindungslinie Deggendorf—Tittling—Kalteneck. Ihre Inangriffnahme dürfte der durch den völligen Mangel einigermaßen zuträglicher Verkehrsbedingungen schwer kämpfenden Steinbruchindustrie von Fürstenstein zu neuer Blüte verhelfen. Die Bahnlinie Passau—Hauzenberg berührt das Granitgebiet nur in Oberdiendorf und ihrem Endpunkte, kommt also für unser Gebiet nur wenig in Betracht. Daß sie nicht, wie ursprünglich geplant, über Fischhaus geführt wurde, sondern über Erlau, ist lebhaft zu bedauern: in wissenschaftlicher Hinsicht, weil sie sicher in dem hochinteressanten Gebiete der andalusitführenden Granite und der Hornblendegabbros (Bojite) wertvolle Aufschlüsse gegeben hätte, in technisch-wirtschaftlicher Hinsicht, weil durch sie eine weit intensivere Ausnutzung des vorzüglichen Baumaterials der zwischen Büchlberg und Hauzenberg liegenden Granitbrüche ermöglicht worden wäre.

Gesteinsbeschreibung.

Die Einführung des Mikroskops als wichtiges, wenn nicht wichtigstes Hilfsmittel zur Gesteinsbestimmung ist eine Errungenschaft ziemlich neuen Datums, und wohl jeder weiß, welche Umwälzung durch sie in die althergebrachte Auffassungsweise und Systematik der verschiedenen Gesteine hineingetragen worden ist. Die durch das Mikroskop geoffenbarte Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung der Gesteine zeitigte oft Ungewißheit und Unsicherheit. Alte Bezeichnungen bekamen neue Bedeutung, neue Namen entstanden in Masse, teilweise, um bald wieder zu verschwinden. Dieses Gärungsstadium ist für die Petrographie noch lange nicht überwunden, und alle Arbeiten, die sich mit Gesteinsuntersuchungen befassen, somit auch vorliegende, sind mehr oder weniger hierdurch in Mitleidenschaft gezogen.

In der Beschreibung der Massengesteine glaubte Verfasser der von ROSENBUSCH²⁾ aufgestellten Systematik als der natürlichsten und darum fast allgemein adoptierten folgen zu müssen, wenn auch die — übrigens nur räumliche Trennung — von Tiefen- und Ganggesteinen verschiedentlich angefochten wird und für viele Gesteinsvorkommnisse unseres Gebietes auf große Schwierigkeiten stößt.

Verschiedene innerhalb des Passauer Massivs aufgefundene gneisartige Gesteine haben mit ihrer deutlichen Kataklasstruktur zu sehr den Charakter durch Gebirgsdruck deformierter Tiefengesteine, als daß es angebracht wäre, sie von diesen künstlich loszureißen und vielleicht als Orthogneise in eine besondere Abteilung unterzubringen. Dies wäre unnatürlich und ohne Zweifel unzweckmäßig.

Bei dieser Gelegenheit sei an eine Äußerung eines der ersten Forscher im Bayerischen Walde, Dr. WALTIL, erinnert, die er vor über 60 Jahren gemacht hat.

¹⁾ Im Sommer 1910 fertiggestellt.

²⁾ H. ROSENBUSCH, Physiographie der massigen Gesteine, 3. Aufl. Stuttgart 1907.

Er schreibt in seiner Abhandlung „Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Passau“¹⁾:

„Gar häufig wird geschichteter oder schiefriger Granit für Gneus angesehen, daher die Irrthümer in manchen Abhandlungen und Büchern.“

Von einer eingehenden Beschreibung der reichlichen Hornfels- und sonstigen Kontaktbildungen in unmittelbarer Nähe des Pfahles ist hier Abstand genommen, da eine solche ohne gründliches Eingehen auf die Natur und Entstehung dieses Quarzuges lediglich auf eine zusammenhangslose Schliffbeschreibung hinauslaufen würde.

In den übrigen Teilen des Passauer Granitmassivs, auch an den Rändern, konnten Hornfelsbildungen nicht wahrgenommen werden. Nur in der Nähe der Bahnlinie Passau—Freyung nahe bei km 21,3 fand sich oben am Fußweg ein Epidotfelsblock von hellgraugrüner, etwas ins gelbliche einschlagender Farbe und ziemlich feinem Korn. Ein ganz analoger kleiner Block ragte nicht weit davon etwas aus dem Fußweg heraus, der von hier zur Ortschaft München führt. Unter dem Mikroskop sieht man in der Tat, daß das ganze Stück fast ausschließlich aus Epidotmineralien besteht, und zwar zum allergrößten Teil aus zeisiggrünem Pistazit; Zoisit und Klinozoisit, dieser mit seiner indigoblauen anomalen Interferenzfarbe, treten demgegenüber sehr in den Hintergrund. Gelegentlicher Chlorit ist sekundär und wohl aus Hornblende hervorgegangen. Außerdem findet sich eine Reihe kleiner, rundlicher Quarzkörner. Das ganze Gestein macht einen ziemlich zersetzten Eindruck; es ist voller Poren und kleiner Hohlräume, die den Verwitterungsfaktoren willkommene Angriffspunkte bieten. Und so sehen wir Brauneisen sich überall ansetzen.

Das Vorkommen von Epidotfels an gerade dieser Stelle ist merkwürdig dadurch, daß derselbe einerseits als Derivatgestein nach allgemeiner Auffassung ein Derivat von kieseligen und mergeligen Kalken und Mergeln darstellt, andererseits solche kieselige und mergelige Kalke und Mergel in der ganzen Umgebung weit und breit nicht anzutreffen sind. Das nächstgelegene Vorkommen körnigen Kalks befindet sich nach WALT²⁾ bei Hutthurm, d. h. in einer Entfernung von über 3 km Luftlinie, ein Vorkommen übrigens, das ich vergeblich aufzufinden versuchte und das auch auf der GÜMBEL'schen Karte nicht verzeichnet ist. Daß andere Urkalklager als dieses in Betracht kämen, ist im Hinblick auf ihre entfernte Lage wohl ausgeschlossen. Es läge somit die Vermutung nahe, daß wir es hier mit Stücken zu tun haben, die von anderswo hertransportiert worden sind; doch ist dies nach dem Befunde an Ort und Stelle nicht der Fall. Es muß somit die Frage der Herkunft dieses Epidotfelsens offen bleiben.

Die im Westen, Süden und Osten um das Granitmassiv herumlagernden „Gneise“ finden, obwohl sie dem Massiv eigentlich nicht mehr angehören, gleichfalls eine kurze Beschreibung, da ihre, wenn auch nur flüchtige Behandlung für das geologische Verständnis unseres Gebietes nicht unwesentlich ist.

Für die Verwendung zu Abbauzwecken ist die Art der Ablösungsflächen im Gestein von hoher Wichtigkeit. Der Steinhauer im „Wald“ unterscheidet Lager und Lassen. Unter „Lager“ versteht er die mehr horizontalen, bankförmigen Absonderungen und mißt die Mächtigkeit einer Bank an dem Abstände zweier derartigen Lagerflächen. Je mächtiger eine Bank, um so wertvoller ist der Bruch. Die Lage der Bänke ist nicht horizontal, sondern stets etwas geneigt. So beträgt

¹⁾ Lit.-Verz. 1, S. 30.

²⁾ Lit.-Verz. 1, S. 30.

in einem aufgelassenen Bruch am rechten Ufer des Osterbaches, ca. 900 m ost-süd-östlich von Kollberg bei Röhrnbach, ihr Winkel gegen den Horizont 25° , in einem aufgelassenen Bruch, 400 m westlich von Goggenreut, an der alten Straße Röhrnbach—Freyung 30° , im URMANN'schen Bruch am Nordwestausgang von Steinerleimbach bei Waldkirchen 35° und in einem Bruch, 100 m südlich von Nebling bei Röhrnbach sogar 40° .

Auch im Gebiet des Passauer Massivs fand sich der O. HERRMANN'sche Satz bestätigt, daß „die Lage der Bänke in Übereinstimmung steht mit der Gestalt der jetzigen Oberfläche des Felsen (wobei Fels- und Terrainoberfläche zu unterscheiden sind)“.¹⁾

Von nicht minder großer Bedeutung für den Steinhauer sind die steilen, kluft- und rißartigen Sprünge, die im Bayerischen Wald allgemein als „Lassen“ bezeichnet werden. In der Regel kann man zwei, zueinander nicht immer genau senkrechte Systeme unterscheiden, die mehr oder weniger eine bestimmte Richtung zu verfolgen scheinen. Es gibt jedoch auch — so im Lenzinger Bergbruch der Tittlinger Granitwerke — Lassen, die geradezu fächerförmig auseinandergehen.

Anbei das Resultat einiger vom Verfasser aufgenommenen Messungen.

| | Gesteinsart | Lassenrichtung | | Lassenwinkel |
|--|---------------------|----------------|------------|--------------|
| | | 1. System | 2. System | |
| Aufgelassener Steinbruch am linken Schönberger Ilzufer, ca. 500 m unterhalb der Schrottenbaumühle bei Fürsteneck | Passauer Waldgranit | N 85° W | N 5° O | 90° |
| Steinbruch ca. 700 m südwestlich von Augsburg bei Fürsteneck | desgl. | „ 80° „ | „ 5° „ | 85° |
| Unterer FEIN'scher Bruch bei Allmunzen | desgl. | „ 70—90° „ | „ 13° „ | 83—93° |
| Oberer FEIN'scher Bruch bei Allmunzen | desgl. | „ 75° „ | „ 5° „ | 80° |
| Gebr. KERBER'scher Bruch bei Büchlberg | Büchlberggranit | „ 50—70° „ | „ 14—16° „ | 66—84° |
| Gebr. KERBER'scher Bruch am Schachet bei Hauzenberg | Passauer Waldgranit | „ 55° „ | „ 23° „ | 78° |
| KERBER'scher Bruch bei Berbing | desgl. | „ 65—72° „ | „ 40° „ | 105—112° |
| KERBER'scher Bruch am Steinhof bei Neukirchen | desgl. | „ 45—55° „ | „ 33—40° „ | 80—85° |
| Bruch 250 m südwestlich Ramling bei Fürsteneck | desgl. | „ 60° „ | „ 30° „ | 90° |
| Aufgelassener kleiner Bruch ca. 450 m vom Steinhof bei Neukirchen | desgl. | „ 35—40° „ | „ 60—65° „ | 100° |
| Aufschluß beim km 20,0 der Bahnlinie Passau—Freyung | desgl. | „ 25° „ | „ 45° „ | 70° |
| Bruch bei km 15,1 der Bahnlinie Passau—Freyung (südlich Haltestelle Fischhaus) | desgl. | „ 40° „ | „ 30° „ | 70° |
| Bruch des Fischhauser Wirtes bei km 15,2 der Bahnlinie Passau—Freyung, ca. 400 m südlich Fischhaus | desgl. | „ 45° „ | „ 35° „ | 80° |
| Bruch der Tittlinger Granitwerke bei Fischhaus | desgl. | „ 45—60° „ | „ 40—55° „ | 100° |

¹⁾ Dr. O. HERRMANN: Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Berlin 1899, S. 110.

| | Gesteinsart | Lassenrichtung | | Lassenwinkel |
|---|-------------------------|----------------|------------|--------------|
| | | 1. System | 2. System | |
| KERBER'scher Bruch am Hohenberg bei Tittling | Passauer Waldgranit | N 75° W | N 45° O | 120° |
| KERBER'scher Bruch bei Matzersdorf (Gem. Saldenburg) | desgl. | „ 25° „ | „ 85° „ | 110° |
| Lohwiesenbruch bei Steining bei Fürstenstein | Fürstenstein-Diorit | „ 40—45° „ | „ 22—23° „ | 63—67° |
| Glingerbruch bei Steining bei Fürstenstein | desgl. | „ 35° „ | „ 10° „ | 45° |
| Aufgelassener FEIN'scher Bruch bei Kafe-ring | Salzweg-Diorit | „ 70—80° „ | „ 38° „ | 108—118° |
| Aufschluß in der Höhe vom km 14 ^{1/2} der Bahnlinie Passau—Freyung | desgl. | „ 50° „ | „ 50° „ | 100° |
| Aufschluß an der Bahnlinie Passau—Freyung oberhalb km 19,6/7 | Essexit (?) | „ 70° „ | „ 40° „ | 110° |
| Aufgelassener Steinbruch 400 m westlich Goggenreut bei der alten Straße Röhrnbach—Freyung | schiefriger Aplit | „ 30—40° „ | „ 80—85° „ | 115—120° |
| Aufschluß am Ausgang des Tunnels bei km 23,3 der Bahnlinie Passau—Freyung | Glimmerdioritporphyr | „ 25° „ | „ 75° „ | 100° |
| Bahneinschnitt bei km 13,0/1 (Lokalbahn Passau—Freyung) | Injiz. Schiefer (Gneis) | „ 20° „ | „ 20° „ | 40° |
| Desgl. bei km 12,8 | desgl. | „ 75° „ | „ 50° „ | 125° |

Der Durchschnitt gibt für das eine Lassen-system N 54° W, für das andere N 36° O, der Winkel zwischen beiden ist dann durchschnittlich ein rechter. Strenge Folgerungen sind aus diesen Messungen natürlich nicht zu ziehen. Doch läßt sich vielleicht aussprechen, daß die eine Lassenrichtung im großen und ganzen parallel der Pfahlrichtung (N 60° W) läuft, die andere ungefähr senkrecht hierzu.

Die Lassen sind bald breite, bald aber auch unendlich schmale, dem Auge nicht sichtbare Klüfte. In letzterem Falle werden sie als „Glaslassen“ vom Steinhauer gefürchtet, da der anscheinend intakte Steinblock an solchen unsichtbaren Rissen unvermutet auseinanderfällt. An den sichtbaren Klüften — den „Kieslassen“ — siedeln sich verschiedenartige Überzüge an, die man auf den ersten Blick leicht für Flechten ansieht, die sich aber bei näherer Untersuchung als unorganische Substanzen entpuppen. Diese Überzüge sind von verschiedener Farbe. Die schwärzlichen unter ihnen gehören, wie unter dem Mikroskop bei abgedrehtem Licht an dem stahlblauen Chagrin ersichtlich, dem Magnetit oder einem ihm nahestehenden Erze an. Rostbraune Flecken sind Eisenoxyden zuzuschreiben. Schwefelgelbe Substanzen aus den Lassen des KERBER'schen Bruches bei Bauzing wurden vor einigen Jahren im Mineralogischen Laboratorium der Technischen Hochschule zu München untersucht, wobei der Lötrohrversuch UO₂ und H₂O, die qualitative Analyse UO₂, SiO₂, CaO und P₂O₅ ergab. Es ist nicht unmöglich, daß dieselben in Spuren Radium enthalten.

Statt „Bank“ und „Lasse“ ist in der Steinbruchindustrie des „Waldes“ auch der Ausdruck „Gang“ üblich, und zwar bezeichnet man eine „Bank“ als „ersten Gang“, die „Lasse“, deren Lage sich der Nord-Süd-Richtung nähert, als „zweiten Gang“, während als „dritter Gang“ die mehr in der Richtung Ost-West verlaufende „Lasse“ angesprochen wird.

Einen wertvollen Beitrag zur Gesteinsuntersuchung liefern im Gebiet des Waldes große rundliche Blöcke, die ungemein zahlreich weite Strecken bedecken. Diese „Findlinge“ — so nennt sie unrichtigerweise der Steinhauer — sind bis auf die in und an den Wasserläufen liegenden und durch diese abwärts geschwemmten Stücke sämtlich autochthon, d. h. sie rühren von der Stelle her, an der sie sich befinden, höchstens sind sie wenige Meter den Abhang hinuntergerollt. Sie sind gewissermaßen als Steinkerne der im Laufe der Zeiten zu Grus verwitterten Felsmassen anzusehen.

Ausscheidungen basischer sowohl wie saurer Art finden sich insbesondere bei den Alkali-Kalk-Graniten des Passauer Massivs in außerordentlich großer Menge und mannigfacher Ausbildung. Insbesondere fallen in manchen Steinbrüchen feinkörnige ovale oder rundliche Putzen ins Auge, in denen die dunkeln, femischen Gemengteile stark angereichert sind und die hellen, salischen im entsprechenden Verhältnis zurücktreten. In der Regel sind diese Putzen mit der sie umhüllenden Gesteinsmasse durchaus innig verbunden, sodaß die Festigkeit und technische Verwendbarkeit der mit solchen Putzen versehenen Granite nicht beeinträchtigt wird. Doch kommt es daneben auch vereinzelt vor, daß sich zwischen basischer Konkretion und Muttergestein eine unendlich feine, dem freien Auge schwerlich erkennbare, den Witterungseinflüssen stark zugängliche Schicht gewissermaßen schalenartig um jene legt, sodaß dann beim Absprengen von Platten die auf solche Weise von dem Muttergestein isolierte und somit sich leicht loslösende basische Konkretion aus der sonst vollkommen frischen Gesteinsplatte — in dieser ein entsprechend großes Loch hinterlassend — scheinbar ohne Veranlassung herausbricht. Es liegt hier eine Art von Analogon mit der „Glaslasse“ vor.

Die feinkörnigen basischen Ausscheidungen erreichen nicht selten außerordentlich große Dimensionen; sie bilden dann Schlieren von mehreren Metern Querschnittsmächtigkeit. Noch häufiger und ausgedehnter erscheint in unserem Gebiet eine Ausscheidungsart, die der Steinhauer des „Waldes“ infolge ihres an das bekannte Nahrungsmittel erinnernden Aussehens mit „Preßsack“ bezeichnet. Es ist dies meist eine recht grobkörnige, oft miarolithische, gerne auch parallele Schichtung aufweisende, dann sehr an Gneis erinnernde Ausbildung, die — in der Regel weder basischer noch saurer als das Muttergestein — mit Vorliebe in mächtigen Schlieren auftritt, aber auch kleinere Hohlräume im Gestein ausfüllt. „Preßsack“bildungen finden wir fast immer um Fremdeinschlüsse, so um die vom Granitmagma mitgerissenen Gabbrobrocken im Süden des Massivs.

Sauren, aplitisch aussehenden Faziesbildungen begegnen wir verhältnismäßig weniger häufig; sie haben Schlieren-, öfters Gangform. Von den echten Apliten des Massivs lassen sich diese „Kies“bildungen, wie sie der Steinhauer benennt, im Steinbruch durch ihre außerordentlich leichte Verwitterbarkeit, die sie bald in Grus zerfallen läßt, ohne weiteres unterscheiden. In der Regel bilden sie die Ausfüllung der „Kieslassen“.

Das Granitmassiv.

A. Tiefengesteine.

I. Granit.

Bei einem Granitmassiv von der Größe und Ausdehnung des Passauer Stockes ist es nicht zu verwundern, daß das seinen Hauptbestandteil ausmachende Gestein, der Granit, nicht an allen Orten dieselbe Form und Gestaltung aufweist, sondern in einer ganzen Reihe von Modifikationen auftritt.

Eine Klassifikation der verschiedenen Arten versuchte bereits WINEBERGER,¹⁾ indem er die drei Unterabteilungen des Gneisgranites, des massigen Granites (Gebirgsgranites) und des jüngeren Granites aufstellte. Mit Gneisgranit bezeichnete er einen im Gneis lagernden Granit von denselben Bestandteilen wie der mit ihm wechsellagernde Gneis; massigen Granit nannte er einen porphyrtartigen Granit, welcher öfter in Syenit, porphyrtartigen Gneis und in solchen Granit übergeht, der keine porphyrtartigen Einschlüsse enthält, während er unter dem Namen des „Jüngeren Granites“ einen Granit von in der Regel mittlerem und kleinem, manchmal von feinem, selten von grobem Korn verstand, der „auf und zwischen dem Gneise der Donau und dem massigen porphyrtartigen Granit gelagert ist“.

GÜMBEL unterscheidet nach ihrem Auftreten Lager-, Stock und Ganggranite. Lagergranite sind „Granite in vorherrschend konkordant lagerförmiger Verbindung mit Gneis und von ähnlicher Art der Bestandteile, wie der ihn einschließende Gneis“;²⁾ Stockgranite „die in großen Stöcken ausgebreiteten und an den Grenzen gegen kristallinische Schiefer quer absetzenden oder sie gangartig durchdringenden Granite“;³⁾ Ganggranite endlich „Gesteine, welche in Adern, Nestern und Putzen zwischen und inmitten anderer Granite auftreten und als Ausscheidung aus letzteren gelten müssen; seltener bilden sie deutliche Gänge mit scharf abgegrenzten Gangflächen und mit einem Bestege als Beweis ihrer späteren Einführung in den Gangraum“.⁴⁾

Die Steinbruchindustrie kennt der Farbe nach „weiße“ und „blaue“ Granite; im allgemeinen gehören zu ersteren die grobkörnigeren, zu letzteren die feinkörnigeren Variationen. Die graublaue, im Freien durchaus tiefblau erscheinende Farbe des „blauen“ Granites rührt vor allem von dem größeren Biotitgehalt her, der in Verbindung mit dem durchsichtigen, farblosen, hie und da milchblauen Quarz dem Gesteine dies Aussehen gibt. Im „weißen“ Granit tritt der Magnesiaglimmer den hellen, salischen Gemengteilen gegenüber mehr in den Hintergrund.

In chemischer Hinsicht sind im allgemeinen die weißen Granite Alkaligranite, die blauen Alkali-Kalkgranite. Auf ihr genetisches Verhältnis zueinander wird in einem späteren Abschnitt eingegangen werden.

Die Granite des Passauer Massivs sind größtenteils Biotitgranite, wenn auch Zweiglimmergranite besonders im Süden nicht unansehnliche Gebietskomplexe erfüllen.

Bei allen, auch bei den Alkali-Kalkgraniten des Massivs ist der geringe Gehalt an Kalkerde bemerkenswert; selbst in den feinkörnigen „blauen“ Typen, dem „Passauer Waldgranit“ überschreitet er nur um ein Weniges ein Prozent des Gesamtgehaltes.

Die verschiedenen Unterabteilungen der Alkali-Kalk- bzw. der Alkaligranite, die im folgenden aufgeführt werden, lassen sich natürlich nicht streng voneinander

¹⁾ Lit.-Verz. 2, S. 21 ff.

²⁾ Lit.-Verz. 7, S. 271.

³⁾ Ibid. S. 293.

⁴⁾ Ibid. S. 311.

scheiden, sondern gehen mehr oder weniger ineinander über. So ist die Ähnlichkeit des Saldenburg- und Freudenseetypus der Alkalireihe eine außerordentlich große; bei den Alkali-Kalkgraniten ist der Dachsbergtypus lediglich eine porphyrische Abart des Passauer Waldtypus und der Egginggranit bildet gewissermaßen einen Übergang von Passauer Waldgranit zum Fürstensteiner Quarzglimmer-Diorit. Der Büchelbergtypus unterscheidet sich von den übrigen durch seinen Andalusitgehalt.

Die GÜMBEL'schen Lagersyenitgranite gehören, soweit sie im Gebiet des Passauer Massivs untersucht worden sind, nach ihrem mikroskopischen Befund überwiegend der Familie der Diorite an und werden daher später als Diorite ihre Beschreibung finden.

a) Alkali-Kalk-Granite.

1. Typus Passauer Wald.

Den weitaus größten Teil des Passauer Massivs bildet ein mittel- oder feinkörnig auftretender Biotitgranit von graublauer Farbe, der unter dem Namen eines „blauen“ Granites in Steinbrecherkreisen als vorzügliches Baumaterial geschätzt und verwertet wird. Seinem Hauptvorkommen nach wurde er von GÜMBEL „Passauer Waldgranit“¹⁾ bezeichnet. Von den Alkaligraniten unterscheidet ihn vor allem sein bedeutend feineres Korn — die Feldspäte erreichen nur selten eine Größe von 2 mm —, sowie seine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse von Atmosphärien. Seine Felsbildungen erreichen nicht die Großartigkeit der hochgetürmten Bänke des Alkaligranites. Er wittert im allgemeinen mehr zu runden Blöcken aus, wie solche die Uferländer der Ilz und Erlau, die Abhänge des Frauenwaldes, des Geierberges, des Kühsteines und andere Orte bedecken.

Unter dem Mikroskop fallen als Charakteristikum mehr oder weniger zahlreiche myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat auf. Der Passauer Waldgranit ist kein Normalgranit im strengsten Sinne des Wortes. Ein ganz leichtes Hinneigen zu Porphystruktur ist — insbesondere bei den feinkörnigen Varietäten — unter dem Mikroskop des öfteren erkennbar. Im übrigen ist seine Mineralzusammensetzung im großen ganzen die eines normalen Granites. Der Quarz, als jüngstes Ausscheidungsprodukt, zeigt allotriomorphe Ausbildung und besteht durchweg aus einheitlichen Individuen; die für die Granitquarze so charakteristischen Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht gerade zahlreich vorhanden: sie liegen regellos und weisen keinerlei Orientierung auf. Von Feldspäten herrschen Orthoklas und Mikroklin über die Kalknatronfeldspäte vor. Der Gehalt an Mikroklin steht an Menge in der Regel kaum hinter dem des Orthoklases zurück, ja übertrifft ihn bei einigen Vorkommen. Durchdringung von Orthoklas und Mikroklin läßt sich häufig beobachten, desgleichen Mikropertit und Mikroklinmikropertit.

Der Plagioklas ist seinem optischen Verhalten nach als Albit-Oligoklas und Oligoklas-Andesin anzusprechen; in einigen Fällen — besonders in den Brüchen bei Tittling — erreicht seine Basizität auch die des Andesins. Weitaus vorherrschend ist bei ihm die Lamellenbildung nach dem Albitgesetz, teilweise vergesellschaftet mit der nach dem Periklingesetz; auch Karlsbader Zwillinge kommen vor. Verwachsungen von Orthoklas und Plagioklas sind nicht selten; sie bestehen in den meisten Fällen in einer gegenseitigen unregelmäßigen Durchdringung.

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 309.

Biotit ist im allgemeinen zahlreicher vertreten als in den Alkaligraniten. Seine Farbe ist im durchfallenden Lichte bei einigen Vorkommnissen dunkelolivgrün, bei einigen braun, hie und da mit einem Stich ins Rötliche. Alle Farbvarianten verhalten sich im übrigen optisch gleichartig. Den zur Verfügung stehenden Stücken nach zu urteilen, scheint die schwarzgrüne Varietät im allgemeinen nicht durch Umwandlung aus der braunen hervorgegangen zu sein: weisen doch recht frische Handstücke grünliche Glimmer auf, während brauner Biotit auch in Exemplaren von ziemlich weit vorgeschrittener Verwitterung anzutreffen ist. Eine Umsetzung des Magnesiaglimmers in Chlorit mit tief indigoblauer anomaler Interferenzfarbe ist öfters zu bemerken, wobei die Randpartien durchweg ausgefaset erscheinen. Zwischen den Blättern bilden sich dann gerne Körner und Linsen von Epidot und teilweise Klinozoisit. Die Chloritisierung tritt verschiedentlich ein. So liegt ein Schliff eines frischen Granitstückes aus dem Gebrüder KERBERSchen Bruch bei Berbing vor, bei dem der braune Biotit die Umwandlung in Chlorit bis auf einige kleinste Restchen bereits vollzogen hat, während die übrigen Gemengteile noch — man kann sagen — vollkommen intakt sind. Andererseits weisen ziemlich angewitterte Gesteine erst die Anfänge einer Chloritbildung auf. Häufig sind Einschlüsse von Zirkon- und Erzkörnchen im Biotit, um die sich dann regelmäßig ein pleochroitischer Hof gebildet hat.

Muskovitbildung erfolgt aus Feldspat oder Biotit, und zwar manchmal — speziell am Südrand des Massivs — in solcher Menge, daß bereits schwach angewitterte Gesteine durchaus das Aussehen von Zwei-Glimmer-Graniten haben und auch als solche angesprochen worden sind. Während nun die kleinen, in den Feldspäten liegenden Serizitblättchen ihre sekundäre Natur ohne weiteres ersehen lassen, ist die Erkenntnis der Entstehung des Muskovits aus Biotit weit weniger einfach. Es war eine gründliche Prüfung einer ganzen Reihe von Schliffen, die von in allen möglichen Verwitterungsstadien befindlichen Gesteinen angefertigt wurden, notwendig. Hierbei fiel auf, daß der frische „blaue“ Granit kaum eine Spur von Kaliglimmer zeigt und daß bei fortschreitender Verwitterung des Gesteines die einzelnen Muskovitblättchen sich in dem Maße vermehren, in welchem der Biotit zurückgeht. Unter dem Mikroskop sieht man in den meisten Fällen parallel zu den Spaltungsflächen Streifen eines weißen Glimmers entstehen, der regenbogenbunte Polarisationsfarben unter gekreuzten Nicols aufweist. Hierbei braucht die Grenze zwischen Biotit und Muskovit nicht den Spaltungsflächen zu folgen, vielmehr sieht man oft beide Glimmerarten vollkommen unregelmäßig in gebogener oder gezackter Linie aneinandergrenzen. Mit fortschreitender Verwitterung des Gesteins vermehren sich die weißen Streifen rasch bis sie vollkommen den braunen bezw. braungrünen Biotit ersetzt haben. Das neue Mineralgebilde besitzt nunmehr alle optischen Eigenschaften des Muskovits. Der Prozeß ist durchaus analog dem der Chloritbildung.

Nicht selten zeigen weiße oder gelbliche Flecken im Biotit oder dunkle Stellen im Muskovit den Übergang vom Magnesia- zum Kaliglimmer an. Auch ist eine durch Eisenoxydhydrat bedingte Gelbbraunfärbung des weißen Glimmers sehr häufig zu beobachten. Es treten im allgemeinen dieselben Erscheinungen auf, die L. MILCH in seiner Beschreibung des Riesengebirgs-Granites so anschaulich geschildert hat.¹⁾ Wenn dagegen die von MILCH beobachteten schwarzen Erzpartikelchen

¹⁾ L. MILCH: Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges, II. Teil N. J. d. Min. etc., XV. B.-B. S. 151—156.

in der Umgebung des Muskovits meist fehlen, so ist dies wahrscheinlich säurehaltigen Wässern zuzuschreiben, die dieselben gelöst, fortgeführt und in größere Tiefen des Gesteins abgesetzt haben.

Die Übergengenteile: Zirkon, Apatit, Ilmenit bzw. titanhaltiges Magneteisen sind bei einigen Vorkommnissen zahlreich vertreten; so in den Graniten der FEN'schen Brüche bei Allmunzen sowie in denen des Ramlinger Bruches; in der Regel sind sie jedoch nur spärlich vorhanden. Von Eisenerzen kommt neben dem schon erwähnten Magnetit bzw. Ilmenit vereinzelt Schwefelkies vor. Titanit findet sich lediglich in der Nähe der Quarz-Glimmer-Diorite, dort aber teilweise in großer Menge, so bei Fürstenstein, Appmannsberg etc. In einigen Graniten, mit besonderer Vorliebe in den weiter unten beschriebenen deformierten Abarten (sehr schön im Kaltensteiner Bruch), ist der Quarz mit langen, winzig schmalen, sehr hoch lichtbrechenden Nadelchen und Härchen gespickt, die nach W. HAWES¹⁾ als Rutil zu betrachten sind.

Neben und vergesellschaftet mit den normalen Graniten und zwar vorzüglich mit den feinkörnigen Variationen treten noch Granite auf, die eine deutliche Schichtung aufweisen. Daß dieses die Folge eines Druckphänomens ist, ersieht man selbst makroskopisch ohne Schwierigkeit. Entweder zeigen die Gesteine ausgeprägte Quetschzonenbildung im ROSENBUSCH'schen Sinn²⁾ oder sie haben ein flasergneisartiges Aussehen. Die Quetschzonen sind teilweise lediglich angedeutet, teilweise dagegen sehr typisch ausgebildet; in diesem Falle häufen sie sich im Handstück derartig, daß der Granit ein — man möchte fast sagen — blättereigartiges Aussehen annimmt. Die in diesen Zonen liegenden Biotite sind in der Regel verblaßt und zeigen unter dem Mikroskop eine zerdehnte, häutchenartige Form. Die von ROSENBUSCH³⁾ als hierbei häufig vorkommend erwähnte Sillimanitbildung aus Biotit konnte nirgends beobachtet werden. Die Gesteinspartien zwischen diesen Quetschzonen haben verhältnismäßig wenig Anzeichen eines Druckphänomens: hie und da undulös auslöschende Quarzkerne, spärliche Mikroperthit- und Mikroklinmikroperthitbildungen und vereinzelte zerbrochene Feldspäte.

Häufiger als dieser Quetschzonenbildung begegnet man der Struktur, die A. E. TÖRNEBOHM mit „Mörtelstruktur“ bezeichnet hat. Größere Feldspat- und Quarzindividuen sind mit einem Saum von kleineren Exemplaren umgeben, die, wie an den zackigen Rändern der großen Feldspäte bzw. Quarze ersichtlich, von diesen abgebröckelt sind. Auch die durch den Druck entstandenen Adern und Risse der größeren Feldspäte bzw. Quarze sind mit Bruchstücken angefüllt. Die Mineralien zeigen undulöse Auslöschung und alle durch Druckwirkung bedingte Formen. Teilweise ist diese Kataklasstruktur hochgradig entwickelt. Die Granite erhalten dann durchaus Form und Aussehen von Augengneisen. Die Fundpunkte dieser deformierten Granite sind in einem Streifen zwischen Waldkirchen und Fürsteneck zu suchen, d. h. sie befinden sich in der Nähe oder unmittelbar in dem Gebiet, wo der Passauer Waldgranit an die sogen. Palite grenzt. Besonders zahlreich trifft man sie am Kaltenstein, bei der Neuhausmühle und in der Nähe der Haltestelle Fürsteneck. Vereinzelt kommen sie noch an der Ilz, einige hundert Meter nördlich von Kalteneck, vor; dort findet man sie anstehend an der Bahnlinie bei km 21,8.

¹⁾ Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord. 1878, S. 45.

²⁾ ROSENBUSCH, Physiographie II. 1., S. 97.

³⁾ Ibid.

In chemischer Hinsicht ist der Passauer Waldgranit ein Alkali-Kalk-Granit. Es sei hier die GÜMBEL'sche Analyse eines Gesteines angeführt,¹⁾ dessen Fundort allerdings nicht im Gebiete des Passauer Granitstockes liegt, das jedoch genau dieselbe Zusammensetzung hat wie die besprochenen Gesteine. Er fand bei einem Passauer Waldgranit von Auerbach bei Deggendorf²⁾:

| | |
|------------------------|-----------|
| Kieselsäure | 73,900 % |
| Titansäure | 0,731 „ |
| Tonerdeoxyd | 10,312 „ |
| Eisenoxyd | 0,021 „ |
| Eisenoxydul | } 6,492 „ |
| Bittererde | |
| Kalkerde | 1,022 „ |
| Manganoxyd | Sp. |
| Kaliumoxyd | 3,777 % |
| Natriumoxyd | 3,123 „ |
| Eisenkies | 0,049 „ |
| Wasser und Glühverlust | 0,444 „ |
| | 99,871 % |

Die Farbe des frischen Passauer Waldgranites ist — wie schon erwähnt — graublau. Durch Atmosphärrillen wird er jedoch zersetzt und das darin enthaltene Eisen in Hydroxyd verwandelt. Dadurch nimmt das Gestein mit fortschreitender Zersetzung eine bräunlich-gelbe Farbe an. Kohlen-, humus- und schwefelsäurehaltige Wässer — letztere von der Zersetzung der Kiese herrührend — führen nun das Eisen in tiefere Regionen, um es nach Verdunsten der Lösung als rostbraune Bänder oder Schnüre abzusetzen. Diese Bänder bzw. Schnüre bilden dann die Grenze zwischen den frischen „blauen“ und dem angewitterten „grauen“ Granit.

Der Passauer Waldgranit ist ein ganz hervorragender Baustein. Die Druckfestigkeit des mittelkörnigen Granites aus dem Gebr. KERBER'schen Bruch am Höhenberg bei Tittling beträgt 2260 kg/qcm, die Abnützung nach Gewicht 9,9 g; die mittlere Druckfestigkeit des mittelkörnigen Granites aus dem Gebr. KERBER'schen Bruche vom Schachet bei Hauzenberg 1770 kg/qcm, die mittlere Abnützung nach Gewicht 10,3 g. Noch fester sind die feinkörnigen Abarten: So hat der Granit aus den Gebr. KERBER'schen Brüchen am Steinhof bei Neukirchen eine mittlere Druckfestigkeit von 2364 kg/qcm, eine mittlere Abnützung nach Gewicht von 9,5 g und eine mittlere Widerstandsfähigkeit gegen Stöße von 322 kg/cm.³⁾

Es würde zu weit führen, alle Brüche, in denen der Passauer Waldgranit in unserem Gebiete gebrochen wird, hier aufzuzählen. Ihre Zahl übersteigt weitaus 100. Es sei lediglich erwähnt, daß die mittelkörnige Varietät (Tittlingtypus) vor allem in Brüchen der Gegend von Eberhardtsreut (Herrnholzbruch, Unterhüttensöldnerbruch etc.), der Tittlinger Gegend (Brüche der Gebr. KERBER, Tittlinger Granitwerke etc.), der Hauzenberger Gegend (Gebr. KERBER'sche, KINATEDER'sche, SCHULER'sche etc. Brüchen), sowie teilweise in einem Bruch am Nordausgang von Schiefweg bei Waldkirchen gewonnen wird. Die zahlreichen, wenig verwitterten „Findlinge“, welche den Bauernberg südöstlich von Eberhardtsreut in großer Anzahl bedecken, lassen — neben anderen Umständen — mit Sicherheit darauf schließen, daß eine Steinbrucharanlage

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 310.

²⁾ Nicht mit der gleichnamigen Ortschaft westlich von Passau zu verwechseln.

³⁾ Prüfungsergebnis a. d. Mech.-techn. Laboratorium der K. b. Techn. Hochschule zu München. Vgl. Lit.-Verz. 19, S. 43/44.

dortselbst einen hervorragend schönen und dauerhaften mittelkörnigen Passauer Waldgranit zutage fördern würde.

Weit häufiger als die mittelkörnige ist die feinkörnige Variation (Kaltenecktypus) des Passauer Waldgranites. Sie bildet sozusagen den Kern des Massivs und wird in weitaus den meisten Brüchen des Stockes gebrochen. Insbesondere sind es die zahlreichen Brüche bei Fürsteneck (ehemals FEIN'sche Granitwerke, nunmehr der Bayer. Granit-Aktiengesellschaft gehörend), aber auch Ilz abwärts bei Kalteneck (Tittlinger Granitwerke etc.), Fischhaus und am Steinhof (Gebr. KERBER). Kataklastisch veränderten Granit von schöner Augengneisstruktur zeigt u. a. ein aufgelassener Bruch einige hundert Meter westsüdwestlich der Ruine Kaltenstein bei Röhrnbach.

Sehr reich ist der Passauer Waldgranit, insbesondere die feinkörnige Variation (Kaltenecktypus), an Einschlüssen, Ausscheidungen und Gangbildungen aller Art. Basische Putzen, „Preßsäcke“, „Kiese“, Aplite und Pegmatite finden sich in größter Mannigfaltigkeit. Besonders reichhaltig in dieser Hinsicht und gut aufgeschlossen ist der obere FEIN'sche Bruch, östlich von Allmunzen, sowie der gleichfalls den FEIN'schen Granitwerken gehörige kleinere Bruch an der Fürsteneck—Kaltenecker Straße direkt gegenüber der FEIN'schen Restauration an der Haltestelle Fürsteneck.

Eine Abart des feinkörnigen Passauer Waldgranites, die wir als Steinhoftypus bezeichnen wollen, kommt im unteren Ilztal gelegentlich vor. Dieselbe ist weit quarzreicher, dafür feldspatärmer als der normale Kaltenecktypus. Dann sind die Biotitblätter — makroskopisch betrachtet — tiefschwarz, unter dem Mikroskop zeigen sie einen schön ausgeprägten Pleochroismus von tiefrotbraun nach strohgelb. Aus derartigen Graniten bestehen die beiden Brüche von P. STEINHOFER südöstlich des Steinhofes bei Neukirchen, dann der Ilztalbruch der Tittlinger Granitwerke südlich Fischhaus, endlich der erste der vier aufgelassenen Brüche am linken Ilzufer unterhalb der Bahnbrücke bei Fischhaus.

2. Typus Dachsberg.

GÜMBEL erwähnt in seiner geognostischen Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges eine vom Granit rings eingeschlossene Gneisscholle am Dachsberg bei Hutthurm¹⁾ und verzeichnet dieselbe im Blatt Passau mit der Rosafarbe des „Gneis im allgemeinen“. Trotz wiederholten Absuchens dieser mit dichtem Wald bestandenen Höhe fand Verfasser weder Gneis, noch irgendwie gneisartiges Gestein. Dagegen besteht anscheinend der ganze Dachsberg aus einer Abart des Passauer Waldgranites. Dieselbe ist insbesondere dadurch gekennzeichnet, daß das Hinneigen zur Porphystruktur nicht nur unter dem Mikroskop, sondern auch dem freien Auge deutlich erkennbar ist.

Die Feldspäte erreichen eine Länge bis zu 15 mm, eine Breite bis zu 8 mm und eine Dicke bis zu 4 mm im Durchschnitt. Sie bilden mit ihren mattglänzenden Flächen den Hauptbestandteil des Gesteins. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß der größte Teil derselben Orthoklas und Mikroklin ist. Plagioklas vom Oligoklas-Andesintypus tritt ihnen gegenüber zurück. Außerordentlich verbreitet ist der Albit, der in hellen Schnüren die verschiedenen Feldspäte durchzieht, desgleichen die Durchdringung von Orthoklas und Mikroklin und myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat. Die Ränder der größeren Feldspäte sind teilweise zer-

¹⁾ S. 640.

trümmert und von den Trümmerfragmenten umgeben. Wir haben die TÜRNEBOHM'sche Kataklasstruktur in ihren Anfängen, jedoch ohne Andeutung von fluidaler oder augengneisartiger Anordnung. Der Dachsberggranit hat somit eine Pressung durchgemacht. (Fig. 1).

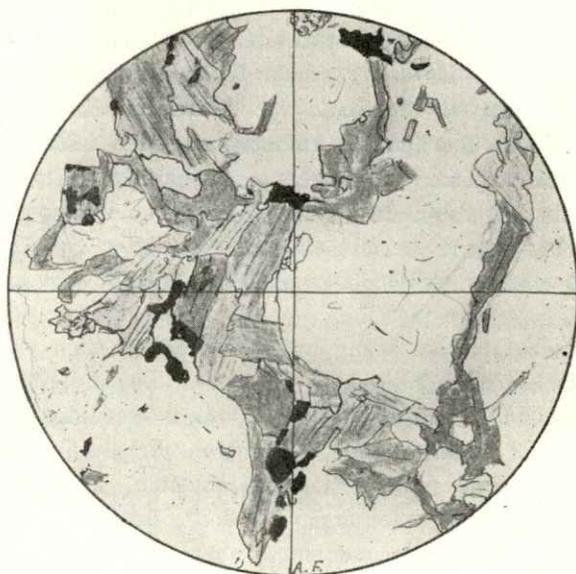


Fig. 1.

Dachsberggranit vom Dachsbergbruch der Tittlinger Granitwerke.

Dünnschliffbild $\left(\frac{37}{1}\right)$.

Die Quarzkörner zeigen teilweise undulöse Auslöschung. Sie sind förmlich gespickt von den haarartigen, stark lichtbrechenden, wahl- und regellos durcheinanderliegenden „Rutil“-Interpositionen, die bei der Beschreibung des Passauer Waldgranites bereits Erwähnung fanden.

Der Biotit — von brauner Farbe — ist in der Regel nur in kleinen, nicht in „porphyrischen“ Exemplaren vertreten, jedoch nicht in geringerer Zahl als beim typischen feinkörnigen Passauer Waldgranit. Er bildet mit den Quarzkörnern und den kleinen Feldspäten die feinkörnige Grundmasse, in der die größeren Feldspäte liegen. Bildungen von pleochroitischen Höfen um Zirkon- und Erzeinschlüsse in Biotit sind auch hier vorhanden. Sekundäre Muskovitbildung erfolgt in schon beschriebener Weise, auch schwache Kalzitbildung ist zu erkennen.

Von Nebengemengteilen sind Apatit und Zirkon nicht eben häufig, die opaken, schwarzen Erzpartikelchen etwas zahlreicher vertreten. Der Dachsberggranit hat in unverwittertem Zustande die blaugraue Farbe des Passauer Waldgranites. Er wird in einem großen Bruche der Tittlinger Granitaktiengesellschaft am Südwestabhange des Dachsberges gewonnen. Ein weiter oben gelegener Bruch mit nach Steinhauerangabe noch besserem Material mußte auf Veranlassung der Gemeinde Auretzdorf, die bei Weiterbetrieb für ihre Quelleitung fürchtete, aufgelassen werden.

In Steinhauerkreisen gilt der Dachsberggranit als das festeste, aber auch am schwersten zu bearbeitende Gestein des Massivs.

Ist auch das hauptsächlichste Verbreitungsgebiet des Dachsberggranites der Dachsberg selbst, so finden wir diesen Typus gleichwohl auch an anderen Stellen unseres Gebietes vor. Unter anderem gehören ihm eine große Anzahl der „Find-

linge“ an, die in der Nähe der Bahnlinie Passau—Freyung zwischen den beiden Tunnels kurz vor der Haltestelle Fürsteneck lagern.

3. Typus Karlsbach.

In der Gegend von Karlsbach, Wozmansreut, Lämmersreut, dann auch bei Großwiesen, Kamreut, Brombach, Perlesreut treten gelegentlich Granitgänge auf, die jüngeren Datums sind als der Passauer Waldgranit und seine Unterarten. Sie sind wohl durchweg unfrisch und dann von weißlicher Farbe. Im Felde sind sie bei einiger Übung durch ihr helleres Aussehen ziemlich leicht zu erkennen; auch zeigen sie nie oder nur ganz wenig Pressungserscheinungen im Gegensatz zu den älteren Ganggraniten vom Passauer Waldtypus, die sich häufig gleichfalls als Gangbildungen, dann aber fast stets mit stark ausgeprägter Kataklaststruktur in den Dioriten des Osterbachtals finden. Der Karlsbacher Typus ist anscheinend an die Palite gebunden.

In der Mineralzusammensetzung unterscheiden sie sich vom Passauer Waldtypus durch die zahlreichere Teilnahme der hellen Bestandteile. Allerdings treten die Kalknatronfeldspäte (zumeist Oligoklase) etwas zurück. Biotit ist ziemlich spärlich vertreten und dann — der schlechten Erhaltung des Gesteines entsprechend — meist im Umwandlungsstadium begriffen. Muskovit tritt gelegentlich in Leistenform auf. Seine Entstehung aus Biotit, daneben aus Feldspat ist hier manchmal recht gut zu erkennen, manchmal aber auch nicht mit absoluter Sicherheit nachzuweisen. Sekundärer Chlorit fehlt gleichfalls nicht; auch er ist aus dem Biotit entstanden. Dasselbe gilt von den hie und da, jedoch ziemlich selten auftretenden Titanitkörnchen. Als älteste Mineralausscheidungen finden wir nicht eben zahlreiche Zirkon- und Apatitkriställchen.

Obwohl der Karlsbacher Granit, soweit ersichtlich, nur gangförmig auftritt, hat er hypidiomorph-körnige Struktur und ist somit als Tiefengestein im ROSENBUSCHSchen Sinne zu betrachten.

4. Typus Büchlberg.

Im Südosten des Passauer Massivs, — nahe an dessen Rande — treten Granite auf, die durch ihren teilweise überraschend hohen Andalusitgehalt bemerkenswert sind. Es sind dies weißlichgraue Gesteine mit einem Stich ins Gelbliche, von der ungefähren Korngröße der mittelkörnigen Passauer Waldgranite.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Andalusitkristalle — meist durch Prisma- und Endfläche begrenzt — in durchaus idiomorpher Ausbildung. Ihre Größe überschreitet oft 1 mm. Die Umbildung des Andalusits in Muskovit erfolgt von den Rändern aus und zwar sehr rasch: nur ganz selten findet man ihn in unangegriffenem Zustande. In den meisten Fällen, selbst in technisch noch durchaus frischem Gestein, verrät nur mehr ein in rosaraten Tönen schimmernder Kern im Muskovit die erfolgte Metamorphose.

Die Vorliebe des Andalusits für Kontakthöfe läßt auf endogen erfolgte Kontaktphänomene infolge Resorption fremder, tonhaltiger Materialien aus der Umgebung schließen.

Quarz und die Feldspäte scheinen etwas häufiger als in den übrigen Graniten mikropegmatitisch ineinander eingewachsen zu sein. Desgleichen treten Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit reichlich auf.

Der Plagioklas steht zum monoklinen Feldspat und zum Mikroklin ungefähr in demselben Mengenverhältnis wie beim normalen Passauer Waldgranit. Er ist von verschiedener Basizität. Während in einem am Ostabhange des Staffelberges bei Markt Hauzenberg geschlagenen Stücke der Plagioklas fast durchweg dem Albit-Oligoklas-, oder höchstens dem Oligoklastypus angehört, ist er im Granit eines westlich von Kaltrum (gleichfalls unfern Hauzenberg) gelegenen Steinbruches Andesin und teilweise gar Labradorit, wie im Schliff ein Exemplar 1c mit 22° Auslöschungsschiefe bestimmt werden konnte. Die Regel bilden jedoch im Büchlbergtypus Plagioklase vom Oligoklas- und Oligoklas-Andesintypus.

Der Biotit tritt ungefähr in demselben Grade wie bei dem später zu besprechenden Alkaligranit vom Freudenseetypus gegen die hellen Gemengteile etwas zurück. Seine braune ins Rostrote spielende Farbe erinnert lebhaft an den Rubellan der Laacher-See-Laven. Auch hier fehlen nicht die dunkeln pleochroitischen Höfe um die im Biotit eingelagerten Zirkon- und Erzpartikelchen. Chloritbildung aus Biotit kann öfters beobachtet werden; in besonders hohem Maße im Granit des Bauzinger Berges im Frauenwald. Die akzessorischen Bestandteile: Zirkon, Apatit und schwarze Erzkörnchen sind ziemlich spärlich. Neben Muskovit und Chlorit finden sich sekundär gebildeter Epidot, Klinozoisit und Kalzit.

Die mit einer blaßlila Untertönung leicht ins Gelblichweiße spielende Farbe des Büchlberggranites wirkt auf das Auge viel weicher als die relativ harte, blaugraue des Passauer Waldgranites; dazu kommt die trotz seiner Festigkeit überaus leichte Bearbeitbarkeit dieses Gesteins, das in dieser Hinsicht alle übrigen Granite des Waldes weitaus übertrifft. Der Büchlberggranit ist somit gerade zur Bearbeitung als Werkstein hervorragend geeignet. Die Druckfestigkeit des Granites,



Fig. 2.

Büchlberggranit: Bruch auf dem Büchlberg (Granitwerke von Gebr. KERBER).

der im großen Gebr. KERBER'schen Steinbruch auf dem Büchlberg selbst gewonnen wird (Fig. 2), beträgt im wassersatten Zustande 2158 kg/qcm, nach dem Gefrieren im wassersatten Zustande 2348 kg/qcm, im trockenen Zustande 2493 kg/qcm. Sie ist somit im allgemeinen etwas größer als die des Passauer Waldgranites. Seine

mittlere Abnützung nach Gewicht beträgt 7,9 g, ist also um ein Erkleckliches geringer als beim Passauer Waldtypus.¹⁾

Gewonnen wird der Büchlberger Granit außer im großen KERBER'schen und kleineren EIBL'schen Bruch am Büchlberg noch an verschiedenen Stellen in der Nähe Hauzenbergs, so am Ostabhänge des Staffelberges und in verschiedenen den GEBR. KERBER'schen Werken gehörigen Brüchen bei Kaltrum und Bauzing.

5. Typus Hutthurm (Zweiglimmergranit).

Vornehmlich den Südost-, Süd- und Südwestrand des Massivs bilden Zweiglimmergranite, die im allgemeinen durch ihr helleres, weißlicheres Aussehen von den lediglich Biotit führenden normalen „blauen“ Graniten vom Passauer Waldtypus sich unterscheiden lassen.

Unter dem Mikroskop gleichen sie in der Struktur vollkommen dem Passauer Waldgranit, der Anteil der einzelnen Mineralien an der Zusammensetzung des Gesteins ist jedoch etwas verschieden. So tritt der Biotit — von grünlichbrauner Farbe — in weniger großer Menge auf, jedoch ungleich häufiger als bei den Karlsbachgraniten, die ja in der Mineralzusammensetzung — nicht Struktur! — sich etwas an die Aplite anlehnen. Die Teilnahme des Quarzes und des Orthoklases ist ungefähr die des Passauer Waldtypus, während Mikroklin und Plagioklas anscheinend spärlicher sind. Letzterer ist fast stets ein Albit-Oligoklas; an einigen Fundorten jedoch, so z. B. südlich der Engsburg, herrscht Oligoklas-Andesin vor.

Der charakteristischste Gemengteil dieses Granites ist der Muskovit, der nicht ausschließlich, wenn auch nicht zum geringen Teil, seine Entstehung in der auf S. 121 geschilderten Weise der Umbildung aus Feldspat und besonders aus Biotit, oder auch — allerdings seltener — aus Andalusit verdankt, sondern hier vornehmlich ein Produkt einer dynamometamorphen Gesteinsbildung darstellt. Und gerade darin unterscheidet sich der zweiglimmerige Hutthurmtypus von der an sekundärem Muskovit reichen, gleichfalls im Südteil des Massivs auftretenden Abart des Passauer Waldgranites.

Von Nebengemengteilen sehen wir meist häufig auftretenden Apatit in der bei den Graniten meist üblichen Form kleiner stäbchenartiger Kriställchen, seltener ist Zirkon. Der Erzgehalt beschränkt sich zumeist auf einige kleinere Magnetitkörnehen, die sich nur selten — so bei Thannöd südlich von Büchlberg — etwas anreichern. Sekundärer Epidot, Klinozoisit, Chlorit, Kalzit stellen sich — je nach dem Erhaltungsstadium des Gesteins — in mehr oder weniger großer Menge ein.

Geologisch bildet der Hutthurmtypus die Randfazies des Passauer Waldgranites, in den er durch Abnahme und endlich vollkommenen Verlust des Muskovits und entsprechender Zunahme des Biotits übergeht. Sehr eng ist sein Verhältnis zum Büchlbergtypus, wie denn ja Andalusit und Muskovit, die charakteristischen Mineralien der dynamometamorphen Gesteinsbildung, ihre Entstehung analogen Bedingungen verdanken.

Zum Hutthurmtypus gehören u. a. die Granite des zurzeit außer Betrieb befindlichen Bruches ca. 350 m südlich der Engsburg, des großen, der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft gehörigen Steinbruches am Nordostausgang von Fürstenstein, der zwei im Südosten von Möging (bei Neukirchen) gelegenen Brüche, des

¹⁾ Prüfungsergebnis des K. pr. Mat.-Prüf.-Amtes d. Techn. Hochschule Charlottenburg. Vgl. Lit.-Verz. 19, S. 43.

STADLER'schen Bruches südlich von Bärnbach und des Oberdiendorfer Bruches in der Nähe der Bahnlinie Passau—Hauzenberg. Weitere Fundpunkte sind nördlich von Straßkirchen, bei Hutthurm und Kringell, an der Erla bei der Obermühle und weiter unten bei der Wolfschädelmühle.

6. Typus Egging.

In zwei ca. 400 m östlich von Preinting unfern Egging gelegenen Brüchen der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft, desgleichen in einem aufgelassenen Bruche ca. 350 m südlich der Englbürg, finden wir einen Gesteinstypus vor, der in schöner Weise den Übergang des Passauer Waldgranites in den Fürstensteiner Quarzglimmer-Diorit darstellt. Dieser Egginggranit hat Farbe und Aussehen der mittelkörnigen Gesteine aus den Tittlinger Brüchen, dagegen besitzt er die putzen- und linsenartigen Biotitanhäufungen, die für den Fürstensteiner Diorit so überaus charakteristisch sind. Bei genauerer Betrachtung wird man ferner ohne Mühe rotbraune Titanitkörnchen in der Größe von 1—2 mm in mehr oder weniger großer Anzahl schon mit dem freien Auge entdecken.

Unter dem Mikroskop erkennt man ohne weiteres, das — wenn auch bescheidene — Vorherrschen des Orthoklas über den Plagioklas. Auch Mikroklin ist hinreichend häufig vorhanden. Der Plagioklas ist ein Oligoklas-Andesin. Der Quarz zeigt hin und wieder undulöse Auslöschung. Der Biotit von dunkelolivgrüner Farbe liebt es, an verschiedenen Stellen sich nesterartig zu konzentrieren. Abgesehen hiervon verteilt er sich jedoch im übrigen ziemlich gleichmäßig über den Schriff. Titanit tritt — genau wie beim Fürstensteiner Quarzglimmer-Diorit — in verhältnismäßig großen Körnern auf, die, von durchaus allotriomorpher Gestaltung, wohl pneumatolytisch entstanden sind. Mit ihm vergesellschaftet finden sich gern schwarze Magnetit- bzw. Ilmenitkörner. Des ferneren haben wir akzessorisch recht reichliche Apatitnadeln, weniger häufig Zirkonkristalle. Sekundäre Muskovit-, Epidot- und Chloritbildung erfolgt wie bei den anderen Granittypen; verstärkte Kalzitbildung deutet auf höheren Kalkgehalt. Noch zu erwähnen ist ein ziemlich starkes Hinneigen des Gesteines zu porphyrischer Struktur.

Das Verbreitungsgebiet des Eggingtypus beschränkt sich — wie erklärlich — auf die Zone zwischen dem Passauer Waldgranit und dem Fürstensteiner Diorit.

Gleichfalls als Übergangsglied läßt sich ein Granit aus einem aufgelassenen Bruche am abkürzenden Fußwege nach Fürstenstein, unmittelbar nach dessen Abzweigung von der Straße Tittling—Englbürg, betrachten, der die Biotitnester noch nicht aufweist, dagegen ganz außerordentlich reich ist an Titanit.

b) Alkali-Granite.

1. Typus Saldenburg.

Wer vom Höhenberg bei Tittling den Blick nach Norden gegen den großen viereckigen Turm der Saldenburg, der „Waldlaterne“, schweifen läßt, dem fallen unbedingt die Blockmassen auf, mit denen alle Hänge weit und breit buchstäblich übersät sind. Es ist dies alles ein grobkörniger Biotitgranit, dessen mehr oder weniger gut ausgebildete Orthoklaskristalle GÜMBEL veranlaßt haben, ihn „Kristallgranit“ zu bezeichnen und zwar „grauen oder typischen Kristallgranit“ zur Unterscheidung vom „roten“ Kristallgranit des Regengebirges.¹⁾ Sein Verbreitungsbezirk

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 639.

beschränkt sich auf den nordwestlichen Teil des Massivs und ist durch die Linie Egging—Rohrbach—Reut—Englburg—Höhenberg—Matzersdorf—Preying—Furtrettenbach—Furt—Haselbach—Gumpenreut—Haibach—Schabenberg gegen das Gebiet des Passauer Waldgranites, der ihn hier einklammert, im allgemeinen abgegrenzt.

Dünnschalige, flachgewölbt ausgewitterte Felsbildungen wie die der Saldenburg und des Sesselsteines im Ödwald, der Steinernen Kirche und des Diebsteines auf dem Lohrberg bilden ein gut erkennbares Charakteristikum seines Vorkommens.

Makroskopisch betrachtet ist das Gestein ein in der Farbe graugelber, grobkörniger Biotitgranit. Die großen, schmutzigweißen, durch Brauneisenansatz ins Gelbbraune spielenden Orthoklaskristalle machen ihn leicht erkenntlich. Sie haben im Durchschnitt eine Länge von 30—50 mm, eine Breite von 15—25 mm und eine Dicke von 5—8 mm. Der allotriomorph entwickelte Quarz ist von etwas kleinerem Korn (4—5 mm im Durchschnitt) und von grauer Farbe. Im Gegensatz zu diesen hellen Bestandteilen ist der Biotit nur in kleinen, wenig über 1—2 mm hinausgehenden, allerdings ziemlich zahlreichen Blättern vertreten.

Unter dem Mikroskop sehen wir die typisch hypidiomorph-körnige Struktur der Granite. Eine myrmekitische bezw. mikropegmatitische Verwachsung des Quarzes mit Orthoklas, die auf eine Hinneigung zu porphyrischer Struktur deuten würde, ist nicht vorhanden. Die Quarzausbildung ist die eines normalen Granites.

Von den Feldspäten herrscht der Orthoklas, der gelegentlich nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist, weitaus vor. Sein Typus ist meist ein dick tafelförmiger nach der Längsfläche. Seine Umbildung zu Muskovit und zu Kaolin hat teilweise schon begonnen und schreitet vom Innern aus besonders gut voran. Die Anordnung der kleinen Muskovit- und Kaolinblättchen ist regellos. Ihre Farbe ist im auffallenden Licht meist weißlich, oft aber auch trübgelb bis fahlbraun. Mikroklin mit seiner charakteristischen Gitterstruktur tritt selbständig neben dem Orthoklas auf, den er jedoch im Unterschied zu den Kalkalkaligraniten an Anzahl und Korngröße nicht erreicht. Mikroperthit, sowie Mikroklinmikroperthit haben eine verhältnismäßig große Verbreitung. Kalknatronfeldspäte der Oligoklasreihe sind in nicht zahlreicher Menge vertreten. Sie sind dem Quarz und den Alkalifeldspäten gegenüber idiomorph ausgebildet, dem Glimmer gegenüber allotriomorph. Sie sind leicht an ihren engen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz zu erkennen, die gelegentlich mit denen nach dem Karlsbader und Periklingesetz verbunden sind. Auch bei den Plagioklasen hat die Verwitterung und Umsetzung in Muskovit und Kaolin vom Zentrum aus bereits eingesetzt, neben welchen auch Kalzit im Entstehen begriffen ist.

Der Biotit ist bei durchfallendem Lichte braun mit einem Stich ins Grünliche. Er ist in Blätterform entwickelt und hat sich verhältnismäßig gut erhalten. Nur schwache Chlorit- und Epidotbildung ist wahrnehmbar. An Blattgröße und Zahl tritt der Magnesiaglimmer den hellen Bestandteilen gegenüber sehr zurück.

Wenn man von den sekundären Brauneisenbildungen absieht, ist Erz nur spärlich in den bekannten graublau glänzenden, opaken Körnern vertreten. An weiteren Nebengemengteilen haben wir in kleiner Anzahl Zirkon in gedrungenen Säulchen und Apatit meist in nadelförmigen farblosen Prismen.

Die chemische Analyse eines unserem Saldenburgtypus durchaus gleichenden Kristallgranites aus dem Tirschenreuther Wald ergab nach GÜMBEL¹⁾:

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 298.

| | |
|--------------|----------|
| Kieselsäure | 75,450 % |
| Titansäure | 1,005 „ |
| Tonerdeoxyd | 9,944 „ |
| Eisenoxyd | 6,540 „ |
| Eisenoxydul | |
| Manganoxydul | Sp. |
| Kalkerde | 0,350 % |
| Bittererde | |
| Natriumoxyd | 1,102 „ |
| Kaliumoxyd | 5,460 „ |
| | 99,851 % |

GÜMBEL macht ausdrücklich auf den schwachen Tonerdegehalt aufmerksam, der hinter dem des Harzgranites im Ockertal um ca. 3% zurücksteht. Viel wichtiger ist die außerordentlich geringe Beteiligung von Kalkerde, die, mit der Bittererde zusammengenommen, nur wenig über ein Drittel Prozent aller Bestandteile ausmacht. Wir haben somit einen typischen Alkaligranit vor uns. Der Gehalt an Titansäure (1,005%) macht, da im Schliff keine Spur von Titanit entdeckt werden konnte, es wahrscheinlich, daß die oben erwähnten opaken Erzkörner Titaneisenerz (Ilmenit) oder zum mindesten titanhaltiges Magneteisen sind.

Im Saldenburggranit waren basische Putzen nirgends aufzufinden. Sie scheinen — wenn vorhanden — recht vereinzelt vorzukommen. Dagegen stößt man häufiger auf aplitisch-pegmatitische Gänge; auch reine Quarzgänge scheinen nicht zu den Seltenheiten zu gehören.

Die Gegend seines Vorkommens ist eine der ärmsten an brauchbaren Aufschlüssen. Die projektierte Bahn Kalteneck—Deggendorf wird vielleicht diesem für Petrographen fühlbaren Mangel zum Teil abhelfen.

Verwittert gibt der Kristallgranit einen grobkörnigen sterilen Grus, der „für die Vegetation der edleren Laubholzarten und der Tanne nicht günstig ist und nach längerer Bloßstellung nur mehr die Föhre ernährt.“¹⁾

2. Typus Freudensee.

In der Nähe des Freudensees bei Markt Hauzenberg treffen wir gleichfalls ein allerdings bedeutend kleineres Alkaligranitvorkommen an, dessen Farbe sich im allgemeinen mit der des Kristallgranites deckt. Diese Gesteinsart, die sich von dem Saldenburgtypus makroskopisch durch ihr im allgemeinen eine Idee kleineres Korn und durch ihre infolge schwächeren Biotitgehaltes grauweiße, etwas ins Gelbliche spielende Farbe unterscheidet und infolgedessen in Steinbrecherkreisen „weißer“ Granit im Gegensatz zum „blauen“ Passauer Waldgranit bezeichnet wird, wurde — nach seinem ausgebreiteten Vorkommen im Steinwald in der Oberpfalz — von GÜMBEL Steinwaldgranit benannt.

Unter dem Mikroskop erkennen wir sofort einen größeren Feldspatgehalt als im Kristallgranit, insbesondere ist der Plagioklas hier häufiger vertreten. Brauner Biotit tritt den hellen Gemengteilen gegenüber immer noch recht in den Hintergrund. Sekundäre Muskovitbildung aus Feldspat und Biotit ist gut zu beobachten und tritt verhältnismäßig frühzeitig ein, sodaß schon an baufrischen Steinen dem unbewaffneten Auge der Silberschimmer des Muskovits sich bemerkbar macht. Seine Entstehung erfolgt ganz wie beim Passauer Waldgranit und ist dort beschrieben worden.

¹⁾ Lit.-Verz. 2, S. 31.

Von Nebengemengteilen sind spärliche kleinste Zirkonkörner sowie Apatitnadeln und -körner, desgleichen ganz verschwindend die opaken Erzpartikel bemerkbar. Hie und da vorkommende undulöse Auslöschung am Quarz und an Feldspäten, die sich in einem Schliffe eines Stückes aus dem Hauzenberger Monolithbruch beobachten ließen, deuten auf Druckphänomene hin.

Die durch GÜMBEL veröffentlichte chemische Analyse einer Probe aus dem KINATEDER'schen Bruche am Freudensee,¹⁾ die kaum in einem Lehrbuch der Petrographie fehlen dürfte, bestätigt die mikroskopische Untersuchung; sie sei der Vollständigkeit halber hier verzeichnet:

| | |
|------------------------|----------|
| Kieselsäure | 72,500 % |
| Titansäure | 0,660 „ |
| Tonerdeoxyd | 12,160 „ |
| Eisenoxydul | 4,128 „ |
| Eisenoxyd | 0,032 „ |
| Kalkerde | 0,930 „ |
| Bittererde | Sp. |
| Natriumoxyd | 2,188 „ |
| Kaliumoxyd | 6,462 „ |
| Schwefelkies | 0,022 „ |
| Wasser und Glühverlust | 0,700 „ |
| | <hr/> |
| | 99,782 % |

Wir sehen eine Steigerung der Tonerde und des Kalis, dagegen einen, wenn auch nicht sehr bedeutenden, Rückgang der Kieselsäure: das Gestein ist feldspat-reicher, dagegen quarzärmer als der Kristallgranit. Die Zunahme des Kalkgehaltes deutet auf vermehrtes Vorkommen des Plagioklases hin; sie wird erklärt durch Kalkaufnahme aus dem Alkali-Kalkgranit-Massiv, den der Freudenseegranit als wenig mächtige Apophyse des Saldenburgergranites durchdrang. Der Titangehalt wird — wie beim Kristallgranit — vereinzelt Vorkommen von Ilmenit- bzw. von Titan-haltigen Magnetitkörnchen, sowie dem Biotit zuzuschreiben sein, da Titanit unter dem Mikroskop nicht nachgewiesen werden konnte.

Der Freudenseegranit ist in Gebiete des Passauer Massivs nur in dem bereits erwähnten KINATEDER'schen Bruch am Freudensee und in seiner unmittelbaren Umgebung zu treffen. Der seit ca. zehn Jahren nicht mehr betriebene Bruch hat eine gewisse Berühmtheit erlangt durch die 18 riesigen, im Jahre 1844 hier gebrochenen achtseitigen Monolithe von 6,70 m Höhe, 1,55 m Durchmesser und einem Gewicht von annähernd 800 Zentner, die seinerzeit für die Befreiungshalle bei Kelheim bestimmt waren, deren Transport jedoch der schlechten Straßenverhältnisse halber sich damals als unmöglich erwies. So liegen denn diese Steinkolosse, zur Hälfte eingesunken durch die eigene Schwere, überzogen von Moos und überwuchert von Brombeergesträuch und teilweise verschüttet vom Abraum des Steinbruches, über ein halbes Jahrhundert im Talgrunde. Nur zwei von ihnen wurden nach langen Jahren des Vergessenseins einer entsprechenden Verwendung zugeführt und bilden nunmehr (seit September 1908) die Zierde des Vorplatzes vor dem neuen Universitätsanbau an der Amalienstraße zu München.

Die Druckfestigkeit des Freudenseegranites beträgt 1545 kg/qcm.²⁾ Trotz seines in großen Bänken spaltenden, zu Quadern, Säulen u. dergl. sich gut eignenden

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 305.

²⁾ Lit.-Verz. 13, S. 434.

Materiales mußte der Bruch aufgelassen werden, da das Gestein seines groben Kornes wegen keine Käufer fand.

II. Syenit.

Durch den Einschnitt, der in den letzten Tunnel vor der Haltestelle Fürsteneck führt, ist bei km 24,15 der Bahnlinie Passau—Freyung ein Syenitgestein freigelegt, das eine ca. 4 m breite Spalte im Passauer Waldgrund ausfüllt. Es ist dies — mit den von GÜMBEL,¹⁾ WEINSCHENK²⁾ u. a. mehrfach beschriebenen Syeniten des Passauer Graphitgebietes, sowie den von GÜMBEL gleichfalls erwähnten ähnlichen Gesteinen unfern Grafenau und Obernagelbach³⁾ — wohl das einzige bekannte Syenitvorkommen im südlichen Bayerischen Walde.

Das Fürstenecker Gestein weist in hohem Maße den raschen Wechsel in Struktur und Zusammensetzung auf, der so vielen Syeniten zu eigen ist. Bald mittel-, bald grobkörnig, bald fast pegmatitisch, zeigt es im allgemeinen bei Abnahme der Korngröße steigende Basizität und starke Zunahme der dunkeln Gemengteile. Vom grünlich-weißen Syenit des Graphitgebietes ist es durch seine dunkle Farbe, die von dem hohen Biotitgehalt herrührt, ohne weiteres zu unterscheiden.

Unter dem Mikroskop erkennen wir die durchaus hypidiomorph-körnige Struktur der Tiefengesteine. Neben Orthoklas findet sich auffallend viel Plagioklas. Derselbe gehört teils dem Andesin-, sehr reichlich aber auch dem Labradortypus an. Fast immer bildet er Lamellen nach dem Albitgesetz, die vereinzelt mit Periklinlamellierung assoziiert sind. Der Ca-reichere Labrador zeigt in der Regel breitere, unregelmäßigere Lamellenbildung als der Andesin. Diese Lamellen liegen an einzelnen Stellen dicht nebeneinander, während sie an anderen fehlen, ändern sehr oft ihre Breite, keilen sich sogar nicht selten mitten im Kristall aus. Mikropertit kommt vereinzelt vor.

Der von den dunkeln Gemengteilen weitaus vorherrschende Biotit ist ein Lepidomelan mit einem Pleochroismus vom Strohgelben ins Rostbraue. An einigen Stellen scheinen die Glimmerblättchen eine leichte Neigung zu fluidaler Anordnung zu besitzen, sie werden jedoch von vereinzelt quer zu ihnen liegenden Blättchen öfters unterbrochen. Verbiegungen und Knickungen größerer Blättchen sind nicht selten. Der Biotit hat sich merkwürdig frisch erhalten und zeigt nur sehr wenig Spuren von Umsetzung.

Neben dem Glimmer tritt ein — teilweise der Uralitisierung fast vollkommen anheimgefallener — Pyroxen von fahlgrüner Farbe mit einem schwachen Pleochroismus ins Gelbliche auf; derselbe ist ein diopsidischer Augit mit gut ausgebildeten Spaltrichtungen. Seine Doppelbrechung beträgt ca. 0,020—0,025. Nicht selten ist eine Zwillingsbildung nach der Querfläche mit lamellarer Wiederholung zu beobachten. In den meisten Fällen hat er eine unregelmäßige Abgrenzung; nur bei wenigen Exemplaren deuten die Ränder etwas Kristallform an. An Menge des Auftretens steht dieser diopsidische Augit hinter dem Biotit zurück.

Ein weiteres Merkzeichen unseres Syenits ist sein außerordentlich großer Reichtum an Apatit, dessen kleine, gedrungene, eiförmige Körner als früheste Ausscheidung das ganze Gestein erfüllen; dagegen ist Zirkon und Titanit spärlich

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 345 und Lit.-Verz. 13, S. 439.

²⁾ Lit.-Verz. 15, S. 27.

³⁾ Lit.-Verz. 7, S. 361.

vorhanden. Von Metallen kommt außer Pyrit und Magnetit noch Kupferkies vor. Sekundärer Epidot, Klinozoisit sind wenig, Muskovit in Spuren, dagegen Kalzit, aus der Umsetzung der Plagioklase stammend, in ziemlicher Menge vertreten.

Der Fürsteneck-Syenit weist Pressungsspuren auf: neben den schon erwähnten Knickungs- und Biegungserscheinungen im Biotit macht sich in einigen Feldspat-individuen eine undulöse Auslöschung bemerkbar.

Der Syenit ist auch außer dem Bahneinschnitt durch einen unterirdischen Gang, den vor langen Jahren die Besitzer des Schlosses Fürsteneck angelegt haben, aufgeschlossen.

III. Diorit.

In seiner „geognostischen Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges“¹⁾ beschreibt GÜMBEL eine Reihe von Gesteinen als Lager-Syenitgranite. Dieselben sind hornblendehaltig, ihr Gefüge ist „ein ziemlich gleichförmig körniges, wobei der dunkelfarbige Glimmer, welcher neben der tombakbraunen Farbe auch die grünliche häufiger aufweist, fast vorherrschend in größeren Blättchen ausgebildet ist“.

Diese Gesteine lassen sich in Bezug auf ihre Gestaltung, Mineralzusammensetzung und die Art ihres Vorkommens in zwei leicht erkennbare Gruppen sondern. Sie gehören mit wenigen Ausnahmen vornehmlich zu der ersten Gruppe, von denen noch die Rede sein wird; zu den Dioriten wegen ihres verminderten Kieselsäuregehaltes (ca. 60%) und wegen des — wenn auch manchmal nur unbedeutenden — Überwiegens der Plagioklasfeldspäte über den Orthoklas.

Die eine Gruppe, die der Palite, umfaßt mittel- und grobkörnige, oft porphyrische Gesteine von mannigfach wechselndem Habitus, die den Pfahlzug fast in seiner ganzen Ausdehnung begleitend, sich an dessen Südseite anlehnen. Unter dem Mikroskop zeigen sie mit ganz wenigen Ausnahmen als Charakteristikum eine hochentwickelte Kataklasstruktur. Teilweiser Andalusitgehalt und reichlich eingeschaltete Hornfelsbildungen beweisen gleichfalls die Kontaktwirkungen, welche diese Gesteine ausgeübt haben. Es sind — wenigstens im Randgebiet des Passauer Granitmassivs — Quarzglimmerdiorite, teilweise hornblende-, seltener pyroxenführend, die jedoch nicht selten durch das Zurücktreten des Plagioklases und die entsprechende Zunahme der Orthoklase bzw. der aus diesen entstandenen Mikrokline in dioritische Granite übergehen.

Die zweite Gruppe besteht aus durchweg feinkörnigem Gestein, das — in einer helleren und dunkleren Abart entwickelt — in Aussehen, Korngröße und Struktur im allgemeinen ziemlich gleich bleibt. Es ist charakterisiert durch schwarze oder grünlich-schwarze Flecken, die durch Anreicherung von Biotit oder von Biotit und grüner Hornblende an diesen Stellen entstehen. Sie sind mit ziemlicher Regelmäßigkeit über das Gestein verteilt und geben demselben sein typisches, fleckiges Aussehen. Weiter ist der durchweg hohe Titanitgehalt dieser Diorite bemerkenswert. Mit Ausnahme einiger durch Druckwirkung deformierter Vorkommen — ähnlich der schon erwähnten gepreßten Granite vom Passauer Waldtypus — zeigen diese Diorite im Gegensatz zu den Pfahldioriten selbst unter dem Mikroskop fast nie Kataklasstruktur. Ihre Verbreitung ist nicht auf die Pfahlnähe beschränkt, sondern erstreckt sich so ziemlich über das ganze Gebiet

¹⁾ S. 286 ff.

des Passauer Granitmassivs. Sie bilden ein besonders zu Pflastersteinen sich vorzüglich eignendes Material und werden in vielen Brüchen abgebaut. Ihrer petrographischen Zusammensetzung nach sind es gleichfalls Quarzglimmerdiorite, teilweise mit mehr oder weniger bedeutendem Gehalt an grüner Hornblende. Wir benennen sie nach ihrem wichtigsten Verbreitungsbezirk Fürstensteindiorite, ihre dunkle Varietät Salzwegdiorite.

a) Palite.

Es gibt wohl nicht leicht einen Gesteinstypus im Bayerischen-böhmischen Grenzgebirge, der so viel Verschiedenheiten aufzuweisen hätte, wie der Typus der Palite.

Schon makroskopisch fällt die große Mannigfaltigkeit seiner Ausbildung auf. An einigen Stellen gleicht er durchaus einem mittel- bis grobkörnigen Tiefengestein von regelmäßiger Gestaltung, an anderen ist er stark porphyrisch entwickelt, an andern wieder vollkommen augengneisartig; dann wieder nimmt er das Aussehen eines gepreßten Aplites an, oder läßt die dunkeln Gemengteile vorherrschen. Dieser Wechsel ist nun nicht an eine gewisse Reihenfolge oder an einen größeren bzw. geringeren Abstand vom Pfahlquarz gebunden, sondern erfolgt absolut willkürlich in bunter Unregelmäßigkeit. Der Übergang in die Pfahlschiefer und die verschiedenen eingelagerten Hornfelsgebilde machen das petrographische Bild noch wechsellvoller. Unter dem Mikroskop fällt eine fast allen Abarten gemeinschaftliche, meist stark entwickelte Kataklasstruktur auf.

Die größeren „porphyrischen“ Feldspäte sind oftmals verbogen, ja zerbrochen; ihre Ränder meistens zertrümmert. Die Trümmerstücke, verbunden mit sonstigen Mineralfragmenten, ziehen sich in dichten Scharen um die zackigen Ränder ihrer Mutterindividuen gleichsam wie die Wasseradern eines mit vielen Inseln bestandenen Stromes. Diese TÖRNEBOOM'sche Mörtelstruktur ist bei den meisten Vorkommnissen schöner und typischer entwickelt als bei den deformierten Abarten des Passauer Waldgranites.

Der Plagioklas überwiegt den Orthoklas in den reinen Quarzglimmerdioriten nur um wenig; sein Gehalt wird jedoch größer, je hornblende- oder pyroxenreicher das Gestein ist. Er ist in den verschiedensten sauren Typen vertreten als Albit-Oligoklas, Oligoklas, Oligoklas-Andesin und Andesin. Daneben erscheint bei den pyroxenführenden Gesteinen noch Labradorit in untergeordneter Menge. Dasselbe steigt mit zunehmendem Pyroxengehalt, ohne jedoch die der sauren Kalatronfeldspäte zu überholen. Bei der Zwillingbildung der Plagioklase herrscht — wie auch anderwärts — das Albitgesetz vor. Doch will es fast scheinen, daß das Periklingesetz — fast ausschließlich in Verbindung mit dem Albitgesetz — hier häufiger auftritt als bei anderen mir bekannten Dioriten. Auch das Karlsbader Gesetz kommt durchaus nicht vereinzelt zur Geltung. Die Form der Plagioklase ist meist dicktafelig; doch sind diese Tafeln — wie schon erwähnt — in vielen Fällen verbogen, ja zerbrochen, die einzelnen Stücke gegen einander verworfen und an den Rändern zertrümmert. Ihre Zersetzung erfolgt von innen heraus unter Bildung von Chlorit, Muskovit, Epidot, Klinozoisit und — je nach dem Kalkgehalte — von mehr oder weniger Kalzit.

Der Orthoklas ist zum großen Teil durch die Gebirgspressung in Mikroklin umgewandelt. Die einzelnen Stadien dieser Metamorphose lassen sich in den verschiedenen Schliftstücken gut verfolgen. Die Gitterstruktur des so entstandenen

Mikroklin wird oft unregelmäßig, schiefwinkelig und, wie das Mineral selbst, verbogen. In einigen Fällen ist sie nur schwer zu erkennen, ja, fehlt sogar gelegentlich. Mikroperthitische Verwachsungen von Albit und Mikroklin, die sich mit besonderer Vorliebe bei den stark deformierten Arten einzustellen scheinen, sind wohl gleichfalls als sekundäre Bildungen aufzufassen. Ob dieselben durch den Zerfall eines Kalinatronfeldspates in Kalifeldspat und Natronfeldspat entstanden sind, dürfte zweifelhaft sein, nachdem Natronorthoklase in den verschiedenen Schlifften nicht gefunden werden konnten. Es sei jedoch hier gleich ausdrücklich betont, daß gerade bei den Pfahldioriten infolge ihrer meist überaus starken mechanischen Deformation und ihrer mangelnden Frische das Bestimmen und Unterscheiden der einzelnen Feldspattypen ziemlich unsicher bleiben muß.

Wenn man von den abgebröckelten Trümmerstückchen absieht, schwankt die Größe der Feldspäte zwischen einigen Millimetern bei den gleichmäßig körnigen Varietäten und mehreren Zentimetern bei den porphyrischen. Diese letzteren haben dann ein Aussehen, das lebhaft an den augengneisartig ausgezogenen Tonalit der Randzone von der Töll bei Meran, vielleicht aber noch mehr an das finnländische Gestein erinnert, nach dem man sie gelegentlich „Pfahrapakiwi“ benannt hat. Dieser Name ist jedoch nicht ganz glücklich gewählt, da der echte Rapakiwi ein absolut granitisches Gestein mit stets hohem Kieselsäuregehalt (über 70^{0/0}) ist, somit in seiner Natur von unserem mehr dem Diorittypus (durchschnittlich 60^{0/0} SiO₂) zuzuzählenden Gestein abweicht. Da dieses hinwiederum keinen reinen Diorittypus darstellt, sondern — wie schon erwähnt — nicht selten durch Zurückweichen des Kalknatronfeldspates zum dioritischen Granit wird, die dioritischen und granitischen Faziesbildungen jedoch so innig zusammenhängen, daß ein künstliches Auseinanderreißen derselben in Pfahldiorite und Pfahlgranite unnatürlich und darum unrichtig wäre, so fasse ich beide Ausbildungen als „Palite“ zusammen.

Der Quarz ist — wie beim Granit — als letzte Ausscheidung allotriomorph. Auch er weist deutliche Spuren einer mechanischen Deformierung auf, insbesondere randliche Abbröcklung und undulöse Auslöschung. Diese letztere tritt auch in denjenigen Pfahldioriten ein, an denen sonst eine Kataklaststruktur nicht ersichtlich ist. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind allgemein verbreitet, jedoch nicht häufig.

Der Biotit ist von tiefbrauner oder rostbrauner, oft aber auch durchaus braungrüner Farbe. Er tritt meistens lappenförmig auf. Ist er mit Amphibol oder Hypersthen vergesellschaftet, so übertrifft er in der Regel die Hornblende an Menge ziemlich bedeutend, weit weniger den Pyroxen, von dem er sogar gelegentlich überholt wird. Er liebt es sich in Gruppen zusammenzudrängen, die dann bei den Gesteinen mit Mörtelstruktur in fluidaler Anordnung mit den Quarz- und Feldspattrümmern um die größeren Mineralien sich herumlegen. Hierbei ist er mannigfach verbogen, geknickt und zerrissen. Zirkon- und Erzeinschlüsse mit dunklen pleochroitischen Höfen kommen nur vereinzelt vor. Eine Umwandlung des Biotits in Chlorit auf bekannte Weise ist des öfteren zu bemerken, auch das Entstehen linsenförmiger Aggregate von Epidot und Klinozoisit zwischen seinen ausinandergespratzten Blättern. Im übrigen fällt er weit weniger der Zersetzung anheim als die Hornblende und der Pyroxen.

Die Hornblende erscheint fast immer in untergeordneter Menge; gelegentlich als Begleitmineral des Biotits und zwar — den zur Verfügung stehenden Schlifften nach zu urteilen — erst in einem gewissen Abstände vom Pfahl. Sie ist von hell-

grüner Farbe und zeigt deutlich ihre charakteristischen Spaltungsrisse nach dem Prisma. Man sieht bei ihr öfters Zwillingsbildung nach der Querfläche. Knickungen und Verbiegungen treten wie beim Biotit ein, auch schmiegt sie sich bei Gesteinen mit Mörtelstruktur wie dieser der fluidalen Anordnung an. Desgleichen bilden sich bei gelegentlichen Einlagerungen von Zirkon- und Erzpartikelchen in ihr genau so wie beim Biotit dunkle pleochroitische Höfe.

Hornblende und Magnesiaglimmer treten zum großen Teil in enger Assoziation auf. Dieselbe ist gelegentlich eine derart innige, daß man fast an eine sekundäre Entstehung des einen Minerals aus dem anderen glauben möchte. So sind vielfach die in der Spaltungsrichtung ausgefranzten Biotitenden und die gleichfalls aufgerissenen Amphibolränder ohne jeglichen Zwischenraum gewissermaßen zahnradartig ineinander verzackt, ganz genau so wie man es in Graniten beim Biotit und dem aus ihm entstandenen Chlorit beobachten kann. An anderen Stellen läßt sich auch bei starker Vergrößerung eine scharfe Grenzlinie nur schwer ziehen. Dann erkennt man hin und wieder bräunliche Flecken im hellgrünen Amphibol. Es ist nun charakteristisch, daß diese Flecken genau dasselbe optische Verhalten zeigen und von derselben Farbennuance sind, wie der mit dem betreffenden Hornblendeindividuum auf geschilderte Weise verbundene Biotit. Sie sind somit unstreitig gleichfalls Biotit und nicht mit den unregelmäßigen bräunlichgrünen Kernen zu verwechseln, die BECKE nicht selten, in inselartigen Flecken aufgelöst, in der grünen Hornblende der Riesenferner-Tonalite fand und die nach ihm auf eine nachträgliche Veränderung in der Hornblende selbst hinzuweisen scheinen.¹⁾

Die Umwandlungserscheinungen der Hornblende sind analog denen des Biotits, treten jedoch im allgemeinen früher ein. Auch hier beginnt der Prozeß mit einer Bleichung des Individuums. Diese gebleichten Amphibole sind förmlich übersät von schwarzen, opaken, nadel- und haarförmigen, aber auch körnigen Mikrolithen, die in der Regel auf den Spaltflächen angeordnet, eine gewisse Richtung einzuhalten scheinen. Diese Interpositionen gehören wohl einem Erze an, das sich aus der Hornblende gebildet haben dürfte. Umbildung in Epidot und Klinozoisit fehlt auch nicht.

Der zuweilen auftretende Pyroxen ist rhombischer Natur und gehört meist dem Hypersthen, seltener dem Bronzit bzw. Enstatit an. Er macht gern dem Biotit die Vorherrschaft unter den dunkeln Gemengteilen streitig, sodaß man dann von einem Quarzpyroxenglimmerdiorit sprechen kann; ja, in einigen Vorkommnissen, so bei Falkenbach an der alten Straße Röhrnbach—Freyung ist der Glimmer in Bezug auf den Pyroxen sogar untergeordnet. Dieser enthält recht oft die bekannten stabförmigen, mikrolithischen Eisenoxyd-Interpositionen von strohgelbem, gelbbraunem, rostbraunem oder opakem Aussehen, die meist mit ihrer Längsrichtung zur Prismenachse senkrecht liegen, teilweise aber auch ihr parallel laufen oder gegen dieselbe mit einem Winkel von ca. 30° geneigt sind. Randlich ist der Pyroxen — wohl ebenfalls eine Folge der geodynamischen Wirkungen bei der Entstehung des Pfahles — in eine Hornblende von schön smaragdgrüner Farbe umgewandelt, die ihn gleichsam wie eine Borte umschließt. Verwitterungseinflüssen unterliegt er verhältnismäßig rasch. Es bilden sich dann parallelfaserige grünliche Bastitstengel von geringer negativer Doppelbrechung.

Nicht leicht wird oft die Unterscheidung des Hypersthens von dem an verschiedenen Vorkommnissen beteiligten Andalusit. Die nur um Weniges differierende

¹⁾ FR. BECKE: Petrogr. Studien am Tonalit des Riesenferner. T. M. P. M. 1892/93 XIII., S. 398.

Doppelbrechung kann täuschen und nicht immer ist der Charakter der Hauptzone — beim Hypersthen positiv, beim Andalusit negativ — gut erkennbar. In zweifelhaften Fällen mußte eine mechanische Trennung mittels einer schweren Flüssigkeit vorgenommen werden. Es wurde eine Pulverprobe des zu untersuchenden Gesteins in eine Kaliumquecksilberjodidlösung vom spez. Gew. 3,3 gegeben. Da nun das spez. Gew. des Andalusits 3,1—3,2 beträgt, das des Hypersthens aber — je nach seinem Eisengehalt — bis zu 3,5 steigt, so ließ sich die Scheidung ohne Schwierigkeit durchführen. Die getrennten Pulverhälften wurden dann jede für sich unter dem Mikroskop auf ihren Bestand geprüft. Der Andalusit mit schönem Pleochroismus hellgrün-rosarot beschränkt sein Vorkommen auf die Nähe und Umgebung der zwischen den Pfahldioriten eingeschalteten Hornfelsen. Er zeigt meist allotriomorphe Ausbildung. Sehr oft ist er zersetzt und in Muskovit umgewandelt.

Gelegentlich erscheint Cordierit meist in Körnerform; auch er erliegt rasch der Pseudomorphose und bildet dann ein Gemenge von Muskovit und Chlorit, das man gemeinhin als Pinit zu bezeichnen pflegt. Solchen cordierithaltigen Paliten begegnet man unter anderen Orten bei Waldkirchen, bei Pilgramsberg und Falkenbach. Reichlicher Granat wurde in einem einzelnen freiliegenden Blocke gefunden, von dem es übrigens zweifelhaft ist, ob er nicht etwa zu Bahnbauzwecken herbeigeführt wurde; sein Fundort liegt unmittelbar bei km 26 der Bahnlinie Passau—Freyung.

Titanit ist nicht überall vorhanden. Dort, wo er vorkommt, ist er bedeutenden Schwankungen in Bezug auf Korngröße und Häufigkeit seines Auftretens unterworfen. So findet man z. B. an der alten Straße Röhrnbach—Freyung, ca. 1150 m südlich von Falkenbach ein Gestein, das unter dem Mikroskop zahlreiche große Titanitkörner aufweist; der Schliff eines ca. 450 m weiter südlich hiervon gleichfalls an der Straße geschlagenen Stückes ist dagegen vollkommen titanitfrei. Im allgemeinen scheinen die nicht titanithaltigen Gesteine vorzuwiegen. Teilweise ist der Titanit als Leukoxen sekundär aus dem Ilmenit hervorgegangen.

Apatit erfüllt teils in kleinen nadelartigen Stäbchen, weit häufiger aber in ovalen Körpern, von teilweise makroskopisch erkennbarer Größe, mit verschwindenden Ausnahmen alle Palite.

Zirkonkörnchen sind — wie in Graniten — regelmäßige akzessorische Gemengteile, die wohl zuweilen nur in verschwindender Menge auftreten, jedoch nie ganz fehlen.

Von Erzen sind Magnetit, Ilmenit und Pyrit, sowie sekundär gebildeter Hämatit in wechselnder Beteiligung zu erwähnen.

Die Mineralzusammensetzung der Palite ist ebenso verschiedenartig wie ihre Struktur. Die Mannigfaltigkeit des Dioritstockes vom Electric Peak im Yellowstone-National-Park — von Iddings so anschaulich geschildert¹⁾ — wird hier mindestens erreicht, wenn nicht übertroffen. Wir haben dioritische Granite, reine und hornblendeführende Quarzglimmerdiorite, Quarzhornblendeglimmerdiorite, hornblende- und pyroxenführende Quarzglimmerdiorite, reine und hornblendeführende Quarzpyroxenglimmerdiorite, endlich glimmerführende Quarzpyroxendiorite. Dazu kämen noch die andalusit-, cordierit- bzw. granathaltigen Unterarten. In unserem Falle ist dieser Varietätenreichtum mehr dynamometamorphen Vorgängen zuzuschreiben und nicht dem Bestehen einer hypoabyssischen Fazies mit noch in der Tiefe steckendem Haupt-

¹⁾ J. P. Iddings: The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone-National-Park. 12th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. Washington 1892.

gestein, wie es ROSENBUSCH für das Electric-Peak-Vorkommen annimmt.¹⁾ Die ganze geologische Konstellation spricht dafür.

Infolge ihrer kataklastischen Deformierung sind die Pfahldiorite als Baustein wenig nütze. Man sieht sie denn auch nur als Prellsteine an den Straßen der dortigen Gegend verwendet. Darum fehlen Steinbrucharanlagen. Einige gute Aufschlüsse bietet die Bahnlinie Passau—Freyung zwischen Waldkirchen und der letzten Station. Im übrigen ist man auf die an den Abhängen verteilten „Findlinge“ angewiesen. Neue Aufschlüsse sind bei dem zurzeit (1909) in Angriff genommenen Bahnbau Waldkirchen—Haidmühl zu erwarten.

b) Fürstenstein- und Salzwegdiorite.

Nächst dem Passauer Waldgranit ist wohl das technisch wichtigste Gestein des Massivs ein feinkörniger Quarzglimmerdiorit, der besonders in der Fürstensteiner Gegend in zahlreichen Steinbrucharanlagen gewonnen wird. Stellenweise sich zusammendrängender Glimmer und Amphibol geben ihm ein fleckiges Aussehen, dank dessen er leicht von den anderen Gesteinsarten unterschieden werden kann. GÜMBEL rechnete dieses Gestein gleichfalls zu den Syenitgraniten. Auch in der Steinbruchindustrie wird von einem Fürstensteiner „Granit“ gesprochen. Doch weist die mikroskopische und chemische Analyse mit Sicherheit nach, daß wir es hier mit einem Quarzglimmerdiorit zu tun haben.

Unter dem Mikroskop zeigt sich die hypidiomorph-körnige Struktur der Tiefengesteine, jedoch mit teilweise recht deutlicher Neigung porphyrisch zu werden.

Der Plagioklas, dessen Vorherrschaft über den Orthoklas unter dem Mikroskop sofort in die Augen fällt, gehört dem Oligoklas- und Andesintypus an. Karlsbader- und Albitgesetz, letzteres öfters vergemeinschaftet mit dem Periklingesetz, herrschen allgemein vor; daneben wurde — allerdings ganz vereinzelt — eine Bavenoer Zwillingsbildung konstatiert. Die Form ist mehr dünntafelförmig, obwohl dicktafelige Individuen durchaus nicht zu den Seltenheiten gehören. Mit Zunahme des porphyritischen Charakters des Gesteins nimmt der Plagioklas immer mehr Leistenform an. Gern, ganz besonders in den größeren Exemplaren der mehr porphyritisch ausgebildeten Varietäten, läßt der Kalknatronfeldspat einen schaligen Aufbau und dadurch bedingte deutlich erkennbare Zonarstruktur erkennen. Hierbei ist der Kern durchweg basischer als die Schalen, jedoch geht der Verlust der Basizität nicht immer in kontinuierlicher Progression vor sich. Sehr oft deutet eine basischere Schale zwischen zwei sauereren darauf hin, daß sich gewissermaßen eine Art Rückbildung vollzogen hat. So konnten wir bei den verschiedenen aufeinanderfolgenden Schalen eines Plagioklases folgende Auslöschungsschiefen auf der Längsfläche messen:

| | |
|-----------|----------|
| Kern | — 8° |
| 1. Schale | + 1/2° |
| 2. „ | + 4 1/2° |
| 3. „ | 0° |
| 4. „ | + 8 1/2° |

Die Zersetzung des Plagioklases, die von innen heraus erfolgt, zeitigt winzige Schuppen und Körner von Kalzit und Muskovit, vielleicht auch Kaolin. Daneben erkennt man vereinzelte Epidotbildungen. Mechanische Deformationen — Knickungen, Biegungen, Kataklaststruktur — fehlen bei den regelrechten Typen, wie sie

¹⁾ Physiogr. d. Mass. Gest. II. 1., S. 267, Anm.

die Fürstensteiner Gegend aufweist. Sie konnten lediglich bei einigen Vorkommnissen bemerkt werden, die sich zwischen den Passauer Waldgraniten und den Pfahldioriten drängen oder als Gänge in letzteren auftreten.

Orthoklas tritt ebenso wie der Plagioklas in den mehr porphyrisch ausgebildeten Varianten sowohl in größeren „porphyrischen“, als auch in kleineren Tafeln auf. Er ist dem Plagioklas gegenüber allotriomorph ausgebildet und legt sich nicht selten mantelartig um denselben. Seine Verwitterungserscheinungen und Umwandlungen in Muskovit und zum Teil in Kaolin finden in bekannter Weise statt.

Die Anwesenheit von Mikroklin ist nicht eben häufig. Gelegentlich läßt sich auch seine sekundäre Bildung aus Orthoklas erkennen, jedoch in keinem Vergleich seltener als bei den Pfahldioriten. Er ist gern mit Albitschnüren durchzogen.

Der Gehalt an Quarz ist ein recht ansehnlicher; in der Regel ist derselbe als letzte Ausscheidung in allotriomorphen Kernen vertreten, daneben findet er sich in myrmekitischer Verwachsung mit Feldspäten.

Von den dunkeln Gemengteilen herrscht weitaus der Glimmer vor. Es ist ein Biotit von durchaus bräunlichgrüner bis schwarzgrüner Farbe, der gewöhnlich in Lappenform auftritt. Er hat die Neigung, an verschiedenen Punkten — oft in enger Gemeinschaft mit Hornblende — sich putzenartig zusammenzudrängen und so dem Gestein dessen typisches fleckiges Aussehen zu geben. Bei den durch Druckwirkungen deformierten Arten sehen wir diese Putzen — je nach Stärke des Druckes und Größe der Deformation — mehr und mehr ellipsoidische, linsenförmige Form annehmen, deren größte Durchschnitte sich in Ebenen anordnen, die senkrecht zur Druckrichtung stehen. Durch diese Ebenen ziehen sich dann regelmäßig die Quetschzonen. Bei den deformierten Arten zeigt der Biotit oft Biegungen und Knickungen, die im normalen Gestein allerdings meist auch nicht ganz fehlen, aber immerhin nur recht vereinzelt vorkommen. Umwandlung von Biotit in Chlorit, desgleichen in Epidot und Klinozoisit ist nicht besonders häufig zu sehen und erfolgt wie bei den Graniten. Noch sind gelegentliche Zirkoneinschlüsse mit umgebendem pleochroitischen Hofe zu erwähnen.

Teilweise stark, teilweise schwach vertreten ist eine grüne Hornblende in der Form gedrungener Prismen oder Blätter. Bei einigen Vorkommnissen scheint sie übrigens ganz zu fehlen. Mit dem Biotit ist sie eng vergesellschaftet und ihm gegenüber bald idiomorph, bald allotriomorph ausgebildet. Sie ist an ihrer guten Spaltbarkeit nach dem Prisma und an ihrem ausgeprägten Pleochroismus von gelbgrün nach graugrün leicht zu erkennen und bildet gerne Zwillinge nach der Querfläche. Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen sehen wir auch hier, genau so wie beim Biotit. Oft erkenntliche fleckige Farbnuancen sind wohl Umwandlungsvorgängen zuzuschreiben. Überhaupt ist im Fürstensteindiorit die Hornblende weit mehr wie die anderen Mineralien der Metamorphose unterworfen und nur selten unzersetzt. In den meisten Fällen ist sie in hellgrüne und gelblichgrüne pleochroitische Chloritaggregate umgewandelt, die teilweise die anormalen Interferenzfarben des Pennins aufweisen.

Charakteristisch für den Fürstensteintypus ist sein Gehalt an Titanit. Dieses Mineral tritt teilweise in derartig bedeutender Menge auf, daß man es hier nicht gut nur als Nebengemengteil betrachten kann. Es bildet merkwürdigerweise allotriomorphe Körner, die bisweilen eine Größe von über 2 mm erreichen und dann bei einigermaßen aufmerksamem Betrachten des Gesteins sich auch dem unbewaffneten Auge durch ihre rötlichbraune Farbe erkennbar machen. Die idiomorphe Begrenzung der Feldspäte, sogar des Orthoklas, gegen den Titanit beweist dessen ungewöhnlich

späte Bildung,¹⁾ die jedenfalls auf pneumatolytischem Wege vor sich gegangen ist. Er füllt ganz augenscheinlich leer gebliebene Zwischenräume, ganz besonders zwischen den einzelnen Feldspatindividuen, aus. Wir haben somit hier einen auffallenden Gegensatz zu den meisten Tiefengesteinen der granito-dioritischen Reihe, in denen bekanntlich der Titanit durch seinen ausgeprägten Idiomorphismus in der sogen. Briefumschlagform seine frühe Entstehung kund tut. Seine hohe Licht- und positive Doppelbrechung, sowie die überaus starke Dispersion machen ihn leicht erkenntlich.

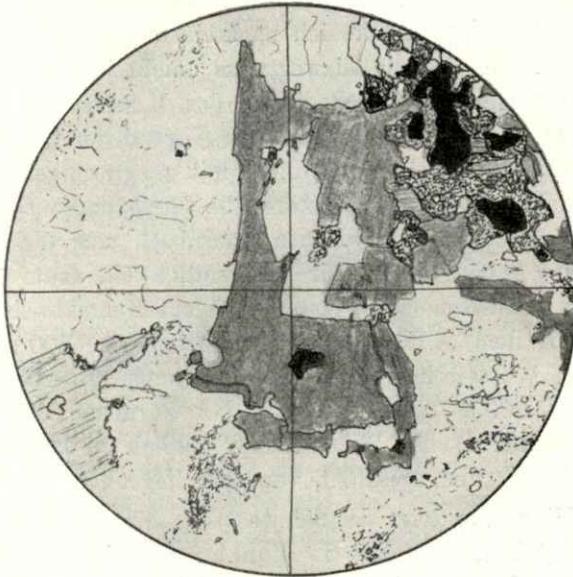


Fig. 3.

Glimmer-Hornblendeputzen mit Titanit und Ilmenit im Quarzglimmerdiorit (Fürstensteintypus) vom GEBR. KERBER'schen Bruch bei Steining.

(37
1)

Seine Farbe ist im durchfallenden Licht meist samlederfarben, mitunter etwas ins Grünliche oder Rötlichgelbe hinüberspielend. Er ist fast immer frisch, nur wenig und selten zur Umwandlung geneigt. Gelegentlich ist er mit opaken Erzkörnern, wohl Ilmenit, vergesellschaftet, aus denen er sich teilweise gebildet haben dürfte.

Orthit konnte in den verschiedenen untersuchten Schlifften bei den „echten“ Fürstensteindioriten nicht entdeckt werden. Dagegen findet sich dieses Mineral in einigen mit ihnen eng verbundenen und ihnen genetisch sehr nahestehenden Gesteinen, die wir weiter unten besprechen werden, zum Teil in nicht unansehnlicher Menge. Vielleicht ist sein Fehlen in den erwähnten Schlifften ein Spiel des Zufalls, vielleicht verdanken auch einige der wenigen Epidotvorkommnisse ihre Existenz früher vorhandenem, nunmehr metamorphosiertem Orthit. Unter allen Umständen wäre die Rolle, die dieses Mineral bei der Zusammensetzung der Fürstensteindiorite spielen würde, eine ganz verschwindende.

Zirkonkörnchen und Apatitnadeln sind sehr zahlreich vorhanden, besonders die letzteren. Von Erzen tritt neben Magnetit und Ilmenit gerne Pyrit auf, alle

¹⁾ Sogar später als bei dem von MATH. E. SCHUSTER beschriebenen Granit vom Wenneberg, wo der Titanit als vorletzte Gesteinsausscheidung vorkommt (vgl. „Das dunkle Ganggestein [= Wennebergit] im Granit des Wennebergs im Ries“, Geogn. Jahresh. 1905, S. 47). — Ähnliches fanden LACROIX (ROSENBUSCH Physiogr. II. 1., pag. 55) und V. GRABER (Peterm. Mitt. 1902, pag. 124), letzterer im armierten Gestein des österr. Mühlentertels. Vgl. ROSENBUSCH, Elemente, III. Aufl., pag. 100 Fußnote.

drei teilweise in ziemlicher Menge. Der Eisenkies im besonderen liebt es, sich in „Lassen“ anzusiedeln und dieselben auszufüllen; so im Salzwegdiorit des aufgelassenen Bruches bei Kafering (westlich vom Schloß Fürsteneck).

Der „echte“ Fürstensteindiorit kommt fast nur im Südwesten des Massivs bei Fürstenstein und Neukirchen vor. Es ist die basische Randfazies des Passauer Waldgranites, in die dieser mittels des Zwischengliedes vom Eggingtypus kontinuierlich übergeht. Der Fürstensteindiorit hat seinerseits eine basische Konstitutionsfazies, die durch ihr dunkleres Aussehen und ihr feineres Korn sich leicht von ihm unterscheiden läßt und die ich nach einem ihrer Hauptvorkommen „Salzwegtypus“ genannt habe. Dieser Salzwegtypus taucht im Gegensatz zum Fürstensteintypus in den verschiedensten Regionen des Massivs bald gang- bald stockartig auf. Während nun in der Fürstensteiner Gegend der Übergang vom Fürstenstein- zum Salzwegtypus, soweit wir es nicht mit gangförmigen Intrusionen zu tun haben, kontinuierlich erfolgt, stößt letzterer in den anderen Gebieten seines Auftretens, besonders in dem Strich zwischen Röhrnbach und Waldkirchen, hart und unvermittelt an das Nebengestein, nur gelegentlich ein kaum 1—2 mm schmales aplitisches Salband als Zwischenglied lassend. Solche Kontakte sind in sehr schöner Weise freigelegt in dem A. PENN'schen Steinbruch ca. 700 m nordöstlich von Reichhardtsreut bei Waldkirchen, in zwei aufgelassenen Brüchen am rechten Ufer des Osterbaches, ca. 900 m östlich Kollberg bei Röhrnbach und ca. 700 m nordöstlich Dorf Hauzenberg¹⁾ bei Waldkirchen, endlich in kleinen, im Walde, der Dorf Hauzenberg im Norden umsäumt, versteckt liegenden Brüchen.

Unter dem Mikroskop zeigt der Salzwegtypus einen ziemlich höheren Gehalt an dunkeln Gemengteilen, besonders an Biotit. Auch hier verschwindet die Hornblende bei einigen Vorkommnissen fast gänzlich, analog den hornblendefreien Fürstensteintypen; so in einem aufgelassenen Bruch der W. FEIN'schen Granitwerke östlich von Kafering. Der Diorit des aufgelassenen Bruches bei Salzweg enthält Andalusit, der in gleicher Weise hier auftritt wie in dem östlich benachbarten Büchlberggranit.

Die Struktur des Salzwegdiorites ist eine durchweg sehr feinkörnige, oft sogar eine direkt mikrogranitische. Die größeren Einsprenglinge, insbesondere die Plagioklasse mit ihrer Mantelbildung, treten um so deutlicher hervor, je feinkörniger die „Grundmasse“ ist, sodaß zuweilen das Gestein ein porphyrisches Aussehen gewinnt. So wird bei einigen dieser Salzwegtypen — besonders wenn sie dazu noch in Gangform auftreten — oft die Entscheidung schwer, ob Ganggestein, ob Tiefengestein, und bleibt lediglich dem subjektiven Empfinden überlassen.

Das durch die Glimmer-Hornblende-Interpositionen bedingte fleckige Aussehen der Fürstenstein- und Salzwegdiorite gilt in der Steinbruchindustrie in vielleicht nicht ganz berechtigter Weise als Schönheitsfehler und macht sie daher zu Werksteinen wenig geschätzt. Um so vorzüglicher eignen sie sich zu Straßenbaumaterial, insbesondere zu Pflastersteinen. Die mittlere Druckfestigkeit eines Fürstensteindiorites aus den GEBR. KERBER'schen Brüchen bei Steining, unfern Fürstenstein, beträgt 1778 kg/qcm, seine mittlere Abnutzung nach Gewicht 11,3 g, seine mittlere Widerstandsfähigkeit gegen Stöße 254 kg/cem.²⁾

¹⁾ Nicht zu verwechseln mit Markt Hauzenberg, dem Endpunkte der Lokalbahn Passau—Hauzenberg.

²⁾ Lit.-Verz. 19, S. 44.

Die chemische Analyse eines „typischen“ Fürstensteindiorits aus dem unweit Steining bei Fürstenstein gelegenen sogen. Klingerbruch der GEBR. KERBER'schen Granitwerke ergab:¹⁾

| | |
|------------------------|----------|
| Kieselsäure | 60,23 % |
| Titansäure | 1,80 „ |
| Tonerdeoxyd | 13,87 „ |
| Eisenoxyd | 2,46 „ |
| Eisenoxydul | 4,15 „ |
| Manganoxydul | 0,45 „ |
| Kalkerde | 7,97 „ |
| Bittererde | 3,14 „ |
| Natriumoxyd | 3,21 „ |
| Kaliumoxyd | 1,34 „ |
| Phosphorsäure | 0,61 „ |
| Wasser und Glühverlust | 0,79 „ |
| Schwefel | 0,48 „ |
| Summe | 100,50 % |

Der Fürstensteindiorit wird in 14 im Pannholz bei Fürstenstein oder in dessen unmittelbarer Nähe liegenden Brüchen gewonnen, von denen vier den GEBR. KERBER'schen Granitwerken, fünf der Bayerischen Granitaktiengesellschaft, die übrigen kleineren Unternehmern angehören. Zurzeit sind mehrere dieser Brüche außer Betrieb gesetzt, da trotz des guten Materials infolge der ausnehmend schlechten Verkehrsbedingungen ihre Rentabilität auf ein Minimum reduziert ist. Die Eröffnung der projektierten Bahnlinie Kalteneck—Deggendorf wird jedenfalls diese Kalamität abstellen.

Ganz isoliert findet sich noch der reine Fürstensteintypus in einem kleinen Bruche der Bayerischen Granitaktiengesellschaft am Ostausgange von Kollberg bei Röhrnbach. Aus einem schon etwas dunkleren Gestein besteht der MEIER'sche Bruch südöstlich von Sittenberg bei Neukirchen.

Den Salzwegtypus benannte ich nach einem größeren Vorkommen bei Salzweg, das zur Anlage eines nunmehr stillliegenden Steinbruchbetriebes Veranlassung gegeben hat. Ähnliches Gestein weisen die schon oben zitierten Brüche von Kafering, Reichhardtsreut, Dorf Häuzenberg und dem rechten Ufer des Osterbaches auf. Ferner bricht man ihn an zwei Stellen nördlich von Röhrnbach, nämlich am Südausgange von Nebling und am rechten Ufer des Holzmühlbaches unmittelbar bei der Saußmühle. Auch das dunkle im Siglbruch am Südrande des Pannholzes bei Obernamering gewonnene Gestein läßt sich dem Salzwegtypus zuzählen. In schöner Weise steht der gleiche Typus an verschiedenen Stellen längs der Bahnlinie Passau—Freyung an, besonders zwischen km 14,1 und 14,2, wo er jedoch nicht abzubauen ist, da die Bahnverwaltung wegen Gefährdung der Bahnlinie beim Sprengen des Gesteins die Genehmigung zu einer Steinbrucharanlage begrifflicherweise verweigert.

Ein ziemlich gleichförmig gemengter porphyrischer Salzwegdiorit vom Höhesten bei Kaltwasser, ca. 4 km nördlich von Jandelsbrunn wurde von GÜMBEL auf seine chemischen Bestandteile hin untersucht. Die Analyse²⁾ ergab:

¹⁾ Anal.: Dipl.-Ing. E. LAY.

²⁾ Lit.-Verz. 7, S. 291.

| | |
|------------------------|--------|
| Kieselsäure | 58,127 |
| Titansäure | 1,281 |
| Tonerdeoxyd | 13,504 |
| Eisenoxyd | 9,053 |
| Eisenoxydul | 7,850 |
| Kalkerde | 4,654 |
| Natriumoxyd | 4,988 |
| Kaliumoxyd | 0,200 |
| Wasser und Glühverlust | 0,300 |
| Summe | 99,957 |

Die durch Gebirgsdruck deformierten Typen des Salzwegtypus befinden sich zumeist in dem Grenzstreifen zwischen den Passauer Waldgraniten und den Paliten. Insbesondere sind sie zwischen Waldkirchen und Röhrnbach an und in der Nähe der Bahnlinie außerordentlich häufig anzutreffen und zwar gerne im Kontakt mit den deformierten Passauer Waldgraniten vom Kaltenecktypus, mit denen sie sich gegenseitig durchdringen. Die Deformierung beider Gesteinsarten ist somit gleichzeitig erfolgt und geht auf die gleiche Ursache zurück.

Eine interessante Abart des Salzwegtypus finden wir im sogen. Paradieser Bruch im Grund bei Steining (sw. Fürstenstein). Dort besteht eine mächtige Schliere aus einem grünlich-schwarzen, eher mittel- als feinkörnigen Gestein, das ein kersantitisches Endglied des Salzwegdiorites darstellt.

Unter dem Mikroskop erblicken wir eine eher pan-, als hypidiomorph-körnige Struktur. Die Mineralbestandteile sind vorwiegend Magnesiaglimmer, Hornblende und Feldspat. Der Glimmer ist ein von dunkelolivbraun nach strohgelt pleochroitischer Biotit, dessen hexagonale Tafelform randlich fast ausnahmslos zerstört ist. Korrosionseinwirkungen sind zahlreich bemerkbar. Viele Einschlüsse an Magnetit, Zirkon, Apatit zeichnen ihn aus. Seine Zersetzung in Chlorit ist wenig vorgeschritten, auch sieht man in den ausgefaserten und aufgelockerten Lamellen nur wenig Epidot und fast noch weniger Kalzit. Sehr oft begegnen wir hier hinwiederum zweifellos sekundären Titanitkörnchen, die den Biotit umsäumen, ferner einer großen Menge kleinster Rutilnadelchen, ein Beweis, daß der Glimmer seinen Titansäuregehalt zur Bildung dieser Mineralien abgegeben hat. Nicht sehr zurück hinter dem Glimmer steht an Anzahl und Größe der Individuen die gemeine grüne Hornblende, wie wir sie von den Fürstensteindioriten her kennen. Sie ist in der Regel kurz prismatisch ausgebildet und zeigt einen Pleochroismus von grün nach gelbgrün; ihre Auslöschungsschiefe beträgt 21° . Mit dem Biotit zusammen bildet sie in etwas größeren Exemplaren Anreicherungen analog den Biotit-Hornblende-Flecken der Fürstensteindiorite. Außerordentlich reich ist der Gehalt an Titanmagnetitkörnern, die teilweise von einem Leukoxenkrantz umgeben sind. Sie bilden die älteste Ausscheidung neben spärlichen gut ausgebildeten Zirkonkriställchen und äußerst zahlreichem, meist in Stäbchenform, gelegentlich auch als kurze Prismen ausgebildeten Apatit. Der Feldspat zeigt durch seine Zwillingsstreifung (fast ausschließlich nach dem Albitgesetz) seinen Plagioklascharakter. Er ist zum größten Teil ein Oligoklas, doch geben einige Individuen durch ihre abweichende Auslöschungsschiefe ihre Andesinnatur zu erkennen. Tafelförmige Ausbildung nach M ist allgemein; der Durchschnitt im Schliiff zeigt meist mittelleistenförmigen Charakter, Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz findet man sehr oft. Die Struktur der Feldspäte ist nicht ausgesprochen panidiomorphkörnig; eine Neigung zu hypidiomorphkörniger Ausbildung ist — ebenso

wie gelegentliche Biegungserscheinungen — auf Druckwirkungen, denen das Gestein ausgesetzt war, zurückzuführen. Neben dem Plagioklas findet man ziemlich wenig Orthoklas. Er scheint etwas später auskristallisiert zu sein. Kleine miarolithische Hohlräume, die trotz der nicht vollkommen idiomorphen Ausbildung der Feldspäte zu sehen sind, sind mit Quarzmassen ausgefüllt. Kalzit findet sich in feinsten Verteilung im ganzen Gestein; er tritt nur sekundär auf.

Eine an Granitporphyr erinnernde Ausbildung des Fürstensteindiorits weist der Bruch der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft auf, der im Pannholz ca. 800 m nordnordöstlich von Felsching liegt. Das Gestein gleicht in der Farbe dem mit ihm an gleicher Stelle gebrochenen echten Fürstensteintypus, ist jedoch etwas feinkörniger. Die Glimmerputzen treten zurück, dafür besitzt es eine Menge oft bis 1 cm breiter und 2 cm langer Feldspateinsprenglinge in rechteckiger Form, wie man solche bei Granitporphyren zu sehen gewohnt ist. Daneben finden sich hie und da auch größere Quarzkörner — nur weitaus nicht so reichlich — in der Grundmasse.

Unter dem Mikroskop sieht man keinerlei Ganggesteinsstruktur. Das ganze Gestein ist jedoch so stark kataklastisch angegriffen, insbesondere sind die Ränder der großen Feldspäte derartig zerbröckelt, daß es wohl kaum möglich ist festzustellen, ob wir es hier mit zwei Generationen von Mineralien zu tun haben. Vergleiche mit anderen Gesteinen, insbesondere mit verschiedenen Paliten, machen dies jedoch nicht wahrscheinlich.

Die großen Feldspäte sind nun nicht überwiegend Plagioklase, sondern hauptsächlich aus Orthoklasen durch Druckwirkungen entwickelte Mikrokline mit teilweise stark verschobener Gitterlamellierung. Auch in der „Grundmasse“ herrschen Mikrokline und Orthoklase vor, jedoch nicht in solchem Maße wie bei den großen Exemplaren. Wir haben also hier eine granitische Abart des Fürstensteindiorits vor uns. Sehr reichlich durchziehen den Orthoklas Albitschnüre. Der Plagioklas unterscheidet sich in keiner Weise von dem der Fürstensteintypen. Dasselbe gilt vom Biotit. Hornblende fehlt vollkommen. Quarz ist relativ häufig und meist zerbröckelt, hie und da undulös auslöschend. Orthit findet sich nicht selten und dann gerne in Gesellschaft mit Epidot. Außerordentlich zahlreich sieht man Titanitkörner in ähnlicher Ausgestaltung wie bei den Fürstensteindioriten. Erzkörnchen treten ganz vereinzelt auf, während Zirkon- und Apatitkriställchen öfter zu sehen sind.

Eine gewisse, jedoch mehr äußerliche Ähnlichkeit mit diesem Gestein hat ein Vorkommen in dem südöstlich der Englbürg befindlichen Bruch. Dasselbe bildet dort große und kleine, runde, ovale, dann wieder wurmartige Einschlüsse in dem auf S. 129 geschilderten titanitreichen Granit. Auch sehen wir den Fürstensteindiorit in einigen Brüchen des Pannholzes randlich sich der Form und Gestaltung der Englbürger Gesteinseinschlüsse nähern. Schöner finden wir die „englbürgitische“ Ausbildung der Randfazies im Süden des Massivs in dem kleinen zurzeit aufgegebenen Dioritbruch bei Salzweg.

Diese Ausbildungsform hat eine sehr feinkörnige Grundmasse von der Farbe und Zusammensetzung der dunkel gefärbten Arten des Fürstensteindiorits und unterscheidet sich von diesem makroskopisch durch das absolute Fehlen der regelmäßigen örtlichen Glimmer-Hornblendeanreicherungen. Nur ganz vereinzelt trifft man kleine schwarze, aus diesen Mineralien zusammengesetzte Putzen von wenigen Millimetern Durchmesser, die jedoch infolge ihres seltenen Vorkommens kaum auffallen dürften. Dagegen zeigt das Englbürger Gestein eine große Menge weißer Flecken, die in

ihrem Innern, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, regelmäßig einen rostbraunen Titanitkern beherbergen.

Betrachten wir die Flecken unter dem Mikroskop, so sehen wir, daß sie zum kleinen Teil — es sind dies die „kernlosen“ Ausnahmen — aus einem einheitlichen Feldspatmineral, zumeist Mikroklin, seltener Orthoklas oder Oligoklas, bestehen. Weit häufiger — ja man kann sagen in der Regel — haben wir jedoch einen idiomorph ausgebildeten Titanitkristall in der Größe von 1—3 mm, der jedesmal von einem durch Feldspat- und Quarzindividuen gebildeten aplitischen Hof umgeben ist. Erst in einer Entfernung von einigen (2—3) mm von dem Titanit setzen die dunkeln Gemengteile der Granitmasse ein. Es hat gewissermaßen den Anschein, als ob die Ausscheidung des Titanitkristalls die Bildung der femischen Bestandteile verhindert, somit die Entstehung der salischen in seiner nächsten Umgebung begünstigt habe.

Die Grundmasse des Englburggesteins ist durchaus holokristalliner Natur. Der Feldspat ist, wie aus der Zwillingslamellenbildung ersichtlich, zumeist ein Plagioklas und seinem Mischungsverhältnis nach als Albit-Oligoklas, weniger oft als Oligoklas-Andesin zu betrachten. Aber auch der Orthoklas ist relativ häufig; seltener trifft man Mikroklin, der wohl infolge der auch bei diesem Gestein erkennbaren dynamischen Druckwirkungen aus Orthoklas sich entwickelt haben dürfte. Alle Feldspäte haben in der Regel eine kurzleistenförmige Gestalt. Sie scheinen — besonders die Plagioklase — ziemlich rasch nach den Titaniteinsprenglingen ausgebildet worden zu sein, da man gar nicht selten die idiomorphe Auskristallisation dieser durch die Bildung der Kalknatron-Feldspäte beeinträchtigt sieht.¹⁾

Quarz sieht man — ebenso wie bei den Fürstensteindioriten — reichlich. Bräunlich grüner Biotit und grüne Hornblende, beide gern in Chlorit umgewandelt, bilden die hauptsächlichsten dunkeln Gemengteile der Grundmasse. Eine poikilitische Durchwachsung derselben mit Feldspat läßt sich gelegentlich beobachten.

Recht häufig sind kleine Titanitkörner. Ferner sehen wir zahlreichen Pistazit und — oft von diesem umwachsen — im durchfallenden Licht braunen bis gelbbraunen Orthit; spärlich ist sekundärer Klinozoisit. Außerordentlich große Mengen kleiner Apatitnadelchen durchsetzen das Gestein, während Zirkon fast ganz fehlt. Sehr vereinzelte Schwefelkies- und Magnetitkörnchen seien nicht vergessen.

Bei dem weiter oben schon erwähnten Vorkommen bei Salzweg trifft im großen und ganzen die Schilderung der Englburger Einschlüsse zu. Nur scheint hier die Hornblende vom Glimmer total verdrängt zu sein. Auch Orthit konnte nicht entdeckt werden; dagegen besitzt dieses Gestein vereinzelt Andalusit in ähnlicher Ausbildung, wie bei dem in dortiger Gegend gemeinen Büchlberggranit. Zirkon ist weniger selten wie in dem Englburgbruch.

IV. Gabbro.

Die bereits erwähnte Unsicherheit in der Gesteinsbestimmung tritt wohl nirgends so eklatant zu Tage als bei der Gruppe der Gabbros.

„Hier ist die Zerreißung von geologisch und petrographisch Zusammengehörigem am auffälligsten. Hier verlor man die Erkenntnis der innigen inneren Beziehungen, ja der vollkommenen Gleichheit der augit-

¹⁾ Vgl. das von MATTH. E. SCHUSTER beschriebene und abgebildete Analogon im Wenneberggranit des Rieses. Geogn. Jahresh. 1905, S. 47.

und hornblendehaltigen Glieder, der körnigmassigen und schiefrigen Ausbildungen zuweilen vollständig. Man sah die Hornblendeschiefer (zum Teil), Eklogite, Hornblende- und Pyroxengneise, Pyroxengranulite u. a. zwar hie und da vergesellschaftet mit Diabas und Gabbro, reihte aber die ersten bei den kristallinen Schiefen ein, die zugehörigen Gesteine, Diabas und Gabbro, bei den Eruptivgesteinen. Ja, diese geologische und petrographische Einheiten vernichtende Behandlung erfuhr der Gabbro an sich selbst, indem man einen Teil seiner typischen Vorkommnisse für eruptiv, einen anderen Teil für gleich entstanden mit den kristallinen Schiefen, d. h. meistens metamorph-sedimentär ansah.“¹⁾

Die Folge dieser Unsicherheit war die verhältnismäßig recht späte Entdeckung von Gabbrovorkommnissen in sonst weder in geologischer, noch speziell petrographischer Hinsicht unbekanntem Gebieten. So erkannte erst in allerjüngster Zeit UHLIG in den im sächsischen Mittelgebirge in enger Verbindung mit den Flaser-gabbros auftretenden „Amphiboliten“ ausgesprochene Hornblendegabbros, die ihre Mineralzusammensetzung Druckprozessen im erstarrenden Magma verdanken, indem an Stelle der Pyroxene Hornblendemineralien sich ausbildeten.²⁾ Schon einige Jahre früher erklärte BERGT auf Grund eingehender Untersuchungen das große Gebiet der Augit- und Hornblendegesteine im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge bei Furth i. W. und weit ins Böhmisches hinein für eine einheitliche eruptive Gabbromasse. Die gelegentlich vorkommenden Flaser- und Schieferstrukturen machen ihm „in ihren mikroskopischen Einzelheiten so sehr den Eindruck der Ungestörtheit, der Ursprünglichkeit, daß man geneigt ist, sie als erstarrte Flußbewegungen oder als Wirkungen eines noch vor der Erstarrung tätigen Druckes anzusehen.“³⁾

Für den südöstlichen Teil des Bayerischen Waldes war es WEINSCHENK, der bei seinen Untersuchungen im Passauer Graphitgebiet schwärzlichbraune bis schwärzlichgrüne Gesteine von mittlerem Korn, die bei Pfaffendorf und Oberötzdorf als lagerförmige Begleiter der Graphitlinsen auftreten, als fast pyroxenfreie Hornblendegabbros bestimmte und ihnen den Namen „Bojit“ gab,⁴⁾ eine Bezeichnung übrigens, die sich in der petrographischen Nomenklatur nicht recht eingebürgert hat. Ferner deutete er darauf hin, daß das von GÜMBEL analysierte⁵⁾ und nach der damaligen Benennungsweise (Plagioklas und Hornblende) durchaus richtig als Diorit definierte Gestein östlich von Hauzenberg gleichfalls dem Gabbrotypus angehört, und zwar einem solchen mit ziemlich gleich großem Gehalt an Hornblende und Pyroxen; wie überhaupt eine Reihe stockförmiger Vorkommnisse an der Peripherie des Graphitgebiets, so bei Kellberg, südlich von Staffelberg bei Hauzenberg und am großen Rathberg, zwischen Breitenberg und Wegscheid, bei den Gabbros einzureihen sind. Eine aus Anlaß der XLIV. Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München im Jahre 1899 in dies Gebiet geführte Exkursion gab WEINSCHENK Gelegenheit, die Hauzenberger Gabbrovorkommnisse an Ort und Stelle zu

¹⁾ DR. W. BERGT: Das Gabbromassiv im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitzungsber. d. K. pr. Ak. d. W. 1905, XVIII., S. 2 (396).

²⁾ J. UHLIG: Die Gruppe der Flasergrabbos im sächsischen Mittelgebirge. Z. d. D. Geol. Ges., 95. Bd., 1907, S. 1—48.

³⁾ DR. W. BERGT: Das Gabbromassiv im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. 2. Der böhmische Teil des Massivs. Sitzungsber. d. K. pr. Ak. d. W. 1906, XXII., S. 10 (441).

⁴⁾ Lit.-Verz. 15.

⁵⁾ Lit.-Verz. 7, S. 344.

demonstrieren.¹⁾ Wenn aber ROSENBUSCH auch in der neuesten Ausgabe seiner „Physiographie“²⁾ von einem „Quarzdiorit von Kellberg bei Passau“ spricht, der braune Hornblende enthält, so ist diese Auffassung nicht haltbar, und zwar sowohl wegen des engen Zusammenhanges des Kellberger Gesteins mit eigentlichen Gabbros (im engeren Sinne) und Noriten, in die es ja auch übergeht, als auch wegen der echten Gabbrostruktur und Mineralzusammensetzung; ganz zu schweigen von der GÜMBEL'schen Analyse des durchaus wesensgleichen Hauzenberger Vorkommens.

Die Gabbrovorkommen beschränken sich nicht auf das Graphitgebiet und dessen unmittelbare Umgebung, wie oft angenommen wird, sondern erstrecken sich auch über größere Strecken des Passauer Granitmassivs und treten vielfach an Stellen zu Tage, die durch Erosion (besonders im Osterbach- und Ilztal) oder durch künstliche Einschnitte (z. B. beim Straßen- und Bahnbau) freigelegt sind. Sie bilden gewissermaßen den Südabschluß der großen Gabbrozone, die sich von Roßwein im Sächsischen Erzgebirge durch Böhmen hindurch über den Hohen Bogen bei Furth i. W. bis hierher zieht.

Die im folgenden beschriebenen Gabbros treten in einer Reihe von Variationen auf: eigentliche Gabbros, Norite, Hornblendegabbros (Bojite), Uralitgabbros — alle durch mannigfache Übergangsstufen miteinander verbunden. Merkwürdigerweise fehlt allen diesen Vorkommnissen Olivin, während ihren basischen Endgliedern, den Pyroxeniten, dieses Mineral nicht abgeht.

1. Eigentlicher Gabbro.

Wenn man von Büchlberg zu dem auf der Höhe befindlichen großen Granitsteinbruch der GEBR. KERBER'schen Werke hinaufsteigt, so trifft man kurz vor dem Eingang in denselben auf einige wenige, zum Teil im Gebüsch versteckt liegende „Findlinge“ eines grauschwarzen bis grünlichschwarzen, mittel- bis feinkörnigen Gesteins. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die grünlich abgetönten Typen einem Uralitgabbro angehören, während die mehr ins Graue spielenden als eigentliche Gabbros anzusprechen sind. Mit diesen letzteren wollen wir uns zunächst beschäftigen.

Unter dem Mikroskop erkennen wir — besonders deutlich bei gekreuzten Nicols — eine ausgesprochene Mosaikstruktur, wie sie so vielen Repräsentanten dieser Gesteinsart zu eigen ist.

Die Plagioklase bilden durchweg breite Felder von meist undeutlicher Kristallbegrenzung. Ihrer Zusammensetzung nach sind es zum größeren Teil basische Labradorite, die 1c eine Auslöschungsschiefe von 25—27°, 1a eine solche von 59° aufweisen, zum geringeren Teil normale Andesine mit einer Auslöschungsschiefe von 9° 1c und 66° 1a. Die Labradorite unterscheiden sich von den Andesinen im allgemeinen durch die gewöhnlich breite Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Auch Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz tritt häufig auf und zwar fast stets in Kombination mit dem Albitgesetz. Nur in einem Fall konnte eine Zwillingsbildung lediglich nach dem Periklingesetz konstatiert werden. Verwachsungen zweier Individuen nach dem Karlsbader Gesetz sind häufig. Bei einigen kleineren Labradoritexemplaren fehlt überhaupt eine Zwillingsstreifung, als ob gewissermaßen ihre Kleinheit es nicht erlaubte, mehr als eine der breiten Zwillings-

¹⁾ Lit.-Verz. 16.

²⁾ II. 1., S. 270.

lamellen aufzunehmen. Aber auch der sonst eng lamellierte Andesin weist einige (1c) ungestreifte Exemplare auf. Eine Verwechslung derartiger Feldspäte mit Quarzkörnern ist wegen der großen Ähnlichkeit im Aussehen leicht gegeben. Der Nachweis der Mehrachsigkeit ist in diesem Falle das sicherste Unterscheidungsmittel. Die bei Gabbroplagioklasen so oft konstatierten Interpositionen fehlen hier so gut wie vollständig. Im allgemeinen haben sich die Feldspäte frisch erhalten und weisen nur wenige Verwitterungserscheinungen auf. Gelegentlich sind, wie auch bei den anderen Mineralbestandteilen, ihre Ränder durch eingedrungenes Eisen braungelb gefärbt.

Der monokline Pyroxen ist ein diopsidischer Diallag von im durchfallenden Licht sehr heller, grüner Farbe mit ganz unbedeutendem Pleochroismus von gelblichgrün (b) zu graugrün (a = c). Er bildet in der Regel unregelmäßig abgegrenzte Körner, die auch gegen den Feldspat keinerlei Idiomorphismus erkennen lassen. Er zeigt immer eine deutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma und daneben hin und wieder eine solche nach dem Orthopinakoid. Wo letzterer zurücktritt — und dies ist meistens der Fall — verliert der Diallag jede Andeutung einer stengeligen Ausbildung nach der Prismenachse und nimmt ein durchaus diopsidisches Aussehen an. Die sonst so charakteristischen dunkeln, stabförmigen Interpositionen fehlen hier vollkommen; dagegen umschließt er außer älteren Begleitmineralien gelegentlich auch kleine Quarzkörnchen. An einigen Stellen sind die Diallagindividuen von einer sattgrünen, fast blaugrünen Hornblenderinde umgeben, wobei die Prismenachsen beider Mineralien eine parallele Lage aufzuweisen scheinen. Diese Umrandung bildet den Beginn eines Umwandlungsprozesses, der von der Peripherie ausgehend, konzentrisch gegen das Innere fortschreitet. Aber auch nach außen entsendet diese neugebildete Hornblende verschiedentlich flämmchenartige Büschel in die benachbarten Feldspäte und Biotite. Nach innen zu dringen die Amphibolaggregate zum großen Teil parallel miteinander und mit dem Diallag, aber auch in willkürlicher Richtung gegen diesen vor, ihn mehr und mehr gewissermaßen als Kern einengend. Sie sind mehr oder weniger breitstengelig und zeigen einen starken Pleochroismus vom Tiefblaugrünen ins Schmutziggelbgrüne. Daneben findet man aber auch als Umwandlungsprodukt sehr feinstengelige, im Schliff durchsichtige Hornblendeindividuen, fast ohne Pleochroismus, die wohl als Smaragdite anzusprechen sind. Derartig in Umwandlung begriffene Diallage sind zuweilen staubartig mit opaken Borsten und Härchen erfüllt, die eine bestimmte Richtung, nämlich die der Spaltrisse, verfolgen. Diese Interpositionen sind — es mag dies ausdrücklich hier betont werden — in ihrem Auftreten und ihrer Gestaltung durchaus verschieden von den bekannten, im Büchlberger Vorkommen — wie schon erwähnt — fehlenden Mikrolithen; sie scheinen vielmehr mit den Umwandlungsvorgängen des Diallags in engster Beziehung zu stehen. Die Umsetzung des Diallags in Chlorit ist hier verhältnismäßig selten; sie beginnt gleichfalls von den Rändern aus und ist mit Epidot- und Klinozoisitbildung verknüpft.

Von rhombischen Pyroxenen treten der Hypersthen mit seinem schönen Pleochroismus von rosarot ins Grüne und der kaum pleochroitische Bronzit ungefähr in gleicher, hinter dem Diallag deutlich zurückbleibender Menge auf. Sie zeigen in der Regel keinen deutlich ausgeprägten Idiomorphismus gegen ihre Nachbarn, speziell die Feldspäte. Ihre Form ist die kurzer gedrungener Prismen. Neben der guten Spaltbarkeit nach dem Prisma und einer deutlichen, derben nach der Querfläche, sieht man — besonders bei den Hypersthenen — des öfteren eine weitere Spalt-

barkeit nach der Längsfläche, die sich in dicken, kurz absetzenden Rissen unter dem Mikroskop gut bemerkbar macht. Auch hier fehlen die anscheinend nach bestimmten Gesetzen angeordneten mikrolithischen Interpositionen. Die Umrandung mit Hornblende und die daran anknüpfenden Umwandlungsvorgänge finden genau in derselben Weise statt wie beim Diallag.

Weder monokliner noch rhombischer Pyroxen weist im Büchlberger Gestein Zwillingsbildungen auf. Dagegen kommen gelegentliche randliche Verwachsungen beider Mineralien — allerdings nicht oft — vor.

Von Amphibolmineralien erscheint außer der schon erwähnten, aus dem Pyroxen sekundär entstandenen noch eine bräunlichgrüne Hornblende mit schönen, scharfen Spaltrissen, die einen Pleochroismus in olivbraunen, bräunlichgrünen und gelblichgrünen Tönen zeigt. Vielleicht ist auch diese Hornblende sekundär. Das untersuchte Schliiffstück weist einige der bei solchen Gesteinen häufig vorkommenden Haarrisse auf, die wie Adern im Stück quer durch alle Mineralbestandteile hindurch setzen. Diese Risse sind nun vollkommen ausgeheilt und zwar ausschließlich durch Hornblende. An der Ausfüllung beteiligt sich sowohl die tiefgrüne wie die bläulichgrüne Varietät, wobei die Prismenachse durchaus nicht immer in der Richtung dieser Adern, sondern sehr oft direkt senkrecht zu ihnen zu liegen kommt. Die in der Nähe der Haarrisse befindlichen Mineralien sind der Zersetzung und Metamorphose unterworfen, und zwar um so stärker, je näher sie dem Risse zu liegen. Die weiter oben geschilderten Umwandlungsprozesse von Pyroxen in Hornblende sind im vorliegenden Schliiff hier und nur hier zu verfolgen, da im übrigen das Gesteinsstück frisch ist. Hier und nur hier tritt aber auch die braungrüne ebenso wie die sattgrüne Hornblende auf; der frische Teil des Schliiffes ist durchaus amphibolfrei. Diese Tatsache ist kaum einem Zufall zuzuschreiben, sondern wohl eher als Argument hierfür anzusehen, daß beide Hornblendearten erst nachträglich entstanden sind.

Akzessorischen braunen Biotit sieht man spärlich in kleinen unregelmäßigen Blättchen. Teilweise legt er sich rosettenartig um Eisenerze herum, meist jedoch steht er in enger Verbindung mit der Hornblende. Einige Exemplare sind, ganz genau so wie die Pyroxene, von einer sattgrünen Amphibolborde umrandet. Eine Ausbleichung seiner tiefbraunen Farbe ist selbst in unmittelbarer Nähe der Haarrisse nicht zu bemerken; im Gegenteil, er scheint an dieser von der Zersetzung am meisten in Mitleidenschaft gezogenen Stelle nicht minder frisch als anderswo zu sein.

Von Eisenoxyden ist Magnet- und Titaneisen in vielen größeren und kleineren Körnern vorhanden, desgleichen bemerkt man zuweilen einige, selbstredend sekundäre, rotbraune Hämatitkörner.

Apatit tritt in eiförmigen abgerundeten Körnern, aber auch hie und da in der Form von Nadeln im allgemeinen nicht zahlreich auf; ganz selten sind kleinste Zirkonkörnchen.

Quarz kommt als letzte Magmaausscheidung in allotriomorphen größeren und kleineren Körnern in geringer Menge vor. Seine Ausbildung ist die des Granitquarzes. Auf seine leichte Verwechselbarkeit mit gewissen Plagioklaskörnern ist bereits hingewiesen worden.

2. Norit.

Am linken Ufer der Schönberger Ilz, ungefähr 400 m vor ihrer Vereinigung mit der Wolfsteiner Ilz, stehen — ganz in der Nähe der Einmündung eines kleinen

von Loitzersdorf¹⁾ herabkommenden Bächleins — Felsen eines mittelkörnigen, schwärzlichen Gesteins an, dessen Struktur einen teils massigen, teils aber auch fluidalen Eindruck macht.

Makroskopisch erkennt man hellgrünen Pyroxen, ferner Biotit, teilweise in schwarzbraunen mehrere Millimeter großen Blättern, und — von den dunkeln Gemengteilen sich gut abhebend — weißlichgrauen Feldspat mit ziemlich gut sichtbarer paralleler Riefung auf den mattglänzenden Spaltflächen.

Unter dem Mikroskop sehen wir wieder die Mosaikstruktur der Gabbrogesteine mit ihren fast äquidimensionalen Gemengteilen; das Überwiegen der rhombischen Pyroxene, insbesondere des pleochroitischen Hypersthens, über die monoklinen weist das Gestein in die Reihe der Norite.

Die Plagioklase treten — in der Größe bis zu 3 und 4 mm — im allgemeinen genau so auf, wie weiter oben beim eigentlichen Gabbro geschildert: in breiten Feldern mit unsymmetrischer Kristallbegrenzung. Auch hier haben wir Labrador, sowie Andesin; wobei ersterer überwiegt. Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz sind nicht eben häufig, Zwillingslamellierung nach dem Albit, öfters verbunden mit dem Periklingesetz, allgemein. Weit seltener als das Büchlberger Gestein weist unser Norit lamellenlose Feldspatexemplare auf. Die Zersetzung des Plagioklas setzt auf seinen Blätterdurchgängen unter Bildung von Epidot, Klinozoisit und Kalzit ein.

Der unter den farbigen Gemengteilen stark vorherrschende rhombische Pyroxen ist meistens ein schön rosa-grün pleochroitischer Hypersthen. Neben ihm tritt ein stark doppelbrechender, im durchscheinenden Licht hellgrünlicher, fast farbloser Bronzit von kaum bemerkbarem Pleochroismus auf. Bei den Pyroxenen fehlt eine markant scharfe Kristallbegrenzung, wenn auch hie und da gegen die Feldspäte zu eine Neigung zum Idiomorphismus zu erkennen ist. Die Spaltungsrisse nach dem Prisma sind scharf und deutlich sichtbar, die nach der Quer- und Längsfläche durch dicke, kurze, absetzende Risse erkenntlich. Die gesetzmäßig angeordneten Mikrolithen fehlen auch hier. Dagegen beherbergt er gern einige kleine, opake, ganz regellos liegende Erzpartikel. Randliche Verwachsung von Hypersthen mit höher doppelbrechendem Diabas ist vereinzelt konstatierbar; Umwandlung in gemeine grüne Hornblende seltener als beim Büchlberger Gabbro; auch fehlt die scharf ausgeprägte bortenartige Umrandung mit blau- bzw. sattgrüner Hornblende vollkommen. Dagegen entwickelt sich gern sekundärer Chlorit und zwar sowohl stärker doppelbrechender Pennin, als auch schwach doppelbrechender Klinochlor mit abnormer indigoblauer Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols.

Der monokline Pyroxen tritt als Diopsid in ziemlich bescheidener Weise neben dem rhombischen Pyroxen auf. Er ist von blaßgrüner Farbe und durch seine höhere Doppelbrechung vom Bronzit leicht unterscheidbar. Auch er hat keine scharf selbständige Begrenzung nach außen. Seine Spaltungsrisse nach dem Prisma, sowie nach der Querfläche sind — besonders letztere — gut und deutlich sichtbar. Ein ganz unbedeutender Pleochroismus nach gelbgrün ist unschwer zu erkennen. Von der Zersetzung ist er stärker erfaßt als die rhombischen Pyroxene. Er verwandelt sich gern in die grüne gemeine Hornblende mit dem Pleochroismus gelbgrün-blaugrün, wobei dieselbe zwischen den Spaltungsblättern eindringt und

¹⁾ Loitzersdorf nördlich von Fürsteneck, nicht Loizersdorf bei Tittling.

im Innern sich in kleinen Schüppchen ansiedelt. Bemerkenswert ist, daß auch hier diese Schüppchen nicht nur dem grünen Amphibol angehören, sondern teilweise auch einer bräunlichgrünen bis grünlichbraunen Hornblende. Daneben sieht man auch Umwandlungen, im durchfallenden Licht durchaus hellgrün erscheinenden, kaum pleochroitischen Smaragdit, der in Streifen und Stengeln den Diopsid ersetzt. Auch fehlt nicht eine von den Rändern und Spalten aus vordringende Metamorphose in schuppige Chloritaggregate von grünlicher Farbe.

Neben der unzweifelhaft sekundären grünen Hornblende und dem hellen Smaragdit tritt — wie oben erwähnt — noch eine Hornblende auf, die in olivfarbenen und gelblichgrünen Tönen pleochroitisch ist. Außer den kleinen Schüppchen in dem in Metamorphose begriffenen Pyroxen finden wir diese Hornblende auch in größeren Blättern, aber immer in naher Verbindung mit der grünen Hornblende, gelegentlich sogar direkt in dieselbe übergehend.

Der akzessorisch in stattlicher Anzahl beigegebene Biotit hat entweder Lappenform oder legt sich rosettenartig um Eisenerze. Er zeigt einen stark ausgeprägten Pleochroismus vom Schokoladebraunen und Rotbraunen ins Strohgelbe. Zersetzungsspuren sind kaum sichtbar. Titan- und Magneteisen kommen in ziemlich (3—4mm) großen, aber auch in kleinsten Körnern in recht beträchtlicher Masse vor. Apatit findet man in der Form kleiner Stäbchen oder ovaler Körperchen im ganzen Schlicke verstreut; Zirkon dagegen ganz spärlich in einigen leicht übersehbaren kleinen Körnchen. Allotriomorpher Quarz in gleicher Ausbildung wie bei den normalen granitischen Gesteinen erscheint in einer für Gabbrogesteine recht ansehnlichen Menge.

Die gleiche Mineralzusammensetzung haben die Norite, welche sich als Fremdeinschlüsse in den Graniten des GEBR. KERBER'schen Bruches am Steinhof bei Neukirchen, sowie verschiedener Ilztalbrüche südlich von Fischhaus befinden. Einige Abweichungen zeigt dagegen das Gestein mehrerer Blöcke, die unmittelbar hinter km 41 der Bahnlinie Passau—Freyung im Einschnitte liegen. Makroskopisch ist es allerdings wohl kaum von dem oben geschilderten wegzukennen, jedoch offenbaren sich unter dem Mikroskop die Unterschiede.

Zunächst ist der Plagioklas weit basischer. Die außerordentlich große Auslöschungsschiefe ($\angle c 48^\circ$) und die für Feldspäte ungewöhnlich hohe Doppelbrechung (0,0013) charakterisieren ihn als einen Anorthit. Daneben kommt ein etwas saurer Plagioklas in geringer Menge vor, der seiner Auslöschungsschiefe ($\angle c 28^\circ$) nach zwischen Labradorit und Bytownit einzureihen wäre. Beide Feldspatarten sind im vorgeschrittenen Zersetzungsstadium und zwar entwickelt sich in ihrem Inneren, analog wie bei den Graniten, ein äußerst feinschuppiges Gemenge von kleinsten, bei gekreuzten Nicols buntfarbigen Individuen, die wohl einem farblosen Glimmer, Kaolin oder Kalzit zugehören. Makroskopisch und (bei gewöhnlichem Licht) mikroskopisch macht diese Umwandlungsmasse im Plagioklas sich als Trübung bemerkbar.

Von reichlich vorhandenem Hypersthen und Bronzit, die in demselben Habitus und ungefähr dem gleichen Mengenverhältnis auftreten wie in oben geschildertem Noritvorkommen, ist ein beträchtlicher Teil in grüne Hornblende verwandelt. Noch viel stärker ist der monokline Pyroxen uralitisiert. Sekundärer Amphibol und besonders Uralit beherrschen überhaupt derartig das Gestein, daß man dasselbe als Übergangsglied zum Uralitgabbro auffassen kann.

Als weiterer Mineralbestandteil tritt in Lappen und noch mehr in Leisten- und Fetzenform ein hellfarbiger Biotit auf, der einen Pleochroismus vom Reh-

braunen ins Fahlbraun-weißliche aufweist. Er ist sehr eng mit dem Pyroxen, wie mit der Hornblende bezw. dem Uralit vergesellschaftet. Vielfach scheint er direkt in diese überzugehen. Insbesondere dringen manchmal Glimmerexemplare in enger Gemeinschaft mit Hornblende auf den Spaltrissen der Pyroxene vor, sodaß die Deutung ihrer sekundären Entstehung sehr wohl Berechtigung zu haben scheint. An anderen Stellen liegen in der grünen Hornblende braune Biotitfetzchen, wobei die Ränder beider Mineralien gewissermaßen verwischt sind und nur bei gekreuzten Nicols in einiger Deutlichkeit sichtbar werden. Es ist schwer zu entscheiden, welches Mineral dem andern seine Entstehung verdankt, wenn auch — dem Schliﬀ nach zu urteilen — eher die Hornblende aus dem Biotit hervorgegangen zu sein scheint, ein Vorgang, der übrigens schon bei anderen Vorkommnissen verschiedentlich konstatiert worden ist, so von SCHUSTER in einem Biotitquarzdiorit südwestlich von Hites Cove (Kal.)¹⁾, von LINK in den Graniten und Minetten des oberen St. Amarintales.²⁾

Von Übergemengteilen sind im Gestein nur in kleinen Körnern enthalten opake Eisenerze, in kleinen Nadeln Apatit. Zirkon konnte nicht gefunden werden.

3. Bojit (Hornblendegabbro).

Weit wichtiger und verbreiteter als die eigentlichen Gabbros und Norite ist im Gebiete des Passauer Massivs eine Gesteinsart, in der neben basischem Plagioklas eine braune bis braungüne Hornblende vorherrscht und die nach der allgemein üblich gewordenen Definition des Gabbros seinem Mineralbestande, seiner chemischen Zusammensetzung und seinem Habitus nach als Hornblendegabbro zu bezeichnen ist. Als solche erkannte sie erstmalig E. WEINSCHENK³⁾ und gab ihr die Bezeichnung „Bojit“. Als „Bojit“ definiert er einen Gesteinstypus, „welcher zu dem Gabbro in ähnlichem Verhältnis steht, wie der Norit, nur daß an Stelle des rhombischen Pyroxens eine Hornblende getreten ist, welche im unveränderten Zustand eine braune Farbe besitzt. Das Mengenverhältnis der basischen Gemengteile zu dem stets alkaliarmen Plagioklas ist dasjenige der Gabbrogesteine und das gleiche gilt für die Struktur.“⁴⁾

Diese Gabbroart ist an verschiedenen Stellen des Passauer Massivs zu finden; so in der Umgebung von Hauzenberg (Schachet, Staffelberg) bei Kellberg, in der Umgebung der Haltestelle Neuhausmühle der Passau—Freyunger Lokalbahn, wo sie große Felsen und Blöcke bildet, die teils durch die Minierarbeit des Osterbaches, teilweise auch durch künstliche Bahneinschnitte freigelegt sind, und vielen anderen Orten. Makroskopisch ist der Bojit ein grünlichschwarzes bezw. bräunlichschwarzes Gestein von mittlerem bis feinem Korn ohne die geringste Neigung zu Porphyrausbildung. WEINSCHENK machte auf seine Härte und Zähigkeit aufmerksam, zugleich aber auch auf eine ihm oft eigene, versteckte, plattige Absonderung, die es ermöglicht, aus den gerundeten Klumpen gute frische Handstücke zu erhalten.⁵⁾

Unter dem Mikroskop bestätigt sich deutlich der schon makroskopisch erkennbare, stark femische Charakter des Bojits. Der Plagioklas — weit weniger

¹⁾ M. SCHUSTER: Mikrosk. Beobachtungen an kalifornischen Gesteinen. N. J. B.-B. V. 1887, S. 462.

²⁾ G. LINK: Geogn. Beschreibung des Talhorn im oberen Amarintal. Mitt. d. geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothr., Straßburg 1892, IV.

³⁾ Lit.-Verz. 15, S. 33.

⁴⁾ Lit.-Verz. 15, S. 35.

⁵⁾ Lit.-Verz. 15, S. 33.

vorhanden als die dunkeln Gemengteile — hat die breite Form der Gabbrofeldspäte. Seiner Basizität nach ist er zu den basischen Labradoriten, in einigen Vorkommen sogar zu den Bytowniten zu stellen; ja, ein mir von Herrn Prof. Dr. OEBBEKE in liebenswürdiger Weise überlassenes Stück, das von einem auf dem Staffelberge in einer Waldlichtung ca. 500 m nordwestlich des Gehöftes Mahd befindlichen Felsblocke stammt, zeigte neben etwas Labradorbytownit durchweg stark doppelbrechenden Anorthit mit deutlicher schiefer Auslöschung von 48° l. c. Neben den basischen Feldspäten treten bei einigen Vorkommnissen auch saure auf, aber immer in untergeordneter Weise: so beherbergt das Neuhausmühler Gestein neben Labrador-Bytownit auch Oligoklas-Andesin von kurz leistenförmigem Habitus. In den meisten Fällen setzt sich der Plagioklas aus gewöhnlich breiten Lamellen nach dem Albitgesetz zusammen, in teilweiser Kombination mit quer hierzu verlaufenden Periklin-gesetzlamellen. Derartige Zwillinge verwachsen bisweilen noch außerdem auf Karlsbader und selten — z. B. bei dem Staffelberger Gestein — nach Bavenoer Art. Daneben sehen wir — in manchmal selbst für einen Gabbro häufigen Fällen — unverzwilligte Individuen. Die Verwitterung des Plagioklases erfolgt im allgemeinen analog wie beim granitischen Feldspat unter Bildung einer Unzahl winzigster Schüppchen von Kaolin bezw. Muskovit.

Die Hornblende ist — im Gegensatz zu dem von WEINSCHENK beschriebenen Vorkommen im Passauer Graphitgebiet in der Regel nicht rein braun, sondern mehr oder weniger stark ins Grüne spielend.¹⁾ In der Regel zeigt sie einen deutlichen Pleochroismus von olivbraun bezw. dunkelolivgrün über rehbraun ins Sämische bezw. Strohgelbe, besitzt den Habitus, insbesondere die charakteristischen Spaltrisse der gemeinen grünen Hornblende und eine Auslöschungsschiefe bis zu 21° . Dagegen ist ihre Doppelbrechung auffallend hoch, bis zu 0,030. Sie tritt in der Form allotriompher Lappen oder teilweise idiomorpher, mittelstarker, an den Enden meist ausgefranter Leisten auf. Wo kleine Titanitkörnchen in ihr eingeschlossen sind — so in Stücken von der Neuhausmühle — bilden sich pleochroitische Höfe. Eine Umwandlung in die satt- bezw. blaugrüne Hornblende ist die Regel, beginnt bortenartig am Rande und dringt konzentrisch gegen das Innere vor. Diese Metamorphose zeigt besonders schön in allen Stadien ein Vorkommen im Einschnitt der Bahnlinie Passau—Freyung zwischen Waldkirchen und Karlsbach ungefähr bei km 40,13. In dem am GEBR. KERBER'schen Lagerplatz bei Hauzenberg anstehenden gebänderten Gabbro bleicht die braune Hornblende lediglich aus und wird farblos oder hellgrünlich durchsichtig, ohne jedoch zunächst ihre bisherigen Eigenschaften zu verlieren; erst im weiteren Verlauf der Zersetzung zerspritzt sie sich aktinolithartig. Neben dieser Umwandlung geht übrigens auch die weiter oben geschilderte unter Bildung der sattgrünen Hornblende gleichzeitig vor sich. Sekundär gebildeten, zeisiggrünen Epidot in enger Vereinigung mit dem grünen Amphibol zeigen die Gesteine von der Neuhausmühle, während in dem der Leopiermühle kein Epidot anzutreffen ist. In verschiedenen Bojtexemplaren sind Sprünge im Gestein durch blaugrüne Hornblende gewissermaßen ausgeheilt, die sich dann wurmartig durch den gesamten Schriff verfolgen läßt.

¹⁾ Lediglich im gebänderten Gabbro, der bei dem unmittelbar unter dem Bruche („am Schachet“) befindlichen KERBER'schen Lagerplatz an der Passau—Hauzenberger Lokalbahn ansteht, fand Verfasser reinbraune Hornblende ohne grünliche Untertönung. Reinbraune Hornblende mit grünlichbrauner vermischt, besitzt das Bojitgestein eines unmittelbar bei der Leopiermühle im Osterbachtal östlich von Fürsteneck anstehenden Felsens.

Das erwähnte Stück von Mahd bei Staffelstein besitzt neben schwach pleochroitischem, blaßgrünem Diopsid fast in gleicher Menge rhombischen Pyroxen und zwar besonders Hypersthen in seinen rosa-grün pleochroitischen Farben, daneben fast farblosen Bronzit. Alle drei Arten zeigen wenig Neigung zu Idiomorphismus. Der monokline Pyroxen zersetzt sich rasch und wird vom Rande aus in hellgrünen Amphibol umgewandelt, sodaß oft nur ein kleiner intakter Kern, manchmal selbst dieser nicht von dem ursprünglichen Mineral übrig bleibt. Eine andere Verwandlung — gleichfalls in grünen Amphibol — ist die, daß auf den Spaltgängen und -rissen sich grüne Hornblende in Schüppchen und Blättchen ansiedelt und so weit vermehrt, bis sie endlich den ganzen Diopsid ersetzt hat. Im allgemeinen scheint der rhombische Pyroxen widerstandsfähiger zu sein, aber auch er fällt der Uralitisierung mehr oder weniger zum Opfer. Einige Bojitvorkommnisse weisen von Pyroxen lediglich monoklinen Diopsid auf; so an der Neuhausmühle, bei Kellberg, an der Bahnlinie Passau—Freyung bei km 27,7, 27,9, 29,0, 29,1, 41,3 u. s. f.; andere seltenere Vorkommnisse, wie in der Nähe des Schachet bei Hauzenberg, an der Leopiermühle, in dem großen Einschnitt bei km 11,45 bis km 11,6 sowie bei km 40,13 der Passau—Freyunger Bahn, sind pyroxenfrei.

Der Biotit, den auch WEINSCHENK für die von ihm untersuchten Bojite des Passauer Graphitgebietes nur als untergeordneten, hin und wieder unter Ausscheidung von Magnetit- und Titanitstreifen zu Chlorit umgewandelten Gemengteil angibt, fehlt so ziemlich allen Schlifften aus dem Granitmassiv. Nur bei der Leopiermühle und in dem gebänderten Gabbro von der KERBER'schen Verladestelle an der Passau—Hauzenberger Bahn unterhalb des Schachetbruches tritt er — an erstgenanntem Fundort jedoch nur in geringer Menge — in enger Gemeinschaft mit der braunen Hornblende auf. Er hat meist längliche Leisten-, seltener Lappenform. Bei der Leopiermühle ist er von rotbraun nach fahlbraungelb pleochroitisch, während am Schachet seine Farbe rehbraun mit einem Pleochroismus ins Fahlbraunweißliche ist. Nur wenig zeigt er Neigung zur Chloritisierung. Im gebänderten Bojit von der Verladestelle ist er gern ausgefranst, auch verbogen, gelegentlich gebrochen.

Von akzessorischen Mineralien herrscht — besonders bei der Neuhausmühle und bei km 41,3 der Passau—Freyunger Bahnlinie — ein opakes Erz, wohl Titaneisen oder titanhaltiges Magneteisen vor. Gänzlich allotriomorphe Titanitkörner von sehr bescheidener Größe verdanken wohl diesem ihre Entstehung, soweit sie nicht — wie in dem erzarmen Gestein unterhalb des Schachets — aus dem Biotit hervorgegangen sind. Pyrit ist allgemein nicht häufig. Die gleichfalls meist bescheidene Menge von Apatit und Zirkon schwankt in den verschiedenen Vorkommnissen; nur bei dem Kellberger Gestein ist der Zirkongehalt ein ungewöhnlich hoher.

Der Bojit hat in seiner reinen Ausbildung den richtungslos-körnigen Habitus der Tiefengesteine. Er nimmt aber — als echtes Gabbrogestein — gern Flaser- und Bandstruktur an, insbesondere zeigt das schon mehrfach erwähnte Gestein an der KERBER'schen Verladestelle abwechselnde femische (aus Hornblende und Biotit bestehende) und salische (fast reine Plagioklas-) Bänder.

Die chemische Analyse, die GÜMBEL von einem Staffelberger Bojit gab, lautet¹⁾:

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 344.

| | |
|--------------------|--------|
| Kieselsäure | 49,69 |
| Titansäure | 0,94 |
| Tonerdeoxyd | 10,29 |
| Eisenoxyd | 16,22 |
| Eisenoxydul | } 7,09 |
| Bittererde | |
| Manganoxydul | 0,02 |
| Kalkerde | 13,50 |
| Natriumoxyd | 1,62 |
| Schwefelkies | Sp. |
| Wasser (Glühverl.) | 0,50 |
| Summe | 99,87 |

GÜMBEL macht hierbei noch ausdrücklich aufmerksam, daß auf Kali und Chlor, jedoch mit negativem Ergebnis, geprüft worden ist.

Auf der Straße, die Thannöd bei Büchlberg mit Praßreuth bezw. Büchlberg verbindet, findet man ca. 100 m hinter den letzten Häusern von Thannöd ungefähr in der Höhe des trigonometrischen Punktes 489¹⁾ linker Hand ein schwarzgrünes, glänzendes Gestein von mittlerem Korn, das — mit freiem Auge betrachtet — aus nicht allzu häufigem Feldspate, dagegen um so reichlicher aus grüner Hornblende und tombakbraunem Glimmer zu bestehen scheint.

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt diesen Befund. Den Hauptbestandteil bildet ein im durchfallenden Licht ganz blaßgrüner, ja zuweilen farbloser Amphibol, der — jedenfalls sekundären Ursprungs — einen ausgesprochenen Smaragdithabitus besitzt. Insbesondere sieht man unter gekreuzten Nicols die einzelnen, zum größten Teil parallel zu einander gelagerten feinen Stengel und Säulchen. Verschwindende Reste einer olivgrünen, wohl vormals blaugrünen Hornblende, die der Umwandlung noch nicht völlig anheimgefallen sind, lassen diese als Muttermineral erscheinen. Vielfach verbogene, auch geknickte und gebrochene Biotitleisten kommen an Menge der Hornblende sehr nahe. Sie zeigen einen Pleochroismus $c = b$ olivbraun, a blond bis farblos, und gar nicht selten gut erkennliche Zwillingsbildung nach einer aus der Endfläche senkrechten Fläche. Chloritisierung in üblicher Weise ist teilweise stark vorgeschritten, wie überhaupt das ganze Gestein den Eindruck rascher Zersetzbarkeit macht. Vielfach entstandener Muskovit, Epidot, Klinozoisit sind alle Zeugen hierfür. Pleochroitische Höfe sind bei der Hornblende, sowie beim Biotit um Zirkon und Erzeinschlüsse zu sehen.

Der Plagioklas gehört zum großen Teil dem Andesin an, daneben befindet sich etwas Labrador. Beide Arten sind gelegentlich poikilitisch verwachsen und geben dem Plagioklas unter gekreuzten Nicols die fleckige Beschaffenheit, die sonst die Essexitfeldspäte auszeichnet. Rundliche Albitkörner sind wohl sekundärer Natur.

Von Erzen treffen wir Pyrit, sowie Magnetit in kleinen Körnern, aber in großer Menge. Sie siedeln sich gern auf den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Mineralien an. Apatit und Zirkon liegen in relativ großen Exemplaren massenhaft im Gestein. Lange, unendlich dünne, hoch lichtbrechende Nadeln, wohl Rutil, liegen — meist sagenitartig — im Biotit und teilweise in der Hornblende.

Es ist zweifelhaft, ob das Thannöder Gestein, das einen etwas flaserigen Eindruck macht, dem Bojit oder überhaupt dem Gabbrotypus zuzurechnen ist. Vielleicht ist die Annahme richtiger, daß wir es hier mit einer basischen dioritischen Schliere zu tun haben, womit auch der Plagioklascharakter mehr in Einklang zu bringen wäre. Der Fundort gibt leider keinen Aufschluß hierüber.

¹⁾ Karte des Deutschen Reiches, Bl. 614, Passau.

4. Uralitgabbro.

In gleichfalls weiter Verbreitung tritt ein Gabbrotypus auf, dessen Charakteristikum ein grünes pleochroitisches Mineral mit den physikalischen Eigenschaften, ganz besonders mit der Spaltbarkeit der Hornblende bildet. Es ist dies Uralit, dessen sekundäre Entstehung aus dem Pyroxen hin und wieder eingelagerte Augitreste verraten. Fehlen jedoch diese, so wird seine Unterscheidung von der aus der braunen Hornblende entstandenen grünen Hornblende sehr schwer, wenn nicht unmöglich, da beide in Betracht kommende Mutterminerale, wie wir gesehen haben, in der Regel keine Neigung zum Idiomorphismus besitzen, andererseits aber Uralit wie grüne Hornblende in Farbe, Aussehen und Pleochroismus — c und b grün, a gelblichgrün — durchaus gleich sind. Dazu scheint sich der Uralit

„keineswegs immer genau an den von dem ehemaligen Augit vorgezeichneten Raum zu halten. Darauf verweisen einmal das Zerfasertsein an den Fasern der Vertikalachse in isolierte Zacken und Spitzen, andererseits die von den Querschnitten oft dargebotenen Erscheinungen der Abrundung“.¹⁾

Auch die gewöhnliche Faserung des Uralits ist kein sicheres Unterscheidungsmerkmal von der aus der braunen entstandenen grünen Hornblende, denn

„diejenige grüne Hornblende, welche erwiesenermaßen als Umwandlungsprodukt des Augits erscheint, braucht nicht allemal die uralitische Faserung zu besitzen, sie kann auch — wie dies wohl zuerst SVEDMARK 1876 für den Uralitporphyrit von Vaksala hervorgehoben hat — eine mehr kompakte Beschaffenheit aufweisen und zwar scheint es vielfach, als ob diese Ausbildung der faserigen nachgefolgt und aus ihr hervorgegangen sei. Ob man diese nichtfaserige sekundäre grüne Hornblende auch noch mit unter den Begriff des Uralits zählen soll, ist strittig. Einerseits sind beide manchmal schwierig voneinander zu trennen und nur verschiedene Stadien oder Produkte einer zusammenhängenden Reihe von Vorgängen, andererseits würde jede Hereinziehung eine Erweiterung des Rose'schen Uralits bedeuten“.²⁾

Aus allen diesen Gründen scheint es nicht opportun, weil in praxi oft nicht durchführbar, diese metamorphen Gesteine in zwei Unterklassen zu zerlegen, je nachdem sie von einem eigentlichen Gabbro oder einem Bojit abstammen. BERGT, der, wie schon erwähnt, an einer anderen Stelle des Bayerischen Waldes, bei Furth i. W. sich mit der Untersuchung des dortigen Gabbromassivs beschäftigt, schreibt:

„Neben frischem Diallagabbro kommt auch reichlich mit ihm innig verbundener Uralitgabbro vor, ferner auch Gabbro, in dem neben dem Pyroxenmineral braune oder grüne kompakte Hornblende vertreten ist.“³⁾

Fand er im Gebiete des Hohen Bogens keinen uralitführenden grünen Hornblendegabbro oder reiht er diesen gleichfalls dem Uralitgabbro unter?

Uralit, wie grüne Hornblende erliden noch eine weitere Umwandlung in Chlorit, wobei Epidot, Brauneisen und Spuren von Kalzit entstehen. Neben dem

¹⁾ F. ZIRKEL: Lehrb. d. Petrographie, II. Aufl. 1. Leipzig 1893, S. 319.

²⁾ Ibid., S. 320.

³⁾ W. BERGT: Das Gabbromassiv im Bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitzungsber. d. K. preuß. Ak. d. W. XVIII. 1905, S. 7 und 8.

Uralit ist noch die oft sichtbare sogen. gewanderte Hornblende von absolut lichtgrüner Farbe zu erkennen, die in Form zarter und zartester Stengel und Haare sich auf Rissen und Sprüngen nicht nur des Uralits sondern auch des Feldspates filzartig verbreitet und sich so über das ganze Gestein hinzieht.

In zwei Schliften eines flaserig ausgebildeten Uralitgabbros, der von derselben Stelle bei Mahd auf dem Staffelberge stammt, wie der auf S. 154, 155 beschriebene anorthithaltige Bojit und die ich gleichfalls der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Dr. OEBBEKE verdanke, haben sich größere, bis zu 8 mm lange und 3 mm breite Diallage recht frisch erhalten. Dieselben zeigen im durchfallenden Licht eine grüne Farbe in sehr leichten Tönen, im Längsschnitt eine ausgesprochen stengelige Struktur mit zylindrischen, durch Eisenerze, Karbonate und sonstige Zersetzungsprodukte ausgefüllten Hohlräumen und sind gut idiomorph ausgebildet.

Die Feldspäte der mir vorliegenden Uralitgabbros gehören meist einem — teilweise recht basischen — Labradorit an, der in der Regel mit einem sauren Plagioklas vom Andesintypus vergesellschaftet ist. Ihre Umwandlung in ein Aggregat winziger, meist stark doppelbrechender Schüppchen und Blättchen, wie man es bei den Granitfeldspäten zu sehen gewohnt ist, befindet sich durchschnittlich in einem weit fortgeschrittenen Stadium. Die bei Gabbros so häufig auftretende Erscheinung der Saussuritisierung ist dagegen in unserem Gebiet nirgends beobachtet worden.

Von sonstigen Gemengteilen finden wir Titaneisen und titanhaltiges Magnet-eisen in wechselnder, meist unbedeutender Menge. Um so eigentümlicher berührt die fast immer große Anzahl kleiner allotriomorpher Titanitkörner, die über den ganzen Schliff verstreut und zweifellos sekundärer Natur sind. Da man nun nicht gut sich vorstellen kann, daß dieselben ausnahmslos als Leukoxen ihre Existenz den vorerwähnten Erzen verdanken, so ist es wohl höchst wahrscheinlich, daß die braune Hornblende bei ihrer Umwandlung in die grüne durch Abgabe ihres TiO_2 -Gehaltes — auf den ihre „zwar nicht starke, aber erkennbare Bisektrizendispersion hindeuten dürfte“¹⁾ — zur Titanitbildung wesentlich beitrug, um so mehr als die Entstehung und Lagerung kleiner Titanitkörner gerade in verwitternden Hornblende-exemplaren deutlich sichtbar ist. Apatitstäbchen und -körner sind im allgemeinen nicht zahlreich, Zirkonkörnchen sogar meist selten.

Als Fundorte für Uralitgabbros seien außer dem Staffelberg genannt die Felsmassen an der oberen Steinbacher Mühle bei Kalteneck, einige „Findlinge“ am Wege zum GEBR. KERBER'schen Bruch auf dem Büchlberg, ferner an der Bahnlinie Passau—Freyung der Einschnitt bei km 17,4 und der mit „Findlingen“ übersäte Hang in der ungefähren Höhe von km 21,8.

Zu den Uralitgabbros möchte ich auch ein stark geschiefertes Gestein rechnen, das an einem Fußwege längs vorgenannter Bahnlinie ungefähr in der Höhe von Bahnkilometer 19,3 in einem Einschnitte zu Tage tritt. Es ist ein schwarzes, durch seinen reichen Biotitgehalt prächtig glänzendes Gestein, das oberflächlich an dunkeln Biotitgneis erinnert. Auch unter dem Mikroskop erkennt man sofort das Vorherrschen der dunkeln Gemengteile. Im Schliff senkrecht zur Schieferung ist die typische Gabbromosaikstruktur vollständig erhalten. Plagioklas und Uralit bzw. grüne Hornblende sind wie bei vorbesprochenen Uralitgabbros. Noch erhaltene Enstatite weisen die bei den echten Gabbros bereits erwähnten bortigen Umrandungen mit grüner Hornblende auf. Im Unterschied von dem gewöhnlichen Uralitvorkommen

¹⁾ ROSENBUSCH: Physiographie II. 1., S. 333.

ist vorliegendes äußerst reich an Biotit mit einem Pleochroismus von hell- bzw. fahlbraun bis fast farblos und der hier neben Lappen- und Blätterform auch die von langen, schmalen Leisten annimmt. Umwandlung von Biotit, sowie Uralit in Chlorit sind sehr häufig. Erze kommen nur ganz vereinzelt vor und zwar meistens als kleinste Magnetitkörner; Zirkon, sowie Apatit sind gleichfalls ganz selten.

Eine ähnliche, jedoch an kleinen opaken Erzkörnchen äußerst reiche Gesteinszusammensetzung finden wir bei einem Vorkommen, das durch den Einschnitt zwischen km 22,6 und 22,7 der Passau—Freyunger Bahn freigelegt ist. Der Glimmer hat dortselbst mehr rostbraune Färbung und die Hornblende scheint eher Smaragdit als Uralit zu sein. Diese erzkörnchenreichen Hornblende-Glimmer-Plagioklas-Lagen, auch makroskopisch an ihrer rötlich- bis bräunlichschwarzen Farbe erkenntlich, wechseln regelrecht ab mit grünlich erscheinenden, so gut wie erzfreien Lagen, die — in typischer Mosaikstruktur — zumeist aus ziemlich (mehrere Millimeter) großen diopsidischen Diagonalen mit etwas Labrador und wenig Andesin vermischt bestehen. Daneben findet sich — für Gabbro ganz ungewöhnlich — eine kleine Menge von Mikroclin. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt in der Regel mehrere Millimeter; selten steigt sie auf einige Zentimeter.

V. Essexit.

An der Staatsstraße Passau—Tittling—Schönberg—Zwiesel lagern ca. 2,2 km nördlich von Tittling direkt am Kilometerstein 25 (ab Passau) mehrere große Blöcke eines prachtvollen, glänzend schwarzen, fast eher grob- als mittelkörnigen Gesteins,¹⁾ dessen makroskopisches Charakteristikum die zahlreichen, durchschnittlich 4–6 mm, gelegentlich auch über 1 cm großen bräunlichschwarzen, fast metallisch glänzenden Glimmerblätter sind, die sich teilweise ohne Schwierigkeit mit dem Fingernagel aus dem Gesteine herauskratzen lassen. Daneben sehen wir grauweißen Feldspat, der durch seine Viellingsstreifung auf seinen mattglänzenden Spaltflächen Plagioklasnatur verrät. Endlich fallen noch manchmal grüne, seidenartig schimmernde, bis zu 2 cm breite und 3 cm lange Flächen auf, die einem von Hornblende unter- und durchwachsenen Augitkristalle angehören.

Unter dem Mikroskop (Fig. 4) offenbart sich eine echt hypidiomorphkörnige Struktur und eine ausgeprägte Vorherrschaft der farbigen Bestandteile. Der Plagioklas in sehr wenig idiomorpher Tafelform ausgebildet, zeigt Albit-, damit vereinigt auch Karlsbader- und gelegentlich Periklinlamellierung. Er ist meist ein basischer Andesin, teilweise ein saurerer Labradorit. Sein Habitus ist ungefähr der der Granit- bzw. Dioritfeldspäte, jedoch zeigt der Labradorit die ihm eigentümliche breite Lamellierung. Er zersetzt sich unter Bildung von farblosem Glimmer und Kalzit.

Eine ganz bescheidene Menge von allotriomorphem Orthoklas füllt gelegentlich die Interstitien zwischen anderen Gemengteilen aus und dokumentiert sich so als spätes Ausscheidungsprodukt.

¹⁾ Das K. Straßen- und Flußbauamt Deggendorf hatte die Liebenswürdigkeit, auf eine durch Verfasser veranlaßte Anfrage seitens des Mineralogischen Laboratoriums und der Geologischen Sammlung der K. Technischen Hochschule zu München über die Herkunft dieser Steinblöcke Erhebungen einzuziehen, welche ergaben, „daß fragliche Steine in einzelnen Findlingen in der Nähe von Trautmannsdorf, und zwar wie Verfasser nachträglich in Erfahrung brachte, auf den Wilsabhängen südöstlich dieser Ortschaft, angetroffen worden sind. Bildhauer SCHULER von Passau ließ dieselben ausgraben zur Herstellung von Grabsteinen. Heute wird wohl nur mehr selten ein solcher Stein gefunden werden.

Von Pyroxenmineralien sehen wir einen idiomorphen lichtgrün durchsichtigen, nicht pleochroitischen Augit von kurzer, dickprismatischer Form und einer Auslöschungsschiefe bis zu 45° . Er bildet hin und wieder Zwillinge nach der Querfläche mit einer schmalen, zwischen den Hauptindividuen eingeschalteten Lamelle. Wie schon bemerkt, findet man ihn nicht selten in relativ großen Kristallen in enger Gemeinschaft mit Hornblende; im übrigen steht er an Menge ziemlich weit hinter den beiden anderen farbigen Hauptgemengteilen zurück und ist teilweise in eine uralitische Hornblende umgewandelt.



Fig. 4.

Essexit von Trautmannsdorf (Block an der Staatsstraße Passau—Schönberg).

$\left(\frac{17}{1}\right)$. Nicols +.

Die recht zahlreiche, teilweise in bis zu über 1 cm großen Exemplaren auftretende arfvedsonitische Hornblende mit kräftigem Pleochroismus $a =$ fahlleder- bis graubraun, $b =$ olivbraun, $c =$ olivbraun, etwas ins Grüne spielend, ist gegen die Feldspäte immer, gegen den Biotit bisweilen idiomorph ausgebildet. Dieser ist der häufigste Gemengteil. Er zeigt die Form von Lappen, Fetzen, sehr oft auch die von an den Enden zersplißten Leisten, hat eine kleine der Beobachtung leicht entgehende Auslöschungsschiefe von $1-2^\circ$ und besitzt einen außerordentlich starken Pleochroismus von tief schokoladebraun bzw. rostbraun nach strohgelb.

Eigentümlich und für die Essexitnatur unseres Gesteins bezeichnend ist die außerordentlich innige Ver- und Durchwachsung von Augit, Hornblende und Biotit, die teilweise einen vollkommen granophyrischen Charakter trägt, genau so, wie sie ROSENBUSCH in seiner „Physiographie“ bei den Essexiten beschreibt.¹⁾

Ein weiteres Charakteristikum unseres Gesteins sind grünliche Flecken, die bei flüchtiger Betrachtung an den Pinit erinnern, das bekannte, besonders im Bayerischen Waldgebirge sehr verbreitet auftretende Umwandlungsprodukt des Cordierits. Unter dem Mikroskop lösen sich diese Flecken in ein Gemenge hellgrüner, glasartiger Hornblendestäbchen und bläulichgrüner Augitkörnchen auf, zu denen

¹⁾ Bd. II, 1. H., S. 394.

sich gelegentlich, aber nicht eben häufig, etwas brauner Biotit gesellt. Ob wir es hier mit dem Umwandlungsprodukt eines Olivins zu tun haben, läßt sich mit Sicherheit nicht behaupten. Im Gegenteil man findet nie auch noch so bescheidene Reste dieses Minerals.

Von Nebengemengteilen sind Eisenerze außerordentlich spärlich: einige wenige Körnchen von wohl titanhaltigem Magnetit und etwas Pyrit. Um so auffallender ist die außerordentliche Menge kleiner und kleinster allotriomorpher Körner sekundären Titanits, die sich um die Biotitfetzen und -leisten scharen und mit Vorliebe seine aufgesplißten Spaltungsrisse aufsuchen. Sie sind zweifelsohne nicht aus dem Erz, sondern aus dem Magnesiaglimmer entstanden. Sehr zahlreich sind ganz früh ausgeschiedene Apatitkörner in rundlicher oder ovaler Kristallform.

Gleichfalls nicht weit von Trautmannsdorf, an der östlichen Lehne des nach der kleinen Ortschaft Windorf benannten Windorfer Berges tritt ein ähnliches Gestein in größeren Felspartien als ca. 3—4 m breiter Gang auf. Es ist jedoch weit feinkörniger als der Trautmannsdorfer Essexit, obwohl es noch recht gut das Prädikat „mittelkörnig“ beanspruchen kann. Auch hier fallen makroskopisch die reichlichen Glimmerblätter auf, deren Dimensionen aber in der Regel kaum 2—3 mm überschreiten dürften, oft auch darunter bleiben.

Unter dem Mikroskop sehen wir — natürlich in kleinerem Maßstabe — im allgemeinen dasselbe Bild wie im vorbeschriebenen Gestein. Nur ist der Augit etwas zahlreicher, die Hornblende etwas weniger oft vertreten.

Das Gestein ist von unendlich zahlreichen feinsten Aplitschnüren durchzogen und besitzt eine überaus große Menge pegmatitischer und „preßsackartiger“ Ausscheidungen, so daß es sich zu Bildhauerzwecken nicht eignet. Der Versuch einer Bruchanlage in der Gangrichtung von der alten Straße Tittling—Trautmannsdorf aus mußte somit zum Teil bald eingestellt werden.

Ein weiterer Essexitfundort ist ein zurzeit gleichfalls außer Betrieb befindlicher Steinbruch am Golgenreuter Berg an der Landstraße Perlesreut—Fürsteneck in nächster Nähe von Eisenbärnreut. Das an Korngröße, Struktur und Mineralzusammensetzung dem Windorfer Vorkommnis sehr nahestehende Gestein durchbricht hier in Gangform von 4—6 m Breite den Passauer Waldgranit.

Unter dem Mikroskop sehen wir hier die Hornblende noch mehr in den Hintergrund gedrängt zu Gunsten des Augits, der an Menge dem Glimmer sehr nahekommt; derselbe ist der gründurchsichtige Augit, den wir vom Trautmannsdorfer Vorkommen her kennen. Sehr häufig umgibt denselben ein grüner Hornblendesaum in bekannter Weise. Der Biotit hat nicht die schokoladebraune Färbung, sondern ist meist dunkelolivfarbig mit Pleochroismus nach blaß Strohgelb. Die Leisten, die er bildet, sind vielfach verbogen, gekrümmt, zerbrochen, zerspritzt, kurz und gut, sie zeigen alle Phänomene einer Druckwirkung. Eine unendliche Menge kleinster Titanitkörner, daneben zahlreiche feinste Rutilnadelchen besetzen die Biotitränder, dringen auf den Spaltrissen in das Innere und erfüllen dasselbe.

Die Feldspäte zeigen oft undulöse Auslöschung, gleichfalls eine Folge von Druckerscheinungen. Orthoklas ist um vieles reichlicher vorhanden als im Trautmannsdorfer Gestein, er ist als letzte Ausscheidung allotriomorph und zeigt seinem Aussehen nach große Ähnlichkeit mit den Granitquarzen. Von Plagioklasen überwiegt auch hier Andesin über Labrador. Erze sind spärlich, Apatitkörner in reicher Menge vorhanden.

Ein vierter Fundort ist der Steinbruch der Gemeinde Haselbach zwischen Schönberg und Perlesreut. Auch hier haben wir es mit einer mehrere (6—8) m mächtigen gangartigen Intrusion zu tun. Das Gestein unterscheidet sich in Farbe, Glanz und Aussehen fast gar nicht von dem Golgenreuter Essexit. Bei genauerer Betrachtung bemerkt man jedoch, daß die Feldspäte in größerer Anzahl erscheinen, ohne jedoch dem Gestein seinen durchaus femischen Charakter nehmen zu können.

Unter dem Mikroskop zeigt dieser Essexit sehr wenig Spuren einer Druckwirkung, indem nur selten die Feldspäte etwas undulöse Auslöschung und die Biotitblätter und -leisten fast nie Deformierungen aufweisen. Der Plagioklas ist fast ausschließlich Andesin, unverhältnismäßig weniger Labradorit. Neben Zwillingbildung nach Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz konnte auch einmal eine solche nach dem Bavenoer Gesetz in Verbindung mit dem Albitgesetz konstatiert werden. Orthoklas beteiligt sich ungefähr in derselben Menge wie im vorbeschriebenen Gestein, teilweise in relativ großen Exemplaren. Der olivbraune Glimmer scheint größere Neigung zur Blätter- als zur Leistenausbildung zu haben. Die Hornblende ist olivgrün mit einem Pleochroismus ins Lederfarbene und zeigt bisweilen Zwillingbildung nach der Querfläche. Grüner Augit ist häufig und wie im Golgenreuter Gestein gern mit einem grünen Hornblendesaum umfaßt. Die essexitische Durchwachsung dieser drei Gemengteile ist auch hier sehr ausgeprägt. Körner hauptsächlich von Pyrit und daneben auch Titanmagnetit sind in diesem Vorkommen ziemlich häufig. Letzterer ist fast regelmäßig von einem Titanitkranz umgeben. Auch sonst ist allotriomorpher Titanit reichlich, gleichfalls in Verbindung mit feinsten Rutilnadeln, um und in dem Biotit, teilweise auch um und in der Hornblende gelagert und bestimmt sekundärer Entstehung. Gleichfalls häufig sind früh ausgeschiedene Apatitsäulchen und -Körner.

Der Haselbacher Essexit eignet sich wegen seiner Schönheit vorzüglich zu Dekorationssteinen und wird auch vielfach zu Grabmonumenten etc. verwertet.

An der Straße zwischen Haus und Biberbach findet sich kurz vor dem Aufstieg zu letzterer Ortschaft ein dem Haselbacher Essexit vollkommen analoges Gestein in anstehender Form.

Daß wir es in allen Fällen mit echten Essexiten zu tun haben, zeigt deutlich die chemische Analyse eines Stückes von dem Haselbacher Gestein. Dieselbe ergab¹⁾:

| | |
|---------------|----------|
| Kieselsäure | 44,87 % |
| Titansäure | 4,71 „ |
| Tonerdeoxyd | 14,05 „ |
| Eisenoxyd | 2,03 „ |
| Eisenoxydul | 7,79 „ |
| Manganoxydul | 0,07 „ |
| Bittererde | 8,87 „ |
| Kalkerde | 9,76 „ |
| Natriumoxyd | 4,65 „ |
| Kaliumoxyd | 2,31 „ |
| Phosphorsäure | 0,27 „ |
| Schwefel | 0,23 „ |
| Glühverlust | 0,62 „ |
| Summe | 100,23 % |

Als zweifelhaft, ob zu den Essexiten gehörig, ist ein geschiefertes Vorkommen zu bezeichnen, das durch einen schönen, großen Aufschluß am Wege

¹⁾ Anal.: Dipl.-Ing. Dr. G. VERVUERT.

längs der Bahnlinie Passau—Freyung, kurz vor Kalteneck, in der ungefähren Höhe von Bahnkilometer 19,6/7 freigelegt ist. Auch hier haben wir es mit einer gangartigen Intrusion zu tun. Das durchbrochene Gestein ist ein aplito-pegmatitisch ausgebildeter Granit, der unter dem Mikroskop aufs deutlichste Kataklasstruktur offenbart, wie wir solche bei den Pfahldioriten kennen gelernt haben.

Feldspäte von 1 bis mehrere Zentimeter Größe, vorwiegend Orthoklase, daneben auch einige Plagioklase der Andesinologoklasreihe liegen mit mehr oder minder zertrümmerten Rändern in einer Masse, die aus eben diesen Feldspattrümmern, aus Quarzbrocken und Biotitleisten und -blättern besteht. Der Magnesia-glimmer weist außerordentlich kräftigen Pleochroismus von tiefkaffeebraun nach bräunlichgelb auf und ist oft in smaragdgrünen Chlorit umgewandelt.

Das durch diesen Granit durchbrochene essexitische Gestein ist feinkörnig und ähnelt makroskopisch den beschriebenen Gabbro- bzw. Bojitzgesteinen. Um so eigentümlicher berührt das vollständige Fehlen von Hornblende. Der Plagioklas — ungefähr 50—60% des Gesamtinhaltes ausmachend — tritt, von einigen etwas größeren Exemplaren abgesehen, im allgemeinen in äquidimensionaler Form auf, wie man es bei den Gabbros zu sehen gewohnt ist. Er ist fast zu gleichen Hälften basischer Andesin und Labradorit und zeigt sehr oft die den Essexitfeldspäten eigentümliche, bei gesenktem Tubus oder deutlicher zwischen gekreuzten Nikols gut hervortretende fleckige Beschaffenheit, die lebhaft an Mikroperthit erinnert, jedoch einem höher lichtbrechenden, somit basischerem Plagioklas zuzuschreiben ist. Der Pyroxen ist ausnahmslos ein lederbrauner Augit, meist in der Form unregelmäßiger Körner; derselbe entspricht im Aussehen und optischem Verhalten genau dem Titanaugit des Rongstocker Essexites, den in einem von Herrn Prof. Dr. WEBER mir in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Schliiff ich kennen zu lernen Gelegenheit fand. Er herrscht von den farbigen Gemengteilen weitaus vor und bildet nach approximativer Schätzung 25—35% des Gesamtinhaltes. Der eng mit ihm vergesellschaftete Biotit hat meistens die Form dünner Leisten und einen Pleochroismus von intensiv rotbraun nach strohgelb. Sein Anteil am Gestein läßt sich auf ca. 15% veranschlagen. Recht zahlreich sind die Erzkörner — Pyrit, wie Magnetit —, die an Menge nur wenig hinter dem Biotit zurückstehen. Orthoklas ist ziemlich selten, Apatit für ein essexitisches Gestein nicht allzu häufig; endlich findet man noch einige wenige Zirkonkörnchen.

VI. Pyroxenit.

Die verschiedenen Gabbrotypen, die am Schachet bei Hauzenberg anstehen, leiten zu einem Gestein über, das sich durch seinen fast verschwindenden Plagioklasgehalt als Pyroxenit dokumentiert. Dasselbe steht bei km 24,5 der Bahnlinie Passau—Hauzenberg in enger Vergesellschaftung mit massigen Gabbros, die randlich in den auf S. 154 und 155 erwähnten Bändergabbro übergehen.

Unter dem Mikroskop erkennt man als Hauptbestandteile in teilweise idiomorpher, aber auch allotriomorpher Ausbildung einen gründurchsichtigen, diopsidischen Diallag und einen rhombischen Pyroxen, beide ungefähr in gleicher Menge vertreten. Letzterer dokumentiert sich teilweise durch seinen — allerdings bei diesem Vorkommen nicht immer gut erkenntlichen — Pleochroismus in lichtroten und grünen Tönen, als Hypersthen; zum kleineren Teil muß man ihn zum Bronzit

bezw. Enstatit rechnen. Wir haben somit einen Gesteinstypus, den WILLIAMS mit „Websterit“¹⁾ bezeichnete.

Neben den Pyroxenen findet sich in ziemlicher Menge eine rehbraune Hornblende, wie sie den „echten“ Bojittypen von Kellberg und dem Passauer Graphitgebiet zu eigen ist. Olivin fehlt eigentümlicherweise nicht, im Gegensatz zu allen hier untersuchten Gabbros dieser Gegend. Sein Vorkommen ist, wenn auch nicht untergeordnet, so doch nicht derart zahlreich, daß man ihn als wesentlichen Bestandteil betrachten könnte. Ganz vereinzelt findet man rundliche, allotriomorphe Plagioklase von Labradorittypus. Recht zahlreiche Erzkörner erweisen sich durch ihren speisgelben Chagrin als Pyrit. Unabhängig davon erfüllen opake Interpositionen — wohl Magnetit — in großer Masse staubartig das Innere der teilweise in Umsetzung befindlichen Mineralien. Das ganze Gestein zeigt die Anfänge einer leichten Serpentinisierung.

Wohl umgewandelten Peridotiten verdanken Serpentinorkommnisse ihre Entstehung, die wir in schöner Ausbildung zwischen Geiersdorf und Straßkirchen, und als seidenglänzenden Serpentinast (Chrysotil) bei Neureut unfern Freyung antreffen.

B. Ganggesteine.

I. Die granitporphyrischen Ganggesteine.

Eine Eigentümlichkeit des Passauer Granitmassivs ist das Fehlen echter Granitporphyre in einem Gebiet, das zum größten Teil aus Graniten besteht, die durch die bei ihnen so häufig konstaterbaren myrmekitischen Durchwachsungen von Quarz und Feldspat, sowie durch das öftere Hervortreten von einzelnen Feldspatindividuen ihre Neigung zu porphyrischer Ausbildung (Dachsbergtypus!) in mehr oder weniger hohem Maße erkennen lassen.²⁾ Mannigfacher sind die hypoabyssischen und Gangformen der dioritischen Massen. Manche der sogen. Pfahldiorite ließen sich vielleicht hierher stellen, wenn man den engen Zusammenhang dieser Gesteinstypen auseinanderreißen wollte. Dazu kommt aber noch, daß die außerordentlich starke kataklastische Deformation der in Frage kommenden Pfahlgesteine und in vielleicht nicht minderem Maße die der feinstkörnigen Salzwegtypen, die ja auch in ihren „normalen“ Tiefengesteinsformen eine Neigung zu porphyrischer Ausbildung recht deutlich zu erkennen geben, eine Deutung, ob Tiefen- oder ob Ganggesteinskonstruktur, wohl kaum zulassen. Die Ränder der Feldspateinsprenglinge sind durchweg derart zerdrückt und zerbröckelt, daß es nicht wohl möglich ist, Rückschlüsse auf ihre einstige Form — ob idiomorph, ob allotriomorph ausgebildet — zu ziehen. Fast noch mehr gilt dies von den zertrümmerten Bestandteilen der Grundmasse. Es seien daher im folgenden nur diejenigen Ganggesteine erwähnt, die nach Struktur und Auftreten als solche im ROSENBUSCH'schen Sinn aufzufassen sind.

1. Glimmerdioritporphyrite und ihre Derivate.

In außerordentlich großer Verbreitung tritt in der Zone Röhrnbach—Waldkirchen—Wollaberg sowie an verschiedenen anderen Orten des Passauer Granit-

¹⁾ Vgl. ROSENBUSCH Physiogr. Bd. 2, 1. H., S. 479.

²⁾ Als einzige Ausnahme wäre höchstens ein alsbachitisches Gestein zu betrachten, das in enger Verbindung mit Quarzglimmerporphyriten steht, eine Abart dieser darstellt und aus Opportunitätsrücksichten mit ihnen zusammen seine Beschreibung finden soll.

massivs eine Gesteinsart auf, die GÜMBEL in Verbindung mit dem Hauzenberger Gabbrovorkommnis als Diorit beschreibt und deren Abbildung (vom Schauberg bei Markt Hauzenberg) er beigibt.¹⁾

Reichliche Chloriteinsprenglinge in feinkörniger bis dichter Grundmasse geben diesem Gestein ein lichtblaugraues bis graugrünes Aussehen. 1—2 mm große Feldspäte und dunkelbraune Glimmerblättchen stellen sich gleichfalls gewöhnlich in großer Menge ein, sodaß neben diesen die Grundmasse ohne Vergrößerung sich öfters kaum bemerkbar macht und die Struktur somit als eine körnige erscheint.

Unter dem Mikroskop erkennt man jedoch, daß man es mit einer granitporphyrischen Gesteinsausbildung zu tun hat. Die Feldspäte der ersten Generation, der Mehrzahl nach saure Plagioklase, aber auch teilweise recht reichliche Orthoklase, liegen in völlig idiomorpher Ausbildung in der Grundmasse und zeigen sehr oft die Zwillingbildung nach dem Karlsbader, weit seltener nach dem Bavenoer Gesetz. Die Plagioklase, durch ihre Lamellen nach dem Albit- und gelegentlich daneben auch nach dem Periklingesetz von den Orthoklasen leicht unterscheidbar, lassen bei vielen Vorkommnissen eine prächtige zonare Ausbildung erkennen. Eine im Inneren beginnende und nach außen rasch fortschreitende Zersetzung findet sich bei den meisten Feldspäten. Es bilden sich dann die bei den Graniten bereits geschilderten hochlichtbrechenden Körperchen und Blättchen von Kalzit, Muskovit etc.

Der Glimmer ist ein olivbrauner Biotit, der meist in Leistenform auftritt; Leisten, die speziell bei den Vorkommnissen am Osterbach oft verbogen, gekrümmt und eingerissen sind, ein Zeichen, daß dieses Gestein gleichfalls Druckwirkungen — allerdings schwächerer Art wie bei den Paliten — ausgesetzt war. Im übrigen ist der Glimmer zum großen Teil bei nicht mehr ganz frischen Exemplaren sogar vollkommen in Chlorit und Epidot umgewandelt. Diese neugebildeten Mineralien rekrutieren sich jedoch nicht nur aus der Umsetzung des Biotits, sondern es zeigen gelegentlich Chloritindividuen einen rhombischen Querschnitt mit dem Winkel von 124° , der den Schnitten der Hornblende senkrecht zum Prisma eigentümlich ist. Bei der Durchsicht einer ganzen Reihe von Schliffen konnte nur in einem solchen von Geiersberg im Frauenwald ein winziges Stück grüner Hornblende mit ziemlich deutlichen Spaltrissen nach dem Prisma gefunden werden. Alles übrige ist in Chlorit und Epidot umgewandelt. Daß dieser Umwandlungsprozeß ausschließlich einer Einwirkung der Atmosphärien zuzuschreiben ist, läßt sich nicht wohl annehmen, nachdem wir auch bei durchaus frischem Gestein aus dem Innern von Brüchen, dessen Feldspäte nur recht geringe Verwitterungsmerkmale aufweisen, diese Metamorphose schon abgeschlossen finden.²⁾ Sollten wir es hier nicht etwa mit einer magmatischen Umbildung zu tun haben?

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus einem sehr feinkörnigen holokristallinen Gemenge, dessen Hauptbestandteil Feldspatindividuen bilden. Hierbei sind in einigen Vorkommnissen die Orthoklase, in anderen die Plagioklase in der Mehrzahl. Im ersteren Falle zeigt der Dünnschliff unter gekreuzten Nicols infolge der mehr gedrungenen Form der Orthoklaskörperchen in Verbindung mit ziemlich reichlichem Quarze mehr den körnigen Charakter, den wir bei echten Granitporphyren zu sehen gewohnt sind und der erheblich von dem Bild abweicht, das

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 345.

²⁾ Bei den mit unserem Ganggestein eng verbundenen Dioriten vom Salzwegtypus zeigen Stücke von weit stärker vorgeschrittener Zersetzung noch relativ gut erhaltene Hornblendeexemplare.

uns die andere Ausbildung durch die Leistenform ihrer zumeist dem Oligoklas, seltener dem Andesin zugehörigen Kalknatronfeldspäte, durch das Zurücktreten des Quarzes und durch die vermehrte Teilnahme von Biotit bzw. Chlorit an der Zusammensetzung der Grundmasse gleichfalls in Leistenform bietet. Beide Ausbildungsformen treten übrigens fast immer gemeinsam auf und gehen dann durch Zwischenglieder sukzessive von der einen in die andere über.

Sehr reichlich finden sich granophyrische Verwachsungen von Quarz und Feldspat. Gleiche Apatitnadeln und spärliche Zirkonkörnchen, gelegentlich auch etwas Titanit, sind als weitere Bestandteile noch zu vermerken, ferner Erzkörner und zwar sowohl Magnet Eisen wie Pyrit, die eine ziemliche Verbreitung ausweisen.

Auf Grund des mikroskopischen Befundes muß das Gestein als ein quarzhaltiger Glimmerdioritporphyrit angesprochen werden, der gelegentlich durch Zunahme und sogar durch Überwiegen der Orthoklasbestandteile in der Grundmasse — nicht aber unter den Einsprenglingen! — ein Hinneigen zur Ausbildung als Granitporphyrit bekundet.¹⁾

Eine erste kurze mikroskopische Beschreibung des Gesteins nebst zweier seiner Ausbildungsformen gab OEBBEKE von dem großen nunmehr aufgelassenen Bruch der Teisnacher Granitwerke südlich von Appmannsberg.²⁾ Die dieser Publikation beigefügte Analyse (von A. SCHWAGER) sei hier wiedergegeben (I), desgleichen eine weitere von dem Glimmerdioritporphyrit aus einem zirka 300 m nordöstlich von Dorf Hauzenberg³⁾ gelegenen Bruch (II).⁴⁾

| | I. | II. |
|---------------|--------|--------|
| Kieselsäure | 62,51 | 64,78 |
| Titansäure | 1,85 | 1,07 |
| Tonerdeoxyd | 14,81 | 17,45 |
| Eisenoxyd | 1,68 | 1,53 |
| Eisenoxydul | 2,97 | 2,35 |
| Manganoxydul | 0,64 | 0,03 |
| Kalkerde | 5,04 | 4,07 |
| Bittererde | 3,12 | 2,04 |
| Kaliumoxyd | 2,03 | 1,83 |
| Natriumoxyd | 3,49 | 3,12 |
| Lithiumoxyd | Sp. | — |
| Phosphorsäure | 0,51 | — |
| Schwefel | — | 0,13 |
| Kohlensäure | 0,36 | — |
| Wasser | 1,52 | 1,97 |
| Summe | 100,53 | 100,37 |

Der Glimmerdioritporphyrit hat mehrere Ausbildungsformen, denen eine dichtere Grundmasse fast regelmäßig gemeinsam ist. Eine solche beschreibt kurz

¹⁾ Es ist daher nicht richtig, wie es E. WEINSCHENK tut, diese Gesteine als „dioritische Gesteine von sehr charakteristischem Habitus“ (Lit.-Verz. 16, S. 17) zu bezeichnen. Allerdings haben einige Varietäten, besonders in der Nähe des Sicklinger Berges, außerordentlich viel Feldspat- und besonders Quarzeinsprenglinge, gegen welche die Grundmasse in entsprechender Weise zurücktritt, sodaß gar nicht selten bei lediglich makroskopischem Betrachten der Eindruck eines körnigen Gesteins gewonnen wird. Unter dem Mikroskop ist aber immer der granitporphyrische Charakter ersichtlich und eine Grundmasse stets vorhanden.

²⁾ Lit.-Verz. 17.

³⁾ Ungefähr in der Höhe von km 33,8 der Lokalbahn Passau—Freyung.

⁴⁾ Anal.: G. VERVUERT.

GÜMBEL vom Hohen Bogen¹⁾ und benennt sie wegen ihres relativ hellen Aussehens nicht unpassend Weißsteindiorit, eine Bezeichnung, die gemäß der jetzigen Gesteinsnomenklatur in Weißsteinporphyrit umzuändern wäre, wenn nicht der Name „Weißstein“ häufig als Synonym für Granulit angewendet würde. So sei hier von der Benennung „Weißsteinporphyrit“ Abstand genommen und dieses Gestein als aplitischer Glimmerdioritporphyrit bezeichnet. Allerdings verliert dieser Porphyrit in seiner ausgezeichnetsten Entwicklung²⁾ fast vollkommen seinen porphyrischen Charakter: Die Einsprenglinge — helle, sowohl wie dunkle — reduzieren sich auf ein Minimum. Die Grundmasse wird außerordentlich dicht. Die Plagioklase bilden meist dünne Leisten, während die Orthoklase gewöhnlich mit dem Quarze granophyrisch verwachsen sind. Die zahlreichen, beinahe ausnahmslos in Chlorit bezw. Epidot verwandelten haarartigen Biotitmikrolithen geben der weißlichgrauen Farbe des Gesteins einen grünlichen Ton.

Daran ist der gewöhnliche aplitische Glimmerdioritporphyrit wohl am leichtesten von einer anderen gleichfalls aplitischen Abart des Glimmerdioritporphyrites zu unterscheiden, deren schmutziggaschgraue Farbe ohne Einschlag ins Grüne neben dem gleichfalls sehr dichten Habitus unwillkürlich an den Keratophyr vom „Heiligen Grab“ im Fichtelgebirge erinnert. In der direkt felsitischen Grundmasse sieht man hie und da schwarzbraune Glimmerblättchen in der Größe von 2—5 mm als spärliche und isolierte Einsprenglinge — kaum ein halbes Dutzend auf einer Gesteinsoberfläche von 1 qdm — auftreten; seltene milimetergroße Quarzeinsprenglinge heben sich von dem übrigen Gestein kaum ab, ebensowenig wie die vielleicht eine Idee reichlicheren Feldspäte.

Unter dem Mikroskop sieht man diesmal in der Grundmasse die Glimmer- bezw. Chloritindividuen seltener werden, desgleichen tritt der klinoklastische Feldspat zurück und wird durch den Orthoklas fast ganz ersetzt; der Quarz ist in zahlreichen myrmekitischen Verwachsungen mit dem Feldspate eng vereinigt.

Eine Analyse dieses Gesteins gab A. SCHWAGER³⁾:

| | |
|---------------|-------|
| Kieselsäure | 73,34 |
| Titansäure | 0,44 |
| Tonerdeoxyd | 14,43 |
| Eisenoxyd | 0,59 |
| Eisenoxydul | 0,77 |
| Manganoxydul | 0,24 |
| Kalkerde | 3,52 |
| Bittererde | 0,72 |
| Kaliumoxyd | 2,61 |
| Natriumoxyd | 2,58 |
| Phosphorsäure | 0,13 |
| Kohlensäure | 0,04 |
| Wasser | 1,07 |

Summe 100,48

Hieraus ersehen wir, wie ja schon der mikroskopische Befund andeutete, den durch den Rückgang des Plagioklas und der dunkeln Gemengteile, sowie durch die Vorherrschaft des Orthoklas und des Quarzes bedingten hohen Kieselsäure-

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S 345.

²⁾ So z. B. am Ausgang des Tunnels bei Fürsteneck (km 23,3 der Bahnlinie Passau—Freyung), dann an der imposanten Felsmauer an der Einmündestelle der Wolfsteiner in die Schönberger Ilz, ferner am rechten Ufer der Ohe in einem schönen Aufschluß ca. 300 m südwestlich von Kollberg u. a. a. O.

³⁾ Lit.-Verz. 17, S. 249. Gestein (II).

gehalt, der das Gestein aus der Diorit- in die Granitreihe weist; dasselbe wäre somit als Granophyr anzusprechen.

Noch SiO_2 -reicher ist zweifellos ein Vorkommen von demselben Bruch bei Appmannsberg. Dort häuft sich der Quarz in dem Maße, daß er unter den Einsprenglingen weitaus vorherrscht. Schon mit bloßem Auge sehen wir da eine Reihe kleiner Quarzkörnchen, die ganz wie in einem dichten Quarzporphyr durch ihren glasig-fettigen Glanz sich von der Grundmasse abheben. Diese ist gleichfalls sehr dicht und von aschgrauer Färbung.

Unter dem Mikroskop sind die Unterscheidungsmerkmale deutlicher. Wir bemerken da viele Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge. Diese treten in der bekannten Tafelform auf, während die weit reichlicheren und teilweise auch größeren Quarze im Schriff die vier- und sechseckigen, meist an den Kanten abgerundeten, teilweise auch Korrosionserscheinungen aufweisenden Formen bilden, die wir in den Quarzporphyren zu sehen gewohnt sind. Um die Einsprenglinge, als die ältere Generation, siedeln sich nun in der Form sphärolithähnlicher faseriger Büschel jüngere Quarze und Feldspäte in streng granophyrischer gegenseitiger Verwachsung und Durchdringung an. Neben diesen, den größten Teil der Grundmasse ausmachenden Pseudosphärolithen finden wir noch eine ganze Anzahl büscheliger Ansätze und feldspatige Sphärokristalle. In dem Raum zwischen den einzelnen Kugelgebilden drängen sich, denselben ausfüllend, Kalk-, Chlorit- und Muskovitblättchen — nur wenig Biotit befindet sich darunter — und legen sich bienenwabenartig um diese.

Wir haben es hier mit einem jener Gesteinstypen zu tun, die gewissermaßen eine Mittelstellung zwischen Aplit und Granitporphyr einnehmen, in der Weise, daß sie mit jenem den Mangel an farbigen Gemengteilen, mit diesem die porphyrischen Ausscheidungen intratellurischen Alters gemeinsam haben. Einen derartigen Typus hat CHELIUS zuerst vom Melibocus beschrieben und Alsbachit bezeichnet.¹⁾ Bei der großen Ähnlichkeit desselben mit unserm Gestein liegt kein Hindernis vor, den Namen Alsbachit auch auf dieses zu übertragen.

Unser Alsbachit wurde nur in dem schon erwähnten Bruche südlich von Appmannsberg gefunden. Vielleicht ist jedoch der „Quarzporphyr“, den GÜMBEL auf der geognostischen Karte 1 : 100000 Bl. XII, Passau, am Biberbach nordöstlich von Perlesreut angibt, jedoch in seiner „Geognostischen Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ nicht weiter erwähnt, nichts anderes als gleichfalls ein alsbachitisches Gestein, das dort als Gang zu Tage tritt. Leider konnte trotz eifrigen Absuchens der betreffenden Stelle kein Vorkommnis gefunden werden, das als Alsbachit, Quarzporphyr oder als ein diesen Ausbildungsformen verwandtes Gestein hätte gedeutet werden können: nur die bekannten, meist grobkörnigen, kataklatisch deformierten Pfahlgesteine sind dort zu sehen. Zweifellos muß der Aufschluß, der seinerzeit GÜMBEL den fraglichen „Quarzporphyr“ lieferte, im Laufe der Jahre verschüttet worden sein oder eine Verwechslung vorliegen.

Analog den vorbeschriebenen leukokraten Ausbildungsformen unseres Glimmerdioritporphyrites haben wir auch eine solche melanokraten Charakters, mit der dieser gleichfalls durch eine fortlaufende Reihe von Übergängen verbunden ist. Auch hier wird die Grundmasse dichter; jedoch reichern sich diesmal vornehmlich ihre dunkeln Bestandteile an. Sie besteht zumeist aus einem außerordentlich

¹⁾ C. CHELIUS: Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1892, IV. Folge, 13. Heft, S. 1—13.

dichten filzigen Gewebe, das aus Plagioklasleisten, reichlichen grünlichbraunen, bei vielen Vorkommnissen teilweise oder ganz in Chlorit und Epidot umgewandelten Biotitmikrolithen,¹⁾ nicht allzu zahlreichem, granophyrisch ineinander verwachsenem Orthoklas und Quarz, endlich aus in stattlicher Anzahl auftretenden Erzkörnchen sich zusammensetzt und öfters ausgeprägte Fluidalerscheinungen aufweist. In dieser Masse liegen nun Plagioklaseinsprenglinge vom Labradortypus in vollkommen idiomorpher Ausbildung und von meist entwickeltem zonaren Aufbau. Viele derselben zeigen Zwillingslamellierung, meist nach dem Albitgesetz; jedoch sind lamellenlose Kalk-Natron-Feldspäte nicht selten. Ferner haben wir meist reichliche hexagonale Biotittafeln von olivbrauner Farbe, die oft den Umsetzungsprozeß in Epidot und Chlorit sehen lassen oder auch bereits vollzogen haben. Sie erscheinen im Schriff oft in der Form von Leisten, die in der Regel im Sinne der Fluidalrichtung gebogen sind. Quarzeinsprenglinge sind nicht häufig und dann genau in derselben Weise entwickelt wie beim Appmannsberger Alsbachit; nur sind sie gewöhnlich stärker korrodiert. Größere, früh ausgeschiedene Erzkörnchen sind zumeist dem Magnetit, der Rest dem Pyrit zuzurechnen. Endlich sind die gut ausgebildeten Apatit- und Zirkonkriställchen nicht zu vergessen. Sekundäre Kalkbildungen sind relativ häufig.

Der außerordentlich große Anteil, den die dunkeln Gemengteile, insbesondere der Glimmer, an der Zusammensetzung der Grundmasse nehmen, stellt das Gestein hart an die Grenze der Lamprophyre: Wir haben es hier mit einem lamprophyrischen Glimmerdioritporphyrit zu tun.

Solche lamprophyrische Ausbildungen finden wir im Einschnitt am Ostausgange von Kollberg, in dem Steinbruch bei Dorf Hauzenberg bei km 33,8 der Bahnlinie Passau—Freyung, im A. PENN'schen Bruch 800 m nordöstlich von Richardsreut bei Waldkirchen, am Holzmühlbach oberhalb der Sausmühle bei Röhrnbach, am großen Appmannsberger Bruch, dann in den beiden Brüchen an der Stelzelmühle und Geyermühle südöstlich von Neukirchen und an vielen anderen Orten.

Das Gestein weist große Ähnlichkeit mit dem von G. H. WILLIAMS beschriebenen Glimmerdioritporphyrit vom Lippenhof im Schlegeltal zwischen Unter-Kirnach und Vöhrenbach im südlichen Schwarzwald,²⁾ den ROSENBUSCH als „typischen“ bezeichnet.³⁾ Jedoch fehlt bei unsern Vorkommen die dort anscheinend häufigen Rutilinterpositionen. Auch die chemische Zusammensetzung beider Gesteine ist eine sehr verwandte, wie der Vergleich der Analysen ergibt.

I. Lamprophyrischer Glimmerdioritporphyrit aus dem Bruch der Teisnacher Granitwerke südlich von Appmannsberg. Anal. A. SCHWAGER in Lit.-Verz. S. 249 (Gestein III).

II. Glimmerdioritporphyrit von Lippenhof bei Triberg (Schwarzwald). Anal. G. H. WILLIAMS l. c. S. 624.

¹⁾ Von dem Umwandlungsstadium dieser Glimmerpartikelchen hängt vornemlich die Farbe des Gesteins ab. Ist der Biotit vollkommen intakt, so ist die Gesteinsfarbe schwarz mit einem Stich ins Violette, bei weniger zahlreichem Biotit dunkelgrauviolett. Je nach dem Fortschritte der Epidotisierung bzw. Chloritisierung nimmt der Glimmerdioritporphyrit eine dunkelgrau-grüne Farbe an. Die Einsprenglinge, besonders die weißen Feldspäte, heben sich natürlich umso deutlicher von ihrer Umgebung ab, je dichter und feinkörniger das Gestein ist.

²⁾ GEORGE H. WILLIAMS: Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. N. J. M. II. B.-B. 1883, S. 615—624.

³⁾ H. ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie d. Min. und Gesteine 1907 II. Bd. 1. Hälfte, S. 559.

| | I. | II. |
|---------------|--------|--------|
| Kieselsäure | 66,64 | 64,94 |
| Titansäure | 0,88 | — |
| Tonerdeoxyd | 17,02 | 17,50 |
| Eisenoxyd | 0,67 | 0,69 |
| Eisenoxydul | 2,55 | 3,94 |
| Manganoxydul | Sp. | — |
| Kalkerde | 3,55 | 2,59 |
| Bittererde | 2,24 | 2,83 |
| Kaliumoxyd | 2,06 | 3,11 |
| Natriumoxyd | 3,88 | 3,44 |
| Lithiumoxyd | Sp. | — |
| Phosphorsäure | 0,06 | — |
| Kohlensäure | 0,03 | — |
| Wasser | 0,44 | 1,36 |
| Summe | 100,02 | 100,40 |

Der Glimmerdioritporphyrit bildet mit seinen Derivaten gemischte Gänge, die in verschiedenen, meist durch Steinbrucharanlagen oder Bahnbau bedingten Aufschlüssen genau erforscht werden können. In der Regel bilden die lamprophyrischen Ausbildungen die Salbänder der fast immer mehrere — bis über zehn — Meter breiten Gänge. Die Grenze zwischen dem dunkeln Gestein und dem graugrünen Hauptgestein ist immer eine scharfe; der Übergang des Hauptgesteins in seine in der Regel die Mitte des Ganges ausfüllende aplitische Ausbildung ist bei den gewöhnlichen aplitischen Arten, soweit er sich der Beobachtung bot, ein allmählicher, in den Granophyr bzw. in den Alsbachit im Appmannsberger Bruch dagegen ein scharfer.

Die Glimmerdioritporphyritgänge des Passauer Granitmassivs sind bis auf wenige Ausnahmen an den Quarzglimmerdiorit vom Salzwegtypus gebunden, den sie in der großen Mehrzahl der Fälle durchsetzen. Sie sind mit ihren Gangrändern an ihn fest angekittet, sodaß sich Handstücke quer über die Gesteinsgrenze leicht schlagen lassen. Es ist wohl nicht verfehlt anzunehmen, daß sie die Gangfazies unserer Quarzglimmerdiorite bilden. Wenn sie aber im Fürstensteiner Dioritgebiet fehlen, dagegen in großer Zahl längs des Osterbaches auftreten, so muß man bedenken, daß es sich im ersten Fall um ein relativ ungestörtes Gebiet handelt, während die Gegend zwischen Röhrnbach—Waldkirchen—Wollaberg zweifellos einst großen tektonischen Störungen unterworfen gewesen ist, wie die hochgradig entwickelte Kataklastenstruktur fast sämtlicher dort vorkommender Gesteine beweist. Es liegt aber auf der Hand, daß in derartig gestörten Gebieten sich Klüfte aufgetan haben, in die sich neues Magma eingedrängt hat.

Der Glimmerdioritporphyrit ist ein gleichmäßig festgeschlossenes Gestein von großer Härte und geringer Abnutzbarkeit, die es, wie schon OEBBEKE betont, „in hohem Grade zum Pflastermaterial geeignet“ macht.¹⁾

Er hat einen gleichmäßig flachen Bruch, der bei den dichten Abarten muschelig und splitterig wird.

Der Glimmerdioritporphyrit vom Geiersberg im Frauenwald besitzt eine mittlere Druckfestigkeit von 2776 kg pro qcm, eine mittlere Abnutzung nach Gewicht von 9,1 g und eine mittlere Widerstandsfähigkeit gegen Stöße von 995 kg pro ccm.²⁾

¹⁾ Lit.-Verz. 17, S. 249.

²⁾ Untersuchungsergebnis a. d. mech.-techn. Lab. d. K. Techn. Hochschule München. Vgl. Lit.-Verz. 19, S. 44.

Beim Glimmerdioritporphyrit vom Appmannsberger Bruch ist die Druckfestigkeit eine Idee geringer, sie beträgt 2690 kg pro ccm.¹⁾

Findlinge und Blöcke von Glimmerdioritporphyrit findet man in der Zone Röhrnbach—Waldkirchen—Wollaberg auf Schritt und Tritt. Dieses mag wohl der Grund gewesen sein, weshalb GÜMBEL auf der geognostischen Karte südlich und östlich von Waldkirchen einen geschlossenen Bezirk mit der Farbe des Diorits versehen hat, und weshalb WEINSCHENK von einem „ziemlich mächtigen Stock dioritischer Gesteine“ spricht,²⁾ der in Wirklichkeit nicht existiert. Dagegen ist die ganze Gegend von einer Unmenge zum Teil sehr mächtiger Porphyritgänge durchsetzt. Dieses läßt sich erstens daraus erkennen, daß man nie auf größerem Raume ausschließlich Porphyritblöcke antrifft, vielmehr sind diese immer mit Granit- oder Quarzglimmerdioritfindlingen untermischt. Auch zeigen alle Aufschlüsse, die infolge des Bahnbaues oder noch mehr durch die Anlage von Steinbrüchen entstanden sind, aufs augenscheinlichste, daß wir es nur mit Gangbildungen zu tun haben. Sehr instruktiv sieht man dies an den beiden kleinen Brüchen, die unterhalb der Ohmühle südlich von Wotzmansreut links und rechts des Osterbaches senkrecht zu diesem liegen und zusammen einen einzigen, von ihm durchnagten Porphyritgang darstellen.

Die Beziehungen der einzelnen Ausbildungsformen zueinander lassen sich mit am besten in dem großen, leider verfehlt angelegten und dadurch verdorbenen Bruch der Teisnacher Granitwerke südlich von Appmannsberg ersehen, den man ungefähr in der Höhe von km 34 der Bahnlinie Passau—Freyung auf dem entgegengesetzten rechten Ufer des Osterbaches sich den ganzen Hang hinauf erstrecken sieht. Gleichfalls instruktive Einblicke in das Verhältnis der Glimmerdioritporphyrite zueinander und zu den Nachbargesteinen eröffnet der A. PENN'sche Bruch, 800 m nördlich von Richardsreut bei Waldkirchen, dann die beiden Brüche an der Geyer- und Stelzelmühle bei Neukirchen. Am Holzmühlbach findet man gleichfalls verschiedene Porphyritbrüche, ferner haben wir solche bei Ratzing unfern Waldkirchen, dann nordöstlich von Dorf Hauzenberg bei km 33,8 der Bahnlinie Passau—Freyung, desgleichen am rechten Ufer des Osterbaches 600 m südwestlich von Appmannsberg und 400 m südwestlich von Kollberg, auch 300 m nordöstlich der Haltestelle Röhrnbach, endlich an der Staatsstraße Passau—Schönberg dicht bei Spitzingerreut im Ödwald u. s. f. Von den durch Einschnitte der Bahnlinie Passau—Freyung bloßgelegten Porphyritgängen ist der bei km 23,3 am Ausgang des ersten Tunnels am instruktivsten. Die imposante, aus Glimmerdioritporphyrit bestehende Felsmauer am Zusammenfluß der Schönberger und Wolfsteiner Ilz ist schon erwähnt worden. Auch im Frauenwald tritt das Gestein vielfach auf. So sind die Hänge des Geierberges mit Porphyritfindlingen vollkommen übersät.

3. Hornblendedioritporphyrit (Nadelporphyrit).

Zu den bekanntesten Ganggesteinen des Ostbayerischen Grenzgebirges gehört unstreitig ein Gestein, das in dichter graugrüner Grundmasse „zahlreiche lange

¹⁾ Prüfungsergebnis aus dem gleichen Laboratorium. Vgl. Lit.-Verz. 17, S. 249. Die dort angegebene Ziffer 2650 kg pro ccm für die mittlere Druckfestigkeit ist unrichtig und beruht jedenfalls auf einem Druckfehler, wie man durch Addition der Druckfestigkeitsergebnisse der sechs einzelnen Probewürfel und entsprechende Division feststellen kann.

²⁾ Lit.-Verz. 16. WEINSCHENK stellt sogar die Behauptung auf, daß die Glimmerdioritporphyrite dort „nirgends in größerer Ausdehnung entblößt sind, sondern fast nur in Findlingen studiert werden können“.

schmale Nadeln von grün-schwarzer Hornblende und sehr vereinzelt Ausscheidungen schmutzig-weißen Feldspates“ aufweist.¹⁾ Es ist dies der GÜMBEL'sche Nadeldiorit, der auch in unserem Gebiete weit verbreitet ist und sowohl die Alkalikalk- wie die Alkaligranite gangartig durchsetzt.

Unter dem Mikroskop fallen die Hornblendeeinsprenglinge auf, die in großer Menge in der Grundmasse lagern. Sie sind von hell- bis fahlbrauner Farbe und bilden dünne, schlanke Säulen, die, wenn sie beim Schleifen in einem kleinen Winkel zur c-Achse getroffen werden, die gegen das Ende zu sich verjüngende Form einer Nadel bieten. Diese Nadeln sind öfters zersplittert und mehrfach gebrochen. Sehr häufig zeigen sie Zwillingsbildung nach der Querfläche; in den Schnitten ganz oder angenähert senkrecht zum Prisma treten die Spaltungsrisse nach diesem deutlich hervor. Im großen Gegensatz zu den vorgeschilderten hornblendehaltigen Glimmerdioritporphyriten ist hier gerade die Hornblende relativ am frischesten erhalten. Verhältnismäßig spät tritt die Umwandlung in Chlorit und Epidot ein.

Plagioklase — in der Regel stark zersetzt — sind als Einsprenglinge recht selten; sie dürften bei einigen Ausbildungsformen ganz fehlen. Ein größeres, vollkommen wasserklar-durchsichtiges Quarzkorn, das ich in einem Vorkommen am Banzinger Berg fand, ist zweifellos kein Einsprengling, sondern nur ein mitgerissener Fremdkörper.

Die Grundmasse besteht aus einem dichten Gewebe von kurzleistenförmigen Plagioklasen, die ihrem optischen Verhalten nach als Oligoklas-Andesin angesprochen werden dürften, aus weniger häufigen, mehr tafelförmig ausgebildeten Orthoklasen und aus dünnen braunen Hornblendenadeln, die genau in derselben Form und Weise auftreten, wie die entsprechenden Einsprenglinge. Auch hier zeigen sich die Feldspäte weit stärker von der Zersetzung ergriffen als die Amphibole. Das Mengenverhältnis zwischen den Feldspäten einerseits und der Hornblende andererseits in der Grundmasse ist ein wechselndes. Doch machen die Hornblendemineralien stets einen sehr wesentlichen Bestandteil dieser aus.

Opake Erzkörner, die wohl als Magnetit zu deuten sind, finden sich oft gleichfalls in der Grundmasse; die Häufigkeit ihres Auftretens steigert sich anscheinend in sehr hohem Maße mit der Anreicherung der Hornblendeindividuen.

Wenn auch das äußere Aussehen und die chemische Analyse der Nadeldiorite zu einem Vergleich mit den Ortleriten²⁾ anregen, so offenbaren doch unter dem Mikroskop beide Gesteinsarten in Struktur wie in Mineralzusammensetzung so große Verschiedenheiten, daß man die einen unmöglich mit den andern identifizieren kann. Ich brauche nur daran zu erinnern, daß die augitfreien Varietäten des Ortlerits recht arm an farbigen Mineralien sind und daß farbige Gemengteile seiner Grundmasse vollkommen fehlen. Auch mit den von ROSENBUSCH kurz beschriebenen³⁾ Vintliten weisen unsere Gesteine viel zu sehr Unterscheidungsmerkmale auf, als daß man es nach dem Vorgange WEIXSCHENKS⁴⁾ bei diesem Namen ohne weiteres belassen könnte. Sie haben keinen basischen Labrador als Einsprengling, besitzen auch akzessorisch weder Biotit noch Diopsid, von Bronzit gar nicht zu reden. Da

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 349.

²⁾ Vgl. G. STACHE und KONR. v. JOHN: Das Cevedale-Gebiet als Hauptverbreitungsdistrikt dioritischer Porphyrite. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt 1878, 29. Bd. 2. H., S. 317 ff.

³⁾ H. ROSENBUSCH: Physiogr. d. Min. und Gesteine II. Bd. 1. H. 1907, S. 561.

⁴⁾ Lit.-Verz. 15.

ist es doch wohl jedenfalls besser, sich der altgewohnten treffenden GÜMBEL'schen Bezeichnung „Nadeldiorite“ zu erinnern und — dem neuen Sprachgebrauch folgend — von Nadelporphyriten zu sprechen. Allerdings ist, wie schon erwähnt, die Beteiligung der dunkeln Gemengteile an der Grundmasse eine so bedeutende, und als Einsprenglinge wiegen die Hornblendekristalle so sehr vor, daß es wohl mehr Anhänglichkeit am Althergebrachten ist, vielleicht auch die zweifellos große äußere Ähnlichkeit dieser Gesteine mit vielen Hornblendedioritporphyriten — so mit den vorerwähnten Ortleriten und Vintliten — die es verhindert, unsere Nadelporphyrite allesamt aus der Klasse der granitporphyrischen Gesteine zu weisen und als Lamprophyre zwischen die Kersantite und Odinite einzureihen.

Ganz besonders ist dies der Fall mit einer Ausbildungsform, die an der Bahnlinie Passau—Freyung ca. 20 Schritt vor km 27,7 als nur 8 cm breite Gangbildung freigelegt ist. Das Gestein ist im Gegensatz zu den gewöhnlichen Nadelporphyriten dunkel, fast schwarz. Diese Farbe wird bedingt durch unzählige opake Magnetitkörnchen, die in Verbindung mit unter dem Mikroskop braun-durchsichtigen Hornblendetrichiten in der Grundmasse den Feldspäten gegenüber überwiegen. Da auch nirgends größere Feldspäte als ältere Generation gefunden werden konnten, somit die Hornblendekristalle die einzigen Einsprenglinge darstellen, so kann bei diesem Vorkommnis nicht gut mehr von einem „Nadelporphyrit“, sondern muß von einem „Nadellamprophyr“ gesprochen werden.

Der chemischen Analysen von Nadelporphyriten gibt es zwei: die eine von Kaasberg bei Wegscheid (I),¹⁾ einige Kilometer östlich des Passauer Granitgebietes, die andere von Rohrbach bei Regen (II).²⁾ Sie seien der Übersicht halber hier wiedergegeben:

| | I. | II. |
|--------------|---------|--------|
| Kieselsäure | 54,775 | 54,90 |
| Titansäure | 0,625 | — |
| Tonerdeoxyd | 12,511 | 17,68 |
| Eisenoxydul | 8,550 | 3,16 |
| Eisenoxyd | 8,900 | 6,33 |
| Manganoxydul | 0,544 | — |
| Kalkerde | 3,640 | 6,16 |
| Bittererde | 0,512 | 2,98 |
| Kaliumoxyd | 1,002 | 1,82 |
| Natriumoxyd | 5,990 | 4,52 |
| Schwefel | 0,119 | — |
| Glühverlust | } 2,500 | 1,39 |
| Kohlensäure | | 1,28 |
| Summe | 99,668 | 100,22 |

Die Nadelporphyrite sind als letzte magmatische Ausscheidung des Passauer Granitmassivs zu betrachten, da sie sowohl die Kalk-Alkali-, wie auch die Alkaligesteine desselben gangartig durchsetzen. Die Mächtigkeit dieser Gänge schwankt von einigen Zentimetern bis zu einigen Metern. So wurde ein solches Vorkommen in der Mächtigkeit von ca. 4 m im Gebiet des Saldenburg-Granites ungefähr 400 m nordnordöstlich von Eisensteg Veranlassung zu einer kleinen Steinbrucharanlage, die gutes Schottermaterial lieferte, jetzt aber ausgebeutet ist. Nicht weit davon, bei

¹⁾ Lit.-Verz. 7, S. 349.

²⁾ Anal. OEBBEKE in G. STACHE und K. v. JOHN: Das Cavedale-Gebiet als Hauptverbreitungsdistrikt dioritischer Porphyrite. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt 1879, 29. Bd. 2. Heft. S. 317 ff.

der Rothaumühle, finden wir ein zweites Vorkommen, allerdings sehr verwitterten Gesteins, durch eine vor geraumer Zeit versuchte Anlage eines kleinen Bruches freigelegt. In schöner Form als Felsbildung findet sich Nadelporphyrit am linken Ufer der Schönberger Ilz direkt bei der Dießensteiner Mühle, ferner bei Kalteck, wo er 50 Schritt unterhalb der Brücke über die Ilz am rechten Ufer derselben bei einer kleinen Quelle als 1 m breiter Gang bloßgelegt ist, an der Straße Waldkirchen—Wozmannsreut, wenige Schritte nördlich der Brücke über den Osterbach, dann am Bauzingerberg bei den GEBR. KERBER'schen Steinbrucharanlagen, ferner in einem Aufschluß am Fußweg längs der Bahnlinie Passau—Freyung, ungefähr in der Höhe von km 17,6, an der Bahnlinie selbst in einem Einschnitt kurz vor km 41,1 und noch an vielen anderen Orten.

II. Die aplitischen Ganggesteine.

1. Aplite im engeren Sinn.

Wie in jedem Granitmassiv so treten auch in dem des Passauer Waldes aplitische Gänge in großer Anzahl auf. Soweit sie die kalkalkalischen Tiefengesteine durchsetzen, haben sie zumeist das bekannte hellfarbige bis weiße, gelegentlich auch gelblichgraue oder rosafarbene zuckerkörnige Aussehen der echten Aplite. Ihre Struktur ist eine körnige.

Unter dem Mikroskop zeigen sie dieselben Mineralbestandteile wie die entsprechenden Tiefengesteine, natürlich unter Vorherrschaft der hellen Gemengteile. Ganz besonders sind die Orthoklase und Mikrokline stark vertreten und oft von Albit mikropertithisch durchwachsen. Der Plagioklas, in der Regel ein Oligoklas, ist relativ selten, der Quarz reichlich vorhanden. Biotit hat naturgemäß einen nur beschränkten Anteil an der Gesteinszusammensetzung, in einigen Apliten fehlt er fast ganz. Er ist meist von braungrüner Farbe und wandelt sich gern in Chlorit und Epidot um. Muskovit ist merkwürdigerweise nur spärlich vertreten. Grüne Hornblende findet man in Aplitgängen, die die hornblendeführenden Quarzglimmerdiorite durchsetzen, — so in der Nähe von Felsching bei Fürstenstein, — jedoch nur in ganz verschwindender Menge. Die Aplite der Fürstensteiner Brüche zeigen auch gelegentlich einige wenige Titanitkörner. Zirkon und Apatit sind in wechselnder, meist recht sparsamer Anzahl vertreten, aber auch gelegentlich, wie z. B. im Pannholz bei Fürstenstein reichlich vorhanden. Von Erzen sehen wir wenige Magnetit-, Pyrit- und Hämatitkörnchen.

Derartig zusammengesetzte Aplite durchdringen in Gängen von der Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis zu einem oder mehr Metern derartig zahlreich das ganze Gebiet, daß es überflüssig ist, Fundpunkte namhaft zu machen. Jede Steinbrucharanlage, jeder größere Aufschluß zeigt Aplitgänge. Es sei hier nur ein interessantes schön aufgeschlossenes Vorkommen eines Aplites erwähnt, das sich dadurch auszeichnet, daß es mit dem Glimmerdioritporphyrit des Bruches an der Stelzelmühle bei Neukirchen in gemischtem Gang auftritt und diesen auf beiden Seiten flankiert.

Wo die Aplite von den großen geotektonischen Störungen mitbetroffen worden sind, zeigen sie dieselben Kataklasterscheinungen, wie die entsprechenden Granitgesteine: randlich zertrümmerte Feldspäte, Mikrokline mit schlangenförmig gewundener Gitterstruktur, ausgewalzte Biotite u. dgl. mehr.

Zu diesen deformierten Apliten gehören auch eine Reihe meist stark geschichteter Gesteine, deren Feldspäte eine mehr oder minder ausgeprägte Tönung nach rosarot besitzen. GÜMBEL trägt in der geognostischen Karte an den Stellen ihres Vorkommens die Signatur des Granulits ein, bemerkt jedoch¹⁾: „Auch die weißen Gesteine bei Schönberg lassen sich nicht mit den typischen Granuliten gleichstellen, weil ihnen sowohl Granat- wie Schörleinschlüsse fehlen. Doch schließen sie sich am meisten den Granuliten an. Ähnlich ist auch das Gestein von Haibach, doch läßt ein Stich ins Rötliche die Anwesenheit feiner Granaten vermuten.“

Diese Annahme GÜMBELS ist irrig. Die rötliche Tönung beruht nicht auf dem Vorhandensein kleinster Granatkörnchen, sondern liegt in der Färbung der Feldspäte und ist wohl durch Oxydationsprozesse bedingt.

Als typischster dieser Pseudogranulite kann wohl ein Gestein betrachtet werden, das durch einen Steinbruch des Straßen- und Flußbauamtes östlich von Guggenreut an der neuen Straße Röhrnbach—Freyung sehr gut aufgeschlossen ist. Es ist ein bläulich graues, ins Rosarote spielendes Gestein von etwas speckigem Aussehen und ausgeprägter Schieferung. Unter dem Mikroskop zeigt es eine ausgesprochene Mörtelstruktur mit vielen größeren Feldspäten als Pseudoeinsprenglingen. Wir haben hier eine mechanische, durch Gebirgsdruck bedingte, somit sekundäre Schichtung vor uns. Eigentümlicherweise fehlen undulöse Auslöschungen. Auch Orthoklas vermißt man: Er ist wohl samt und sonders in Mikroklin umgewandelt worden, der den Hauptbestandteil des Gesteins bildet. Daneben findet sich etwas Plagioklas vom Albit-Oligoklas-, häufiger vom Oligoklas-Andesin-Typus, endlich reichlicher Quarz. Ausgewalzte chloritisierte Biotitblätter, unter die sich einige wenige kleine Zirkon- und Magnetitkörner mischen, bilden die dünnen Zwischenlagen. Auch Muskovit ist vorhanden, aber nur spärlich.

Weniger biotithaltig und daher von hellerer Farbe ist das Gestein, welches durch einen Aufschluß ca. 200 m südlich von der Saußmühle am Wege zur Paulusmühle bei Röhrnbach freigelegt ist. Den zurücktretenden Magnesiaglimmer ersetzen hier reichlicher auftretende Muskovitblätter. Orthoklas ist neben Mikroklin öfters sichtbar. Desgleichen stellt sich Mikropegmatit, Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit reichlich ein, dagegen sieht man weniger Plagioklas, der dazu noch meistens einer Zwillingslamellierung ermangelt. Die Kataklauserscheinungen sind stärker entwickelt: man hat viel undulöse Auslöschung.

Im Gegensatz zu diesem Vorkommen weist ein rötlicher mittelkörniger Aplit, den ein kleiner Steinbruch am rechten Ilzufer ca. 700 m östlich von Rettenbach aufschließt, keine äußerliche Schichtung auf, obwohl er unter dem Mikroskop hochgradige Kataklauserscheinungen erkennen läßt. Seine Zusammensetzung ist im allgemeinen dieselbe wie die der Pseudogranulite, nur fehlt der Plagioklas fast vollständig.

Ganz anders als die Aplite im Kalk-Alkali-Gebiet sehen die Aplite aus, die, in übrigens viel seltener Zahl, den Alkaligranit vom Saldenburgtypus durchsetzen. Sie lassen sich besonders schön an zwei nahe bei einander liegenden Gängen im Ödwald studieren. Zunächst in einem Bruch auf Hochbuchet östlich der alten Straße Tittling—Schönberg, dessen Material zur Beschotterung der neuen Chaussee benutzt wird, dann in einer weiteren kleineren, nunmehr aufgelassenen Bruchanlage, die etwas weiter (ca. 100 m) nordwestlich im Walde versteckt liegt.

¹⁾ Lit.-Verz. 7., S. 340.

Dieser Alkaliaplit ist ohne weiteres von den übrigen Apliten zu unterscheiden. Er ist sehr dicht, schmutziggraugelb, fühlt sich rau an und hat im äußerlichen Aussehen eine überraschende Ähnlichkeit mit dem Beresit von Berjosowsk, mit dem er allerdings chemisch nicht übereinstimmt.

Unter dem Mikroskop sehen wir ein dichtes Gewebe, aus dem eine Unmenge kleiner rechteckiger Täfelchen mit negativem Charakter der Hauptzone liegen. Gelegentliche, aber selten und schlecht ersichtliche Gitterstruktur lassen erkennen, daß die Täfelchen Mikroklinkristalle sind. Daneben finden wir noch kleine grüne Glimmerblättchen, die dem Biotit zugehören. Die außerordentlich dichte Grundmasse besteht aus einem filzigen Gewebe granophyrisch ineinander verwachsener Feldspat- und Quarzindividuen, sowie von kurzleistenförmigen, sich zu Sphärolithen aggregierenden Feldspäten. Die chemische Analyse¹⁾ eines derartigen Alkaliaplitens aus dem Bruch auf Hochbuchet ergab:

| | |
|-------------|---------|
| Kieselsäure | 74,24% |
| Tonerde | 15,00 „ |
| Eisenoxyd | 1,14 „ |
| Bittererde | Sp. |
| Kalk | 0,68 „ |
| Kali | 3,93 „ |
| Natron | 3,11 „ |
| Glühverlust | 1,74 „ |
| Summe | 99,84% |

Zu den Essexitapliten sind die feinen Äderchen und Gangtrümer zu rechnen, die den Essexit am Ostabhange des Windorfer Berges bei Trautmannsdorf in einer Mächtigkeit von meist nur wenigen Millimetern, ja oft nicht einmal 1 mm, außerordentlich zahlreich durchziehen und das Gestein dadurch zu Bildhauerzwecken ungeeignet machen. Sie bestehen zum großen Teil aus Albit und Oligoklas, haben daneben grünen Augit, seltener braune Hornblende und tiefbraunen Biotit. Sie scheinen den von WRIGHT im Essexit von Cabo Frio beschriebenen Gangtrümmern²⁾ nahe zu stehen, die in ganz analoger Weise auftreten, wie ja auch im Rongstocker Essexitgebiet von HIBSCH derartige Gänge konstatiert werden konnten.³⁾

Im Haselbacher Essexitbruch sind dagegen Aplitgänge weniger häufig. Sie haben dafür dort eine größere Mächtigkeit (von meist einigen Zentimetern) und treten ganz so auf, wie man es bei Aplitgängen in Granitmassiven zu sehen gewohnt ist. Ihr Mineralbestand stimmt jedoch mit dem des Aplites vom Windorfer Berge vollkommen überein.

2. Malchitisches Ganggestein (Ilzit).

Unter malchitischen Ganggesteinen versteht ROSENBUSCH⁴⁾ „graugrüne bis grünlichgraue und dunkelgraue Gesteine von dichtem bis feinem Korn, welche entweder keine oder doch nur wenig ausgeprägte porphyrische Struktur besitzen, selten eine

¹⁾ Anal.: Chem.-techn. Laboratorium und Untersuchungsanstalt von DR. BENDER und DR. HOBEIN, München.

²⁾ FRED. EUG. WRIGHT: Die foyaitisch-theralitischen Eruptivgesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien. T. M. P. M. 1901 XX., S. 233 ff.

³⁾ J. E. HIBSCH: Erläuterungen zu Blatt Rongstock-Bodenbach der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1899 XIX., S. 1.

⁴⁾ ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie II. 1., S. 633 ff.

ins Auge fallende Struktur annehmen. In diesem Falle treten sowohl Feldspäte wie farbige Gemengteile einsprenglingsartig hervor.“

Diese Strukturbeschreibung paßt auffallend für ein sehr feinkörniges Gestein von dunkelstahlgrauer, etwas ins braunviolette spielender Farbe, das südlich von Fischhaus im unteren Teile des noch vor kurzem betriebenen Bruches der Tittlinger Granitwerke abgebaut wurde, somit gut aufgeschlossen ist.

Einsprenglinge von nach M tafelförmigem Labradorit sind in ihm nicht häufiger, eher spärlicher als in dem von OSANN gefundenen und beschriebenen Originalmalchit aus dem Odenwald.¹⁾ Sie zeigen oft, aber nicht immer Lamellenbildung nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz und hie und da Karlsbader Zwillingsbau. Zonare Ausbildung ist meist anzutreffen. Auch basischer Oligoklas findet sich als Einsprengling, jedoch selten, und weist — im Gegensatz zum Labradorit — immer Zwillingslamellen auf. Daneben haben wir dunkel olivbraunen Biotit in hexagonalen Blättern.

Die feinkörnige Grundmasse besteht aus einem nicht ganz panidiomorph-körnigen Gewebe von Quarz und Feldspat nebst reichlichem Biotit. Der Feldspat ist wie der des Malchits vom Melibokus ohne Leistengestalt und nur selten polysynthetisch. Daß er nicht nur aus saurem Plagioklas (Oligoklas), sondern daneben auch aus Orthoklas zusammengesetzt ist, ja, daß sogar gelegentlich Mikroklin durch seine Gitterstruktur sich bemerkbar macht, ist beachtenswert. Der Quarzgehalt ist ein ziemlich beträchtlicher. Außerordentliche Frische zeigt der in Blätterform ausgebildete Biotit; trotzdem sind Epidot, Klinozoisit, auch Chlorit durchaus nicht selten und zwar stets in enger Verbindung mit dem Magnesiaglimmer anzutreffen. Ferner sieht man Orthit in wenig ausgeprägt idiomorphem Zustande. Häufig tritt Zirkon und Apatit in bekannter Kristallform auf. Das ganze Gestein ist durchspickt mit Erzkörnern, die in ihrer großen Masse als Titanmagnetit, zum kleineren Teil als Schwefelkies anzusprechen sind. Hornblende fehlt.

Gelegentliche Haarrisse sind makroskopisch insofern ohne weiteres im Gestein erkennbar, als dieses links und rechts der Risse seine dunkelstahlgraue Farbe in eine mehr bläulichgrüne umgewandelt hat. Die Ursache dieser Farbenänderung ist in der leichteren Verwitterung und der dadurch bedingten gehäuften Chlorit- bzw. Epidotbildung zu suchen. Unter dem Mikroskop sieht man an solchen Stellen die Umsetzung der Feldspäte und des Biotits stark vorgeschritten, während sich neben Chlorit und Epidot vor allem auch Orthit anreichert.

Wir haben es zweifellos hier mit einem malchitischem Gesteinstypus zu tun, der eine gewisse Ähnlichkeit mit den Gesteinen zu besitzen scheint, die ROSENBUSCH von Zwingenberg am Westabhang des Melibokus und in der Gegend von Alsbach kurz beschreibt²⁾ und vorläufig Glimmer-Malchit benennt, obwohl sie „durch ihren saureren Feldspat, höheren Quarzgehalt und das Fehlen der Hornblende sich vom Malchit wesentlich unterscheiden“. Diese Tatsache trifft in noch weit höherem Grade bei unserm Fischhauser Gestein zu — ließen sich doch sogar Orthoklas und Mikroklin in der Grundmasse konstatieren —, sodaß es hier noch mehr angebracht ist, den Namen „Glimmer-Malchit“ zu meiden und für etwaige echte Malchitgesteine zu reservieren, in denen lediglich der Glimmer die Rolle der Horn-

¹⁾ A. OSANN: Über dioritische Ganggesteine im Odenwald. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt 1892 II., S. 380 ff.

²⁾ ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie II. 1., S. 636.

blende übernommen hat. Für unser Vorkommen sei daher der Name Ilzit¹⁾ vorgeschlagen und damit ein Gestein von malchitischem Charakter definiert, dessen Grundmasse aus einem aplitischen Gewebe von sauren Feldspäten, Quarz und Biotit besteht, wobei eine beschränkte Teilnahme von Orthoklas und Mikroklin nicht ausgeschlossen ist.

L. MILCH hat im Anschluß an Funde malchitischer Gesteine im Granit des Riesengebirges in einer interessanten Abhandlung²⁾ darzulegen versucht, daß Malchite als „basische Spaltungsprodukte granito-dioritischer Magmen“ anzusehen seien. Er sagt³⁾:

„Für die Beurteilung der Stellung der Malchite muß noch berücksichtigt werden, daß sie gewöhnlich in Tiefengesteinen auftreten, die saurer sind als sie selbst: die meisten bisher bekannten Vorkommen finden sich im Granit. Ein Zusammenhang mit basischen Dioriten wurde im Odenwald anfangs nur unter dem Einfluß der Struktur und der mineralogisch-geologischen Zusammensetzung hypothetisch angenommen, von CHELIUS trotz der Bezeichnung »Diorit-Ganggestein« bestritten: »ein Lucitgang, der im Granit gangförmig aufsetzt, Einschlüsse von Granit enthält, kann demnach nicht mit dem alten Diorit zusammengestellt werden, den derselbe Granit als Einschluß enthält« (Heft 18, l. c.⁴⁾ p. 20); für die Gesteine des Riesengebirges erscheint jede genetische Beziehung zu Dioriten bei dem Fehlen der Diorite im Riesengebirge selbst und in seiner Umgebung von vornherein ausgeschlossen.“

Was nun den Fischhauser Ilzit betrifft, so steht er allerdings in engem Zusammenhang mit dem dort gleichfalls (etwas weiter oben) abgebauten Granit vom Passauer Waldtypus; wir sind jedoch hier am Randgebiet des Massivs und verschiedene Aufschlüsse zeigen, daß Salzwegdiorite sich in der Nähe befinden. Es ist mithin an dem leider einzigen Vorkommen schwer zu ersehen, ob wir es hier mit einer Äußerung des granitischen oder mit einer solchen des dioritischen Magmas zu tun haben. Die gelegentlichen Biotitanreicherungen erinnern allerdings an die Biotit-Hornblende-Flecken der Quarzglimmerdiorite vom Fürstenstein- und Salzwegtypus.

3. Pegmatite.

Die Pegmatite bilden, ebenso wie die ihnen nahe verwandten „eigentlichen“ Apliten, eine unumgängliche Begleiterscheinung jedes größeren Tiefengesteinsgebietes. Haben wir es hier noch dazu mit einem Abschnitte des an zahlreichen mächtigen Pegmatitgängen so überaus reichlich ausgestatteten Ostbayerischen Grenzgebirges zu tun, so wird es kaum wundernehmen, wenn man häufig dieser Gesteinsart hier begegnet. Und doch ist ihre Zahl durchaus nicht übermäßig groß, wenn auch nicht gerade bescheiden zu nennen.

Leider vermischen wir den Reichtum und die Mannigfaltigkeit der Mineralzusammensetzung, der vielen Pegmatiten gerade Ostbayerns zu eigen ist. Feldspäte — und zwar zumeist Orthoklas, daneben Oligoklas und Albit, auch Mikroklin —,

¹⁾ Nach dem Ilzflusse.

²⁾ L. MILCH: Über Malchit und Durbachit und ihre Stellung in der Reihe der Ganggefölschaft granito-dioritischer Tiefengesteine. N. J. Zentralbl. f. Min. etc. 1902, S. 676—689.

³⁾ Ibid., S. 679—680.

⁴⁾ CHELIUS: Das Granitmassiv des Melibokus und seine Ganggesteine. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. 1892 (4), Heft 13. 1.

ferner Quarz, dieser mit Vorliebe in schriftgranitischer Struktur mit dem Feldspat eng verwachsen, dann dunkelrotbrauner Biotit und silberfarbener Muskovit in großen Blättern, selten grüne Hornblende, gelegentlich Pyrit und Titanmagnetit, vielleicht noch einige kleine Zirkonkörner: damit wäre die Aufzählung der Mineralien so ziemlich erschöpft, die an der Zusammensetzung fast aller für uns in Betracht kommenden Pegmatite beteiligt sind.

Wenn man von den miarolithischen Drusenpegmatiten absieht, die unter anderen in den oberen Teilen des großen FEIN'schen Steinbruches¹⁾ bei Allmunzen und in den kleinen Brüchen unterhalb Fischhaus häufiger anzutreffen sind, so finden wir den Pegmatit in Gangform ausgebildet und zwar zum vorwiegenden Teil als Salbänder von Aplitgängen. Als solche ist ihre Mächtigkeit keine allzugroße. Sie beträgt im Durchschnitt nur einen oder wenige Zentimeter, kann sogar auf einige Millimeter herabsinken, andererseits aber auch beträchtlich zunehmen. In den meisten Fällen wird man da, wo Aplite auftreten, auch einige solche Salbandpegmatite zu sehen bekommen. Weniger häufig, aber um so mächtiger sind selbstständige Pegmatitgänge, die wie z. B. bei Fürsteneck auch Aplite quer durchsetzen, somit jünger als diese sein müssen. Allerdings überschreitet ihre Mächtigkeit nur selten einen oder mehrere Meter, so daß Riesengangformen wie bei Zwiesel oder bei Epprechtstein (Fichtelgebirge) hier unbekannt sind.

Ein größerer Pegmatitgang war 1906 im oberen Teile des Allmunzener Bruches der ehemals W. FEIN'schen Granitwerke¹⁾ in schöner Weise aufgeschlossen. Er bestand aus Quarz, Feldspat und Biotit, daneben etwas Muskovit. An Muskovit reicher ist ein ca. 1 m breiter Gang, den man am Abhange gegen das rechte Ufer des Osterbaches ungefähr 400 m unterhalb der Leopiermühle bei Röhrnbach antrifft. Hier ist der Orthoklas schön rosarot gefärbt und die schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat besonders gut ausgebildet. Andere Pegmatitgänge finden wir bei Röhrnbach, Tittling, Markt Hauzenberg, Kalteneck und so fort. Auch die Bahnlinie Passau—Freyung durchschneidet solche Gänge, besonders zwischen den Haltestellen Kalteneck und Fürsteneck. So finden wir Pegmatitvorkommnisse bei km 20,8/9; 21,0; 22,6; 22,7. Der wichtigste Bahneinschnitt bei km 13,0/1, der den Rand des Passauer Granitmassivs durchbricht, legt gleichfalls Pegmatitgesteine frei, die vielleicht als Randbildung des Massivs gedeutet werden können.

Als Essexitpegmatite sind Gänge anzusehen, die in ziemlich grobkörniger Form den Essexit des Haselbacher Gemeindebruches durchsetzen und deren enge Verwandtschaft mit den dort vorhandenen Essexitapliten in die Augen fällt. Sie bilden selbstständige Gänge von einigen (selten über 10) Zentimetern Mächtigkeit und bestehen vorwiegend aus Plagioklas und eng miteinander verwachsenem grünen Augit und Amphibol; schwarzbrauner Biotit ist selten. Leider konnte im Haselbacher Bruch keine Stelle gefunden werden, die es erlaubt hätte, auf die gegenseitigen genetischen Beziehungen zwischen dem Pegmatit und dem Aplit mit Sicherheit zu schließen. Doch scheinen beide Ausbildungsarten ziemlich gleichzeitig entstanden zu sein.

Anschließend an die Pegmatitvorkommnisse mag hier noch der reichlichen Quarzgänge Erwähnung getan werden, die im ganzen Gebiet des Passauer Granitmassivs in verschiedener Mächtigkeit auftreten und fast immer aus glasig-durchsichtigem farblosen, derbem Quarz bestehen, während weiter im Süden des Granit-

¹⁾ Nunmehr der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft gehörig.

stockes (z. B. bei Fischhaus) die Farbe des Quarzes mit Vorliebe milchblau ist. Besonders Erwähnenswertes bringen diese Gänge nicht.

Die tertiären und quartären Sedimente.

Ein Blick auf die geologische Karte von Bayern zeigt uns, daß die südlich, d. h. rechts der Donau vorherrschenden Geröll-, Sand- und Lehmmassen auch auf das linke Ufer dieses Flusses übergreifen. Nach der Geognostischen Karte von Bayern, Blatt 12, Passau, zu schließen, hält GÜMBEL allerdings die Sedimentbildungen links der Donau für diluvial. Diese Annahme stimmt ja zweifellos für den größten Teil einer „das Geröll stets überlagernden, lehmigen Bildung“ die „im Donautale und an seinen Rändern mit dem ganz ausgezeichneten Charakter des Lösses“ auftritt, „genau so, wie wir denselben am Fuße der Alpen kennen gelernt haben“. ¹⁾ Die Zugehörigkeit dieser braunen Lehme zum Löß wurde durch Funde von charakteristischen Conchylien an der Bahnlinie Passau—Freyung am Hackelberg nachgewiesen. ²⁾

Anders steht es aber mit den weiter im Innern des Gebietes befindlichen Lehm- und Schotterlagern.

So bemerkt BAYBERGER, ³⁾ daß die tertiäre Schotterablagerung zwischen Donau und Inn „sogar stellenweise nördlich der Donau am Südgehänge des Bayerischen Waldes, bei Dittling, ⁴⁾ Hals und Straßkirchen“ auftritt.

Professor Dr. OEBBEKE fand in einem kleinen, schluchtartigen Quertale des Erlaubaches südlich der Straße Büchlberg—Markt Hauzenberg vereinzelt quarzistische Gesteine, die eine große Ähnlichkeit mit den typischen Braunkohlenquarziten aufweisen. Er hält es — nach mündlicher Mitteilung — für nicht unwahrscheinlich, daß diese Gesteine die frühere Verbreitung des Tertiärs in diesem Gebiete andeuten.

Auch kleine, technisch wertlose Braunkohlenflöze finden sich — allerdings ganz vereinzelt — in unserem Gebiet. Sie schließen sich der Reihe der von Regensburg donauabwärts liegenden obermiocänen Braunkohlenfunde bei Neu-Steinach (unfern Straubing), Bogenberg, Hengersberg, Schwanenkirchen (östlich von Deggendorf) folgerichtig an und sind somit ebenso wie diese als Bildungen des Obermiocäns zu betrachten. Ein derartiges Kohlenflöz treffen wir unmittelbar neben der Bahnlinie Passau—Freyung bei Bahn-km 7,5 in einer der dortselbst befindlichen Ziegelei gehörigen Grube. Dasselbe ist ca. 1½ m mächtig. Hangendes und Liegendes bildet toniger Lehm. Die hier aufgeschlossene Braunkohle ist größtenteils noch holzig oder zeigt zum mindesten gut erhaltene vegetabilische Struktur. Die Farbe ist bräunlich; der Kohlenstoffgehalt übersteigt in einigen Exemplaren 60%, bleibt aber meistens beträchtlich unter diesem Prozentsatz.

An einer ganzen Reihe von Stellen im Passauer Wald, besonders häufig am Weg von Loizersdorf ⁵⁾ nach Kothingrub unfern des Einödthofes findet man Eisenoolithstücke von verschiedener Größe in den mit Sandschichten abwechselnden Ton- und Lehmlagern eingestreut liegen. Sie besitzen entweder plattige oder

¹⁾ Lit.-Verz. 13, S. 805.

²⁾ Lit.-Verz. 13, S. 471.

³⁾ FRANZ BAYBERGER: Der Durchbruch des Inn von Schärding bis Passau. Inaug.-Dissert. Kempten 1886, S. 5.

⁴⁾ Richtig: Tittling.

⁵⁾ Bei Tittling

— häufiger — knollenartige Form und bestehen aus schrotgroßen, konzentrisch-schaligen Körnchen von unreinem tonhaltigen Brauneisenerz, die durch einen tonigen und sandigen Kitt zusammengehalten werden. Es sind somit relativ feinkörnige Bohnerze, wie solche — dort als oligocäne Bildungen — in ähnlicher Art und Korngröße als Mulden- und Kluftausfüllungen vom fränkischen Jura bekannt sind.¹⁾ In der Nähe des Einödhofes trifft man zuweilen Knollen, die nach gründlicher Reinigung vom anhaftenden Ton, Lehm und Sand Abdrücke von Baumrinden (spez. Coniferen)²⁾ in mehr oder minder deutlicher Form erscheinen lassen.

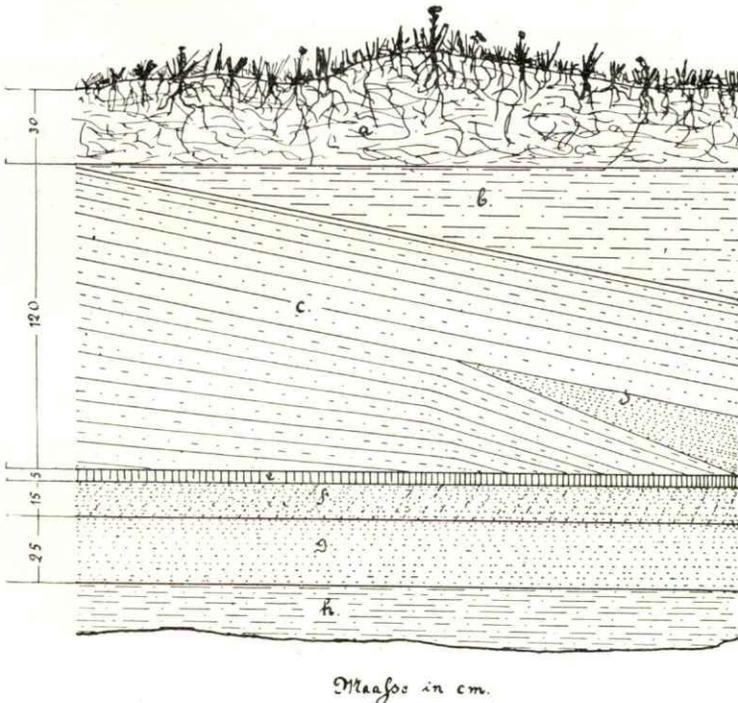


Fig. 5.

Aufschluß bei Nieder-Pretz unfern Röhrnbach. — a. Verwitterungsschicht; b. und h. rötlicher lehmiger Sand; c. lehmiger Sand, streifig, oben rötlich braun, nach unten zu verblassend; d. und g. weißer reiner Quarzsand; e. weißer sandiger Lehm; f. ziemlich lehmfreier rötlich-brauner Quarzsand.

Die Tertiärablagerungen im Gebiete unseres Granitmassivs bestehen aus mit reinen oder lehmigen Quarzsandwichenschichten abwechselnden Lehm- und Ton-schichten von verschiedener Mächtigkeit. Sie sind hie und da — meist zu Exploitationszwecken — gut aufgeschlossen, so bei Tiefenbach, Niederpretz (s. Fig. 5), Außernbrünst und a. a. O. Ihre Ausdehnung ist eine größere, als nach der GÜMBEL-schen Karte — Blatt 12 Passau — anzunehmen wäre. So z. B. hängen die beiden dortselbst getrennt aufgezeichneten Geröll- und Lehmlager von Niederpretz und Außernbrünst (südlich von Röhrnbach) in Wirklichkeit zusammen und das Voglöd-Tragenreuter Vorkommen (südöstlich von Fürsteneck) erstreckt sich über Prag hinaus bis nach Ramling.³⁾ Auch im Lohholz bei Tiefenbach, besonders in der

¹⁾ Sie werden dort vom Volksmunde als „Eisenkiese“ bezeichnet, worunter in diesem Falle natürlich nicht „Pyrit“ zu verstehen ist.

²⁾ Die vom Verf. gefundenen Abdrücke lassen eine nähere Bestimmung nicht zu.

³⁾ Es findet sich z. B. ein kleiner Aufschluss im Quarzgeröll an einem rechten Nebenwässerchen des Ramlingerbaches, wenige 100 m nordöstlich von Ramling.

Richtung auf Fischhaus zu, sowie an mehreren anderen Orten ist die Verbreitung der Gerölllagerungen eine ausgedehntere. Es sind dies alles zweifellos Ausläufer der südlich der Donau weit verbreiteten jungtertiären Lagen. Dort haben wir — nach GÜMBEL — „mächtige sandig-mergelige jungmiocäne Schichten (sogen. obere Süßwassermolasse, zum Teil mit Braunkohlen-Einlagerungen) und endlich eine mächtige Decke Quarzgeröll“¹⁾

Die ergiebigen Lehm- und Tonlager des Passauer Waldes werden — zumeist zur Ziegelfabrikation — ausgebeutet.²⁾ In Tätigkeit befindlichen oder verfallenen Ziegelhütten begegnet man in manchen Gegenden auf Schritt und Tritt. Auch Hafnerei wird mancherorts seit alters betrieben.³⁾ Die ganze Lehm- und Tonindustrie steckt jedoch hier noch in den Kinderschuhen. In den meisten Fällen — eine Ausnahme macht u. a. der Ziegeleibetrieb bei Tiefenbach — wird das Material in recht primitiver Weise gewonnen. Man wirft Gruben auf. Ist eine solche Grube einige Meter tief geworden, sodaß sich der Ton nicht leicht mehr mit der Schaufel herauswerfen läßt, bleibt sie liegen und man gräbt eine neue. Auch durch Regen gehen viele Gruben zu grunde: sie ersaufen, da das Wasser keinen Abfluß findet. Derartige aufgelassene oder ersoffene Gruben trifft man in großer Menge im Schüsselholz, und zwar besonders häufig nördlich des Verbindungsweges Loizersdorf—Rappenhof. Natürlich kann bei einem derartigen Betriebe von einer rationellen Ausnutzung der Lehm- und Tonlager keine Rede sein. Und dies ist bei der Güte des Materials sehr zu bedauern.

Speziell das ca. 20 ha große Tonlager im Schüsselholz bei Loizersdorf verdiente wegen der außerordentlichen Reinheit des Materials entschieden größere Beachtung. Der Ton ist dort von einer 1—1,5 m starken Schicht gelblichbraunen, gut knet- und formbaren Lehmes überdeckt,⁴⁾ besitzt eine schöne grauweiße bis aschgraue Farbe und ist nur gelegentlich durch Eisenoxyd etwas gelblich- oder rötlichbraun gefärbt. Er gehört zum größten Teil zu den sogen. fetten Tonen mit gar keinem oder geringem (0,72%) Sandgehalt. Nur gegen den Rand des Lagers zu wird er sandig und mager. Im Lagerinnern nähert er sich sehr der idealen Tonsubstanz — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ —; Verunreinigungen durch Quarz, Schwefelkies, unzersetzen Feldspat und Glimmer sind dort nicht bemerkbar. Auch braust der Ton bei Übergießen mit Salzsäure nicht auf, ein Zeichen der Abwesenheit von fein verteiltem, seine Schmelzbarkeit förderndem kohlen-saurem Kalke. Seine Feuerfestigkeit ist somit eine große: der Schmelzpunkt liegt bei Segerkegel 34. Wir haben es hier mit einem fetten, bildsamen, hochfeuerfesten Ton zu tun, der bereits bei Segerkegel 3 nahezu dicht wird. „Er ist außer zur Herstellung von Ziegelwaren für geklinkerte Erzeugnisse, wie Klinker, Platten, Fliesen, säurefeste Geräte zu ge-

¹⁾ Lit.-Verz. 13, S. 476/77. Die analoge Quarzgerölldecke sehen wir im Norden sehr gut an einem großen Aufschluß gegenüber der Bahnstation Tiefenbach, dann in dem instruktiven Aufschluß am Ostausgang von Außernbrünst sowie an anderen Orten.

²⁾ Von der Güte einiger dieser Lehmlager zeugen u. a. die Biberschwänze — Taschen nennt sie der Niederbayer — der Preyinger Kirche. Dieselben wurden vor ungefähr 130 Jahren zur Deckung dieser Kirche verwendet. Bei der Reparatur, die vor ca. 10 Jahren erfolgte, brauchten kaum 1000 Stück erneuert werden, und dies bei der exponierten Lage von Preying und dem rauhen Winter der Gegend.

³⁾ Der Hafnereibetrieb im Schüsselholz bei Tittling läßt sich z. B. dokumentarisch bereits im Jahre 1639 nachweisen.

⁴⁾ Was die Mächtigkeit des Tonlagers betrifft, so fanden sich an verschiedenen Stellen bei Bohrungen bis zu 7 m, die Verf. mit einem Handbohrapparat vornehmen ließ, keine Anzeichen, daß der Ton zu Ende geht.

brauchen. Ferner sind aus dem Ton poröse Ziegel zu erzeugen. Besonders wertvoll ist er jedoch als Bindeton für hochfeuerfeste Waren und zwar kommt er hier besonders für Glashäfen, Zinkdestilliergefäße, Retorten und für basische Ziegel jeglicher Art in Betracht.“¹⁾

Das vorlagernde Gneisgebirge.

Die an dem südöstlichen Teil des Massivs sich anlehrenden Gneislagen — seit einigen Jahren durch den Bau der Lokalbahn Passau—Hauzenberg prächtig aufgeschlossen — haben als die Träger der Graphitlagerstätten schon mehrfache Untersuchung und Beschreibung gefunden. Es sind Kordieritgneise, wie man sie im Gebiet des Bayerischen Waldes so oft antrifft. Nach E. WEINSCHENK zeigen sie eine prächtige Kataklaststruktur,²⁾ haben neben reichlichem Quarz Orthoklas, Mikroklin, Kryptoperthit und Oligoklas, dann Biotit, sehr viel gerundete Zirkonkörnchen und nicht minder reichlichen Apatit in großen gerundeten Körnern. Endlich Rutil, der in kleinen Nadelchen oder in sagenitartigen Aggregaten im Biotit, häufiger aber „in größeren kompakten Körnern oder gedrungenen Prismen mit sehr deutlicher Spaltbarkeit und ungewöhnlich kräftiger Absorption in meist gelblich- bis grünlich-braunen, seltener auch violetten Farben“ auftritt. Gelegentlich kommt Titanit vor, „in einzelnen Gesteinen trifft man Züge von fibrolithähnlichem Sillimanit“. Granat „wurde nur in einzelnen feldspatarmen Glimmerschiefern von Oberöztzdorf in kleinen Körnern beobachtet“.

Im Südwesten zeigen eine Reihe durch den Bahnbau Passau—Freyung freigelegter Aufschlüsse zwischen den Haltestellen Tiefenbach und Fischhaus in lehrreicher Weise das Ineinandergreifen von Granit und Gneis. So sehen wir, nachdem wir bei km 10,8 herumliegende Granitfindlinge passiert haben, bei km 11,45 bis 11,60 einen prächtigen Gneisaufschluß. Gleichfalls Gneis zeigt der nächste Aufschluß bei km 11,8. Etwas weiter besteht ein großer Einschnitt anfänglich (bei km 11,9) aus Gneis, im übrigen (bei km 12,0) aus Granit. Aus Granit setzen sich auch die Felsen bei km 12,1 und 12,2 zusammen, während bei km 12,4 wieder Gneis ansteht. Bei 12,7 liegen Gneisblöcke am Wege; der Einschnitt bei km 12,76 weist zunächst Gneis, sodann zur größeren Hälfte Granit auf. In einem schönen Aufschluß bei km 12,8, der Gneisgestein bloßlegt, liegen vereinzelte Granitfelsen, die aller Wahrscheinlichkeit nach ausgewitterten Granitgängen entstammen. Zum letzten Male zeigt sich Gneis bei km 13,0—1: hier schneidet die Bahntrace tief in den Berg hinein und legt dessen Inneres in prachtvoller Weise bloß. Wir sehen die hochragenden Gneisfelsen bei km 14,08 hart an den Granit stoßen, dessen Gebiet nunmehr die Bahn betritt, um es nicht wieder zu verlassen.

Ein in der Nähe dieser Kontaktstelle aus dem Gneisfels geschlagenes Stück zeigt deutlich fluidale Anordnung. Unter dem Mikroskop sehen wir Quarz, etwas durch Eisenoxyd gefärbt, sehr zahlreich in rundlichen bzw. ovalen Körpern, die oft kataklastische Phänomene erkennen lassen. Der Feldspat besteht zum großen Teil aus Orthoklas und bildet keine idiomorphen Kristalle, sondern meist rundliche, in Form und Größe dem Quarz ähnelnde Körper. Mikroperthit ist nicht eben häufig. Ferner tritt Oligoklas nicht selten auf; er besitzt ungefähr den Habitus des Orthoklas

¹⁾ Gutachten vom 21. August 1908 des Chemischen Laboratoriums für Tonindustrie und der Tonindustriezeitung, Prof. Dr. H. SEGER und E. CRAMER, G. m. b. H., Berlin.

²⁾ Lit.-Verz. 15, S. 38.

und Lamellenbildung nach dem Albitgesetz, nur vereinzelt mit solcher nach dem Periklingesetz verbunden. Einige kleine positiv doppelt brechende Körnchen sind wohl dem Albit zuzurechnen. Viel brauner Biotit zieht sich entweder in langgezogenen Striemen oder in rundlichen Blättern durch das Gestein. Er ist oft mit Muskovit verwachsen und geht auch gerne in denselben über. Dieser ist weiß oder lichtbräunlich und hat gleichfalls Schuppen-, Striemen- und Blätterform. Sein Axenbild weist in der Regel für Kaliglimmer normalen, bei den lichtbräunlichen Varietäten dagegen einen weit kleineren Winkel auf. In enger Gemeinschaft mit dem Glimmer tritt das Kontaktmineral Disthen in schlanker leistenförmiger Ausbildung recht zahlreich auf. Es ist öfters geknickt, gebrochen und bildet wie der Glimmer ausgedehnte Stränge in der Fluidalrichtung. Apatit sieht man nur spärlich in der Form von kleinen Prismen; etwas zahlreicher sind gerundete Zirkonkörner. Das ganze Gestein ist erfüllt von einer Unmenge kleinster Rutilinterpositionen. Einige wenige opake Erzpartikel sind gleichfalls vorhanden, rötliche Hämatitkörner sind sekundärer Natur.

Das Gestein, das von einigen bis über 1 m mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt ist, ändert in einiger Entfernung von der Kontaktstelle allmählich etwas seine Zusammensetzung: der Disthen verliert sich, dagegen stellen sich zahlreiche Granatkörner ein. Der Quarz nimmt eine milchblaue Färbung an, sodaß er oberflächlich leicht mit Kordierit verwechselt werden kann. Die Feldspäte sind gebogen und geknickt, was die Bestimmung der Plagioklase — wohl durchweg Oligoklase — auf optischem Wege sehr erschwert.

Betrachten wir die Gneise, durch die sich die Ilz tief durchgefressen hat, so sehen wir ähnliche Verhältnisse.

So zeigen die Gesteinsmassen am östlichen Fuße des Bergrückens, den die Burgruine Hals krönt, große linsenförmige Körner von Orthoklas und fast mehr noch von Mikroklin, die vielfach von Albitschnüren durchzogen und durchwachsen sind. Diese Körner liegen in einem Fluidalgefüge von sehr feinkörnigem Material, das zumeist aus oliv- bis grünbraunem Biotit, Quarz und Feldspat sowie kleinsten Erzkörnchen zusammengesetzt ist. Gelegentliche Muskovitschüppchen sind als sekundäre Bildungen anzusehen, ebenso wie die aus dem Magnesiaglimmer entstandenen oder im Entstehen begriffenen Chloritblätter.

Die Schichtung aufeinanderfolgender heller und dunkler Lagen zeigt sehr deutlich ein etwas nordwestlicheres Vorkommen, gleichfalls am rechten Ilzufer, zirka 100 m oberhalb des sogen. Durchbruches. Die aplitischen Lagen bestehen regelrecht aus Quarz, Orthoklas, viel Mikroklin, dann Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit und etwas Oligoklas nebst körnigem Albit. Die äußerst dünnen femischen Zwischenschichten zeigen ziemlich frischen Biotit in Blätter- und Flaserform, der nur wenig in Muskovit umgesetzt ist. Daneben sieht man einige kleine Granatkörner, ferner spärlich Zirkon und Apatit. Erze fehlen so gut wie vollständig.

Daß alle diese Gneise nichts anderes sind als kontaktmetamorph veränderte Schichten, ist wohl zweifellos. Ich betrachte sie im Sinne WEINSCHENKS als injizierte Schiefer, genau so wie die Erzgebirgsgneise, da die hellen Lagen aus aplitischem Granit, die dunkleren aus Biotit und dann auch aus typischen Mineralien der Kontaktmetamorphose, wie Disthen, Granat, Hornblende, Cordierit, bestehen.¹⁾

¹⁾ Damit ist nicht gesagt, daß ich mich auf den Standpunkt WEINSCHENKS stelle, daß alle Paragneise kontaktmetamorphen Ursprungs sind; da meines Erachtens es nicht gut denkbar ist, daß

Das Gestein, das den Untergrund der Stadt Passau bildet und durch den Bahnhofumbau im Jahre 1906 zeitweise freigelegt worden ist,¹⁾ hat hinwiederum ein durchaus granitisches Aussehen: im Handstück, wie unter dem Mikroskop ist es von einem regelrechten, hypidiomorphkörnigen Granit nicht zu unterscheiden. Es setzt sich²⁾ aus Quarz, Feldspat und Glimmer zusammen. Der Feldspat ist meist Orthoklas, daneben Mikroklin und verhältnismäßig wenig Plagioklas vom Albit-Oligoklas- und Oligoklas-Andesintypus. Ferner finden wir Mikroperthit, sowie Mikroklinmikroperthit. Dunkelbrauner, fast rubellanartiger, nach blaß-strohgelb pleochroitischer Biotit tritt in der in Graniten üblichen Blätterform auf. Mehrere kleine Granaten zeigen ausgebildete Kristalle. Von Erzen sieht man Pyrit reichlich in Körnern, von Übergemengteilen Zirkon in kleinen idiomorphen Individuen. Nur wenig ist Kalzit und Chlorit sekundär ausgebildet, wie überhaupt das Gestein große Frische zeigt.

Eine Schliﬀprobe eines Gneises etwas weiter westlich, aus dem oberen Einschnitt bei ca. km 2,0 der Bahnlinie Passau—Obertraubling (an der Abzweigung der Hafendebahn) zeigt gleichfalls die hypidiomorphkörnige Struktur eines mittelkörnigen Granites. Der Mineralbestand ist im allgemeinen derselbe. Nur fehlen Granaten. Dafür findet sich primärer Muskovit in ansehnlicher Zahl ein. Er bildet Blätter und Leisten wie der Biotit. Statt des Pyrites sehen wir hier Magnetit, jedoch nicht in großer Menge. Auch Zirkon ist nur spärlich vorhanden.

Ein Stück von ebendort, jedoch aus dem unteren Bahneinschnitt (gegen die Donau zu), zeigt im Gegensatz zu vorbeschriebenen Exemplaren ausgeprägte Merkmale weit vorgeschrittener Umsetzung. Der Glimmer (vielleicht war es auch Hornblende?) ist voll und ganz in grünen Chlorit verwandelt. Um diesen Chlorit scharen sich opake Körner, die ebenso wie massenhaft auftretende nadelförmige Rutilinterpositionen diesem Umwandlungsprozeß ihre Entstehung zu verdanken haben. Orthoklas, sowie spärlicher Plagioklas sind gleichfalls stark angegriffen und zwar in bekannter Art von innen heraus, sodaß bei letzterem die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz nur teilweise sichtbar ist. Quarz tritt in der in Graniten üblichen Form auf, zeigt sich aber auch in sekundär entstandenen rundlichen Körnern. Selbstverständlich fehlen als sekundäre Bestandteile weder Muskovit noch Kalzit.

An einer anderen Stelle des oberen Einschnittes dortselbst findet sich ein Gestein, das im Gegensatz zu den vorigen infolge Überwiegens der Kalknatronfeldspäte Dioritcharakter zeigt. Unter dem Mikroskop ist eine Kataklastenstruktur deutlich sichtbar, aber weitaus nicht in dem Maße entwickelt, daß man von einer Gneisstruktur sprechen könnte.³⁾ Der Plagioklas, zum großen Teil Albitoligoklas, daneben Oligoklas-Andesin, ist nach M tafelförmig ausgebildet und zeigt Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, hie und da in Gemeinschaft mit solcher nach

einmal kontaktmetamorph veränderte Sedimente sich noch ein zweites Mal derartig kontaktmetamorph verändern können, daß ganz neue Mineralien auftreten, wie z. B. der Cordierit und Granat im Kinzigit.

¹⁾ Herr Direktionsassessor G. HÖHN, der seinerzeit den Umbau leitete, hatte die Liebenswürdigkeit, mich auf die durch eben diesen Umbau bedingten zeitweiligen Aufschlüsse aufmerksam zu machen. Ihm sei an dieser Stelle wiederholt herzlichst gedankt.

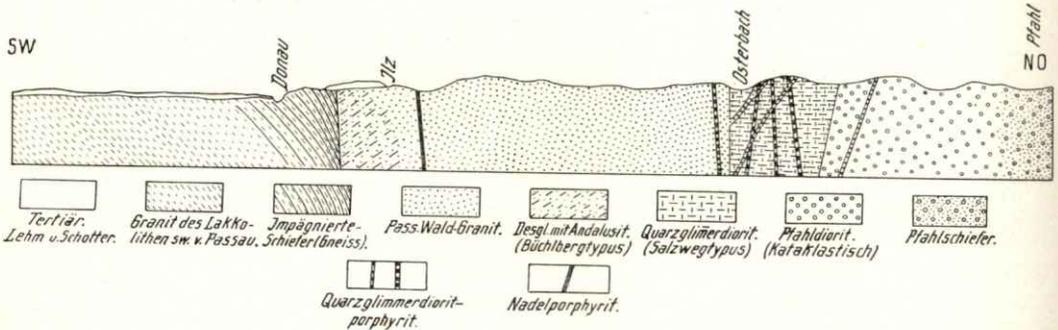
²⁾ Schliﬀprobe von einem Vorkommen aus dem Untergrund des Bahnhofes, ungefähr bei km 1,6 der Bahnlinie Passau-Obertraubling.

³⁾ Die kataklastisch deformierten Passauer Waldgranite haben in vielen Fällen ausgeprägtere Mörtelstruktur, von gewissen Paliten gar nicht zu reden.

dem Periklingesetz; er ist vielfach verbogen und gekrümmt, sodaß eine genauere Bestimmung nicht leicht fällt. Dazu ist er stark angewittert; noch mehr der etwas später auskristallisierte Orthoklas, wie überhaupt das ganze Gestein in starker Zersetzung begriffen ist. Außerordentlich verbreitet ist Mikroperthitbildung: in Schnüren und Bändern durchsetzt Albit in großer Menge die Feldspäte. Zerfetzte Chloritblätter deuten auf ehemaligen Biotit, ebenso wie Titanitkörner im Chlorit aus der im Magnesiaglimmer enthaltenen Titansäure entstanden sind. Zertrümmerte Feldspatbrocken, Quarzkörner, sekundäre Muskovit- und Kalzitblättchen füllen im Verein mit Chloritschüppchen mörtelartig die Interstitien zwischen den Feldspäten aus. Zirkonkörnchen lassen sich vereinzelt gleichfalls sehen.

Der geologische Aufbau des Massivs.

Im vorigen Kapitel wurde bereits darauf hingewiesen, daß die dem Passauer Granitmassiv vorgelagerten „Gneise“ nichts anderes seien als injizierte Schiefer. Wir sahen ferner, daß das Gestein, welches den Untergrund des Bahnhofes Passau bildet, unter dem Mikroskop durchaus Tiefengesteinsstruktur besitzt und sich auch in Handstücken in den meisten Fällen nur schwer von einem regelrechten Granit unterscheiden läßt. In größeren Blöcken bemerkt man allerdings gelegentlich — aber durchaus nicht immer — einige Lagen mit angereichertem Biotit, während andere Lagen wieder mehr salischen Charakter haben. Je weiter sich nun das Gestein von der Donau, somit von dem Gebirgszug des Bayerischen Waldes entfernt, um so mehr verliert es derartige Andeutungen einer Gneisnatur und die Kontaktmineralien, wie Granaten etc., verschwinden immer mehr (s. Profil). Die von der Tertiärgeröllmasse bedeckten Felsen im Gebiet südlich der Donau, die in Talbildungen zu Tage treten (so südlich von Vilshofen, bei Scharding, Ortenburg etc.), sind ausgesprochene Granite und werden auch als solche an vielen Stellen abgebaut. Umgekehrt sehen wir, daß bei der Annäherung an das Bayerische Waldgebirge und beim Eintreten in dasselbe der Gneischarakter der Gesteine äußerst rasch zunimmt; Granat, Disthen, Kordierit und sonstige Mineralien der Kontaktmetamorphose stellen sich in stets wachsender Zahl ein und wir sehen bald die starkgeschieferten, gneisigen Gesteine vor uns, die Eingang des vorigen Kapitels ihre Beschreibung gefunden haben.



Eig. 6.

Schematisches Profil durch das Passauer Granitmassiv. — Maßst. 1 : 250 000.

Es läßt sich somit die Vermutung aussprechen, daß das Gneissmassiv südwestlich des Passauer Waldes einem Granitlakkolithen angehört, dessen Zentrum südwestlich von Passau in der Richtung nach Pfarrkirchen

hin sich befinden dürfte.¹⁾ Die magmatischen Massen, welche diesen Lakkolithen bildeten, hätten dann die vielleicht über das ganze Gebiet lagernden, jedenfalls den Nordosten desselben einnehmenden und in der Richtung von Südosten nach Nordwesten streichenden Schiefermassen aufgeblättert, injiziert und auf solche Art in „Gneise“ verwandelt. Es wäre dies ein Analogon zu der Entstehung der Erzgebirggneise.²⁾ Das am Ende des vorigen Kapitels erwähnte Dioritvorkommen würde dann als eine Faziesbildung des Lakkolithengranits zu deuten sein. —

Was das geologische Alter des Gneises betrifft, so fehlen — soweit das untersuchte Gebiet in Betracht kommt — so ziemlich alle Anhaltspunkte zu dessen Bestimmung. Grauwacken und Konglomerate, die durch Vergleichung mit den entsprechenden Thüringer Vorkommnissen auf ein Kulmzeitalter der erzgebirgischen Gneise schließen lassen,³⁾ würde man hier vergeblich suchen. Es sei jedoch eines eigentümlichen Fundes Erwähnung getan, den vor über 60 Jahren WALTZ im Quarzgerölle (Geschiebe) von Kellberg machte und den dieser auf den Abdruck eines karbonischen Rhodocrinus zu beziehen glaubte.⁴⁾

Es sei ferner hingewiesen auf das Übereinstimmende und Gleichartige nicht nur der Gneise, sondern sämtlicher kristallinen Gesteine des böhmischen Urgebirgswürfels, zu denen sowohl das Erzgebirge wie der Bayerische Wald gehören, eine Tatsache, die W. BERGT veranlaßt hat, die Vermutung auszusprechen⁵⁾:

„Die altkristallinen Gesteine des »böhmischen Urgebirgswürfels« sind durch das ganze Gebiet gleichartig und gleichalterig und bilden eine geologische Einheit.“

Danach wäre die Entstehung der Gneise bei Passau vielleicht doch in die Kulmperiode zu verlegen, was ja auch mit dem WALTZ'schen Fund⁶⁾ in Übereinstimmung zu bringen wäre. Zu einem bestimmten Nachweis dieser Mutmaßung fehlen jedoch bis jetzt die hierzu unumgänglich nötigen sicheren Grundlagen.

Was nun das Passauer Granitmassiv selbst anbelangt, so sahen wir, daß dasselbe kein vollkommen einheitliches Eruptivgebiet darstellt, daß vielmehr neben dem granito-dioritischen Hauptmassiv ein Alkaligranitstock westlich der Linie Tittling—Schönberg, nebst seiner Apophyse am Freudensee als Äußerungen foyaitisch-thermalischer Magmen auftreten. WINEBERGER⁷⁾ nimmt an, daß der Alkaligranit, sein „massiger“ Granit, älter sei als der feinkörnigere Passauer Waldgranit, den er aus diesem Grunde als „jüngeren“ Granit bezeichnet, da dieser gelegentlich auf jenem auflagere, eine Annahme, der WALTZ entschieden entgegentritt mit der Begründung, daß er eine derartige Auf-

¹⁾ Es möge ausdrücklich betont werden, daß es sich hier um eine bloße Vermutung handelt, eine bestimmte Behauptung läßt sich nur nach eingehender Untersuchung sämtlicher bei dieser angenommenen Lakkolithbildung in Betracht kommender Faktoren, nicht nur derjenigen aus der unmittelbaren Umgebung Passaus und des Passauer Granitmassivs, aufstellen und begründen.

²⁾ Vgl. C. GÄBERT: Die Gneise des Erzgebirges und ihrer Kontaktwirkungen. Z. d. D. G. G. 59. Bd. 1907, S. 308—376.

³⁾ Ibid., S. 367—368.

⁴⁾ Lit.-Verz. 1, S. 80; vgl. übrigens auch *ibid.*, S. 31.

⁵⁾ W. BERGT: Über neue Vorkommnisse von Pyroxengranulit und über dessen allgemeine Verbreitung. Vortrag, geh. a. d. 53. Hauptvers. d. D. G. G. Vgl. Monatsber. d. D. G. G. 1908, S. 233.

⁶⁾ Dem Funde von WALTZ ist sicher keinerlei Bedeutung beizumessen. Wäre hiezu einigermaßen Veranlassung gegeben gewesen, so hätte er selbstverständlich im zweiten Bande der Geognostischen Beschreibung des Königreiches Berücksichtigung gefunden (Anmerkung der Redaktion).

⁷⁾ Lit.-Verz. 2.

lagerung des feinkörnigen Granites auf dem „porphyrischen“ (d. h. dem grobkörnigen Saldenburgtypus) während 30jährigen Begehens der Gegend nie bemerkt habe.¹⁾ Auch dem Verfasser gelang es nirgends, eine Bestätigung der WINEBERGER'schen Behauptung zu finden. Dagegen sprechen eine Reihe gewichtiger Gründe für die Richtigkeit der Annahme, daß der Alkaligranitstöck jüngeren Datums sei als das Kalk-Alkali-Granitmassiv. Leider sind ja, wie schon erwähnt,²⁾ gute Aufschlüsse gerade im Gebiet des Saldenburgtypus recht selten. An einer Stelle jedoch, im Einschnitt des Weges von Eisensteg nach der Rothaumühle, kurz hinter Eisensteg, sehen wir in schöner Weise, wie das aufsteigende Magma des Alkaligranites den Passauer Waldgranit zur Seite gedrückt hat (Fig. 7). Betrachten wir ferner die Essexitvorkommnisse, die randlich des Saldenburggranites auftreten, so sind sie zweifelsohne nichts anderes als basische Derivatbildungen eben dieses Stockes. Da nun aber die Essexite, wo sie gefunden wurden, ausnahmslos Gänge in angrenzenden Kalk-Alkali-Granit bilden, so müssen sie natürlich jüngeren Datums sein als diese und sind gewissermaßen als Ausfüllungen der klaffenden Risse und Klüfte zu betrachten, die dieses Gestein beim Aufdringen des Alkaligranites erhielt.



Fig. 7.

Einschnitt am Weg von Eisensteg zur Rothaumühle: Aufsteigender Saldenburggranit (SG) drängt den Passauer Waldgranit (PWG) zur Seite.

Wir haben somit Derivatbildungen des Alkaligranitstockes in Form von radial aus dem Alkaligestein in das Kalk-Alkali-Massiv eingedrungener Gänge, jedoch keine solchen des Kalk-Alkali-Granitstockes (wie Diorite, Gabbros) im Gebiete des Alkaligranites.³⁾

Die starken Kataklasterscheinungen, die sowohl der Passauer Waldgranit im nördlichen Teil seines Auftretens, besonders zwischen Röhrnbach und Waldkirchen, nicht minder aber seine Faziesbildungen, die Salzweg- und Pfahldiorite, gleichfalls dortselbst aufweisen, zeigen deutlich, daß diese Gesteine schon vor Bildung des Pfahles verfestigt waren und durch die Vorgänge, die eben diese Bildung ver-

¹⁾ Lit.-Verz. 5.

²⁾ S. 64.

³⁾ Das Auftreten von Quarzglimmerdioritporphyriten und Nadelporphyriten in beiden Massiven wird an anderer Stelle besprochen werden.

anlaßen, mechanisch deformiert worden sind. Deformationserscheinungen fehlen jedoch dem Alkaligranit vom Saldenburgtypus, obgleich er nordwärts in der Gegend von Schönberg recht nahe an den Pfahlzug herantritt und der nördlich und sogar südöstlich (bei Preying) angrenzende Waldgranit stark kataklastisch verändert ist.

Die Alkaligranite sind somit jüngeren Datums als der Pfahl und unmittelbar nach der Pfahlbildung entstanden.

Die katastrophalen Vorgänge, welche die Bildung des Pfahles bedingten, haben jedenfalls den damals noch relativ jungen Kalk-Alkali-Granitstock aufs heftigste erschüttert — Zeugen davon sind ja die vielfach stark zerquetschten Gesteine an seinen Rändern speziell im Norden — und so ist es wohl verständlich, daß das Alkaligranitmagma am Rande des Massivs an zwei Stellen durchbrechen konnte, deren Festigkeit am meisten gelitten haben mochte. Der Vergleich der kataklastischen Deformation der vorkatastrophal vorhandenen Gesteine unseres Gebietes beweist, daß die Wucht der Katastrophe im Norden, d. h. längs des Pfahles, unverhältnismäßig größer gewesen sein muß als gegen den Süden zu. Deswegen vermochte der Nordrand des Kalk-Alkali-Granitmassivs dem in die Höhe strebenden foyaitisch-thermalitischen Magma weit weniger Widerstand entgegenzusetzen als der Südrand, und so ist es zu erklären, daß das Alkaligranitgebiet vom Saldenburgtypus ein bedeutend größeres ist als das vom Freudenseetypus.

Die dioritischen Ganggesteine, Glimmerdioritporphyrite und Nadelporphyrite, sind zweifellos jüngeren Alters als die Granite. Bei ihnen fehlen die Zeichen großer Druckwirkungen, wie sie jedenfalls in dem in der Nähe des Pfahles auftretenden Vorkommnisse sichtbar geworden wären, falls diese Gesteine die Pfahlbildungsperiode mitgemacht hätten. Dann sehen wir diese Ganggesteine sowohl im Kalk-Alkali- wie im Alkali-Granitstock auftreten, häufiger allerdings im ersteren, ein Beweis, daß sie jünger sein müssen als diese Tiefengesteine.

Eigentümlich ist die enge Vergesellschaftung der Glimmerdioritporphyrite mit den kataklastisch deformierten, somit weit älteren Dioriten vom Salzwegtypus, wie eine solche hauptsächlich in den Aufschlüssen des Osterbachtals auffällt. Jedoch läßt sich für ein gemeinschaftliches Zusammengehen dieser beiden Gesteinsarten keine Regel aufstellen. An anderen Stellen des Passauer Granitmassivs, so bei Kafering, Salzweg, im Pannholz u. s. w., tritt der Salzweg- bzw. Fürstensteintypus stets ohne Begleitung von Glimmerdioritporphyritgängen auf, während hinwiederum Glimmerdioritporphyrite im Ödwald, dann an der Stelzelmühle und Geyermühle bei Neukirchen, auf dem Geiersberg im Frauenwald und an verschiedenen anderen Orten selbständig ohne Salzwegdioritgesteine auftreten. Die Erklärung der im Osterbachtal so auffallenden Vereinigung beider Gesteinstypen ist wohl mehr in dem Umstande zu suchen, daß gerade in diesem Gebietsstreifen, der, wie schon erwähnt, bei der Pfahlbildung stark in Mitleidenschaft gezogen ist, als Nachwirkung eben dieses Vorgangs zahlreiche Risse und Sprünge sich gebildet haben dürften, in welche die dioritischen Magmen eindringen und sich zu Porphyriten befestigten.

Im Vorwort erwähnten wir,¹⁾ daß WEINSCHENK in der Leitersberger Grube als Einschluß ein Gestein fand, welches er als die Tiefenform der Nadelporphyrite erklären zu müssen glaubte. Dieser Einschluß fand sich in einem Gabbrogestein vor. Es wäre somit letzterer jünger als der Nadelporphyrit. Dies ist aber nach

¹⁾ Vgl. S. 14.

dem Befund in den Steinbrüchen im Ilztal südlich von Fischhaus, dann auch bei Steinhof nicht möglich. Dort finden wir im Passauer Waldgranit prächtig ausgebildete Gabbroeinschlüsse, die in ihren eckigen Formen sich ohne weiteres als ab- und mitgerissene Gesteinsfragmente zu erkennen geben. Derselbe ist somit unzweifelhaft jüngeren Datums, müßte also auch jünger sein als die Nadelporphyrite, was wiederum unmöglich ist, da dieselben ja Gänge im Passauer Waldgranit bilden.¹⁾

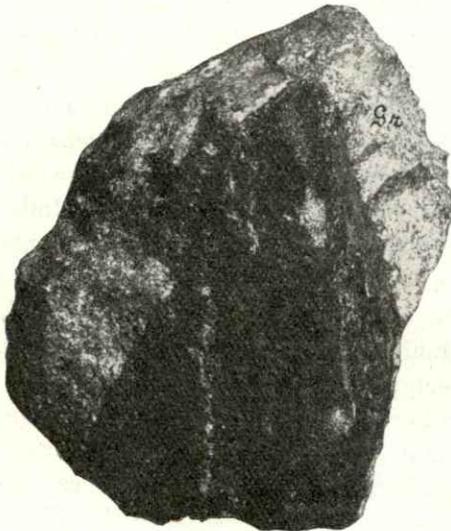


Fig. 8.

Mitgerissenes Gabbrofragment im Passauer Waldgranit (*Gr*). — Fundort: Ilztal.

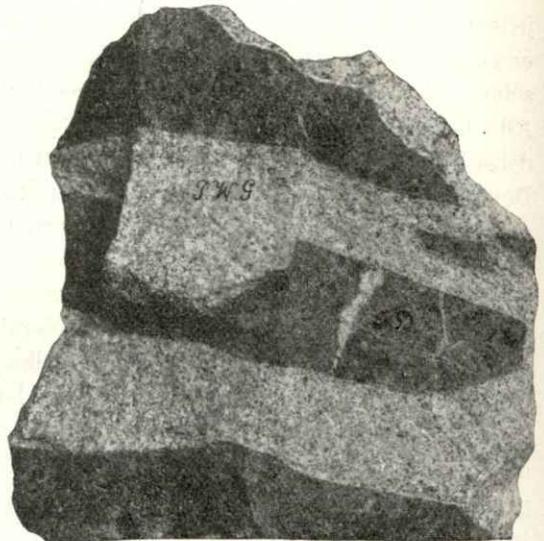


Fig. 9.

Salzwegdioritfragmente (dunkel) im Passauer Waldgranit (*PWG*). — Fundort: Osterbachtal.

Auch die meisten Diorite vom Salzwegtypus erweisen sich als ältere Ausscheidungen. Wir sehen den Granit Gänge in diesen Gesteinen bilden, sehen in verschiedenen Brüchen der Umgegend des Osterbaches Gesteinsfragmente vom Salzwegtypus im Granit liegen, der sie bei seinem Aufsteigen abgerissen und mit in die Höhe gebracht haben muß (Fig. 9). Dagegen machten wir auf S. 142 bereits darauf aufmerksam, daß die Diorite in der Nähe Fürstensteins eine basische Randfazies des Passauer Waldgranites bilden, in die dieser mittels des Zwischengliedes vom Eggingtypus kontinuierlich übergeht. Als basische Randfazies sind gleichfalls die Palite zu betrachten.

Daß der Granit vom Karlsbachtypus, der die Palite durchsetzt, jüngeren Datums sein muß als der Pfahl, ist bei der Beschreibung dieses Typus erwähnt worden (S. 126).

Die Gesteine des Passauer Granitmassivs dürften sich somit in folgender zeitlicher Reihenfolge gebildet haben:

- a) Gabbros und Diorite vom Salzwegtypus mit Ausnahme einiger Vorkommnisse bei Fürstenstein.
- b) Alkali-Kalk-Granite mit Ausnahme des Karlsbachtypus, Palite und Quarzglimmerdiorite vom Fürstenstein-, vereinzelt vom Salzwegtypus.

¹⁾ Ein schönes Beispiel eines solch mitgerissenen Gabbrofragmentes im Passauer Waldgranit zeigt ein Handstück (Fig. 8), das Herr Prof. Dr. OEBBEKE im Ilztalbruch der Tittlinger Granitwerke gesammelt und mir in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt hat.

- c) Alkali-Kalk-Granite vom Karlsbachtypus.
- d) Alkali-Granite und Essexite.
- e) Glimmerdioritporphyrite und Nadelporphyrite.

Karten.

- I. Geognostische Karte des Königreichs Bayern. II. Abt. Das Ostbayerische Grenzgebirge oder das Bayerische und Oberpfälzer Waldgebirge, von Dr. C. W. GÜMBEL, Maßstab 1 : 100 000. München 1866. Blatt 12: Passau
- II. Karte des Deutschen Reiches. Maßstab 1 : 100 000.
- | | |
|--------------------------------------|-------|
| Blatt 598: Deggendorf, herausgegeben | 1892, |
| „ 599: Grafenau, „ | 1893, |
| „ 613: Vilshofen, „ | 1893, |
| „ 614: Passau, „ | 1896. |
- III. Topographischer Atlas von Bayern. Maßstab 1 : 50 000.
- | | |
|-------------------------------------|-------|
| Blatt 57: Osterhofen, herausgegeben | 1848, |
| „ 58: Wolfstein, „ | 1843, |
| „ 65: Passau, „ | 1890, |
| „ 66: Wegscheid, „ | 1889. |
- IV. Topographische Karte von Bayern. Maßstab 1 : 25 000 (Pos.-Bl.).
- | |
|------------------------------|
| Blatt 538: Vilshofen, |
| „ 539: Haselbach, |
| „ 540: Hals, |
| „ 541: Hauzenberg, |
| „ 542: Wegscheid West, |
| „ 569: Passau. ¹⁾ |

Literaturverzeichnis.

1. WALTl, Dr.: Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Passau. Briefl. Mitt. d. Korrespondenzbl. d. zool.-mineral. Vereins in Regensburg, 1847, S. 29 ff., 44 ff., 79 ff.
2. WINEBERGER, LUDWIG: Versuch einer geognostischen Beschreibung des bayer. Waldgebirges und Neuburger Waldes, Passau 1851.
3. WALTl, Dr.: Passau und seine Umgebung, geognostisch-mineralog. geschildert; im Progr. zum Jahresber. d. K. Lyzeums, Gymnasiums u. d. lat. Schule zu Passau f. d. Studienjahr 1852/53; desgl. im Progr. zum Jahresber. üb. d. K. Studienanstalt zu Passau f. d. Studienjahr 1852/53, Passau 1853.
4. — Kleine Beiträge zur Geognostik der Umgebung von Passau. Briefl. Mitt. d. Korrespondenzbl. d. zool.-mineral. Vereins in Regensburg, 1861, S. 95 ff., 126 ff.
5. — Passau und seine Umgebung, geognostisch-mineralog. geschildert; im Progr. zum Jahresber. üb. d. K. Kreis-Landwirtschafts-, Gewerbe- und Handelsschule f. d. Schuljahr 1861/62. Passau 1862.
6. GÜMBEL, C. W.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse des ostbayerischen Grenzgebirges. Bavaria, II. Bd., IV. Buch, S. 3, 1862.
7. — Geognostische Beschreibung d. ostbayerischen Grenzgebirges oder d. Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. Gotha 1868.
8. WALTl, Dr.: Geognosie von Passau und Umgegend. Korrespondenzbl. d. zool.-mineral. Vereins in Regensburg, 1868, S. 164 ff.

¹⁾ Die übrigen in das Gebiet des Passauer Granitmassivs fallenden Positions-Blätter sind noch nicht erschienen.

9. WALT, DR.: Ergänzungen zur Oryctognosie von Niederbayern. Briefl. Mitt. im Korrespondenzbl. d. zool.-mineral. Vereins in Regensburg, 1871, S. 52 ff.
10. GÜMBEL, C. W. v.: Geologische Skizze d. Bayer. Waldes. Mitt. über d. Bayer. Wald. Deutsche geogr. Blätter. Bremen VI. 1883, S. 21—47.
11. METZGER, C.: Beiträge zur Kenntnis d. hydrographischen Verhältnisse d. Bayer. Waldes. Inaug.-Dissert. Erlangen 1892.
12. SCHWAGER, ADOLF: Hydrochemische Untersuchungen im Bereiche d. unteren bayer. Donaugebietes. Geogn. Jahreshefte, VI. Jahrg. 1893, S. 67—105.
13. GÜMBEL, DR. K. WILHELM: Geologie von Bayern; II. Bd.: Geologische Beschreibung von Bayern, Kassel 1894.
14. OEBBEKE, K.: Nutzbare Gesteine und Mineralien d. Königreichs Bayern. München 1896.
15. WEINSCHENK, DR. ERNST: Zur Kenntnis d. Graphitlagerstätten d. bayer.-böhmischen Grenzgebirges. Habilitationsschrift. München 1897.
16. — Der bayerische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. Ein geologischer Führer. München 1899.
17. OEBBEKE, DR. K. und SCHWAGER, ADOLF: Beiträge zur Geologie d. Bayer. Waldes. I. Über ein Gestein von Appmannsberg. Geogn. Jahreshefte, XIV. Jahrg., S. 247—250. München 1901.
18. SUSS, EDUARD: Bau und Bild Österreichs. I. Bd. Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien-Leipzig 1903.
19. OEBBEKE, DR. K.: Nutzbare Mineralien, Gesteine, Mineralwässer Bayerns. München 1906.
20. FRENTZEL, ALEXANDER: Essexit im Bayerischen Wald. (Vorläufige Mitteilung.) Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 60, Jahrg. 1908, S. 240 ff.

Inhalts-Verzeichnis.

| | |
|--|-----|
| Vorwort | 105 |
| Allgemeine Übersicht | 110 |
| Gesteinsbeschreibung | 114 |
| Das Granitmassiv | 119 |
| A. Tiefengesteine | 119 |
| I. Granit | 119 |
| a) Alkali-Kalk-Granite | 120 |
| 1. Typus Passauer Wald 120 — 2. Typus Dachsb. 124. — 3. Typus Karls- | |
| bach 126. — 4. Typus Büchlberg 126. — 5. Typus Hutthurm (Zweiglimmer- | |
| granit) 128. — 6. Typus Egging 129. | |
| b) Alkali-Granite | 129 |
| 1. Typus Saldenburg 129. — 2. Typus Freudensee 131. | |
| II. Syenit | 133 |
| III. Diorit | 134 |
| a) Palite | 135 |
| b) Fürstenstein- und Salzwegdiorite | 139 |
| IV. Gabbro | 146 |
| V. Essexit | 159 |
| VI. Pyroxenit | 163 |
| B. Ganggesteine | 164 |
| I. Die granitporphyrischen Ganggesteine | 164 |
| 1. Glimmerdioritporphyrite und ihre Derivate 164. — 2. Hornblendedioritporphyrit (Nadel- | |
| porphyrit) 171. | |
| II. Die aplitischen Ganggesteine | 174 |
| 1. Aplit im engeren Sinne 174. — 2. Malchitisches Ganggestein (Ilzit) 176. — 3. Pegmatite 178. | |
| Die tertiären und quartären Sedimente | 180 |
| Das vorlagernde Gneisgebirge | 183 |
| Der geologische Aufbau des Massivs | 186 |
| Karten | 191 |
| Literaturverzeichnis | 191 |

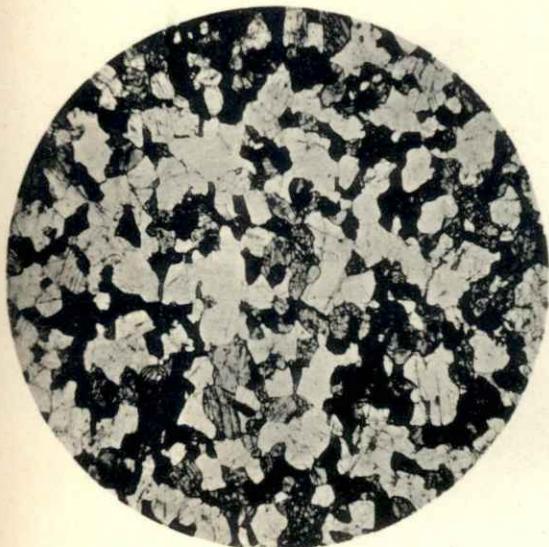


Fig. 1. **Bojit** von der Neuhausmühle.

Nicols +. Vergr. $\frac{17}{1}$

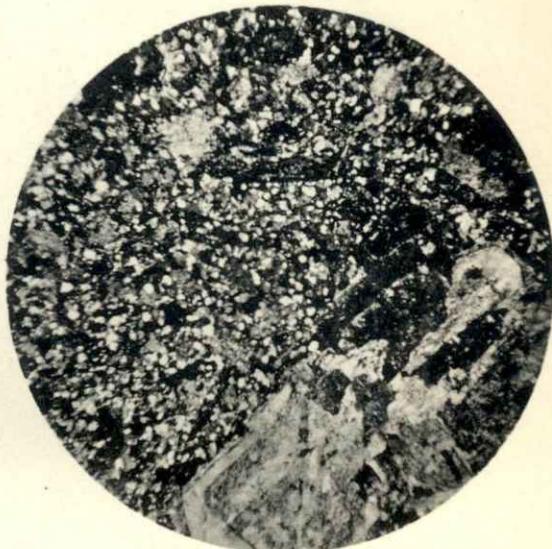


Fig. 2. **Quarzglimmerdioritporphyrit** aus dem aufgelassenen Steinbruch der Teisnacher Granitwerke bei Appmannsberg. Plagioklaseinsprengling mit Zonarstruktur.

Nicols +. Vergr. $\frac{16}{1}$

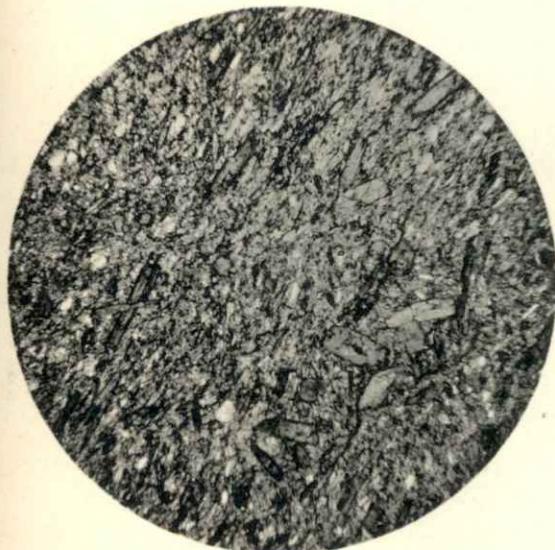


Fig. 3. **Nadellamprophyr** aus dem Aufschluß bei km 27,7 der Bahnlinie Passau-Freyung.

Vergr. $\frac{17}{1}$

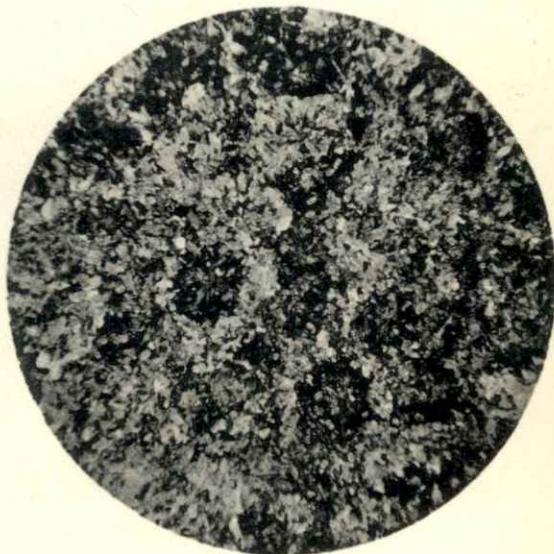


Fig. 4. **Alkaliaplit** aus dem Bruch an der alten Straße Tittling-Schönberg, ca. 400 m südlich von Spitzingerreut.

Nicols +. Vergr. $\frac{17}{1}$

Mineralwasser in Niederbayern.

Von

Adolf Schwager.

Die Schwefelquelle in Gögging.

Allgemeine orographische und geologische Lage der Quelle.

Die Mineralquelle von Gögging entspringt am Nordwestende und zwar nahezu am höchstgelegenen Punkt dieses Ortes, in rund 360 m ü. d. M.

Was den Ort Gögging selbst betrifft, so liegt dieser am südwestlichen Rand des 35—40 qkm umfassenden Gebirgsabschnittes, der im Westen und Norden von der Donau, im Osten durch den Einschnitt des Hopfenbachs und im Süden durch die Abens eingeschlossen wird.

Orographisch gehört dieser Landesteil dem hier über die Donau südwärts hinübergreifenden Juragebirge an, wie er geologisch seiner Hauptmasse, d. i. seiner über Tag aufragenden, wie namentlich seiner Untergrundpartie nach dem Weiß-Jura, dem Malm, angehört. Mit diesem vorwiegend kalkigen Gebirgskern erscheinen sodann, jedoch im ganzen in untergeordnetem, dem Quellort zu wohl zunehmenden Maße, jüngere geologische Gebilde zumeist sandiger oder auch toniger Natur eng verbunden. Dies geschieht teils durch Auflagerung (ausgedehntere Überdeckung und örtliche Einsackungs- sowie Spalt-Erfüllungen), teils durch Anlagerung (Schichtungen vom großen südlichen Tertiärbecken her).

Die höchsten Erhebungen des bezeichneten Gebietes liegen nach Nordost und überragen um reichlich 100 m den äußeren, flachwelligen Geländeabfall im Winkel zwischen Donau und Abens. Hier auf einem der letzten südwestlichen hügeligen Ausläufer, mit einer kaum 10 m erreichenden größten Erhebung über dem Flußbord, breitet sich auf deren Südhang im engsten Anschluß an die Abens, der Ort Gögging mit seiner Heilquelle aus.

Verhalten und Gehalt der Quelle.

Die Gögginger Mineralquelle wird nach dem „Deutschen Bäderbuch“ (dem auch die folgenden Angaben über die Quelle entnommen sind) zu den „alkalischen Schwefelwasserstoffquellen“ gerechnet. Sie entspringt, wie es dort heißt, „3 m tief aus sandigen Lagen“. Die Schüttung beträgt 5,7 Sek.-Liter, die Temperatur 11,3° C. (eine neuere Bestimmung gibt 13,5° C. an).

Sowohl die ältere im „Deutschen Bäderbuch“ wiedergegebene Analyse, als eine erst jüngst aus dem chemischen Institut von Dr. MAX WINCKEL, München

(22. Februar 1911) hervorgegangene,¹⁾ verzeichnen neben den kaum einem natürlichen Wasser fehlenden Karbonaten der alkalischen Erden, als Hauptbestandteile die seltener, namentlich in gleich reichlichen Mengen wie im vorliegenden Fall, mitauftretenden kohlen-sauren und Chlor- neben Sulfat-Alkalien. Diesen gesellen sich ferner, der Menge nach zwar zurücktretend, dafür aber die Eigenheit und damit die Wertung des Wassers besonders bedingend, die Sulhydrat- und sonstige Haloidverbindungen hinzu. Von Gasen läßt sich neben dem frei auftretenden Schwefelwasserstoff nur noch die Kohlensäure in erheblicheren Mengen nachweisen.

Mögliche Herkunft und Bildungsweise der Quelle.

Die ungewöhnliche Zusammensetzung, die starke Schüttung (wie eingangs schon bemerkt, bei kaum nennenswerter größerer Höhenlage des Quellortes mit Umgebung gegenüber jener der Quellmündung, wonach ein namhafterer Zufluß mit natürlichem Gefälle zur Quellaustrittsstelle nahezu ausgeschlossen erscheint), die über die Durchschnittstemperatur des Ortes hinausreichende Wärme der Quelle, und zuletzt, was jedoch vor allem bemerkenswert ist, das Auftreten größerer Mengen frei ausströmender Gase: all' dies spricht deutlich für einen aus größerer Tiefe aufsteigenden Quellerguß, im Gegensatz zu dem in der Regel abwärts gerichteten unterirdischen Gerinne der gewöhnlichen Quellen.

Außer den im Bäderbuch genannten „sandigen Lagen“ haben Aufschürfungen an und nahe dem Quellort das Vorhandensein von Weißjuragestein erwiesen. Es wird somit nicht zweifelhaft sein, daß der tiefere Untergrund von Gögging der letztgenannten Gesteinsart angehört, die nur meist von einer wechselnd mächtigen Decke jüngerer geologischer Gebilde verhüllt wird. Demnach läge die Vermutung nahe, den fraglichen Ursprung der Mineralquelle in den unterlagernden, hierum am massigsten entwickelten Schichten, in den Malmkalklagen der Tiefe, zu suchen.

Mit dieser Annahme würde jedoch der mineralische und auch der sonstige Gehalt dieser Wasser schlecht in Einklang zu bringen sein. Abgesehen davon, daß reine Malmwasser durch einen fast ausschließlichen Gehalt an alkalischen Erden gekennzeichnet sind, spricht schon der vorwiegende Anteil der Alkalien, besonders in den gefundenen Bindungsformen am Gehalt des Heilwassers (vorherrschend Alkalikarbonat neben Alkalichlorid und Sulfat) gegen diesen Zusammenhang.

Dagegen ist das häufige Auftreten qualitativ gleich oder doch wenigstens sehr ähnlich charakterisierter Mineralwasser im Bereich der anstoßenden großen Tertiärverbreitung südlich von der Donau im Vergleich zu jenen, die sich innerhalb der an diese aufs engste angeschlossenen älteren Schichten (Kreide, Malm etc.) längs der Donaulinie finden, sehr bemerkenswert. Die nähere Kenntnis der Verteilung, Art und der Bildungsumstände dieser untereinander nahe verwandten Wasser wird auch über das Zustandekommen der Gögginger Quelle mehr Licht verbreiten.

¹⁾ Die vom genannten Institut gefälligst zur Verfügung gestellte Analyse ergab nachstehende Gehalte des Gögginger Mineralwassers in 1 kg: KCl = 0,0155 g; NaCl = 0,0321 g; NaBr = Spur; NaJ = 0,0001; Na₂SO₄ = 0,0238; NaHCO₃ = 0,2068; NaHS = 0,0010; LiHCO₃ = 0,0001; NH₄Cl = 0,0188; Ca(HCO₃)₂ = 0,2037; Sr(HCO₃)₂ = Spuren; Mg(HCO₃)₂ = 0,0805; Fe(HCO₃)₂ = 0,0001; Al₂(HPO₄)₃ = 0,0001; Al₂(SO₄)₃ = 0,0010; H₂SiO₃ = 0,0106 g.

Sonstige Schwefelquellen nächst dem Donaurand.

Neben den Gögginger Schwefelquellen (es sind deren mehrere, außer der Hauptquelle im Ort machen sich abwärts der Abens noch an einigen Stellen Austritte gleichen Wassers sowohl durch den Geruch als durch die Ausscheidung von Schwefel bemerkbar) gehören als nächstgelegene die nachgenannten noch diesem Donaurandgebiet an. Die bekannten Schwefelquellen von Abensberg (Austritt im Alluvium der Abens, über diluvialem und tertiärem Untergrund, daneben stehen Malmfelsen zutage an, aus welchen gleichfalls einige Wasseradern austreten), Abbach (Stollenfassung an der Grenze von Malm- und Kreidebänken), in der Sippenau (Tälchen von Malmhöhen begrenzt, dem Jura sind Kreideschichten aufgelagert). Ferner wurde in der Talebene unweit von Abensberg, bei einer bis ins Tertiär abgestoßenen Bohrung auf Brauchwasser, reichlich Schwefelwasserstoffgas mit erschlossen, so daß der Versuch aufgegeben wurde. Weiter donau-abwärts, nahe Straubing, stieß eine Tiefbohrung im Tertiär auf eine starke Quelle gasreichen, alkalisch-salinischen Schwefelwassers. An dieser Stelle sei auch der Methan-reichen alkalisch-muriatisch-salinischen Jodquelle von Künzing, 8 km nordwestlich von Vilshofen, gedacht, die unzweifelhaft der gleichen Reihe, bei fehlendem oder unbeachtet gebliebenem Sulfidgehalt, aber mehr als Außenseiter angehört. Schließlich finden sich im inneren Winkel zwischen Donau und Inn eine ganze Anzahl weniger natürlich austretender wie künstlich erschlossener Schwefelwasser. Als deren Hauptvertreter sind die schon seit langer Zeit zu Heilzwecken benützten Quellen in und bei Bad Höhenstadt zu nennen.

Insgesamt treten die letzterwähnten hepatischen Wasser innerhalb des Donau-Inneck-Gaues zutage, liegen nahe an der Grenze zum älteren Gebirge und ihre Verbreitung verläuft unverkennbar annähernd mit dieser gleichgerichtet.

Übereinstimmung im Gehalt.

Die nähere Untersuchung genannter, vor allem durch den Gehalt an freiem Schwefelwasserstoff ausgezeichneter und dadurch leicht kenntlicher Wasser im Sommer 1910 ergab zwar einen ziemlichen Wechsel in den Mengen, jedoch eine große Übereinstimmung in der qualitativen Zusammensetzung ihres mineralischen oder festen Gehaltes. Dies gilt im Vergleich sowohl unter sich, als im Gegenhalt zu den genannten sulfidischen Wassern am Donaurand, im besonderen von Gögging.

Hier wie dort ist der feste oder fixe Gehalt meist weit größer als jener im gewöhnlichen Seichtwasser ihrer Umgebung. Die kohlen-sauren Erdalkalien treten mehr zurück, wogegen die Salze der Alkalien an Bedeutung gewinnen. Kohlen-saure Alkalien wiegen vor, es folgen, der Menge nach, schwefel-saure und Chloralkalien, denen sich die spärlicher vertretenen aber bezeichnenden Sulfhydrate und sonstige Haloid- (Jod- oder Brom-, oft beide) Salze hinzugesellen.

Auch hinsichtlich der Gasführung zeigt sich bei aller Mengenabstufung dennoch große Übereinstimmung. Außer Schwefelwasserstoff führen die meisten nicht unerhebliche Mengen Kohlen-säure neben einem derlei Wasser kaum gänzlich fehlenden leichten Kohlenwasserstoff (Methan).

Die erwiesene auffällige Gleichartigkeit im Gehalt der besprochenen Wasser leitet zunächst zu dem Schluß hin, ihren geologischen Ursprung auf die Erdschichten ihrer Hauptverbreitung zu beziehen; sei es auf das große süddanubische Tertiär-becken allein oder auf dessen Einbuchtungen in das anstoßende ältere Gebirge.

Ursprung der Gehalte.

Sodann verlangt sowohl die örtliche Bildungsweise jener hepatischen oder sulfidischen (Schwefel-) Wasser an sich, wie gerade auch ihr außerhalb der angenommenen Mutterschicht zu beobachtender Austritt (in Gögging, Abbach, Sippenau und an anderen Orten), bei aller Kürze, eine annähernd entsprechende Erklärung.

Nächst der Gleichartigkeit im Gehalt und dem vorwiegend auf die bezeichnete Ablagerung beschränkten Auftreten, spricht der ganze Aufbau des in Frage stehenden Tertiärs allein schon dafür, daß hier die Geburtsstätte der betrachteten Schwefelwasser zu suchen sei.

Von all den am Donaurand sich begegnenden Gesteinsverbänden bietet nur das Tertiär als Ganzes nach Massenbestand und Entstehungsart jene Stoffe und zwar in dem Maße, wie sie sich in den besprochenen Wassern finden, wodurch diese sich ihrerseits auch so wesentlich von den Seichtwassern im weiten Umkreis derselben Gesteinsreihe unterscheiden.

In den jüngeren, oberen Gliedern stellen die Ablagerungen ein von Süßwasserfluten ehemals zusammengetragenes Schwemmgut dar, in den älteren liegenden Gliedern ist dagegen das Tertiär zum Teil und in wechselnder Folge als vormaliger Meeresboden zum Absatz gelangt. In beiden Fällen von vorwiegend feinsandigem, seltener rein tonigmergeligem Gefüge, daher für die lösenden Wasser von großer Oberflächendarbietung, zeichnet sich diese Ablagerung dabei durch reichliche Alkalisilikatbeimengung aus (u. a. von Glimmer, Feldspäten, Feldspatresten bis herab zur reinen Tonsubstanz) und wird überdies nach unten vielfach von den Salzresten früherer Meeresbedeckung durchsetzt sein. In der Hauptmasse durch seine Tiefenlage auch heute von der Auslaugung durch die Niederzugwasser mehr geschützt als sonst über Tag aufragendes Gebirge, wäre die Erhaltung, ja Anreicherung der löslichen Bestandteile im nahezu abflußlosen Liegenden wohl denkbar. Der Alkali-reichtum, die Chlor-, Brom- und Jodsalze der tieferen Wasser im unteren bayerischen Donaubecken erscheinen schon mit diesem Hinweis hinlänglich erklärt.

Ferner führen diese Tertiärschichten, im Gegensatz zu den in Frage kommenden benachbarten älteren Ablagerungen, reichlich organische Einschlüsse (pflanzlicher wie tierischer Abkunft), teils in feiner Verteilung als bituminöse, teils, was insbesondere für die jüngeren Ablagerungen gilt, örtlich angehäuften als kohlige Lagen, die nicht selten zu deutlichen Flözen anwachsen können. Dieser häufigen und gehäuften organischen Einschaltungen wegen wird die Schichtreihe geradezu auch als „Braunkohlenformation“ bezeichnet.

Der allmähliche Zerfall der organischen Reste leitet bei genügender Sauerstoffzufuhr, und dies wird vornehmlich in den hangenden, tagnahen Gesteinslagen zutreffen, zu den Endprodukten aller Zersetzungs Vorgänge an der organischen Materie, zur Abspaltung von Kohlensäure und Wasser. In tieferen Lagen, wo bei mangelndem Luftsauerstoff Wechselzersetzung und Reduktionsvorgänge die Hauptrolle spielen, entstehen, unter mancherlei Zwischenbindungen, neben Kohlensäure und Methangas, bei Beteiligung der von den Bodenwassern beigeleiteten Sulfate oder des organischen Schwefels allein, die Metallsulfide. Die Zersetzung der hierbei gebildeten Sulfidalkalien durch die Kohlensäure führt dann zum freien Schwefelwasserstoff unter Bildung der kohlen-sauren Alkalien. Endlich findet sich der organische Stickstoff zunächst als Ammoniak wieder. Chlor, Brom und Jod gleichen Ursprungs, sei es als engere Bestandteile der organischen

Substanz oder deren Asche, neben dem nicht unerheblichen Anteil der Alkalien an dieser, schließen sich zu neuen löslichen Verbindungen zusammen oder werden in der ursprünglichen Form ausgelaugt.

Bezüglich des Ammoniaks wäre nur noch zu bemerken, daß es in allen zwischen Donau und Inn untersuchten aufsteigenden, schwefelwasserstoffhaltigen Wassern sich nachweisen ließ. Die neue Analyse der Gögginger Quelle gibt sogar einen Gehalt von 19 mg Chlorammonium in 1 kg Wasser an (bei fehlendem Bakteriengehalt, also kein Anzeichen irgend einer Verunreinigung, wie dies auch bei den anderen Wassern gelten wird, zugleich ein sprechender Beweis für den Tiefenursprung, wie für die enge Verknüpfung dieser Wasser mit sich zersetzenden organischen Resten gleicher Lage).

Nach diesen Darlegungen erscheint die Herkunft der festgestellten Gehalte in den besprochenen Wassern zur Genüge begründet. Sie liegt demnach in der Hangend-Hauptausfüllung des unteren bayerischen Donaubeckens, die fast ausschließlich der oberen Tertiärstufe, dem Miocän, angehört. Vor allem dessen ältere, die Grenzgebiete zwischen Festland- und Meeres-Bildungen umfassende, naturgemäß im Größtmaß an organischen Resten beider Reiche einschließende Absätze sind als eigentlicher Herd dieser Mineralwasser zu betrachten.

Grundlagen des Wasserverkehrs.

Bevor indes den Wegen, die vom jeweiligen Mineralisierungsherd nach den verschiedentlichen Austrittsstellen leiten, nachgegangen werden kann, erfordern die Bedingungen jeglicher Wasserbewegung innerhalb dieser Schichten einige Aufklärung.

Das obere, meist feinsandig bis tonigmergelig, dicht gelagerte Miocän gilt mit Recht im allgemeinen als wenig wasserdurchlässig. Bildet es doch allenthalben unter einer schüttigeren jüngeren Decke, als Staulage wirkend, den bekannten weitverbreiteten Wasserhorizont. Von einer Wasserundurchlässigkeit, wie vielfach zu hören ist, kann jedoch nicht die Rede sein. Ungezählte tiefere Bohrungen haben hier, freilich erst in gröber gekörnten Lagen reichlich Wasser erschlossen. Die Miocänschichten sind eben wie — kann man wohl sagen — alle Körper, vollends die aus Einzelkörpern zusammengesetzten Gesteine und Gesteinsverbände oder gar die wenig festen Trümmergesteine, wozu die hier in Betracht kommenden Gebilde gehören, auch in den dichtesten Teilen für Wasser nicht undurchdringlich. Die bestehende Wasserdurchlässigkeit des Miocän wird überdies wesentlich mitbedingt durch den starken Wechsel in Gestaltung und Bindung der Einzelbestandteile der unterscheidbaren Gesteinskörper. Dichte (mergelige und tonige), lockere (sandige), auch lose wie feste (Sand-, Geröll-Lagen sowohl als Sand- und Geröll-Bänke) Absätze folgen einander oft auf kurze Erstreckung hin in großer Mannigfaltigkeit. Dies gilt nicht bloß in der Richtung des Aufbaues, sondern mehr oder weniger auch für die Verbreitung nach der Fläche. Auch bei spärlicher Beteiligung starklückiger Gesteinseinschaltungen wird die Aufnahms- und Ableitfähigkeit der Gesamtmasse bedeutend erhöht sein, wie vergleichsweise selbst ein kaum sichtbarer Riß in einem Gefäß zu dessen Entleerung führen kann.

Neben sonstigen Faktoren, die den Durchzug begünstigen, seien nur Auslaugung und erleichterte Benetzung, d. i. verminderte Reibung erwähnt. Lösliche und löslichere Bestandteile, das sind Alkalisalze und namentlich die Carbonate der alkalischen Erden fehlen dem Miocän nur selten, und die nachgewiesenen alkalischen Mineralwasserzüge werden der Benetzung und Durchtränkung an-

liegender Schichten im vorbemerkten Sinn nicht unwesentlichen Vorschub leisten. Tatbestand und Überlegung lehren somit inwiefern die Bedingungen für einen erheblicheren und umfassenderen Wasserverkehr dem Miocän nach Material und Aufbau, ganz abgesehen von nie fehlenden Spannungsrissen innerhalb der Masse, durchaus nicht in dem Maße mangeln, wie es dem flüchtigen Blick erscheinen mag.

Ist es die eigene Schwere zumal, der die Boden- (im weiteren Sinn) Wasser im Zug nach der Tiefe folgen, so stehen diesem doch mancherlei Kräfte, teils hemmend, teils fördernd zur Seite. Anziehung der Wasserteilchen unter sich wie zu den erwähnten starren und luftförmigen Körpern und Stoffen, Reibung, Lösung und Absorption und noch vielerlei andere physikalische und chemische Vorgänge für sich oder in ihrer Wechselwirkung wären da zu nennen. Menge und Richtung der absinkenden Wasser, d. h. jenes Überschusses, der durch die hemmenden Kräfte nicht zurückgehalten erscheint, wird vorweg bestimmt durch die innere Gestaltung des durchflossenen Mittels, hier die Größe und Verteilung der Gesteinslücken.

Fall-Wasserzug im Mineralwasserbereich.

Es ergibt sich sonach für das Miocän im ganzen zwar ein beschränkter, örtlich aber erheblicherer Wasserversitz. Dieser stellt die kürzeste gangbare Verbindung her zwischen den Niederschlags- oder überhaupt den Tag- und den erwähnten vielerorts erschlossenen Untergrund- oder Tiefenwassern innerhalb der lückigsten, d. i. grobsandig bis kiesigen Einschaltungen.

Wird hier die Speisung der tieferen ausgedehnteren Wasser-Nester oder -Lager mehr durch den Zufluß vom Hangenden her erklärt, so liegt dem die Überlegung zu Grunde, wonach (unbeachtet der vorhin gefolgerten allgemeinen Durchflußmöglichkeit) eine ununterbrochene Erstreckung der wasseraufammelnden Lagen auf die weiten Entfernungen bis zu ihrem endlichen Ausstreichen am Tag — insbesondere für die Vorstellung, daß gar von dieser Stelle erst und nur der Zufluß erfolge, wie zuweilen angenommen zu werden scheint — die Vorbedingung letzterer Annahme, die Einheitlichkeit des Wasserträgers, gar nicht besteht.

Träfe diese Annahme eines einheitlichen Wasserträgers dennoch zu, dann könnte die so beschränkte Ausstreichfläche unmöglich allein zur anhaltenden Füllung des mithin ungemein weit ausgedehnten zusammenhängenden Wasserbettes genügen. Würde aber hierzu ein entsprechend langer Zeitraum in Anspruch genommen, dann müßte bei spärlichem Ersatz und gehäufter Anzapfung durch Bohrbrunnen zunächst eine sehr merkbare gegenseitige Beeinflussung dieser Abflußstellen und ferner das rasche Nachlassen der Ergiebigkeit und baldiges Versiegen die Folge sein. Die Erfahrungen, die man in dieser Hinsicht im unteren Rottal, südlich bis in die Gegend von Simbach und nördlich bis nach Ortenburg hin, mit vielen Hunderten von Bohrbrunnen gesammelt hat, sprechen nicht für ein einheitliches Wasserbett. Einmal wurde das Wasser in sehr verschiedenen Tiefenlagen erschlossen und zum andernmal haben selbst dicht beieinander liegende und sehr ergiebige Bohrstellen keine nennenswerten Beziehungen zueinander ergeben. Einige der ergiebigsten Bohrbrunnen bestehen schon 10 und 20 Jahre ohne merkbare Änderung in der Schüttung. Das stellenweise Zurückgehen der Schüttung wird mehr auf Rückfall, Einschwemmung und Verstopfung des ungesicherten Bohrstrangs oder seitlichen Versitz innerhalb desselben, zurückgeführt, als auf Erschöpfung der Anzapfstelle.

Den gegebenen Tatsachen entsprechend bilden die als Wasserspeicher wirkenden Sande und Kiese kein ununterbrochenes Band in bestimmter Lage. Vielmehr sind sie absätzig und vorwaltend auf wechselnde Tiefen verteilt.

Mit diesen, durch die erwähnten Bohrungen im Gebiet der Rott erbrachten Feststellungen ist zugleich der Beweis für den hauptsächlich vom Hangenden her erfolgenden Zuzug gegeben. Ein seitlicher Zufluß von außen wäre schon meist deshalb ausgeschlossen, da diese Lagen auch bei denkbar längster, streichender Ausdehnung nicht zu Tag ausgehen würden. Wo dies dennoch stattfände, würde es gemeinhin am Gefälle fehlen, um diesen Zuflüssen irgend welche Bedeutung zu erteilen. Zu guter Letzt wäre in einem ausschließlich oder auch nur vorwaltend im Fortstreichen quarzsandiger oder kiesiger Lagen bewegten Wasser der nachgewiesene reiche mineralische Gehalt ganz unverständlich.

Hauptsächlichste Ergebnisse der Untersuchung im Gasfeld.

Unter Bezug auf die bisherigen Ausführungen soll im Anschluß versucht werden auf die Fragen: wie entstehen diese Wasser, welche Wege nehmen sie, eine angemessene, bezüglich der Örtlichkeiten bestimmter lautende Antwort zu finden.

Zu diesem Zweck erscheint es geboten, auf die Untersuchungsergebnisse an den erwähnten Bohrbrunnen in dem Landstrich von Ortenburg im Norden bis südlich von der Rott über Simbach hinaus zurückzukommen und auf die daselbst ermittelten Verhältnisse näher einzugehen. Fürs erste ergab sich die unerwartete Tatsache, daß füglich alle diese Wasser als „Schwefelwasser“ (selbstverständlich nicht in beschränkendem Sinne des „Deutschen Bäderbuches“) bezeichnet werden können. Denn es befindet sich kaum eines darunter, in welchem Schwefelwasserstoff völlig fehlen würde. Entweder ist dieser schon chemisch quantitativ nachweisbar und macht sich durch den Geruch bemerkbar oder sein Vorhandensein gibt sich allein durch Schwefelausscheidungen am Abfluß kund. Als stärkste Schwefelwasser erwiesen sich jene bei Bad Höhenstadt und dem 6 km südöstlicher gelegenen Sulzbach. Die Verbindungslinie beider Orte mag auch die Richtung andeuten, in welcher die zahlreichsten und stärksten Schwefelwasser auftreten. Über diese Linie und die genannten Hauptfundpunkte hinaus verschwächt sich dieser Gehalt sehr merklich, um namentlich in den südlichsten Brunnen bei Simbach und Marktl nur mehr in sehr spärlichen Mengen nachweisbar zu sein. Hierzu sei aber gleich ergänzend bemerkt, daß die Aufschluß- und zugleich Fund-Tiefe (da männiglich die Bohrungen eingestellt wurden, sobald sie fündig geworden) der Bohrbrunnen im Norden sich nur zwischen 10 und etwa 60 m bewegt, im Süden, nächst und in Simbach, aber bis über 250 m beträgt.

Die weitere, übersichtliche Gehaltsvergleiche an den Gaswasser-Bohrbrunnen im Untersuchungsfeld ergibt sodann folgendes: Die Rückstandsmengen sind durchweg größer als jene der benachbarten gewöhnlichen Brunnen und Quellen. Sie sind im ganzen am kleinsten in den seichteren, am größten in den tiefst-erbohrten Wassern, zeigen aber keineswegs nach dieser Seite eine bestimmbare Gesetzmäßigkeit. Das Vorwalten der Alkalien gegenüber den alkalischen Erden wurde schon eingangs hervorgehoben, wie dem dort Gesagten nur wenig mehr beizufügen ist. Das Bemerkenswerteste wäre dieses: Der reichlichere Anteil der kohlen-sauren und sonstigen Alkalisalze am Gesamt-rückstand in den tieferen, gegenüber den weniger tiefen Brunnen; die erheblich geringeren Mengen der Erd-

alkalien, worunter namentlich der Kalk verstanden sein soll, im ersteren Fall; die großen Schwankungen, die gerade in diesem Gehalt sich ergeben, wenn auch im ganzen die seichteren Bohrungen die kalkreichsten Wasser erschlossen haben. Besondere Beachtung verdient ein weitverbreiteter Jod- und vermutlich ein ebenso häufiger Bromgehalt der erbohrten Wasser. So gut wie Schwefelwasserstoff, war auch Jod, weniger bestimmt das Brom, fast in allen untersuchten Gaswassern nachzuweisen. Der fehlende allgemeinere Nachweis von Brom kann aber auch darauf zurückgeführt werden, daß sich dieser Stoff in kleinsten Mengen eher der Feststellung entzieht als das Jod. Während bei einem Gehalt von $\frac{1}{2}$ mg im Liter und Verwendung von nur 5 ccm dieser Verdünnung, das Jod noch deutlich nachweisbar ist, will dies bei gleichen Probemengen mit viel erheblicherem Bromgehalt nicht gelingen. Wie oben von Schwefelwassern die Rede war, so kann nun mit gleichem Recht für die Gaswasser im Donau-Innwinkel die Bezeichnung „Jodwasser“ Anwendung finden. Die nachgewiesenen Jodmengen schwanken zwischen einem Bruchteil und mehreren Milligramm im Liter Wasser. Die tieferen Jodwasser zeigen gemeinhin die größeren Mengen, ohne daß auch hier zwischen Tiefenursprung und Gehaltsmenge feste Beziehungen beständen.

Hinsichtlich der Gasführung sei voraus bemerkt, daß die folgenden Angaben sich in der Mehrzahl nur auf Feldbestimmungen und Beobachtungen stützen können, die bei der großen Zahl der Objekte verhältnismäßig rasch ausgeführt werden mußten; doch dürfte dabei deren Endzweck, eine Übersicht für Art, Menge und Verteilung dieser Gehalte zu erlangen, immerhin erreicht worden sein. Fast alle erbohrten Wasser fließen, durch Auftrieb gehoben, frei aus. Ihr Gasgehalt verrät sich allenthalben durch bald großblasige, bald durch staubartig perlende, mehr oder minder deutlich sichtbare Entgasung. Da überdies für die weitverbreitete Erscheinung dieser erbohrten, vielfach — besonders anfangs — zu bedeutender Höhe, sichtlich unter Gastrieb schäumend aufsteigenden Springbrunnen oder -Quellen der Auftrieb durch hydrostatischen Druck kaum in einem Fall als wesentlich in Frage kommen kann, so wird man nicht fehlgehen, ebenso durchgängig in erster Linie den Gasdruck (auf den noch zurückzukommen sein wird) als Auftriebkraft für diese Wasser gelten zu lassen. Was Gasgehalt und Aufschlußtiefe betrifft, so bestehen zwischen beiden, wie bei den sonstigen Gehalten, keinerlei einfache Beziehungen, wengleich, wie leicht verständlich, gemeinhin die tieferen Wasser die gasreicheren sind. Die, soweit bekannt, gasreichsten Brunnen (in Markt und Reding je 230 und! 70 m tief) enthalten rund 6% der Schüttung freies und wassergebundenes (absorbiertes) Gas, mit der durchschnittlichen Zusammensetzung: 97,6 Volumprozent Methan, 1,7% Stickstoff, 0,5% Sauerstoff und 0,2% Kohlensäure. Von den 6 Prozenten Gas werden an beiden Orten etwa 4%, bei selbsttätiger Entgasung des Wassers, zu Leucht- und Heizzwecken verwendet. Das anscheinend gasreiche Schwefelwasser in Pilsweg (1 km NW von Bad Höhenstadt) stößt übrigens weniger als 1% der Schüttung großblasiges Gas aus. Seine Zusammensetzung (ohne Schwefelwasserstoffgas) ist angenähert folgende: 95 Volumprozent Methan, 4% Stickstoff, 0,5% Sauerstoff, 0,5% Kohlensäure.

Insoferne der vorwaltende Methangehalt aller irgendwie gasreicheren Bohrwasser dieser Gegend sich durch die Brennbarkeit des Gases verrät, erscheint der Schluß berechtigt zu sein, alles Gas der Bohrbrunnen, auch der gasarmen, als zum größten Teil aus leichtem Kohlenwasserstoff bestehend anzusehen, vermischt mit wenig Stickstoff, weniger Sauerstoff im Verhältnis zum Stickstoff

als sich dieser in normaler Luft findet und sodann bedeutend mehr Kohlensäure als in letzterer. Der geringe Anteil des Schwefelwasserstoffes an diesen Gasgemengen erhellt schon daraus, daß die stärksten Schwefelwasser des Gasfeldes höchstens 0,0006 Gewichts- oder 0,4 Volumprocente von dem genannten Gas (Schwefelwasserstoff) enthalten, die reaktionsschwächsten aber schwerlich mehr als den hundertsten Teil dieser Menge.

Bildung und Verlauf der Mineralwasser.

Bestimmter als die ungleichen Fundtiefen der gasbeladenen Mineralwasser spricht ihre, bei aller stofflichen Übereinstimmung — wie vorhin festgestellt wurde — anscheinend gesetzlose Verschiedenheit in den Einzelgehaltsmengen hauptsächlich gegen die gemeinsamere Abkunft aus nur einer Schichtlage.

Was über Entstehung und Fortleitung der Gatriebwasser im ostbayerischen Miocän gesagt werden kann, gestaltet sich nach dem Vorgebrachten etwa folgendermaßen. Bevor jedoch einzelne Phasen der Mineralisierung örtlich festzulegen sind, sollen die allgemeinen Vorbedingungen hierfür kurz berührt werden. Der Verlauf der Sickerwasser ist demnach so zu denken: Allmählicher meist vielgeteilter Versitz auf englückigem, bisweilen mehr geschlossener Lauf in weiterlückigem Gestein. Sammlung in den aufnahmefähigsten und zugleich ausgedehntesten Lagen. Der vielgewundene Weg geht quer durch Schichten, längs den Fugen, Rissen, Spalten, eben dort wo sich gerade der leichteste Abzug findet. Neben der Schwerkraft, die die Versitzwasser nach abwärts zieht, spielen Attraktion der starren Leitmittel durch Ansaugen, ebenso Gasspannungen und Entspannungen, insgemein bei Gasneubildung und Absorption gewiß keine geringe Rolle. In inniger Berührung oft mit den kleinsten Gesteinsteilen, gemischt mit etwa aufsteigenden Gasen, unter erhöhtem Druck und steigender Wärme, kurz, im bunten Wechselspiel verschiedenartiger Kräfte und Vorgänge vollzieht sich allgemach jene Anreicherung der Gehalte, wie sie sich nach dem Zutagetreten an diesen Wassern nachweisen läßt.

Zunächst werden die löslichen Salze aufgenommen. Die Alkalisalze, als die löslichsten, sind in den oberen Teufen jedenfalls nur mehr spärlich vertreten. Reichlicher in den dichten, schwerer durchtränkbareren sowie in den unteren, weniger der Auslaugung ausgesetzten Schichten. Beweis dessen der anwachsende Alkaligehalt der zutiefst erschlossenen Wasser. Die Zersetzung der Alkalisilikate ist in den obersten Erdschichten, unter dem Einfluß von Sauerstoff, Kohlensäure und der organischen Welt, zwar sichtbar die größte. Mit zunehmender Tiefe kommen aber, wie eben bemerkt wurde, größerer Druck, höhere Wärme und vor allem die viel längere Dauer der Einwirkung auf die so viel größere Masse der durchsunkenen Erdschichten in Betracht. Es könnte somit schließlich fraglich scheinen, welcher der beiden Bodenabschnitte bei der Alkaliabgabe an die Wasser mehr beteiligt ist.

Die Erdalkalien (vorwiegend Kalk) werden erst mit dem Hinzutreten von Kohlensäure löslicher. Bei der oben gegebenen Übersicht der in Frage kommenden chemischen Vorgänge findet sich auch der Hinweis vor, wie gerade das ostbayerische Miocän als ein vorwiegend aus Grenzschiefern von Festland- und Meeresablagerungen aufgebautes Gebiet, mit besonders reichlicher Einbettung organischer Reste bedacht sein dürfte. Soweit diese mehr als beständigere und weniger augenfällige bituminöse (Fette, Wachsarten u. dergl.) denn als kohlige gedacht werden, steht damit der Augenschein an den zu Tag liegenden und gebrachten Gesteinen

und der doch im ganzen nicht allzureichliche Kohlensäure- und Methangehalt der erschroteten Wasser im guten Einklang. Ebenso entspricht dieser Vorstellung, im Vergleich mit der oben gegebenen Aufeinanderfolge der Vorgänge bei der Gehaltsaufnahme, die Gasverteilung samt ihren Begleiterscheinungen. Die flacheren Bohrbrunnen zeigen mehr freie Kohlensäure, sie sind die kalkreichsten. Die tieferen Wasser, in Abschnitten vorwiegender Reduktionsvorgänge, sind die methanreichsten. Die Sulfidalkalien sind in ihnen zum größten Teil schon in kohlen-saure umgewandelt. Der freie Schwefelwasserstoff verschwindet daher fast ganz, im Gegensatz zu den seichter erbohrten Wassern mit noch reichlichem sulfidischem Gehalt. Die Kalkarmut der Tiefenwasser läßt sich daher zurück-führen auf: Anwachsen der Alkalikarbonate, Verbrauch der Kohlensäure zur Bil-dung dieser, Zersetzung und Ausfällung des kohlen-sauren Kalkes oder Abnahme der Kohlensäurebildung selbst.

Die Bedeutung der organischen Substanz für die Mineralisierung dieser Wasser ist mit Nennung solcher Verbindungen, die mit ihrem Zerfall in nächster Be-ziehung stehen und zugleich untrügliche Zeugen für ihr tatsächliches Vorhanden-sein bilden, wie Kohlensäure, Methan, Ammoniak, die Sulfide und die kohlen-sauren Alkalien, keineswegs erschöpft. Bei den geringen Mengen Jod, die das Meerwasser und seine Salze enthalten, läge es vielmehr näher, dessen Abkunft auf Reste jodaufspeichernder Algen oder jener Tiere zu beziehen, denen diese als Nahrung dienen.

Die größte Bedeutung in genannter Hinsicht erlangen aber die organischen Reste nicht bloß als Ausgangsmaterial für mancherlei mineralische Stoffe und die aufgenommenen und mitgeführten Gase. Ihre natürliche in den Schichten mannig-faltig verteilte Vergasung schafft vielmehr erst den Antrieb zu jenem ausgreifenden, nie ruhenden Ausgleich, der die oft betonte, unverkennbare stoffliche Einheitlich-keit, das Ineinanderfließen der Gehalte in den vordem mehr getrennten Wasser-betten bedingt, der endlich ebenso das Wasser der Tiefe ans Tageslicht hebt.

Die im ganzen normale Lagerung der nächst beteiligten Schichten läßt den Gedanken an besondere Äußerungen des hydrostatischen Druckes wohl kaum auf-kommen. Dagegen leitet die oft beobachtete Gasausscheidung zu einer unge-zwungenen Erklärung. Würde als naheliegender Einwand alsbald auf das Mißver-hältnis von entbundenem Gas und Menge des gehobenen Wassers hingewiesen, dann diene dem zur Antwort, wie vorerst kein Zweifel darüber besteht, daß eben entbundene Gase nur eine ihrem Volumen entsprechende Menge Wasser verdrängen, d. h. nach oben heben können.

So spricht auch der Schwall, mit dem mancher Bohrbrunnen, trotz dürtiger Entgasung, ausströmt, deutlich genug von einer außer ihr wirksamen Antriebskraft. Diese kann, bei vergeblicher Umschau nach irgend einer anderen möglichen Ur-sache, den gegebenen Umständen nach, wesentlich nur von dauernd stark gepreßten Gasen ausgehen, die durch stetige Gasneubildung oder anhaltendem Ersatz aus weiterer Tiefe in gleicher Stärke erhalten bleiben. Solche Gasherde oder besser Gaskissen (da die Anhäufungen weder an den Ursprung gebunden sind, noch der Schichtenaufbau ihre räumlich weitausgedehnte, ungeteilte Erstreckung gestattet; siehe das bezüglich der Wasserbetten Gesagte) übertragen den Druck, dem sie aus-gesetzt sind und der hauptsächlich durch Gasnachschub, lastenden Wasserdruck und etwaige (auch aus chemischen Vorgängen stammende) Wärmezunahme zustande kommt, nach Art der Windkessel (im Heronsball, der Feuerspritze u. dergl.) auf

die angrenzende Wasserfläche.¹⁾ Die hinlänglich raumbietenden Sand- und Kieslager oder -linsen begünstigen wie die Ansammlung der Wasser so jedenfalls auch solche der Gase. Ebenso wird die von den Gaskissen ausgehende Bewegung des Wassers, schon der verminderten Reibung wegen, zunächst im Schichtstreichen und dem dieser Richtung benachbarten gröber lückigen Ablagerungen folgen, bis es im allmählichen Höhergehen auf natürlichen oder im raschen Aufsteigen an künstlich geschaffenen Wegen endlich zu Tage tritt oder ohne Zutagetreten sich allmählich in den Nebenschichten verliert.

Was die Gesamtmenge der freien Gase anbelangt, die im günstigsten Fall am Austritt der Mineralwasser zu beobachten wäre, so setzt sich diese zusammen aus dem Überschuß der vom Beginn der Aufwärtsbewegung an unverbunden gebliebenen und den auf den weiteren Wegen unter Druckentlastung oder sonstwie frei gewordenen Gasen. Bei dem Bestreben der Gase aufzusteigen und jenem der Wasser abzusinken ist innerhalb der geschlossenen Wasserzüge in geeigneter Lage alsbald eine räumliche Scheidung beider anzunehmen. Sie wird sich um so leichter vollziehen, je mehr die Fließrichtung von der lotrechten abweicht. Eine weitergehende Trennung von freien Gasen und dem Mineralwasser kann sodann eingeleitet sein, wenn erstere durch mechanische Hindernisse wie durch Haften an den berührten Gesteinsflächen zurückgehalten werden. Solchermaßen entstandene kleinere und kleinste Gaskissen, teils festgelegt, teils verzögert dem anliegenden Hauptwasserstrom folgend, geben dann leicht Anlaß zu bleibendem Gasverlust: nachdrängende ungesättigte Versitzwasser nehmen sie auf, oder sie gelangen, nach dem Entweichen auf Rissen und Spalten, ins Freie. — Alle diese angedeuteten möglichen Vorgänge, die in Wirklichkeit sich jedenfalls ungemein abwechslungs-voll gestalten können, sollen nur einer annähernden Erklärung vorliegender Tatsachen dienen. Ihr Sinn läßt sich unter anderem in die Worte fassen: Geringe Mengen freier Gase am Ausgang eines Mineralwassers geben kein Maß ab für den Anteil der Luftarten an deren Hebung. Gleichermassen erklärt sich das Aufsteigen zahlreicher, allem äußeren Anschein nach gasarmen Quellen, deren Austritt weder nach geologischer noch orographischer Lage auf lastendem Wasserdruck beruhen kann, wohl aber auf Gasdruck.

Das hydrologische Verhalten des niederbayerischen Miocäns an sich, ebenso die Verteilung der innerhalb oder randlich seiner Verbreitung entspringenden Mineralwasser, namentlich aber der Vergleich ihrer Gehalte, lehren inwiefern weder die Herkunft des Wassers noch weniger die ihrer besonderen Bestandteile nur auf eine Schichtlage oder einen bestimmten Horizont beschränkt sein kann. Die vorliegenden Tatsachen begründen vielmehr die Vorstellung einer vorwiegend regellosen, vielgestaltigen und abwechslungs-vollen Verteilung der umfangreicheren Wasseransammlungen in den hierzu geeigneten Gesteinslagen, die weiter nur

¹⁾ Die Spannung der Triebgase regelt sich jedenfalls nach der jeweils zu leistenden Arbeit. Bei wenig gehinderter Verbindung mit der Erdoberfläche besteht diese Arbeit zumeist in der Hebung der im Aufstiegwege vorgelagerten Wassermasse. Gaswasserquellen mit vorwiegendem Zufluß auf Spalten lassen sich demnach ohne besondere Änderung im Bestand nur wenig über die gewöhnliche Ausflußhöhe aufstauen. Äußert sich doch schon eine Änderung im Luftdruck auf diese Art von Quellen. Gasspannung und geforderte Arbeit stehen hier in labilem (Kipp-)Gleichgewicht. — Der größere, anhaltende Trieb mancher der behandelten Wasser weist dann eben auf die größeren Widerstände in der Tiefe hin, die Anlaß gaben zur Aufspeicherung von bedeutenderen Energiemengen, als es das bloße Zutagheben der Wasser erfordert.

lose durch solche allgemeinere, d. i. geringere Durchlässigkeit miteinander verbunden sind. Die Aufnahme der verschiedenen Gehalte bleibt hierbei trotzdem auf bestimmte Örtlichkeiten ihres Vorkommens oder ihrer Bildung gebunden. Die ausgesprochen ungleiche, aber nie völlig fehlende Durchlässigkeit der Schichten ermöglicht jedoch schon einen gewissen Ausgleich, das erwähnte Ineinanderfließen der gelösten Stoffe. Dieser Vorgang wird dann zunächst unter der Einwirkung der gespannten Begleitgase zu jenem Abschluß gebracht, wie er in der wiederholt betonten auffälligen Gleichartigkeit im Gehalte der untersuchten Tiefenwasser vorliegt. Die Gase stellen demnach nicht bloß die beweglichsten Bestandteile dieser Wasser dar, sie müssen geradezu als das eigentliche Lebenselement jener Tiefenwasser gelten. Ausdehnung (Tension, Expansion) wie Aufsaugung (Absorption) sind die mächtigen Hebel, die die gasdurchsetzten Wasser in ständiger Bewegung halten, die an ihrer Mischung und Mengung den tätigsten Anteil haben.

Nach Vorbedingung wie nach Befund entstehen und sammeln sich Kohlensäure und Schwefelwasserstoff mehr in den hangenden, das Methan in den liegenden vom Mineralwasser durchzogenen Strecken. Da die Ausbreitung der Gase auf dieselben Gesteinslücken angewiesen ist, denen die Wasser folgen, so schließen sich ihre Bewegungen und Ansammlungen jedenfalls aufs engste an die des Wassers an. Die oft spärlicher vertretenen, dabei sehr bindungsfähigen erstgenannten Gase verlieren leicht ihre Selbständigkeit, werden vom Wasser aufgenommen oder in neue Verbindungen übergeführt. Anders das Methan. Seine verhältnismäßig geringe Aufnahme durch Wasser (unter gleichen Bedingungen absorbieren 100 Teile Wasser: 100 Teile Kohlensäure, rund 300 Teile Schwefelwasserstoff und nur etwa 3 Teile Methan) und noch geringere von Salzlösungen, im Verein mit einem sehr indifferenten chemischen Verhalten, befähigen gerade das Methan in hohem Grade in der unterirdischen Wasserbewegung, wie im gegebenen Fall, eine hervorragende Rolle zu spielen. Das vorwaltende Auftreten in den tieferen Schichten kann dabei sowohl auf einer Anreicherung an organischen Stoffen, wie auf günstigeren Bedingungen für deren Methan-Gärung beruhen. Diese sind mit steigender Wärme, dem höheren Druck und dem Vorhandensein bestimmter Salze augenscheinlich gegeben. Der reichlicheren Methanentwicklung wird alsbald die Sättigung der umgebenden Wasser folgen, die zu stetig anwachsenden Mengen von freiem Gas überleiten. Die Anhäufung von freien Gasen beruht weiters nicht allein auf Neubildung oder Nachschub aus entfernterem Ursprung. Wärme und Druckänderungen, auch das bloße erzwungene Durchströmen dichter Mittel kann zu teilweiser Entgasung führen.

Auf diese Weise bilden sich vielfältig verteilte, unter zunehmendem Druck stehende Gasansammlungen. Ihr vereinter Andrang überwindet schließlich die Last der umgebenden Wasser und es setzt jene Umkehr der Wasserbewegung ein, in welcher nicht mehr das Gas dem Lauf des Wassers folgt, vielmehr der Antrieb der Gase die Bewegung des Wassers beherrscht. Gelegentlich wurde die im ganzen wenigst gehinderte Bewegung des Wassers (insofern nicht ausgedehntere Querbrüche und Spalten die Verbindung von Schicht zu Schicht gangbarer gestalten) längs der Schichtverbände hervorgehoben. Nächst und längs diesen Flächen wechselt zudem das ursprüngliche Gefüge hinsichtlich der Wasserleitfähigkeit am wenigsten. Nachträgliche Auslaugung, auch Lockerung durch Bewegungsvorgänge (Risse, Spalten und Spältchen) können dieses Gefüge im Sinne der Durchlässigkeit

nicht unwesentlich geeigneter machen. Gleicherweise deutet die Anlagerungsfläche als nachherige allenfallsige Ablösungsfläche (nach der Verwitterung) und Trennungsebene, bei künstlicher Spaltung, auf mindere Festigkeit und Dichte hin. — Ganz besondere Bedeutung gewinnt das besprochene Verhalten für die durch Gase bewegten Wasser. Hier wäre zunächst Antrieb und Auftrieb (= archimedischer Auftrieb = Auftrieb durch entbundene Gase) zu unterscheiden. Der Antrieb geht von stehenden, der Auftrieb von freibewegten, fließenden Gasen aus. Da der Antrieb von Preßgas-Kissen her sich allseitig geltend macht, so ist die Richtung der durch ihn fortbewegten Wasser nur vom Verlauf der geringsten Widerstände allein abhängig. Demnach ist es verständlich, wenn die unter starkem Gasantrieb fortbewegten Mineralwasser sich vorwiegend an, im Streichen aneinander geschlossene, leitfähigste Schichteinschlaltungen halten. Daraus erklärt sich ebenso das Einhalten gewissermaßen von Mineralisierungshorizonten, wie gleichfalls ihre scheinbare Unererschöpflichkeit. (Siehe das Verhalten der Bohrbrunnen. Sie sind meist ergiebig, nachhaltig und erweisen sich selbst bei engem Stand als wenig voneinander abhängig; dabei führen sie übrigens ungleiche Gehaltsmengen.) Bietet die Über- wie Unterlagerung keine geeignete Ableitung, so werden die Gasdruckwasser so lange im Schichtstreichen fortbewegt, bis die auf sie übertragene Energie durch die Fließhindernisse (Reibung u. s. w.) aufgezehrt ist. Mit dem Nachlassen des Antriebsdruckes sind jedoch die Bedingungen einer Entgasung der vorher als gasgesättigt anzunehmenden Wasser gegeben. Der zunehmende Auftrieb der freigegebenen Gase gesellt sich nun zu dem jeweils verbliebenen Antrieb, bis zuletzt nur mehr der Auftrieb herrscht. Fehlen wegsamere natürliche Austrittsbahnen, wie im Innern der niederbayerischen Miocänverbreitung, so fehlen auch die natürlich zu Tage tretenden Tiefenwasser. Erst mit der Nähe der Ablagerungsgrenzen und Störungszonen treten Mineralwasserbereiche näher an die Oberfläche heran und verraten sich hier wenigstens in deutlicheren Spuren (Gasfeld an der Rott). Vollends das spaltendurchsetzte Randgebiet an der Donau gewährt geschlosseneren Mineralwasserzügen einen meist natürlichen, weniger hemmenden Ausweg (Gögging, Abbach u. s. f.).

Den vorliegenden Erörterungen entsprechend kann als das Wesentlichste im Werden und Wandern der behandelten Wasser nun folgendes gelten. Die im Absinken allgemach, unter entsprechenden Bedingungen und in der gegebenen Folge, an Mineralstoffen und Gasen angereicherten Sickerwasser sammeln sich in den lückigsten, mehr im Streichen, jedoch absätzig angeordneten Schichteinlagerungen. Die in verschiedenen Höhenlagen aneinander gereihten wechselnd umfangreichen Wasserbetten geben dann zugleich Gelegenheit zur Ansammlung größerer Mengen freier Gase.

Diese können teils durch ansteigende Wärme wieder entbundene, teils neugebildete oder aus größerer Tiefe beigeleitete sein. Sie üben alsbald jenen Antrieb auf die umgebenden Wasser aus, der sie in der Richtung der kleinsten Widerstände in Bewegung zu setzen sucht. Diese liegen erfahrungsgemäß mehr längs und nahe den Anlagerungsflächen, sowohl innerhalb der engeren Schichtverbände, als in jenen zu den benachbart gelagerten Formationen. Vornehmlich die gasgesättigten und nachher gasbewegten Wasser folgen demnach zunächst gerade diesen, der Hauptrichtung von Niederzug und Auftrieb abgewendeten Leit-Lagen und -Flächen und fördern damit jenen Ausgleich der Gehalte, der sich besonders nach dieser Seite hin geltend macht. — Neben einer gewissen Einheit-

lichkeit im Aufbau hat das besprochene hydrologische Verhalten des niederbayerischen Miocäns einen Hauptanteil an der ausgesprochenen Gleichartigkeit der Gehalte seiner Tiefenwasser.

Unter tätiger Mitwirkung der Gase muß von alters her ein reger Austausch, namentlich der beständigeren mineralischen Verbindungen, vorwiegend längs der Schichten, doch auch quer zu ihnen stattgefunden haben. Die heutzutage fast unverändert bleibenden Gehalte an den einzelnen Ergußstellen, in Gegenüberstellung zu den Unterschieden, die sich bei Vergleich eng benachbarter Mineralquellen oft ergeben, zeigen aber deutlich genug, daß der vorbesprochene Ausgleich, obwohl er seit langer Zeit und auf weite Entfernung hin wirksam zu denken ist, dennoch für kürzere Zeiträume kaum in Betracht kommt. Demnach läßt sich sagen: das Gemeinsame der Tiefenwasser stammt aus Vorgängen, die nach Zeit und Raum weit auseinander liegen. Ihre Besonderheit aber ist nach Raum und Zeit an enge Grenzen gebunden. Die besonderen Bezugsbereiche der einzelnen Mineralwasserergüsse haben daher als mehr oder minder abgeschlossene hydrologische Einheiten zu gelten.

So finden sich die am meisten Methan- oder Schwefelwasserstoff-führenden Wasser im Donau-Inn-Winkel auf eine bestimmte Feldverbreitung beschränkt und auf unterscheidbare Tiefen verteilt.¹⁾ Ihre Ansammlung ist durch die gehäufteren größeren Gesteinseinlagerungen ermöglicht, was nicht ohne Beziehung zu mehreren nahen Hauptablagerungsgrenzen steht: Festlands- zu Meeres-Miocän und beide zu älteren Schichtreihen. Die Gehaltsbesonderheit wird nicht zuletzt von der Zersetzung und Vergasung reichlich eingestreuter organischer Reste bedingt. Wobei die durch die Tiefenunterschiede gegebenen ungleichen Bedingungen für die chemischen und auch biologischen (Bakterien?) Vorgänge einen Hauptgrund bilden mögen für den dort nachgewiesenen Gehaltswechsel. Eine an sich wenig leitende Decklage (dünn-schichtige feinsandige Mergel) mit ihrem Sickerwasserverschluß hält die örtlich unter großer Gasspannung stehenden Mineralwasser eingeschlossen. Da allem Anschein nach weitere, klaffende, aufwärts führende Austritts- und Entspannungsspalten fehlen, so verliert sich Gas und Wasser, dem Überdruck folgend, in feinsten Zerstreung in den Sickerwassern und von ihnen freigelassenen Hohlräumen der umsäumenden Schichten. Dies gilt so gut für den hangenden wie für den seitlichen Abschluß. Nur im Bereich der Hauptansammlung treten die nun erbohrten Tiefenwasser selbst-tätig zu Tage. Ähnliche geologische Verhältnisse wie im Osten herrschen am nordwestlichen niederbayerischen Donaurand, namentlich an den Austrittsstellen der dortigen Schwefelquellen selbst. Zwar tritt das marine Miocän hier nicht zu Tage und zeigen demnach die Wasser mehr die Merkmale der oberen Teufe an der Rott: die der ausgesprochen alkalisch-muriatischen Schwefelwasser mit mehr Kohlensäure und meist nur spurweise vertretenem Methan. Dem entsprechend ist auch der Jod-

¹⁾ Dabei zeigen die einzelnen, oft nur einige hundert oder noch weniger Meter voneinander abliegenden, reichlich schüttenden Bohrbrunnen deutliche Unterschiede im Verhalten und Bestand. Da diese Unterschiede aus einer einfachen Mischung von Sickerwasser mit verschiedenen Mengen Mineralwasser gleicher Zusammensetzung, d. i. aus einem und demselben großen Behälter, nicht zu erklären ist, so muß jedem dieser Wasser ein besonderer Bezugsbereich für diese Tiefenwasser zugesprochen werden. Daß dann diese Sonderbereiche so naher Quellen vielfach ineinander übergreifen werden, d. h. gemeinsame Teile besitzen können, ist klar, aber decken können sich diese Bereiche nach den obigen Feststellungen nicht. Es lehrt dieses Beispiel, wie in einem sehr ergiebigen Mineralwassergebiet, wie in dem vorliegenden auch ganz nahe Anzapfstellen nur in einem sehr losen Zusammenhang und Abhängigkeitsverhältnis zueinander zu stehen brauchen.

gehalt nur gering. An der in Betracht kommenden Donaulinie stoßen nun ebenfalls verschiedene Schichtreihen in Überlagerung und Endigung nahe aneinander. Das nach dem Rand sich verschwächende Miocän bietet an sich, wie im Verlauf seiner Auflagerungsfläche dem aufwärts drängenden Mineralwasser günstige Wege zum allmählichen Aufsteigen, bis es an die vermöge ihrer Starrheit und infolge von Bewegungsvorgängen brüchig zerstückelten Sandsteine und Kalkfelsen der Kreide- und Juraschichten stößt, um hier in den unverschlossen gebliebenen Sprüngen und Spalten dann den freiesten Austritt zu finden, wie das Beispiel von Abensberg lehrt.

Die Jodquelle bei Künzing wird aber ihrem Methanreichtum und größeren Jodgehalt nach den tieferen miocänen Mineralwassern, wie sie sonst im Gebiete zwischen Donau und Inn bekannt sind, zuzuzählen sein. Sie tritt gleich diesen nicht ins anschließende ältere Randgebirge ein, das in beiden Fällen als Urgebirge augenscheinlich nicht jene geeigneten Ableitwege bietet, wie Jura und Kreide nahe Abensberg.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|--|-------|
| Die Schwefelquelle in Gögging | 193 |
| Allgemeine orographische und geologische Lage der Quelle | 193 |
| Verhalten und Gehalt der Quelle | 193 |
| Mögliche Herkunft und Bildungsweise der Quelle | 194 |
| Sonstige Schwefelquellen nächst dem Donaurand | 195 |
| Übereinstimmung im Gehalt | 195 |
| Ursprung der Gehalte | 196 |
| Grundlagen des Wasserverkehrs | 197 |
| Fall-Wasserzug im Mineralwasserbereich | 198 |
| Hauptsächlichste Ergebnisse der Untersuchung im Gasfeld | 199 |
| Bildung und Verlauf der Mineralwasser | 201 |

Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers.

Von

Dr. Werner Koehne,

Kgl. Geologe in München.

Es dürfte wenige Gebiete geben, über deren stratigraphische und tektonische Verhältnisse die in der Literatur geäußerten Ansichten solche Widersprüche aufweisen wie beim Peißenberger Revier. Hatte doch 1906 H. STUHLIK (3, S. 65, 52) den beiden Autoren, welche sich unmittelbar vor ihm mit dem Gegenstand befaßt hatten, R. BÄRTLING (1) und A. ROTHPLETZ (2), in ungemein scharfen Ausdrücken völlige Verkennung der Sachlage vorgeworfen. In einer kurzen Mitteilung hatte ich gelegentlich darauf aufmerksam gemacht, daß die STUHLIK'sche Auffassung nicht Anspruch darauf erheben kann, ausreichend begründet zu sein (4, S. 311). Seitdem hatte ich Gelegenheit, weitere einschlägige Studien zu machen. Vor allem kam es mir zu statten, daß ich die Penzberger Verhältnisse eingehend kennen lernte, dank dem überaus liebenswürdigen und weitgehenden Entgegenkommen, das mir der Herr Generaldirektor Bergrat Dr. WEITHOFER, der Herr Bergwerksdirektor MÜLLER und der Herr Oberingenieur KLEIN in Penzberg entgegenbrachten, dank der sachkundigen Führung, welche ich durch letztgenannten Herrn in der Grube und über Tage genoß, und dank der mustergültigen Sorgfalt, mit welcher die Eintragung der Gesteinschichten in den Penzberger Grubenplänen erfolgt ist. Ferner wurden auch die interessanten Aufschlüsse, welche die Kgl. Bergwerksverwaltung vor einigen Jahren am Bühlach bei Peiting hatte herstellen lassen, zum Zwecke der Untersuchung für mich zugänglich gemacht. Die mir so neu bekannt gewordenen Tatsachen schlossen sich mit den bereits früher von mir vertretenen Anschauungen zu einem so einheitlichen Bilde zusammen, daß es berechtigt erscheint, wenn ich mit einer neuen stratigraphischen Einteilung an die Öffentlichkeit trete. Meine Gliederung kann als Ausbau der bereits von R. BÄRTLING (1) versuchten gelten, der leider wohl die Mängel des STUHLIK'schen Grubenprofils (8) nicht hinreichend beachtet hatte und so auf halbem Wege stehen geblieben war. Jedoch bietet seine Arbeit eine sehr wertvolle Grundlage für die weitere Erforschung des Peißenberger Kohlenreviers.

Während ich nun die Veröffentlichung meiner neuen Untersuchungsergebnisse wegen völliger Inanspruchnahme durch anderweitige Dienstgeschäfte zurückgestellt hatte, erschien ein Aufsatz von H. STUHLIK (5) mit heftigen Angriffen gegen meine frühere kurze Mitteilung (4), welcher, da er in einem Organ vom Range der Zeitschrift für praktische Geologie Aufnahme gefunden hat, nicht unerwidert bleiben kann.

Was zunächst meine von STUHLIK bekämpfte Ansicht betrifft, daß der „Hauptspaltung“, d. h. die große streichende Störung, die oligocänen Schichten im Süden

von den miocänen im Norden trennt, so habe ich mich hierbei an die wohlbegründeten und von keiner Seite bisher widerlegten Angaben A. WEITHOFERS (6, S. 40) angeschlossen, der doch jedenfalls in der Geologie des oberbayerischen Kohlenreviers als eine größere Autorität wie STUCHLIK gelten kann.

Auch der Vorwurf STUCHLIKS (5, S. 2), ich hätte die Fundpunkte der „Bunten Molasse“ nicht im Streichen der Schichten sondern in der Stollenrichtung in das Schichtenprofil projiziert, fällt völlig in sich zusammen. Daß die Schichten im östlichen Teile des Tiefstollens nach Norden ausbiegen, war mir selbstverständlich bekannt; nördlich der Umbiegung streichen sie aber wieder ostwestlich, was unter anderem auch durch die neuen bergbaulichen Aufschlüsse erwiesen ist; dieses tatsächlich beobachtete Streichen muß natürlich auch bei der Konstruktion der Profile berücksichtigt werden.

STUCHLIK behauptet ferner ganz ungerechtfertigter Weise, ich hätte die Unterseite und die Oberseite des Schichtenkomplexes der bunten Molasse für die gleiche Fläche gehalten. In Wirklichkeit war mir natürlich bekannt, daß es sich bei den genannten Fundpunkten über Tage um eine andere Mergelbank handelt als bei den Grubenaufschlüssen.

STUCHLIK widerspricht ferner meiner Angabe, daß man im Ostfelde der Grube Peißenberg mit Querstörungen zu rechnen habe; er habe die Abwesenheit von solchen bereits früher nachgewiesen. Dabei vergißt er aber ganz, daß eine solche Querstörung trotzdem seither in den neueren Aufschlüssen der zweiten Tiefbauschleife angetroffen wurde.

Durch das Bohrloch P. II gibt STUCHLIK ein Profil, nach welchem die Schichten von etwa 200—300 m Tiefe eine senkrechte Stellung besessen haben sollen. Diese steilen Einfallswinkel sind aber nicht, wie der Leser meinen könnte, tatsächlich konstatiert worden, sondern nur von STUCHLIK angenommen worden, ohne daß ihm das Material vorlag. Wenn eine solche senkrechte Stellung konstatiert worden wäre, würde ich sofort die Einstellung der Bohrung beantragt haben. Denn bei der Tagfahrt zur endgültigen Festsetzung des Bohrpunktes habe ich erklärt, wenn die in den oberen Teufen zu ziehenden Bohrkern senkrechte Schichtenstellung ergäben, so müßte die Bohrung eingestellt und weiter im Süden wieder angesetzt werden, wozu sich aber kein triftiger Grund ergab. Das von STUCHLIK (5) in Fig. 2 mitgeteilte Profil ist vielmehr völlig hypothetisch. Ich konnte nach dem negativen Resultat der Bohrung II nur von weiteren Bohrungen im Osten abraten, da die Aufklärung dort besser vom neuen Schacht aus erfolgen wird. Es wird sich dann schon zeigen, ob die Flöze weiter im Osten in eine für den Bergbau unerreichbare Tiefe absinken werden oder nicht.

Bezüglich der Bohrung I, die auf meinen Vorschlag angesetzt wurde (nicht auf STUCHLIKS!), macht dieser die Angabe, die Flöze seien zwischen 800—900 m Tiefe erreicht worden, was nicht zutrifft; sie wurden viel früher durchsunken.

Bohrung III, welche noch nicht abgeschlossen ist, ist bisher nicht in STUCHLIKS Sinn programmäßig verlaufen, sondern stimmt zu meiner Auffassung.

Auf S. 6 sucht STUCHLIK den Anschein zu erwecken, als ob ich bloß eine Ausbildung als „Flachlandsgeologe“ erhalten hätte, in stratigraphischen und tektonischen Fragen aber keinerlei Erfahrungen besäße. Diese Behauptung hätte STUCHLIK nicht aufstellen können, wenn er sich die Mühe genommen hätte, sich zunächst etwas über meine frühere Laufbahn zu unterrichten.

Die ärgste Blöße hat sich STUHLIK in der Frage „Glassande“ gegeben, oder richtiger des Glassandes; denn nur der untere der beiden Sandhorizonte kann wohl im Penzberger und Peißenberger Revier zur Verwendung als Glassand in Frage kommen.

Zunächst hat STUHLIK den unteren Sand im Grubenprofil an einer falschen Stelle, nämlich zwischen den Flözen 1 und 4 statt zwischen 4 und 5 eingetragen. Dies Versehen ist auf folgende Weise zustande gekommen. STUHLIKS Entnahmepunkt von Proben dieses Materials liegt nämlich im Hauptquerschlag der Tiefstollensohle „60 m südlich von Flöz 6“. Mißt man nun auf dem von STUHLIK stammenden, 1902 veröffentlichten Grubenprofile (8) die Entfernung ab, so fällt der Fundpunkt tatsächlich zwischen die Flöze 3 und 4; STUHLIK scheint also auf den ersten Blick recht zu haben. Ganz anders aber, wenn man die Genauigkeit des Grubenprofils¹⁾ nachprüft; dann findet man, daß es schematisiert und daher falsch ist. In Wirklichkeit beträgt der horizontale Abstand von Flöz 4 und 6 im Hauptquerschlag der Tiefstollensohle ca. 66 m. Der Fundpunkt „60 m südlich von Flöz 6“ liegt also zwischen Flöz 4 und 5!²⁾ Meine Numerierung der Flöze weicht nicht, wie STUHLIK glaubt, von der seinigen ab, sondern stimmt völlig damit überein. Wenn ich es in der von STUHLIK erwähnten Korrespondenz (5, S. 7) unterlassen habe, diesen über den wahren Sachverhalt aufzuklären, so geschah das, weil ich mich vorsichtshalber nochmals an Ort und Stelle überzeugen wollte, was inzwischen geschehen ist. Wenn der Irrtum STUHLIKS 8 Jahre lang unberichtigt in der geologischen Literatur geblieben ist, so lag das daran, daß niemand an die Möglichkeit dachte, einem Grubenvorstand könne in seiner eigenen Grube ein solches Versehen unterlaufen.

Übrigens zeigt die Eintragung des unteren Glassandes in STUHLIKS Grubenprofil (8) weitere Unstimmigkeiten. Nach WEITHOFER (7, S. 270) liegt nämlich in Penzberg die dunklere Bank im Liegenden, die hellere, mehr weiße im Hangenden. STUHLIK zeichnet aber am Peißenberg die weiße Bank ins Liegende (zwischen Flöz 3 und 4), die graue ins Hangende (zwischen Flöz 1 und 2). In Wirklichkeit liegt jedoch auch hier die weiße Bank oben, die andere darunter (im Hangenden von Flöz 5).

Nach STUHLIK liegt der „obere Glassand“ stets in bestimmtem Abstände über dem „unteren“. Es wurde daher von ihm eine beliebige Sandsteinbank, welche den betreffenden Abstand vom falsch eingetragenen „unteren Sand“ hatte, zum oberen Glassand ernannt. Bestärkt wurde STUHLIK in seiner Meinung dadurch, daß in der Region, wo diese Sandsteine austreichen, Füchse ihre Bauten angelegt hatten; er meinte nämlich, daß diese Tiere stets den Glassandhorizont bevorzugten.

Was die Entstehung der Glassande anlangt, so hat STUHLIK meine darauf bezüglichen Angaben gänzlich mißverstanden.

Nur in einem Punkte stimme ich mit meinem älteren „Fachgenossen“ überein, nämlich, daß es der geologischen Wissenschaft nur bei gewissenhafter und umsichtiger Forschung beschieden sein kann, dem Bergbau zu nützen. Die neue geologische Spezialkartierung 1:25 000, welche in Bayern bekanntlich von den maßgebenden Stellen beschlossen und in die Wege geleitet wurde, wird der Geo-

¹⁾ Ein Exemplar desselben Profils in größerem Maßstab beim Bergamte Peißenberg trägt den Vermerk „Gezeichnet vom Steiger Hutterer“.

²⁾ Der weiße Quarzsand erstreckt sich von etwa 47—65 m von Flöz 6 ab gemessen.

gnostischen Landesuntersuchung reiche Gelegenheit geben, den verschiedensten wirtschaftlichen Interessen des Landes zu dienen.

Zum Schlusse möchte ich kurz über die von mir neu aufgestellte Schichtengliederung des Peißenberger Reviers referieren:

Das jüngste Glied der oligocänen Schichtenreihe ist die „jüngere bunte Molasse“, welche bei Peißenberg gegen 1000 m Mächtigkeit besitzt und in ihrer tiefsten Partie das Unterbauflöz enthält. Bei Penzberg ist sie größtenteils der Erosion zum Opfer gefallen. Nur in der Mitte der Nonnenwaldmulde dürfte noch ein kleiner Rest vorhanden sein; das hier beim Daser in älterer Zeit angeschürfte Flöz (7, S. 279) ist vermutlich mit dem Unterbauflöz zu identifizieren. Unter der „jüngeren bunten Molasse“ folgen die Promberger Schichten, welche in Penzberg rein marin sind, in Peißenberg brackische Einlagen enthalten. Eine Bank, etwa an der Grenze der bunten Molasse zu den Promberger Schichten, lieferte das merkwürdige Fossil *Daemonehelix Kramerii* v. AMMON¹⁾ (9).

Unter den Promberger Schichten folgen in beiden Revieren die flözführenden Cyrenenschichten. Im Penzberger Revier erfolgte bei deren Ablagerung eine viel reichlichere Zufuhr von kalkhaltigem Schlamm; daher sind die Mergelbänke zahlreicher und stärker, die Gesamtmächtigkeit aller Zonen ist größer als bei Peißenberg. Das oberste Flöz in Peißenberg (Flöz 1) kann mit dem obersten Flöze von Penzberg (Flöz 32) unbedenklich identifiziert werden.

Im Hangenden wie im Liegenden von Flöz 32 finden sich bei Penzberg auffallend weiche Sandsteinbänke, welche als „oberer Sand“ zusammengefaßt werden. Auch bei Peißenberg finden sich in der Nähe von Flöz 1 besonders weiche Sandsteine, welche als Äquivalent des „oberen Sandes“ von Penzberg anzusprechen sind.

Für die weiter im Liegenden folgenden Schichten bis zum „unteren Sand“ schlage ich nach den bei Penzberg darin befindlichen Flözen den Namen Schwaig-Neumayer-Schichten vor. Diese Zone wird in Penzberg überwiegend durch Mergel vertreten; während sandiges Material zurücktritt. Bei Peißenberg dagegen sind die Mergel stark reduziert, so daß eine viel weniger mächtige, aber viel mehr Sandsteine enthaltende Schichtenreihe geblieben ist. Weiter im Westen am Bühlach bei Peiting nähern sich diese Schichten aber wieder mehr der Penzberger Fazies. Es findet sich darin hier sogar eine Zementmergelbank, entsprechend denen in den gleichalterigen Schichten von Penzberg. Im Liegenden der Schwaig-Neumayer-Schichten folgt der „Untere Sand“, der bei Penzberg als Glassand ausgebeutet und auf der Isartalbahn verladen wird. Er tritt in ganz entsprechender Ausbildung auch bei Peißenberg und am Bühlach bei Peiting auf.

Weiter im Liegenden folgen die produktiven Cyrenenschichten mit der Mehrzahl der bauwürdigen Flöze, welche am Bühlach bei Peiting noch nicht aufgeschlossen worden sind.

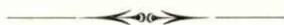
Weiter im Liegenden sind im Penzberger Revier die Ablagerungen der „unteren bunten Molasse“ bekannt. Zu diesen dürften auch die Schichten zu rechnen sein, welche im Bohrloch Peißenberg I ganz zuunterst erreicht wurden.

Eine eingehendere Begründung dieser Schichtengliederung und ein geologisches Profil durch die Grube Peißenberg sollen in den Geognostischen Jahresheften veröffentlicht werden.

¹⁾ STUHLIK (3, Dissert., S. 48) glaubte die v. AMMON'sche Schreibweise *Daemonehelix* in *Daimonehelix* „berichtigen“ zu müssen!

Verzeichnis der zitierten Literatur.

1. R. BÄRTLING. Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohenpeißenbergs und seiner Umgebung. Geognost. Jahresh. XVI. Jahrg. für 1903. München 1905. S. 33—62. Mit einer geolog. Karte vom Peißenberg.
2. A. ROTHPLETZ. Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peißenbergs und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau. Sitzungsber. der mathem.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akad. d. Wissenschaften. Bd. XXXIV. 1904. Heft 3. S. 371—382.
3. H. STUHLIK. Die Faziesentwicklung der südbayerischen Oligocänmolasse. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. 56. Bd. Wien 1906.) Mit einer geolog. Übersichtskarte vom Peißenberg. Die Zitate beziehen sich auf die als Dissertation München 1906 erschienene Ausgabe.
4. W. KOEHNE. Über die neueren Aufschlüsse im Peißenberger Kohlenrevier. Geognost. Jahresh. für 1909. XXII. Jahrg. München 1910. S. 303—312.
5. H. STUHLIK. Die Peißenberger Tiefbohrungen im oberbayerischen Kohlenrevier. Zeitschrift f. prakt. Geologie. XIX. Jahrg. 1911. 9 S. Die Zitate beziehen sich auf die Sonderabdrücke.
6. K. A. WEITHOFER. Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. 1902. Bd. 52. Heft 1. Wien 1902. S. 39—70.
7. K. A. WEITHOFER. Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse Oberbayerns und deren Beziehungen zur miocänen (oberen) Meeresmolasse im Gebiete zwischen Inn und Lech. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. Wien. Jahrg. 1899. Nr. 10. S. 269 bis 282.
8. H. STUHLIK. Profil der Grube von Peißenberg. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. 1902. Bd. 52. Heft 1. S. 63. (In K. A. WEITHOFER. Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns.)
9. L. v. AMMON. Über das Vorkommen von Steinschrauben (*Daemohelix*) in der oligocänen Molasse Oberbayerns. Geognost. Jahresh. Bd. XIII für 1900. S. 55—70. München 1901.



Über Bildung von Flaserkalken.

Von

Prof. Dr. Maximilian Weber

in München.

(Mit Tafel II und 1 Textfigur.)

Im September d. Js. besuchte ich von Bad Steben aus den Kalkbruch bei Horwagen, dessen prachtvolles Material am Bahnhofe Marxgrün in Oberfranken verfrachtet wird. Das dortige Lager stellt eine rundliche Anreicherung grob- und fein-flaserigen Kalkes innerhalb der oberdevonischen, vielfach mit Tuffen aus den benachbarten Diabasen gemischten Tonschiefer dar, und ist durch Abbau sehr gut aufgeschlossen. Es bildet einen Teil der Flaserkalke, welche im Fichtelgebirge, Frankenwalde und Ostthüringen das ältere Paläozoikum charakterisieren. Die Kalkknauern selbst, meist rötlich gefärbt, sind durch dünne grünliche sericitartige Häutchen und Lagen von Tonschiefer und Tuff getrennt, die oft je nach dem Durchschnitte ein Netzwerk bilden, und gerade die grüne Farbe der Tonlagen gibt im Vereine mit der rötlichen Färbung der Kalklinsen den geschliffenen Platten einen bezaubernden Farbenreiz, der allerdings nur bei Horwagen entwickelt ist, in nächster Nähe, bei Naila, aber schon fehlt.

An den verschiedenen Querschnitten, wie sie die dort gesägten Blöcke boten, und an den Felspartien der näheren Umgebung machte ich nun Beobachtungen, die mich zu einer bestimmten Ansicht über die Bildung dieser Flaserkalke führten. Als ich dann später die Literatur einsah, las ich aber Meinungen, welche sehr wenig mit der von mir gewonnenen Auffassung übereinstimmten.

So schreibt GÜMBEL (Fichtelgebirge, p. 467):

„Diese (sc. oberdevonischen) Kalke tragen durchweg den Charakter der Knollenkalke und bestehen an vielen Orten aus mehr oder wenig einzelnen, durch Tonschieferflasern verbundenen, unregelmäßig länglich runden Geoden . . .; diese Kalkknollen schließen sich an sehr vielen Stellen so dicht aneinander, daß das knollige Gefüge fast ganz verschwindet und derbe Kalklagen, oft in mehreren Bänken, übereinander geschichtet, daraus hervorgehen.“

Ferner schreibt er p. 509:

„Wir erinnern hier an die höchst auffallenden aber nur stellenweise scharf ausgeprägten Ausbildungen vieler der eisen- und manganhaltigen Kalkschichten in rundlichen Knollen, deren Form man sogar schon von einer Art Abrollung abgeleitet hat.“ Er erinnert dann an die durch die Challenger Expedition festgestellte Knollenbildung in der Tiefe des Stillen

Ozeans, die er durch Bildung sprudelsteinartiger Textur infolge Aufsteigens von Gasquellen auf dem Grunde des Meeres erklären möchte.

ZIRKEL (Petrogr. III p. 468) sagt über Flaserkalk:

„Die Kalksteinlinsen enthalten in sehr häufigen Fällen einen Cephalopodenrest, eine *Clymenia*, einen *Goniatiten*, auch wohl ein *Orthoceras*, welche wahrscheinlich die Ansammlung des kohlen-sauren Kalkes innerhalb des Schieferschlammes unterstützt haben.“

Diese Erklärungsart scheint bis heute unerschüttert zu sein, denn keines der neueren Lehrbücher (Elemente von ROSENBUSCH, Gest. K. v. RINNE) rührt an dieselbe. Nur WEINSCHENK gibt auch eine andere Entstehungsmöglichkeit zu, indem er schreibt (Vademekum 171): „Ähnliche Bildungen können auch durch Zerquetschung kalkiger Schichten entstehen.“

Soweit ich nun persönlich Erfahrungen darüber gesammelt habe, gilt die von GÜMBEL und ZIRKEL gegebene Erklärung ganz gewiß für viele Vorkommen von knolligen Kalken, so z. B. für gewisse Kalke des böhmischen Silur bei Karlstein, dann für die liassischen Adnetherkalke, ferner für die tithonischen roten Kalke von Ruhpolding und in den Südalpen, besonders den *Ammonitico rosso superiore*. Überaus häufig ist hier ein Fossil, meist ein Ammonit im Zentrum der Knollen zu finden, und der Eindruck, daß das verwesende Tier direkt zur Abscheidung von Kalk in der knolligen Form Veranlassung gegeben hat, läßt sich schwer von der Hand weisen.

Dagegen liegen die Verhältnisse speziell bei Horwagen ganz anders; nirgends liegen etwa größere Fossilien in der Mitte der Kalknieren. Ein *Orthoceras*-Querschnitt und ein Längsschnitt eines Ammoniten war alles, was ich nach stundenlangen Suchen entdecken konnte; sonst sind allerdings Crinoidenstielglieder sehr häufig, aber nirgends in bestimmter Anordnung oder Konzentration.

Sieht man sich aber die Zeichnung der an Ort und Stelle dort herausgeholtten Steinblöcke an, so erkennt man bald, daß ein starker Wechsel in der Größe und der Gestalt der einzelnen Kalkpartien eintritt, je nach der Richtung, in welcher die einzelnen Blöcke respektive deren Seiten geschnitten sind; neben kleinen gestreckten und flachen Nieren finden sich Flächen von großen langgestreckten Kalkpartien, zwischen denen die grünliche tuffige Tonschieferung nur eine Art von schwacher Maserung hervorruft; und endlich, was mir das wichtigste erscheint, an Durchschnitten quer dazu erweisen sich die Kalkpartien als scharfkantige Trümmer einer echten Breccie! (Vgl. Abb. Taf. II, 1.) Das läßt doch hier wohl nicht den Schluß zu, den GÜMBEL gezogen, daß primär gedachte Geoden durch dichte Aneinanderreihung unter Verschwinden des knolligen Gefüges zu derben Kalkbänken zusammengeschlossen wurden, sondern umgekehrt: Bänke von dichtem Kalke sind unter dem Einflusse von gebirgsbildenden Kräften zunächst in langgestreckte, im Querschnitt scharfeckige Schollen zertrümmert worden; diese wurden dann weiter aneinander verschoben, rundeten sich gegenseitig ab oder erhielten längliche Formen, je nachdem die Richtung des Druckes wechselte oder konstant blieb. Die tonigen Lagen dienten als Gleitflächen und als Schmiermittel, das neben dem infolge der Reibung entstehenden Abfall auch überall hineingepreßt wurde, wo sich durch Bildung von toten Winkeln Platz ergab, daher der wabenartige Bau. Diese Tonschieferlagen wurden dabei ausgewalzt und hochkristallin dort, wo sie eben mit den Kalken vergesellschaftet deren reibende und gleitende Bewegung aushalten und

fördern helfen mußten, während sie außerhalb der Kalkareale in der näheren Umgebung des Steinbruches noch ziemlich klastisch sind. Der Kalk selbst aber ist bei all diesen Vertrümmerungsprozessen im allgemeinen nicht umkristallisiert worden.

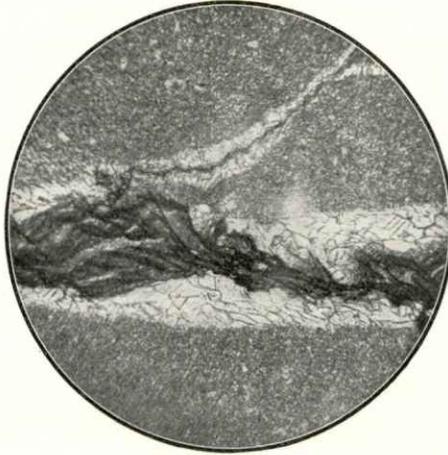
So ist also nach meiner Ansicht diese Art von Flaserkalken auf tektonischem Wege gebildet worden; das wird bewiesen:

1. durch das Auftreten echter Breccien in bestimmten Querschnitten;
2. auch zwischen schon gerundeten Kalkknollen finden sich gelegentlich noch deutlich scharfeckige Partien;
3. große, weil im Längsschnitte getroffene Kalkmassen mit nur gelegentlicher Maserung durch grünen Tonschiefer finden sich manchmal geradlinig durchzogen von Bändern feinkörnigen Nierenkalkes, die sich wohl nicht anders erklären lassen, denn als Druckgebilde längs einer Auslösungsfläche, also im Sinne von echten Reibungsbreccien; sie bieten genau den gleichen Anblick wie die gewöhnlichen feinkörnigeren Flaserkalke und letztere werden sich darum wohl auf demselben Wege, d. h. als Reibungsbreccien herausgebildet haben. —

Bei näherem Eingehen auf die geologischen und mikroskopischen Verhältnisse ergibt sich nun noch folgendes:

Am Nordeingange des Bruches steht Diabasgestein an, das mit Annäherung an das Kalklager in eine Art Schichtung übergeht, anfangs kleine und wenige (Mandelsteinartig), dann immer größere Kalkknuern in sich einschließt, bis diese endlich unter Zurücktreten des eruptiven Materiales und Ersatz desselben durch dünne Tonlagen allmählich mehr und mehr zu äußerlich geschlossenen Kalkmassen zusammentreten. Das Diabasgestein ist ein Spilit; in ganz geringem Grade kann man noch Reste ehemaliger größerer Olivineinsprenglinge wahrnehmen, sonst hat man überall nur den Eindruck einer Grundmasse, gebildet aus leistenförmigen Plagioklasen in enger Verfilzung mit gleichfalls leistenförmig und skelettartig entwickelten Erzfiedern wesentlich aus Roteisenerz, die wohl von der raschen Abkühlung auf dem Grunde des Devonmeeres herrühren. An wenigen Stellen sind diese Erzskellette eingeschlossen in bräunlichen Eisenspat, der wohl an Stelle des ursprünglichen Pyroxen getreten ist, denn das sonst sekundär gebildete Kalkkarbonat ist farblos und schließt kein Erz ein. Der Spilit führt vielfach mikroskopisch runde Quarzkörper, die entweder der silurischen Unterlage entstammen, oder aus dem devonischen Meeresgrunde aufgenommen worden sind, wie man letzteres an großen Geröllen im Diabas des naheliegenden Hirschbergleins beobachten kann. Beweis für die sedimentäre Herkunft dieser Quarzkörper ist das gelegentliche Auftreten von kohligter Substanz in denselben, das auf Kieselschiefer oder vielleicht besser auf Graphitquarzit hinweist. Wo die spilitische Masse an diese Quarzkörper grenzt, ist stets eine Anreicherung des Erzes zu konstatieren, das in grünlichem Chlorit (hier nicht Delessit) liegt, während die Feldspäte in der nächsten Umgebung vollständig fehlen. Es ist also eine deutliche Beeinflussung des Magmas durch die Fremdkörper zu konstatieren. Ebenso lassen bis 1 cm lange Linsen von marmorisiertem Kalk, im Schriff zufällig nicht getroffen, schon mit der Lupe gleichfalls eine direkte Umrahmung mit Chlorit erkennen. Daß diese Kalklinsen nicht sekundäre Ausfüllung von Mandelräumen sind, geht hervor aus ihrer Zunahme gegen das Kalklager hin, wo sie endlich unter allmählichem Zurücktreten des Eruptivgesteines und unter Verlust der Kristallinität kompakte Lagen bilden.

Untersucht man weiterhin genauer die Partien, in welchen der Kalk schon sehr angereichert ist, also den normalen Flaserkalk, (vgl. Textfigur), so stellt sich dieser im allgemeinen dar als ein klastisches Produkt von feinst gemengten kleinen Kalzitanhäufungen mit nicht seltenen eingelagerten rundlichen Quarzkörnern. Die vom



Dichter Kalk, längs der Sericitlagen beiderseits in körnigen Kalzit umgewandelt; ca. $\frac{25}{1}$.

Diabas her noch grün gefärbten dünnen schiefrigen Lagen zwischen den größeren Kalkfasern bestehen aus vielfach feinst gefälten Häutchen eines sericitischen Glimmers und führen oft braune Rostflecke, anscheinend von zersetztem Pyrit, dazu stellenweise Häufchen von Quarzkörnern; ganz am Rande gegen den Kalk ist meist Chlorit als Begleiter vorhanden. Der Kalk nun ist, allerdings nur mikroskopisch sichtbar, an der Berührung mit diesen wohl sicher auf dynamischem Wege gestreckten und gefälten, aus Ton und Spilit neu entstandenen Glimmerhäuten umgewandelt. Seine ganz feinkörnige klastische Beschaffenheit hat einer gröberkörnigen, zunächst für das freie Auge nicht sichtbaren, Struktur Platz gemacht, größere klar durchsichtige, zwillingslamellierte Kalzite haben sich längs der Glimmerhäuten gebildet und möglichst senkrecht zu deren Richtung gestellt, selbst dann, wenn diese Glimmerpartien nur mehr so dünn sind wie ein Haar, oder auch, wenn diese ganz fehlen und nur eine Ablösungs- und Rutschfläche im Kalke selbst an ihre Stelle getreten ist. Es hat also hier in Verbindung mit der Neubildung von gestrecktem und später noch gefältem Sericit auch eine schwache Umwandlung des Kalkes gerade an den Berührungsstellen mit den Glimmerhäuten stattgefunden, welche nur durch Sammelkristallisation des feinsten zerriebenen Materiales, wohl unter Beihilfe der Gebirgsfeuchtigkeit, längs der vom Druck und Schub bevorzugten Kluffflächen erfolgt ist, wobei die tonigen und diabasigen Zwischenlagen, die als Schmiermittel dienten, unter intensivster Auswalzung ihrerseits zu Sericit umgewandelt wurden.

Diese Umbildung in weißen körnigen Kalk nimmt nur stellenweise derart zu, daß sich gebänderte Kalke, ungefähr sählig liegend, in einer aufgeschlossenen Erstreckung von etwa 6 m am Nordrande des Bruches verfolgen lassen, wobei rote dichte und weiß kristalline Kalklagen, jede bis 1 cm mächtig, alternieren (Tafel II, 2). Die kristallinen Partien bestehen unter dem Mikroskop wieder aus größeren Kalzitindividuen, deren vielfache Zwillingslamellen etwas gebogen sind, und wobei

jedes größere Korn durch feinkörnigen Grus von seinem Nachbar getrennt wird, also eine echte Mörtelstruktur, welche gleich der Fältelung der fertigen Sericite auf weitere und spätere dynamische Inanspruchnahme hinweist.

Geht man weiter nach Süden gegen die Mitte des Bruches, so ändern sich die Verhältnisse der weißen kristallinen und der roten derben Partien; nicht mehr lagenförmig alternieren sie, sondern die roten bilden nun die größeren elliptischen und nierenförmigen Formen, die durch die grünen sericitischen Häutchen voneinander getrennt werden, die kleineren weißen kristallinen Partien treten wenigstens für das freie Auge in viel geringerer Zahl und nur in toten Winkeln nesterartig auf, offensichtlich da zusammengeschoben.

Es liegen also teilweise, nämlich in der Mitte des Bruches fast rein klastische und brecciöse, an anderen Stellen auch makroskopisch halbkristalline Produkte vor, letztere aber mehr am Nordrand gegen den Diabas zu. Das Zusammenfließen der einzelnen dünnen Kalkfasern zu einheitlichen Lagen (nur in diesem Sinne ist GÜMBEL'S Anschauung richtig, daß aus den „Geoden“ derbe gebankte Kalklager durch dichtes Zusammenschließen entstehen, nur daß diese „Geoden“ eben schon sekundäre und eckig gestaltete Bruchstücke sind) findet sich nur gegen den Diabas hin, aber auch nur dort tritt Griffelschieferbildung in den eingeschalteten Tonen auf, die dabei stark verhärtet wurden, und auch nur dort stellt sich die merkwürdige Bänderkalkbildung ein, die auf teilweiser und lagenweiser Umkristallisation beruht. Es sind demnach die tektonischen Bewegungen, welche im allgemeinen zur Bildung der Flaserkalke führten, gerade hier und nur hier am Nordrande gegen den devonischen Spilit zu, der ein massiveres Widerstandslager bot, am intensivsten gewesen, so daß nicht nur Abbröckelung und Verschiebung der kleinsten Teilchen stattfand, sondern auch partielle Umkristallisation in größerem Maßstabe eintrat. —

Es liegt hier ein Schulbeispiel für die auf dem Wege der Dynamometamorphose erfolgende Umwandlung von derbem Kalk in kristallinen Marmor vor, das mir deswegen von Interesse erscheint, weil einzelne Geologen heute die Dynamometamorphose vollständig zu Gunsten der Kontaktmetamorphose verwerfen wollen, von der hier sicher nicht die Rede sein kann. —

Tektonische Ursachen sind es also, welche ich für die Bildung von Flaserkalken heranziehe: Quetschung der Kalkbänke und Verschiebung der eckigen Bruchstücke unter sinngemässer Abreibung der Kanten und unter Beihilfe der tonigen Zwischenlagen als Schmiermittel haben zur Bildung dieser ausgewalzten Breccien geführt, als welche man diese Flaserkalke vielleicht am besten bezeichnet. Daß durch die schiebende und gleitende Bewegung der einzelnen Kalkbruchstücke nicht stets langgestreckte Stengel entstanden (obwohl man auch diese gelegentlich noch sieht), sondern mehr oder minder elliptische Linsen von verschiedener Größe, wird sich wohl nicht nur durch die Intensität des Druckes, sondern auch durch den Wechsel in der Druckrichtung erklären, von welcher letzterem ja auch die eingelagerten Griffelschiefer Zeugnis ablegen. Daß die „Zerquetschung kalkiger Schichten“ allein nicht genügt, wie WEINSCHENK annimmt, geht wohl aus der oben erörterten Bedeutung der tonigen Zwischenlagen für diesen Prozeß hervor; denn nur eckige, niemals gerundete Kalkpartien können sich bei Fehlen eines die Gleitung erleichternden Zwischenmittels herausbilden.

Mit dieser Auffassung von einer tektonischen Entstehung der Flaserkalke erklärt sich auch diese von anderen Autoren, in letzter Zeit z. B. von K. WALTER (diese

Jahreshefte 1908) betonte charakteristische Ausbildungsart der sedimentären Kalke im Bereiche der Variskischen Gebirgsbildung.

Es liegt mir selbstverständlich ferne, nun etwa zu generalisieren und Alles, was man bisher Flaserkalk, Knollenkalk oder Nierenkalk genannt hat, ausschließlich durch Gebirgsdruck entstanden erklären zu wollen; die eingangs erwähnten alpinen Vorkommen z. B. haben sicher damit nichts zu tun. Es würde sich daher vielleicht empfehlen, nur für letztere den Namen Knollenkalk zu reservieren, der ja auch ihrer Genesis gut entspricht, die Bezeichnung Flaserkalk aber, etwa analog dem Namen Flasergneis, auf tektonisch also sekundär gebildete Varietäten anzuwenden, für welche der Horwagener Flaserkalk und wahrscheinlich alle ober-silurischen und devonischen Kalke des mittleren Teiles des Variskischen Bogens ein gutes Beispiel geben.

Zusammenfassung der Resultate.

I. Die Flaserkalke von Horwagen und damit wahrscheinlich alle derartigen frühpaläozoischen Kalke des variskischen Gebietes in Ostthüringen, Frankenwald und Fichtelgebirge sind ursprünglich Breccien aus zertrümmerten dünnbankigen Kalken mit schwächeren tonigen Zwischenmitteln gewesen, nicht, wie anderswo, primäre Knollenbildungen um Organismenreste. Es wird deshalb empfohlen, die Bezeichnungen Flaserkalk und Knollenkalk strenger auseinander zu halten und nur in diesem genetischen Sinne zu verwenden.

II. Der Gebirgsdruck hat in dem variskischen Gebiete auch Auslösung gefunden innerhalb der ober-silurischen und devonischen Kalkablagerungen, nicht bloß in Form von großzügigen Mulden- und Sättelbildungen. Echter Flaserkalk muß demnach schon für sich als Beweismittel für tektonische Beeinflussung gelten. Zu eigentlichen makroskopischen Metamorphosen infolge des Gebirgsdruckes ist es allerdings nur da gekommen, wo an festen Widerlagern (Diabase) die stauchende Kraft sich besonders sammelte; die Plastizität des Kalkes wurde hiebei so gut wie gar nicht in Anspruch genommen. Immerhin legen die Flaserkalkbildungen Zeugnis dafür ab, daß in den besonders hochkristallinen Arealen Ostthüringens und des Frankenwaldes wohl auch gewisse kristalline Schiefer und Quarzite auf dynamometamorphem Wege entstanden sein dürften.

III. Wie die Quarzkörner, so sind auch die Kalkkörner im Spilite von Horwagen unbedingt primäre Einschlüsse; von den echten Mandelsteinbildungen sind sie daher, wie wahrscheinlich einige weitere Vorkommen, strenge zu trennen.

Tafel-Erklärung.

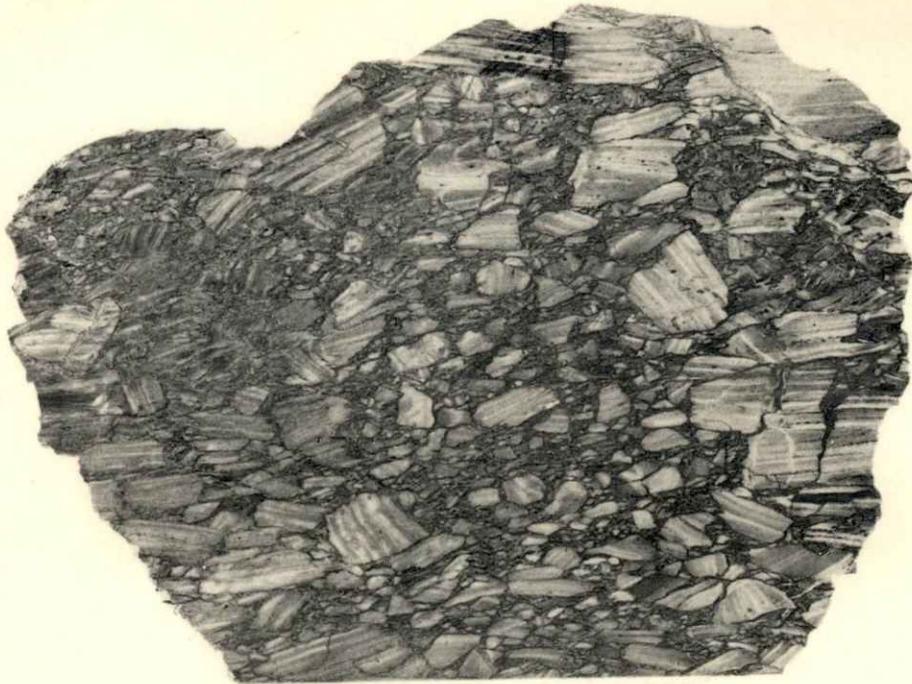
(Tafel II.)

Figur 1. Kalkbreccie von Horwagen, Ausgangsmaterial für die Flaserkalkbildung.

Figur 2. Bänderkalk, aus derben roten und kristallinen weißen Lagen bestehend.



1.



0 5 10 15 20cm

2.



Figur 1. Kalkbreccie von Horwagen, Ausgangsmaterial für die Flaserkalkbildung.
„ 2. Bänderkalk, aus derben roten und kristallinen weißen Lagen bestehend.

Über dolomitische Gesteine der unterfränkischen Trias.

Von

Dr. Hermann Fischer.

Für die Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine mußte es bis jetzt als eine unangenehme Lücke empfunden werden, daß über die chemische Zusammensetzung der dolomitischen Gesteine der unterfränkischen Trias nur ein sehr geringes Analysenmaterial vorlag. A. HILGER hat uns zwar in seiner Arbeit über „Die chemische Zusammensetzung von Gesteinen der Würzburger Trias“ (Mitt. aus dem pharm. Inst. Erlangen, 1. Heft, München 1889) eine wertvolle Übersicht über die chemische Zusammensetzung der Gesteine des Buntsandsteins und Muschelkalks in Unterfranken gegeben, allein über die chemische Zusammensetzung der in dieser Schichtenfolge vorkommenden dolomitischen Gesteine erfahren wir so gut wie nichts. Das einzige Gestein, das von HILGER als Dolomit analysiert wurde und so analytisch die Berechtigung seines Namens „Wellendolomit“ erhielt, kann durchaus nicht als typisch für die Ockerkalke an der Basis des Muschelkalks angesehen werden. Außer der HILGER'schen Analyse des „Wellendolomits“ liegt noch eine Analyse eines Grenzdolomitvorkommens (A. HILTERMANN: „Die Verwitterungsprodukte von Gesteinen der Triasformation Frankens“, Mitteil. aus d. pharm. Inst. Erlangen, 1. Heft, München 1889) vor. Allein die Analyse kann der Kritik nicht standhalten. Wie ein Vergleich mit meiner Analyse des Grenzdolomits vom Faulenberg aus der Nähe von Würzburg (s. S. 228) ergibt, schließt sich die HILTERMANN'sche Analyse wohl einigermaßen an meine Analyse an, sofern wir nämlich das Verhältnis von Kalk zu Magnesia betrachten, aber abgesehen davon, daß HILTERMANN mit der Summe der bestimmten Bestandteile bereits auf 102,7% kommt, finden wir eine Angabe von 5,671% nicht an CO_2 , SO_3 oder P_2O_5 gebundenen Kalkes, was vollständig unmöglich ist. Die Analyse kann also wohl nicht mehr als brauchbar angesehen werden. So verbleibt uns also nur mehr eine Analyse eines gelbgrauen dolomitischen Mergels, welche J. BECKENKAMP („Über die Bildung der Zellenkalke“, Sitzungsberichte d. Phys. Med. Gesellschaft zu Würzburg 1906) veröffentlicht hat. Ich werde weiterhin zeigen, daß dieses Gestein auf weitere Entfernungen hin den Charakter eines dolomitischen Mergels behält.

Die Aufgabe einer Bearbeitung der dolomitischen Gesteine der unterfränkischen Trias und der wegen ihres eventuellen Dolomitgehaltes zur Untersuchung heranzuziehenden Sedimente schien mir nun folgende zu sein:

1. Kann auf Grund der chemischen Zusammensetzung der für die Schichtenfolge des sogenannten „Wellendolomits“ in Betracht kommenden Gesteine der alte Name als noch berechtigt erscheinen?
2. In welcher Verbreitung treten dolomitische Gesteine in der Anhydritgruppe außer im Bereich der unterfränkischen Anhydrit- und Steinsalzvorkommen auf?

3. In welchem Verhältnis stehen Kalk- und Magnesiumkarbonat in den kristallinen Kalkbänken des unterfränkischen Muschelkalks?
4. Ist die stratigraphische Ausscheidung des sogen. „blauen Dolomits“ und des „Drusendolomits“ auf Grund der chemischen Zusammensetzung entsprechender Gesteinsvorkommnisse berechtigt?
5. Welche chemische Zusammensetzung haben die sogen. dolomitischen Steinmergel der Lettenkohle und der Grenzdolomit?

Der Zweck meiner Analysen ist zunächst die Feststellung des Verhältnisses von $\text{CaO} : \text{MgO} : \text{FeO}$ im Auszug mit kochender 10%iger Salzsäure. Die gelösten Karbonate ergeben sich daraus bei unverwitterten, rückstandarmen Kalken und Dolomiten mit nur geringem Schwefelsäure- und Phosphorsäuregehalt durch Berechnung und diese findet hier durch die Bestimmung des Glühverlustes eine Kontrolle. Ockerkalke und Ockerdolomite ergeben im Glühverlust neben der Kohlensäure noch hydratisch gebundenes Wasser, aber auch hier läßt sich die Kohlensäure rechnerisch noch genügend genau bestimmen, wie die Kontrolle durch gewichtsanalytische Kohlensäurebestimmungen ergab.

| | CO_2 berechnet | CO_2 bestimmt | Glühverlust |
|------------------------------------|-------------------------|------------------------|-------------|
| „Drusendolomit“-Krainberg . . . | 32,59 | 32,8 | 34,0 |
| Gelber dol. Mergel-Karlstadt . . . | 39,00 | 39,04 | 40,7 |
| „Wellendolomit“ Gössenheim . . . | 36,22 | 36,35 | 36,8 |

Wenn man jedoch sehr exakte Anforderungen an die Analysenresultate stellt, dann ist es auf Grund der vorhandenen analytischen Methoden überhaupt nicht möglich, die vorhandenen Mengen an CaCO_3 , MgCO_3 und FeCO_3 im einzelnen festzustellen, da, wie später besprochen werden soll, immer ein Teil MgO und FeO an leicht lösliche Silikate gebunden ist.

ad 1.

Vier Analysen der Gelbkalke (Wellendolomit nach F. SANDBERGER) an der Grenze zwischen Röt und Hauptmuschelkalk ergaben folgende Resultate:

| | Unlöslich in HCl | $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ etc. | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|---|------|-------|------|-----------------------------|----------------------|
| 1. Gelbkalk von Greußen- heim, s. Diss. S. 44 M.T. Nr. 3 ¹⁾ | 7,82 | 4,44 | 0,06 | 47,53 | 0,91 | 39,1 | 0,3 |
| 2. Gelbkalk-(mergel) vom Volkenberg, s. Diss. S. 44 M.T. Nr. 2 | 27,16 | 4,33 | 0,60 | 35,00 | 1,35 | 30,2 | 1,2 |
| 3. Gelbkalk - Ruine Hom- burg bei Gössenheim (gelbbrauner, schwach krist. Ockerkalk wie 1) | 12,96 | 3,95 | 0,32 | 44,50 | 1,15 | 36,8 36,35 CO_2 | 0,3 |
| 4. Gelber Mergel m. Klüf- ten, auf denen sich Kalk- spat abgeschieden hat, unter dem gelbbraunen „Wellendolomit“ von Gambach (sonst wie 2) | 32,38 | 4,93 | 0,43 | 32,20 | 0,93 | 27,4 | 1,6 |

¹⁾ Die Bezeichnung s. Diss. - M.T. - weist auf meine Dissertation: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geogn. Jahresh. XXI. Jahrg. 1908.

Die vier untersuchten Vorkommen von „Wellendolomit“, welche gleichmäßig über das ganze ins Bereich der Untersuchungen gezogene Gebiet verteilt sind, zeigen, daß wir es hier mit zwei Gesteinen zu tun haben, die über weite Entfernungen hin ihren petrographischen Charakter bewahren. Unterlagert wird der eigentliche Gelbkalk (Analyse 1 und 3) von einem hellgelben Mergel (Analyse 2 und 4), der ebenfalls nicht dolomitisch ist. Der Name „Wellendolomit“ ist also auf Grund der chemischen Analyse für die unter diesem Namen vereinigte Gesteinsfolge in Unterfranken nur irreführend und es muß dieses Gestein dem Gelbkalk der preußischen Geologen als äquivalent angesehen werden. Gleichwohl dürften diese heutigen Ockerkalke primär einen größeren Gehalt an Magnesiumkarbonat gehabt haben, eine Annahme, die auch aus den Beobachtungen von O. REIS¹⁾ hervorgeht und welche später noch genauer besprochen werden soll.

ad 2.

In der Anhydritgruppe treten dolomitische Ablagerungen naturgemäß häufig auf. Es wird Gegenstand weiterer Untersuchungen sein, die Gesetzmäßigkeit dieser Erscheinung auf experimenteller Basis darzulegen und die Gründe zu erforschen, welche bei einer für die Anhydritgruppe anzunehmenden Konzentration des Meerwassers die Anreicherung der Sedimente an Magnesiumkarbonat bedingen mußten. Finden wir heute im Bereich der Anhydritgruppe Kalke, so ergibt sich ebenfalls wieder die Frage, ob sie primärer Natur sind. Es soll vorläufig nur darauf hingewiesen werden, daß die Zellenkalke zur Entscheidung dieser Frage noch eingehender untersucht werden müssen.

Mit der Anreicherung der Kalke an Magnesiumkarbonat wird auch der Beginn der Anhydritgruppe festzusetzen sein, eine Grenze, die petrographisch schärfer gezogen werden kann als paläontologisch. Nach O. REIS (l. c. S. 41) wäre allerdings die ganze Myophorienregion zum mittleren Muschelkalk zu ziehen, denn eben die degenerierte *Myophoria orbicularis* weist auf den im mittleren Muschelkalk zunehmenden Salzgehalt des Meeres hin. Nach HILGER (l. c.) hat der Mergel mit *Myophoria orbicularis* 68,136% CaCO_3 und 1,95% MgCO_3 . Über den Myophorien-schichten findet sich nun am Fuße des Steinbergs bei Würzburg ein von J. BECKENKAMP („Über die geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg“, Sitzungsber. der Phys. Med. Gesellschaft zu Würzburg 1907, S. 7 und l. c. S. 24) erwähntes „teilweise kristallinisches Bänkchen“, das in seiner makroskopisch dichten 44,95% CaO und 5,86% MgO und in seiner makroskopisch kristallinischen Partie 46,90% CaO und 5,00% MgO enthält.

Ein anderer Aufschluß, nämlich der Steinbruch der Portland-Zementfabrik in Karlstadt a. M., zeigt die Schichten, welche die Mergel mit *Myophoria orbicularis* unmittelbar überlagern, äußerlich total gleich ausgebildet wie diese. Eine Analyse zeigt aber wieder die Zunahme an MgCO_3 .

| | Unlöslich in HCl | $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|---|------|-------|------|-------------|----------------------|
| Hangendesd. Myophorien- schichten-Karlstadt a. M. | 8,4 | 0,02 | 0,90 | 46,25 | 4,14 | 40,25 | 0,05 |

Nach oben folgen nun mit allmählichem Übergang in gelbe Färbung gelbgraue dolomitische Mergel. Diese Mergel setzen sich in petrographisch gleicher

¹⁾ OTTO M. REIS: Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. Geogn. Jahresh. 1909.

Ausbildung bis ins Taubertal hinein fort und werden auch in der nächsten Umgebung von Würzburg gefunden, z. B. am Fuße des Steinbergs. Von diesem Fundpunkte hat J. BECKENKAMP (l. c. S. 24) eine Analyse veröffentlicht, welche ich hier dem Karlstädter und dem an der geologischen Grenze der unterfränkischen Trias liegenden Vorkommen im Taubertal gegenüberstelle.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|--|------|-------|-------|------------------------------|----------------------|
| 1. Die obersten Lagen der „gelbgrauen dolomitischen Mergel“ am Stein | 6,22 | 3,77 0,66 | — | 28,95 | 16,45 | 43,75 CO ₂ | — |
| 2. Gelber Mergel - Karlstadt a. M. | 10,36 | 3,77 | 0,90 | 33,75 | 10,98 | 40,7 39,0 CO ₂ | 0,3 |
| 3. Gelber Mergel - Hochhausen a. T. (gelbgrauer isomerer Mergel wie 1 und 2) | 11,64 | 2,55 | 0,41 | 39,5 | 6,84 | 39,3 | 0,1 |

Die Gesteinsvorkommen zeigen bei wechselndem Tongehalt die bedeutende Mehraufnahme von Magnesia, welche mit der Konzentration des Salzwassers einhergeht.

Im Bereich der Anhydrit- und Gipslager haben wir natürlich noch mit viel größerer Sicherheit dolomitische Ablagerungen zu erwarten und tatsächlich sind im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt (cf. O. REIS: „Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt“, Geogn. Jahresh. 1901) im Hangenden und Liegenden durchweg dolomitische Gesteine gefunden worden. Ebenso finden wir in den kleinen Mulden und an den Muldenrändern, wo nur noch Gips als Vertreter der Salzlager erhalten ist, dolomitische Sedimente. Meine Analysen können diese Beobachtungen in jeder Beziehung unterstützen. So finde ich analytisch im Bereich des Gipsvorkommens von Schönarts nur Gesteine mit hohem Magnesiagehalt, ebenso wie in dem Wasserstollen der Würzburger städtischen Wasserleitung am Norbertusheim bei Zell a. M., wo stark gipshaltige Mergel anstehen:

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|--|------|-------|-------|-------------------------------|-----------------------|
| 1. Glimmeriger Mergel-Schönarts, s. Diss. S. 21 u. S. 47 M.T. Nr. 45 | 22,04 | 2,26 | 0,86 | 23,00 | 16,23 | 35,50 34,6 CO ₂ | 0,5 |
| 2. Gipsmergel-Schönarts, s. Diss. S. 20 u. S. 47 M.T. Nr. 44 | 18,62 | 4,8 | | 24,8 | 5,61 | 21,8 9,2 CO ₂ | 24,30 SO ₃ |
| 3. Gipsmergel - Wasserstollen Norbertusheim | 47,58 | 3,62 | 2,5 | 13,4 | 5,68 | 15,7 8,25 CO ₂ | 11,31 SO ₃ |

Einzeln bestimmt wurden noch im Gestein 3: 0,20% in 10% iger HCl gelöste SiO₂, 0,27% P₂O₅.

Mit dem Wiedereinbruch des Meeres in der oberen Anhydritgruppe nimmt naturgemäß der Kalkgehalt der Ablagerungen wieder zu. Der Styolithenkalk im Hangenden der Gipsmergel von Schönarts ist bereits schon wieder ein typischer Kalk mit geringem Gehalt an Magnesiumkarbonat.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glüh- verlust | SO ₃ | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|--|------|-------|------|------------------|-----------------|----------------------|
| Styolithenkalk Schönarts (Lichtgrauer dichter Kalk) | 8,0 | 1,15 | 0,32 | 49,25 | 0,71 | 39,9 | Spur | 0,1 |

ad 3.

Über die Frage, in welchem Verhältnis Kalk und Magnesia in den kristallinen Kalken des Muschelkalkes stehen, geben einige Analysen von A. SCHWAGER in der REIS'schen Arbeit über die fränkische Untere und Mittlere Trias (l. c.) wertvollen Aufschluß. Es wurde festgestellt, daß in den ockerigen Einschaltungen der kristallinen Kalkbänke regelmäßig ein größerer Gehalt an Magnesiumkarbonat zu finden ist. In diesen primären Zusammensetzungen scheinen Kolloide auf die Magnesiumsalze des Meerwassers eine absorbierende Wirkung auszuüben, eine Theorie, deren Bedeutung für die Entstehung des Dolomits später noch gewürdigt werden soll. Unter normalen Verhältnissen hat man in den Kalksedimenten des offenen Meeres nur geringen Gehalt an Magnesiumkarbonat zu erwarten, worüber ich mich bereits an anderer Stelle ausgesprochen habe (vgl. HERM. FISCHER: „Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine“, Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, 1910, S. 255 ff.). Wir finden demgemäß in den Kalken des Muschelkalkes nur wenig Magnesiumkarbonat. Den chemischen Beleg geben uns hier vor allem wieder die Analysen HILGERS. Fast durchweg finden wir in den Kalken des Wellenkalks und Hauptmuschelkalks einen Gehalt von kaum über einem Prozent an Magnesiumkarbonat. Nur in einigen kristallinen Kalkbänken wird diese Zahl bedeutend überschritten, eine Zunahme, die nicht allein auf den Einschluß ockeriger Massen zurückzuführen ist. Hier wäre zu nennen die Analyse HILGERS vom Schaumkalk im Steinbachgrund bei Würzburg mit 6,98% $MgCO_3$, die SCHWAGER'sche Analyse von einem Vorkommen der Cycloidesbank (l. c. S. 82) mit 3,92% $MgCO_3$ im Bivalvenkalk und schließlich eine Analyse, die ich von einem typischen Vorkommen von Enkrinitenkalk aus einem Steinbruch bei Höchberg (vgl. HERM. FISCHER: „Über ein Vorkommen von Jugendformen des *Ceratites compressus* (SANDB.) E. PHIL.“ Geogn. Jahresh. 1906) ausführte.

| | Unlöslich in HCl | $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|---------------------|------|-------|-----|-------------|----------------------|
| Enkrinitenkalk-Höchberg (s. Diss. S. 49 M.T. Nr. 66) | 1,68 | 0,45 | 1,18 | 48,75 | 4,5 | 43,6 | 0 |

Der mit 9,4% berechnete Gehalt an $MgCO_3$ ist auffallend hoch. Für den hohen Gehalt der Cycloidesbank an $MgCO_3$, der sich auch bei den HILGER'schen Analysen von zwei Vorkommen der Cycloidesbank bemerkbar macht, ist durch die Analyse einer Cycloideschale die Erklärung gebracht worden (O. REIS, l. c. S. 188). Es wurden als chemische Bestandteile der Schale gefunden: 51,13% $CaCO_3$, 31,57% $MgCO_3$ und 17,30% $FeCO_3$. Wir haben also bei solchen fossilreichen Bänken im Einzelfall immer zu untersuchen, ob ein auffallender Magnesiumkarbonatgehalt nicht bereits auf die eingelagerten Fossilreste sich zurückführen läßt. Für die von mir analysierte Enkrinitenbank kämen die Enkrinitenstielglieder als Träger des Dolomitgehaltes in Betracht, die wie K. KRECH („Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks um Jena“, Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1909, Teil 1, Heft 1, S. 78) angibt, stark zur Dolomitisierung hinneigen.

ad 4.

Über die Stratigraphie der unteren Lettenkohle in Unterfranken sind wir noch in mancher Beziehung im Unklaren. F. SANDBERGER hat in seinen Arbeiten über die unterfränkische Trias verschiedene Gesteinsbänke ausgeschieden und paläontologisch charakterisiert, die später an anderen Orten überhaupt nicht im entsprechenden

Profil oder nicht mit dem angegebenen Charakter wiedergefunden werden konnten. Dazu gehört insbesondere der „blaue Dolomit“, ein Gestein, das offenbar beim Durchstich des Faulenberges bei Würzburg anstehend gefunden wurde. Heute liegen noch Gesteinstrümmer auf den Schutthalden, die sich nach paläontologischem Befund als blauer Dolomit im Sinne SANDBERGERS erkennen lassen.

Eine Analyse zeigt folgende Zusammensetzung des Gesteins:

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|---|-----|-------|------|-------------|----------------------|
| „Blauer Dolomit“ Faulenberg (s. Diss. S. 40 und S. 53 M.T. Nr. 106) . . | 1,24 | 1,5 | 6,3 | 30,62 | 16,2 | 44,2 | Spuren |

Einzeln bestimmt wurden:

0,76 SiO₂, 44,6 CO₂, 0,058 Cl, 0,235 S, 0,263 P₂O₅.

Durch Berechnung erhalte ich folgende Zusammensetzung des Gesteins:

| In HCl unlösl. | Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ | FeO | CaCO ₃ | MgCO ₃ | FeCO ₃ | Ca ₃ (PO ₄) ₂ |
|----------------|---|------|-------------------|-------------------|-------------------|---|
| 1,24 | 1,5 | 1,01 | 54,02 | 34,02 | 8,61 | 0,57 |

Die dolomitische Natur des Gesteins ist hiermit auch analytisch belegt und zwar haben wir annähernd einen Normaldolomit vor uns, in dem anscheinend FeCO₃ MgCO₃ isomorph vertritt.

Diesem blauen Dolomit vom Faulenberg stehen nun Gesteine gegenüber, die man stratigraphisch als Äquivalente des blauen Dolomits anzusehen hätte, die aber petrographisch bereits als Kalke erkannt wurden. Wir haben hier eine ganz andere Faziesentwicklung der Lettenkohle vor uns wie am Faulenberg, was durch die Analyse nur bestätigt werden kann.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|---|------|-------|------|-------------|----------------------|
| „Sogen. blauer Dolomit“ von der Rotkreuzsteige (siehe Diss. S. 52 M.T. Nr. 105) | 3,58 | 1,08 | 0,43 | 52,25 | 1,08 | 41,59 | Spuren |

Auch der von F. SANDBERGER stratigraphisch ausgeschiedene Drusendolomit ist nur ein lokal charakteristisches Gesteinsvorkommen. Überdies ist seine chemische Zusammensetzung sehr wechselnd, wie die Analysen zweier Vorkommen von „Drusendolomit“ aus der Umgebung von Würzburg beweisen.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|---|------|-------|------|------------------------------|----------------------|
| 1. „Drusendolomit“ vom Krainberg (s. Diss. S. 23 u. S. 53 M.T. Nr. 114) | 17,54 | 5,75 | 0 | 40,25 | 0,9 | 34,0 32,8 CO ₂ | 1,3 |
| 2. „Drusendolomit“ vom Faulenberg (siehe Diss. S. 23 und S. 53 M.T. Nr. 115) | 11,68 | 5,65 | 0,99 | 35,25 | 8,37 | 37,70 | 0,70 |

In dem ersten Falle haben wir also einen ockerigen Mergel, im zweiten Falle einen dolomitischen Ockerkalk vor uns.

ad 5.

Die Steinmergel der Lettenkohle haben bereits früher als charakteristische, Keupersedimente Interesse erregt und die Beteiligung von MgCO₃ und FeCO₃ an

ihrer Zusammensetzung ist bereits von THÜRACH, ZELLER u. a. erkannt worden. Eine mikroskopische Betrachtung von Dünnschliffen läßt die makroskopisch als völlig dicht und isomer bezeichnete Gesteinsmasse insofern etwas differenziert erscheinen, als die Größe der feinsten Gesteinsbestandteile partienweise doch einem kleinen Wechsel unterworfen ist. Es scheinen primäre Zusammenballungen des feinsten Schlammes bei der Sedimentation entstanden zu sein, an welche sich wieder gröbere Teilchen anlagerten und um diese legte sich eventuell wieder eine Hülle von feineren Teilchen, wodurch sich im Dünnschliff an manchen Stellen eine pseudoolithische Struktur darbietet. Neben den von mir bereits festgestellten allothigenen Einschwemmungen finden sich im Dünnschliff nichtbegrenzte Partien eines farblosen bis gelblich-braunen, optisch isotropen bis schwach doppelbrechenden Minerals mit häufig auftretenden Mikrolitheneinschlüssen und starker Lichtbrechung. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich in diesem auch in anderen ähnlichen Gesteinen auftretendem Mineral ein dem Glaukonit ähnliches kolloidales, leichtlösliches Silikat zu erkennen glaube, für dessen Existenz auch analytische Beweise erbracht werden können.

Eine auffallende Eigenschaft der dolomitischen Steinmergel ist ihre leichte Verwitterbarkeit (s. Diss. S. 21). Ich habe diese Erscheinung an einem besonders schönen Vorkommen vom Faulenberg bei Würzburg auch chemisch studiert. An dem bezeichneten Fundorte ist eine von MAX SCHULTZE entdeckte, sehr charakteristische Bank, welche total bedeckt ist von Abdrücken der *Estheria minuta* und deshalb als Estherienbank zu bezeichnen ist, der oberen Lettenkohle einige Meter über dem Hauptsandstein der Lettenkohle eingelagert. Unverwittert hat das Gestein die typische blaugraue Färbung der dolomitischen Steinmergel. Die unter dem Einfluß der Atmosphäriken rapid einsetzende Verwitterung gibt neben dem Zerfall in regellose Brocken dem Gesteine eine weiche, kreibige Beschaffenheit und durch Bildung von Eisenoxydhydrat ockerbraune Färbung. Ich stelle die Analyse des unverwitterten und verwitterten Vorkommens einander gegenüber und füge noch die Analyse eines unverwitterten Vorkommens von dolomitischem Steinmergel aus dem gleichen Horizont von Reichenberg an.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|--|------|-------|-----|-------------------------------|----------------------|
| 1. Dolom. Steinmergel v. Faulenberg (Estherien- bank) (s. Diss. S. 53 M.T. Nr. 122) | 28,38 | 4,75 | 5,13 | 21,25 | 9,0 | 30,77 29,6 CO ₂ | 0,5 |

Rechnerisch wurden gefunden:

| Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | CaCO ₃ | MgCO ₃ | FeCO ₃ | hydrat. Wasser | hygroskop. Wasser |
|---------------------|--|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|----------------------|
| 28,38 | 4,75 | 37,86 | 18,90 | 8,27 | 1,12 | 0,5 |

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|--|------|------|------|-----------------------------|----------------------|
| 2. Dolomitisch. Steinmergel vom Faulenberg — verwittert. | 67,56 | 12,58 | 0,92 | 4,60 | 2,01 | 9,20 5,2 CO ₂ | 2,6 |

Rechnerisch wurden gefunden:

8,21 CaCO₃ 3,05 MgCO₃.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|--|---------------------|--|------|-------|-------|------------------------------|----------------------|
| 3. Dolomitisch. Steinmergel von Reichenberg (s. Diss. S. 53 M.T. Nr.123) | 16,12 | 2,78 | 7,17 | 25,00 | 11,52 | 37,2 36,9 CO ₂ | 0,7 |

Rechnerisch wurden gefunden:

| Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | CaCO ₃ | MgCO ₃ | FeCO ₃ | hydrat. Wasser | hygroskop. Wasser |
|---------------------|--|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|----------------------|
| 16,12 | 2,78 | 44,63 | 24,19 | 11,56 | 0,51 | 0,7 |

Die Analysenresultate, welche die Zusammensetzung eines unverwitterten und eines verwitterten dolomitischen Steinmergels vergleichen lassen, scheinen die bereits l. c. erwähnte Ansicht ZELLERS zu stützen, daß nämlich bei der Verwitterung das Dolomitmolekül gesprengt würde und dann die Magnesia leichter ausgelaugt würde als der Kalk. Diese Erscheinung, daß der verwitterte Steinmergel vom Faulenberg und andere stark dolomitische Ockerkalke mit verdünnter Salzsäure stark aufbrausen, wird man nach ZELLERS Ansicht ebenfalls mit seiner Theorie in Einklang bringen können.

Über den Grenzdolomit konnte bisher nur eine Analyse HILTERMANN'S Auskunft geben, die eingangs besprochen wurde. In dem Verhältnis zwischen CaCO₃ und MgCO₃ lehnt sie sich an eine Analyse an, die ich von einem Vorkommen des Grenzdolomits vom Faulenberg ausgeführt habe. Eine wesentlich andere Zusammensetzung hat der Grenzdolomit von der Unkenmühle (Grettstadter Wiese), ein Gestein von gelbgrauer Farbe und poröser, schwach kristallinischer Beschaffenheit, welches fast ganz aus Steinkernen von *Myophoria Goldfussi* besteht.

| | Unlöslich in HCl | Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Glühverlust | hygroskop. Wasser |
|---|---------------------|--|------|-------|-------|-------------|----------------------|
| 1. Grenzdolomit v. Faulenberg (s. Diss. S. 53 M.T. Nr. 125) | 7,55 | 0,1 | 0,29 | 47,04 | 3,97 | 41,3 | 0,1 |
| 2. Grenzdolomit von der Unkenmühle (Grettst. Wiese) | 2,3 | 1,94 | 0,5 | 31,07 | 19,18 | 45,25 | Spuren |

Während wir also im Grenzdolomit von der Unkenmühle einen Normaldolomit vor uns haben, kann der „Grenzdolomit“ vom Faulenberg nur als dolomitischer Kalk bezeichnet werden. Wir sehen auch hier wieder den Wechsel im Verhältnis zwischen CaO : MgO, welcher in ein und derselben Gesteinsschicht stattfinden kann.

Über die Entstehung und Verwitterung der unterfränkischen Triasdolomite.

Die Frage nach der Entstehung der Dolomite ist in den letzten Jahren wieder sehr aktuell geworden. Die Möglichkeit direkter chemischer Ausfällung dolomitischer Sedimente wurde von G. LINCK („Über die Entstehung der Dolomite“, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 61 1909, Monatsber. S. 230, s. auch die Ausführungen des gleichen Autors im Handbuch der Mineralchemie von DOELTER) experimentell beleuchtet und unter Heranziehung des Massenwirkungsgesetzes erklärt. Trotzdem muß die Entstehung der meisten natürlichen Vorkommen von dolomitischen Sedimenten immer noch als ungelöstes Problem betrachtet werden, worüber ich mich in meinen experimentellen Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, Jahrg. 1910, Monatsber. Nr. 3 S. 253 ff.) bereits geäußert habe mit

Darlegung der Möglichkeiten, unter welchen es in der Natur zur Ausfällung von dolomitischen Sedimenten kommen kann. Aus meinen Versuchen konnte ich folgern, daß die Gleichgewichtsverhältnisse im offenen Meere unmöglich zu einer ausgehnteren Dolomitsedimentation führen können und wies auf die Verhältnisse hin, unter welchen eine Anreicherung der Magnesia in kalkigen Sedimenten möglich erscheint. Als solche habe ich angegeben:

1. Konzentration des Ammoniaks, welches in Verbindung mit Kohlensäure als Fällungsmittel dient.
2. Konzentration der Magnesiumsalze des Meerwassers.
3. Verringerung des Kochsalzgehaltes des Meerwassers.
4. Erhöhung der Temperatur.

Als weiteres günstiges Moment für die Festlegung von Magnesia wäre dem noch hinzuzufügen die absorptiven Eigenschaften, welche in den Sedimenten sich anreichernde Gele für Magnesiumsalze besitzen müssen. POTONÉ (Naturwissensch. Wochenschr. 1910 S. 783) weist z. B. auf die Absorption von Meerwassersalzen durch Humuslager hin und führt die Entstehung von Dolomitkonkretionen, der sogen. coal balls, in paralischen Kohlenbezirken auf diese Erscheinung zurück. „Die oft Geschiebe vortäuschenden Objekte sind intuskrustierte Flözteile. — Wo die Einwirkung von immer neuem Meerwasser lange genug statthaben konnte, vermochte auch einmal das Humusgestein in seiner ganzen Mächtigkeit vollständig zu intuskrustieren, eventuell spez. zu dolomitisieren. Ein Kohlenlager des Parkgate-Reviers in England geht allmählich in ein Dolomitlager über, indem sich zunächst Lager kleiner Dolomitkugeln einschieben, bis dann schließlich das ganze Kohlenlager durch eine Dolomitschicht ersetzt ist.“ POTONÉ gibt am Schlusse der darauf bezüglichen Ausführungen noch zur Erwägung, inwieweit Dolomite des deutschen Zechsteins (Stinkdolomit) und ähnliche durch die Zersetzungsvorgänge des Sapropels zustande gekommen sein mögen.

Wir können es jedenfalls auf Grund der neuen kolloidchemischen Forschungen als selbstverständlich ansehen, daß überall da, wo organische und anorganische Gele in den Sedimenten sich anhäufen, Basen aus dem Meerwasser aufgenommen werden. Die ganze Konkretionsbildung erscheint so in neuem Lichte, vor allem muß die Anreicherung sonst in den Triasgesteinen seltenerer Mineralstoffe, wie Kupfer, Zink, Phosphorsäure mit der Absorptionswirkung primärer Gele in Zusammenhang gebracht werden. Die Untersuchungen von OTTO M. REIS („Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias“, Geogn. Jahresh. 1909) geben dafür vielfache Belege. Absorbierende Detritusverschwemmungen haben wir nach REIS in vielen Fällen da, wo an klastischen- und Fossilresten reiche Einlagerungen in den Kalken sich vorfinden. Die Analysen, die A. SCHWAGER ausgeführt hat (l. c. S. 59 u. S. 82) ergeben hier überall eine Anreicherung von Magnesium- und Eisenkarbonat. REIS sagt darüber folgendes (l. c. S. 62): „Die Umsetzung scheint durch Eindringen von Lösungen in das erhärtende Gestein vor sich zu gehen, welche auch organische Stoffe in kolloidalem Zustand enthalten und nun unter Auflösung der leichter löslichen bzw. zugänglichen Karbonatpartien wohl auch Ton in kolloidaler Lösung mit sich fortführen.“ Andererseits ist es aber, wie ebenfalls wieder aus REIS'schen Ausführungen (Geogn. Jahresh. 1901, S. 116) hervorgeht, durchaus verständlich, daß auch Entzug von Magnesia aus ursprünglich dolomitischen Gesteinen und Anreicherung von Kalk stattfinden kann, ebenso wie der umgekehrte Vorgang. Das Massenwirkungsgesetz läßt eine Ent-

dolomitisierung am ehesten da erwarten, wo kalkreiche Wässer dolomitische Sedimente durchsickern. So können wir mit REIS unseren Zellenkalk wohl als ein primär dolomitisches Gestein betrachten, welchen Charakter er ja in anderen Gebieten noch hat. Daß die Ockerkalke Gesteine in allen möglichen Perioden der Verwitterung resp. der Oxydation im Sinne R. LANGS („Über eine Einteilung nicht metamorpher Sedimente in Tiefenzonen nach der Ausbildung ihrer Fe- und Al-Mineralien“, Centralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1910 S. 75) sind, das beweisen auch meine Analysen von Ockerkalken, welche entsprechend der vorhandenen Menge von Ferroeisen einen mehr oder weniger weit fortgeschrittenen Zustand der Verwitterung resp. Oxydation zeigen. Was die Frage nach der Entstehung der Ockerkalke betrifft, so verweise ich wieder auf die Ausführungen von O. REIS, der l. c. S. 185 acht Möglichkeiten der Ockerkalkentstehung anführt.

Für die Entstehung der unterfränkischen dolomitischen Triasgesteine kommt aber außer den bereits erwähnten Möglichkeiten direkter und indirekter Fällung der Kalk- und Magnesiumsalze des Meerwassers noch die Abscheidung von CaCO_3 , MgCO_3 und FeCO_3 aus Ansammlungen von Wässern, welche die entsprechenden Basen als Bikarbonate in Lösung hielten, in Betracht. R. LANG („Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg“, Jahresh. des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1909 u. 1910) glaubt, daß erstere Entstehung für die grünen dolomitischen Mergel des Keupers anzunehmen sei, deren grüne Färbung auf primäre Anwesenheit organischer Substanzen hindeute (l. c. 1910 S. 44), während lila- und rotgefärbte Dolomitgesteine des Keupers (entsprechend der zweiten Entstehungsmöglichkeit!) den Absatz eines eingedampften Tümpels darstellen mögen, in dem ein mit gelösten Karbonaten geladener und von suspendiertem Laterit getrüberter Strom seine Wasser gesammelt hatte und zur Ruhe gekommen war. Die letztere Entstehung müssen wir wohl auch den Süßwasserdolomiten zum Teil zuschreiben, die für die Dolomitentstehung überhaupt sehr lehrreich sind. Im Basaltgebiet des Vogelberges findet sich (nach einer schriftlichen Mitteilung von W. SCHÖTLER an R. EWALD, dem ich das zur Analyse verwendete Material verdanke) bei Garbenteich ein der Gewerkschaft Weißenburg gehöriger Aufschluß einer magnesiareichen Seekreide, die in geringer horizontaler Ausdehnung in die untermiozänen Basalte und Tuffe eingeschaltet ist. Nach meiner Ansicht entstammt die Magnesia dem verwitterten Basalte. Der zersetzte Olivin vermag Magnesia abzugeben, welche als Magnesiumbikarbonat in Lösung geht und durch Spaltung schließlich in Kohlensäure und Magnesiumkarbonat zerfällt. Das von mir analysierte Material bestätigt die Bezeichnung als magnesiareiche Seekreide, zumal da das Gestein mit verdünnter kalter Salzsäure stark aufbraust. Ich führe im folgenden die Analyse der Seekreide an, welche mir für die weiteren Ausführungen zum Vergleich wichtig erscheint.

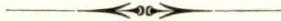
| | In HCl unlösl. (SiO_2 !) | $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ | FeO | CaO | MgO | CO_2 | H_2O | P_2O_5 |
|----------------------------------|---------------------------------------|---|------|-------|-------|---------------|----------------------|------------------------|
| Garbenteicher Seekreide. | 3,10 | 0,73 | 0,60 | 28,00 | 21,80 | 44,20 | 1,74 | 0,08 |

Berechnet man ohne Berücksichtigung der wohl an Kalk gebundenen Phosphorsäure aus der vorhandenen Kohlensäure 50,0% CaCO_3 und 42,56% MgCO_3 , so bleiben noch 1,44% MgO und 0,6% FeO übrig, welche nicht an CO_2 , wohl aber an SiO_2 gebunden sind. Das Gestein erweist sich als ein Gemenge von Karbonaten mit kolloidalen in verdünnter Salzsäure löslichen kieselsauren Verbindungen ähnlich wie sie E. A. WÜLFING bei seiner Untersuchung des bunten Mergels der

Keuperformation auf seine chemischen und mineralogischen Bestandteile (Jahresh. des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1900) analytisch festgestellt hat und welche sich, wie ich S. 227 erwähnt habe, auch mikroskopisch erkennen lassen. Einen Überschuß von nicht an Kohlensäure gebundenen Basen zeigt auch der von mir analysierte blaue Dolomit vom Faulenberg (S. 226), ein rein chemisches Sediment mit sehr wenig tonigen Einschwemmungen. Auch hier mag zunächst ein Gemenge von Karbonaten und kolloidalen Silikaten sich abgeschieden haben, welches aber unter dem Einfluß starker Diagenese in Dolomit verwandelt wurde.

Ganz anders müssen wir uns die Verhältnisse bei der Entstehung der Gesteine des mittleren Muschelkalks vorstellen. Hier ist die Konzentration des Meerwassers die erste Voraussetzung der chemischen Ausscheidungen. Lokale Konzentrationen haben wir schon in verschiedenen Perioden der Wellenkalkbildung anzunehmen (cf. REIS 1909 l. c.), eine regional zunehmende Konzentration des Meerwassers aber erst mit dem Absatz der Orbicularismergel. Die namentlich an den Bohrprofilen von Bergheinfeld und Kleinlangheim deutlich zu beobachtende Reihenfolge von Kalk, Dolomit und Anhydrit ist mit O. REIS als ein der Sättigungssteigerung entsprechende Ausscheidungsfolge zu betrachten. Dieselbe Reihenfolge, nur umgekehrt, ist zu konstatieren bei einem neuen Einbruch des Meeres entsprechend der allmählich wieder abnehmenden Konzentration des Meerwassers.

Jedenfalls finden wir schon auf dem engbegrenzten Territorium der unterfränkischen Trias die verschiedensten Möglichkeiten der Dolomitbildung, deren Klarlegung im einzelnen noch weiteren Arbeiten vorbehalten bleiben muß.



Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet.

Von

Dr. Franz Münichsdorfer.

(Mit 1 Tabelle und 1 Übersichtskarte.)

In dem Gebiete zwischen Inn (Salzachmündung) und Donau (Vilsmündung) hat man seit etwa 20 Jahren in größerem Umfange artesische Brunnen zur Wasserversorgung herangezogen. Das auf solche Weise erschlossene Wasser erwies sich für diese Zwecke völlig geeignet, und da auch der Schichtenaufbau dieses Landstriches der Anlage artesischer Brunnen günstig ist, wächst ihre Zahl fortwährend.

Die Bohrungen, die meist mit einfachen Hilfsmitteln ausgeführt werden, verursachen nur geringe Kosten. Daher wird oft nur auf Gut Glück gebohrt; die Bauern versuchen zuweilen selbst, ohne sich eines Bohrtechnikers zu bedienen, artesisches Wasser zu erschließen und haben auch schon Bohrungen bis weit über 100 m Tiefe zustande gebracht. Bei der geringen Sachkenntnis, mit der vielfach die Bohrlöcher abgestoßen werden, ist aber leicht erklärlich, daß nicht alle Bohrungen Erfolg haben;¹⁾ manche erzielen überhaupt kein Wasser, andere fördern es nur in ungenügender Menge zutage. In weitaus der Mehrzahl der Fälle indes schüttet das Bohrloch reichlich und dauernd Wasser; ja bei nicht wenigen Brunnen steigen mit dem Wasser noch brennbare Gase empor, wie dies in noch höherem Maße im benachbarten Oberösterreich, in Wels²⁾ und seiner Umgebung, vorkommt, oder aber das Wasser enthält Schwefelwasserstoff in oft beträchtlicher Menge.

¹⁾ Nach einer Mitteilung des Kgl. Wasserversorgungs-Bureaus wurden im Jahre 1895 im Bezirksamt Griesbach allein 167 Bohrungen mit Erfolg, 80 ohne Erfolg gezählt; eine neuere Statistik fehlt leider. — Mit welcher Sachkenntnis die Bohrungen in diesem Hügelland oft ausgeführt werden, geht aus dem Versuch hervor, artesisches Wasser auf dem höchsten Punkt eines Urgebirgsrückens zu erbohren, damit es dann bequem überallhin geleitet werden könne. (F. v. OEFELE, Die artesischen Brunnen im Rottale in Niederbayern. Fränk. Kurier, 14. Jan. 1892, Nürnberg.)

²⁾ 1891 wurde in Wels bei einem Versuche, artesisches Wasser zu erbohren, zwischen 115 und 150 m Tiefe Naturgas im Schlier erschlossen. Die Ausströmung nahm zu mit der Tiefe und erreichte bis 240 m eine solche Stärke, daß der volle Bedarf an Material zur Beleuchtung und Beheizung eines Hauses gedeckt wurde. In der Folge gingen in Wels, besonders im nördlichen Stadtteil und seiner Umgebung, zahlreiche Bohrungen nieder zur Beschaffung dieses billigen Leucht- und Brennstoffs; von über 100 produktiven Bohrlöchern findet gegenwärtig das ausströmende Erdgas in etwa 40 Fällen Verwertung als Leucht- und Brennmaterial wie auch als Kraftquelle. Einer der gasreichsten Brunnen liefert in 24 Stunden über 1000 cbm (23). Eine staatliche Tiefbohrung, welche in Wels 1902 niedergebracht wurde, um das Erdöl, den häufigen Begleiter des Naturgases, zu gewinnen, blieb erfolglos. Die Bohrung erreichte bei 1036,8 m das kristalline Urgebirge, Cordieritgneis, und erschloß lediglich im Schlier mehrere erdgasführende Schichten in Tiefen von 133 m, 192,6 m, 329 m und 390 m.

Verbreitung der Gas- und Schwefelbrunnen.

In dem bezeichneten Gebiete zwischen Inn und Donau, das hauptsächlich dem Kreise Niederbayern zugehört, finden sich die Gas- und Schwefelbrunnen nur in den tiefer gelegenen Teilen, dem Inntal mit der Pockinger Heide, dem Rottal und dem Sulzbachtal. Dabei zeigt sich, daß die namhafteren Schwefelquellen nicht in ein und demselben Gebiet wie die Erdgasbrunnen auftreten. Die ersteren kommen nämlich bloß in einem schmalen Strich vor, der von der Ortenburger Gegend bis zur Mündung der Rott in den Inn zieht, also am Südrande des Neuburger Waldes; die Brunnen mit brennbaren Gasen hingegen wurden in dem weiterhin nach Süden sich anschließenden Gebiet erbohrt. Einer von ihnen findet sich noch in ganz geringer Entfernung von den eigentlichen Schwefelbrunnen; die übrigen wurden im Rottal erschlossen, in der Pockinger Heide und weiter inntalaufwärts bis zur Salzachmündung (vgl. Kartenbeilage).

Geologische Übersicht des Verbreitungsgebietes.

Am geologischen Aufbau des Gebietes beteiligen sich hauptsächlich Urgebirge, Tertiär und Quartär, in beschränktem Umfange auch Jura und Kreide.

Im Nordosten erheben sich die südlichen Ausläufer des Bayerischen Waldes im Neuburger Wald, der sich wie jener aus kristallinen Gesteinen, Gneis und Granit, aufbaut und von den Bergen des Bayerischen Waldes nur durch die schmale Rinne getrennt ist, in der sich die Donau durch das Urgebirge zwängt. Im nordwestlichen Teil, in der Gegend um Ortenburg, sind durch einige Steinbrüche Weißjurakalk, womit auch manchmal etwas Dogger und Kreide vorkommt, aufgeschlossen. Im geologischen Kartenbilde machen sich diese Vorkommnisse allerdings kaum bemerkbar, doch ergeben sich gerade in diesem Gebietsteil durch sie besonders interessante tektonische Verhältnisse (vgl. 31). Am Rande des Urgebirgs, der von Vils- hofen über Ortenburg und Fürstencell bis zur Mündung der Rott in den Inn verläuft, breiten sich nach Süden und Westen mächtige jungtertiäre Sand- und Mergelschichten aus, unter denen das kristalline Gebirge rasch verschwindet. Sie tragen häufig eine Decke von diluvialen Bildungen, von Geröll, Lößlehm und Löß, welche letztere nicht nur als Ziegelgut ausgedehnte Verwertung finden, sondern auch wie die Verwitterungsdecke der tertiären Mergelschichten die Grundlage der großen Fruchtbarkeit dieses Landstriches bilden. Unter den Ablagerungen des Diluviums ist besonders zu erwähnen die weite ebene Kiesfläche der Pockinger Heide (Niederterrassenschotter), welche sich an der Mündung des Rottales in das Inntal ausbreitet. Die Bildungen der Neuzeit endlich treffen wir in den Tälern der Flüsse als Geröll, Sand und Schlamm, wie sie Donau, Inn und Rott mit sich führen und im Bereiche des Hochwassers liegen lassen.

Von den so in Kürze angeführten Formationen ist für uns die wichtigste das Tertiär. Die Gas- und Schwefelwasser entstammen nämlich dem Schlier, einer Ablagerung des Tertiärs, das deshalb auch im folgenden eingehender behandelt werden soll.

Die Tertiärschichten unseres Gebietes, die sich vom Rande des Urgebirges gegen Süden zu immer mächtiger entwickeln, gehören durchweg dem jüngeren Tertiär an, dem Miocän, in ihrem obersten Teile vielleicht noch dem Pliocän. Die ältesten Ablagerungen sind grobe bis feinkörnige, bis 10 m mächtige Sande und Sandsteine, auch harte Mergel, welche sich durch einen außerordentlichen Reichtum

an Meeresfossilien auszeichnen. Sie treten vor allem in den Jurakalkbrüchen der Umgebung von Ortenburg und Fürstencell zutage, sowie in einem Granitbruch bei Neuhaus am Inn, wo sie, dem Kalk oder Granit unmittelbar aufliegend, im Abraum bloßgelegt sind. Beim Bau der Passauer Wasserleitung wurden diese fossilreichen Schichten in der Nähe von Dommelstadt angetroffen und auch im Rottal finden sie sich, an den Hängen zu beiden Seiten durch zahlreiche Sandgruben aufgeschlossen. In einer derselben fand man bei Bleichenbach die Reste eines delphinartigen See-säugetiers (*Squalodon bariensis*); fast überall aber sind in den Aufschlüssen dieser Ablagerungen neben anderen Tierresten eine dickschalige Auster (*Ostrea crassissima*), eine große Pectenart (*Pecten solarium*) und Haifischzähne enthalten.

Auf diesen an marinen Fossilien so reichen Bildungen liegt der Schlier, ein Komplex von Schichten von vorwiegend mergeliger Beschaffenheit. Auch sie sind Absätze eines Meeres wie die Sande von Ortenburg, Fürstencell und Bleichenbach.

Über die chemische Zusammensetzung der Schliermergel geben einige Analysen Aufschluß, die im Laboratorium der Geologischen Landesuntersuchung vom Kgl. Landesgeologen A. SCHWAGER ausgeführt wurden. Die eine Probe (I) von gelblichgrauer Farbe entnahm ich der Bohrung in Leoprechting bei Taufkirchen (Polit. Bezirk Schärding, Oberösterreich), wobei in einer Tiefe von 112 m Erdteer erschlossen wurde, der bis auf 11 m unter der Oberfläche stieg (25. Nachträge S. 683). Die zweite (II), blaugrau von Farbe, wurde aus einem frischen Aufschluß in Erlach genommen, der durch den Bau der Lokalbahn Simbach—Köflarn bei der ersten Überquerung der Passauerstraße entstanden war.¹⁾ Die dritte Probe (III), auch von blaugrauer Farbe, stammt von einer Bohrung, die außerhalb Simbach, unmittelbar am Ufer des Inns, gegenüber Lengdorf angesetzt wurde, aus einer Tiefe von 240 m. Zum Vergleiche ist eine ältere Analyse desselben Analytikers vom Schlier von Ottnang (Oberösterreich), der ja die typische Schlierfauna aufweist, beigefügt (IV). (16. S. 288.)

| | I. | II. | III. | IV. |
|---------------------------|-------|--------|-------|--------|
| CaCO ₃ | 17,69 | 19,52 | 22,08 | 25,85 |
| MgCO ₃ | 3,62 | 3,62 | 5,15 | 3,73 |
| Rest. | 78,32 | 76,86 | 72,33 | 70,42 |
| | 99,63 | 100,00 | 99,56 | 100,00 |

(SiO₂ = 48,16; Fe₂O₃ + Al₂O₃ = 14,76; CaO = 1,76; MgO = 2,00; Glühverl. = 5,65.)

Diese marinen Ablagerungen sind meist grau von Farbe, blaugrau bis grünlichgrau; durch Verwitterung entstehen hellere Töne. Haben sie auch vorwiegend mergeligen Charakter, so treten neben reinen Mergeln aber auch häufig solche mit sandig-glimmerigen Beimengungen auf als sandige Tone oder Mergel, ja mergelige Sande. Bald sind die Mergel derb und hart, bald wechseln Lagen von Mergel mit solchen von Sand und bilden die sogen. Blättermergel. Durch Verwitterung entstehen helle, lockere, oft lößähnliche Bildungen. Die grauen, wenig plastischen Mergel sind für Wasser nur schwer durchlässig; auf ihrer Oberfläche sammeln sich daher die von oben her eindringenden Wasser, die dann die seichten Hausbrunnen speisen und als Quellen zutage treten. In beiden Fällen, für die Hausbrunnen wie für die Quellwasserleitungen, ist so die mergelige Molasse als Wasserhorizont von großer Bedeutung. Auch technisch werden die Mergelablagerungen ausgenutzt, wenn sie für die Ziegelfabrikation geeignet sind, und die Landwirtschaft verwertet sie als billiges Düngemittel für sandige und kiesige Böden.

¹⁾ Der große Aufschluß legte ganz fossilarme Schichten des Schliers zutage. Bei wiederholtem Absuchen wurden an bestimmaren Fossilien bloß *Natica helicina* gefunden.

Im allgemeinen sind diese Mergelschichten, welche durch Fossilien wie *Aturia aturi*, *Solenomya Doderleini* und *Pecten denudatus* gekennzeichnet sind, über sehr ausgedehnte Flächen ziemlich gleichförmig entwickelt. Ihre Verbreitung ist nicht bloß auf unser Gebiet beschränkt, sondern sie erstrecken sich vom östlichen Bayern als breites Band weiter über Ober- und Niederösterreich nach Mähren, ziehen am Außenrand der Karpaten bis in die Walachei und lassen sich verfolgen durch Armenien und Iran bis Persien. Auch in Ungarn und Siebenbürgen finden sich diese Absätze eines „ersterbenden Meeres“, im südlichen Kleinasien, sowie von Nizza an entlang dem Außenrande der Appeninen bis Sizilien und Malta (6. S. 397 ff.).

In Oberösterreich nennt man diese Mergelbildungen trotz der petrographischen Unterschiede durchwegs „Schlier“, eine Bezeichnung, welche allgemein in die geologische Literatur übernommen wurde; in Bayern ist hierfür im Volke der ähnlich lautende Ausdruck „Schlif“ gebräuchlich.

Dem geologischen Alter nach werden die Ablagerungen des Schliers unseres Gebietsteiles größtenteils zum Mittelmiocän zu stellen sein, die jüngeren Schichten wohl zum Obermiocän.¹⁾ Ihre Mächtigkeit ist sehr bedeutend; in Wels (Oberösterreich) ist sie durch die staatliche Tiefbohrung (1902) zu über 900 m festgestellt worden. In unserem bayerischen Anteil dürfte der Schlier in der Gegend von Simbach am Inn am stärksten entwickelt sein, und hier zu einer Mächtigkeit, die von der in Wels gemessenen nicht gar zu erheblich abweicht.

Was nun den Schlier im allgemeinen besonders auszeichnet, ist, daß er häufig Gips- und Steinsalzlager beherbergt, von Jodsolen und Bitterquellen in seiner ganzen Ausdehnung begleitet ist, und nicht zuletzt, daß Erdöl und Naturgase in beträchtlicher Menge in ihm auftreten.

Es ist daher nichts Ungewöhnliches, daß in unserm Gebiet zwischen Donau und Inn bei Bohrungen auf artesisches Wasser im Schlier jod- und kochsalzhaltige Gas- und Schwefelwasser angetroffen wurden. Auch erklärt sich, warum bloß ein Teil der artesischen Brunnen brennbare Gase und Schwefelwasserstoff führt, eben bloß jene, welche im Schlier abgeteuft sind. Der im allgemeinen für Wasser und Gas wenig durchlässige mergelige Schlier enthält poröse Sand- und Kiesschichten von wechselnder Mächtigkeit (1 m bis über 60 m) zwischengelagert, welche oft Wasser und brennbare Gase führen. Die Sandeinlagerungen bestehen meist aus dunklen Quarzkörnern und vielen marinen organischen Resten, wie Muschelbruchstücken, Seeigelstacheln, Haifischzähnen²⁾ u. dergl.; sie sind auch öfters zu Sandsteinplatten verfestigt, welche ein Haupthindernis für die in unserem Gebiete meist mit äußerst einfachen Vorrichtungen ausgeführten Bohrungen bilden. Die Schichten des Schliers sind bei uns ziemlich flach gelagert, mit einer leichten Neigung gegen Südosten.

Dem Schlier liegen in unserem Gebiete häufig brackische Mergel und Sande auf von wenigen zehn Metern Mächtigkeit; sie sind gekennzeichnet durch eine Muschel (*Oncophora Partschii* MAYER var. *Gümbeli* HÖRNES) und eine Schnecke (*Melanopsis impressa* KRAUSS). Die erstere kommt in der Gegend von Simbach-Kirchberg, Stamham-Markt und im Rottal in den brackischen Sanden auch in einem etwa 30—60 cm mächtigen Bänkchen vor, das fast ausschließlich aus den Schalen dieser Muschel besteht, daher von den Landleuten ausgebeutet und geschlämmt als Hühner- und

¹⁾ V. GÜMBEL rechnet einen Teil dieser Meeresmolasse noch zum Untermiocän (vgl. 16. Prof. S. 385).

²⁾ Im Volksmund Krähenschnabel geheißen.

Entenfutter selbst auf größere Entfernungen hin verkauft wird (1 Pfund für durchschnittlich 2 Pfennig).¹⁾

Das oberste Tertiär bilden in unserem Gebiete obermiocäne Süßwasserabsätze, Tegel und Quarzkiesablagerungen. Stellenweise, wie bei Freiöd, nordwestlich von Simbach, sind in den Tonen Braunkohlenflözchen eingeschlossen, welche jedoch zurzeit nirgends mehr abgebaut werden. Die Höhen bestehen in der Regel aus Quarzgeröllen, welche eine Mächtigkeit von etwa 100 m erreichen und bei Markt z. B. hohe Steilwände bilden (Dachlberg). Häufig sind darin Sandlinsen eingeschaltet und eine Quarz-Konglomeratbank, die oft an den Hängen hervorragt. Das außerordentlich harte Gestein dieser Bank wird zu Bausteinen, Grenz- und Prellsteinen, sogar Mühlsteinen verarbeitet. Überall, wo die Höhen der Hügel aus dem Quarzkies bestehen, sind die Formen schroffer, unregelmäßiger, wo aber den Höhenrücken die Quarzkiesablagerung fehlt, wo die Hügel also ganz aus Mergel aufgebaut sind, sehen wir sanft abfallende Hänge, leicht gebogene Höhenlinien.

Die Gas- und Schwefelbrunnen.

Die Gas- und Schwefelbrunnen werden in unserem Gebiete gemeinhin zu den artesischen Brunnen gerechnet. Das ist jedoch nicht richtig, wenn man unter artesischen Brunnen solche versteht, bei welchen das Wasser durch eigenen hydrostatischen Druck über den Bohrlochkranz gehoben wird. Bei den Gasbrunnen und dem größten Teil der Schwefelbrunnen würde indes wegen zu flacher Lagerung der Schichten der hydrostatische Druck allein bei weitem nicht imstande sein, das Wasser über das Bohrloch zu treiben; hier ist es der Gasgehalt, der die Auftriebskraft des Wassers verstärkt, so daß es oft in haushohem Strahle dem Bohrloch entspringt. Nur einige der Schwefelbrunnen mögen echte artesische Brunnen sein; es sind dies die nördlichsten Vorkommnisse (Steinbach), welche nur geringe Mengen Schwefelwasserstoff enthalten und bei denen brennbare Kohlenwasserstoffe überhaupt nicht nachweisbar sind.

Was die Unterscheidung zwischen Gas- und Schwefelbrunnen betrifft, so wurden als Gasbrunnen solche bezeichnet, deren Wasser ohne weiteres Hilfsmittel sehr deutlich einen Gasgehalt erkennen läßt, gegen welchen ein Gehalt an Schwefelwasserstoff sehr zurücktritt und meist nur in Spuren erst durch empfindliche chemische Reagentien nachzuweisen ist. Während Schwefelwasserstoff, wenn auch nur in geringen Mengen, in fast allen Gasbrunnen zu finden ist, führen nicht alle Schwefelbrunnen sichtbar Kohlenwasserstoffgase, wohl aber Schwefelwasserstoff in solcher Menge, daß er ohne weiteres leicht durch den Geruch wahrzunehmen ist. Die Bezeichnung der Brunnen erfolgte also je nachdem ein Gehalt an brennbaren Kohlenwasserstoffgasen oder an Schwefelwasserstoff ohne nähere Untersuchung schon als vorherrschend auffiel. Drei Vorkommen von Schwefelwasser, welche noch namhaftere Mengen brennbare Gase enthalten (Reding, PILSWEGER; Munzing, KREILINGER; Pilsweg, KICKINGEREDER), finden sich unter den Schwefelbrunnen aufgezählt; in der Kartenbeilage ist der Gehalt dieser Brunnen an Schwefelwasserstoff und Methan gekennzeichnet.

Die Tiefe, in welcher die Gas- und Schwefelwasser erbohrt wurden, schwankt zwischen ziemlich weiten Grenzen. Sie ist am bedeutendsten im südlichen Teil,

¹⁾ Beim Bau des Wasserleitungsreservoirs für Simbach a. Inn wurden 60 cbm dieser Muscheln ausgegraben.

im Inntal, wo sie bei Markt 256 m (LOHBAUER) erreicht; im Rottal, das etwa die Mitte des Gebietes einnimmt, beträgt sie 100—150 m und die geringste Tiefe haben die Bohrungen im Norden, im Taleinschnitt des Sulzbachs und seiner Verlängerung; hier wurden die Gas- und Schwefelwasser schon zwischen 12 und 70 m Tiefe erschlossen.

Die wasserliefernden Sandschichten, bei denen zuletzt die Bohrungen eingestellt wurden, sind jedoch nicht immer die einzigen, welche angetroffen wurden. Öfters durchstieß man noch andere wasserführende Lagen; es ist also nicht eine einzige bestimmte Schicht, welche die Gas- und Schwefelwasser enthält, im Schlier vorhanden, sondern es gibt deren verschiedene, und zwar erweisen sich im allgemeinen jene reicher an Wasser wie an Gas, welche tiefer liegen. Das gilt in unserem Gebiete wenigstens bis zu der bis jetzt erreichten größten Tiefe von rund 250 m.

Die Tiefbohrungen, welche, wie schon erwähnt, nur überall dort angesetzt worden sind, wo der Schlier eine sehr geringe Decke trägt, also bald erreichbar ist wie in den tiefergelegenen Teilen, den Flußtäälern, wurden bis jetzt an keiner Stelle unseres Gebietes nach Gas, sondern ohne Ausnahme nach Wasser unternommen.¹⁾ Das mag auch ein Grund sein, warum wir im bayerischen Inngebiet nicht wie im benachbarten Oberösterreich an brennbaren Gasen reichere Brunnen haben; man hörte bei uns stets zu bohren auf, sobald Schichten mit genügend Wasser angetroffen wurden und versuchte niemals, ob nicht etwa in größerer Tiefe bedeutendere und anhaltende Mengen von Gasen zu erschließen wären. Trockene Gasbrunnen gibt es daher im ganzen Gebiete überhaupt nicht.

Mineral- und Gasgehalt der Wasser.

Zeigen auch die Gas- und Schwefelwasser im Gehalt an festen Stoffen wie an Gasen sehr erhebliche Unterschiede der Menge nach, so ergab die chemische Untersuchung einer größeren Anzahl von Wasserproben (s. Tabelle) durch Herrn Landesgeologen AD. SCHWAGER doch im allgemeinen große qualitative Übereinstimmung der Gehalte, so daß alle diese Wasser eine zusammenfassende Behandlung in seiner eben veröffentlichten Arbeit „Mineralquellen in Niederbayern“ erfahren konnten.

Nach den Untersuchungen AD. SCHWAGERS ist der Gehalt an festen Stoffen durchweg weit größer als in den gewöhnlichen Seichtwassern des Gebietes, wodurch die Bezeichnung als Mineralwasser gerechtfertigt erscheint (32. S. 195—197). Den Hauptbestandteil der gelösten Stoffe bilden die Salze der Alkalien, und zwar sind es vorwiegend Karbonate; aber auch Sulfate und Chloride und in geringen Mengen noch Sulphydrate, Jodide und Bromide beteiligen sich an der Zusammensetzung des Rückstandes. Unter den Haloiden ist es neben dem Gehalt an Kochsalz der an Jodnatrium, welcher diese Wasser besonders kennzeichnet.

Was die Zusammensetzung der Gase anlangt, so ist allen Wassern ein Gehalt an Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Methan gemeinsam; das Mengenverhältnis dieser einzelnen Gase ist indes doch so verschieden, daß sich eine Einteilung der Brunnen in zwei Gruppen, in Gas- oder Methanbrunnen einerseits und Schwefelbrunnen andererseits, ermöglichen ließ. Diese Einteilung der Wasser schien mir deshalb zweckmäßig, weil mit den gewählten Bezeichnungen

¹⁾ Eine Bohrung des Münchener Chemikers Herrn H. DILGER in Simbach a. Inn soll auf Erdgas niedergehen.

fast stets die hauptsächlichste Verwendbarkeit angedeutet werden konnte: bei den Gasbrunnen eine Verwertung des brennbaren Gases, bei den Schwefelbrunnen eine Nutzung von heilkräftigem Schwefelwasser.

Hinsichtlich der Gasmengen enthalten die stärksten Schwefelwasser unseres Gebietes nach AD. SCHWAGER (32. S. 201) höchstens 0,0006 Gewichts- oder 0,4 Volumprozent Schwefelwasserstoff, die reaktionsschwächsten kaum mehr als den hundertsten Teil der genannten Menge; der höchste Gehalt an Gasen wurde am Brunnen der Antoniusanstalt in Marktl und an dem des Ökonomen PILSWEGER in Reding festgestellt (32. S. 200) mit 6 v. H. freiem und absorbiertem Gas, wovon etwa zwei Drittel, also 4 v. H., der Verwertung zugeführt werden.

Ebenso wie der Gasreichtum mit der Tiefe der Brunnen im allgemeinen zunimmt, so zeigt sich auch im Gehalt der Wasser an festen Stoffen im großen und ganzen eine Zunahme mit der Tiefe; feste Beziehungen aber haben sich in dieser Hinsicht nicht ermitteln lassen (32. S. 199).

Als durchschnittliche Zusammensetzung des Gases ergab sich 97,6 Volumprozent Methan, 1,7 Stickstoff, 0,5 Sauerstoff und 0,2 Kohlensäure. Das Schwefelwasser des Bades Pilsweg, bei dem die Entgasung in großen Blasen erfolgt und das daher als sehr gasreich angesehen werden könnte, enthält bloß 1 v. H. seiner Schüttung Gas, das bei Außerachtlassung des Schwefelwasserstoffs ungefähr folgende Zusammensetzung zeigte: 95 Volumprozent Methan, 4 Stickstoff, 0,5 Sauerstoff, 0,5 Kohlensäure.

Die Brennbarkeit des Gases beruht also auf dem Gehalt an Methan, aus dem nach diesen Analysen fast ausschließlich das Gas besteht.

Zum Vergleiche seien hier Analysen vom Welser Erdgas angeführt (20. S. 29):

| | I. | II. | III. | IV. |
|----------------------------|------|-------|------|-------|
| Kohlensäure | 1,2 | 0,17 | 0,7 | 0,6 |
| Sauerstoff | 1,9 | 0,62 | 1,05 | 1,4 |
| Schwere Kohlenwasserstoffe | — | 0,7 | 3,6 | 6,8 |
| Wasserstoff | — | — | 2,0 | 3,8 |
| Kohlenoxyd | 0,7 | — | 4,8 | 5,65 |
| Methan | 79,7 | 95,55 | 85,6 | 80,45 |
| Stickstoff | 16,5 | 2,96 | 2,25 | 1,4 |

Für die Gase des Schliers gilt übrigens wie für alle Naturgase, daß sie in ihrer chemischen Zusammensetzung starken Schwankungen unterworfen sind (15. S. 104).

Herkunft des Mineral- und Gasgehalts der Wasser.

G. A. KOCH, der als erster die Welser Erdgasbohrungen beschrieb und seither zahlreiche Abhandlungen dem Schlier von Oberösterreich und den in ihm erschlossenen Gasen widmete, ist der Anschauung, daß das durch die Gase gehobene Wasser im großen und ganzen doch nur Grundwasser ist, das aus der Schotterdecke längs des Bohrlochs in die Tiefe sickert und sich mit den tieferen Grundwasserzügen der sandigen Schichten des Schliers mengt. Dieses tiefere Grundwasser sei das eigentliche Mineralwasser, das durch Auslaugung des Schliers entstanden sei (15. S. 102 und 107). Was die Herkunft der Gase anlangt, so sind nach KOCH als die gaserzeugenden vornehmlich die dunkler gefärbten, als bituminös zu bezeichnenden Schichten anzusehen, während als gasführend die sandigen, überhaupt poröseren Zwischenlagen des Schliers gelten müssen. Die Gasentwicklung wieder steht in der engsten Beziehung zur Menge der pflanzlichen und tierischen Orga-

nismen, welche durch das Schliermeer an den verschiedenen Stellen abgelagert wurden (15. S. 118 und 119).

W. v. GÜMBEL glaubte, daß die reichen Schwefelwasser von Höhenstadt und Pilsweg wahrscheinlich aus Braunkohlenablagerungen stammten (16. S. 399). Von den Bohrbrunnen zu Simbach a. Inn, Tutting, Kirchham und Thierham war ihm zwar bekannt, daß sie brennbare Gase liefern, nicht aber, daß das durch diese gehobene Wasser einen bemerkenswerten Mineralgehalt aufweist. Die Gasführung legte ihm die Vermutung nahe, daß in noch größerer Tiefe das stets mit Kohlenwasserstoffgasen vergesellschaftete Petroleum auch hier sich auffinden lasse (16. S. 308).

L. REUTER (28) weist darauf hin, daß das Gas diese Wasser in die Höhe treibt. Nach seiner Ansicht sind es aber die unter dem Schlier liegenden miocänen marinen Sande von Ortenburg und Fürstencell, in denen die Gase sich bildeten und deren Fossilreichtum die Entstehung der Gase erklärlich mache. Es wäre also eine einzige durchgehende Sandschicht, welche die Gas- und Schwefelwasser führt. Im Norden, wo diese Sande in den Talsohlen zutage treten, scheinen die brennbaren Gase schon entwichen, während sie sich unter der gasdichten Mergeldecke des Schliers erhalten konnten. Der Schwefelwasserstoff hingegen dürfte sich in den Sanden noch jetzt bilden, etwa durch Zersetzung von Schwefelkies, wodurch das Vorherrschen der Schwefelbrunnen im Norden sich erkläre.

Eingehender befaßt sich AD. SCHWAGER mit der Entstehung der Gaswasser (32. S. 196—197). Das Ergebnis seiner Untersuchungen, das meinen eigenen Beobachtungen im Gaswassergebiet entspricht, ist kurz folgendes:

Der eigentliche Herd der gasführenden Mineralwasser ist das Miocän, vor allem dessen ältere Ablagerungen, die an organischen Resten (tierischen und pflanzlichen Ursprungs) reichen Grenzgebiete zwischen Festland- und Meeresbildungen. Der Mineralgehalt der Wasser entsteht durch langsame Auslaugung des schwer-, aber nicht undurchlässigen Schichtenkomplexes; der Reichtum an Alkali ist dabei auf die Alkalisilikatbeimengungen der oberen Schichten, der Gehalt an Chlor, Brom und Jod auf die Salzreste der unteren (Meeres-) Ablagerungen hauptsächlich zurückzuführen. Was den Gehalt an Gasen betrifft, so erklärt er sich aus der Zersetzung der organischen Einschlüsse, und zwar ergibt der Zerfall der organischen Einschaltungen in den jüngeren Gesteinslagen Kohlensäure, in den älteren neben Kohlensäure noch Methangas.¹⁾ Durch Einwirkung von Kohlensäure auf Sulfidalkalien entsteht der freie Schwefelwasserstoff, und der organische Stickstoff führt zur Bildung von Ammoniak, das sich in allen Tiefenwassern nachweisen ließ, aber hier nicht aus Verunreinigungen stammen kann (bakterienfrei!) wie bei den tagnahen Wassern.

Nachhaltigkeit der Brunnen.

Bei einer großen Anzahl von Bohrungen durchstieß man bis zu der Tiefe, in der dann Wasser in genügender Menge erschlossen wurde, mehrere wasserführende Lagen. Dieser Umstand, sowie andere Gründe, welche AD. SCHWAGER ausführlicher erörtert (32. S. 198), zwingen zu der Annahme, daß alle diese Wasser nicht in einer einzigen durchgehenden Sand- oder Kieslage angesammelt sind, sondern meist Sand- oder Kiesbändern entstammen, die in verschiedenen Tiefen auftreten, häufig unter-

¹⁾ Dementsprechend finden sich die Methangasbrunnen hauptsächlich im Südosten und Süden unseres Gebietes, wo die marinen Schichten des Schliers des älteren Miocäns unter den Festlandbildungen emportauchen und in Talungen angeschnitten sind.

brochen sind und nur wenig oder gar nicht untereinander in Verbindung stehen. Erklärt sich daraus neben anderem die verhältnismäßig große Verschiedenheit in den Gehalten auf oft nur geringe Entfernungen, so läßt sich auch eben so leicht begreifen, warum häufig sehr nahe gelegene Brunnen keinen merkbaren Einfluß aufeinander in der Schüttung erkennen lassen.

Die Schüttung der Brunnen erleidet gewöhnlich keine besondere Veränderung, keine bedeutendere Minderung, wenn in der Nähe neue Bohrungen niedergebracht werden. An Brunnen, welche innerhalb der verhältnismäßig kurzen Zeit von 20 Jahren in der Wasserführung nachgelassen haben, ist wohl eine Anzahl zu verzeichnen, und auch ein Brunnen wurde bekannt, bei welchem das Wasser jetzt überhaupt nicht mehr über Tag gehoben wird. Diese Brunnen sind indes so reggellos zwischen die ergiebigen verteilt, daß als Hauptursache für das allmähliche Zurückgehen der Schüttung nur eine Verschlammung der Bohrlöcher in Frage kommen kann.

Eine solche Verstopfung der Bohrlöcher wird herbeigeführt durch die oft sehr mangelhafte Verrohrung bis in größere Tiefe. Um die Kosten einer Bohrung möglichst zu verringern, wird meist nur verrohrt, bis die Mergelschichten des Schliers erreicht sind. Das Bohrloch im Mergel noch weiter zu sichern, hält man gewöhnlich nicht für notwendig. Aber eine solche mangelhafte Sicherung des Bohrstranges leistet zweifellos entweder einer Verstopfung des Bohrlochs Vorschub oder gibt dem aufdringenden Gaswasser Gelegenheit, nach der Seite hin in die sandigeren Zwischenlagen des Mergels zu entweichen. Der letztere Fall wird besonders dann eintreten, wenn das Wasser nicht ununterbrochen auslaufen kann, sondern zeitweise durch einen Hahn abgesperrt wird. Der Mangel einer tiefer gehenden Verrohrung, die natürlich für jene Brunnen um so notwendiger ist, deren Mineralwasser- oder Gasgehalt ausgenützt wird, rächt sich dann oft, wie ja auch in Wels, wo eine Anzahl früher produktiver Erdgasbrunnen aus demselben Grunde jetzt erschöpft scheint.¹⁾

Nach den bisherigen Erfahrungen in unserem Gebiet ist daher bei genügender Sicherung des Bohrlochs ein Nachlassen der Schüttung oder gänzlichliches Versiegen in der Regel nicht zu befürchten, es sei denn, daß die Zahl der Bohrbrunnen eine ganz außergewöhnliche Steigerung erfahren sollte.

Die einzelnen Brunnen.

Während die Besitzer von Schwefelbrunnen fast durchweg über die Eigenart ihres Brunnenwassers unterrichtet waren, wurden die Gasbrunnen meist nicht als solche erkannt. In wenigen Fällen wurde das Gaswasser auch für Schwefelwasser gehalten (die durch die Entgasung verursachte Trübung wurde für Schwefelabscheidung angesehen), in einem Falle (Bayerbach, FALTERMEIER) für kohlensaures Wasser. Die Nachforschung nach Gaswasserbrunnen, deren Ergebnis im folgenden mitgeteilt wird, war daher etwas umständlicher wie bei den Schwefelbrunnen.

Die Gasbrunnen.

Der westlichste Ort, in welchem gasführendes Wasser erbohrt wurde, ist Marktl, etwas unterhalb der Alzmündung in den Inn gelegen. Hier wurde im Garten der Antoniusanstalt zur Beschaffung von Trinkwasser eine Bohrung abgestoßen,

¹⁾ Das Wolfsegger Bohrloch, welches 1894 bei einer Tiefe von 385 m gegen 57 000 cbm Gas im Tage lieferte, verschlammte derart, daß 1900 bloß mehr 1500 cbm und 1901 gar nur mehr 500 cbm Gas täglich entwichen. Wie sich herausgestellt hat, müssen, nach O. STEPHANI, die im Betriebe befindlichen Bohrungen mindestens alle zwei Jahre nachgeschlagen werden (20. S. 33).

welche im Juni 1904 in einer Tiefe von 230 m eine wasserführende Schicht antraf. Da der Bohrtechniker sofort den Gehalt an brennbarem Gase feststellte, wurde zur Ausnützung desselben ein eiserner Behälter über dem Bohrloch aufgebaut, in welchem sich das Gas sammeln kann. Das Gas findet Verwendung im Haushalt zur Beleuchtung und Beheizung. Doch ist es durchaus nicht der ganze Gehalt an Methan, welcher der Verwertung zugeführt werden kann, sondern ein großer Teil sogar bleibt im Wasser und verläßt mit demselben den Gasometer. Das Wasser, das im Hause dann verbraucht wird, schäumt daher noch stark. Die Schüttung des Brunnens ist reichlich und beträgt etwa 5 Sekundenliter.

Über die durchstoßenen Schichten teilt der die Bohrung ausführende Techniker mit:

- ca. 10 m Geröll (alluvial und diluvial),
- „ 30 m Mergel, blaugrau (Oncophoraschichten),
- „ 100 m Mergel, hellgefärbt (Schlier),
- „ 90 m Mergel, hellgefärbt (Schlier m. Sandeinlagerungen b. 10 cm mächtig),
- „ 30 cm Sand, wasserführend, mit marinen Fossilresten.

Eine zweite, etwas höher gelegene Bohrung wurde nördlich von der Bahnlinie beim Lohbauern im Frühjahr 1910 niedergebracht. Hier erreichte man den tertiären Mergel erst, nachdem 25 m Sand und 10 m Sand mit Quarzgeröllen (bis Taubeneigröße) durchbohrt waren. Die oberste wasserführende Sandschicht wurde erst bei 256 m erreicht. Das Wasser enthält etwas weniger Gas wie das der St. Antoniusanstalt, fließt auch in geringerer Menge, etwa 2 Sekundenliter. Verwendung findet das Gas hier nicht.

In der Mitte des Ortes erhielt eine Brauerei, welche auf artesisches Wasser bohren ließ, solches schon bei 100 m Tiefe in reichlicher Menge. Das Wasser, welches einen 3 m hohen Springbrunnen über dem Bohrloch bildete, enthält jedoch keine bemerkenswerte Menge Gas. Die Bohrung wurde bei 100 m Tiefe eingestellt, da der Besitzer bloß Wasser wollte, kein Gas.

Ähnliche Verhältnisse wie bei den zwei erstgenannten Brunnen finden sich auch bei den drei Tiefbrunnen in Haiming, das an der Salzach, 6 km südöstlich von Marktl liegt. Eine wasserführende Schicht wurde dort in ungefähr 200 m Tiefe angebohrt. Der Gasgehalt des Wassers ist aber etwas geringer als bei den Brunnen in Marktl. Auch die drei Brunnen in Bergham bei Seibersdorf, deren Tiefe etwa 180 m beträgt, zeigen geringere Gasmengen, ebenso die Bohrbrunnen in Kirchdorf, Strohharn und Ritzing mit ca. 200 m Tiefe. Etwas mehr Gas weisen dagegen wieder die drei Tiefbrunnen in Gstetten auf, wo die oberste wasserführende Schicht bei 150 m Tiefe erreicht wurde.

Innabwärts zwischen Marktl und der folgenden Bahnstation Buch wurde 1909 beim Ökonomen MEHLMÄUSL ein Brunnen gebohrt, dessen Wasser bei etwas über 200 m Tiefe bis auf 3 m unter Tag stieg. Die Bohrung wurde darauf bis 305 m Tiefe fortgesetzt, wodurch aber der Wasserzufluß sich erheblich minderte. Erst als das Bohrloch wieder auf etwa 250 m mit Zement aufgefüllt wurde, stieg das Wasser wieder etwas höher, erreichte jedoch die ursprüngliche Auftriebshöhe von 3 m unter dem Bohrlochskranz nicht mehr, wie auch die ursprüngliche Wassermenge nicht wieder gewonnen wurde. Das Wasser, welches durch einen Widder über Tag gehoben wird, führt Gas. Nach Aussage des Bohrtechnikers ist der Gasgehalt des Brunnens größer als jener der Antoniusanstalt in Marktl. Da sich jetzt über Tag jedoch die Gasentwicklung entschieden schwächer als beim Brunnen der Antonius-

anstalt erweist, muß der größte Teil des Gasgehalts durch die Arbeit des Widders verloren gehen. Die Schüttung ist bedeutend geringer als bei den Brunnen zu Markt; in der Minute liefert der Brunnen nur mehr 2 Liter.

Über die durchbohrten Schichten ist mitzuteilen, daß unter 3 m diluvialen Geröll die Oncophoramergel folgten und unter diesen der blaue Schlier.

Der Ort, welcher weitaus die meisten Gasbrunnen besitzt, ist Simbach a. Inn mit rund 80 Brunnen. Für die Wasserversorgung haben diese Brunnen an Bedeutung sehr verloren, seit eine Quellenleitung eingerichtet wurde. Auf diese Bohrbrunnen greift man meist bloß dann zurück, wenn durch anhaltende Regengüsse das Wasser der Quelleitung trübe wird. Einer der tiefsten Brunnen ist der des Bohrtechnikers und Mechanikers F. AUFSCHLÄGER, der 1892 in einer Tiefe von 225 m gashaltiges Wasser erschloss. Das Gas wurde lange Zeit in der mechanischen Werkstätte ausgenutzt zu motorischen Leistungen, findet aber gegenwärtig nur mehr Verwertung im Haushalt zum Kochen. Bei der Bohrung des Brunnens wurden 40 m grünlicher bis blaugrauer Mergel (Schlier) und darunter 185 m Mergel (Schlier) mit bis 10 cm mächtigen Sandeinlagerungen durchstoßen.

Bei den übrigen Tiefbrunnen des Orts findet der Gasgehalt, der je nach dem Erhaltungszustand des Bohrlochs verschieden groß, niemals aber bedeutender ist als bei den Brunnen in Markt, keine Verwendung.

In Erlach bei Simbach führt stark gashaltiges Wasser der 1909 gebohrte Brunnen im Anwesen Nr. 21. Die Bohrung durchteufte 9 m alluvialen und diluvialen Kies und darunter Schlier. Bei 102 m wurde sie eingestellt, nachdem schon bei 30 m und 60 m wasserführende Schichten angetroffen worden waren. Gegenwärtig beträgt die Schüttung $\frac{1}{2}$ Sekundenliter, d. i. $\frac{1}{4}$ Sekundenliter weniger als bei 60 m Bohrlochtiefe festgestellt wurde. Verwertet wird hier das Gas nicht.

Eine Anzahl von Gaswasserbrunnen wurden in der Pockinger Heide erbohrt. In Kirchham ließ 1889 der Gastwirt G. SCHMIDRAMSL eine Bohrung ausführen, die 12 m Niederterrassenschotter durchteufte, unter dem Tertiärmergel folgten. Das Wasser, welches anfangs reichlich floß und große Mengen Gas führte, jetzt aber nur mehr spärlich rinnt und bloß geringen Gasgehalt zeigt, wurde in 210 m Tiefe erschlossen.

Größere Schüttung und bedeutenderen Gasgehalt hat der Tiefbrunnen des Ökonomen EDER zu Ed (etwa 2 km nordöstlich vom letzten Brunnen), obwohl auch dieser schon sehr lange (1892) gebohrt ist. Der Brunnen liefert fast 1 Sekundenliter und ist 200 m tief.

Im benachbarten Thierham führt der Tiefbrunnen des Ökonomen P. BIRNDORFER geringe Mengen Gas bei einer Schüttung von 4 Minutenlitern; die Tiefe der Bohrung beträgt hier 212 m.

Der von A. PENCK (26) erwähnte artesische Brunnen in Tutting ist zugeschüttet, seit die Quellwasserleitung im Orte gebaut wurde, da um diese Zeit (vor 10 Jahren) das Wasser desselben nicht mehr über Tag stieg. Bei der Tiefe von 189 m ist ohne weiteres anzunehmen, daß auch dieser Brunnen Gas führte.

An der Straße Tutting—Pocking bohrte sich der Ökonom L. FRANKENBERGER (Pocking Nr. 103 $\frac{1}{2}$) einen Brunnen, der stark gashaltiges Wasser schon aus 132 m Tiefe brachte. Der Niederterrassenschotter erwies sich hier als 10 m mächtige Bedeckung des Schliers. Im Orte selbst versuchte der Ökonom SCHMALHOFER eine artesische Bohrung. Da er bis 170 m keine wasserführende Schicht antraf und überdies das Gestänge nicht mehr heben konnte, stellte er die Bohrung ein.

Südwestlich von Pocking finden sich drei Gaswasserbrunnen in der Fasanerie des Grafen ARCO-ZINNEBERG zu Schönburg-Thalling. Sie gehören zu den ältesten Tiefbohrungen des Inn-Donauwinkels; denn sie wurden schon 1889/90 ausgeführt. Sie haben ziemlich viel Wasser und Gas, das aus 108 m Tiefe kommt. Die diluviale Decke über dem Schlier ist hier auch 10 m mächtig.

Ganz in der Nähe von Thalling, in Zell, besitzt der Ökonom KAISER einen Gaswasserbrunnen, dessen Tiefe 105 m beträgt.

Etwa 4 km nördlich von diesem Brunnen liegt Poigham a. d. Rott. Hier sind zwei Gaswasserbrunnen; der eine beim Ökonomen J. GEISELBERGER, ist nicht ganz 98 m tief. Die Schüttung beträgt fast 3 Sekundenliter, der Gasgehalt ist ziemlich bedeutend. Bohrtechniker EIDLINGER, der die Bohrung ausführte, gibt über die durchstoßenen Schichten an:

| | | |
|---|------|---|
| Lehm | 4 | m |
| Kies | 16 | „ |
| Sandiger blauer Mergel | 74 | „ |
| Sandsteinplatte | 0,80 | „ |
| Blauer Mergel | 2,70 | „ |
| Blauer Sand mit Meeresfossilien, wasserführend. | | |

Bemerkenswert ist, daß die Fische eines Weiher zugrunde gingen, in den der Besitzer des Brunnens das Gaswasser abfließen ließ. Das Fischsterben hörte aber auf, als das Gaswasser erst durch einen kleinen Weiher geschickt wurde, ehe es in den eigentlichen Fischteich gelangte. Man möchte da an eine vergiftende Wirkung der Gase denken. Es ist aber jedenfalls bloß die Sauerstoffarmut des Gaswassers, die den Fischen schädlich ist; wenn das Gaswasser dann Zeit hat, Sauerstoff aus der Luft aufzunehmen, ist den Fischen das Leben im Wasser wieder ermöglicht. Ebenso gasreich ist der zweite Tiefbrunnen im Orte beim Ökonomen J. STOCKINGER; er wurde 1905 gebohrt und ist 95 m tief.

Rottalaufwärts finden sich die nächsten Gaswasserbrunnen in Karpfham. Der eine von den drei Tiefbrunnen wurde dort im Garten des Klosters erschlossen. Das Wasser desselben, das als heilkräftig gilt, führt ziemlich viel Gas, und drang, ehe es durch einen Hahn am Austreten gehindert wurde, in einem 9 m hohen Springbrunnen aus dem Bohrloch. Gegenwärtig schüttet der Brunnen etwa $1\frac{2}{3}$ Sekundenliter. Nach Mitteilung des Bohrtechnikers EIDLINGER wurden bei der Bohrung durchsunken:

| | | |
|-------------------------|------|----|
| Lehm | 2 | m, |
| Kies | 14 | „ |
| Blauer Mergel | 104 | „ |
| Sandstein | 0,40 | „ |
| Sand wasserführend. | | |

Schwach gashaltiges Wasser führen auch die Bohrbrunnen beim Bäcker FRISCHHUT (24 m tief, Schüttung 1 Sekundenliter) und beim Schmied STEINLEITNER (115 m tief; 0,83 Sekundenliter). Auch der Brunnen in der nahen Niedermühle (Besitzer BIERINGER) enthält nur wenig Gas bei einer Schüttung von 1 Sekundenliter. Nicht weit von diesen Brunnen, 1 km flußaufwärts, wurde 1899 ein anderer gebohrt auf dem Hofe des Mühlenbesitzers M. HARTL in Singham. Er ist etwas tiefer (150 m) und schüttet etwa 4 Sekundenliter stark gashaltiges Wasser.

In Kindlbach besitzen Tiefbrunnen mit ziemlich reicher Schüttung und bemerkenswertem Gasgehalt der Bürgermeister HASBAUER (Tiefe 100 m) und der Ökonom G. NIEDERMEIER. Über die Schichtenfolge der Bohrungen war nichts zu erfahren.

Am weitesten nach Westen zu befinden sich im Rottal Gaswasserbrunnen in Bayerbach. Hier wurde der erste 1892 gebohrt im Anwesen des Ökonomen F. SEMLER IN DER AU. Gegenwärtig scheint das 136 m tiefe Bohrloch sehr verschlammt; denn es fließt nur mehr wenig Wasser aus, dessen Gasgehalt auch recht unbedeutend ist. Reichliche Schüttung weist dagegen der Brunnen des Gütlers FALTERMEIER auf, der 1894 gebohrt wurde. Der Gasgehalt ist ebenfalls ziemlich beträchtlich bei einer Schüttung von $1\frac{3}{4}$ Sekundenliter. Die Brunnentiefe beträgt 152 m. Etwas außerhalb des Ortes, rottabwärts, liefern stark gashaltiges Wasser der Brunnen des Sägmühlenbesitzers L. ERBERTSEDER mit 120 m Tiefe und einer Schüttung von 2 Sekundenlitern, der des benachbarten Gütlers M. SAMMEREIER mit 118 m Tiefe und etwas geringerem Wasserausflusse und der des Gütlers J. HARWECK. Obwohl der letzterwähnte Brunnen bloß etwa 100 m von den beiden ersten entfernt ist, hat er ungleich geringere Schüttung und Gasführung, was in einer Versandung des ungesicherten Bohrlochs seinen Grund haben mag.

Im Norden des Rottals finden sich zerstreut noch einige Tiefbrunnen mit gashaltigem Wasser. Ein kleiner Weiler östlich von Griesbach, Tettenham, besitzt gleich drei. Eine Bohrung im Anwesen des Ökonomen M. BRUMMER, die schon 1896 ausgeführt wurde, scheint stark verschlammt. Wasserausfluß und Gasgehalt sind sehr gering. Viel größere Wassermenge liefern die Brunnen der Nachbarn J. ORTNER und B. MEIER. Der Brunnen des letzteren ist 149 m tief und schüttet gut $1\frac{1}{4}$ Sekundenliter. Bei der Bohrung (1909) wurden durchstoßen (nach Angabe des Bohrtechnikers EIDLINGER in Oberschwärzenbach):

| | | | |
|---------------------------------------|------|----|-------|
| Lehm | 7 | m, | } 122 |
| Sandiger, roter Kies | 12 | „ | |
| Blaugrauer, sandiger Mergel | 65 | „ | |
| Blauer Sand | 6 | „ | |
| Sandstein | 0,10 | „ | |
| Sand | 4 | „ | |
| Blaugrauer Mergel | 24 | „ | |
| Gelber feiner Sand | 4 | „ | |
| Braunkohle | 7 | „ | |
| Blauer Mergel | 11 | „ | |
| Blauer Sand, wasserführend | 8 | „ | |
| Sandstein | 0,15 | „ | |

Das Gas, welches ziemlich reichlich im Wasser enthalten ist, läßt sich leicht am Hauptrohr entzünden, wird aber zurzeit noch nicht ausgenutzt. Der Brunnen des Nachbarn J. ORTNER wurde zwar schon 1895 gebohrt, der Gehalt an brennbarem Gas ist aber erst 14 Jahre später, 1909, festgestellt worden. Zurzeit der Besichtigung ließ sich der Besitzer eben einen Gasometer bauen, um den Gasgehalt des Brunnens zu verwerten.

Größere Gasmengen enthält auch das Wasser eines Brunnens auf der rechten Seite des Sulzbachs, den sich der Ökonom M. WINKELHOFER in Hausberg, unterhalb Höhenstadt, bohren ließ. Der Brunnen ist verhältnismäßig seicht, bloß 42 m tief. Dabei wurden durchbohrt:

| | |
|--------------------------------------|------|
| Lehm | 3 m, |
| Kies | 5 „ |
| Sandiger blauer Mergel | 32 „ |
| Blauer Sand, wasserführend | 2 „ |

Die Brennbarkeit der aufsteigenden Gase ist zwar festgestellt. Eine Ausnützung ist aber zur Zeit des Besuchs (1910) wegen rechtlicher Schwierigkeiten nicht versucht worden.

Das nördlichste Vorkommen von stärker methanführendem Wasser fällt nicht mehr ins Innggebiet. Es ist die schon sehr lange bekannte Quelle bei Künzing¹⁾ (röm. Quintana), die aber erst in den letzten Jahren genauer untersucht wurde, als sie in den Besitz des Grafen von PREYSING-LICHTENEGG-MOOS kam, und die nunmehr als Jodquelle in einer öffentlichen Badeanstalt der allgemeinen Nutzung zugeführt ist. Die Schüttung der Quelle beträgt 3¹/₂ Sekundenliter. Die Temperatur ist etwas höher als die der tiefsten Bohrwasser im Unterinngebiet. Die Quelle kommt daher mindestens aus derselben Tiefe, doch ist die Temperatur nicht ganz konstant;²⁾ unter dem Einflusse des Grundwassers, in dem das Tiefenwasser aufsteigt, machen sich die Temperaturschwankungen im Wechsel der Jahreszeiten nämlich bemerkbar. Durch einen früheren Besitzer der Quelle war der Abfluß in einen Fischteich geleitet worden. Die Folge davon war wie bei dem GEISELBERGER'schen Gasbrunnen, daß die Fische zu Grunde gingen.

Die Schwefelbrunnen.

Das südlichste Vorkommen von Bohrbrunnen mit deutlichem Schwefelwasserstoffgehalt ist Reding in der Pockinger Heide. Hier wurde mit sechs Bohrungen Schwefelwasser erschlossen, das im übrigen wie gewöhnliches Brunnenwasser verwendet wird: bei A. OBERMEYER (Hausname: Bauer im Garten), M. ROSSMEIER, ST. LACHHAMMER, A. MÜRTELBAUER, J. GERAUER und J. PILSWEGER (Hausname: Huber). Am wichtigsten sind die vier Bohrbrunnen des letzteren, die durch einen erheblicheren Gehalt an brennbarem Kohlenwasserstoffgas ausgezeichnet sind. Sie sind schon 1893 gebohrt worden und erschlossen Wasser in 70 m Tiefe. Die Brennbarkeit der mit dem Wasser aufdringenden Gase wird seit 1905 im Haushalt und zeitweise auch zu motorischen Leistungen benützt.

Das nahe gelegene Dorf Mittich hat drei nur spärlich fließende Schwefelbrunnen bei den Ökonomen JUSTL (Hausname: Huber), BAUER und FISCHER. Eine etwas größere Wassermenge liefert der 47 m tiefe Brunnen des Gutsbesitzers WEBER in Mattau, 1 Sekundenliter, obwohl dieser bloß mehr halbe Schüttung aufweist, seit der Nachbar, der Mühlenbesitzer NEUBURGER, einen Bohrbrunnen besitzt. Auch diesem letzteren entströmt Schwefelwasser, ebenso wie den drei Brunnen des Mühlenbesitzers GATTERMANN, Zeintlmühle an der Rott.

Eines der stärksten Schwefelwasser unseres Gebietes ist das aus dem 63 m tiefen Bohrbrunnen des Maschinenfabrikanten WIMMER in Sulzbach. Bei der Bohrung, welche 1907 vollendet wurde und 2²/₃ Sekundenliter lieferte, durchschlug man folgende Schichten (Angabe des Besitzers):

| | |
|--|------|
| Kies | 7 m, |
| Gelber Feinsand | 25 „ |
| Dunkel gefärbte Schichten | 30 „ |
| Blaugrauer Sand, z. T. Sandstein, wasserführend. | |

¹⁾ Bahnstation Girching und Pleinting der Linie Regensburg—Passau.

²⁾ V. MÜLLER (3. S. 257) gibt 11° R. (= 13,8° C.) für Winter und Sommer an, vgl. Temp. S. 252.

Das Schwefelwasser wird wegen seiner Heilkraft zu Trink- und Badekuren gebraucht.

Einen weiteren Bohrbrunnen, der nach Schwefelwasserstoff riechendes Wasser liefert, hat der Ökonom LENGDOBLER; die Tiefe des Brunnens ist 36 m, die Schüttung mit fast 6 Sekundenliter die bedeutendste im ganzen Gebiete.

Auch in dem östlich von Sulzbach gelegenen Neuhaus am Inn, gegenüber Schärding, wurde starkes Schwefelwasser erbohrt im SCHÜTZENBERGERSCHEN Anwesen.

Am Sulzbach aufwärts befindet sich zu Engertsham eine schwache Schwefelquelle, die aber keinerlei Verwendung hat; der Besitzer ist F. REISLHUBER.

Den Schwerpunkt des ganzen Schwefelwassergebietes bildet Bad Höhenstadt, ebenfalls am Sulzbach gelegen. Besitzer ist gegenwärtig A. BAUMGARTNER. Unter den Kurmitteln des Bades, die ganz den neuzeitlichen Bedürfnissen entsprechen, nehmen die Schwefelbrunnen die erste Stelle ein. Es sind deren drei, welche zusammen nicht ganz 5 Liter in der Sekunde schütten. Das Wasser führt auch Methan und freie Kohlensäure.

Eine Schwefelquelle, die auch schon über 150 Jahre bekannt ist und zeitweilig zur Verstärkung der Badequellen herangezogen wird, ist im Besitze des MOOSBAUERN. Derselbe hat 1907 nahe der alten Quelle noch eine Bohrung ausführen lassen, welche bei 45 m eingestellt wurde, aber bei 22 m Tiefe schon Schwefelwasser erschloß.

Andere Bohrungen, welche in Höhenstadt nach Trink- und Nutzwasser niedergebracht wurden und dabei schwefelwasserstoffhaltiges Wasser lieferten, sind unternommen worden beim Briefträger EICHINGER (12 m Tiefe), beim Sattler PROBSTEDER (24 m), beim Kaufmann KRISTELBAUER (40 m) und in der Post (48 m). Die letzt-erwähnte Bohrung durchteufte

| | |
|---------------------------|------|
| Lehm | 6 m, |
| Blauen Mergel | 18 „ |
| Blauen Feinsand | 1 „ |
| Blauen Mergel | 13 „ |

Ganz nahe den Schwefelquellen wurde beim Ökonomen KREILINGER in Munzing, das ja unmittelbar an Höhenstadt grenzt, 1897 ein 50 m tiefer Brunnen gebohrt, dessen Wasser neben merkbarem Schwefelwasserstoff noch erheblichere Mengen Methan führt. Die Brennbarkeit des Gases wurde 1907 von dem Schullehrer erkannt; doch ist bis jetzt zur Ausnützung des Gases nichts unternommen worden.

Zwischen Höhenstadt und Fürstenzell ist der Schwefelbrunnen zu erwähnen, der zu Reising erbohrt wurde, zugleich mit Braunkohle, und die Schwefelquelle zu Pilsweg (Besitzer J. KICKINGEREDER), welche in einer Kur- und Badeanstalt in einfacherer Weise als in Höhenstadt schon seit langer Zeit verwertet wird. Das Schwefelwasser enthält beträchtlich mehr Methan als die Höhenstadter Badequellen.

Zwei Bohrbrunnen, welche geringe Mengen Schwefelwasserstoff enthalten, befinden sich in Steinbach, an der Straße von Fürstenzell nach Ortenburg. Die eine Bohrung beim Ökonomen J. SCHLIEPFINGER, welche 1893 ausgeführt wurde, liefert ungefähr 1 Liter in der Sekunde, der Brunnen des Nachbarn G. SEIDL etwas weniger. Beide Brunnen zeigen einen auffallenden Einfluß aufeinander, so daß, wenn der ersterwähnte Brunnen in höchstem Maße beansprucht wird, aus dem Brunnen des SEIDL nur mehr wenig Wasser träufelt. Bei der Bohrung des letzteren Brunnens wurden 3 m Lehm, 10 m blauer Mergel und darunter 6 m harter Tegel durchstoßen.

Der nördlichste Schwefelbrunnen, dessen Wasser jedoch nicht mehr über Tag steigt, sondern gepumpt werden muß, ist aus Ortenburg anzuführen (Hauptstraße Nr. 21). Auch hier wird das Schwefelwasser für Heilzwecke genützt, wenn auch in sehr bescheidenem Maße.

Einer Zeitungsnachricht zufolge (Donauzeitung 1908 Nr. 18) wurde in den Tonwerken der Firma A. PELL in Rittsteig, westlich von Passau, 1908 in einer Tiefe von 15 m artesisches Wasser erbohrt, welches stark schwefelwasserstoffhaltig ist und leicht entzündliches Gas führt.

In dem Passauer Vororte Unterwindschnur wurde 1832 beim Graben eines Brunnens Schwefelwasser in einer Tiefe von 16 Klaftern angetroffen, was in der Folge Veranlassung zur Errichtung einer Badeanstalt gab. Dr. V. MÜLLER schreibt 1847 (Spez. Beschrbg. der Heilquellen u. s. w. des Königreichs Bayern), daß die Anstalt von den Passauern häufig besucht wird und daß jährlich gegen 1000 Bäder genommen werden. A. EDELMANN erwähnt die Quelle noch 1890 (Bayr. Bäderbuch); heute ist indessen über die Schwefelquelle nichts mehr zu erfahren.

Die Verwendung der Wasser.

Wie schon erwähnt, wurden die aufgezählten Brunnen zum Zwecke der Trink- und Nutzwasserbeschaffung, nie zur Gewinnung von Erdgas, erbohrt. Auch die Schwefelwasser der Badeanstalten zu Höhenstadt sind wohl nur gelegentlich durch Brunnengrabungen erschlossen worden.

Die Gas- und Schwefelwasser unseres Gebietes sind wegen ihres vorwiegend geringen Gehaltes an Calciumverbindungen weiche Wasser und daher als solche für den Hausgebrauch besonders geeignet. Erscheint ein Schwefelwasserstoffgehalt für diesen Zweck auch nicht erwünscht, so beeinträchtigt er bei der Unbeständigkeit des Gases doch in den gewöhnlichen geringen Mengen die Verwendbarkeit der Wasser im Haushalt kaum.

F. v. OEFELE (13. S. 457) berichtet von dem Gaswasser in Simbach, daß es „bei seiner Verwendung im Dampfkessel große Massen feinsten Pulvers im Dampf- raume und in den Dampfrohren absetzt, ohne, soweit das Eisen des Kessels mit Wasser in Berührung ist, Kesselsteine oder Schlamm zu bilden. Das Pulver braust bei Zusatz von Mineralsäuren auf, ist weiter noch nicht chemisch untersucht, kann aber nicht kohlenaurer Kalk sein, da ja dieser doch nicht sublimierbar wäre.“

Nach dieser Beschreibung kann es sich bei dem Pulver in der Hauptsache bloß um Ammoniumkarbonat handeln. Wasser mit Ammoniumverbindungen sind im allgemeinen nicht besonders geeignet für Brauereien, Gärungsgewerbe und Stärkefabriken;¹⁾ in sanitärer Beziehung sind Ammoniumsalze im Wasser jedoch, wenn sie wie hier nicht aus menschlichen oder tierischen Abfallstoffen stammen, gewöhnlich ohne Bedeutung.²⁾

Was die Benützung als Trinkwasser anlangt, so haben sich denn auch die Bohr- wasser durchwegs und zwar auch bei jahrelanger Verwendung hiezu brauchbar erwiesen. Weder die chemische Zusammensetzung, noch der Gehalt an Schwefelwasserstoff oder Erdgas ist für den Genuß hinderlich oder nachteilig, ein Vorzug gegenüber manchen Pumpbrunnen, die unter dem Einflusse einer Dungsgrube stehen und daher nicht als einwandfrei gelten können. Vor den gewöhnlichen seichten Hausbrunnen haben die Bohrbrunnen noch den weiteren Vorteil, daß sie niemals, auch

¹⁾ J. KÖNIG: Verunreinigung der Gewässer. 2. Aufl. Berlin 1899.

²⁾ H. KLUT: Untersuchung des Wassers an Ort und Stelle. 2. Aufl. Berlin 1911. S. 38.

im strengsten Winter nicht, einfrieren. Im Sommer allerdings macht sich die etwas höhere Temperatur der Gas- und Schwefelwasser bemerkbar; es fehlt ihnen die Frische (Sauerstoffmangel), die Kühle des gewöhnlichen Brunnenwassers. An den Geruch und Geschmack der Schwefelwasser gewöhnte man sich überall und meist so, daß anderes Wasser als geschmacklos und leer empfunden wird. Auch das Vieh, Kleinvieh wie Großvieh, zeigt keinerlei Widerwillen gegen Schwefelwasser oder Gaswasser. Die beiden Fälle (in Poigham und Künzing), daß Fische in Gaswasser abstarben, wurden schon erwähnt und mit der Sauerstoffarmut des Wassers zu erklären versucht. Abhilfe ist hier leicht zu schaffen, indem man dem Wasser, wie S. 244 angeführt, Gelegenheit gibt, Sauerstoff aus der Luft aufzunehmen.

Die Schwefelwasser.

Die Wasser, welche den stärksten Gehalt an Schwefelwasserstoff aufweisen, haben zur Gründung von Badeanstalten Veranlassung gegeben: in Bad Höhenstadt, in Pilsweg, in Sulzbach und in Ortenburg. Das unbedeutendste therapeutisch verwertete Vorkommen von Schwefelwasser ist das Ortenburger; die dortige Badeanstalt, im Besitze von Frau JULIE FAUST, ist denn auch sehr einfach eingerichtet und gibt bloß Gelegenheit zu Wannenbädern in zwei Badekammern. Sie hat also nur einige Bedeutung für den Ort selbst. Aber im Verhältnis zur Einwohnerzahl des Marktes bleibt die Inanspruchnahme des Bades immer noch außerordentlich gering. Sie zu heben wäre vor allem der ansässige Arzt in der Lage. Wie die Ortenburger so wird auch die Sulzbacher Badeanstalt nur als Nebenerwerb geführt; sie ist bald nach der Erbohrung des Schwefelbrunnens im Jahre 1907 von dem Besitzer der Maschinenfabrik WIMMER & SOHN eingerichtet worden für Trink- und Badekuren. Das Schwefelwasser entspricht qualitativ und quantitativ wohl ziemlich dem Höhenstadter. Dem Umfang der modernen Kurmittel nach scheint die Anstalt durchaus nicht bloß auf Zuspruch aus der nächsten Umgebung zu rechnen. An Kurmitteln werden gebraucht neben gewöhnlichen Schwefelbädern vor allem elektrische Bäder (Licht- und Wannenbäder, Dampfbäder u. a.) und elektrische Massage. An Badekabinen sind bisher sechs vorhanden. Der Besuch in den letzten Jahren wird als gut bezeichnet. Von Vorteil für die Bade- und Kuranstalt ist dabei, daß der Ort Sulzbach eine Station der Rottalbahn bildet.

Größere Bedeutung wie die beiden vorgenannten Badeanstalten hat das im Besitze von Jos. KICKINGEREDER befindliche Schwefel- und Schwefelmoorbad Pilsweg. Die Einöde ist mit ihrer Schwefelquelle etwa eine halbe Stunde von der Bahnstation Bad Höhenstadt entfernt (Bahnlinie Pocking—Passau). Das Wasser der in einer Talmulde entspringenden Schwefelquelle gleicht dem der Quellen von Bad Höhenstadt, enthält aber eine größere Menge Erdgas wie diese. Die Anwendung und Wirkung entspricht daher fast vollkommen den Krankheiten und Leiden, welche in Bad Höhenstadt Heilung finden können. Die Badeanstalt ist jedoch nur für eine kleinere Anzahl, vorwiegend von Kurgästen aus den weniger bemittelten Ständen, welche geringere Anforderungen an Unterkunft und Kurmittel stellen, eingerichtet. An Badegästen, von welchen immerhin 30 Unterkommen haben und deren Behandlung der Kurarzt von Bad Höhenstadt übernommen hat, besuchen doch über 100 jährlich zum Kurgebrauch das kleine Bad. Schwefel- und Schwefelmoorbäder werden an 1500 im Jahre gebraucht.

Das älteste und weitaus größte Schwefelbad unseres Gebietes, dessen Bedeutung durch ganz moderne Einrichtungen mit Recht weit über den unteren Donau-

kreis hinausreicht und deshalb eine eingehendere Beschreibung erfordert, ist Bad Höhenstadt.

Als Heilbad kam es schon 1713 durch den Abt Abundo I. von Fürstenzell in Aufnahme, der die zum Badegebrauch notwendigen Gebäulichkeiten und Einrichtungen schuf. Die Wirksamkeit der beiden Quellen muß aber schon lange vorher bekannt und ausgenützt worden sein, wie die vielen alten Krücken, Votivtafeln (darunter eine mit der Jahreszahl 1671) u. dergl. in der Höhenstadter Kirche bezeugen. Schon im Jahre 1713 erschien die erste Beschreibung des Schwefelbades vom damaligen Klosterarzt Dr. ANDRÄ MAJER zu Vilshofen; nach seinen Untersuchungen enthielten die Quellen Schwefelwasserstoffgas, Kalk und Eisen.

50 Jahre später wurde von Abt Otto II. an Stelle des hölzernen Gebäudes ein bequemeres in Mauerwerk aufgeführt. Die Badeanstalt blieb aber nach wie vor den Geistlichen des Stiftes vorbehalten und deren nächsten Bekannten. Alle Kranken, welche von fernher kamen, um an den Quellen Heilung zu finden, mußten bei den Bewohnern der Umgebung Unterkommen suchen. Das Bad wurde erst eine öffentliche, dem Publikum allgemein zugängliche Anstalt, als das Kloster aufgehoben wurde und durch Kauf in Privatbesitz kam.

Nachdem noch 1772 von dem Ingolstädter Professor STEBLER ein kleines Schriftchen über das Bad erschienen war, wurden die Quellen 1805 zum erstenmal chemisch näher untersucht durch den Kgl. Medizinalrat Dr. GRAF von München, der die Ergebnisse auch veröffentlichte. 1822 wiederholte der Passauer Kreis-Medizinalrat Dr. NUSSHART die Analyse, 1823 der Akademiker und Professor Dr. VOGL und 1825 der Kgl. Landgerichts-Physikus zu Griesbach und Brunnenarzt Dr. RÖCKL. VOGL gab die Untersuchungen 1829 in den „Mineralquellen im Königreiche Bayern u. s. w.“ bekannt.

Mit dem Übergang des Bades in Privatbesitz vergrößerte sich rasch die Zahl der Kurgäste. Das alte Gebäude erfuhr nun zwar bedeutende Erweiterungsanlagen, aber als 1822 auch ein eigener Badearzt angestellt wurde, konnten bald nicht mehr alle Kurgäste in der Badeanstalt selbst Aufnahme finden, so daß wieder bei den umwohnenden Dörflern ein Teil der Kranken untergebracht werden mußte.

1825 wurde der Badeschlamm entdeckt, der sich als Kurmittel von besonderer Heilkraft erwies. Der Ruf dieses neuen Heilmittels drang sogar bis zum König, der durch die Akademie der Wissenschaften den Schlamm untersuchen ließ. Auf das günstige Gutachten der Akademie hin, veranlaßte König Ludwig I. 1830 den Ankauf des Bades durch den Staat. Im Jahre 1841 wurde dann ein neues stattliches Kurgebäude errichtet, dessen Anlage und Einrichtung auch heute noch allen Anforderungen neuzeitlicher Hygiene und Bequemlichkeit völlig genügt. Späterhin kam das Bad wieder in Privatbesitz.

Das Bad hat außer den beiden alten Quellen, dem Königs- und dem Parkbrunnen, noch einen artesischen Brunnen, der für den Bade- oder Trinkgebrauch nicht in Betracht kommt, der „aber dieselben chemischen Bestandteile enthält wie die beiden Hauptquellen, jedoch in einem etwas geringeren Prozentverhältnis“ (K. v. HAUER'sches Gutachten).

Die letzte vollständige chemische Analyse der Schwefelquellen¹⁾ wurde von KARL RITTER VON HAUER ausgeführt im Laboratorium der K. K. Geologischen Reichsanstalt. Darnach enthalten an festen Bestandteilen in 1000 g Wasser:

| | Königsbrunnen | Parkbrunnen |
|------------------------------|---------------|-------------|
| Schwefelsaures Kali . . . | 0,005 g | 0,004 g |
| Schwefelsaures Natron . . . | 0,021 „ | 0,017 „ |
| Chlornatrium | 0,009 „ | 0,014 „ |
| Kohlensaures Natron | 0,067 „ | 0,059 „ |
| Kohlensaurer Kalk | 0,289 „ | 0,263 „ |
| Kohlensaure Magnesia . . . | 0,029 „ | 0,030 „ |
| Summe der fixen Bestandteile | 0,420 g | 0,387 g |
| an Gasen: | | |
| Schwefelwasserstoff | 0,0094 g | 0,0105 g |
| Gebundene Kohlensäure . . . | 0,3980 „ | 0,2870 „ |
| Freie Kohlensäure | 0,0870 „ | 0,0810 „ |

¹⁾ Die früheren Analysen sind enthalten in der „Beschreibung der Mineralquelle zu Höhenstadt“ (2), der auch die älteren geschichtlichen Daten hauptsächlich entnommen wurden.

K. v. HAUER reiht wegen der niedrigen Temperatur (7—8° R.), der geringen Belastung mit fixen Stoffen und dem bedeutenden Gehalt an Hydrothion das Höhenstadter Wasser „in die eben nicht häufig vertretene Klasse kalter indifferenten Schwefelquellen“. Nach ihm sichern die Eigenschaften der Quellen ihnen „einen ausgezeichneten Rang im Bereiche der Balneologie“.

In der HAUER'schen Analyse findet sich kein Gehalt an Methan erwähnt, und doch enthalten die Höhenstadter Schwefelwasser auch zweifellos Erdgas, ebenso wie Jod, das in einer, wenn auch geringen Menge darin vorkommt. A. EDELMANN (10. S. 92) nennt in seinem Bayerischen Bäderbuch die Badequellen geradezu Jod-Schwefelquellen und den Badeschlamm Jod-Schwefelmoor; auf Grund welcher Analyse läßt sich allerdings aus seiner Beschreibung des Bades Höhenstadt nicht ersehen.

Nach dem Schwefelwasser ist das wichtigste Kurmittel der Badeschlamm, der sogen. Höhenstadter Schwefelmoor. Dieser Schlamm wird dadurch gebildet, daß Mergel und Moorerde von dem Schwefelwasser durchtränkt werden und zwar nicht nur an der Oberfläche von den Abflüssen der Quellen, sondern auch im Untergrunde der Schlammschichten, in den die Quellwasser schon unterirdisch eindringen. Der Schlamm enthält also in konzentrierter Form die schwerer löslichen oder unlöslichen Stoffe des Schwefelwassers, welche sich bei Berührung mit dem Torf oder durch den Zutritt der Luft absetzen. Neben einer größeren Menge organischer Substanz mit Schwefel besteht der Schlamm aus Gips, kohlen saurem Kalk und kohlen saurer Magnesia, Kieselerde und wenig Eisenoxyd (Gutachten von K. v. HAUER).

Als wesentliches Heilmittel wird der Badeschlamm in Höhenstadt seit 1825 gebraucht; seine Zusammensetzung ist nach einem Gutachten der math.-phys. Klasse der Akademie der Wissenschaften in München geeignet, die Wirksamkeit des Badeschlammes von St. Amand und Eilsen noch zu übertreffen. Gegenwärtig werden im Jahre etwa 1000 Schlambäder verabreicht gegen 8000 Schwefelbäder. Der Schwefelschlamm gelangt auch zur Versendung; früher trocknete man zu diesem Zwecke den zu Kugeln geformten Schlamm, jetzt wird er frisch aus dem Boden gestochen gleich verschickt, also noch in feuchtem Zustande, da sich so seine Wirksamkeit bedeutend höher erweist.

An weiteren Kurmitteln mögen Elektrotherapie, Kohlensäurebäder, Massage und Inhalationen, also durchaus moderne Einrichtungen, Erwähnung finden.

Die wirtschaftliche Bedeutung von Bad Höhenstadt ergibt sich aus der Zahl der Kurgäste, die sich jährlich fast auf 500 (Durchschnitt der zwei letzten Jahre) beläuft, davon treffen immerhin 30% auf den Nachbarstaat Österreich.

Die Gaswasser.

Für die Verwertung der Gaswasser, d. h. der Wasser, welche durch einen auffälligen Gehalt an Erdgas gekennzeichnet sind und bei denen Schwefelwasserstoff zwar meist vorhanden, aber gewöhnlich nicht durch den Geruch, sondern nur in Spuren chemisch nachweisbar ist, kommt einmal die chemische Zusammensetzung der im Wasser gelösten Stoffe, dann aber der Gehalt an brennbarem Gas in Betracht.

Unter den gelösten Stoffen sind es Kochsalz und Jodnatrium, wohl auch Bromnatrium, welche keinem dieser Wasser fehlen. Die geringen Mengen, in denen diese Salze meist darin vorkommen, verleihen den Gaswassern zwar nicht die Heilkraft konzentrierterer Jodsolen, aber in den meisten Fällen kommen ihnen als

Mineralwassern Eigenschaften zu, welche das Interesse der Ärzte unseres Gebietes beanspruchen können.

Das einzige therapeutisch verwertete Vorkommen ist das nördlichste von Künzing im Donautal. Hier wurden vor Jahren die Überreste römischer Bäder aufgedeckt; es erscheint somit zweifellos, daß schon die Römer die Gaswasserquelle kannten und in großen Badeanlagen ausnützten. Nachdem die Quelle lange Zeit wenig Beachtung gefunden hatte, kam sie in den Besitz des Grafen von PREYSING-LICHTENEGG-MOOS, der die Quelle fassen ließ, um sie vor einer Verdünnung mit Grundwasser zu schützen. Wasser und Gasgehalt wurden nun eingehender chemisch untersucht und die Quelle als heilkräftige alkalisch-muriatisch-salinische Thermalquelle zu Bade- und Kurgebrauch mit entsprechenden Anlagen und modernen Einrichtungen versehen, unter dem Namen Bad Salzbrunn.

Da eine ausführlichere quantitative chemische Untersuchung der eigentlichen Gaswasser des Unterinngebietes, denen ja die Künzinger Quelle offenbar sich anschließt, noch fehlt, mögen zwei vollständige Analysen dieser Jodsöle über die Zusammensetzung der Mineralgaswasser Aufschluß geben. Die erste Analyse, welche von Dr. WIRTH in München 1909 ausgeführt wurde, ergab im Liter (Temperatur 18° C.):

| | |
|---|-----------|
| NaHCO ₃ | 0,5782 g |
| NaCl | 0,5215 „ |
| Ca(HCO ₃) ₂ | 0,0522 „ |
| MgCO ₃ | 0,0261 „ |
| KCl | 0,0248 „ |
| SiO ₂ | 0,0149 „ |
| MgSO ₄ | 0,0097 „ |
| NaJ | 0,00061 „ |
| NH ₄ HCO ₃ | 0,0069 „ |
| Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ | 0,0006 „ |
| Organische Stoffe | 0,0530 „ |
| Gesamter Gehalt an fest. Stoffen | 1,28851 g |

Schwefelwasserstoff war 1909, also bevor die Fassung der Quelle ausgeführt war, nicht nachzuweisen, ebensowenig eine Schwefelabscheidung im Schlamm. An freier Kohlensäure wurden 0,0067 g festgestellt.

Nach der zweiten Analyse, welche 1911, also nach der neuen Quelfassung durch das Prof. Dr. WITTSTEIN'sche Laboratorium (Dr. SIEBER) in München vorgenommen wurde, entspricht das Mineralwasser in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in einem Liter enthält (Temp. 19° C.):

| | |
|--|------------|
| KCl | 0,025074 g |
| NaCl | 0,516794 „ |
| NaBr | 0,000265 „ |
| NaJ | 0,000600 „ |
| CaCl ₂ | 0,003806 „ |
| CaSO ₄ | 0,010048 „ |
| NaHCO ₃ | 0,621450 „ |
| Ba(HCO ₃) ₂ | 0,003846 „ |
| Sr(HCO ₃) ₂ | 0,004015 „ |
| Ca(HCO ₃) ₂ | 0,042705 „ |
| Mg(HCO ₃) ₂ | 0,053600 „ |
| Fe(HCO ₃) ₂ | 0,000556 „ |
| Al ₂ (HPO ₄) ₃ | 0,000715 „ |
| SiO ₃ H ₂ | 0,014797 „ |
| Organische Substanzen | 0,012637 „ |
| Summe d. fest. Bestandteile: | 1,310908 g |

Von den Gasen wurden als therapeutisch wichtig bloß die freie Kohlensäure zu 0,001496 g und freier Schwefelwasserstoff, der vor der Quelfassung nicht einmal qualitativ nachzuweisen war, zu 0,000901 g im Liter bestimmt.

Dem Jodgehalt nach entsprechen dieser Quelle einige der tieferen Brunnen im Inntal: Schönburg-Thalling; Simbach a. Inn, AUFSCHLÄGER; Buch a. Inn, MEHLMÄUSL; Marktl, Antoniusanstalt. (Siehe Tabelle.)

Vom Gas liegen zwei Analysen vor. Die erste (I) stammt von Herrn Landesgeologen AD. SCHWAGER, der 1901 eine kleine Menge in der Hauptsache absorbierten Gases untersuchte.¹⁾ Die andere (II) wurde 1909 von Dr. ENGELHARD-München vorgenommen:

| | I. | II. |
|---------------------------------|------------|------------|
| N | 3,39 v. H. | 52,9 v. H. |
| CH ₄ | 95,26 „ „ | 43,2 „ „ |
| O | 0,90 „ „ | 1,4 „ „ |
| CO | | 1,2 „ „ |
| CO ₂ | 0,45 „ „ | 0,8 „ „ |
| Ungesättigte Kohlenwasserstoffe | | 0,5 „ „ |

Die Analysen zeigen auffallende Unterschiede, die sich nicht damit allein erklären lassen, daß häufig die Zusammensetzung von Erdgas selbst aus ein und demselben Bohrloch wechselt. Der Umstand, daß die eine Analyse (I) von einer kleinen Gasmenge ausgeführt wurde, die in der Hauptsache aus absorbiertem Gas bestand, legt die Vermutung nahe, daß die andere Analyse (II) vornehmlich die Zusammensetzung des in großen Blasen aufsteigenden Gases wiedergibt. Besonders wahrscheinlich macht diese Annahme der außerordentlich hohe Gehalt an Stickstoff, der ja öfter einen Hauptbestandteil der großen Gasblasen bildet.²⁾

Jedenfalls weicht die mittlere Zusammensetzung der Künzinger Quellgase nicht allzusehr ab von jener der Brunnengase im Unterinngebiet und in Wels; das aufdringende Gas wird im Durchschnitt an Stickstoff ärmer und an Methan reicher sein als aus der Analyse II geschlossen werden sollte. Der Gasgehalt des Wassers wird übrigens hier nicht ausgenützt.

An Bädern wurden im Laufe des Jahres 1911 4500 verabreicht mit sehr guten und zahlreichen Heilerfolgen bei Gicht, Rheumatismus, Halskrankheiten u. s. w. Das Quellwasser gelangt auch zur Versendung.

Von den übrigen Gaswassern unseres Gebietes erlangte zwar keines einen besonderen Ruf als Heilquelle, doch werden dem Wasser vom Kloster Karpfham Heilerfolge bei Kropf (Jodgehalt des Wassers!) und Rheumatismus zugeschrieben, und aus dem Gasbrunnen unter der Innbrücke in Simbach ließ jahrelang ein Braunauer Militärarzt Wasser für seine Kranken holen.

In Wels, das ja ganz entsprechende Verhältnisse aufweist, wurden mehrere Gaswasser chemisch untersucht. Das Wasser des zuerst erbohrten Gasbrunnens (1892) wurde vom Besitzer AMMER mit besonderem Erfolg gegen Husten und asthmatische Beschwerden gebraucht (12. Nr. 7 S. 186). Nach einer Analyse, die im Laboratorium der K. K. Geologischen Reichsanstalt in Wien ausgeführt wurde (15. S. 119), „enthält das AMMER'sche Wasser im ganzen 12,64 g feste Bestandteile in 10 Liter Wasser. Der Hauptbestandteil der im Wasser gelösten Stoffe ist Chlornatrium

¹⁾ Temperatur des Wassers 18,4° C. (4. 7. 1901).

²⁾ Ein Beispiel hierfür bietet der freie Gasgehalt des Stebener Mineralwassers. Die großen Gasblasen bestehen aus über 90% Stickstoff, während die kleinen Gasblasen bloß 12,6% davon enthalten. Vgl. 24. S. 373.

(Kochsalz) und wahrscheinlich etwas Chlorkalium und Chlorkalzium. Ferner sind noch geringe Mengen von kohlen-saurem Kalk und etwas kohlensaure Magnesia neben Spuren von Kieselsäure, Tonerde und Eisenoxyd vorhanden. Es sind nachgewiesen worden viel Chlor (5,91 g in 10 Liter Wasser) und Natrium, wenig Schwefelsäure, Kohlensäure, Kalk und Kali, und nur Spuren von Kieselsäure, Tonerde und Eisen. Im ganzen ist das Wasser also eine etwas verunreinigte Salzsole von etwas über 1% Kochsalz.“ A. FELLNER fand darin noch Jod und Brom.

Was nun die andere zurzeit wichtigere Art der Nutzung der bayerischen Gasbrunnen betrifft, die Verwertung des Gehaltes an brennbarem Natur- oder Erdgas, so erfolgt diese bis jetzt in sehr bescheidenem Rahmen bei vier Brunnen.

Den weitgehendsten Gebrauch macht vom Gasgehalt ihres Brunnens die Antoniusanstalt in Markt seit dem Jahre 1904. Wie schon kurz angeführt, dient das Gas im Haushalt als Heiz- und Lichtquelle: 49 Lampen¹⁾ werden aus dem Gasometer versorgt, sowie 3 Küchenherde mit 24, 12 und 2 Brennern. Ist die Menge an aufsteigenden Gasen im Winter gerade noch genügend, den Bedarf zu decken, so ergibt sich im Sommer ein Überschuß; man muß dann sogar einen Teil des aufgesammelten Gases nutzlos entweichen lassen, damit der Gasometer nicht aus den Schienen getrieben wird.

Die mit dem Wasser aufdringende Gasmenge beträgt 6% der Schüttung (vgl. Tabelle), d. i. rund 26 cbm Gas in 24 Stunden; von diesem Betrag, der zugleich den Höchstbetrag des in Bayern aus einem Bohrloch gewonnenen Erdgases darstellt, werden jedoch nur zwei Drittel, also gut 17 cbm, durch den Gasometer aufgenommen und der Verwertung zugeführt.

In Simbach a. Inn benützte früher der Bohrtechniker F. AUFSCHLÄGER das Gas seines Tiefbrunnens in der mechanischen Werkstätte zu motorischen Leistungen; heute aber wird das Gas bloß mehr im Haushalt verwendet zum Heizen eines Küchenherdes, da es als Kraftquelle nicht in genügender Menge vorhanden ist.

Von den drei Gasbrunnen in Tettenham wird der des Ökonomen J. ORTNER zu Beheizung oder Beleuchtung benutzt werden. Zur Zeit der Besichtigung war der Gasometer erst im Bau begriffen.

Auch Schwefelbrunnen mit höherem Methangehalt können verwertet werden, wie die Brunnen des Ökonomen PILSWEGER (Hausname HUBER) in Reding beweisen. Hier dient der Gehalt an brennbarem Naturgas seit 1905 im Haushalt zur Beleuchtung (8 Lampen) und zum Heizen, und zeitweise wurde er auch mit Erfolg als Kraftquelle, zum Betriebe einer Dreschmaschine, verwendet.

Diese vier Fälle einer Verwertung von Erdgas erscheinen ohne nennenswerte wirtschaftliche Bedeutung für das bayerische Unterinngebiet; aber es ist nicht zu vergessen, daß es sich bislang stets um Wasserbohrungen handelte, daß Erdgas nirgends zu erschließen beabsichtigt war. Sollten jedoch Bohrungen im Schlier versucht werden, um mehr Gas zu erschöpfen, so widerspricht nichts der Annahme, daß auch auf bayerischem Gebiete, ähnlich wie in Wels, solches in größerer Tiefe angetroffen und nutzbringend wie dort verwertet werden könnte.

¹⁾ Die Leuchtkraft der Schliergase wie auch vieler anderer Erdgase tritt gegenüber der Heizkraft sehr zurück. In Markt (teilweise auch in Wels) hilft man sich statt durch Karburieren auf einfache Art dadurch, daß man die Lampen mit Glühstrümpfen versieht.

Gaswasserbrunnen im Donau-Innwinkel.¹⁾

Zusammenstellung und Ermittlung von F. Münichsdorfer und A. Schwager, von letzterem namentlich der chemische Teil.

| Bezeichnung (Ort und Besitzer) | Schüttung Sek.-Liter | Höhenlage m ü. d. M. | Tiefe m | Wasser- erschließungs- höhe m ü. d. M. | Temperatur °C. | In 1 kg Wasser sind enthalten | | | |
|---|-------------------------|-------------------------|------------|--|--------------------|-------------------------------|--------------|-----------------------------------|---------------------------|
| | | | | | | Rückstands- menge in g | Jod in mg | Schwefel- wasserstoff in mg | Methan in Vol. % |
| Ortenburg, Faust | — | 350 | 24,5 | 325,5 | 9,6 | 0,5246 | 0,1 | deutl. | — |
| Pilsweg, Badeanstalt | 0,25 | 343 | 20—30 | 323—333 | 10,6 | 0,4420 | 0,1 | 1,5 | 1 |
| Reising | 0,3 | — | 10 | — | 10,0 | — | — | 0,4 | — |
| Höhenstadt, Post | 2 | 340 | 48 | 292 | 11,6 | 0,3657 | 0,1 | deutl. | schwach |
| Höhenstadt, Kuranst. (2 Qu 1 Br.) | 5 | — | — | — | — | 0,4660 | 0,1 | 3,8 | Spuren |
| Höhenstadt, Probsteder | 1 | 339 | 24 | 315 | 9,9 | 0,5023 | 0,1 | 3 | deutl. |
| Höhenstadt, Eichinger | 0,33 | 335 | 12 | 323 | 10,0 | 0,4410 | 0,1 | 3 | deutl. |
| Höhenstadt, Kristelbauer | — | 335 | 40 | 295 | 10,7 | 0,4397 | 0,1 | deutl. | deutl. |
| Höhenstadt, Moosbauer; nördl. Br. | 0,3 | 338 | 22 | 316 | 11,4 | 0,4464 | 0,1 | 0,4 | spärl. |
| Höhenstadt, Moosbauer; südl. Br. | 2,5 | — | — | — | 9,7 | — | 0,1 | 3,8 | spärl. |
| Sulzbach a. l., Wimmer u. Sohn | 2,7 | 314 | 63 | 251 | 11,2 | 0,3833 | 0,1 | 3,7 | wenig |
| Sulzbach a. l., Lengdobler | 5,92 | 312 | 36 | 276 | 11,2 | — | — | 0,5 | spärl. |
| Zeintlmühle, Gattermann | 0,5 | 310 | — | — | 11,6 | — | — | 0,8 | spärl. |
| Mittich, Justel (Hofname: Huber) | 0,5 | 310 | — | — | 11,8 | — | — | 2,0 | spärl. |
| Reding, Pilsweiger (Hofn.: Huber) | 2 | 309 | 70 | 239 | 12,8 | 0,4211 | 0,1 | 1,2 | 4 benützt, 2 unbenützt |
| Reding, Obermayer (Hofname: Bauer im Garten) | 0,4 | 309 | — | — | 13,0 | — | 0,1 | 1,2 | deutl. |
| Mattau, Weber | 1 | 306 | 47 | 259 | — | 0,2810 | — | 0,2 | vorhanden |
| Hausberg, Winkelhofer | 1 | 345 | 42 | 303 | 11,5 | 0,5674 | 0,1 | Spur | 1 |
| Munzing, Kreilinger | 1 | 332 | 48 | 284 | 11,0 | 0,6773 | deutl. | 0,2 | vorhanden |
| Tettenham, Meier | 1,25 | 340 | 149 | 191 | 15,3 ²⁾ | 0,8736 | 1 | deutl. | 2 |
| Tettenham, Brummer | — | 340 | 145 | 195 | 12,8 | 0,8466 | 1 | deutl. | deutl. |
| Tettenham, Ortner | 0,75 | 340 | 145 | 195 | 14,8 | 0,8468 | 1 | 0,3 | 2 |
| Poigham, Geiselberger | 2,33 | 333 | 98 | 235 | 14,0 | 0,6069 | 0,2 | 0,6 | 1 |
| Poigham, Stockinger | — | 333 | 95 | 238 | 15,0 | — | — | — | reichlich |
| Karpfham, Kloster | 1,67 | 338 | 120 | 218 | 14,4 | 0,6173 | deutl. | 2 | 1 |
| Karpfham, Frischhut (Bäcker) | 1 | 339 | 24 | 215 | 10,7 | — | — | 0,1 | schwach |
| Karpfham, Steinleitner (Schmied) | 0,83 | 339 | 115 | 224 | 15,0 | — | — | 0,2 | schwach |
| Niedermühle, Bieringer | 1 | — | — | — | 14,0 | — | — | 0,1 | schwach |
| Singham, Hartlmühle | 4 | 337 | 140 | 197 | 15,6 | 0,6390 | deutl. | deutl. | 1 |
| Kindlbach, Hasbauer | — | 340 | 100 | 240 | — | 0,6714 | 0,1 | deutl. | 1 |
| Bayerbach, Semler in der Au. | — | 341 | 136 | 205 | 13,4 | 0,9364 | 0,2 | Spur | deutl. |
| Bayerbach, Faltermeier | 1,25 | 340 | 152 | 188 | 15,2 | 0,6788 | 0,2 | Spur | reichlich |
| Bayerbach, Erbertseder | 2 | 338 | 120 | 218 | 14,7 | — | 0,2 | Spur | reichlich |
| Pocking, Frankenberger | 0,67 | 325 | 132 | 193 | 15,5 | — | — | Spur | deutl. |
| Schönburg, Thalling, 3 Brunnen südlichster Brunnen | 2,3 | 327 | — | — | 15,0 | — | — | 0,2 | 1 |
| Schönburg, Thalling, mittl. Br. (Fasanengarten) | 2,5 | 327 | 108 | 219 | 15,0 | 0,5812 | 0,5 | 0,2 | 1 |
| Schönburg, Thalling, nördl. Br. | 3—4 | 327 | 108 | 219 | 15,0 | 0,6102 | 0,5 | 0,2 | 1 |
| Zell bei Thalling, Kaiser | 0,5 | 326 | 105 | 221 | 14,1 | 0,6220 | 0,2 | 0,2 | 1 |
| Thierham, Birndorfer | 0,07 | 327 | 212 | 115 | 15,4 | — | — | Spur | wenig |
| Ed, Eder | 1 | 327 | 200 | 127 | 16,5 | 0,4977 | 0,1 | Spur | 3 |
| Erlach, Haus-Nr. 21 | 0,5 | 333 | 102 | 231 | 13,9 | — | — | Spur | 4,1 unben. |
| Simbach a. l., Innbrücke | 0,5 | 342 | 104 | 238 | 11,4 | — | deutl. | deutl. | 1,1 |
| Simbach a. l., M. Zeintl | 0,12 | — | — | — | 11,9 | — | — | deutl. | 1 |
| Simbach a. l., Aufschläger | 0,4 | 348 | 225 | 123 | 13,5 | 0,7283 | 0,5 | deutl. | 4,2b, 0,2unb. |
| Simbach a. l., Straß - u. Flußb.-A. | 0,5 | 343 | 104 | 239 | — | — | — | deutl. | 1,25 |
| Simbach a. l., Brunnen unt. d. Bahnhofterrasse, östl. Br. | 5 | 343 | 110 | 233 | 9,8 | — | — | 0,2 | spärl. |
| Simbach a. l., Brunnen unt. d. Bahnhofterrasse, westl. Br. | 6 | 343 | 110 | 233 | 11,6 | — | — | 0,2 | spärl. |
| Simbach a. l., Dilger | 3 | 343 | 70 | 273 | 14,1 | 0,5165 | 0,1 | Spur | reichlich |
| Buch a. l., Mehlmäusl | 0,333 | 370 | 250 | 120 | 16,8 | 0,7000 | 0,5 | Spur | reichlich |
| Haiming, Pfarrhof | 0,5 | 364 | 170 | 194 | 14,0 | 0,6430 | 0,1 | Spur | 1,25 |
| Markt, Lohbauer | 2 | 373 | 256 | 147 | 16,3 | 0,6165 | 0,3 | deutl. | reichlich |
| Markt, Antoniusanstalt | 5 | 365 | 230 | 135 | 15,8 | 0,7579 | 0,5 | deutl. | 4 b., 2 unb. |

¹⁾ Die Angaben über Jod-, Schwefelwasserstoff- und Methan-Gehalt konnten oft nur an kleineren Mengen ermittelt werden, stellen daher im ganzen nur Annäherungswerte dar.

²⁾ Bei zwei Temperaturangaben bezieht sich die obere auf die im Frühjahr, die untere auf die im Herbst 1910 ermittelten Werte.

Verzeichnis der benützten Literatur.

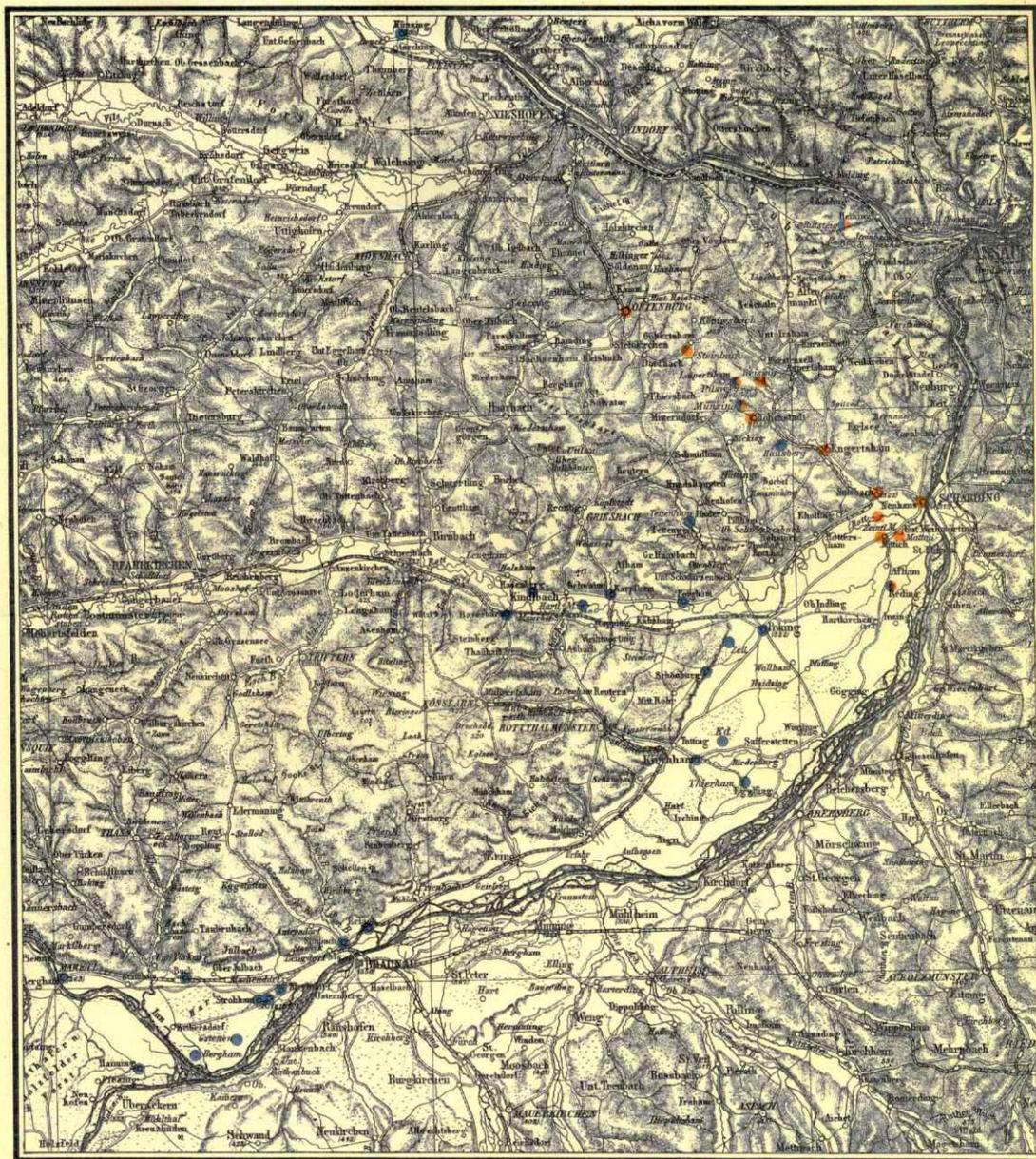
1. J. B. GRAF: Versuch einer pragmatischen Geschichte der bayerischen und oberpfälzischen Mineralwässer. München 1805.
2. JOSEPH RÖCKL: Beschreibung der Mineralquelle zu Höhenstatt. München 1832.
3. VINC. MÜLLER: Die Heilquellen, Mineralbäder und Molkenkuranstalten des Königreichs Bayern. 2. Aufl. Augsburg 1847.
4. C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.
5. L. V. AMMON: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Gekr. Preisschr. München 1875.
6. EDUARD SUSS: Das Antlitz der Erde. 1. Bd. 1885.
7. C. W. v. GÜMBEL: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottwang. Sitzungsber. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wissensch. zu München. 1887. 2. S. 221—325.
8. L. V. AMMON: Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. Geogn. Jahresh. Cassel 1888. Ref. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1889. S. 98—101.
9. C. F. ZINCKEN: Das Vorkommen der natürlichen Kohlenwasserstoff- und der anderen Erdgase. Halle 1890.
10. AUG. EDELMANN: Bayerisches Bäderbuch. Die Heilquellen und Kurorte des Königreichs Bayern. München 1890.
11. FRANZ E. SUSS: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern Annal. d. K. K. Naturhist. Hofmuseums. 6. Bd. Wien. 1891. S. 407—429.
12. G. A. KOCH: Die im Schlier der Stadt Wels erbohrten Gasquellen nebst einigen Bemerkungen über die obere Grenze des Schliers. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1892.
13. F. V. OEFELE: Die ersten Quellen brennbaren Gases im deutschen Sprachgebiet. Ausland. 65. Jahrg. 1892. Stuttgart. S. 455—458.
14. G. A. KOCH: Neue Tiefbohrungen auf brennbare Gase im Schlier von Wels, Grieskirchen und Eferding in Oberösterreich. Verh. d. K. K. Reichsanst. Wien 1893. Ref. Zeitschr. f. pr. Geol. 1893. S. 324.
15. G. A. KOCH: Die Naturgase der Erde und die Tiefbohrungen im Schlier von Oberösterreich. Monatsblätter d. Wiss. Club in Wien. 14. Jahrg. Nr. 11. 1893. Abdruck im Organ des Vereins der Bohrtechniker 1893/94.
16. C. W. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. 2. Bd. Cassel 1894.
17. G. A. KOCH: Geologisches Gutachten über die u. s. w. Gasausströmungen in der Schottergrube der K. K. Staatseisenbahnen zu Wels. Wels 1895. Ref. Zeitschr. f. pr. Geol. 1895. S. 219.
18. G. A. KOCH: Über das Naturgas und die jodhaltigen Wasser von Wels in Oberösterreich. Deutsche Rundsch. f. Geogr. u. Stat. 20. Jahrg. 1898. 6. H. Ref. Zeitschr. f. pr. Geol. 1898. S. 181.
19. G. A. KOCH: Geologisches Gutachten über das Vorkommen von brennbaren Natur- oder Erdgasen, jod- und bromhaltigen Salzwässern, sowie Petroleum und verwandten Mineralprodukten im Gebiete von Wels und in Oberösterreich. Wien 1902. Mit weiteren Literaturangaben über die Welser Erdgase.
20. O. STEPHANI: Über das Welser Erdgas. Zeitschr. f. angew. Chemie. Berlin 1903. S. 27—32.
21. Anonym. Die Tiefbohrung des Ärars bei Wels in Oberösterreich. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1903. S. 461.
22. R. J. SCHUBERT: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 53. Bd. 1903. S. 385.
23. G. A. KOCH: Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Wien 1907.
24. Deutsches Bäderbuch. Bearbeitet unter Mitwirkung des Kaiserl. Gesundheitsamts. Leipzig 1907.

25. C. ENGLER und H. HÖFER: Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie und sein Wirtschaftsbetrieb. 2. Bd. Leipzig 1909.
26. A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Bd. I.
27. J. WALTER: Wie ließe sich das europäische Erdgas besser verwerten? Allg. österr. Chemiker- u. Technikerztg. 1910. 24. u. 1911. 1.
28. L. REUTER: Der tertiäre Meeressand in Niederbayern. Kleinwelt. Zeitschr. d. Deutsch. mikrol. Ges. 2. Jahrg. 1910/11. 3. H. Bamberg 1910.
29. G. A. KOCH: Zur Genesis der Versuchsbohrungen auf Kalisalze, Petroleum und Erdgase in Siebenbürgen. Ungar. Mont.-Ind. u. Handelsztg. Budapest 1911. 17. Jahrg. Nr. 6.
30. G. A. KOCH: Das Welser Erdgas und dessen rationellere Verwertung. Ung. Mont.-Lnd. u. Handelsztg. Budapest 1911. 17. Jahrg. Nr. 5 und Internat. Mineralquellenztg. Wien 1911. Nr. 258/9.
31. A. ROTHPLETZ: Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. M. 2. Taf. München 1911. Sitzungsber. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Jahrg. 1911.
32. AD. SCHWAGER: Mineralquellen in Niederbayern. Geogn. Jahresh. München 1911. S. 193—207.

Inhaltsübersicht.

| | Seite |
|--|-------|
| Verbreitung der Gas- und Schwefelbrunnen | 234 |
| Geologische Übersicht des Verbreitungsgebietes | 234 |
| Die Gas- und Schwefelbrunnen | 237 |
| Mineral- und Gasgehalt der Wasser | 238 |
| Herkunft des Mineral- und Gasgehaltes der Wasser | 239 |
| Nachhaltigkeit der Brunnen | 240 |
| Die einzelnen Gasbrunnen | 241 |
| Die Gasbrunnen | 241 |
| Die Schwefelbrunnen | 246 |
| Die Verwendung der Wasser | 248 |
| Die Schwefelwasser | 249 |
| Die Gaswasser | 251 |
| Verzeichnis der benützten Literatur | 256 |

Verbreitung der Gas- u. Schwefelwasser im unteren Jnngbiet.



5 4 3 2 1 0 5 1:250 000 10 20 km

Lith. u. Druck v. Pfloty v. Loehle München.

Erklärung: ● Gasbrunnen ● Schwefelbrunnen ● Erdgasführende Schwefelbrunnen

Die Keilberger Randspalte.

Von

W. Kranz,

Hauptmann in der I. Ingenieur-Inspektion (Swinemünde).

Nach eingehenden Aufnahmen¹⁾ erklärte POMPECKJ 1901 die Lagerungsverhältnisse bei Regensburg folgendermaßen:

„Beim Absinken der mesozoischen Tafel zwischen dem Schwarzwald und dem böhmisch-bayerischen Grenzgebirge muß innerhalb der absinkenden Masse — entsprechend der fortschreitenden zentripetalen Bewegung dieses Rindensegments der Erdkruste — ein immer stärker werdender Horizontal- oder Seitendruck erzeugt worden sein. In den Randgebirgen muß sich derselbe als Schub gegen die stehengebliebenen oder weniger tief abgesunkenen Pfeiler äußern. Die mesozoische Tafel Süddeutschlands sank nicht gleichmäßig in einem Stück ab; sie zerbarst in einzelne Schollen. Im Jura des Regensburger Gebietes läßt sich außer dem Absinken ein in W.—O.-Richtung wirkender Horizontalschub erkennen oder zum mindesten annehmen. Die einst ungeteilte Jurascholle vom Abbachhof bis zum Regenstauffer Galgenberg wurde bei Beginn ihrer Bewegungen zunächst wohl ebenso wie der Jura am Keilberg gegen W. geneigt. Ihr östlichster Teil (oder Bruchstücke desselben) wurde beim weiteren Einsinken dann von W. her gegen das nicht abgesunkene Massiv des Bayerischen Waldes gepreßt, langsam durch Seitendruck an dem Granit aufgerichtet, zum Teil emporgehoben und zerbrochen, weiterer Schub führte langsam zur Steilstellung, zur Überneigung und schließlich zur Überkippung des randlichsten Teiles.“

Demgegenüber führte ROTHPLETZ 1911 aus²⁾: Die Schichtstörungen an der Keilbergspalte könnten nicht einfach als Schleppungserscheinungen gedeutet werden, die beim Absinken des Juraplateaus an jener Spalte entstanden wären. Der Granit sei fest gegen den Jura herangepreßt worden, nachdem dieser schon abgesunken war; sodann habe sich der Granit auf der Verwerfungsspalte gegen S. hingeschoben, dabei Teile der aufgerichteten Schichten abgerissen und mit sich geschleppt. Ein Druck sei vom Granitgebirge auf den Jura ausgeübt worden. „Also nicht als Schleppung bei vertikalem Absinken des Jura, sondern als Schleppung bei horizontaler Verschiebung des Granites auf jener Spalte deute ich diese Störungen längs der Keilberger Randkluft.“

¹⁾ J. F. POMPECKJ, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf, Geogn. Jahresh., München 1901, S. 139—220. Der Keilbergspalte wurde zuerst von v. AMMON und THÜRACH in der Übersicht der Verwerfungen im nördlichen Bayern (v. GÜMBEL, Geogn. Beschreib. d. Fränkisch. Alb 1891, S. 612) gedacht.

²⁾ A. ROTHPLETZ, Die ostbayerische Überschiebung etc., Sitzungsbericht d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss. math.-phys. Kl., 4. März 1911, S. 175—188.

Herr Professor ROTHPLETZ hatte die Güte, mir die Teilnahme an der letzten Pfingstexkursion des Geologischen Instituts München zu gestatten (3. bis 6. Juni 1911), wobei ich die Absicht aussprach, mir unter seiner eigenen Führung ein Urteil über die Berechtigung dieser beiden Anschauungen zu bilden. Ich gewann den Eindruck, daß das bisher vorliegende Beobachtungsmaterial die von POMPECKJ gegebene Deutung nicht umzustößen vermag.

Sehr vorsichtig und unter mehreren Voraussetzungen schätzt POMPECKJ das Absinken der Regensburger Juratafel auf mehrere hundert Meter¹⁾ und geht dabei vom Vergleich der Basisfläche des Malm am Keilberg (ca. 320 m) mit der Höhe des Grundgebirges im Hohen Arber (1458 m) aus. Statt dessen berechnet ROTHPLETZ das Einsinken durch Vergleich mit der nächst gelegenen Stelle, wo auf Granit die Sedimentdecke noch erhalten ist, bei Asang südlich von Nittenau in der Bodewöhrer Bucht,²⁾ auf höchstens 160—400 m. „Ein solcher Einbruch war keinesfalls imstande, den Horizontalschub zu erzeugen, der am Keilberg nachgewiesen ist.“ Dieser Einwurf wird aber hinfällig, wenn Randbrüche am Südrand der Bodewöhrer Bucht, ebenso wie an ihrem Nordrand, die tiefe Lage des Mesozoicum dort bedingen. Solche Brüche sind am Südrand der Bucht bisher nicht nachgewiesen, aber die ganze Gestalt der Bucht und vor allem der eigentümliche westöstliche Durchbruch des Regen durch die harten Urgebirgsgesteinsmassen³⁾ läßt sie vermuten. Dazu kommt, daß der ganze Westvorsprung des Bayerischen Waldes gegenüber der Hauptmasse dieses Gebirges östlich der Kinsachsenke abgesunken erscheint. Die Fazies mesozoischer Schichten in Malm und Kreide beweisen, daß erhebliche Teile des Bayerischen, vielleicht auch des Böhmerwaldes von mesozoischen Sedimenten bedeckt waren, die seit langem der Erosion zum Opfer fielen. Die meisten dieser Sedimente, besonders der obere Malm, müssen in flachem Meer entstanden sein (vgl. POMPECKJ), sie sind daher zweifellos im Vergleich mit den ehemaligen, jetzt denudierten Sedimenten auf der Höhe des Bayerischen Waldes relativ erheblich abgesunken. Und daß es sich auch um starkes absolutes Absinken im Gefolge von Erdkontraktion handelt, halte ich für viel wahrscheinlicher, als eine entsprechende epirogenetische Hebung, ein Gedanke, den ich in zahlreichen Schriften theoretisch und an Beispielen praktisch durchzuführen versuchte. Allerdings läßt sich vorläufig für keine von beiden Anschauungen ein Beweis erbringen.

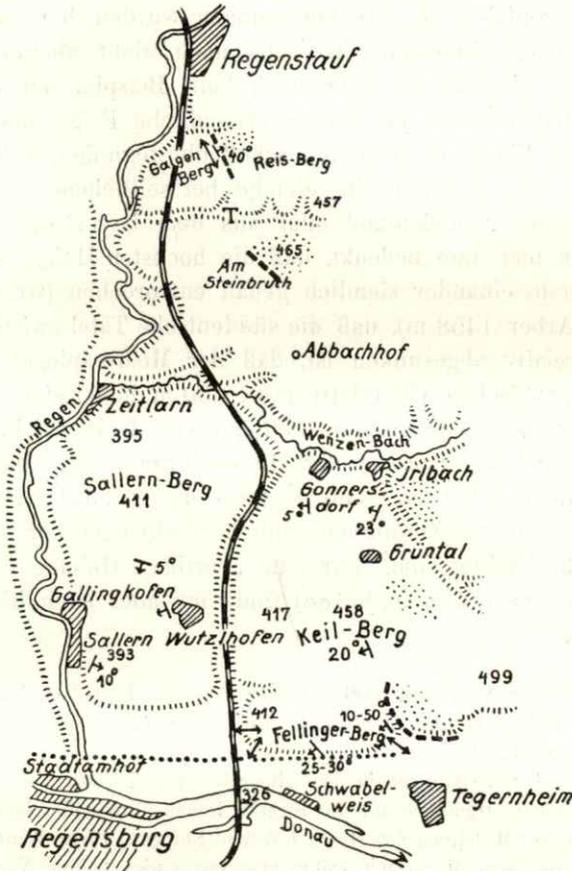
Mit Recht betont ROTHPLETZ, daß die Schichtenstörungen an der Keilbergspalte nicht einfach als Schleppungserscheinungen gedeutet werden können. Sobald man aber im Sinne der Auffassung von POMPECKJ die natürlichen Folgeerscheinungen des großartigen Abbruchs der süddeutschen Tafel zu Hilfe nimmt — Horizontalschub gegen die stehenbleibenden Randhorste und -Halbhorste, Schleppung, Abscheren, Zerreißen und Überkippen namentlich der Ränder —, so erklären sich die Erscheinungen an der Keilberger Randspalte ohne weiteres. Dieser Eindruck verstärkte sich bei jedem neuen Aufschluß, den ich unter der liebenswürdigen Führung Herrn ROTHPLETZ' kennen lernte.

¹⁾ Einen genaueren Betrag, 14—1500 m, wie ROTHPLETZ angibt, nennt POMPECKJ nicht.

²⁾ Auf der genannten Exkursion fanden wir noch erheblich näher der Randspalte N und NE Tegernheim auf dem Urgebirgsrand Sedimente nicht näher bestimmten Alters etwa 420 m ü. d. M., anscheinend auf nicht primärer Lagerstätte.

³⁾ Mit „Grund-“ oder „Urgebirge“ oder „Granit“ sollen hier nur die älteren kristallinen Gesteinsarten bezeichnet werden, nicht etwa ein bestimmter stratigraphischer Horizont.

Eine wesentliche Rolle spielen in seiner Beweisführung die Klüfte mit Rutschstreifen. Was davon auf der genannten Exkursion beobachtet wurde, ist in der Textskizze zusammengestellt. Diese Rutschstreifen hängen hiernach nicht unmittelbar mit den tektonischen Ereignissen zusammen, welche das Einfallen der Schollen hervorbrachten, sie mögen nach dem Absinken des Jura entstanden sein,



Erläuterung:

- ↔ (W-Estreichende) Kluft mit Rutschstreifen.
- Keilberg-Randspalte und ihre Fortsetzung.
- Granit am Urgebirgsrand.
- T Tertiär.
- ▲ Streichen u. Fallen im Jura nach Pompeckj, Rothpletz und Aufnahmen des Verf.
- Donauspalte.

wie man mit ROTHPLETZ annehmen kann. Aber es liegt kein Grund vor, sie auf eine hypothetische Bewegung des Granitgebirges zurückzuführen oder gar der etwa 35 km entfernten Überschiebung bei Straubing (vgl. ROTHPLETZ a. a. O.) die gleiche Ursache zuzuschreiben. Die absolute Größe der von Rutschstreifen bedeckten Flächen ist in der Nähe der Keilberger Randspalte sehr gering; im Steinbruch dicht nordöstlich Bahnhof Walhallastraße (beim Adlerfels) waren z. B. von einer die ganze Höhe der Wand durchsetzenden, gut aufgeschlossenen Harnischfläche nur wenige Quadratmeter mit Rutschstreifen bedeckt, und die Verschiebungen

innerhalb der einzelnen Schollenteile der Tegernheimer Tongrube sowie des Galgenbergs können nur wenige Dezimeter betragen haben. Rutschflächen im alpinen Überschiebungsgebiet sind viel auffälliger. Das alles läßt auf ein sehr geringes Ausmaß von seitlichem Schub entlang der Keilberger Randspalte schließen, und selbst am Galgenberg nehme ich mit ПОМРЕККJ lediglich Absinken, Heranpressen der Scholle gegen den Urgebirgsrand, Zerbrechen und langsames Überkippen an. Entsprechende Horizontal- und Drehbewegungen wurden bei rezenten Erdbeben häufig beobachtet, haben indessen gleichfalls noch nicht überall eine eindeutige Lösung gefunden.¹⁾ Bis jetzt ist aber noch kein Beispiel der Überschiebung eines Teiles über den anderen, als die unvermeidliche Folge einer Bewegung auf einer stark geneigten Ebene bei rezenten Schollenbewegungen bekannt geworden.²⁾

Die Wirkung wäre ziemlich die gleiche bei seitlichem Druck aus dem absinkenden süddeutschen Schollenland oder aus dem bayerisch-böhmischen Waldgebirge her. Wenn man nun bedenkt, daß die höchsten Höhen der süddeutschen Horste und Halbhorste einander ziemlich genau entsprechen (Gr. Belchen 1423 m, Feldberg 1493 m, Arber 1458 m), daß die süddeutsche Tafel zwischen Schwarzwald und Böhmerwald relativ abgesunken ist, daß der Meeresspiegel noch im Mittelmiocän auf der Schwäbischen Alb relativ etwa 800 m höher stand als heute,³⁾ und daß ein Sinken des Meeresspiegels im Gefolge von Erdkontraktion immer noch leichter verständlich ist, als Hebung der Horstgebirge,⁴⁾ dann muß man zugeben, daß ein so großartiger Einbruch ohne weiteres die verhältnismäßig geringfügigen Erscheinungen von Zusammenschub hervorbringen konnte, welche an der Keilbergerspalte beobachtet sind. Für eine „vertikale Hebung des ostbayerischen Grenzgebirges“ (ROTHPLETZ a. a. O., S. 188) finde ich aber auch hier keinen Grund und keinen Beweis.

¹⁾ Vgl. z. B. E. KAYSER Allg. Geol. 1909 S. 668 f.; E. SCHEU, Erdbeben, Nat. Wochenschr. 1911 S. 629 f.; W. H. HOBBS, Erdbeben, übersetzt von RUSKA 1910 S. 72 f.

²⁾ HOBBS a. a. O. S. 51, 54 f.

³⁾ Nach E. FRAAS, Tertiärbildungen in der Ulmer Gegend (Jahresh. Nat. Württ. 1911, S. 538, 540), liegt die mittelmiocäne Strandlinie auf der Strecke Donauwörth—Ulm jetzt etwa 650 m ü. M. Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Herrn J. SCHAD (Ehingen) dürfte Winterlingen die höchste absolute Höhe von zweifellosem Marin mit 780 m besitzen; einige höhere Vorkommen von Jura-geröllen (bis etwa 850 m) hält er für fluviatil, obermiocän oder unterpliocän. Meine früheren Angaben (z. B. N. Jb. f. Min. etc. 1911 Beil. Bd. 31, S. 765) beruhen auf dieser Höhenlage der Jura-nagelfluh.

⁴⁾ Z. B. W. KRANZ, Über Vulkanismus und Tektonik, N. Jb. l. c. S. 720 ff.; Über Zusammenschub und Senkung in Horstgebirgen, 1—5 Zentralbl. f. Min. etc. 1911 Nr. 8, 11, 12; Hebung oder Senkung beim rheinischen Schiefergebirge? Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910 S. 470 ff.; 1911 S. 233 ff.



Nachtrag zur Abhandlung: Das Passauer Granitmassiv.

Herr Diplom-Ingenieur ALEXANDER FRENTZEL, zurzeit auf Gut Derjavino, Post Laischew, Gouv. Kasan, welcher während der Herstellung seiner Karte von München abwesend war und daher keine Korrektur vornehmen konnte, schickt folgende Berichtigung ein:

„Auf meiner Übersichtskarte des Passauer Granitmassivs sind einige Versehen unterlaufen, nämlich:

a) Die sämtlichen Nadelporphyrite des Ilz- und Osterbachtals sind mit der dunkleren Farbe des Essexites versehen worden. Ausgenommen ist nur ein kleiner Gang am linken Ilzufer, etwas unterhalb der Bahnhaltestelle Kalteneck, auf der Karte bei dem t von »Feuerschwendt«. Die übrigen mit der Essexitfarbe bezeichneten sechs Gänge sind dagegen Nadelporphyritgänge, nämlich 1) am linken Ilzufer bei dem f von »Dettenbachhof«, 2) auf dem rechten Ilzufer bei dem r von »Feuerschwendt«, 3) am linken Osterbachufer oberhalb Es von »Eschberg«, 4) auf dem rechten Osterbachufer bei dem M von »Neuhaus M«, 5) südlich von Wotzmansreut bei der Ohmühle und 6) bei dem nb von »Höhenbg.«.

b) An folgenden Stellen ist die braune Schraffierung über der grünen Grundfarbe weggelassen worden. Dadurch werden die betreffenden Stellen als Fundorte für Quarzglimmerdiorite charakterisiert, während de facto sie solche für Glimmerdioritporphyrite sind: 1) am Geyerhof; 2) an der Geyermühle südlich (beide) von Neukirchen; 3) kleiner Gang südöstlich der Saldenburg, auf der Karte bei g von »Saldenbg.«; 4) am Zusammenfluß von Osterbach und Ilz, bei Für von »Fürsteneck«; 5) etwas ilzaufwärts, etwas oberhalb F von »Fürsteneck«; 6) etwas unterhalb des Osterbacheinflusses am linken Ilzufer bei f von »Spitzendf.«; 7) Gang im Frauenwald bei eu von »Neustift«; 8) vier Gänge bei Geiersberg (auf der Karte rechts unten) bei ss und bl von »Giessübl«, oberhalb S und ck von »Sickling«.

Außerdem ist im Text S. 159, Zeile 3 von unten (Anmerkung) statt „Wilsabhängen“ zu lesen: Wiesenabhängen.
