

Geognostische
Jahreshefte.

Dreiundzwanzigster Jahrgang.

1910.



Herausgegeben

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

von

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



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1911.

Bayer. Genl. Landesamt
Bücherei
Bücherverzeichnis
Zeitschr.-Kartei für
100
Expl.

Bücherverzeichnis
Nr.
F2-1a-23/2

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Maximilian Weber: Studien an den Pfahlschiefern (Mit 2 Tafeln.)	1—10
Josef Schwertschlag: Die Beziehungen zwischen Donau und Alt- mühl im Tertiär und Diluvium (Mit 4 Figuren.)	11—41
Matthaeus Schuster und Adolf Schwager: Neue Beiträge zur Kennt- nis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. I. Die Kuselite	43—59
Otto M. Reis: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wetterstein- gebirges. I. Teil. Kurze Formationsbeschreibung, allgemeine tekto- nische und orogenetische Übersicht (Mit 2 Karten, 1 tektonischen Übersichtskärtchen, 15 Textbildern und 1 Textbeilage.)	61—114
Fritz Heim: Beiträge zur Kenntnis des Wellengebirges der Gegend von Zweibrücken (Rheinpfalz)	115—148
Julius Schuster: Pagiophyllum Weißmanni im unteren Hauptmuschel- kalk von Würzburg (Mit 1 Tafel.)	149—154
Franz Bayberger: Zum Problem des Wellheimer Trockentals . . .	155—160
Matthaeus Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel .	161—189
Ludwig von Ammon: Über radioaktive Substanzen in Bayern . . . (Mit 1 Textfigur und 1 Kärtchen.)	191—209

Studien an den Pfahlschiefern.

Von

Dr. Maximilian Weber.

Mit 2 Tafeln.

VON GÜMBEL (Ostbayer. Grenzgeb. 1868 p. 216—218) war der rote Pfahlgneis noch nicht als eruptiv betrachtet worden. Allerdings trennte er den eigentlichen Pfahlgneis mit seinen verschiedenen Modifikationen wegen seiner Eigentümlichkeit von dem roten Gneise besonders der Pfreimt-Nabburger Gegend ab. „Bei dem bunten Gneis des Pfahlgebietes (Pfahlgneis) findet man neben dem typischen feinkörnigen Gesteine Übergänge in eine fast dichte, felsitähnliche Masse einerseits und dann wieder in deutlich entwickelte Augengneise oder andererseits flaserige grobkörnige Gesteine.“ Die felsitisch dichten Varietäten, welche „Schritt für Schritt verfolgbar in den normalen Pfahlgneis übergehen“, nennt GÜMBEL Hälleflint des Pfahles oder Pfahlschiefer.

LEHMANN (Entstehung der altkristall. Schiefergest. Bonn 1884) faßte als Erster den Pfahl auf als eine auf einer Verwerfung herausgedrungene Gangfüllung, und die dichten Hälleflinten leitete er ebenfalls aus Übergängen von den flaserigen „Syenitgraniten“ ab, dessen Umwandlungsprodukte (durch Kataklyse) sie in gegen die Verwerfungslinie steigendem Maße bilden. Alle die Modifikationen vom Syenitgranit und Porphyroid bis zum Hälleflint und Felsit sind aber nach ihm Produkte der Erstarrung, welche nur durch Dislokationsmetamorphose ihre physikalischen Verschiedenheiten erhalten haben.

1898 hat S. WOLFF (Inaug.-Dissert. Erlangen) einen Beitrag zur Kenntnis des Pfahles und seiner Nebengesteine geliefert, und zwar ausschließlich nach dem Profile bei Regen. Er steht ganz auf dem Standpunkte LEHMANN'S. In den Pfahlgesteinen fand er deutliche Kataklyse; zur Unterscheidung in den feinkörnigen Quarzfeldspataggregaten wandte er die BECKE'sche Ätzungs- und Tinktionsmethode an; er spricht von eigentümlichen Verwachsungen von Quarz und Feldspat, welche „mit der schiffgranitischen große Ähnlichkeit haben“ und besonders in denjenigen Präparaten angetroffen würden, welche deutliche Kataklysestruktur aufweisen. Er hält diese Verwachsung für sekundär entstanden, weil die Quarzpartikel nicht ganz gleichmäßig auslöschten. Durch Dislokationsmetamorphose entstandene Risse werden immer durch sekundäre Quarzsubstanz, schmälere Spalten auch durch Muskovitbildung ausgefüllt, welche letzterer nach Aufhören der Zertrümmerung durch die Gebirgsfeuchtigkeit sezerniert sei. Die durch sekundäre Quarzausfüllung mit Feldspat zusammengesetzten Körneraggregate bilden einen feinen Grus, den man mit einer Grundmasse zu vergleichen versucht sei.

WEINSCHENK (Der bayer. Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet, Sitzungsber. d. bayer. Akad. d. Wiss. 1899) faßt die gröberen Pfahlschiefer

als sehr glimmerreiche porphyrische Randzone des Granitmassivs auf, dessen Umgrenzung sie bilden. Die Zertrümmerung und Auszerrung der Feldspäte unter Serizitbildung, die Bleichung des Gesteines führt er gleichfalls auf die Bildung einer großen Dislokationsspalte zurück, wobei die Serizitschiefer nichts anderes sind, als eine aus dem Granitporphyr hervorgegangene Reibungsbreccie, die oft noch schiefrig ist, oder zu einem hälleflintartigen Gestein verfestigt.

A. RIES (Pfahl und Pfahlschiefer im bayer. Walde, Zentralbl. f. Min. 1903) spricht als Hauptbegleiter des Pfahles den oft großporphyrischen und flaserigen Granit an, dessen Grundmasse vielfach sehr dunkel und lamprophyrisch werde; bei Grafenau schneide der Pfahl kontaktmetamorphe Hornfelse. Er findet die Pfahlgesteine stark gepreßt und meist völlig zermalmt. Speziell die Augengneise bei Grafenau zeigen nach ihm die typischste Mörtelstruktur, wobei die Feldspäte und der Quarz vom Detritus ihrer eigenen Substanz völlig eingehüllt seien. Prächtige Harnische am Granit und Syenitporphyr der Buchberger Leite bei Freyung deuten ebenfalls auf starke Dislokation.

Im Sommer 1909 ging ich die neuen Bahnstrecken im unteren Böhmerwalde ab und zwar von Waldkirchen bis Haidmühl und von Passau nach Erlau. Das dort gesammelte Material steht gegenwärtig in Bearbeitung. Besonders interessierten mich die Pfahlschiefer an dem neuen Aufschlusse am Bahnhofe Neureichenau und sie veranlaßten mich, vergleichendes Material aus Viechtach, Regen, Grafenau und der Buchberger Leite zu sammeln.

Unter dem Eindrucke der meines Erachtens kaum mehr anzweifelbaren Injektionserscheinungen bei Passau und Bodenmais gelangte ich zunächst nur für einzelne Stellen der Pfahlschiefer, unterstützt durch glückliche Funde, makroskopisch zu der Ansicht, daß hier vielleicht etwas Ähnliches vorliegen könne. Speziell die „lamprophyrischen“, flaserigen Granitporphyre schienen mir bisher recht zweifelhaft gedeutet. Bei Neureichenau fand ich nämlich eine etwa zwei Finger breite, rote aplitische Ader im Granitporphyr (Taf. I, Fig. 1), welche anscheinend genau die gleiche Zusammensetzung hatte, wie die roten eingesprengten Partien des Porphyrs, in welchen der Aplit direkt übergeht. Andererseits reichert sich auch die Biotitmenge, welche am Freyunger Eingang der Buchberger Leite gegenüber den riesigen Feldspäteinsprenglingen nur gering ist, an anderen Stellen zu dichten körnigen Partien an, und manchmal nimmt sie direkt die Gestalt konkordant eingelagerter sich auskeilender „Scherbenschiefer“ im Sinne LEHMANN'S an (Taf. I, Fig. 2).

Diese Beobachtungen lassen sich natürlich nur machen, wo das Gestein noch einigermaßen grobkörnig ist; denn mit der Annäherung an den Quarzgang wird der Charakter immer schiefriger, die hellen und die dunklen Teile werden immer gestreckter und kleiner, bis sie endlich kaum mehr in einer gewissen diffusen Fleckung oder Streifung sich auseinander kennen lassen, um endlich als gleichmäßig dichter „Hälleflint“ zu enden.

Allenthalben lassen sich diese Übergänge verfolgen, und so wird, was an den größeren Typen sich den älteren Auffassungen gegenüber als neu erweisen sollte, auch für die dichteren Modifikationen seine Gültigkeit haben.

Als Ausgangspunkt diente der aplitische Gang im Granitporphyr von Neureichenau an der Südwestseite des Pfahles. Makroskopisch ist er ganz glimmerfrei und besteht nur aus einem Gemenge von meist trüben Feldspäten mit viel Quarz.

Unter dem Mikroskop hat man zunächst den Eindruck einer porphyrischen Struktur (Taf. I, Fig. 3), wobei nur Feldspäte als Einsprenglinge figurieren. Diese sind größtenteils Orthoklas, der immer getrübt ist, und massenhaft kleine Muskovitblättchen einschließt, ferner klarer Mikroklinmikroperthit und wenig Oligoklas. Alle diese Feldspäte scheinen zackig begrenzt: zunächst legen sich an ihren Rand sphärolithartig ausgebildete, sehr kleine Partien von quartz vermiculé, besonders gern an dem Mikroklin; andererseits aber tritt in die Zwischenräume auch ein größeres Mosaik von Quarzen, welche mit eckigen und scharfen Linien aneinander grenzen. Selten sind runde Quarzkörner in die Feldspäte eingeschlossen, öfter finden sich darin runde Putzen von quartz vermiculé. Das Mosaik des Quarzes nun scheint einer Grundmasse zu gleichen; aber es wäre doch auffallend, daß sich in ihr so gar keine Feldspäte befinden, daß andererseits der Quarz in zwei verschiedenen Formen, nämlich als größeres Mosaik und in feinkörnigen myrmekitischen Verwachsungen als Grundmassegemengteil ausgebildet wäre. Es ist wohl nur der Schluß möglich, daß die Quarzkörnerhaufen ursprünglich einheitlichen Einsprenglingen von Quarz entsprechen, die durch Druck zertrümmert wurden. Auch die größeren Feldspäte zeigen etwas ungleiche Auslöschung, aber einen Mörtelsaum besitzen sie nicht.

Der Gang besteht demnach aus einem porphyrischen Granitaplit mit granophyrischer Grundmasse und zeigt einige Pressungserscheinungen.

In ganz ähnlicher Weise wie dieser Aplitgang treten verschwommen begrenzte Nester von granitischer und aplitischer Zusammensetzung in der Buchberger Leite in Berührung mit schon ziemlich feinkörnigem dunklem „Granitporphyr“, der an einen Quarzdiorit oder Monzonit erinnert.

Unter dem Mikroskop erkennt man im allgemeinen den gleichen Aplit wie vorher; nur sind die Orthoklase nicht so unfrisch, an Zahl geringer und meist ist überhaupt neben wenig Oligoklas der Mikroklin herrschend. Myrmekitische Grundmasse findet sich besonders wieder an den Mikroklinen, aber spärlicher, dafür größer entwickelt. Die Quarze bieten nicht mehr das Pflaster mit geraden Begrenzungslinien, als vielmehr sind die einzelnen Körner verschieden geschwänzt und ineinander verzähnt. Die undulöse Auslöschung ist stärker, daher war wohl auch ein etwas größerer Druck deren Ursache. — Nun kommt hier etwas Neues hinzu: es treten nämlich nesterweise farbige Mineralien, Biotit- und grüne Hornblende dazu; sie bilden nicht bloß Zwickelfüllungen, sondern winden sich oft in feinkörnigen Aggregaten um größere Feldspäte und gestreckte Quarzhaufen herum. Ziemlich viel Apatit ist darin eingeschlossen.

Es zeigt nun für das freie Auge das Gestein keine Spur von Schieferung noch von Zertrümmerung. Vergleicht man damit ein ganz analoges Vorkommen vom Wolfgangschacht in Bodenmais, wo aplitische Granitnester von über Kopfgröße in dem Cordierithornfelse sich finden, so sieht man, daß auch das letztere Vorkommen, das noch niemand in den Bereich der tektonischen Pfahlvorgänge hineingezogen hat, Druckerscheinungen zeigt: die Quarze sind zwar nur wenig zu größeren Stücken zerbrochen, aber die einzelnen Teile gebogen, Glimmer tritt nur als Lückenausfüllung, nicht idiomorph auf, allerdings ohne um die anderen Gemengteile geschleppt zu sein; die Feldspäte sind gegittert und haben undulöse Auslöschung. Die Differenz ist also nur graduell. Und wie dort wird man auch hier in den Druckerscheinungen nur die Anfänge der Protoklase infolge der Widerstände bei der Intrusion sehen dürfen. Noch mehr zeigen die Druckerscheinungen die aplitischen Intrusionsgänge östlich von Passau, wo gewiß keine Dislokationslinie durchführt.

Diese aplitischen Gebilde welche, ohne es äußerlich im geringsten erkennen zu lassen, innen schon Bruchphänomene wahrscheinlich primärer Art zeigen, liegen nach meinen Funden gang- oder nesterförmig in mittel- und feinkörnigen Arten der flaserigen „lamprophyrischen“ Granitporphyre. Stellenweise sind die dunklen glimmerigen Massen so massenhaft und dicht entwickelt, daß die eingeschlossenen roten Partien beinahe ein Aussehen bekommen wie die fremden Orthoklase in einem Aschaffit (Weißenstein, Buchberger Leite).

Nehmen wir wieder die oben abgebildete Stufe mit dem Aplitgang aus der Buchberger Leite vor. Der Gang selbst setzt zweifellos etwas schief zur schwachen Flaserung hindurch (s. Taf. I, Fig. 1). Ein kleiner Ausläufer zweigt von ihm U-förmig ab und verliert sich. Die Grenze gegen den „Porphyr“ ist manchmal schärfer, großenteils aber verwaschen; man sieht kleine Ausbuchtungen des Ganges direkt in die roten Augen des Porphyrs übergehen und verfließen. Das zwingt aber wohl dazu, die zwischen der Glimmermasse liegenden isolierten roten Partien in Beziehung zu diesen Aplitgängen zu bringen, mit denen sie absolut gleiche Farbe und, wie das Mikroskop zeigt, genau gleiche Zusammensetzung und auch Eigentümlichkeiten haben, wie z. B. in der glimmerigen Durchsetzung der Orthoklase.

Unter dem Mikroskop sieht man aber auch (Taf. I, Fig. 4), daß es ungenau ist, von einer lamprophyrischen Grundmasse zu sprechen, wie man das getan hat; die Grundmasse besteht genau aus dem gleichen Myrmekit, wie die Aplitgänge haben. Die Anordnung des Glimmers ist eine wesentlich andere als die eines Grundmassengemengteiles: in flaserigen Zügen umgrenzt er wohl auch einzelne größere Feldspateinsprenglinge, aber meistens umrahmt er die rundlichen oder länglichen Gebilde, welche vollständig die Zusammensetzung der Aplitgänge haben und in ihrem Inneren nicht die Spur eines autochthonen Glimmergehaltes oder von Erzkörnern aufweisen.

Das wäre nun zum mindesten doch eine merkwürdige Verteilung der Mineralkomponenten, wenn man das Gestein auch jetzt noch, zumal da jeder Erzgehalt fehlt, als Granitporphyr ansprechen wollte. Die hellen Einsprenglinge dieses „Porphyres“ sind eben nicht etwa bloß Feldspäte oder Quarze, sondern es sind meist direkt abgeschnürte Partien von der genauen Zusammensetzung der angrenzenden aplitischen Gänge und Nester. Der Biotit ist also, zumal da nie Erz mit ihm vergesellschaftet ist, etwas Fremdes, das sich zwischen die Aplitpartien eingeschoben hat, oder umgekehrt ausgedrückt: der Aplit ist zwischen schieferige Gebilde eingedrungen, dort in einzelne Partien zerstückelt worden, und als Umwandlungsresiduum dieser ursprünglichen Tongesteine haben wir den Biotit anzusehen.

Die Zusammensetzung unserer pseudoporphyrischen Gesteine ist also genau diejenige, welche SAUER (Exkursionsberichte z. d. Geol. G. 1905, p. 372) für ein durch Injektion entstandenes Mischgestein postuliert: das Magma war, wie die Gänge beweisen, ein glimmerfreier Aplit, und der Biotit ist absolut nicht gleichmäßig in dem an die Gänge angrenzenden Gestein verteilt, sondern bildet flaserige Partien, welche ganze aplitische Nester voneinander abschnüren.

Reichert sich in den grobkörnigen Gesteinen die Glimmersubstanz zwischen den größeren Einsprenglingen so stark an, daß sie in ihrer scheinbaren Dichte den Vergleich mit Aschaffit nahelegt, so erkennt man doch unter dem Mikroskop sogleich wieder, daß von einer lamprophyrischen Grundmasse auch hier nicht die

Rede sein kann, weil der Charakter bei feinerem Korn genau der gleiche bleibt wie bei den oben beschriebenen injizierten Formen.

Wenn ROSENBUSCH schreibt (Physiogr. II, 1, p. 512):

„Zweifelhaft bleibt es, ob die gelegentlich an den Salbändern zu beobachtende Flaserstruktur und die oft auffallend schlierige Verteilung von Biotitstriemen in der Grundmasse (Geising bei Altenberg) in allen Fällen als ein Fluidalphänomen aufgefaßt werden kann, wie das CHELIUS bei den Granitporphyren des nördlichen Odenwaldes zu tun geneigt war,“ so erscheint es mir sehr wahrscheinlich, daß sich an den betreffenden Stellen Gesteine von gleicher Zusammensetzung und daher auch genau gleicher Entstehung finden, wie wir ihnen hier am Pfahle begegnen.

Die mit der Annäherung an den Quarzgang eintretende Verkleinerung des Kornes, wobei die dunkle glimmerige Masse an Menge zunimmt, bringt zunächst im inneren Aufbau keine Veränderung mit sich: zertrümmert sind stets nur die Quarze, die feinkörnige Umgebung der größeren Feldspäte ist niemals etwa Zerreibungsmaterial, sondern stets Myrmekit oder Quarz, wie durch die BECKE'sche Färbungsmethode sich nachweisen läßt. Die größere Menge des Biotites macht sich dahin geltend, daß er mehr und mehr nicht bloß aplitische Partien, sondern die eckigen Feldspäteinsprenglinge selbst umfließt.

Alles das ist noch direkte Folge der primären Intrusion, welche mit wachsender Entfernung vom Granit in kleinerer Korngröße und in Zunahme des Schiefermaterials Ausdruck fand.

Doch stellen sich hier auch schon Erscheinungen ein, welche wir an dem oben beschriebenen Gestein mit den Aplitgängen noch nicht fanden: die Feldspäte sind manchmal von Rissen durchzogen, wobei die einzelnen Bruchstücke sogar gegeneinander gedreht sind; der Bruch ist meist durch kleinste Quarzkörner ausgefüllt. Ferner sind die Biotite schon öfter unter Ausscheidung von Epidot oder Anatas chloritisiert und es findet sich jetzt Erz feinst verteilt in ihrer Begleitung. Beide Erscheinungen werden wir noch viel intensiver in den Gesteinen finden, welche der eigentlichen Dislokationswirkung des Pfahles ausgesetzt waren und wir werden sie als in jedem Falle sekundär kennen lernen.

Mit der Annäherung an den Pfahl wird die Schieferung, oft lagenweise, immer ausgesprochener, selbst wenn die hellen Aplit- und Feldspäteinschlüsse noch ziemlich groß sind (Taf. I, Fig. 2). Schließlich erscheinen Gesteine, welche ganz dünn hellrötlich und grünlich gestreift sind; diese Streifung geht weiterhin auch noch verloren zu Gunsten einer diffusen Fleckung in den gleichen Färbungen, wobei dann mit freiem Auge keine Spur von Schieferung mehr zu erkennen ist, und endlich entstehen die ganz dichten gelblichen oder grünlichen Gesteine am Pfahle selbst, welche GÜMBEL als dichte Hälleflinten bezeichnet hat, und die so stark von kleinsten Brüchen durchzogen sind, daß es schwer hält, ein Handstück zu bekommen.

Verfolgt man diese Serie mikroskopisch, so macht sich die Druckwirkung in erster Linie geltend in einer großartigen Quetschung und Auszerrung: die Aplit- und größeren Feldspatputzen werden vollständig zertrümmert durch Brüche im Innern und durch Bildung von Detritus an ihren Konturen (Taf. II, Fig. 1 und 2); in die Lücken dringen die zerriebene Masse und kleine Biotitfasern aus der Umgebung ein. Das Korn wird immer kleiner und feiner, die kleinen Körnchen sammeln sich in langen dünnen Reihen. Die flaserigen Biotite werden gleichfalls in stets kleiner werdenden Schüppchen ausgewalzt, die sich zwischen die hellen

aplitischen Schnüren konkordant einlagern. Die schon bei Beginn der Kataklyse eingeleitete Ausbleichung des Biotites unter Abscheidung von Erz und Epidot dauert fort (Taf. II, Fig. 3). Schließlich sieht man überhaupt nur mehr eine streifige Masse, abwechselnd aus hellerem Quarz-Feldspatgemengsel und dunkleren Flasern von grünem Glimmer bestehend (Taf. II, Fig. 4). Erz nur noch spurenweise in den flaserigen Partien.

Ob der Glimmer, anscheinend Muskovit oder Serizit, aus dem Feldspat sich wesentlich gebildet hat, möchte ich bezweifeln, denn noch ganz kleine Körnchen von Feldspat haben ein vollständig ungetrübttes Aussehen. Jedenfalls ist er zum größten Teil aus dem ursprünglichen Biotit unter Ausbleichung und teilweise auch neben Chloritisierung herausgebildet worden. Die tektonischen Erscheinungen machen sich weiterhin auch noch in Sprüngen geltend, welche quer zur Schieferung diese dichten Gesteine oft so reichlich durchdringen, daß dadurch vielfach mikroskopische Breccien mit verschiedenster Schieferorientierung der einzelnen Schollen entstanden sind (Taf. II, Fig. 4). Auf diesen Klüften hat sich manchmal ausgequetschtes Quarz-Feldspatgemengsel eingelagert, oft aber ist es auch zur Ablagerung von Chlorit und Epidot auf ihnen gekommen. — Ganz am Pfahl verschwindet endlich auch mikroskopisch jede Art von Schieferung, nur die Zerstückelung ist manchmal noch sichtbar.

Es bleibt noch ein kleiner Rest von Pfahlschiefern übrig, welche unbedingt nicht aus aplitisch injizierten Tonschiefern sich ableiten lassen. Das sind im wesentlichen die grünen, oft serpentinähnlichen Gesteine, die besonders bei Neu-reichenau auftreten. Mikroskopisch sind sie bestimmt durch einen starken Gehalt an Chlorit und Epidot sowie anscheinend durch Zurücktreten des Quarzes. GÜMBEL gibt davon eine Analyse, welche aufweist:

Kieselerde	58,1
Tonerde	18,0
Eisen	12,50
Kalkerde	5,04
Bittererde	1,16
Alkalien (Kali)	2,30
Wasser und Glühverlust	2,90

Die Analyse spricht unbedingt für eine andere Herkunft, und ich möchte sie mit Gabbros oder Dioriten, die in der Nähe anstehen, in Verbindung bringen; doch ist es mir bis jetzt noch nicht gelungen, die Übergangsglieder zu finden.

Damit glaube ich die Grundlage für eine neue Auffassung des größten Teiles der Pfahlschiefer gefunden zu haben: sie sind injizierte Mischgesteine, deren eruptives Material ein rötlich gefärbter porphyrischer Granitaplit mit granophyrischer Grundmasse ist; dieser hat sich unter Druck eingedrängt zwischen die Lagen eines Tonschiefers und die kontaktmetamorphen Relikte desselben erkennen wir in den Biotiten, welche flaserig die Nester der aplitischen Eruptivmasse umgeben.

Gerade das Auffinden eines Aplitganges an der neuen Bahnstrecke bei Neu-reichenau, wo makroskopisch und mikroskopisch die Abschnürung der einzelnen aplitischen Linsen so deutlich wird, ist bei dem sonstigen Mangel an genügenden Aufschlüssen für die neue Auffassung von größter Bedeutung gewesen. Denn jetzt ermöglicht es sich, Verhältnisse nachzuweisen, wie sie die größten Gegner der Injektionstheorie mit Recht für die Identifizierung eines injizierten Gesteines verlangen: Die injizierende Masse ist aplitisch, die Verteilung des Biotites eine un-

gleichmäßige und flaserige; die Feldspäte schließen niemals Biotit ein, sondern höchstens zweifellos sekundären Muskovit neben etwas runden Quarzkörnern. — Daß es sich einfach um fluidalstruierte Eruptivgneise handle, ist bei dem beschriebenen Verhalten zum Aplitgang ausgeschlossen, und diesen Gang wird man wohl nicht als nachträglich gebildet bezeichnen wollen, weil das Material, wie besonders an der verschiedenen Frische der Orthoklase und Mikrokline erkenntlich, bei beiden genau dasselbe ist. —

Man könnte nun einwenden, daß es doch eigentümlich sei, daß aus den ursprünglichen Tonschieferlagen nur Biotit als Kontaktmineral sich herausgebildet habe, und daß weiterhin in einzelnen Schliften diese Biotite viele große Apatite einschließen. Auf den zweiten Einwand wäre zu erwidern, daß zunächst der Gehalt an phosphorsaurem Kalk im Tonschiefer schon stellenweise angereichert gewesen sein kann und durch die Kontaktmetamorphose nur eine Herauskristallisation zu Apatit erfuhr. Andererseits ist daran zu erinnern, daß wir ja auch in zweifellosen Kontaktprodukten, z. B. den Kordieriten, massenhaft Zirkone finden, also sonst als primäre magmatische Ausscheidungen angesehenen Mineralien, die doch sicher nur aus dem metamorphosierenden Schmelzflusse in den Kordierit eingewandert sein können, und das Gleiche ließe sich für den Apatit denken, der doch ein spezifisch pneumatolytisches Mineral darstellt. Das haben LEHMANN, MICHEL LÉVY und DUPARC schon ausgesprochen. Überhaupt scheint der Gedanke sich immer mehr zu bestätigen, daß bei einer Injektion sich eine gewisse Saigerung der injizierenden Masse geltend macht, so daß Basisches zu Basischem (im petrographischen Sinne) und Saures zu Saurem sich gesellt; dieser Vorgang muß ja durch die bei der Kontaktmetamorphose auf irgend eine Weise eintretende Plastizität des Nebengesteines wesentlich unterstützt werden.

Der erste Einwand ist schwerer zu entkräften. Vielleicht hat der primäre oder sekundäre Apatitgehalt hierbei eine Rolle gespielt, denn in gewissen Glimmerschiefern scheint ja auch die Bildung des Feldspates durch Fluor- und Bor-haltige Mineralien verhindert zu werden (ROSENBUSCH, Physiogr. II, 1 p. 105—106).

Aber auch davon abgesehen, wird man sich vielleicht noch mehr daran gewöhnen müssen, die makroskopische Deutung im Felde als ausschlaggebend für eine Auffassung anzunehmen, so lange der mikroskopische Befund nur nicht widerspricht. Von diesem Gesichtspunkte ausgehend postuliert ja ROSENBUSCH auch den geologisch-stratigraphischen Standpunkt für eine rationelle Systematik der Eruptivgesteine. —

Die Struktur ist allenthalben dynamisch beeinflusst. Man kann sehr gut zwei Stadien auseinanderhalten: bei dem ersten sind nur die größeren Einsprenglingsquarze in Komplexe von scharf und ziemlich geradlinig gegeneinander begrenzten Körnern ausgelöst; undulöse Auslöschung ist in den Feldspäten schwach vorhanden. Dagegen möchte ich die Mikroklinbildung nicht auf das Konto der Druckwirkungen setzen, weil sich nicht einsehen läßt, wie daneben überhaupt so reichlich Orthoklas bestehen könnte. Zweifellos findet in diesem Stadium niemals eine Abbröcklung an den Feldspäten statt, sondern was man bisher als solche gedeutet zu haben scheint, ist echter Myrmekit, oft allerdings sehr klein und sphärolithartig ausgebildet, der sich beinahe parasitisch in die Feldspäte, besonders den Mikroklin, hineindrängt.

Dieses Stadium, in welchem nur gröbere physikalische Erscheinungen sich geltend machen, hat schwerlich mit der großen Dislokation der Pfahlbildung zu

tun; denn dieselben Erscheinungen finden sich, wie erwähnt, manchmal noch ausgesprochener an den aplitischen Gängen von Bodenmais und Passau. Sie sind eine primäre Erscheinung und hängen als Protoklase zweifellos nur ab von den starken Druckverhältnissen, die sich bei dem Vorgang der Injektion einstellen mußten.

Wesentlich davon verschieden sind die Einwirkungen in der Nähe des Pfahles selbst; jetzt werden nicht nur die Quarze, sondern auch die Feldspäte an ihrem Rande und im ganzen zermalmt, gerundet, ausgewalzt; ihre Längsrichtung wird gewaltsam konkordant zu der Schieferrichtung, also senkrecht zur Druckrichtung, gemacht. Die kleinen Körnchen werden zwischen die feinsten Glimmerlagen eingepreßt. Der Biotit erleidet neben seiner mechanischen Verkleinerung eine Umwandlung in Chlorit, grünen Glimmer und Muskovit unter Ausscheidung von Epidot und Erz; letzteres verschwindet wieder ganz am Pfahl und nur rostige Streifen zeugen von seiner einstigen Anwesenheit. Das ist die echte Katakklase, welche nicht nur materiell verkleinernd, sondern auch substanziell umwandelnd ihre Wirkungen äußerte. Sie hat sich erst in späterer Zeit, jedenfalls lange nach der Verfestigung, längs der Linie des heutigen Pfahles geltend gemacht.

Man kann hier also meiner Ansicht nach Protoklase und Katakklase sehr gut auseinanderhalten, wenn sie selbstverständlich auch nur graduell voneinander verschieden ist. —

Um das Bild der mit der Injektion nachträglich kombinierten Katakklase zu verstehen, fragt es sich, ob denn die Dislokationsschieferung sich deutlich unterscheiden läßt von der ursprünglichen Injektionsflaserung, mit welcher sie doch, wie wohl von vornherein anzunehmen, der Richtung nach kaum zusammenfallen konnte, sollen anders zwei verschiedene zeitliche Prozesse hier gespielt haben. Zur Klärung dieser Frage kann ich leider durch eigene Funde nichts beitragen. Es trifft sich aber sehr gut, daß seinerzeit LEHMANN am Reschwasser eine Stufe aufsammlte, die auf das glücklichste meine Beobachtungen ergänzt, ihm selbst aber seinerzeit, da er noch ganz von der alleinigen Eruptivnatur dieser Gesteine ausging, in der Erklärung Schwierigkeiten machte. S. 189 und Taf. XVII beschreibt und zeichnet er diese Stufe, welche „dadurch interessant ist, daß der (kataklastisch Verf.) verriebene Teil deutlich geschiefert und gebändert ist“ (also wie das von mir [Taf. I, Fig. 2] abgebildete Handstück, das zunächst den Eindruck eines Scherben-schiefers macht, d. h. eines primären injizierten Schiefers, unter dem Mikroskop aber vollständige Trümmerstruktur zeigt). „Während aber,“ schreibt er weiter, „in dem Profil des Reschwassers alle Gesteinslagen sich in konkordanter Stellung befinden, setzt an dieser Stufe die Schieferbildung senkrecht gegen die ursprüngliche Flaserung des Gneises quer durch. Wer also in der Schieferung und in der damit verwandten Bänderung der kristallinen Schiefergesteine in allen Fällen eine ursprüngliche Schichtung finden will, der hätte hier die Aufgabe, zwei senkrecht durcheinandergehende Schichtungen zu erklären.“ Von unserm Standpunkt ausgehend, entspricht die eine, für die Reschwasser-serie diskordante, nach seiner Zeichnung und Beschreibung viel schwächere Schieferung der ursprünglichen Protoklase bei der Injektion, die zweite senkrecht dazu dem Dislokations- und Zermalmungs-Phänomen parallel der Richtung des Pfahlquarzes als Katakklase. —

Eine weitere Frage drängt sich auf: sind die den Pfahl begleitenden eigentümlichen Gesteine mit eine spezifische Bildung des Pfahlphänomens im Großen

genommen, oder waren sie ursprünglich normale Gesteine, wie sie heute noch in größerer oder geringerer Entfernung anstehen, die nur durch die Pfahlbildung selbst derartig modifiziert werden?

GÜMBEL hatte seinerzeit die Pfahlgesteine besonders abgetrennt und in der Tat haben die Typen von Freyung und Neureichenau im ganzen Gebiete nirgends ihresgleichen. Aber man wird doch an der Auffassung festhalten müssen, daß die injizierten Schiefer und die Pfahlschiefer im wesentlichen keine fremdartigen Gebilde sind. Sie sind entstanden, längs der Linie des Pfahles, ganz ähnlich, wie der fast genau parallele Zug von Bodenmais nach Unterried oder der an der Donau abwärts von Passau, und überall in diesen einander parallelen Richtungen haben die aufdringenden Granite wohl infolge von Faltungen tiefer liegende Schieferschollen getroffen, gegen die sie zunächst einfach eine normalporphyrische Ausbildung annahmen, um dann infolge der Saigerung in Berührung mit dem fremden Material als Aplit dasselbe unter Aufblätterung zu durchtränken. Von der Schieferdecke, die jedenfalls in ihrer ganzen Ausdehnung diese Injektion erfuhr, sind infolge der Erosion eben nur mehr die parallelen Partien erhalten, welche damals die Mulden der Schieferfalten bildeten. Parallel diesen Mulden und durch Zerreißen mit ihnen im engen Zusammenhange erfolgte auch das Auftreten des Erzzuges Unterried—Bodenmais—Rachel, erfolgte die Bildung des Pfahlquarzganges, erfolgte auch das Abbrechen der böhmischen Masse gegen Südwest an der Donau. —

Der Quarzgang selbst soll nach LEHMANN und WOLFF eine Sekretion sein. Nachdem aber, wie RIES gezeigt, die Hälleflinten genau dieselbe chemische Zusammensetzung, wie die weiter entfernten gröberen Pfahlgesteine haben, ist an eine Lateralsekretion, die doch eine Auslaugung gewesen wäre, ebensowenig zu denken, wie an einen thermalen Prozeß; denn nicht die geringsten Spuren thermaler Tätigkeit, wie Ablagerung von Zeolithen oder Kaolinisierung finden sich in der Umgebung, und die Bildung von Chlorit und Epidot auf den Klüften wird man wohl kaum auf Konto eines derartigen Vorganges setzen wollen, weil sie auch sonst im Gestein vorhanden sind und sekundär ihren Transport in die Klüfte erfahren haben können.

In der Nähe des großen Quarzzuges, auch wo die Gesteine noch ganz normale ungestörte Granite sind, findet man verschiedene kleine Quarzgänge (Bahnstrecke Neureichenau—Frauenberg); das Gebiet der eigentlichen Pfahlschiefer selbst wird noch durchzogen von senkrechten Gängen gequetschter Muskovitgranite (ehemaliger Pegmatite?), so bei Neureichenau und Grafenau; und endlich setzen die Quarzgänge im Eisenbahneinschnitt bei Regen direkt auf in einem ganz dichten grünlichen Gestein, das sich bei mikroskopischer und mikrochemischer Untersuchung als Quarzporphyr herausstellt, der ziemlich reich an Plagioklas und Glimmer ist, ursprünglich wohl glasige Grundmasse hatte, und gleichfalls Protoklase zeigt. Warum für die Quarzgänge selbst eine andere Entstehung annehmen, als für ihre ganze Umgebung? Ihre Entstehung wird wohl hergeleitet werden müssen von einer schmelzflüssigen Injektion längs einer großen Spalte.

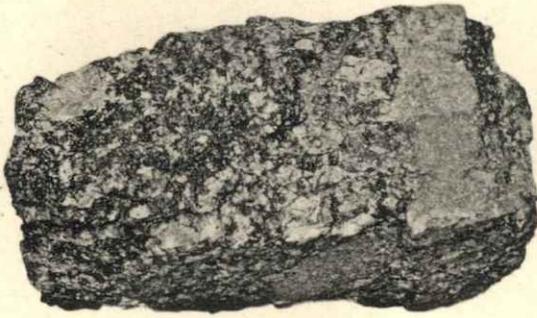
Tafel-Erklärung.

Tafel I.

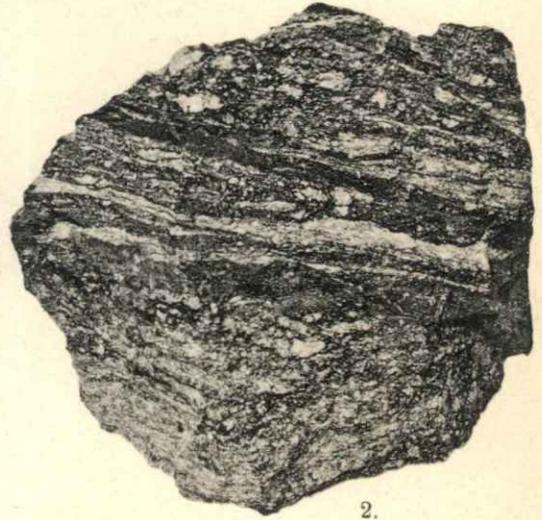
- Fig. 1. Injizierter Schiefer mit rotem Aplitgange. $\frac{1}{2,5}$.
- Fig. 2. „Scherbenschiefer“, oben schön kataklastisch. Die dunklen Partien sind stärker gepreßt. $\frac{1}{2,5}$.
- Fig. 3. Aplit. Großer Mikroclinmikroperthit und kleinerer getrübtter Orthoklas, rechts durch granophyrische Grundmasse getrennt. Am Rande überall Quarzkörneraggregate. $\frac{50}{1}$. + Nik.
- Fig. 4. Aplitische Knauer in gleicher Zusammensetzung wie vorige, nur mit größerem Myrmekit, rechts unten von Biotitfasern begrenzt. $\frac{36}{1}$. + Nik.

Tafel II.

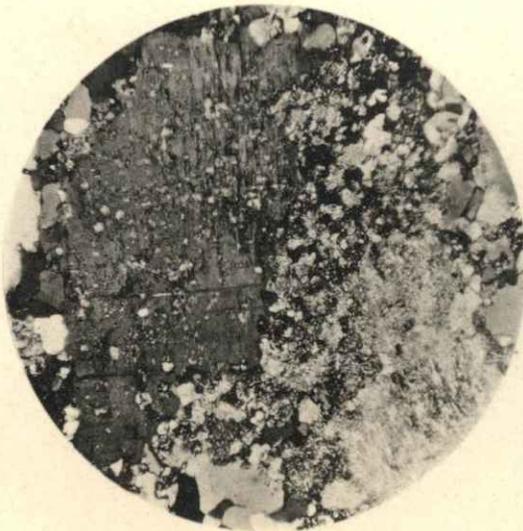
- Fig. 1. Beginnende Kataklyse. $\frac{36}{1}$. + Nik.
- Fig. 2. Fortschreitende Kataklyse, starke Schieferung. $\frac{36}{1}$. + Nik.
- Fig. 3. Erzbildung aus Biotit. Gewöhl. Licht. $\frac{36}{1}$.
- Fig. 4. Den ursprünglichen aplitischen und biotitischen Lagen entsprechende feinste Schieferlagen, durch Klüfte verworfen; auf diesen Chlorit. $\frac{36}{1}$.
-
- 



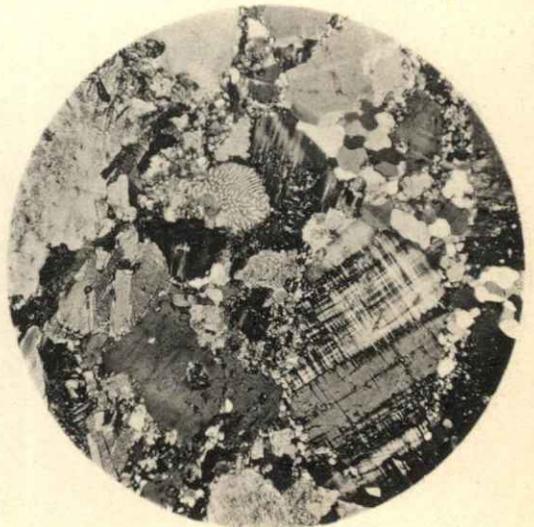
1.



2.



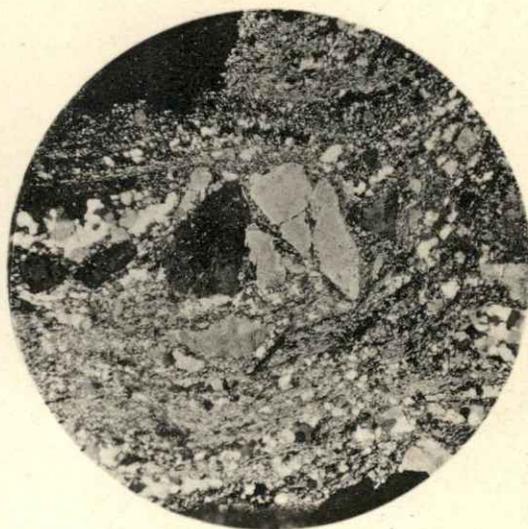
3.



4.



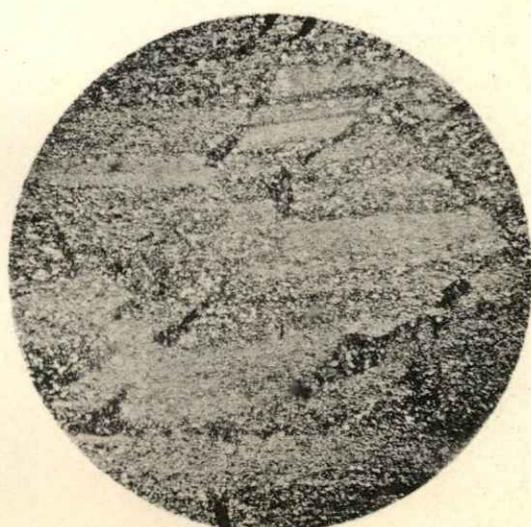
1.



2.



3.



4.

Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium.

(Zugleich eine Erwiderung.)

Von

Prof. Dr. Jos. Schwertschlager

in Eichstätt.

Mit 4 Figuren.

Herr Prof. Dr. FR. BAYBERGER hat in einem Vortrag der Sitzung der Geographischen Gesellschaft in München vom 14. Januar 1909 sich zu diesem Thema geäußert. Der Vortrag erschien als Heft 6 Bd. 4 der „Landeskundlichen Forschungen“ der Geographischen Gesellschaft unter dem Titel: „Zum Problem des Wellheimer Trockentals.“¹⁾ Während v. GÜMBEL, THÜRACH, PENCK und ich²⁾ annahmen, daß im Jungtertiär und Diluvium ein etwa dem jetzigen Lech oder der Neuburger Donau entsprechender Wasserstrom von Stepperg über Wellheim nach Dollnstein gezogen, dort ins Altmühltal eingetreten sei und dasselbe erst wieder bei Kelheim verlassen habe, erklärt sich BAYBERGER für die umgekehrte Richtung. Im Miocän oder früher beginnend habe eine ursprüngliche Altmühl, zusammengeflossen aus der oberen (Treuchtlinger) Altmühl und einem Wasserlaufe, der, von Osten nach Westen strömend, seine Quellen von Sulz, Dietfurter Laber und Riedenburger Schambach her bezog, das mittlere Altmühltal und das Wellheimer Trockental ausgefurcht, ersteres also in ostwestlicher, letzteres in nordsüdlicher Richtung. Die Gegend von Stepperg sei nicht Ursprung, sondern Mündung der Altmühl gewesen. Hören wir BAYBERGER selbst: „Das Wellheimer Trockental kann also nach allem Mitgeteilten unmöglich das Produkt der Pappenheimer Altmühl, noch viel weniger von der Donau ausgefurcht worden sein. Es ist das Erosionstal der vereinigten Altmühl von Pappenheim und Eichstätt und eine ganze Reihe von Tatsachen und Erscheinungen sprechen auch für einen früheren Lauf der Altmühl von Osten nach Westen. Als dann mit

¹⁾ München b. Th. Riedel, 1909. — Das Heft wurde erst im Dezember ausgegeben.

²⁾ In meiner Schrift: „Altmühltal und Altmühlgebirge,“ Eichstätt 1905, bes. S. 80 ff. — PENCK spricht darüber zuerst in Bd. I der „Länderkunde von Europa“ (Leipzig und Prag 1886) S. 168; dann kurz S. 49 Bd. I der „Alpen im Eiszeitalter“ (Leipzig 1909), die betr. Lieferung erschien 1901). H. THÜRACH: „Über ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördl. des fränk. Jura“ (Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 1898 S. 623 ff.). — W. v. GÜMBEL: „Kurze Erläuterungen zu dem Blatt Ingolstadt der geogn. Karte des Königreichs Bayern“ (Kassel 1889) S. 6, und „Geologie von Bayern“ Bd. II S. 822 (Kassel 1894) u. s. w. — Einige ältere Autoren zitiert BAYBERGER S. 2.

Das genannte Blatt Ingolstadt kommt für die vorliegende Abhandlung vor allem in Betracht!

der Entstehung und Vertiefung des Donautales in obermiocäner Zeit eine kräftige Erosion einsetzte, da wurde durch ein Flößchen von Kelheim herein die Altmühl durch rückschreitende Erosion zum heutigen Laufe veranlaßt und dadurch das Tal von Wellheim außer Dienst gestellt und ein Trockental.¹⁾

Da ich mich unter den erwähnten Autoren am ausführlichsten über das Altmühltal und die Bedingungen seiner Entstehung verbreitet habe, richtet auch Herr BAYBERGER seine Polemik vorwiegend gegen meine hier gehörigen Aufstellungen. Er stützt sich auch sonst sehr häufig auf Daten und Tatsachen, die ich mitgeteilt habe. Es erscheint also auch naheliegend, daß ich die Aufgabe übernehme, ihm zu antworten und zur weiteren Klärung des besprochenen Problems beizutragen.

Vielleicht ist es zweckmäßig, wenn wir gleich am Anfang uns vergegenwärtigen: wie in reinen Rechtsfällen steht die Präsumpcion zunächst für den jetzigen Besitzstand, und das Gegenteil muß strenge bewiesen werden. Die Altmühl fließt jetzt zwischen Dollnstein und Kelheim in der Hauptrichtung von Westen nach Osten. Das Wellheimer Trockental hat zwar in der Gegenwart keinen durchgehenden Wasserlauf, sondern nur geringfügige Bäche und Gräben, die am nördlichen Ende zur Altmühl, am südlichen zur Ussel und mit ihr zur Donau münden. Ich habe jedoch schon früher nachgewiesen,²⁾ daß der Gesamtcharakter des Trockentals durchaus demjenigen des eigentlichen Altmühltals zwischen Dollnstein und Riedenburg entspricht, und daß beide vom gleichen Strome zur gleichen Zeit müssen erodiert worden sein. BAYBERGER hat sich diesem meinem Urteile vollinhaltlich angeschlossen. Er schreibt: „Da entspricht jedes Wort meinen eigenen Wahrnehmungen.“³⁾ Es genügt nicht, sich durch Karten- und Terrainstudium eine subjektive Überzeugung zu bilden, die vorwiegend auf Möglichkeiten beruht, und öfter da Beweise für die eigene Meinung sieht, wo andere ungefähr gerade so leicht Stützen für die entgegengesetzte Ansicht herausfinden. Ich werde am Schlusse dieser Arbeit an einigen Beispielen dieses subjektive Moment in den Ausführungen BAYBERGERS nachweisen. Um jedoch die bisherige Ansicht der Autoren umstoßen und eine „Umkehr“ der rezenten Verhältnisse begründen zu können, bedarf es einer stichhaltigen Beweisführung durch unanfechtbare Gründe. Können solche nicht beigebracht werden, so müßte von vornherein bestehen bleiben, wofür die Präsumpcion der Gegenwart spricht.

Was die ältesten geologischen Zeiten betrifft, in denen Flüsse und Flußtäler im südlichen Frankenjura eine Rolle spielen können, habe ich selbst rücksichtlich des Trockentals und eines Teils des Altmühltals eine Umkehr der gegenwärtigen Stromrichtung angenommen. Die Talbildung in der Juraplatte vermochte nicht zu beginnen vor dem Zurückweichen des Meeres, was definitiv für den südwestlichen Flügel des Frankenjura wahrscheinlich am Anfang, für den südöstlichen am Ende der Kreidezeit stattfand. Denn von Regensburg bis Amberg nördlich und über Kelheim bis gegen Riedenburg⁴⁾ westlich liegen noch Strandbildungen des turoni-

¹⁾ Ebend. Schlußwort S. 55.

²⁾ Altmühltal und Altmühlgebirge S. 81 f. S. 34.

³⁾ Das Donautal zwischen Stepperg und Neuburg ist etwas unregelmäßig geformt, indem es mehrfach Auskolkungen zeigt; seine Breite jedoch weicht nicht wesentlich von derjenigen des Trocken- und Eichstätter Altmühltals ab, besonders bei Stepperg und bei Neuburg selbst, also am Eingang und Ausgang des Juradurchbruches. Ich halte es für wichtig, auf diesen Umstand hinzuweisen.

⁴⁾ Hier sind es die sogen. Winzerbergsschichten (Sandsteine und Sande des Mitteljurons), welche im Paintener Forst nördlich der Altmühl fast den Meridian von Riedenburg erreichen.

schen und senonischen Kreidemeeres; weiter nach Westen läßt sich mit Sicherheit nichts mehr konstatieren. „Nach welcher Himmelsgegend ging der erste Zug der Wasserläufe?“ „Die ersten Flüsse mündeten in das benachbarte Meer.“ Ein solches „existierte für den betreffenden Teil Nordbayerns, nachdem Main und Rhein noch nicht gebildet waren, lediglich im Süden etwas jenseits der jetzigen Donaulinie und im Südosten.“ „Wir haben also anzunehmen, daß die ersten Albflüsse — hoch über dem jetzigen Talniveau, da sie erst anfangen, sich in die damalige Ebene einzuschneiden, im allgemeinen von Norden nach Süden über die Alb flossen und in den Ozean des Südens mündeten.“¹⁾ Demzufolge war meine Meinung schon vor der Publikation BAYBERGERS, eine primäre Altmühl habe etwa von Anfang der Kreidezeit bis zur Mitte oder dem Schlusse des Alttertiär die Richtung Nord-Süd eingeschlagen, so daß das Wellheimer Trockental die Endstrecke des primären Altmühltales darstellte und die Gunzenhausener Altmühl den Oberlauf. Die modernen Talstücke Dollstein—Kinding, Kinding—Beilngries, Beilngries—Dietfurt, Dietfurt—Riedenburg—Kelheim existierten noch nicht oder wenigstens nicht im Zusammenhang; dafür gab es selbständige von Norden nach Süden strömende und ins Südmeer mündende Küstenflüsse, die einen Teil dieser Talstrecken durchschnitten und vielleicht mit ihren Seitenbächen schon teilweise erodierten: eine Ur-Anlauter, eine Ur-Schwarzach, eine Ur-Sulz und andere.²⁾ Das Niveau der primären Altmühl wie dieser Urflüsse lag hoch, in der — noch ungestörten, d. h. nicht gegen Südost geneigten — Kalkschieferregion (Malm ζ); ihr Lauf war ohne die jetzigen großen vorwiegend durch das harte Gestein der tieferen Weißjuraschichten bedingten Krümmungen. Ich lege jedoch auf diese, wenn auch hinlänglich gestützten, Vermutungen kein großes Gewicht, lasse sie vorderhand dahingestellt und wende mich in Sachen der Flußrichtung zu beweisbaren Tatsachen und den notwendig aus solchen zu ziehenden Folgerungen.

Man hat früher behauptet, seit dem Auftauchen der Platte des schwäbisch-fränkischen Jura aus dem Meere habe dieses Mittelgebirge fast keine geotektonischen Störungen erlitten. Aber das Gegenteil ist wahr, wenn auch diese Störungen sozusagen keine autochthonen waren. Vielleicht schon seit dem Ende der Kreidezeit, wofür manche Anzeichen sprechen, jedenfalls seit der Mitte des Alttertiär, begannen jene Einflüsse sich geltend zu machen, welche im Aufbau der Alpen gipfelten, sowie in der Auffaltung des Schweizer Jura und im Niederbruch des ganzen Alpenvorlandes nördlich und südlich der Donaulinie. Lithoklasen im Malm der württembergischen Alb und des Eichstätter Gebirges bergen Fossilien, auch Säugetierreste, vom Oligocän bis zum Diluvium. Während des Bahnbaus Donauwörth—Treuchtlingen wurden Blöcke von Süßwasserkalk mit oligocänen Konchylien gefunden, jedenfalls ehemaligen Spaltenausfüllungen der Hochebene.³⁾ Da diese Spalten mit großer Wahrscheinlichkeit dem Beginn der erwähnten Störungen entsprechen, ist die vorgetragene Datierung auch für unser Juragebiet im engern Sinn beglaubigt. Schon seit langem wird auch anerkannt, daß die Schichten in unserm südlichen Frankenjura (ähnlich wie in der rauhen Alb) seit dem Einsetzen der alpinen

¹⁾ Altmühlthal und Altmühlgebirge S. 57 f.

²⁾ Altmühlthal S. 58. — BAYBERGER hält S. 44 f. mit NEUMAYR dafür, daß auch „der Oberlauf des Mains oberhalb Bamberg sich durch das Regnitztal in die Altmühl ergossen habe“ und mit ihr durch die Stepperger Pforte ins Südmeer.

³⁾ Nach E. SCHÜTZE (Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Nr. 8/9 1907) sind die betr. Land- und Süßwasserkonchylien unzweifelhaft von unter- bis mitteloligocänem Alter.

Störungen ein deutliches Einfallen nach Südosten zeigen, demnach die Juraplatte als solche eine Neigung in dieser Richtung bekommen habe.¹⁾ Gegen die Donau zu werden die Störungen immer größer, und nach meiner Ansicht und meinen Erfahrungen muß man in unserm bayerischen Jura²⁾ wirklich von einem Donauabbruch und einer Donauspalte reden (bei Regensburg liegen, wie durch Tiefbohrungen konstatiert wurde, die kretacischen Schichten 60 m tiefer als im Norden dieser Stadt). Die Juratafel wurde allseitig verworfen und zerbarst in Schollen, welche in treppenförmigen Abbrüchen und Flexuren gegen die Donaulinie und noch weiter gegen Süden einsanken. Seitdem ich die bisher bekannten Tatsachen 1905 in meinem „Altmühltal“ zusammengestellt hatte, habe ich weitere Beweise aufgefunden. Die ganze Gegend südlich von Eichstätt zwischen Pietenfeld im Norden, Ochsenfeld im Westen, Tauberfeld im Osten bis zur Donau stellt ein Einbruchsgebiet dar, welches sich jedenfalls, aber in verschiedenen Abstufungen, bis über Ingolstadt hinaus und gegen Regensburg fortsetzt. Schon die Betrachtung einer guten topographischen Karte und die oberflächliche Begehung des Gebietes von Norden her läßt ein plötzliches Einsinken seiner Oberfläche gewahren. Wenn wir von Eichstätt nach Süden und Südosten wandern, so hält die fast horizontale Lagerung der Schichten nur ein paar Kilometer an; dann beginnen die Verwerfungen. Die Spalten ziehen teils in alpiner³⁾ Richtung, teils in hercynischer,⁴⁾ d. h. von SSW nach NNO und von NW nach SO. Die zwischen ihnen abgerissenen Schollen sind mit unregelmäßigen, oft beträchtlichen Neigungswinkeln gegen die Donaulinie abgerutscht. Schon die Schieferbrüche nordwestlich von Pietenfeld (4 km von Eichstätt entfernt) zeigen bedeutende Dislokationen in alpinem wie hercynischem Sinne. Bei Ochsenfeld ist eine entsprechende Verwerfung in ihren Wirkungen schon auf dem Blatt Ingolstadt der geognostischen Karte von Bayern angedeutet; bei Morizbrunn hat die Anschürfung eines kleinen Schieferbruches 1908 Gelegenheit zu wichtigen Beobachtungen geboten. Dieser Steinbruch liegt im Forstort „Hagebuchenleite“ unmittelbar östlich neben der Bahn Eichstätt—Ingolstadt—München und im Niveau des Fahrwegs, der den Hauptbahnhof Eichstätt mit Weißenkirchen, Morizbrunn und Pietenfeld verbindet, ungefähr 1 km nordwestlich

¹⁾ Ich habe diese Verhältnisse auf Taf. 2 meines Altmühlwerkes dargestellt; Text S. 37 ff.

²⁾ Am Südostrand der schwäbischen Alb kann sich die Sache anders verhalten. Der Charakter des Jurazuges verändert sich ja überhaupt mehr und mehr, je weiter wir gegen Osten und Norden fortschreiten. Der nordwärts ziehende Flügel des Frankenjura ist in der Mitte eingesunken, an den Rändern erhöht; die Neigung am Ostrande geht zuerst rein östlich, dann gar nordöstlich. Ein direkter auf faltender Einfluß der Alpen liegt im Schweizer Jura offen zu Tage und kann noch in der schwäbischen Alb für dies oder jenes verantwortlich gemacht werden; bei uns sind hiefür die Alpen zu weit entfernt.

³⁾ Ich möchte den Anregungen KOKENS entsprechend (Neues Jahrbuch für Min. u. s. w. 1909 Bd. II S. 415) hier lieber von „alpinem“ statt von „varistischem“ oder „variscischem“ Streichen reden. E. SUSS nennt allerdings varistisch ein Streichen, das dem der Alpen konform ist und sich bogenförmig ändert. Für den Meridian von Eichstätt und den des südl. Frankenjura überhaupt stimmt der Sache nach das varistische und alpine Streichen überein, wie ein Blick auf die Karte und vielleicht die in NEUMAYR: Erdgeschichte 2. Aufl. Bd. 2 S. 484 wiedergegebene tektonische Skizze von E. SUSS lehrt. Man redet aber wegen der Richtungsänderungen besser von varistischen „Gebirgen“ als von var. „Streichen“. Der Ausdruck „alpin“ Streichen erinnert hier sofort an die Abhängigkeit der tektonischen Störungen im Jura von der Entstehung der Alpen; die Identität des Streichens bei jurassischen Verwerfungen und alpinen Ketten ist zugleich ein Beweis dafür.

⁴⁾ Verwerfungsspalten, die in hercynischer Richtung ziehen, hat L. v. AMMON noch am Bahneinschnitt zwischen Möhren und Treuchtlingen im Gebiet der Tenuilobatuskalke nachgewiesen („Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten a. Ries und an andern Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie.“ Geogn. Jahreshefte 1903 S. 183 f. München 1904).

von der Straßenbrücke über den Bahneinschnitt beim Wirtshaus „Waldhütte“ oder $2\frac{1}{4}$ km nordwestlich von der Station Adelschlag. Es handelt sich um eine Stelle in dem von BAYBERGER oft genannten „Tälchen Adelschlag-Wasserzell“. Die tiefste Sohle des Anbruches maß ich zu 432,1 m,¹⁾ also 6 m über dem Eichstätter Hauptbahnhof. Während dieser dem Bereich des Frankendolomits angehört, der am Fußweg Eichstatt Stadt—Bahnhof bis 473,8 m in die Höhe streicht und bei 402,5 m nicht weit davon im Graben des Hirschgrunds noch ansteht, wurden im Steinbruch die tieferen dickbankigen Lagen²⁾ des Plattenkalks (lithogr. Schiefers) abgebaut. Die Verwerfung oder Flexur geht sehr nahe am Steinbruch selbst vorüber; denn während auf der Bruchsohle das Liegende der Plattenkalke und also das Hangende des Dolomits noch bei weitem nicht erreicht war, sind unmittelbar links, nordwestlich, daneben Dolomitriffe in einer Höhe von 448,5 m sichtbar, und nur 300 m weiter nordwestlich entfernt gehen die letzten Dolomitriffe bis 470 m, also ungefähr so hoch, wie über dem Eichstätter Hauptbahnhof. Nördlich vom Bruche, in einer Entfernung von $\frac{1}{2}$ km, liegen die unebenen Schichten des untersten Plattenkalkes bei 507,4 m; die gleichen dünnen Platten mit *Saccocoma pectinata*, welche in unserem Bruche mit 435,6 m beginnen, lagern am nördlichen Talrande oberhalb Eichstatt (nahe Wintershof) bei etwa 530 m. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt also, verglichen mit der nächsten Umgebung, 60—70 m und verglichen mit den Eichstätter Aufschlüssen sogar fast 100 m. Es scheinen zwei Verwerfungen dicht nebeneinander zu ziehen, zwischen denen infolge der so eintretenden Raumverminderung³⁾ ein Landstreifen unter Bildung eines seichten Gewölbes aufgequetscht wurde. Die etwa 40 m breite Anschürfung im besprochenen Schieferbruche zeigt nämlich die Stirnseite eines kleinen und flachen Sattels. Auch sind die tieferen Plattenlagen in merkwürdiger Weise zu Sarkophag-ähnlichen dicht nebeneinander liegenden Erhebungen oder Bänken zusammengeschoben, die selbst wieder noch kleinere Fältelungen aufweisen. Der Seitenschub, der diese Faltung hervorrief, kann nur von alpin ziehenden Verwerfungen ausgelöst worden sein. Die betreffenden Falten und Fältelungen ziehen auf den untersten Platten des Steinbruches N 50° O (obs.) also N 40° O korr. Einen Meter im Profil weiter oben streichen die Falten nur mehr N 29° O korr. Dadurch ist dem Gesagten zufolge auch das Streichen der Verwerfungen, wenn auch nur in beiläufiger Weise, ausgedrückt. Durch die unmittelbar links vom Steinbruch aus der Gegend von Pietenfeld über Ochsenfeld nach der Donau ziehende alpine Verwerfung ist der östlich davon gelegene abgesunkene Terrainabschnitt vom westlichen scharf getrennt. Dazu stimmt die wichtige Tatsache, daß jenes Neuburger Erdbeben vom 22. Februar 1889 nördlich gerade bis Ochsenfeld verspürt wurde und nicht weiter.⁴⁾

¹⁾ Alle Höhenangaben, soweit sie nicht direkt der bayer. topographischen Karte 1:25 000 entnommen werden konnten, sind korrigierte Aneroidmessungen, welche ich stets sicher gestellt habe durch das Ausgehen von Höhenkoten des bayer. Nivellements. — Meine Messungen bezeichnen den Stand vom Sommer 1909. Seitdem ist die Bruchsohle zugeschüttet worden und die Anschürfung nicht mehr so charakteristisch.

²⁾ Diese dicken Bänke entsprechen nach meiner Ansicht, die sich insbesondere auf Zahl und Lage der „Fäulen“ sowie die Qualität des Steines stützt, den Schichten vom sogen. „unteren Hartklieber“ oder „Blauen“ abwärts (siehe J. WALTHER: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke S. 145).

³⁾ Beim senkrechten oder konvergierenden Abrutschen in die Tiefe. Wenn an Verwerfungsspalten das Abrutschen divergierend erfolgt, tritt eine Raumvermehrung ein.

⁴⁾ v. GÜMBEL: Das Erdbeben von Neuburg (Sitzungsber. d. bayer. Ak. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1889) und SCHWERTSCHLAGER: Altmühltal S. 36 Anm.

In großem Maßstabe bewirken also alpin ziehende Verwerfungen in unserem Gebiet ein Absinken des Niveaus gegen Südost. Es streichen aber auch hercynische Verwerfungen durch den Jura südlich von Eichstätt. So läßt sich eine solche verspüren in den Steinbrüchen westlich von Pietenfeld, in den Schieferbrüchen nordwestlich von Buxheim und auch im gleichen Steinbruch zwischen den Stationen Eichstätt und Adelschlag, von dem bisher die Rede war. Das Einfallen der Schichten nämlich an all den angegebenen Stellen entspricht einem hercynischen Streichen. Ich habe gemessen:

	Fallen	Streichen
Steinbruch Buxheim:	S 18° W korr.	N 72° W korr.
Steinbruch Waldhütte: unten:	S 40° W korr.	N 50° W korr.
1 m weiter oben:	S 29° W korr.	N 61° W korr.

Steinbruch Pietenfeld: Einfallen nach SW nur im allgemeinen konstatiert.

Der Fallwinkel ist bei Buxheim äußerst wechselnd, zwischen 4 und 30°; die Schiefer, an welchen ich das Fallen und Streichen maß, haben 12°. An der Waldhütte fallen die unteren dicken Platten mit 5—6° ein, die obersten dünnen Schieferlagen mit 12—15°. Die hercynische Bruchlinie nördlich des Waldhüttensteinbruchs streicht, wie ich durch Messungen konstatieren konnte, ungefähr der Bahnlinie entlang gegen Tauberfeld weiter. Aus dem Gesagten geht hervor, wie durch die kreuz und quer streichenden Verwerfungen und Einbrüche die Juraplatte in unregelmäßige Schollen zerborsten ist, an denen die Einzelheiten weit voneinander abweichen, so daß nur Durchschnittswerte aufgestellt werden können. Die Neigung nach Süden wird sowohl durch alpine wie (annähernd) hercynische Verwerfungen hervorgerufen. Nach den Befunden im Steinbruch vor der Waldhütte überwiegen an Sprunghöhe die alpinen über die hercynischen. Jedenfalls übertrifft die Gesamtneigung des südlichen Frankenjura gegen SSO weitaus die immer nur lokal auftretende Neigung gegen SSW.¹⁾ Nebenbei möchte ich noch wiederholt darauf hinweisen, wie ich schon in meinem Altmühlwerkchen die Kongruenz der Altmühltalstrecken: Quelle bis Dollnstein und Eichstätt bis Kelheim sowie der Donaustrrecken Ingolstadt bis Regensburg und Regensburg bis Passau mit alpinen (varistischen) und hercynischen Spalten betont habe. Ebenda machte ich aufmerksam auf die in hercynischer Richtung ziehende Linie, welche die Punkte der oberbayerischen Flüsse von der Paar bis zur Salzach verbindet, an denen sie plötzlich von der nördlichen in die nordöstliche Richtung übergehen. Hier streicht tief unter dem Niveau ein hercynischer Graben durch,²⁾ längs dessen der Boden nach SW wieder ansteigt.

Ich frage nun: Ist es wahrscheinlich, daß ein Altmühlhlauf von Osten nach Westen, in der modernen Talstrecke zwischen Riedenburg und Dollnstein, sich bilden und erhalten konnte zu einer Zeit, da die Schichten der Unterlage, des Juragebirges, die umgekehrte Neigung bekamen, also spätestens seit der Mitte oder dem Ende des Alttertiär? BAYBERGER läßt im Obermiocän die Donau entstehen³⁾, und erst seit dieser Zeit ist in seinem Sinn die Umkehr des Altmühlhlaufes möglich durch Zurückschreiten der

¹⁾ Vgl. zum Vorgetragenen die Fig. 1. — Ich behalte mir vor, demnächst genauer über die Wahrnehmungen im Steinbruch Waldhütte zu berichten, besonders über die pseudoglacialen Schrammungen der dortigen Schiefer. Eine detaillierte geognostische Neuaufnahme des Juragebietes südlich der Altmühltallinie Dollnstein—Walting ist von anderer Seite in Angriff genommen.

²⁾ Altmühltal S. 41, 42 Anm. 1, 57, 62, 92.

³⁾ S. 54 f. und sonst.

Erosion von der Mündung eines Fließchens bei Kelheim angefangen bis zum Scheidewege bei Dollenstein. Wenn wir auch zugäben, daß die Donaurinne schon im Obermiocän ihren Einfluß geltend machte — ich selber habe mich für Pliocän ausgesprochen¹⁾ —, so hätte doch die Umdrehung des Altmühllaufes lange Zeit in Anspruch genommen und wäre wohl erst am Ende des Pliocän zum Abschluß gekommen. Früher hätte dann auch das Trockental von Wellheim nicht außer Funktion treten können, und der rezente Altmühllauf bestünde im wesentlichen seit dem Anfange des Quartär, des Diluvium. Das verträgt sich aber nicht mit

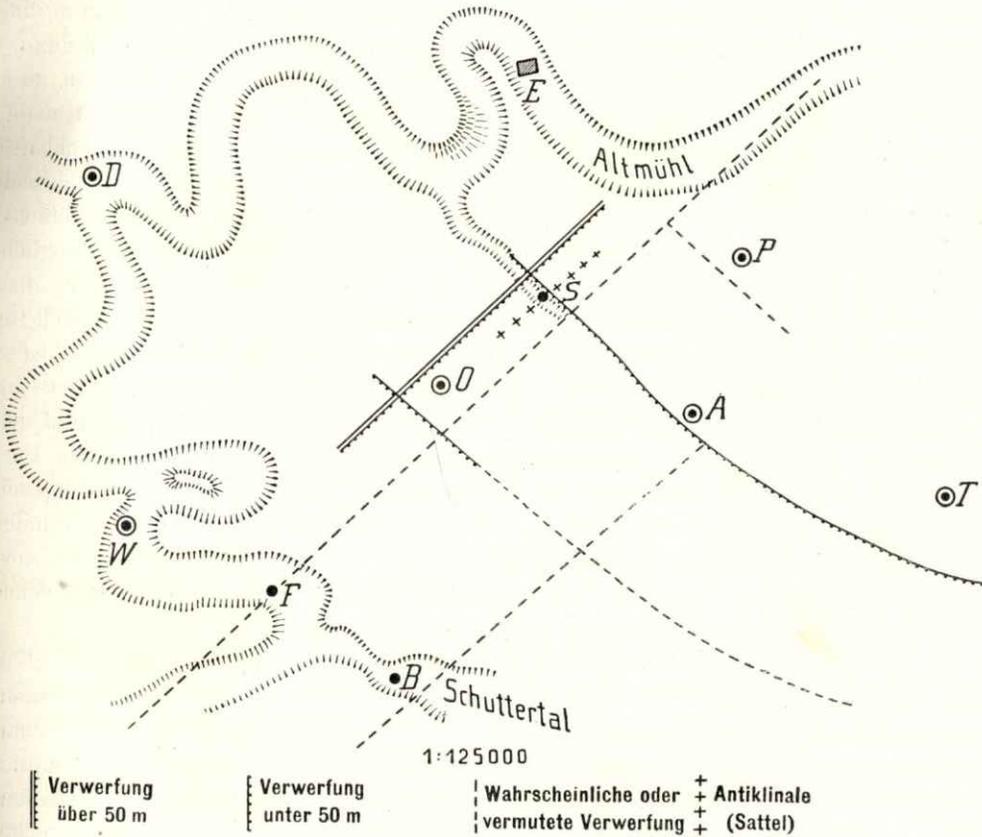


Fig. 1.

Die Verwerfungen südlich von Eichstätt.

A = Adelschlag; B = Ehemal. Bauchenberger Mühle; D = Dollenstein; E = Eichstätt; F = Feldmühle;
O = Ochsenfeld; P = Pietenfeld; S = Steinbruch; T = Tauberfeld; W = Wellheim.

der seit dem Alttertiär eingetretenen Schichtenneigung gegen Südost; nicht mit dem Einbrechen ganzer Landstrecken südlich der Altmühllinie und östlich des Trockentales, wodurch alle Wasserläufe dieser Gegend gegen Süd und Ost abgelenkt werden mußten, und nicht mit der von uns öfter konstatierten Tatsache, daß die größeren Abschnitte des Altmühl- und bayerischen Donautales alpinen (varistischen) und hercynischen Lithoklassen folgen, die schon im Alttertiär auftraten. Die Tektonik der Unterlage beherrscht also seit dieser Zeit den Lauf der besprochenen Flüsse.

¹⁾ Altmühltal S. 71 u. s.

Wir brauchen uns jedoch nicht hinter Wahrscheinlichkeiten zu flüchten, sondern vermögen mit aller Sicherheit nachzuweisen, daß zwischen Dollnstein und Riedenburg ein Strom in der jetzigen Hauptrichtung von West nach Ost erodierte, und zwar von einer Zeit an, die einem Wasserstand von mindestens 100 m über dem heutigen Altmühlspiegel entspricht. Alle die großen Felszirkusse an den Talwänden, alle Felstore, Dolomit-Türme und Nadeln, die unser Auge auf sich ziehen, verdanken einem solchen Strome ihre Entstehung. Ich habe S. 72 ff. meiner Studie über das Altmühltal die verschiedenen Kennzeichen angegeben und geschildert, welche an den Steilwänden des Altmühltales von der Oberflächenerosion fließender Wässer sprechen. Wie jedermann bei einer Wanderung durch unsern Jura sich überzeugen kann, befinden sich an vielen Stellen so deutliche Wasserstands- oder Strandlinien, tiefe Horizontalfurchen und Reihen von Strudellöchern, daß sie der Messung und Berechnung zugänglich sind. Im Bereich der lithographischen Kalkschiefer dürfen wir uns nichts Brauchbares versprechen. Denn diese Schiefer verwittern und zerbröckeln allzu leicht, als daß sie exakte Spuren konservieren könnten. Außerdem sind selbst bei härteren Schichtgesteinen leicht Verwechslungen zwischen Strandlinien und Schichtfugen möglich, oder die Strudellöcher des ehemaligen Strandes folgen überhaupt lediglich den Schichtengrenzen und heben sich nicht selbständig heraus. Besser eignen sich für unsern Zweck die dicken und harten Bänke der Pseudomutabilisschichten, des Quaderkalkes oder oberen Schwammkalkes δ . Die deutlichsten Spuren hat im allgemeinen der Dolomit bewahrt. Verwechslungen mit Schichtfugen sind bei seiner massigen Struktur ausgeschlossen; er ist auch hart genug, und die Verwitterung schreitet im trockenen und milden Klima des Frankenjura nur langsam vorwärts. Außerdem werden die oft tief in den Felskörper mehr oder minder horizontal einschneidenden Strandfurchen durch die über sie dachförmig vorgewölbte Wand vor Zerstörung durch die Atmosphärrillen und vor mechanischer Verletzung durch abstürzende Blöcke u. dergl. geschützt.

Ich habe meine diesbezüglichen Untersuchungen während des Sommers 1909 hauptsächlich mit einem Richthofen'schen Horizontglas angestellt, das unter gewissen Bedingungen Niveauverschiedenheiten schnell und hinreichend sicher und genau zu bemerken und zu messen gestattet. Wenn ich im Fels eine ganz einwandfreie und zugängliche Strandlinie gewahrte, so ging oder kletterte ich an den Anfang derselben oder den Anfang jenes Teiles, welcher auf einmal zu überschauen war. Ich brachte zuerst beim Hindurchsehen durch das Glas vermittle der Beobachtung der Libelle mein Auge und den Anfang der Strandlinie in genau dieselbe Höhe. Sodann wurde bei unverändert senkrechter Haltung des Körpers und des Kopfes die Linie weiter durch entsprechende Einstellung der Libelle verfolgt und so mit Leichtigkeit konstatiert, ob die Strandfurche horizontal verlief, sich hob oder senkte. An dem letzten dergestalt sichtbaren Punkt der Furche merkte ich an oder ließ durch einen Begleiter anmerken, um wieviel die durch die Libelle signalisierte Horizontale unter oder über der Furchen sich befand und konstatierte so den Neigungsbetrag der letztgenannten. Endlich schritt oder maß ich die Entfernung von meinem Standpunkt bis zum visierten Endpunkt ab und konnte dann notieren: so oder so viele Zentimeter Neigung auf so und so viele Schritte oder Meter Länge. Die Weite meines mittleren Schrittes an Abhängen bestimmte ich zu 75 cm und konnte hierdurch auch die Schrittzählungen auf Metermaß reduzieren. Die angegebene Methode liefert selbstverständlich bloß Annäherungswerte, arbeitet aber für unsern

Zweck hinlänglich genau. Im Altmühltal untersuchte ich auf diese Weise die Strecke zwischen Dollnstein und bayer. Dietfurt oberhalb Riedenburg, welche nach dem Gedankengang BAYBERGERS zunächst in Frage kam. Ich bezweifle nicht, daß mir manche schöne Wasserstandslinien entgangen sind. Ich habe jedoch keine einzige absichtlich vernachlässigt und bin sicher, daß die unten aufgeführten zu einem Beweise genügen. Anbei folgen die Ergebnisse meiner Untersuchung in topographischer Ordnung, nämlich nach der Reihenfolge der Lokalitäten altmühl-abwärts.

1. Obereichstätt. — Über dem Dorf Obereichstätt erheben sich an der linken Talwand gewaltige Dolomitmassen mit vielen Strandlinien. Ganz im Westen über der Kirche in etwa 470 m Höhe, 80 m über der Altmühl, maß ich an einer Furche 15 cm Neigung im Sinne der jetzigen Flußrichtung auf 5 m Länge. Über dem Hüttenwerk befindet sich eine große ziemlich tief in den Bergkörper einschneidende Steilschlucht. An der orographisch rechten Wand derselben ziehen in einer Höhe von 480—440 m, 90—50 m über dem Flusse, mindestens 25 seichte aber deutliche Wasserlinien übereinander. Sie verlaufen alle, wie auch die entsprechenden der linken Wand, ganz horizontal. Das überraschte mich zunächst; allein in vielen vom Wasser durchflossenen und ausgearbeiteten Felskesseln der Alpentäler kann man das gleiche beobachten. Sehr schön sieht man dergleichen z. B. in den steilen Rinnen des Grödner- und des Eggentalerbaches bei Bozen. Bei dem noch ganz unausgeglichenen Gefäll finden sich gelegentlich Stufen, in denen das wirbelnde Wasser ein Becken ausgekolkt hat und horizontal kreist. In dieses Becken fließt es durch Wasserfall und verläßt dasselbe auf gleiche Weise, so daß Bachstrecken mit starkem Gefäll und ohne merkliches Gefäll unmittelbar aufeinander folgen. In tiefen Felskesseln der Altmühltalhänge habe ich diese Erscheinung regelmäßig beobachtet. Die schönsten geneigten Erosionslinien zeigen sich gewöhnlich an vorstehenden Felspfeilern, die von ihnen bogenförmig kanneliert werden. — Erst außerhalb des Dorfes gegen Osten zu ist wieder Neigung im Sinne der jetzigen Talrichtung zu konstatieren. Doch konnte ich sie nicht exakt messen, da die Böschungen nicht hinreichend zugänglich sind.

2. Wasserzell b. E. — Am Ausgange der von Eichstätt aus gezählt ersten tieferen Schlucht des Frauenbergs oberhalb des Fußweges Wasserzell—Eichstätt 40 m über der Altmühl, 435 m Meereshöhe, zieht an einem Dolomitmessen eine sehr schöne und deutliche Furche. Sie hat auf 12 Schritte = 9 m Länge eine Neigung von 35 cm in der jetzigen Flußrichtung.

3. Willibaldsburg b. E. — Schöne Strandlinien, mehrere übereinander, gehen mit einer Gesamtlänge von mindestens 25 m an den Dolomitmessen unter der sogen. Schellenbergbastion über der Hofmühle entlang. Höhe der obersten 460 m, 70 m über der Altmühl. Ich maß auf 15 Schritte = 11,25 m ca. 15 cm Gefälle im Sinne der jetzigen Flußrichtung. Tiefer unten zeigt sich an den Felsen das analoge Phänomen.

4. Geißberg b. E. — Hier gewahrt man zwar sehr viele Erosionsfurchen an den Dolomitmessen, aber fast alle sind entweder nicht deutlich genug oder nicht hinreichend zugänglich (für meine Methode der Beobachtung mit dem Horizontglas). Eine einzige an einem etwas rundlich abgeschliffenen Felsen oberhalb des Felsentores und der in die Wand eingelassenen Kreuzigungsgruppe konnte ich messen: auf 8 Schritt = 6 m ergab sich 16 cm Gefälle nach meiner Voraussetzung von West nach Ost (Höhe 480 m, 90 m über dem Flußspiegel).

5. **Neuer Weg b. E.** — Ein Felsfeiler am „Neuen Weg“ oberhalb St. Walburg, welcher schon vom Marktplatze Eichstätt aus sichtbar ist, trägt eine große und lange um die Rundung des Felsturmes herumlaufende Hohlkehle, welche evident durch das fließende Wasser ausgewaschen ist.¹⁾ In ihr streichen acht parallele Wasserstandslinien übereinander, die alle sehr scharf ausgebildet sind; gegenseitige Distanz derselben 10—20 cm. An der untersten (Meereshöhe ca. 465 m, über dem Fluß 75 m) maß ich auf 11 Schritte = 8,25 m eine Neigung im Sinne der jetzigen Talsenkung von 10 cm.

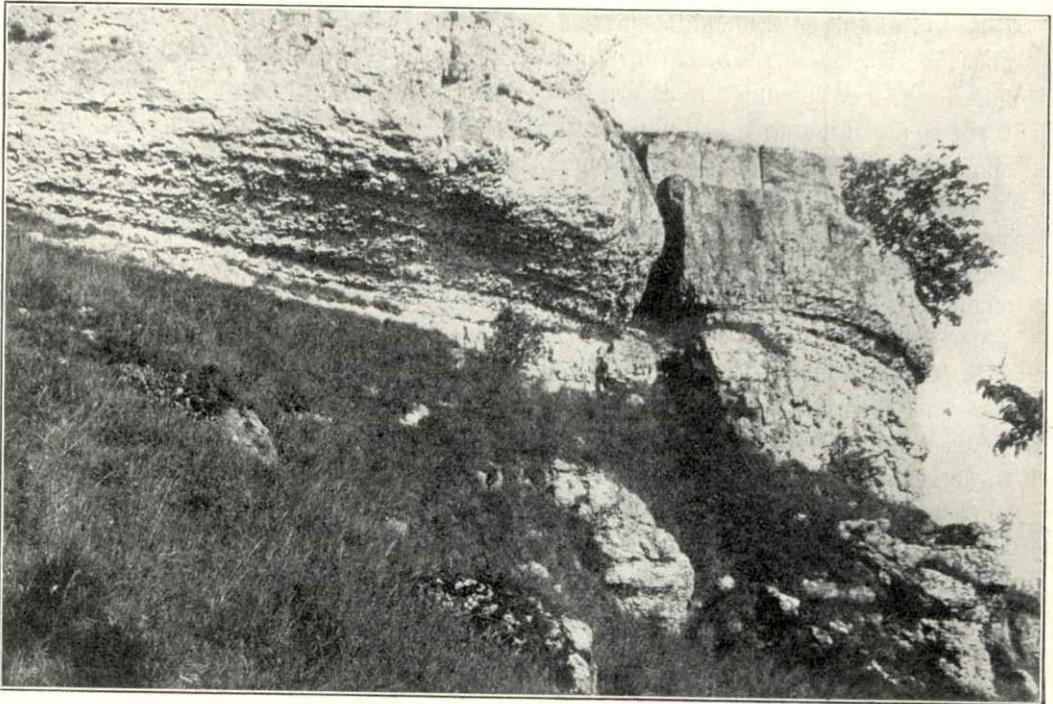


Fig. 2.

Ansicht eines Dolomittfelsens bei Eichstätt mit mittelguten Erosionsfurchen.

(S. Seite 20, Absatz 5.)

6. **Landershofen b. E.** — Unmittelbar über der Distriktsstraße Eichstätt—Landershofen—Kipfenberg, sehr nahe dem Ausgang des Hessentals, steht eine Felsböschung an mit sehr guten ungefähr 54 Schritt = 40,5 m langen Strandlinien; (Meereshöhe etwa 425 m, Höhe über der Altmühl 35 m, unterster Dolomit). Es laufen zwei ausgezeichnete Linien übereinander mit etwa 1 m Distanz. An der obren Furche zeigten 15 Schritt (= 11,25 m) 82 cm Gefälle, weitere 10 Schritte östlich anschließend (7,5 m) ein Gefälle von 50 cm, jedesmal in der jetzigen Stromrichtung. Auch bei der untern Linie verhielt sich die Sache gleich. Die zwei abgemessenen Stücke der obren Linie, die nicht gleichzeitig zusammen visiert werden konnten, besitzen ein ungefähr identisches Gefälle. Nach der Proportion der Länge müßte das östliche Stück 54,7 cm Gefälle haben; die Messung ergab 50 cm; die Übereinstimmung ist hinlänglich.

¹⁾ Siehe die photographische Ansicht der Fig. 2. Sie mag zugleich ein Bild gewähren von dem Aussehen mittelguter Wasserstandslinien im Dolomit.

7. **Arnsberg b. Kipfenberg.** — Die imposanten, landschaftlich so schönen und floristisch so reichen Dolomitpartien in der Nähe dieser Ortschaft lieferten für meinen Zweck wenig Ausbeute. Rechts vom Fußweg Arnsberg—Kipfenberg, etwa 90 m über der Altmühl, befindet sich eine Rinne in der jetzigen Talrichtung geneigt, aber nicht genau meßbar. Ganz unten, bloß 20 m über der Distriktsstraße zwischen Arnsberg und Böhming, ist eine nicht sehr deutliche Rinne mit 40 cm Neigung auf 7 Schritte = 5,25 m im Sinne des rezenten Flußlaufes.

8. **Ziegelei b. Kipfenberg.** — Nahe dieser Ziegelei, über dem Fußweg nach Böhming, läuft etwa 28 m ob der Altmühl und 402 m absol. im untersten Dolomit eine gute Erosionsfurche. Auf 12 Schritt = 9 m fällt sie um 20 cm nach Osten hin, also wie der benachbarte Fluß.

9. **Obergrösdorf b. Kipfenberg.** — Zwischen Obergrösdorf und Kemnathen, näher dem erstgenannten Dorfe, bemerkt man etwa 30 m über dem Flusse im Quaderkalk (oberer Schwammkalk δ) eine Strandlinie, die auf 10 Schritte, 7,5 m, ein Gefälle von 25 cm im Sinne des jetzigen Flußlaufes aufweist. In der Nähe klafft ein kleines Felsentor, das seine weitere Öffnung gegen Kipfenberg zu richtet. Nach meiner schon im „Altmühltal“ vertretenen Ansicht steht die Vermutung aus mechanischen Gründen dafür, daß die weitere Öffnung bei durch die Erosion fließenden Wassers entstandenen Felsentoren der Strömung zugewendet war.¹⁾ Es entspricht also die Struktur des erwähnten Tores dem Gefäll der benachbarten Strandlinie.

10. **Kinding.** — Die schönsten von allen Erosionsrinnen, die ich beobachtet habe, schauen auf die Distriktsstraße zwischen Kemnathen und Kinding nahe letzterem von einem hohen aus dickbankigem Quaderkalk geschichteten Felsen herab. Zwei prachtvolle, einen Meter tief in das Gestein eingegrabene Rinnen laufen übereinander mit 1,5 m gegenseitiger Entfernung; darüber noch weitere weniger deutliche. Die Basis der untersten Rinne liegt ungefähr 20 m oberhalb der Straße und 40 m oberhalb der Altmühl; auf ihrer Nordwestseite maß ich auf 24 Schritte = 18 m ein Gefälle von 75 cm. An der oberen Rinne notierte ich auf der gleichen Nordwestseite 65 cm Gefälle auf 24 Schritte, auf der Südseite 90 cm auf 30 Schritte = 22,5 m. Wegen der starken Krümmung des Felsens läßt sich keine Rinne auf einmal überblicken. Das Gefälle beider Rinnen entspricht dem jetzigen Flußlaufe.

11. **Unteremmdorf b. Beilngries.** — Gleich westlich vom Schneiderloch ob Unteremmdorf ist an einem Dolomitmäulen eine Rinne mit 15 cm Neigung im Sinne der gegenwärtigen Talsenkung auf 6 Schritt = 4,50 m. Die Höhenlage beträgt 480 m über dem Meere und 110 m über dem Niveau der Altmühl. — Der Boden der Höhle, welche östlich oder links von dem großartigen Felsentor sich auftut, liegt etwas niedriger als jener der westlichen rechts. Das spricht ebenfalls für die damalige Strömung in der jetzigen Richtung. Die Gegend um das Felsentor hat eine etwas geringere Meereshöhe wie vorhin. Der Torbogen selbst deutet auf eine Ausspülung von der Hochebene der Alb her.

¹⁾ S. 82. — Das Felsentor bei der Wellheimer Burg ist allerdings so stark ausgearbeitet, daß sich kein nennenswerter Unterschied zwischen seinen beiden Öffnungen konstatieren läßt. Auch entspricht es wohl eher einer Wasserströmung vom Berge herab oder doch von der Bergseite als der Erosion durch den Talstrom. Bei meiner diesbezüglichen Bemerkung auf S. 82 ist mir eine Verwechslung unterlaufen. BAYBERGER hat Recht, wenn er diesem Felstore irgend eine Beweiskraft abspricht. Bei anderen verhält es sich eben anders.

12. **Grögling b. Dietfurt.** — An der sogen. „Schwedenleite“ oberhalb Grögling habe ich an den vielen Schwammkalkfelsen in einer ungefähren Höhenlage von 90 m über dem Flusse nur einige kurze Rinnen mit horizontaler Erstreckung bemerkt.

Die im vorstehenden geschilderten Untersuchungen im eigentlichen Altmühltal beweisen also mit Sicherheit meine Behauptung: zwischen Dollnstein und Dietfurt b. Riedenburg wurde das Tal von 100 m herab bis zum jetzigen Niveau von einer Strömung ausgegraben, die mit der jetzigen Richtung der Altmühl übereinstimmt. Ich bezeuge wiederholt, keine einzige Erosionslinie gefunden zu haben, die diesem Satze widerspricht. Alle großen Formen der Talwände, die Felszirkusse, Felstore, Steilwände beziehen sich auf diese Strömung als ihre Ursache.

Es wäre interessant, wenn es gelänge, aus den vorstehenden Angaben über das Gefälle von Erosionsrinnen im tertiären und diluvialen Altmühltal sich eine Vorstellung zu machen über das Flußgefälle dieser Zeit. Ich habe zu diesem Behufe die sämtlichen Angaben in Prozenten ausgerechnet, d. h. das Vertikalgefälle in Prozenten der Rinnenlänge ausgedrückt. Die so entstehende Tabelle lautet wie folgt: 1. 0 und 3 ‰, 2. 4 ‰, 3. 1,3 ‰, 4. 2,6 ‰, 5. 1,2 ‰, 6. 7,3 und 6,7 ‰, 7. 7,6 ‰, 8. 2,2 ‰, 9. 3,3 ‰, 10. 4,2 und 3,6 und 4 ‰, 11. 3,3 ‰, 12. 0 ‰. Das arithmetische Mittel aus diesen Angaben ist 3,4 ‰. Es wäre nun aber weit gefehlt, anzunehmen, zur Zeit der Bildung des Altmühltals könnte das Durchschnittsgefälle 3,4 ‰ betragen haben. Es würde sogar dasjenige verschiedener größerer Längs- und Quertäler der Alpen erreichen oder übertreffen. Nach C. GSALLER und E. BRÜCKNER¹⁾ besitzt z. B. das Inntal von Ötzbuck bis zur Sillmündung ein prozentiges Gefälle von 0,24; das Salzachtal zwischen Krimml und Schwarzach—St. Veit ein solches von 0,4; das Drautal zwischen Toblach und Spittal 0,6; das Rienztal zwischen Toblach und Brunneck 1,4; das Ötztal von Zwieselstein bis zur Mündung 2,14; das Fuscher und Gasteiner Tal 3,13 ‰. Fürs erste sind die von mir bestimmten Gefälldaten des Altmühltals doch nur Stichproben und beziehen sich auf verschiedene Talhöhen, die miteinander in keiner Beziehung gestanden zu haben brauchen. Fürs zweite ist es ja ganz unmöglich, daß im Altmühltal auf eine Strecke von über 100 km (117), die der Fluß im Jura-gebirge zurücklegt, ein Gefälle von 3 ‰ bestehen haben. Dazu wäre ein Hochgebirge nötig gewesen und ein Vertikalfall von über 3000 m. Versuchen wir eine andere Schätzung. Die oberste Grenze der miocänen Kiesgerölle ist bei Dollnstein ca. 449 m, bei Arnsberg 421 m;²⁾ die Tallänge zwischen beiden Punkten beträgt 29 km. Darnach würde zur Zeit des Jungtertiär in diesem Teile des Altmühltals ein Gefälle von annähernd 0,1 ‰ bestehen haben. Als ältere Deckenschotter, die den Anfang der Eiszeit markieren, fasse ich jene Geröllager auf, in welchen sich den Quarziten, Kieseln und Urgebirgsgesteinen alpine Kalke beizugesellen beginnen. Solche Schotter fangen an in Walting bei 401, in Arnsberg bei 394 und in Böhming bei 385 m.³⁾ Zwischen Walting und Böhming messe ich auf den Niveauunterschied von 16 m der Schotter 11 km Talentwicklung. Am Anfange des Diluviums wäre also hier 0,14 ‰ Gefälle vorhanden gewesen. Beide

¹⁾ C. GSALLER: Studien aus der Stubai-Gruppe (Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenver. 1886 S. 132 ff.). — E. BRÜCKNER: Die hohen Tauern und ihre Eisbedeckung. (Ebd. S. 170 ff.)

²⁾ Altmühltal S. 79.

³⁾ Altmühltal S. 84.

Berechnungen basieren auf nicht sehr sicheren Daten. Ich denke aber, daß sie für die Zeit, von der die ganze Kontroverse handelt, Anfang Jungtertiär bis Ende Diluvium, doch ein Talgefälle von ungefähr 0,1 % als wahrscheinlich annehmen lassen. Die Altmühl erreichte also in dieser Zeit bei weitem nicht das Gesamtgefälle, das ihr hurtigstes Nebenflüßchen, die Anlauter, in der Gegenwart aufweist, nämlich 0,57 %; übertraf jedoch ihr eigenes rezentes Gefälle: zwischen Fränkisch-Dietfurt und Kelheim 0,059, und dasjenige der Donau zwischen Donauwörth und Kelheim 0,061 %.

Die oben diskutierten elf Daten beweisen aber etwas anderes zur Evidenz: Das Altmühltal war damals noch ganz unfertig. Es wechselten fast ebene Strecken oder doch solche von geringem Gefälle mit Strecken ab, in denen das Wasser stromschnellenartig von einer höheren zu einer niedrigeren Talstufe herabschoß. Eben an diesen Stellen bildeten sich die Wasserstandslinien und Erosionsfurchen von bedeutender Neigung, die uns gestatteten, die Neigung des Tales in ihrer Richtung eindeutig zu bestimmen.

Kehren wir nun zur Erforschung der Erosionsfurchen zurück, und wenden wir unsere Schritte ins Wellheimer Trockental. Hier ist das Ergebnis meiner Untersuchungen ein zweifelhaftes geblieben. Es herrschen dort sehr verworrene stratigraphische Verhältnisse; eine Anzahl noch unentwirrter Verwerfungen erschweren die Beobachtung. Der für unsern Zweck wenig geeignete Plattenkalk erscheint in ganz tiefgelegenen Regionen, und selbst die Dolomit- und Felsenkalke zeigen sich hier viel mehr zersplittert und verwittert als im Altmühltal. Ich lege meine Ergebnisse vor, ausgehend von Dollnstein:

1. **Groppenhof b. Ried.** — Ein Dolomittfels der Gruppe am Ostrand des Tales zwischen Groppenhof und Dollnstein zeigt ein einziges sehr breites und langes ziemlich tief eingeschnittenes Erosionsband mit deutlicher Ober- und Unterkante. Auf 4 m — mehr können in einer Visur nicht zusammengefaßt werden — kommen 35 cm Neigung gegen Norden, gegen Dollnstein (8,7 % Gefälle). Basis des Felsens ca. 60 m über dem Talweg, Seehöhe 465 m. Dieses für meine Ansicht sprechende Erosionsband ist bei weitem das schönste und klarste, das ich überhaupt im Trockental angetroffen habe. — Andere Spuren an dieser Felsengruppe haben bis zu 35° Neigung und deuten auf einen seitlichen Wasserzug von der Höhe herab.

2. **Ried.** — Westlich von diesem Dörfchen ragen zahlreiche Felstürme des Frankendolomit aus dem Buchenwalde auf. An einem dieser Felsen, 80—90 m über dem Tal, 480—490 m über Meer, gewahrte ich eine tiefe Auswaschung mit Strudellöchern. Sie hat eine Neigung von etwa 20° gegen Konstein und das Donautal im Süden. Doch spricht ihre ganze Anlage, Richtung und Steilheit für einen Wasserzug vom Plateau herab und nicht von einem Talflusse.

3. **Hütting.** — Hier vorhandene Erosionsfurchen waren für meine Messung unerreichbar.

4. **Mauern.** — Westlich von Mauern steht zunächst am Talrande noch Dolomit an. 25 m über der Talsohle, 430 m über See, maß ich an einer brauchbaren breiten Rinne auf 3,5 m Länge ungefähr 20 cm Gefälle in der Richtung gegen Wellheim, nach Norden. — Weiter nach Südwesten zu bilden die untersten Plattenkalke den Felskörper des Abhangs. In 466 m Meereshöhe und 60 m über dem Tale zeigt eine Lächerreihe — keine eigentliche Rinne — auf 5 m Länge 40 cm Neigung gegen Süden, die Donau, zu. Noch weiter in der Richtung nach Rennertshofen konstatierte ich an einer ähnlichen Lächerreihe in ungefähr gleicher Höhenlage

20 cm Gefälle auf 4 m Länge gleichfalls gegen die Donau zu. Bei der letzten Erosionsspur ist besonders deutlich, daß die Löcherzeile mit den Schichtfugen und ihre Neigung mit dem Einfallen der Schichten zusammentrifft,¹⁾ das hier in gleicher Weise und in gleichem Winkel gegen Süden gerichtet ist. Auch halte ich nicht für ausgeschlossen, daß eine Wasserströmung von der Hochebene bei Rohrbach für diese Erosionen bei Mauern verantwortlich sein könne. Bei den vielen Verwerfungen wird die Sachlage noch schwieriger.

Die Befunde im Trockental sind also nicht geeignet, für sich allein zu einem Beweise verwendet zu werden. Auf keinen Fall jedoch schließt das Resultat im Trockental die Ansicht aus, der erodierende Strom sei auch da von etwa 60 m herab bis auf den Talgrund von Süden nach Norden gerichtet gewesen. Um so klarer und entscheidender liegt die Sache im eigentlichen Altmühltal. Und da BAYBERGER mit mir in dem apodiktischen Urteil übereinstimmt, ein und derselbe Strom habe das Trockental und das Dollnstein—Eichstätt—Riedenburger Altmühltal erodiert, sind wir zu dem Schlusse genötigt: Dieser Strom trat bei Steppberg ins Trockental ein, bei Dollnstein ins Altmühltal und floß in diesem gegen Kelheim, im allgemeinen also von Westen nach Osten.²⁾

Alle Geologen und Geographen, welche einen seinerzeitigen Erosionsstrom von Steppberg über Wellheim nach Dollnstein, Eichstätt, Beilngries und Kelheim postulieren, berufen sich auf die Gerölle fremder, d. h. südlicher Herkunft, die im Trockental und Altmühltale liegen und so nicht bloß ihre eigene Herkunft verraten, sondern auch die Richtung ihres Transportmittels, des Wasserstromes. Herr BAYBERGER kann das Vorhandensein solcher Gerölle nicht läugnen, aber sie sind ihm selbstverständlich unbequem, und deswegen 1. macht er sie möglichst unbedeutend und zweifelhaft, 2. schreibt er sie einem nur gelegentlichen und zufälligen, gegen das sonstige Verhalten umgekehrten Wasserlaufe zu.³⁾

Die Bedeutung der Gerölle kann im Ernste nicht bestritten werden. Die dynamische Geologie lehrt, daß sie dem fließenden Wasser ihre Form verdanken: je besser gerundet und je kleiner sie an einem Material von bestimmter Härte sind, aus desto größerer Entfernung wurden sie durch die Strömung hergeführt. Auf die Masse (Quantität) kommt es zunächst weniger an. Auch wenn nur ein einziger Rollstein sich irgendwo findet, muß der denkende Geologe eine Kraft auffindig machen, die ihn hierher gebracht hat, und kann er nicht den Zufall sekundären Transports durch Menschen oder Tiere verantwortlich machen, so muß er auch bei dem einzelnen Stein auf das Wasser rekurrieren, das ihm durch Rollen die Form gegeben und ihn fortbewegt hat.

Im Trocken- und Altmühltale liegen Gerölle von der Hochebene herab bis zur tiefsten, jetzt unter Niveau liegenden und unsichtbaren felsigen Talsohle. Da wir jedoch in den fraglichen Tälern sehr viele Steilhänge besitzen, an denen Gerölle nicht haften bleiben konnten, dürfen wir sie von Anfang an lediglich erwarten

¹⁾ Vgl. Fig. 54 auf S. 152 von E. KAYSER: Lehrbuch der allgem. Geologie, 3. Aufl. 1909, wo die Schichtungsfugen im Kreidesandstein von Cotta, ohne daß Wasserstandsfurchen in Frage kämen, durch Lochreihen gekennzeichnet sind.

²⁾ Wo in Geröll- und Sandlagern der Talwände deutliche Schichtung zu beobachten ist, spricht sie ebenfalls stets für einen Wasserlauf in der jetzigen Richtung. Ich habe das beobachtet in Rebdorf, bei Walting, bei Kinding, immer an Punkten etwa 60—20 m über dem rezenten Talniveau. Weil aber BAYBERGER dies mit Zufälligkeiten abweisen könnte, lege ich weiter kein Gewicht darauf.

³⁾ S. 16, 17—26, bes. 23 u. s.

auf der Hochebene selbst, auf alten Talterrassen, auf dem untersten Talboden und an sanfteren Abhängen (mit einer Neigung nicht über 40°). Da das Gefälle des vorhistorischen Stromes stets ein ansehnliches, dasjenige der jetzigen Altmühl und Donau weit übertreffendes und die Wassermenge zeitweilig eine sehr große war, wird auch die Hauptmasse der mitgeführten Gerölle nicht auf dem Grunde des Bettes deponiert, sondern weiter geflößt worden sein, schließlich bis zum Ausgang des Tales und eventuell zur Mündung ins Tertiärmeer. Wo die Gerölle liegen, haben wir meist Stromränder und stille Strombuchten; wir können also kaum sehr breite Geröllfelder erwarten und bei der energischen Erosion auch keine tiefen, eher langgestreckte und sich kilometerweit hinziehende.

Die von mir beobachteten Gerölle stufen sich nach Höhenlage und Materialergestalt ab, daß vier Arten zu unterscheiden sind¹⁾:

1. Geröllager auf dem Plateau, die wahrscheinlich alttertiäre oder gar kretazische Talterrassen markieren. Solche finden wir bei Eichstätt auf dem Frauenberg, auf der Hochebene bei der „Lüften“ und Preith u. s. w., ungefähr 510 bis 530 m über dem Meere und 120—140 m über dem jetzigen Flußniveau. Ich habe in meinem „Altmühltal“ S. 60 ff. diese Gerölle dem Ende der Kreidezeit und nördlichen Randgebirgen, etwa dem Fichtelgebirg, zugeschrieben; ob mit Recht ist hier gleichgültig.

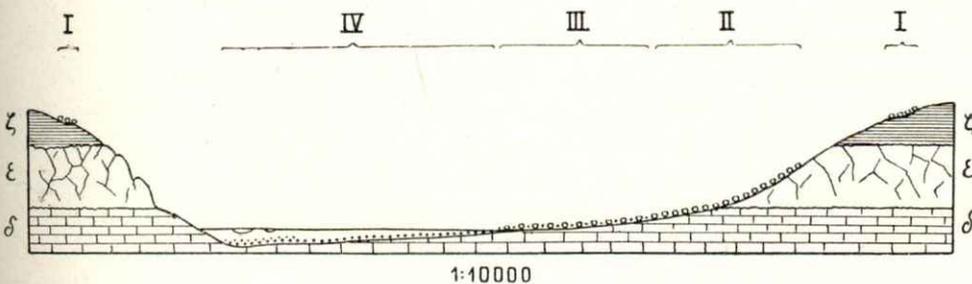


Fig. 3.

Die Geröllführung des Altmühltales.

(Idealer Querschnitt durch eine Kurve desselben bei Eichstätt — keine Überhöhung.)

Angenommene Talbreite 500; angenommene Wandhöhe 165 m.

ζ Plattenscalc des Malms.	I. Geröllbänke im Text unter 1. angeführt.
ε Frankendolomit	II. " " " " 2. "
δ Quaderkalk.	III. " " " " 3. "
	IV. Gerölle " " " 4. "

2. Geröllager an den oberen Abhängen des Tales und auf hoch gelegenen Talterrassen. Sie markieren Stromläufe zur Zeit der stärksten oder doch am längsten dauernden Erosionsarbeit. Ich konnte solche nachweisen zwischen 849 m, 86 m über dem Talweg, im Wellheimer Trockental gegenüber dem Groppenhof, und 370 m, 20 m über der Altmühl, oberhalb des Haidhofes b. Riedenburg im Altmühltal.²⁾ Wahrscheinlich gehören auch die von THÜRACH³⁾ erwähnten Gerölle

¹⁾ Siehe Fig. 3: Die Geröllführung des Altmühltales.

²⁾ Schon von v. GÜMBEL mehrfach erwähnt, z. B. Geologie v. Bayern II. Bd. S. 831, von mir zuerst nicht gefunden.

³⁾ Siehe Altmühltal S. 75.

bei Sigellohe, 500 m, am südlichen Eingang des Trockentals hierher, desgleichen jene, die BAYBERGER S. 21 f. von Altessing nahe Kelheim beschreibt. Ich kenne dergleichen jetzt durch Autopsie von Groppenhof, Dollnstein, Rebdorf, Gehänge der Willibaldsburg b. Eichstätt, Landershofen, Walting, Gungolding—Arnsberg, Kipfenberg, Riedenburg;¹⁾ dazu kommen noch als Funde Anderer Sigellohe, Hütting (?v. GÜMBEL!) und Altessing. Ihre Beschaffenheit läßt sich am besten erkennen an den reichlicheren Funden in Rebdorf, Eichstätt und Arnsberg. Ich habe sie geschildert auf S. 75 ff. meines „Altmühltales“. Die Hauptmasse bilden helle und bunte Quarzgerölle, verschiedene auch auffallend rote und grüne Quarzite, Hornsteine u. dergl.; Gneise, Granite, Hornblende- und einige andere Urgebirgsgesteine sind in geringer Menge beigelegt; Kalksteine, selbst jurassische, fehlen, nur einigemale deuten Spuren auf zersetzte Plattenkalke. Von diesen Gesteinen sind sicher alpin die roten Radiolarienkiesel des alpinen Jura, die krystallinen Schiefer und Massengesteine, gewisse rote Quarzite, die ich genau identisch aus Schottergruben bei Aibling erhielt. Die meisten Kiesel entsprechen den von v. AMMON auf S. 23 der v. GÜMBEL'schen „Erläuterungen z. d. Bl. Ingolstadt d. geogn. Karte d. Königr. Bayern“ (Kassel 1889) geschilderten Bestandteilen der tertiären Kieslager der untern bayerischen Hochebene. Ein gewisser Prozentsatz entstammt den Malmkalcken des Frankenjura (graue, besonders eckige Hornsteine) und der sogen. Albüberdeckung (grobe und feine gelbe und braune Quarzite, vielfach plattige, schlecht gerundete und größere Stücke).²⁾

BAYBERGER³⁾ hält für sehr wichtig, daß bei der Bohrung eines Brunnens für die Strafanstalt Rebdorf 1908 keine alpinen Gerölle nachgewiesen wurden. In Wirklichkeit gilt folgendes: Das Ausgehende des Bohrschachtes liegt bei etwa 392 m, 2 m über Mittelwasser der Altmühl. Nach der offiziellen Angabe von L. REUTER⁴⁾ kommen im Bohrprofil zuerst 0,60 m Diluviallehm, dann 17,70 m oberer Schwammkalk des Weißjura, in dessen Spalten genügend Wasser angetroffen wurde. Ich selbst habe bei Kontrollierung der Bohrung den Vorschacht mit berücksichtigt und ca. 3 m Diluviallehm notiert. Dieser Lehm enthält noch reichlich die Gerölle unter 2., die ich seinerzeit von dem Berghange oberhalb Rebdorf beschrieben habe. Etwas oberhalb dieses Brunnens wurden bei den neugebauten Aufseherwohnhäusern Gräben aufgeworfen, welche die gleichen Gerölle zeigten. Das Gerölllager von Rebdorf reicht also von 436,6 bzw. 447,5 m, 45 und 55 m über dem Altmühlniveau, bis herab auf etwa 390 m, das Niveau der Altmühl selbst. Alpine Kalke habe ich nicht gesehen; im übrigen gilt, was oben über die Gerölle 2. gesagt worden ist. — Im Prinstner'schen Anwesen bei Beilngries (Brauerei Hirschberg) wurde im Winter 1907/08 eine Tiefbohrung auf Wasser durchgeführt. Sie setzte an ungefähr 20 m über der Altmühl, 386 m über Meer, im verwitterten

¹⁾ Die Gerölle am Nordosthang der Willibaldsburg (durch die Anlage eines Gartens 1907 erschlossen), von Kipfenberg (über dem linken Altmühlufer gegenüber dem Markte) und Riedenburg habe ich erst seit dem Erscheinen meiner Schrift über das Altmühltal kennen gelernt. Die Gerölle der Willibaldsburg liegen etwa 25 m über der Altmühl, sind sehr reichhaltig und stimmen durchaus mit denen von Rebdorf überein. Auch alpine Radiolarienkiesel finden sich darunter.

²⁾ Ich konnte solche mehrfach identifizieren mit Quarziten, die noch auf der Hochfläche (bei Biesenhard, Ochsenfeld, Hofstetten) liegend gefunden wurden.

³⁾ S. 20.

⁴⁾ L. REUTER: Die unter Leitung d. Kgl. Bayer. Wasserversorgungs-Bureaus i. J. 1908 ausgeführten Quell- und Grundwassererschließungen im Königr. Bayern. München 1909.

Eisensandstein des Braunjura, durchteufte den ganzen Schwarzjura und endigte im Burgsandstein des Keuper. Das Bohrprofil lautet mit meiner Deutung:

- 19,30 m gelber Lehm mit Sand und Kalksteinen = Dogger β .
 - 6,70 m grauer fester Ton = Dogger α (Opalinuston).
 - 1,30 m blauer Mergel = Lias ζ (Jurensismergel).
 - 52,85 m blaugrauer Mergel mit mittelharten Mergelschieferzwischenlagen = Lias ϵ — α .
 - 3,80 m weißer grobkörniger Quarzsandstein = Keuper (Burgsandstein).
- 83,95 m.

Da es sich um eine Bohrung nach dem Schwemmsystem handelt, sind die Schichten nicht strenge auseinanderzuhalten, und Versteinerungen habe ich im ausgeworfenen Schutt nicht gefunden. Es waren nur die Kohlenstückchen des Posidonomyenschiefers gut erkenntlich (Lias ϵ). Rhät scheint zu fehlen, also hier wohl schon gegen Süden hin auszukeilen. Aber auch Gerölle von kieseligem Charakter wie 2. oder 3. fehlen. Alpine Kalksteine waren nicht zu erwarten, weil die Lokalität außerhalb der eigentlichen Talrinne liegt. Andere Gerölle wurden aber, wenn jemals deponiert, sowohl durch die Wasserströmung der Sulz als die Wässer der Hirschberger Talschlucht abgeschwemmt, in deren beider Strich das Prinstner'sche Anwesen liegt. Wasser wurde im Brunnen reichlich angetroffen, und zwar strömt es selbsttätig mit einer Fülle von zehn Sekundenlitern über den oberen Brunnenrand aus, unter so großem Drucke steht es.

3. Geröllager auf tieferen Talterrassen, die auch alpine Kalke neben den alpinen Quarziten, Quarzen und krystallinen Gesteinen und dem übrigen Material enthalten. Die alpinen Kalkrollsteine stimmen vollkommen mit den jetzigen Lech- und Donaugeröllen überein. Die Gerölle unter 3. schließen sich, wo sie überhaupt konstatiert wurden, an diejenigen unter 2. an. Diese nehmen nach unten zu allmählich den Charakter von jenen an. So ist deutlich zu sehen bei Walting a. A., 401 m, 23 m über dem Fluß und bei Arnsberg, 394 m, 17 m über der Altmühl. Bei Walting sind sie zu Konglomerat, einer Art Nagelfluh, verkittet. Näheres entnehme man meinem „Altmühltal“ S. 78.

4. Gerölle auf dem untersten Boden des Altmühltales und Trocken-ales. Sie bestehen ganz vorwiegend aus alpinen Kalken. Beigemischt sind zentral-alpine Gesteine und nur kantengerundetes Material aus dem Frankenjura. Dergleichen Gerölle sind nachgewiesen von Wellheim, Obereichstätt, Eichstätt, Kottlingwörth unterhalb Beilngries. Bei Wellheim kam man vor einigen Jahren unweit der Straße nach Konstein beim Ziehen sehr tiefer Gräben auf Gerölle, „wie der jetzige Donaukies“. ¹⁾ An den drei übrigen Lokalitäten wurden die Gerölle nachgewiesen durch Brunnenbohrungen für die Zwecke der Wasserversorgung. Diejenigen von Eichstätt beschrieb ich a. a. O. S. 85 ff. Hier wurde der Schacht etwa 1 m über der Altmühl angesetzt und auf 17 m abgeteuft. Auf dem Felsboden des Quaderkalkes (Malm δ) liegen ca. 5 m alpines Material. Das Mündungsloch des Obereichstätter Schachtes liegt ca. 18 m über dem Flusse; der Schacht ist 20 m tief und endet in den alpinen Geröllen, ohne den Felsgrund zu erreichen. Da 8,80 m alpines Material bereits durchsunken waren, ²⁾ erreichen hier die fraglichen

¹⁾ Aussage des Herrn Landrats, damaligen Bürgermeisters MAYER. Proben habe ich nicht gesehen.

²⁾ Vgl. S. 94 f. des „Geschäftsber. d. Kgl. Bayer. Wasserversorgungsbureaus f. d. Jahr 1907“. München 1908.

Gerölle eine beträchtliche Stärke. — Das Bohrloch von Köttingwörth¹⁾ beginnt bei 367,4 m, ungefähr 6 m über der Altmühl und geht bis zu einer Teufe von 20 m. Von 0—8 m bestehen die Lagen aus unbestimmbaren alluvialen und diluvialen Lehmen und Sanden mit Malmgeröll; von 8—13,8 m folgen Lehme und Sande mit alpinem Geröll der unter 4. geschilderten Beschaffenheit; von 13,8 bis 14,4 m Lehme des unteren Dogger (β ?); von 14,4—20,0 m die grauen Opalinustone von Dogger α . Die Schichten mit alpinem Geröll oder aus alpinem Geröll erreichen also bei Köttingwörth eine Mächtigkeit von rund 6 m. Während das Altmühltal zur Zeit, als die alpinen Kalkschotter auf seinem Grunde abgelagert wurden, bei Eichstätt bis auf den oberen Schwammkalk (Pseudomutabilisschichten δ) des Malm erodiert war, schnitt es unterhalb Beilngries, zwischen Köttingwörth und Töging, bereits die untersten Schichten des Braunjura an. Das hängt jedoch mit der sattelförmigen Aufrichtung des Jura zwischen Kipfenberg und Dietfurt zusammen, durch welche die normale Lage der Schichten verändert wurde.

Die Gerölle unter 2. entstammen den tertiären Kieslagern der schwäbisch-bayerischen Hochebene, wie aus ihrer Gesteinsbeschaffenheit hervorgeht. Mit großer Wahrscheinlichkeit sind sie auch im Tertiär, Miocän und Pliocän, in unser Talgebiet eingezogen. Dafür spricht die beträchtliche Höhe der Abhänge und Talterrassen, in der ihr Vorkommen beginnt, und die jener der obermiocänen Kiese in der untern bayerischen Hochebene entspricht. Jedenfalls kamen sie, wenigstens indirekt, von Süden, von den Alpen, wie die Radiolarienkiesel und kristallinen Gesteine beweisen. Auch der Flysch der Alpen scheint in den bunten Quarziten beteiligt. Daß am Ende des Miocän keine Wasserströmung von Nord nach Süd mehr bestund, ergibt sich daraus, daß die obermiocänen Kieslager der bayerischen Hochebene sogar in der Nähe des Jurafußes keine Jurakalke enthalten. Nur im Altmühltal selbst zeigen sich Spuren von Plattenkalken, Hornsteine aus den Malmkalken und Brocken der sandigen Albüberdeckung. Die Gerölle unter 3. bezeichnen den Anfang der diluvialen Eiszeit: Die von Süden einströmenden Gewässer bringen jetzt auch Alpenkalke mit sich, da die Gletscher nahe genug gerückt sind, und der regelmäßige Ablauf der Schmelzwässer nach Norden sich ausgebildet hat. Am Anfang des Diluviums werden freilich noch vorwiegend Kieselgerölle der Hochebene nach dem Norden verfrachtet. Auf dem Höhepunkt der Gletscherentwicklung kamen zu uns die Gerölle unter 4.; den fluvioglacialen Produkten der Kalkalpen gesellten sich durch das Überströmen des Rhein- und Inngletschers nach den nördlichen Kalkalpen noch immer die Urgebirgsgesteine bei, die wir unter den Kalkgeröllen der Talsohle bei Obereichstätt, Eichstätt und Köttingwörth bemerken. Die letzten Phasen der Eiszeit haben uns von den Alpen keine Gerölle mehr gebracht; es müßten dies reine Kalkgerölle ohne Beimischung zentralalpiner Elemente gewesen sein. Im Gegenteil erlahmte die Erosion — wohl durch das Ausbleiben starker, alpiner Zuflüsse — vor dieser Zeit; deswegen blieben die Gerölle der ersten Eiszeiten auf dem Grunde der Talmulde liegen statt auf Talterrassen, zwischen die der Fluß sich eine noch tiefere Rinne eingewühlt hätte.

Wenn der Vertikalbetrag der Talerosion oder die Höhe der durchschnittlichen Schichten des Talrandes bei ungefähr der gleichen Härte der in Frage kommenden

¹⁾ Nicht „Köttingwörth“ wie L. REUTER a. a. O. S. 11 und nach ihm BAYBERGER schreiben. — Ich habe meine Angaben über das K. Bohrloch dem Profil des Bohrmeisters entnommen und auch REUTER benützt.

Gesteine (Dolomit und Quaderkalk) einen Maßstab an die Hand gibt für die Länge der dazu verbrauchten Zeit, so hat, wie die zurückgelassenen Gerölle beweisen, das Jungtertiär mehr für die Ausnagung des Altmühltals getan als das Diluvium, welchem höchstens die letzten 40 m angehören; davon liegen noch fast 20 m unter dem jetzigen Talniveau, nämlich verborgen durch die Anschüttungen seit der vorletzten Eiszeit und dem Erlahmen der Erosion.

Man mag übrigens in Betreff der Zeitverhältnisse denken wie man will, soviel steht fest: wo wir die behandelten Gerölle antreffen, treten sie nicht in unbedeutenden Spuren auf, sondern in verhältnismäßiger Mächtigkeit. Die mittlereiszeitlichen Gerölle auf dem Talboden (unter 4.) sind bei Obereichstätt etwa 10, bei Eichstätt 5, bei Kottingwörth 6 m mächtig.¹⁾ Die Gerölle im Donaubett bei Neuburg bezeichnet BAYBERGER S. 26 als „massenhaft“; sie besitzen aber bloß eine Tiefe von 2 m. Die Gerölle unter Nr. 2 mit den an sie anschließenden von Nr. 3 finden wir von 100 m über dem Talboden bis zum jetzigen Flußniveau herab. An manchen Orten, wie bei Rebdorf und Arnsberg, liegen sie auch dick aufgeschüttet und erreichen gewiß Mächtigkeiten von 10—15 m. Wenn das an anderen Stellen nicht der Fall ist, so war die Örtlichkeit nicht günstig, weil zu abschüssig, oder es wurden die Deposita teilweise wieder abgeschwemmt und weiter verfrachtet. Man kann auch nicht sagen, man habe Gerölle nur an einzelnen Lokalitäten gefunden. Nein, die Gerölle von 2. bis 4. liegen ganz gesetzmäßig, und man findet sie überall, wenn man sucht, oder wie bei 4. allein möglich, Schichten auf der eigentlichen Talsohle ansetzt. Bis jetzt ist gar keine Ausnahme konstatiert worden, denn über die Brunnen von Rebdorf und Hirschberg-Brauerei habe ich das Nötige bereits beigebracht. Schon in meinem „Altmühltal“ habe ich angegeben, wo die Gerölle Nr. 2 stets zu finden seien, nämlich an den konvexen sanft abgedachten Talspitzen oder besser Talzungen. Hier war die Strömung sanfter, und die schweren Gerölle sanken zu Boden. Auf der entgegengesetzten konkaven steilen, ja oft senkrechten Felsböschung können wir sie nicht finden, weil sie erstens von der starken Strömung stets fortgerissen wurden und zweitens an dem steilen Abhang gar keine Möglichkeit fanden, in bemerkbarer Quantität liegen zu bleiben.²⁾ Ich begreife nicht, wie man dies anders erklären oder zu anderen Schlüssen verwenden kann. Und ich betone: überall, wo ich an den passenden gesetzmäßigen Böschungen nach 2. gesucht habe, habe ich auch gefunden, oft zuerst in den Lesesteinen am Ackerrande, dann sicher auch im Lehm des Ackerbodens oder in kleinen zu diesem Zweck ausgeworfenen Gräbchen. Gute Aufschlüsse brauchen ja nicht überall vorhanden zu sein und verschwinden auch wieder, zurzeit beispielsweise die von Rebdorf und Walting.³⁾ Daraus, daß BAYBERGER oder ich gelegentlich einmal einen Aufschluß nicht fanden, den v. GÜMBEL oder andere verzeichnen, läßt sich wirklich kein Einwand herleiten, hängt doch soviel in dieser Beziehung auch vom Zufall oder vom Glücke ab.

Es entspricht endlich auch das Kaliber der Gerölle meinen Aufstellungen

¹⁾ Während die Bohrlöcher von Kottingwörth und noch mehr von Eichstätt gegen die Talmitte zu niedergebracht wurden, hält sich dasjenige von Obereichstätt näher dem Talrande. Damit scheint seine größere Mächtigkeit in erster Linie zusammenzuhängen.

²⁾ Vgl. Fig. 303 auf S. 375 des „Lehrbuches der Geologie“ von E. KAYSER I. Teil 3. Aufl. Stuttgart 1909.

³⁾ Die Kiesgruben von Rebdorf dienen jetzt als Ablagerungsstätte für allerlei Unrat des Arbeitshauses; der so interessante Anbruch oberhalb der Kirche Walting wurde wieder zugeschüttet.

über den Wasserlauf im Trocken- und Altmühltale. Die Gerölle Nr. 2 sind am größten bei Sigellohe, noch oft von Kindskopfgröße bei Rebdorf, weiter unten im Altmühltal bedeutend kleiner. Die alpinen Kalkgerölle mit ihren Urgebirgsbeigaben sind auf dem Talgrunde bei Kottlingwörth schon winzig zu nennen, während sie bei Eichstätt und Obereichstätt mittlere Größen erreichen, also häufig wenigstens die Größe einer Welschnuß oder sogar eines Apfels. BAYBERGER selbst findet die Rollsteinchen in dem von ihm entdeckten Anbruche bei Altessing, der wahrscheinlich 2. oder 3. angehört, sehr klein. Natürlich! Je weiter die Bruchstücke rollen, desto mehr nützen sie ihre Rutschbahn, aber auch sich selber ab. Die härtesten Blöcke im Gießbach der Alpen sind schon im Rhein bei Speier zu nußgroßen Kieseln geworden und enden in der Nordsee als feinsten Meeressand. Also, wir resumieren: Die besprochenen Gerölle im Trocken- und Altmühltal haben eine hervorragende Bedeutung; ihre Mächtigkeit ist unbestreitbar; sie sind überall verbreitet und besitzen eine gesetzmäßige Lagerung; ihr Kaliber nimmt vom Anfang des Wasserlaufes im Trockental bis zum Schlusse beständig ab; alles spricht für die von mir vertretene Auffassung.

BAYBERGER glaubt, wie schon erwähnt, daß die Altmühl etwa bei Riedenburg entsprungen und von Ost nach West geflossen sei, bei Dollnstein die obere Altmühl als Nebenfluß aufgenommen und ihren weiteren Lauf von da ab nach Süden durch das Wellheimer Trockental bis Stepperg gerichtet habe. Dort mußte sie bis zum Obermiocän in den großen mitteltertiären Süßwassersee münden, den Rest des alttertiären Mittelmeeres. Die Umkehr in die jetzige Stromrichtung zwischen Dollnstein und Kelheim erfolgte nach BAYBERGER durch rückschreitende Erosion. Ein — hypothetisches — Flößchen bei Neuessing¹⁾ habe sich gegen die Donau hin energisch eingeschnitten, durch Rückwärtserosion die Altmühlquelle bei Riedenburg gefaßt und so allmählich bei der fortgesetzten Belebung der Erosion durch Ausbildung des Donautals die ganze Altmühl zum Abfließen von West nach Ost, also in die heutige Richtung, gezwungen. Das Trockental, die ehemalige Endstrecke, sei dadurch außer Aktion gesetzt worden und seitdem ohne Fluß. Diese Umkehr für die Haupttalstrecke Dollnstein—Riedenburg kann erst Ende des Obermiocän begonnen haben, da erst seitdem eine Donau existiert, und die Vollendung dieser Umkehr muß in noch spätere Zeit, mindestens das Ende des Tertiär, angesetzt werden. Bis dahin muß BAYBERGER festhalten, daß Reste der ostwestlichen Altmühl, freilich immer kleiner und kleiner werdende, durchs Wellheimer Tal abgefließen seien. Aber auch der Beginn der Ausbildung des Donautales zwischen Stepperg, Ingolstadt und folglich des Durchbruches der Neuburger Enge kann nicht vor dem Obermiocän angenommen werden. Wir haben infolgedessen, um in dem Gedankengang BAYBERGERS zu bleiben, bis zu dieser Zeit für das ganze Altmühltal zwischen Riedenburg (Neuessing), Dollnstein und Stepperg ein Bodengefälle von Ost nach West, schließlich von Nord nach Süd; für die Strecke Eichstätt—Dollnstein vielleicht noch bis zum Ende des Tertiär und für das Trockental von Dollnstein bis Stepperg eher noch länger, da die obere Altmühl bei Dollnstein nicht so leicht und schnell von ihrem bisherigen Lauf nach Süden gegen Osten sich würde haben ablenken lassen. Dazu war die Wassermenge und das Gefälle der isolierten unteren Altmühl nicht stark genug. Jedenfalls konnte sich im jetzigen Trockental mangels jeden perennierenden und durchgehenden Wasserlaufes

¹⁾ S. 51 u. s.

nach seiner Außerdienststellung dieses alte Gefälle nach Süden nachträglich gar nicht mehr verändern.

Wie will nun BAYBERGER erklären, daß trotzdem fast das ganze Tertiär hindurch und im Diluvium, wie wir nachgewiesen haben, beträchtliche Geröllmengen von Süden her, von den Alpen und ihren Vorbergen, unmittelbar auch von der bayerischen Hochebene (Kieslager), sich durch das Tal bewegten? Sie können nicht von Kelheim hergekommen sein; nach BAYBERGER schon deswegen nicht, weil das letzte Stück des jetzigen Altmühltales (zwischen Riedenburg und Kelheim) entweder noch gar nicht im Zusammenhang mit dem übrigen Flußsystem existierte oder schließlich, als der Zusammenhang sich herstellte, einen Wasserlauf mit umgekehrter Richtung enthielt. Diese Gerölle müssen vom fließenden Wasser bewegt und können nach dem Gesagten aus dem Süden nur durch die einzig mögliche Einbruchspforte bei Stepperg gebracht worden sein. BAYBERGER gibt dies zu, sucht aber sein Eingeständnis in folgender Weise zu modifizieren und für seine prinzipiellen Aufstellungen unschädlich zu machen: „In unser Wellheimer Tal ist verhältnismäßig wenig Diluvium gekommen. Das Tal wurde niemals von der ganzen Donau durchflutet. . . . Es ist kein Einfluß der diluvialen Donau auf die Täler von Wellheim und Eichstätt nachweisbar. Höchstens, daß sie einiges zur Aufschüttung des Tales beigetragen hat. . . . Alle Erscheinungen zwingen also zu dem Satze, daß die diluviale und alluviale Donau eine sehr bescheidene Tätigkeit entfaltet hat, und unser Tal von Wellheim ohne nennenswerten Effekt nur vorübergehend von Donauwasser durchströmt wurde.“¹⁾ „Wir haben im Übertritt von Donauwasser ins Wellheimer Tal mit 17 m Höhendifferenz wohl die Höchstleistung der diluvialen Donau.“²⁾ „Die alte offene Bahn von Stepperg—Neuburg kann, um es zu wiederholen, nur die Annahme gelten lassen, daß etwa zur Zeit großer Flutungen, bei Hochwasser, bei Stauungen, die Donau einen Wasserarm ins Altmühltal sandte.“³⁾

Über das „wenige Diluvium“, das „Einiges, was die Donau zur Aufschüttung des Tales beigetragen hat“, den „nicht nennenswerten Effekt“, habe ich mich bereits früher geäußert. Die Ausflüchte BAYBERGERS hätten aber keine Geltung, selbst wenn die fraglichen Gerölle unbedeutend wären. Falls nämlich das Trocken- und Altmühltal von Stepperg und der Donau her bloß Wasserüberschuß bei Hochwässern u. dergl. empfangen hätten, so hätten überhaupt gar keine Gerölle ins Thal kommen können. Denn die Gerölle bewegen sich auf dem Boden und Grund des Wasserlaufes und nicht auf seiner Oberfläche. Wenn auch Wasser wie bei einem Flußwehr nach Wellheim übergeströmt wäre, so hätten doch die Gerölle jenseits Stepperg auf dem Grunde des Donaubettes bleiben müssen, das sie ja nach BAYBERGER jetzt und früher nur in sehr geringer Tiefe bedeckten. Haben sich jedoch Gerölle bewegt — und sie bewegten sich auch nach BAYBERGER bis ins mittlere und untere Altmühltal (Kottingwörth!) —, so geschah dies eben auf dem Grunde des Flußbettes, und folglich muß auch mein Gegner zugeben, daß die nicht wegzuleugnenden Gerölle den Boden und Uferrand des damaligen — tertiären und diluvialen — Donaflußbettes bezeichnen, der ganzen Donau oder eines Armes derselben, aber nicht den Weg einer bloß gelegentlichen Überspülung

¹⁾ S. 27 f. — Der durchschossene Druck ist von mir veranlaßt.

²⁾ S. 25.

³⁾ S. 30.

bei zufälligem Wasserüberschuß. Die Überwässer transportieren lediglich schwimmende Schlamm- und Schwebestoffe.

Die Voraussetzungen BAYBERGERS gestatten nicht einmal, daß die Gerölle auf dem Boden des Tales sich bewegt hätten. Nach ihm strömten die Wasser der Altmühl in der fraglichen Periode regelmäßig von Ost nach West und von Nord nach Süd. Selbstverständlich strömten sie in dieser Richtung, wenn und weil der Talboden, das Flußbett, eine entsprechende Neigung besaß; denn das Gefäll eines Flusses ist bedingt durch jenes seiner Unterlage. BAYBERGER mutet also den alpinen Geröllen des Trocken- und Altmühltales zu, daß sie in so großem Maßstab und auf so große Entfernung hin gegen die Natur der Dinge talaufwärts gerollt worden seien! Bei Hochwasser und bei Überfüllung des Donaubettes zwischen Donauwörth und Stepperg hätte höchstens am Taleingang des Trockentaales eine Geröllbarre entstehen können, demselben quer vorgelagert und von geringer Höhe. Diese Barre wäre dann beim Sinken der Hochflut durch die regelmäßige Altmühlströmung nach Süden jedesmal wieder durchbrochen und wohl größtenteils weggeschafft worden, um so mehr als ja das Donautal sich beständig vertiefte, und der Dona Spiegel sank. Sind aber Gerölle wirklich, wie der Augenschein lehrt, auf so große Entfernungen hin durch das Altmühltal bis Riedenburg gewandert, so hat der Talboden ein entsprechendes Gefälle besessen. Wollte BAYBERGER seine Behauptung aufrecht erhalten, im allgemeinen sei die Altmühl ostwestlich bzw. nordsüdlich durch das Tal geflossen, gelegentlich aber auch Wasser mit Geröllen umgekehrt, so müßte er einen Neigungswechsel des Talbodens zugeben und zwar so oft, als Gerölle von Stepperg hereinkamen. Und das sollte etwas Zufälliges, Vorübergehendes, Unbedeutendes gewesen sein!?! Ich brauche wohl über diesen Punkt keine Worte mehr zu verlieren und schließe mit dem evidenten Resultat: So lange südliche Gesteinsfragmente als Gerölle ins Altmühltal einwanderten und während der ganzen Zeit, in der die betreffenden Ablagerungen entstanden, nahm der transportierende Fluß seine Richtung von Stepperg über Wellheim nach Dollnstein und von da hinaus durchs mittlere und untere Altmühltal.

Es ist wohl auch unnötig gegen die Vorstellung anzukämpfen, als ob zuerst das Tal — gleichgültig durch welche Einflüsse — erodiert worden wäre, und dann später Gewässer durchgeflossen seien, deren Zeugen die Gerölle darstellten. Vielmehr gehören die Gerölle und das entsprechende Niveau des seinerzeitigen Flußbettes und jetzigen Talhanges ungefähr derselben Zeit an und bezeichnen eine bestimmte geologische Epoche. Das fließende Wasser erodiert teils durch die mechanische Kraft der Reibung seiner eigenen Teilchen, teils durch die mitgeführten gröberen und feineren Gerölle, selbst Sande. Dieselben bleiben an geeigneten Stellen des Flußbettrandes liegen, während der Fluß selbst sein Bett immer tiefer einschneidet, so lange die Bedingungen der Erosion fort dauern. Genauer ausgedrückt geben die seitlichen Geröllablagerungen jedesmal das Niveau an, in welchem das Flußbett lag, bevor es tiefer gelegt und meist auch seitlich abgelenkt wurde. Wo, wie im Altmühltal, wegen der Härte der Bodenunterlage und dem ihr gegenüber minderwertigen Gefäll, Talschlingen entstehen, und die eine Seite stets konkav und steilwandig, die andere konvex mit lang vorgestreckter flacher Zunge sich ausbildet, können die Gerölle lediglich auf der konvexen flachen Zunge liegen bleiben, denn der Strom drängt immer an die konkave Seite an, unterwäscht sie und erweitert das Tal gegen diese Seite hin mit steiler, oft senk-

rechter Böschung. Hier vermag also nichts aufgespeichert zu werden; höchstens Sand wird in die Löcher und Höhlungen des Dolomits eingeschwemmt.¹⁾ Von der andern, konvexen Seite weicht der Fluß beständig zurück und gräbt sich zugleich tiefer. Da müssen folglich die Gerölle, Zeugen der erlahmenden Strömung, aber auch des Uferrandes wie die Seitenmoränen eines Gletschers, deponiert werden. Das ist die wahre Erklärung für die Einseitigkeit der Geröllablagerungen an den Talwänden.²⁾ Das Gerölldepot auf dem Grunde des damaligen Flusses und auf dem Grunde der jetzigen Talmulde kann in mancher Beziehung mit einer Grundmoräne verglichen werden. Ist das Gefälle des Flusses stark genug und die Strömung entsprechend, so bleibt im eigentlichen Bett überhaupt nichts liegen, sondern alles feste Material wird stets weiter gewälzt unter Ausschleifung der Unterlage. Erlahmen jedoch Strömung und Erosion des Flusses überhaupt, nicht bloß einer Randseite desselben, so wird am Ende das Bett gar nicht mehr angegriffen und vertieft; die Gerölle bleiben mehr und mehr auf seinem Grunde liegen; weitere werden über sie gelagert, und die Akkumulation hat endgültig über die Erosion gesiegt. Deswegen bedecken den tiefsten, unter Tag liegenden Boden des Altmühltals die Gerölle jener Zeit, in der für dieses Tal die Erosion allmählich aufhörte, als am Ende des Diluviums der alpine Wasserzufluß schwächer wurde, nämlich solche aus der zweiten bis dritten Eiszeit und den betreffenden Interglazialzeiten. Da die Erosion im Tale der schwachen rezenten Altmühl dauernd stille steht, liegen über den alpinen Schottern die Produkte der späteren Akkumulation, ausschließlich jurassische Gerölle und Geschiebe vom Ende des Diluviums und die Lehme und Sande des Alluviums, auf denen der berühmte grüne Teppich der Altmühlwiesen ausgebreitet ist. Wenn im Gebiet der alpinen Vereisung von den klassischen Autoren Akkumulation und Erosion zeitlich auseinander gehalten, diese den Abschmelz- oder Interglazialzeiten, jene den Glazialperioden zugeschrieben werden, so gilt das schon in den Alpen nur mit Beschränkung: in den Eiszeiten überwiegt die Akkumulation, in den Zwischeneiszeiten die Erosion. Bei uns im Gebiet der äußersten Abschmelzwässer ist dieser Gegensatz noch mehr abgeschwächt, und ich glaube, daß die Erosion und die Akkumulation wenigstens an den Talhängen jedesmal in den Glazialzeiten stärker waren als vor- und nachher. Denn eine größere Fülle an Wasser und Geröllen, beides Ursachen größerer Erosion, kommt sicher den Perioden stärkerer Vereisung und in solchen auch dem Altmühltale zu, dem peripheren Gebiet der fluvioglazialen Einwirkungen der Alpen.

Als übereinstimmendes Resultat der geologischen Konfiguration des Altmühlgebietes, der gemessenen Neigung der Wasserstandslinien und der Geröllfunde ergibt sich mit voller Sicherheit: 1. Seit der Mitte des Tertiär war das Gefälle im eigentlichen Altmühltal zwischen Dollnstein und Kelheim und damit der Lauf der Altmühl gleichsinnig mit den jetzigen Verhältnissen. 2. Der bewiesene Zusammenhang der tertiären und diluvialen Talgewässer im Altmühltal mit Wässern südlicher oder alpiner Herkunft kann nur durch das Wellheimer Trockental von Stepperg aus bewerkstelligt worden sein, und so ist auch für dieses Tal und die angegebene Zeit eine Strömung von Süd nach Nord, von Stepperg nach Dollnstein, erwiesen. Das beweisen auch direkte

¹⁾ Diese scharfgewaschenen hellen Sande wurden von jeher eifrig als „Fegsande“ aufgesucht und ausgebeutet.

²⁾ Vgl. zu dieser ganzen Darstellung mein „Altmühltal“ S. 52 ff.

Gründe und die allgemein angenommene Übereinstimmung von Trocken- und Altmühltal in Bezug auf Bau und Entstehung. Auch ich bin der Ansicht und habe ihr schon in meinem „Altmühltal“ Ausdruck gegeben, daß die Erosion beider Täler vorwiegend im Tertiär erfolgte und erst von etwa 20 m über dem jetzigen Talniveau (ungefähr 40 m über seiner tiefsten geröllbedeckten Sohle) ab das Diluvium in Anspruch zu nehmen ist. Im letztern Punkt bestand also gar kein Gegensatz zwischen mir und BAYBERGER.

Nachdem ich meinen Standpunkt im großen dargelegt, und, wie ich glaube, meine Aufstellungen einleuchtend begründet habe, will ich zum Schluß, obwohl ich das nicht für notwendig erachte, einige spezielle Gedankengänge meines Gegners erörtern und zu meinen eigenen gewisse Nachträge liefern. Selbstredend kann es nicht meine Aufgabe sein, in alle Einzelheiten der Beweisführung BAYBERGERS einzugehen.

A. Phasen der Talbildung im Gebiet der Altmühl und oberen Donau seit dem Ende des Mesozoikums.

1. Im Süden der Donaulinie dehnte sich bis zum Ende des Alttertiär ein Arm des tertiären Mittelmeeres aus, dessen Ablagerungen als untere Meeres-, Brack- und Süßwassermolasse (die letzte nach erfolgter Aussüßung durch Flüsse) zwar nur am Nordfuß der Alpen wegen der Auffaltung erhalten blieben, sich jedoch weiter gegen die jetzige Donau fortsetzen dürften, nur unter miocänen Schichten in der Tiefe verborgen. Für diese Ansicht sprechen die Befunde von Tiefbohrungen in Württemberg (Ochsenhausener Bohrloch!). Während dieser Zeit floß vermutlich ein Wasserlauf, der ungefähr der heutigen oberen Altmühl mit Teilen des Regnitzgebietes und Zuflüssen aus der Eichstätter Alb entspricht, durchs Trockental, aber in der Region der Kalkschiefer ζ, von Norden nach Süden und mündete jenseits Stepperg ins Meer. Dann zog sich dieses zunächst zurück.

2. Mitte Oligocän beginnen die geotektonischen Störungen, welche die Juratafel zerstückeln, den Donauabbruch schaffen und die Auffaltung der Alpen vollenden. Das Meer überflutet wiederum das Süddonauland bis zum Fuße des Jura, süßt sich im Miocän aus und zerfällt im Obermiocän in eine Reihe von Süßwasserbecken, deren größte wohl bereits in der Richtung der heutigen Donau gegen Osten abfließen. Nach dem früher Gesagten muß zur Zeit des Obermiocän ein Wasserlauf bei Stepperg ins Trockental eingetreten sein und, vereint mit der oberen Altmühl, von Dollnstein aus den Weg der rezenten Altmühl nach Osten eingeschlagen haben. Dieser Stepperger Strom dürfte mit dem Lech zusammenfallen, der allerdings auch die Wässer der oberen Donau in sich vereinigte. Schon ein Blick auf die Höhengichtenkarte zeigt, daß die Lechlinie heutzutage noch höher liegt, als das ganze Gebiet rechts davon.¹⁾ Die Einbrüche der Juratafel selbst nahmen gegen Osten an Tiefe beträchtlich zu, und so vermochten lange Zeit die

¹⁾ Siehe die entsprechenden Höhengichtenkarten (bearb. im topograph. Bureau d. Kgl. Bayer. Generalstabes). — In Nr. 8 ist eine Höhe über 600 m nicht eingetragen: der Ottenberg b. Neu- markt (Oberpf.) 628 m. Manche Ortsnamen bedürfen übrigens einer Verbesserung in der Schreibart.

Ich notiere hier auch eine Anzahl unrichtig geschriebener und das Verständnis störender Ortsnamen bei BAYBERGER: „Spitaltal“, richtig „Spindeltal“ (S. 4); „Köttigwörther Mühle“, richtig „Kottingwörther Mühle“ (S. 20); „Ermendorf“, richtig „Unterermendorf“ (S. 35); „Pfalzpoint“, richtig „Pfalzpaint“ (S. 35 — das letztere wenigstens die offizielle Schreibweise); „Eitersheim“, richtig „Eitensheim“ (S. 46) u. a.

Lechwässer ungestört den Jura gegen Osten zu durchfluten. Die — seitdem freilich stark erniedrigte — Höhenlage dieser Linie erklärt die Ablagerung obermiocäner Kiese bei 500 m (Sigellohe) am rechten Eingang des Trockentales und überhaupt die relativ hohe Lage dieser Kiese im Altmühltal. Übrigens erreichten auch die Wasser des obermiocänen Süßwassersees auf der bayerischen Hochebene Höhen von über 500 m. — Der Lauf der jungtertiären Altmühl, der Vereinigung der obern Altmühl und des tertiären Lech, fand sich im Altmühltal zwischen Dollnstein und Riedenburg an die Lithoklasen von alpinem und hercynischem Streichen gebunden. Gerne gebe ich BAYBERGER zu, daß ein Wasserlauf im Gebiet des untern Altmühltales durch Rückerosion von Kelheim herauf den Lechwässern vorarbeitete. Ich habe das in meinem „Altmühltal“ nicht ausgeschlossen und die Geradheit der Strecke Riedenburg—Kelheim auf Rückerosion eines dortigen Wasserfalls zurückgeführt. Nur machte ich primär für die Aushobelung der jungtertiären Altmühlrinne die geotektonisch entstandene Schichtenneigung gegen Osten und die Höhenlage des Lechs verantwortlich. Zeitlich mag im Gebiet von Beilngries—Riedenburg—Kelheim die BAYBERGER'sche Erosion in einem beschränkten Sinn vorausgegangen sein. Es ist nicht unmöglich, daß der „Lech“ vorübergehend auch ins obere Altmühltal eintrat,¹⁾ und überhaupt vielfache Stauungen vor dem regelmäßigen Abfluß nach Osten in den Rinnsalen sich geltend machten. Aber diese Annahmen sind meist hypothetisch; wir vermögen sie kaum mit eindeutigen Funden zu belegen.

3. Das Einbrechen der Juraschollen gegen Osten und gegen die Donaulinie dauerte bis zum Pliocän und vielleicht noch länger. Weil, wie schon einmal erwähnt wurde, die ganze Landschaft östlich von der Lechlinie und auch von derjenigen des Wellheimer Trockentals beträchtlich tiefer gelegt wurde als die Gegend westlich davon, setzte sich ein Prozeß, der eigentlich schon das Fließen der Altmühl von West nach Ost veranlaßt hatte, gegen Süden zu weiter fort: es wurden die Gewässer innerhalb der Stromrinne des Wellheimer Trockentales nach Osten abgelenkt, einmal in der Form des Schutterdurchbruches bei Wellheim, dann im Donaudurchbruch zwischen Steppberg und Neuburg. Jedenfalls schon im Pliocän, während das Wasser in der Wellheimer Talrinne bei ungefähr 470 m²) stand, begann Überwasser bei Hochfluten eine Rinne gegen Osten auszufurchen. Ähnliches geschah bei Stepperg. Dieser Vorgang setzte beim Eintritt der Eiszeiten immer öfter und heftiger ein, so daß zeitweilig Lechwasser in drei Rinnen lief: im Altmühl-, Schutter- und Donautal. Schließlich war das Donautal so tief erodiert worden, und Geröllstauungen hatten den Weg durchs Trockental so unpraktikabel gemacht, daß zuerst die Altmühl- und hernach die Schutterrinne vom Lech verlassen wurden. Damit war das Donautal zwischen Donauwörth und Regensburg und wohl auch weiter hinab als zusammenhängende Strecke eröffnet. Das geschah um das Ende der dritten und den Anfang der vierten Eiszeit. Erst von dieser Zeit an kommen Lechgerölle an der Donau bei Ingolstadt vor. Das erklärt auch die niedrige Lage aller solchen Gerölle in dieser Gegend. Die Gerölle der dritten Eiszeit (Hochterrasse) finden sich zwar am Lech bis Mittelstetten bei Niederschönenfeld, aber nur spurenhaf bei Neuburg. Erst die Produkte der vierten Eiszeit (die Nieder-

¹⁾ Vgl. S. 80 f. von „Altmühltal“. Hier bespreche ich auch die Funde von alpinen Radiolarien-hornsteinen, welche THÜRACH bei Treuchtlingen gemacht hat.

²⁾ Diese Höhe ergibt sich aus dem Vergleich mit den Höhenziffern der Wände, welche den Anfang des Schuttertals einschließen.

terrasse) lagern reichlicher südlich der Donau bei Neuburg und Manching, sowie nördlich zwischen Dünzelsau und Großmehring. Hand in Hand mit dem Gesagten geht, daß überhaupt bedeutende Lager diluvialer Nagelfluh auf der Hochebene bloß bis zum Lech sich finden, östlich davon nicht mehr. Zeitweilig — am Ende der dritten Eiszeit, aber nicht früher — wurde infolge eingetretenen Stauungen auch das Sinninger Tal zum Abfluß der Donau oder eines Teiles derselben aus der Enge vor Stepperg benützt. Darauf deutet die ganze Beschaffenheit des Donaumooses.¹⁾

Das jetzige Donautal in Bayern bestand, um das zu wiederholen, bis zum Ende der dritten Eiszeit aus keiner einheitlichen Talfurche. Gewisse Teile dienten schon im Tertiär, sobald die obermiocänen Seen abzulaufen angingen, als Rinnsale von Flüssen, die wir jetzt als Nebenflüsse des Stromes kennen. So wurde die Strecke zwischen Vohburg und Kelheim wohl bereits von Paar und Ilm durchströmt; diejenige zwischen Ulm und Stepperg nahm den Oberlauf der Donau mit Iller und Lech auf. Das Zwischenstück Stepperg—Vohburg wurde aber erst in der angegebenen Zeit vollendet und so gleichsam die letzte Hand an die Modellierung des Donautales gelegt. BAYBERGER spricht oft von der starken Ausprägung des Südufers der Donau. Zwischen Stepperg und Kelheim ist das nur streckenweise der Fall, keineswegs so kontinuierlich, daß es einen tertiären stets gleichen Wasserlauf voraussetzen müßte.

Noch einen zweiten Umstand unterstreiche ich wiederholt mit voller Absichtlichkeit: auch von der jetzigen Schuttermündung ins Schuttertal herauf und vielleicht auch zwischen Stepperg und Vohburg oder Großmehring mögen kleine Wasserläufe sich zuvor gegen Wellheim bzw. Stepperg heraufgeschnitten haben, ähnlich wie von Kelheim aus gegen Riedenburg. Jedoch das Hauptgewicht fällt nicht auf ihre Tätigkeit. Der Prozeß der Talbildung arbeitet nicht stets vorwiegend von unten herauf, von der Mündung ins Haupttal oder Meer. Denken wir an das Beispiel der großen kanadischen Seen, speziell an den Erie- und Ontariosee und ihre Verbindung, den Niagara. Der Eriesee liegt höher; sein Abfluß, der Niagara, folgt dem natürlichen Gefälle der Schichten und stürzt zuletzt über eine Steilwand im weltberühmten Wasserfall. Dieser Wasserfall befand sich ursprünglich bei Queenstown am Ontariosee; er hat sich aber allmählich zurückerodiert und vor sich, gegen Queenstown eine sieben englische Meilen lange Schlucht geschaffen, die schließlich bis zum Eriesee zurückgehen wird.²⁾ Also: die Talfurche als Rinne ist zwar durch Rückerosion geschaffen, aber der Wasserlauf selbst und sein Gefälle sind geotektonisch bedingt. So stelle ich mir die Vorgänge zwischen Riedenburg und Kelheim, zwischen Eining und Kelheim, zwischen Wellheim (genauer „Schanz“) und Meilenhofen, zwischen Stepperg und Neuburg vor. Die betreffenden Talschluchten sind vornehmlich durch Rückschneiden des Hauptwasserlaufes dieser Strecken, der Altmühl + Lech, der Paar + Ilm, der Lech—Donau oder eines Teiles derselben, mehrfach von Wasserfällen aus,³⁾ entstanden. Aber Richtung und Gefälle wurden primär bedingt durch die geschilderten geologischen Ereignisse. Ohne ihre Voraussetzung gibt es kein Verständnis der tertiären und diluvialen Altmühl und Donau.

B. Die Öffnung des Wellheimer Trockentales ist gegen Stepperg weiter wie gegen Dollnstein. Wenn BAYBERGER S. 3 daraus den Schluß zieht, bei Stepperg

¹⁾ Vgl. W. v. GÜMBEL: Erläuterungen z. Bl. Ingolstadt d. geogn. K. v. Bayern S. 6.

²⁾ Vgl. die Darstellung des Niagaraalles bei E. KAYSER: Lehrb. d. Geologie I. 3. Aufl. (Stuttgart 1909) S. 347 ff.

³⁾ Vgl. mein „Altmühltal“ S. 56 und S. 91 f.

habe der Strom des Tales seine Mündung gehabt, so ist diese Beweisführung absolut nicht zwingend. In manchen Fällen verhält es sich so, in andern nicht. In den Alpen beginnen die Seitentäler (Trichtertäler) häufig als weite Kare und münden ins Haupttal mit einer engen Klamm. Die obere Donau bzw. der Lech flossen augenscheinlich zuerst eine kurze Strecke am Südfuß des Jura entlang und spülten ihn aus, bevor sie in denselben eindringen. Ende Tertiär existierten Süßwasseransammlungen in der Donauebene. Vielleicht muß man den Lech dieser Zeit direkt als Seeabfluß betrachten. Wie man an vielen rezenten Seen gewahrt, sind diese Abflüsse und ihr Erosionstal am Anfang viel breiter als später. Übrigens betrifft die fragliche Talerweiterung nur den alleräußersten ganz kurzen Talsaum, der sogar von der diluvialen Donau hergestellt sein kann.

C. Ich habe gleich am Anfang meiner Ausführungen S. 3 von **rein subjektiven Anschauungen** meines Gegners gesprochen, denen ein jeder wieder andere ebenso subjektive gegenüberstellen könne, unter Umständen solche, die viel mehr für sich haben. Einige Beispiele solcher will ich hier noch anfügen.

(Zu S. 4 BAYBERGER.) Ich kann am Wellheimer Tal unmöglich finden, daß es einseitig gegen Westen erodiert sei und so eine Strömung von Ost nach West beweise. Auch da wechseln die Talbögen wie im eigentlichen Altmühltal von der einen auf die andere Seite hinüber. Dem Bogen bei Ried nach West entspricht ein gleich weit ausgreifender, nur etwas gedrückter, mit ebenso steilen Felswänden bei Aicha nach Ost; ein ähnliches Verhältnis besteht später. Die zwei Hauptbögen nach West erscheinen allerdings mehr in der Linie Nord-Süd verlängert; ich vermöchte aber darin nichts zu lesen, was gegen den Stromlauf von Süd nach Nord spräche. — Die ersten großen Talschlingen des Altmühltales bei Breitenfurt—Ober-eichstätt und bei Eichstätt, welche nach Norden gerichtet sind, erwecken dem oberflächlichen Beschauer auch den Eindruck, als ob sie nach Westen schielten. Allein dieser Eindruck rührt lediglich davon her, daß man diese Bögen auf die horizontale Basislinie West-Ost projiziert. Die Altmühl fließt hier jedoch nach Ost-Nord-Ost, und zu dieser Basislinie stehen ihre Bogen genau senkrecht. So ist es bei Böhming und Kinding und analog — nur bei entgegengesetzter Talrichtung — am letzten Talbogen bei Riedenburg.

(Zu S. 4, 5 BAYBERGER.) Man kann eine Reihe Seitentäler und Bäche anführen, die umgekehrt hätten auf den Strom des Haupttales einwirken müssen, wie BAYBERGER beim Spindeltale will. Selbst der richtende Einfluß dieses Tälchens läßt sich nicht begründen. Es ist stark verworfen und von unklarer Struktur. Der große Talbogen des Trockentales, auf den es ausmündet, ist von normaler Beschaffenheit. Hätte ein Wasserlauf aus dem Spindeltal, einer jetzt ganz wasserlosen Schlucht, einen wesentlichen Druck ausgeübt, so müßte man eine konkave Steilwand nordwestlich von Konstein erwarten. Statt dessen befindet sich dort ein konvexes verhältnismäßig flaches Gehänge. Die Ablenkung des Haupttales nach Osten bei Aicha liegt im oft besprochenen Rhythmus der Mäanderbildung. — BAYBERGER bezieht sich viel aufs untere Schambachtal (Riedenburger Sch.) und den Stoß dieser¹⁾ Schambach. Dagegen verweise ich auf die mittlere (Kipfenberger) Schambach und das Birkthal

¹⁾ Richtig ist die Schamb-Ach nicht der Scham-Bach. Siehe „Altmühltal“ S. 8 Anm. 2. Dar-nach wäre auch die Bezeichnung zu berichtigen im II. Heft des „Flächenverzeichnisses der Bach- und Flußgebiete im Königr. Bayern“, (Kgl. Hydrotechn. Bureau, München 1903) S. 63, 65, 68 und im V. Heft (1905) S. 244, mit Anhang S. 6, 7. Die historische Etymologie der deutschen Orts- und Flußnamen sollte man besser in Ehren halten. Leider ist im vorigen Jahrhundert dagegen vielfach gesündigt worden.

bei Kipfenberg, das Anlauer- und Schwarzachtal bei Kinding. Wäre der Stoßeffect solcher Fließchen von der an der untern Schambach durch BAYBERGER geschilderten Bedeutung, so hätten diese den Hauptstrom alle in der von BAYBERGER nicht gewünschten Richtung nach Nord und Nordost, also gegen Riedenburg und nicht gegen Dollnstein lenken müssen. Diese würden also für mich sprechen. Am besten läßt man solche Verzerrungen seiner Hypothese ganz außer Spiel. — Die Sulz endlich war nach meiner Darstellung im „Altmühltal“¹⁾ eine Zeitlang — bis zum Pliocän — ohne Gefälle gegen das Altmühltal, ja floß nach Norden. Bei der Tieferlegung des Altmühltals wurde sie wieder nach Süden abgelenkt, nahm im regenreichen Diluvium an Wasserfülle allmählich zu und bewirkte, daß die Altmühl die nördliche Talrinne bei Ottmaring verließ und die untere bei Kottingwörth einschlug. Die pliocänen bzw. altdiluvialen Sandmassen, welche die Sulz aus dem Norden mit seinen Doggerhängen heranwälzte, sind nicht an der Westseite des Altmühltals bei Beilngries abgelagert, wie BAYBERGERS Theorie erforderte, sondern an der Ostseite, am Fuße des Bühls in der Umgegend der Abdeckerei, wo eine reiche Sandflora die tiefen Tribsandmassen bedeckt. Die Talbögen stimmen genau zu dieser meiner Erklärung des Inselberges Arzberg. Jedenfalls ist sie mindestens so plausibel wie diejenige BAYBERGERS.²⁾

BAYBERGER S. 40 findet es der Strömung von West nach Ost widersprechend, daß das Altmühltal, nachdem Schwarzach, Sulz und Laber eingeflossen sind, unterhalb Mühlbach, d. h. wohl bei Eggersberg, sich so stark verengt. Ich habe darauf bereits im „Altmühltal“ und jetzt in dieser Abhandlung Rücksicht genommen: der Einfluß des Wasserfalls oder der Stromschnellen bei Kelheim machte sich in der Schluchtbildung bis hierher geltend. Übrigens betont BAYBERGER S. 39 selbst, daß Flüsse, bevor sie in eine Enge oder Klamm eintreten, gerne einen Trichter oder eine Erweiterung bilden. Die Erweiterung liegt hier bei Dietfurt (bayr.).

(Zu S. 38 BAYBERGER.) Daß die Gestaltung des Talsporns bei Gungolding gerade für die Stromrichtung von Ost nach West sprechen soll, ist mir ganz unerfindlich. Der Beweis mangelt. Im Gegenteil glaube ich, der scharf gegen Osten gerichtete Sporn wäre durch eine von Norden kommende Strömung durchbrochen worden. Er ist an der Südseite viel steiler als an der Nordseite. Die tertiären und diluvialen Gerölle reichen an der Südseite fast von Pfalzpaint bis Arnsberg, 3¹/₂ km weit, auf der Nordseite 1 km.³⁾ Auch das spricht, wenn für irgend etwas, dann dafür, daß die Strömung von Westen kam und ihr Gerölle wie gewöhnlich vor der Enge, nämlich vor Arnsberg abgelagert hat.

(Zu S. 37, 44 BAYBERGER.) Die meisten der Linien, welche BAYBERGER am „Adelschlager“ Tal (als Hirschgrund zum Hauptbahnhof Eichstätt ausmündend) aufgefallen sind, beruhen auf Verwerfung und nicht auf Erosion. Hier setzen eben die vorne geschilderten Einbrüche besonders stark ein.

(Zu S. 40 BAYBERGER.) Was BAYBERGER hier über die ungewöhnliche Schlingenbildung und das schwache Gefälle der tertiären Altmühl sagt, ist mindestens übertrieben und mißverständlich. Der Lauf eines erodierenden Flusses hängt ab von mehreren Faktoren: dem Gefälle, dem Wasserreichtum und der Härtebeschaffenheit der Unterlage. Ein Strom von sehr starkem Gefälle und großem Wasserreichtum

¹⁾ S. 71 f.

²⁾ Vgl. BAYBERGER S. 38 f.

³⁾ Vgl. „Altmühltal“ S. 78.

kann trotzdem Schlingen bilden, wenn er auf sehr hartes Gestein trifft. So bildet der Sambesi in Südafrika unmittelbar nach den berühmten Viktoriafällen zahlreiche weit gedehnte Bogen.¹⁾ Die Fallhöhe beträgt 130 m, die Strombreite am Absturz 1700 m. Die Schlucht, welche er vor sich eingerissen hat, wie alle schon lange arbeitenden Wasserfälle, hat gleich nach dem Falle eine Sohlbreite von nur 50—80 m, eine Tiefe von 120—140 m und eine Gesamtlänge von 70 km. Das Wasser strömt in ihr mit ungeheurer Geschwindigkeit und in einer Tiefe, die nach Hunderten von Metern zählt. Trotzdem die Schlingen! Der Boden wird eben vom

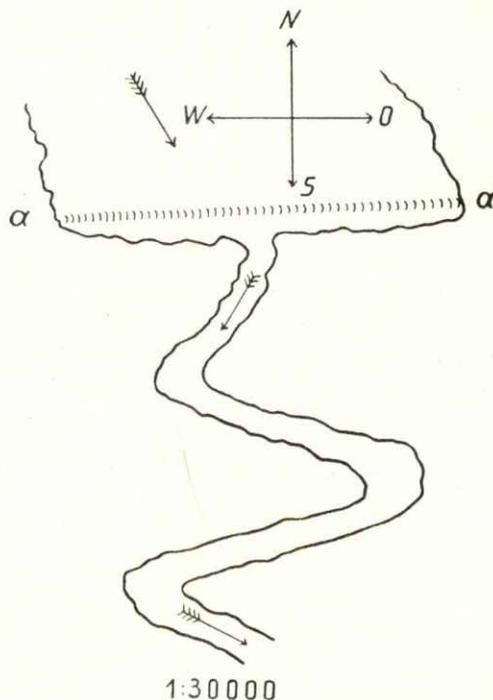


Fig. 4.

Viktoriafälle des Sambesi.

(a—a Absturzkante.)

allerhärtesten Basalt gebildet. Die Konfiguration des Altmühltales zwischen Dollnstein und Kelheim, des Trockentales zwischen Mauern und Dollnstein, ist bedingt durch die 70—90 m mächtige Masse von Frankendolomit und Felsenkalk, beides relativ harte Gesteine, welche vom Flusse durchsägt werden mußten. Wie wir früher darlegten, war das Gefälle des tertiären und diluvialen Talstromes der Gegend zwar nicht dasjenige eines Hochgebirgsbaches, aber doch ein bedeutenderes als es die bayerische Donau jetzt besitzt. Die großen Schlingen des Altmühltales deuten auf einen großen Strom, ihre Menge auf die Härte des Gesteins; das Gefälle war für einen Mittelgebirgsfluß nicht unbedeutend. BAYBERGER dürfte sich überhaupt fragen, ob seine tertiäre und diluviale Altmühl hätte genügen können, das große breite Tal aus dem harten Juragestein herauszuschneiden.

¹⁾ Siehe Fig. 4. Die Darstellung des Falles und der nächsten darauf folgenden Schlingen der Erosionsschlucht wurde kombiniert nach den Zeichnungen von HOLUB und SERPA PINTO (mitgeteilt in „Vom Cap zum Sambesi“ von J. SPILLMANN, Freiburg 1882 S. 285).

Nehmen wir die obere Donau mit dem Lech, so hat die Sache keine Schwierigkeit. Nehmen wir aber Wasserläufe, die den jetzigen Ingredienzien der Altmühl korrespondieren, so reichen wir nicht aus. BAYBERGER sucht sich allerdings mit der Hypothese zu helfen, die Regnitz sei seinerzeit ins tertiäre Altmühltal eingeflossen; allein diese Aufstellung ist erstens eine nicht streng begründbare Hypothese, zweitens würde sie nur Hilfe leisten können für die obersten und ältesten Talgehänge, nicht für die Hauptmasse des Felskörpers und die Ausarbeitung der Talschlingen. Denn wie ich in meinem „Altmühltal“¹⁾ nach GÜMBEL vorgebracht habe, besitzen „die obermiocänen Süßwasserkalke der Gegend von Georgensgmünd (359 m) eine Lagerung, die erkennen läßt, daß schon damals das jetzige Talgefälle (der Rednitz) nach Norden bestand“.

Ich komme zum Schlusse. Es bereitet uns also auch das Eingehen auf die BAYBERGER'schen Details keinerlei unüberbrückbare Schwierigkeiten. Im Gegenteil: auch hierdurch erhärtet sich unser aus den früher dargelegten soliden Gründen erfließende Satz: Die älteren Autoren hatten Recht, wenn sie die obere Donau unter dem gewaltigen Andrücken des Lechs vom Miocän bis zum Ende der dritten Eiszeit das Trockental und mittlere bis untere Altmühltal ausschleifen ließen. Damit bleibt auch zu Recht bestehen jene Ansicht, welche ebenfalls ältere Autoren bereits andeuteten: Das heutige Altmühltal mit dem Trockental gehört nicht bloß der Form, sondern auch der Entstehung nach zu den Cañonbildungen. In diesem Plateausystem des Weißjura der Eichstätter Alb haben nicht autochthone, aus inländischen Quellen zusammengefllossene Wasserläufe, wie etwa BAYBERGER will, das steilwandige Felsental geschaffen, sondern die Wasserfülle eines aus dem Süden, dem Gebiet der niederschlags- und schneereichen Alpen, kommenden Stromes. Als dieser versiegte, und die einheimischen Gewässer allein in Aktion traten, hat die Erosion so gut wie ganz aufgehört. Der südliche Frankenjura hat an sich keine bedeutende Niederschlagsmenge; außerdem versinkt der größte Teil des atmosphärischen Wassers im porösen Kalkfels und ist für die eigentliche oberirdische Gefälls-erosion verloren. Daher erscheinen auch die Talwände des Altmühlgebietes meist nur ganz schwach kanneliert, nicht in Bergstöcke und Kegel aufgelöst, weil sie höchstens bei der Schneeschmelze und bei Wolkenbrüchen von offenem Wasser überronnen werden. In einer gewissen Beziehung kann man das besprochene Tal-system als eine große Wunde bezeichnen, die dem Jura von fremder Hand zugefügt worden ist. Darum nimmt sich dieses weite und tiefe Tal in dem niederen Berg-gebiet und mit seinem überruhigen Flübchen auch so fremdartig aus, ohne normalen Anfang und ohne normales Ende. Das dünkt mir der Kern der Sache zu sein und der Gipfel meiner Ausführungen.

¹⁾ S. 59 Anm. 2 und S. 67.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung	11
Stand der Frage	11
Wofür die Präsumption spricht	12
Was nicht Gegenstand des Streites ist	12
Beweis aus der Geotektonik des Gebietes	13
Die älteren Tatsachen	13
Neue Entdeckungen	14
Beweis aus der Messung der Wasserstandslinien	18
Vorbemerkungen über die Methode dieser Messungen	18
Die Spuren im eigentlichen Altmühltale	19
Die Spuren im Trockental	23
Beweis aus den Geröllablagerungen	24
Art der Gerölle	25
Herkunft und Zeit ihrer Ablagerung	28
Ihre Mächtigkeit und ihr Kaliber	29
Widerlegung der Einwände BAYBERGERS gegen diesen Beweis	30
Erörterung einiger Detailfragen und Detailaufstellungen BAYBERGERS	34
Phasen der Talbildung im Trocken- und Altmühltal	34
Die Mündung des Stepperger Trockentals	36
Das rein Subjektive in den Beweisgründen BAYBERGERS	37
Schluß und Inhalts-Übersicht	40



Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

I. Die Kuselite.

Von

Matthaeus Schuster und Adolf Schwager.¹⁾

Nachdem nun auch der nordöstliche Teil der Rheinpfalz, das Gebiet des in Bearbeitung befindlichen Publikationsblattes Donnersberg, geognostisch völlig aufgenommen ist, das außerordentlich reiche Material an Eruptivgesteinen von mir einer eingehenden Durchsicht unterzogen und durch mehrere Exkursionen unter Führung des Herrn Dr. O. M. REIS, der das Gebiet kartierte, ein Überblick über die in den Schichten eingelagerten Eruptivgebilde gewonnen worden ist, heben sich aus der Menge der untersuchten Gesteine gewisse besondere Gesteinsformen heraus, die der mikroskopierende Petrograph nicht ohne weiteres der allgemeinen Systematik der Eruptivgesteine einzugliedern vermag und die daher Anspruch haben auf eine eingehendere Untersuchung nach ihrer Abstammung und nach ihren Beziehungen zu anderen Eruptivgesteinen des Pfälzer Eruptionsgebietes mit schon sichergestellter Herkunft.

Am leichtesten zu erkennen und petrogenetisch zu deuten sind die Quarz- und Felsitporphyre, diese stockförmigen, mächtigen Eruptivgebilde: sie lassen sich ungezwungen als Abkömmlinge eines sauren, d. h. granitischen Magmas bezeichnen. Die basischen Intrusivgesteinsformen im Innern des Pfälzer Sattels, die Tholeyite, verraten durch ihren Habitus und ihre mineralische und chemische Zusammensetzung ihre Herkunft von Diabasen und im weiteren Verfolg von einem gabbroartigen Tiefengestein. Das gleiche gilt im allgemeinen für die basaltischen (glasreichen) Melaphyre, aber schon hier finden sich gewisse Erscheinungen im Mineralbestand, die einer streng-dogmatischen Zuweisung dieser Gesteine zu einem gabbroartigen Tiefenmagma in gewissen Fällen entgegenstehen könnten. Es ist das der hohe Kaligehalt und das Auftreten von Alkalifeldspäten in manchen Melaphyren, auf die ich unter Anführung von chemischen Analysen in den Erläuterungen zu

¹⁾ Was den Anteil der beiden Autoren an der Abhandlung anlangt, so möge vermerkt sein, daß die mit lateinischen Ziffern gekennzeichneten chemischen Analysen an Material von Kuseliten (Bauschanalysen, Bestimmungen des in Salzsäure Lösbaren, des Unlöslichen, Analysierungen von isolierten Feldspäten) insgesamt 26 Analysen, von der Hand des Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER stammen, der sie im Laboratorium des Kgl. Oberbergamts ausführte, während die Folgerungen aus den Analysen, welche letztere mit den Grund zu dieser Arbeit legten, und der petrographische Teil von dem zweiten der Genannten, Dr. MATTHAEUS SCHUSTER, verfaßt wurden.

Blatt Kusel S. 26 hinwies. — Ein Gegenstück hierzu ist der Reichtum eines Deckendiabases bei Heiligenmoschel (an der Straße zwischen diesem Ort und Gehrweiler) an gerade oder nur wenig schief auslöschenden Feldspäten; Erscheinungen also, die nach der heute geltenden Systematik Gabbroabkömmlingen im strengen Sinne nicht eigen sein dürfen, vielmehr Kennzeichen essexitischer Gesteine zu sein pflegen. Es mögen aber die beiden Erscheinungen hier nur als Symptome aufgeführt werden, da sie noch nicht so häufig beobachtet worden sind, um weitergehende Schlußfolgerungen daran knüpfen zu dürfen.

Eine bessere Kenntnis hinsichtlich des Mineralbestandes als wir sie von den eben genannten Gesteinen haben, ist uns von den sogen. Kuseliten¹⁾ (nach der Stadt Kusel benannt) überliefert, diesen typischen Rheinpfälzer Eruptivgesteinen. Eine Anzahl von chemischen Analysen sollte neben den zahlreichen mikroskopischen Diagnosen bisher es möglich gemacht haben, ein abschließendes, völlig befriedigendes Urteil über diese Gesteine zu geben. Dennoch ist die Frage nach ihrer Einreihung in das System der Eruptivgesteine noch nicht sicher entschieden. Hält sie K. A. LOSSEN nach seinen Beobachtungen an den Gesteinen vom Bosenberg und Spiemont als „Biotitarme Augitkersantite“,²⁾ so möchte H. ROSENBUSCH den Begriff Kersantit nicht im gebräuchlichen Sinne auf sie anwenden, er führt sie unter seinen „Minette- und kersantitähnlichen Gesteinen“³⁾ auf, E. DÜLL⁴⁾ wendet auf sie die generelle Bezeichnung Augitporphyrite an, E. WEINSCHENK⁵⁾ spricht von ihnen als porphyritischen Gesteinen mit Übergängen in die eigentlichen Lamprophyre. Auch ich glaubte seinerzeit,⁶⁾ ein Neuling auf dem Gebiet, den Kuseliten eine Mittelstellung zwischen Augitporphyriten und Kersantiten anweisen zu müssen, wobei bald mehr die eine, bald die andere Strukturform vorherrschen könne, ohne daß der typische Kersantithabitus ganz zum Ausdruck käme. Der bei der Untersuchung von etwa 35 Proben gewonnenen Erkenntnis von der sekundären Natur des einen Kersantitmerkmals, des Grundmassebiotits, sowie dem von mir (l. c. S. 49) besonders betonten Umstand, daß die in den Kuseliten angeblich so häufige Ausfüllung der Feldspatzwickel mit primärem Mikropegmatit von mir niemals entdeckt werden konnte, stand freilich die Autorität K. A. LOSSENS gegenüber, dessen tatsächliche Forschungsergebnisse, die er in seiner wichtigen Studie niederlegte, nicht angezweifelt werden konnten.

Worauf nun gründete LOSSEN den Kersantitcharakter der von ihm untersuchten Gesteine? Vor allem auf die „Anwesenheit von primären Quarz- und Orthoklas-Aggregaten in Grundmassezwickeln“ und auf den Gehalt der Gesteine an (von ihm angenommen) primärem Biotit, der allerdings „deutlich sichtbar nicht hervortrete und auch unter dem Mikroskop nicht auffällig beobachtet werde.“ Ein

¹⁾ Der Name „Kuselit“ für die im nachfolgenden näher zu besprechenden Gesteine wurde von H. ROSENBUSCH (Massige Gesteine 2. Aufl. S. 503) eingeführt, welche Bezeichnung von L. v. AMMON für Gesteine aus dem Bereich des Blattes Zweibrücken (Erl. hierzu S. 97) zuerst Aufnahme fand.

²⁾ K. A. LOSSEN, Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rotliegenden. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. f. 1889, Berlin 1890. S. 268.

³⁾ H. ROSENBUSCH, Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. IV. Aufl. S. 675.

⁴⁾ E. DÜLL, Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter. Geogn. Jahresh. 17. Jahrg. 1906. S. 68.

⁵⁾ E. WEINSCHENK, Spezielle Gesteinskunde 1905. S. 101 u. 155.

⁶⁾ MTH. SCHUSTER, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. Geogn. Jahresh. 19. Jahrg. 1908. S. 43.

Umstand, weshalb *Lossen* nicht den völlig normalen Begriff eines Kersantits auf seine Gesteine anzuwenden in der Lage war.

Die durch meine ersten Untersuchungen gewonnene Erkenntnis, daß die bayrischen Kuselite sich nicht in das Bild einreihen ließen, das *Lossen* von seinem Spie-montgestein in so anschaulicher Weise entwarf, daß insbesondere dessen Kersantitmerkmale an den untersuchten Gesteinen fehlten, gab mir schon damals zu denken und reizte mich, den Kuseliten eine erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden. Inzwischen sammelte sich eine erhebliche Anzahl von Dünnschliffen und chemischen Analysen dieser Gesteine an und einige Exkursionen in das Gebiet der beiden größten Kuselitvorkommen der Rheinpfalz, des Potschbergs und des Kiefernkopfs, brachten mich in den Besitz von reichem Material an Eruptivgesteinen, deren Untersuchung mir die Lösung des Widerspruchs in der Struktur der Kuselite vermittelte.

Es waren die auf der Höhe des Potschbergs den Kuselit durchbrechenden Aplitgänge, welche mir den Weg wiesen und mich, wie ich hoffe, zum richtigen Ziele führten.

Die Rolle der Aplite als gesteinsverändernder Faktor.

Als ich seinerzeit die mir zur mikroskopischen Diagnose amtlich überwiesenen pfälzischen Eruptivgesteine untersuchte, fiel mir in mehreren Fällen in Tholeyiten, also in diabasischen Gesteinen, in den Zwickeln der verschränkt angeordneten Feldspäte ein Ausguß auf, der hier aus Quarz mit Flüssigkeits-, Erz- und Apatiteinschlüssen, dort aus Quarz und Orthoklas oder Mikropegmatit (Granophyr) bestand und den ich als primäre Letztausscheidung, als saure Zwischenklemmasse oder Oxymesostasis auffassen mußte. Fast hätte ich mich in den freudigen Glauben versetzt von dem endlichen Fund der von mir gesuchten Brücke zwischen Tholeyiten und Kuseliten, wenn ich nicht glücklicherweise Gelegenheit gefunden hätte zum Studium der aplitischen Intrusionen im tholeyitischen Gabbrodiabas von Niederkirchen und im Kuselit des Potschbergs. Die mikroskopische Untersuchung dieser Aplite und ihrer Nebengesteine lehrte mich mit einem Male die Rolle der Oxymesostasis in den Tholeyiten erkennen und vorsichtig werden in der Beurteilung der auch in der Grundmasse von Kuseliten manchmal auftretenden Quarz-Feldspataggregate für die systematische Stellung dieser Gesteine (l. c. S. 67).

Betrachtet man das rot-schwarz-gesprenkelte Mischgestein, das sich am Auskeilenden der Aplitgänge im Tholeyit von Niederkirchen durch die intensive Vermengung zwischen beiden Gesteinstypen gelegentlich einstellt, unterm Mikroskop, so sieht man die gabbroid aneinandergefügten Plagioklas-Augitkomplexe des Tholeyits unverändert verkittet durch einen Teig von Mikropegmatit und Quarz, zu denen sich noch wohl entwickelte Orthoklas- und Oligoklaseinsprenglinge als weitere Aplitgemengteile gesellen — ein merkwürdiger Anblick (l. c. S. 66). Infolge des geringen Altersunterschieds der beiden vermischten Gesteine macht der neue Gesteinstypus einen vollkommen primären Eindruck und erinnert lebhaft an einen Quarzdiabas, wie ihn *H. Rosenbusch* in seinen „Elementen der Gesteinslehre“ 1901 auf S. 342 abbildet. Diese ungemein feinverzweigte Durchschwärmung des Niederkirchner Tholeyitmassivs mit Apliten von Fußdicke bis Fadendünne ist auch der Grund, weshalb, wo man auch Proben sammelt, die quarz- und mikropegmatitreiche „Oxymesostasis“ in den Zwickeln der Feldspäte eine so häufige ist. So häufig, daß man ohne Kenntnis der Verhältnisse (wie ich l. c. S. 67 hinwies) verleitet

sein könnte, von einer Hinneigung dieser quarz- (und mikropegmatit-)führenden Tholeyite zum Kuselithabitus zu sprechen.¹⁾

Ein völliges Gegenstück zu den eben skizzierten Veränderungen, die eine Durchschwärmung saurer Nachschübe in einem diabasisch-tholeyitischen Gestein hervorruft, bilden die Folgen der Durchdringung von Kuselit durch zum Teil recht mächtige Aplitgänge auf dem Gipfel des Potschbergs. Nur mutet das Mischgestein infolge der höheren Azidität des Kuselits und seines ihm ohnehin eigenen primären Quarzgehalts der Grundmasse nicht so fremd an, wie im erstgeschilderten Falle.²⁾

Die Bedeutung der aplitischen Nachschübe für die systematische Stellung der Kuselite.

Während im Tholeyit von Niederkirchen und im Kuselit vom Potschberggipfel die Einwirkung der Aplitite auf das Nebengestein sich jeweils in bescheidenen Grenzen hielt und über die Bedeutung eines örtlich interessanten Phänomens nicht hinauskam, sah ich vor nicht allzulanger Zeit die Injektion durch aplitische Nachschübe ins Großartige erhoben und geologische Bedeutung erlangen im Kuselit vom Kiefernkopf, des stockartigen nordwestlichen Nachbarn des Potschbergs.

Wandert man vom Trautmannskopf, dem Süden der Kuselitverbreitung des Kiefernkopfs, die alten Brüche entlang gegen die großen, weithin sichtbaren Steinbrüche am Schneeweiderhof (Schneehof), wobei man auf dem Wege dahin, nebenbei erwähnt, die ausgezeichnet schöne Kugelabsonderung des Kuselits beobachten kann, so wird bei etwas aufmerksamem Zusehen eine gewisse Veränderung im Gesteinsaussehen nicht entgehen. Es stellen sich in dem allmählich eine rötlichere Farbe annehmenden Kuselit feine, oft nur fadendünne, rötliche Adern ein, die am Schneeweiderhof-Bruch fast an jedem der dort durch den Steinbruchbetrieb angehäuften Brocken zu beobachten sind und die ihre Gangnatur dadurch erweisen, daß sie sich rings um das Gesteinsstück verfolgen lassen. Die rötliche Sprenkelung des Kuselits nimmt, wie man manchmal beobachten kann, von diesen rötlichen Adern ihren Ausgang. Es lehrt die mikroskopische Untersuchung dieser

¹⁾ Es kann auf diese Verhältnisse völlig die Beschreibung angewendet werden, die E. WEINCHENK in seiner Allgem. Gesteinskunde 1906 S. 72 von der Vermischung eines Trapps mit Quarzporphyr bei Bennan Head (Schottland) gibt. Eine Mischzone zwischen beiden Gesteinen „besteht unter dem Mikroskop aus einer innigen Durcheinandermischung der mikropegmatitischen Grundmasse des Quarzporphyrs mit dem ophitisch struierten Trapp, welche trotz der vollkommenen Vermengung ihre Individualität bewahrt haben“.

²⁾ Ich bin überzeugt, daß bei aufmerksamem Suchen sich viel mehr Gesteine des Pfälzer Sattels mit sauren Nachschüben gemischt erweisen würden. So möchte ich glauben, daß auch in dem Intrusivlagerzug von Herchweiler-Pfeffelbach, der nach LOSSENS Darstellung teils die Merkmale eines Kuselits, teils eines Tholeyits vereinigt, saure Nachschübe eine Rolle, vielleicht sogar die Hauptrolle spielten. Es sei auf die oxyphitischen Quarzrestchen der tholeyitischen Gesteinsausbildung hingewiesen (l. c. S. 315), die „an die glimmerarmen Augitersantite des Bosenbergs und Spiemonts erinnern“. Gerade in den tholeyitischen Ausbildungsformen des Lagers finden sich (l. c. S. 316) „örtlich ganz vorwiegend aus einfachen breiten unverzwilligten gerade auslöschenden Feldspatkrystallen nebst etwas Eisenerz (anscheinend Magnetit) oder Apatit und nebst Quarz in den Resteckchen zusammengesetzte, von Plagioklas, Augit und Olivin so gut wie freie ballenförmige Ausscheidungen“. — Die Zusammensetzung dieser Ausscheidungen entspricht völlig meinen Apliten; sie deuten meines Erachtens auf ein mit saurem Magma während der Kristallisation ungleichmäßig gemengtes Tholeyitmagma hin. Der gelegentlich hohe Kaligehalt des Intrusivlagers würde so nicht mehr verwunderlich sein. — „Ungleichtartige Erstarrung“ eines einheitlichen Magmas allein dürfte vielleicht also an der eigenartigen Differentiation des Herchweiler-Pfeffelbacher Lagers nicht schuld sein.

Adern, daß wir es mit aplitischem Material zu tun haben, das gerade am Schneeweiderhof in ungezählten, feinen und feinsten Zügen den Kuselit durchschwärmt, hier die ersten Kontraktionsrisse des letzteren gangartig ausfüllte, dort, wo der Kuselit noch nicht so sehr verfestigt war, nach Art von Injektionsschlieren in diesen eindrang. Diese intensive Durchschwärmung des Kuselits mit Nachschüben von saurem, quarzitischem und orthoklastischem Material führte geradezu zur Herausbildung eines neuen, saureren und alkalienreicheren Gesteinstypus, der auch unterm Mikroskop einen ganz einheitlichen Eindruck erweckt.¹⁾ — Wir stehen hier vor der verfeinerten Wiederholung der aplitischen Durchsetzung des benachbarten Kuselits vom Potschberggipfel, wo die gleichfalls rötlichen Aplitgänge neben Fadedünne auch Meterdicke erreichen können.²⁾ Daß übrigens auch im Kuselit vom Kiefernkopf die Aplitite zu größerer Mächtigkeit gelangen können, beweisen die Funde einiger größerer Aplitbrocken, die ich in den Feldern am Trautmannskopf³⁾ und NW. vom Schneeweiderhof machen konnte.

Unterm Mikroskop erwies sich der Kuselit vom Schneeweiderhof reich an Beimengung von aplitischem Material, besonders in Schliffen, die einer gesprenkelten Gesteinsmodifikation entnommen wurden oder in denen eine der feinen Adern von Aplit getroffen war. Hierbei zeigte es sich, daß der Quarz des aplitischen Magmas, der nach meinen früheren Beobachtungen (l. c. S. 65) in den von mir untersuchten Apliten stets die letzte Ausscheidung bildet, bei der Injektion in den Kuselit in dessen Grundmasse übertritt; das gleiche gilt von dem Mikropegmatit der Aplitite, der die Grundmassefeldspäte des Kuselits nunmehr gleich den Feldspäten des Apliten fransenartig umhüllt.⁴⁾ Die Feldspäte der Aplitadern fügen sich wohlbegrenzt und frisch dem Gesteinsverband des Kuselits ein und machen so völlig den Eindruck eines diesem von Anfang an eigentümlichen Gemengteils. Diese Auflösung der Aplitbestandteile in den Kuselit hinein läßt sich in Dünnschliffen gelegentlich auf das beste verfolgen.

Somit ergibt sich als sehr wichtige Tatsache: Der Mikropegmatit- und Orthoklasgehalt der Grundmasse des Schneeweiderhof-Kuselits ist keine primäre, gesteins eigene Ausscheidung, sondern sekundär durch eine nach der Eruption erfolgende aplitische Injektion zugeführt worden.

Eine mikroskopische Kontrollprüfung eines aplitfreien Kuselits vom Kiefernkopf (P. 532) ergab ein Fehlen der so charakteristischen Durchsetzung der Grundmasse mit Mikropegmatit, die wesentlich unfrischeren Grundmassefeldspäte ließen keinen Verdacht auf spätere Zuführung aufkommen. Im Gegensatz zu der durch die Aplitinjektion herbeigeführten kristallinen Grundmasse des Schneeweiderhofkuselits mit seinen häufig modellartig scharf in Quarz und Mikropegmatit eingebetteten Feldspäten, bildet die Grundmasse des Kiefernkopfkuselits das für die Kuselite

¹⁾ Ein eingehendes mikroskopisches Bild des Schneeweiderhof-Kuselits entwirft E. DÜLL (l. c. S. 77). Er weist bei diesem Gestein, wie bei der Schilderung des Potschbergkuselits auf den Mikropegmatit der Grundmasse hin, was für mich die eigentliche Veranlassung war, den Kuselit vom Schneeweiderhof nach Aplitgängen abzusuchen.

²⁾ Vgl. meine Ausführungen und das Kärtchen in den Erläuterungen zu Blatt Kusel. 1910. S. 30.

³⁾ In nächster Nähe des Fundpunkts steht an dem nach Ebweiler talwärts führenden Weg ein dichtes, rötliches Ganggestein an, das sich unter dem Mikroskop als zersetztes, weiselbergartiges Gestein erwies und wohl eine Gangabspaltung des Kuselits sein dürfte.

⁴⁾ Manche Stellen im Schliff sind vom mikroskopischen Bild (Fig. 16), das ich l. c. S. 60 von einem Aplit von Niederkirchen entwarf, nicht zu unterscheiden.

bezeichnende hypidiomorphkörnige Feldspataggregat mit chloritischem Material und Quarz als letzte Ausscheidung.

Was den Zeitpunkt der Durchdringung des Schneeweiderhof-Kuselits mit dem sauren Magma anlangt, so hat sie im Gegensatz zu den anderen bekannt gewordenen Vorkommen, besonders zu dem unweit entfernten Kuselit des Potschbergs, zweifellos unmittelbar nach der Eruption des Kuselits stattgefunden, als er noch in den ersten Anfängen der Kristallisation sich befand: Eine derart innige, zum Teil schlierige Vermengung zweier Gesteine von 60 und 75% Kieselsäure zu einem neuen Typus vermag nur im Stadium der ersten Bildung der Gesteine vor sich zu gehen.

Ohne Kenntnis der merkwürdigen Injektion des Kuselits vom Schneeweiderhof mit den Apliten würde man jenen als eine alkalifeldspat-, quarz- und mikropegmatitreichere primäre Abart der Kuselite auffassen müssen.

Somit ist für ein bayerisches Kuselitvorkommen, das man bisher neben dem vom Remigiusberg geradezu als Muster eines Kuselits auffassen durfte, der Nachweis zu erbringen, daß der letzte, saure granophyrische Kristallisationsrest, dieses eine Merkmal des kersantitischen Charakters der Kuselite, keine reguläre Ausscheidung aus dem Kuselitmagma ist, sondern zurückgeführt werden muß auf eine Vermengung des Kuselits mit einem saurem Magma.

Unter dem Eindruck des eben Geschilderten gewinnt nunmehr der eingangs schon hervorgehobene Reichtum der Gesteine vom Spiemont und vom Bosenberg an mikropegmatitischen Quarzfeldspataggregaten in der Grundmasse eine ganz eigentümliche Beleuchtung.

Ein Blick in diese Gesteine unterm Mikroskop (besonders nach den mir vorliegenden Proben in das Spiemontgestein) zeigt eine derartig getreue, bis in die feinsten Einzelheiten gehende Wiederholung in der Art und Verteilung der mikropegmatitischen Grundmassesubstanz, wie ich sie von dem Schneeweiderhof-Kuselit berichtet habe, daß sich mir der Schluß geradezu aufdrängte, daß auch diese Gesteine keine aus einem Guß entstandene Typen seien und daß ihr Gehalt an mikropegmatitischen Quarzfeldspataggregaten ebenfalls auf eine Vermischung des Kuselits mit einem sauren Schmelzfluß zurückzuführen sei.

Eine mir vorliegende Probe vom Spiemontgestein, aus dem Steinbruch bei Unterlinxweiler, ähnelt äußerlich durch seine rot- und grüngesprenkelte Färbung dem Kuselit vom Schneeweiderhof; unterm Mikroskop aber ist vor allem, wie aus der Beschreibung dieser Gesteinsprobe von E. DÜLL (l. c. S. 73) zu ersehen ist, der Mangel an Einsprenglingsfeldspäten im Gegensatz zu letztgenanntem Gestein auffällig; das Korn der divergentstrahlig angeordneten, gedrungenen Feldspäte ist erheblich größer und erinnert etwas an das des tholeyitischen Gabbrodiabases von Niederkirchen. Die aus Augit entstandene chloritische Substanz ist spärlicher zwischen die Feldspäte eingestreut als im Gestein vom Schneeweiderhof. Machen sich auch im Schliff gelegentlich Anreicherungen der aplitischen Gemengteile, Oligoklas, Quarz und Mikropegmatit, bemerkbar, ähnlich wie sie Fig. 16 l. c. S. 60 von einem echten Aplitgang gibt, so gewinnt man doch den Eindruck eines noch gleichmäßiger gemischten Gesteins, als es das vom Schneeweiderhof ist.¹⁾

¹⁾ Gelegentlich tritt der Mikropegmatit des aplitischen Gesteinsanteils zurück und es sind nur die Feldspäte desselben entwickelt. Auch in solchem Fall verraten diese ihre Herkunft durch eine

Es fragt sich nun, ob auch die Gesteine vom Spiemont und Bosenberg äußerlich wahrnehmbare Anzeichen eines sauren Nachschubs erkennen lassen. K. A. LOSSEN, dessen eingehender Beobachtung eine derartige Erscheinung wohl nicht entgangen wäre, erwähnt nichts davon. Hieraus und auch aus der Tiefengesteins-Struktur der mir vorliegenden Probe des Spiemontgesteins möchte ich den Schluß ziehen, daß die Verschmelzung des Kuselits vom Spiemont (und glaublich auch des Bosenbergs) mit dem aplitischen Magma im fast flüssigen Zustand beider erfolgte, wobei durch die Zufuhr von dem mineralbildenden Wasserdampf durch das aplitische Magma der Kuselit örtlich zur körnigen Auskristallisation kam. Daß sich bei diesem Prozeß schlierenartige Differenzierungen ausbilden konnten, hier in stark mit Aplitmagma getränkte Gesteinsformen, dort in Gesteine, die arm an solchem sind,¹⁾ daß sich in Verbindung hiermit Strukturunterschiede einstellen mußten, ist leicht erklärlich. — So spricht A. LEPLA in den Erl. zu Blatt Ottweiler S. 26 von einer grauen oder grünlich-grauen Farbe des Spiemontgesteins und von einem oft porphyrischen Hervortreten einzelner Feldspäte. Auf eine ungleichmäßige Zusammensetzung des Spiemontgesteins (vielleicht auch des Gesteins vom Bosenberg) dürfte wohl auch der auffallend geringe Kieselsäuregehalt besonders des ersteren zurückzuführen sein, in dem sich so wenig der Reichtum der mir vorliegenden Probe an Quarz und Mikropegmatit widerspiegelt. Die von K. A. LOSSEN (l. c. S. 266) vom Spiemontkuselit gegebenen Analysen erreichen mit 58,29—56,66 und 52,58% SiO_2 (TiO_2) noch nicht den Mittelwert von 59,85%, den ich aus 13 Analysen von, wie anzunehmen ist, aplitfreien oder -armen bayerischen Kuseliten berechnete.

Warum fehlen nun Mitteilungen über Beobachtungen von Mikropegmatit in der Grundmasse an den zahlreichen bayerischen Vorkommen so völlig?²⁾ Weil dessen Ursachen, aplitische Gangbildungen und saure Nachschübe im allgemeinen eben nur verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind. Ihre größte Mächtigkeit und ihre stärkste Wirkung auf das Nebengestein werden sie nur in mächtigen Eruptivgebilden entfalten können, welche die kürzeste Verbindungsmöglichkeit mit der Tiefe darstellen und am längsten eine gewisse Weichflüssigkeit zu bewahren vermögen. Je geringer mächtig ein Intrusivlager wird, je rascher es zwischen den Schichten erkaltet, desto geringer werden auch die Aussichten für ein Aufsetzen saurer Gänge in ihnen sein und auf eine halbwegs auffällige Beeinflussung des Nebengesteins durch sie. — Darum erwähnt A. LEPLA in seiner eingehenden Studie über das Kuselitvorkommen vom Remigiusberg nichts vom Mikropegmatit,³⁾ dieser „Leitsubstanz“ für die Nähe von sauren Nachschüben,

andere Tracht, als sie die kuseliteigenen Feldspäte haben. Sie sind im allgemeinen frischer, meist wohlumgrenzt und gleichmäßig breit lamelliert.

¹⁾ Eine Gesteinsprobe vom Steinberg, der westlichen Fortsetzung des Spiemontkuselits zeigt bei feinerem Korn keinen Mikropegmatit in den Feldspatzwickeln oder sonstige Anzeichen einer Magmavermischung. — Vergleichsweise wurde eine Probe von dem Kuselit von Marpingen, einer ebenfalls großen stockförmigen Masse untersucht. Sie zeigte nur gelegentlich Spuren von Mikropegmatit in den Zwickeln der Feldspäte.

²⁾ Die Angabe von H. ROSEBUSCH (Mikr. Phys. d. mass. Gest. IV. Aufl. S. 675) von dem häufigen Auftreten granophyrischer (d. h. mikropegmatitischer) Quarzfeldspatmassen in der Grundmasse der Kuselite beruht offenbar auf einem Irrtum.

³⁾ A. LEPLA, Der Remigiusberg bei Kusel. N. Jahrb. f. Min. 1882 II. S. 101—138. Ganz frei von sauren Nachschüben möchte ich aber dieses recht mächtige Kuselitvorkommen doch nicht halten; vielleicht sind seltene rötliche Feldspat-Quarzanreicherungen, mit divergentstrahligen Plagioklasen und Geognostische Jahreshefte. XXIII. Jahrgang.

und auch E. DÜLL gibt außer dem irrtümlich als Kuselit bestimmten Aplit vom Gipfel des Potschbergs und dem mit saurem Magma gemischten Schneeweidhof-Kuselit nur noch vom Intrusivlagerkuselit des Schneidchens bei Erdesbach mikropegmatitische Aggregate von Quarz und Feldspat an. Diese Aggregate lassen aber keinen Vergleich zu mit den zierlichen granophyrischen Wachstumsformen in den bisher erwähnten Gesteinen, sondern machen den Eindruck als seien Feldspatmikrolithen der Grundmasse von dem reichlichen, zuletzt ausgeschiedenen Quarz umhüllt worden; es erinnert das an die mikropoikilitische Durchdringung von Quarz und Feldspat in der Grundmasse mancher Proben des Quarzbiotitporphyrits vom Lemberg an der unteren Nahe. In der Führung von Einsprenglingsbiotiten, die den Kuseliten zu fehlen pflegen, stimmt das Gestein vom Schneidchen ebenfalls mit dem Porphyrit des Lembergs überein; auch Proben aus dem benachbarten Vorkommen vom Sulzkopf, Balmochkopf und Hirschfeld neigen in Grundmasse und Biotiteinsprenglingen dem Habitus des Lembergporphyrit zu. Diese Gesteine stellen demnach die Brücke von den Kuseliten zum letztgenannten Gestein dar.

Ich glaube fest, daß man, wo immer echte granophyrische Aggregate als wesentliche Gemengteile in Kuseliten auftreten, sie als Wirkung einer über den ganzen Bereich des Pfälzer Sattels sich äussernden einheitlichen Ursache auffassen darf, nämlich einer nachträglichen Durchdringung der Eruptivgesteine mit sauren Gängen oder einer Vermischung mit einem sauren Magma während der Eruption.¹⁾

Was das zweite Kersantitmerkmal, den Grundmassebiotit anlangt, so tritt er in einer bezeichnenden Frische gerade in den zersetztesten Kuseliten auf, stets er, wie auch A. LEPPLA vom Remigiusberger Gestein betont, „von ganz untergeordneter Bedeutung“ (l. c. S. 117). Seine sekundäre Natur konnte von mir in vielen Fällen festgestellt werden, am beweiskräftigsten wohl durch den Umstand, daß er gelegentlich aus radialfaserigem Chlorit, dem Zersetzungsmaterial des Augits, sich bilden kann (Kuselit von Herchweiler-Pettersheim). Hierbei sind an Stelle der Chloritfasern schmale Lamellen von Biotit getreten, welche durch ihre gerade Auslöschung das Sphärolithkreuz des ehemaligen Chlorits wiederholen. Die Nähe von Erzkörnchen begünstigt, wie ich an allen Kuseliten beobachten konnte, die Biotitbildung aus dem Chlorit und Übergänge zwischen dem ursprünglichen und dem neugebildeten Mineral sind stets zu beobachten (vgl. S. 48 m. ält. Abhandlung). — Es mag übrigens bemerkt sein, daß ich die Biotitbildung aus Chlorit nicht nur in den Kuseliten, sondern auch in den verschiedensten intrusiven und effusiven basischen Gesteinen aus dem Pfälzer Sattelgebiet nachweisen konnte.

Quarz in den Zwickeln derselben, die ich bei einem kurzen Besuch der Rammelsbacher Brücke fand, darauf zurückzuführen.

¹⁾ Es ist sehr zu bedauern, daß es Dr. E. DÜLL nicht vergönnt war, seine petrographisch-mikroskopischen Beobachtungen, deren tatsächliche Ergebnisse ich in allen Einzelheiten bestätigen kann, an selbst aufgesammelten Proben vorzunehmen, die typusverwischende Wirkung der Apliten wäre seiner Aufmerksamkeit nicht entgangen. An verschiedenen Stellen seiner zitierten Arbeit kommt er aus der Untersuchung der Dünnschliffe allein schon zur Aufstellung der Frage, ob die Kuselite nicht postvulkanischen Angriffen ausgesetzt gewesen seien. — Um Mißverständnisse zu vermeiden, möchte ich betonen, daß nur das wesentliche Vorkommen von Mikropegmatit, besonders wenn noch die charakteristischen Aplitfeldspäte ihn begleiten, wie das bei den Gesteinen des Spiemonts, Potschbergs und Kiefernkopfs der Fall ist, in Kuseliten Verdacht erregen muß auf Magmavermischung. Winzige, nur mit Mühe zu entdeckende Resteckenausfüllungen von Mikropegmatit in einer Gesteinsprobe vom Remigiusberg und von Marpingen können natürlich wohl auch primär sein.

Die systematische Stellung der Kuselite.

Mit der Erkenntnis der sekundären Natur der bisher als primäre Bildungen aufgefaßten Kersantitmerkmale — Biotit und Mikropegmatit in der Grundmasse — dürfte die Bezeichnung der Kuselite als „Biotitarme Augitkersantite“ sich nicht mehr aufrecht erhalten lassen. Greifen wir nunmehr zum tatsächlichen Normaltypus eines Kuselits zurück, nämlich auf das augenscheinlich sehr aplitarme und daher wenig gemischte Gestein vom Remigiusberg, das auch an Mächtigkeit und verhältnismäßiger Frische die meisten anderen lager- oder gangartig in den Schichten des Oberkarbons und Unterrotliegenden des Pfälzer Sattels auftretenden Kuselite übertrifft, so läßt sich folgendes Bild von diesen Gesteinen entwerfen.

Nach Mineralbestand und Struktur sind die Kuselite meist porphyrische¹⁾ Plagioklas-Augitgesteine von feinem bis fast dichtem Korn und gewöhnlich heller, grünlicher, rötlicher oder grauer Färbung. In einer Grundmasse aus divergentstrahligen, stets gedrungenen Feldspäten und unauffälligem Titanmagnetit, deren Lücken durch Chlorit (zum Teil in Umbildung zu Biotit begriffen) und durch Quarz, die Letztausscheidung, ausgefüllt sind, liegen Einsprenglinge von sauren Plagioklasen und fast stets vollständig chloritisierten Diopsids; gelegentlich stellen sich auch in Bastit umgewandelte rhombische Pyroxeneinsprenglinge ein.²⁾ Über den Grad der Beteiligung von Orthoklas am Gesteinsaufbau ist aus der Beobachtung unterm Mikroskop wegen einer häufigen, durch beginnende Zersetzung erfolgten Trübung der Feldspäte nichts sicheres zu sagen.³⁾ Aus den chemischen Analysen darf vielleicht eine, wenn auch nicht hohe Beteiligung von Orthoklas an der Gesteinszusammensetzung geschlossen werden.

Salbandausbildungen und Gangabspaltungen von Kuseliten haben einen völlig andesitisch-porphyrischen Habitus, nämlich den der Weiselbergite aus dem effusiven Grenzlager der Nahetal-Mulde, die ich auch seinerzeit (l. c. S. 37 und 44) mit den Kuseliten in Beziehung brachte.

Unter Berücksichtigung der Struktur, des mikroskopisch erkennbaren Mineralbestands und der noch zu verfolgenden Beziehungen zum Porphyrit des Lembergs (S. 50) könnte man die Kuselite als porphyrische Abkömmlinge eines Augitdiorits, oder wenn man auf den niemals vordringlichen Quarz in der Grundmasse Wert legen will, eines Quarzaugitdiorits auffassen und als Quarzaugitdiorit-Porphyrite bezeichnen. Zieht man aber bei der Beurteilung der Kuselite ihre chemische Zusammensetzung zu Rate, wie sie uns vom Remigiusberg A. LEPLA und H. LASPEYRES (vgl. die Analysen 1, 2, 3, 4 auf nächster Seite) übermittelte, wie wir sie von einigen anderen Vorkommen durch die Untersuchung der preußischen Landesanstalt erfahren haben (u. a. Analyse 5) und betrachtet man ganz besonders die Ergebnisse einer Reihe chemischer Analysen, die Herr Landesgeologe ADOLF

¹⁾ Die Vorkommen von einsprenglingsfreien Kuseliten, wobei ihre Struktur nur eine vergrößerte Wiederholung der Grundmassestruktur der porphyrischen Kuselite ist, sind wohl nur auf Differenzierungen im Gestein zurückzuführen und, soweit bekannt, ohne geologische Bedeutung.

²⁾ Hornblende wird von K. A. LOSSEN vom Spiemontgestein als ganz seltener Gemengteil erwähnt (l. c. S. 272). — Biotiteinsprenglinge finden sich nur in den Grenzbildungen zum Lembergporphyrit (vgl. S. 50).

³⁾ Ungestreifte, gerade oder wenig schief auslöschende Feldspäte, sowohl als Einsprenglinge wie in der Grundmasse, lassen sich nicht selten beobachten, ohne daß aber die Diagnose auf Orthoklas immer mit Sicherheit gestellt werden könnte. LOSSEN führt Orthoklas in den von ihm untersuchten Gesteinen an, wie viel hiervon auf Rechnung der Aplitite zu setzen ist, kann nicht entschieden werden.

SCHWAGER im Laboratorium des Kgl. Oberbergamts an verschiedenen Kuseliten ausgeführt hat (Analysen: I—IX): so wird man sich doch zu einer anderen Gesteinsbezeichnung der Kuselite entschließen müssen.

Ich glaube, nicht fehl zu gehen, wenn ich die Kuselite der Gruppe der Keratophyre anschließe und sie als Augitkeratophyre bezeichne.

Der chemische Charakter der Kuselite.

Der allgemeine chemische Charakter der Kuselite, wie ihn die folgenden 13 Analysen (1—5 und I—IX) wiedergeben, ist der eines Eruptivgesteins mit intermediärem Kieselsäure- und Tonerdegehalt, mit stets geringem primären Gehalt von Kalk und einem, durch die starke Chloritisierung bedingten schwankenden Magnesia-gehalt, mit einer nicht geringen Menge von Alkalien und auf die Chloritisierung zurückzuführenden Wassers und Kohlensäure.

Es schwankt der Gehalt an:

SiO ₂ + TiO ₂ . . .	zwischen	54,04	und	64,32	%, im Mittel	59,85	%
Al ₂ O ₃	"	15,35	"	19,45	" " "	16,52	"
Fe ₂ O ₃ + FeO . . .	"	3,92	"	8,29	" " "	6,36	"
MnO	"	0,09	"	1,17	" " "	0,22	"
CaO	"	1,10	"	3,51	" " "	1,89	"
MgO	"	1,94	"	6,76	" " "	4,34	"
K ₂ O	"	1,92	"	3,65	" " "	3,10	"
Na ₂ O	"	2,86	"	7,30	" " "	4,37	"
H ₂ O	"	1,90	"	4,08	" " "	3,41	"
CO ₂	"	0,02	"	1,63	" " "	0,29	"

Wie die unten beigesetzten Analysen eines Quarzaugitdiorits (a) und eines Augitdioritporphyrits (b) von ähnlicher Zusammensetzung zeigen, übersteigen die Prozentzahlen für Kalk die unserer Analysen zum Teil um 5%, den Mittelwert fast um 4%; die Zahlen für Kali und Natron sind geringer wie die Durchschnittszahlen für die Kuselite und wie fast sämtliche in den Einzelanalysen. Nur der Magnesiagehalt der Analysen a und b wird vom Mittelwert der Kuselite erreicht.

Tabelle A.

	1	2	3	4	5	a	b
SiO ₂	58,02	58,90	60,33	58,54	57,28	55,54	59,19
TiO ₂	0,30	0,20	0,19	Spur	1,01	1,24	0,58
Al ₂ O ₃	16,35	16,76	15,35	16,86	15,98	15,64	18,00
Fe ₂ O ₃	4,17	3,76	4,74	3,64	2,35	1,19	3,07
FeO	1,60	2,41	2,18	2,37	5,06	7,13	2,32
MnO	0,51	0,31	0,25	0,11	—	—	0,19
CaO	3,51	1,98	1,13	2,46	2,84	5,67	6,55
							BaO=0,18 SrO=0,13
MgO	4,34	5,63	5,32	5,36	5,52	4,84	1,41
K ₂ O	3,05	3,11	3,32	2,61	3,42	2,28	2,74
Na ₂ O	2,97	3,09	2,68	4,11	2,37	3,17	4,01
							Spur Li ₂ O
H ₂ O	4,41	4,49	4,12	4,08	4,22	2,93	1,52
CO ₂	—	—	—	0,70	0,41	0,40	—
						SO ₃ =0,33 Org.=0,06	
P ₂ O ₅	—	—	—	Spur	0,18	0,45	0,29
	99,23	100,64	99,61	100,84	100,64	100,87	100,18

1. Kuselit vom Remigiussberg; Bruch bei Haschbach (An.: E. v. SCHNEIDER).¹⁾
2. Gestein aus der Mittelzone dortselbst (An.: C. ENNES).²⁾
3. Gestein aus der porphyrischen Zone dortselbst (An.: A. LEPPLA).³⁾
4. Kuselit vom Remigiussberg (An.: H. LASPEYRES).⁴⁾
5. Kuselit vom Steinhübel bei Hoof (An.: A. HESSE).⁵⁾

a) Quarzaugitdiorit von Lampersdorf, Schlesien. Gang im Biotitgneis. (An.: W. HAMPE in E. DATHE. Jahrb. d. Kgl. Pr. G. L.-A. f. 1886. S. 331.)

Mineralbestand: Plagioklas (Lab.-Byt.), etwas Orthoklas, Hornblende, Augit, Biotit, Quarz.⁶⁾

b) Augitdioritporphyrat von Lone Cone, San Miguel, Mts. Col. (HILLEBRAND in CROSS U. S. S. 14. II. Ann. Rep. Clarke. 168, 164).

Mineralbestand: Plagioklas, Hornblende, Augit, Biotit, Orthoklas, Quarz.⁷⁾

Überblicken wir den Gehalt der echten Kersantite an Kalk (A. OSANN, Beiträge zur chemischen Petrographie. 1905. II. Teil. S. 97), so tritt uns fast in allen Analysen ein bedeutend höherer Kalkreichtum entgegen, als in den 13 Kuselitanalysen.⁸⁾ Und wo in den Kersantiten der Kalkgehalt unter den der Kuselite sinkt, wird er stets mit einem Steigen des Magnesiagehalts beantwortet, der meist erheblich denjenigen der Kuselite übersteigt.

Tabelle B.

	I	Ia	Ib	II	IIa	IIb	III	IIIa	IIIb
	Gesamt-Analyse	In Salzsäure löslich 28,9 %		Gesamt-Analyse	In Salzsäure löslich 27,21 %		Gesamt-Analyse	In Salzsäure löslich 25 %	
		löslich	unlöslich 71,1 %		löslich	unlöslich 72,79 %		löslich	unlöslich 75 %
SiO ₂ . . .	59,68	33,71	69,77	60,52	32,39	71,03	61,24	34,80	70,61
TiO ₂ . . .	—	—	—	—	—	—	0,16	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	15,65	11,61	17,24	17,73	20,81	16,64	19,45	23,20	17,41
Fe ₂ O ₃ . . .	7,22	22,50	1,27	2,08	3,66	1,92	1,08	5,36	10,24
FeO . . .	—	—	—	2,75	10,12	—	2,84	9,07	0,84
MnO . . .	0,21	0,53	—	Spur	—	—	0,09	1,64	0,60
CaO . . .	1,20	3,00	0,50	1,10	1,83	0,79	1,22	1,64	0,60
MgO . . .	5,33	18,14	0,34	5,27	18,05	0,49	2,37	12,08	0,16
K ₂ O . . .	3,65	0,54	4,72	3,08	1,13	3,80	2,86	0,72	3,57
Na ₂ O . . .	4,49	0,46	6,05	3,96	1,02	5,05	4,85	0,60	6,26
H ₂ O . . .	3,30	9,92	0,72	3,38	11,39	0,38	3,64	10,92	1,08
CO ₂ . . .	—	—	—	0,02	0,09	—	—	—	—
	100,73	100,41	100,61	99,89	100,49	100,10	99,80	100,03	101,37

I. Kuselit vom Remigiussberg. Bruch N. von Theisbergstegen.

Ia) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (28,9 %).

Ib) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (71,1 %).

^{1) 2) 3)} A. LEPPLA (l. c. S. 124).

⁴⁾ H. LASPEYRES, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rotliegenden zwischen der Saar und dem Rhein. Verh. d. naturhist. Ver. d. pr. Rheinlands und Westfalens. 40. Jahrg. S. 383.

⁵⁾ A. LEPPLA, Erläuterungen zu Blatt St. Wendel. S. 17.

⁶⁾ Zitiert in A. OSANN, Beiträge zur chemischen Petrographie. 1905. II. S. 43.

⁷⁾ A. OSANN, S. 83.

⁸⁾ Es möge bemerkt sein, daß der Kalkgehalt der frischen Gesteine etwas höher gewesen sein mag. Ein Teil dürfte als Karbonat schon in Lösung gegangen sein. Die verhältnismäßige Frische der Feldspäte und ihr Mangel an Verkalkungserscheinungen lassen schließen, daß der gelöste Kalkanteil aus dem in Chlorit und Kalzit umgewandelten Augit fortgeführt wurde.

II. Kuselit vom Remigiusberg.

IIa) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (27,21 %).

II b) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (72,79 %).

III. Gestein vom Rammelskopf bei Rammelsbach; nördlicher Teil des Remigiusberger Kuselitzuges.

IIIa) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (25 %).

III b) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (75 %).

Die die mikroskopische Untersuchung erschwerende Zersetzung des Augits zu Chlorit und Kalzit ließ hingegen im Verein mit der geringeren Umbildung der Feldspäte in tonig-glimmerige Substanzen eine Zerlegung der von Herrn ADOLF SCHWAGER analysierten Kuselite (I—IX) mittels Salzsäure möglich erscheinen. Die auf diese Weise zerlegten Gesteinsformen gewähren, auch bei Berücksichtigung der Fehlerquellen, nunmehr einen guten Einblick in ihren Aufbau, besonders noch durch die Heranziehung der Analysenresultate von ein paar aus den Kuseliten isolierter Feldspateinsprenglinge.

Tabelle C.

	IV	V	VI	VIa	VIb	VIc	VIc'	VII	VIIa	VIIb	VIIc
	Gesamt-Analyse	Gesamt-Analyse	Gesamt-Analyse	In Salzsäure		Isolierter Feldspat = Kalinatronfeldspat	Isolierter Feldspat = Kalinatronfeldspat	Gesamt-Analyse	In Salzsäure		Isolierter Feldspat = Kalinatronfeldspat
				löslich	unlöslich				löslich	unlöslich	
				22,22 %	77,78 %			22,72 %	77,28 %		
SiO ₂	63,08	60,52	60,38	36,45	68,95	68,84	65,33	61,70	34,49	71,34	70,52
TiO ₂	1,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,61	16,99	15,54	16,06	17,71	18,04	21,27	16,36	16,35	17,14	18,92
Fe ₂ O ₃	2,38	8,07	6,39	14,05	1,83	1,24	0,88	2,29	6,56	1,34	1,24
FeO	2,55		1,71	8,06	—			2,75	14,47	—	—
MnO	1,17	—	—	—	—	—	—	Spur	Spur	—	—
CaO	1,90	1,21	1,12	0,81	0,93	0,76	2,51	2,65	0,42	0,65	0,89
MgO	2,48	2,52	2,64	11,88	0,15	0,52	1,32	1,94	9,46	0,18	0,14
K ₂ O	3,54	2,01	1,92	1,17	2,14	1,94	2,55	3,05	2,20	3,42	2,82
Na ₂ O	4,77	7,03	7,30	0,51	7,93	8,02	4,45	5,05	3,73	5,61	5,12
H ₂ O	1,90	1,94	2,82	10,66	0,72	1,40	1,57	2,45	12,88	0,51	0,61
CO ₂	—	0,40	0,48	—	—	—	—	1,63	—	—	—
	100,62	100,69	100,30	99,65	100,36	100,76	99,88	99,87	100,56	100,19	100,26

IV. }
 V. } Kuselit von der „Herrnburg“ (Heidenburg, Haldenberg) bei Oberstauftenbach
 VI. }

VIa) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (22,22 %, davon 1,09 % CaCO₃).

VIb) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (77,78 %).

VIc) und VIc') Aus dem Gestein isolierte Kalinatronfeldspäte.

VII. Gestein vom „Schneidchen“ bei Erdesbach. (Übergehend in Quarzbiotitporphyrit vom Lemberg-Typus.)

VIIa) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (22,72 %, davon 3,70 % CaCO₃).

VIIb) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (77,28 %).

VIIc) Aus dem Gestein isolierter Kalinatronfeldspat.

Das Verhältnis zwischen dem in Salzsäure gelösten und dem ungelösten Anteil der Gesteine schwankt in nicht allzuweiten Grenzen, es beträgt im Durchschnitt etwa 1:3, nur beim Kuselit vom „Hühnerkopf“ (Analyse IX) stellt es sich auf 1:2

Bei den durch die Verwitterung etwas kohlen säurereicher gewordenen Gesteinen wurde im Lösungsauszug auch die Kohlensäure bestimmt und mit einem Teil des Kalkgehalts der Lösung abgeschieden. In diesen Fällen (An.: VIa—VIIa—VIIIa) geben die Prozentzahlen der Lösungsauszüge die Zusammensetzung des gesteinslöslichen Teils nach Abzug des kohlen sauren Kalks an.

Tabelle D.

	VIII	VIII a	VIII b	IX	IX a	IX b
	Gesamt-Analyse	In Salzsäure löslich 26,28 % unlöslich 73,72 %		Gesamt-Analyse	In Salzsäure löslich 38,26 % unlöslich 61,74 %	
Si O ₂	56,38	19,56	71,35	53,44	30,50	67,65
Ti O ₂	—	—	—	1,60	2,77	0,87
Al ₂ O ₃	14,83	18,16	16,81	16,19	15,02	16,97
Fe ₂ O ₃	2,85	6,88	1,66	2,80	5,49	1,13
Fe O	1,53	5,23	—	5,49	14,35	—
Mn O	Spur	—	Spur	0,16	0,31	0,06
Ca O	6,78	4,26	2,05	2,24	2,16	2,28
Mg O	2,84	14,15	0,33	6,76	15,31	1,45
K ₂ O	3,08	1,69	3,74	3,51	1,25	4,90
Na ₂ O	3,16	1,85	3,81	4,17	2,61	5,13
H ₂ O	5,94	28,14	1,06	3,57	8,75	0,59
CO ₂	3,52	—	—	0,15	0,39	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,31	0,81	—
	100,91	99,92	100,81	100,39	99,72	101,03

VIII. Kuselit vom „Rummelsbusch“ bei Ulmet.

VIIIa) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (26,28 %, davon 8 % CaCO₃).

VIIIb) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (73,72 %).

IX. Kuselit vom „Hühnerkopf“ bei Herschweiler.

IX a) In Salzsäure löslicher Gesteinsanteil (38,26 %).

IX b) In Salzsäure unlöslicher Gesteinsanteil (61,74 %).

Was die von der Salzsäure gelösten Mineralien anlangt, so gingen in Lösung fast der ganze Gehalt an Chlorit, was sich an den hohen Beträgen für MgO, FeO, MnO und H₂O, das vorzugsweise an Chlorit gebunden sein dürfte, erkennen läßt. Das mitgelöste, auf Erz zurückzuführende Fe₂O₃ schwankt, ebenso der Tonerdegehalt, der außer vom Chlorit noch von dem mitgelösten basischen Feldspat stammt. Während die Menge des auf diesen Feldspat zurückzuführenden Calciumoxyds schwankt, ist der Betrag der gelösten Alkalien, die ebenfalls Feldspäten angehören, stets, zum Teil erheblich geringer als der des ungelösten Gesteinsanteils. Der Gehalt der Salzsäurelösung an Kieselsäure hält sich mit nicht allzugroßen Abweichungen (nur Analyse VIIIa zeigt eine größere Differenz) um 34 %.

Da im Durchschnitt ein Viertel des Gewichts der Gesteine in Lösung ging, entfällt dreimal so viel auf einen in Salzsäure nicht löslichen Gesteinsanteil. Betrachten wir die Zusammensetzung desselben näher, so kann er, unter Berücksichtigung der Erhöhung des Kieselsäurebetrags durch den unlöslichen „Resteckenquarz“, in allen Fällen — das ist das wichtigste Ergebnis der Behandlung der Kuselite mit Säure — im wesentlichen als ein Alkalifeldspat mit vorwiegendem Natron und geringen Mengen Kalk angesehen werden. — Die Ähnlichkeit in der Zusammensetzung des Lösungsrück-

standes vom Kuselit von der „Herrnburg“ (VIb) mit derjenigen der aus dem Gestein isolierten Kalinatronfeldspäte, insbesondere mit VIc, ist eine geradezu frappierende.

Es ergibt sich sonach: Neun chemisch genau untersuchte Kuselitproben aus verschiedenen Vorkommen bestehen vorwiegend (bis $\frac{3}{4}$ des Gesamtgesteins) aus einem Kalinatronfeldspat (mit meist geringen Mengen Grundmassequarz), zum geringeren Teil aus Chlorit mit Kalkkarbonat und recht zurücktretendem Kalk-Natronfeldspat.¹⁾

Man ist daher, glaube ich, berechtigt, die Kuselite als Alkaligesteine zu bezeichnen und sie unmittelbar an die Keratophyre, als augitreichere Abart, als Augit-Keratophyre, anzuschließen.

Was nun den Kuseliten ein besonderes Interesse verleiht, das ist ihr so mächtiges Auftreten in einem Eruptionsgebiet, in welchem sonst nur Abkömmlinge von Alkalikalk-Tiefenmagmen aufsetzen (Porphyre, Porphyrite, Aplite — diabasische [Tholeiite] und melaphyrische Gesteine). Es besteht, meines Erachtens, gar keine Veranlassung für die Kuselite nach einem Alkali-Tiefengestein als Muttermagma zu suchen, ich glaube nach wie vor (l. c. S. 34) die keratophyrischen Kuselite als Abkömmlinge eines Augitdiorits, also eines Kalkalkali-Tiefengesteins betrachten zu dürfen, in denen bei der Intrusion der Kalk zurücktrat, Kieselsäure und Alkalien (hiervon besonders das Natron) an Menge zunahmten und nur noch der relativ reichliche Chlorit an den Diopsid des augit-dioritischen Muttermagmas erinnert.

Der keratophyrische Charakter der Kuselite.

Es ist das Verdienst H. ROSEBUSCHS, trotz der einmal in der Literatur eingeführten Bezeichnung der Kuselite als „Kersantite“, zuerst den Hinweis getan zu haben auf den Keratophyrecharakter mancher von der preußischen Landesuntersuchung veröffentlichter Kuselitanalysen (loc. cit. Seite 676). Freilich vermochte er, befangen durch die Annahme, daß die alkalireichen Keratophyre ihre Hauptverbreitung nur in den Alkaligesteins-Provinzen besäßen, sich zur richtigen Bewertung seiner Erkenntnis erst später durchzuringen. Am Schluß seines großen Werkes bekennt er nämlich in einem kleinen, die Keratophyrefrage noch einmal anscheinenden Kapitel freimütig seinen Irrtum und stellt fest, daß die keratophyrischen Gesteine sich nicht an die allorts bestätigte Regel des gesonderten Vorkommens der Alkaligesteine und Alkalikalkgesteine halten und geradezu ihre Verbreitung in reinen und typischen Provinzen der Kalkalkalimagmen haben, worunter er auch das Saar-Nahe-Gebiet zählt. Das führte den Forscher zu der Ansicht, „daß der größte Teil der keratophyrischen Gesteine Ergußformen der Alkalikalkmagmen vom chemischen Charakter der Aplite sein müssen, wie die Quarzporphyre und Orthophyre, nur daß an die Stelle des vorherrschenden Kali hier das Natron tritt“. Er verweist noch einmal auf seine nunmehr erst volle Bedeutung gewinnende Beurteilung mancher Kuselite und gewisser Weiselbergite, welche erstere als Intrusivgesteine und in ihrer lamprophyrischen Form die notwendige Ergänzung

¹⁾ Bei Fehlen größerer Menge von Kohlensäure ist ein höherer Gehalt an Kalk in „Kuseliten“ stets verdachterregend. Zwei Fälle sind mir bekannt: Ein „Kuselit“ von der Labbachgrube bei Werschweiler mit fast 6% Kalk (A. LEPPLA, Erl. z. Blatt St. Wendel S. 17) und ein „Kuselit“ vom Knopfwald, westlich von Schmittweiler (Erl. z. Blatt Zweibrücken S. 100) mit 8,50% CaO. Beide Gesteine sind Tholeiite, das Labbach-Gestein führt sekundären, d. h. durch postvulkanische Verrieselungserscheinungen zugeführten Quarz. Ich werde über die „Pseudokuselite“, d. h. verquarzten Tholeiite aus dem Ostteil des Pfälzer Sattels mich in einer eigenen Abhandlung demnächst verbreiten

zu den effusiven keratophyrischen Gesteinen bilden. — Diese Ergänzung bleibt auch bei dem Fortfall des kersantitischen Charakters der Kuselite bestehen; die Augitkeratophyre und mit ihnen die Kuselite bilden mit ihrem höheren Magnesia-gehalt den einen Pol der Keratophyre, während der andere von den magnesiaarmen und zum Teil alkalienreicheren Gesteinen eingenommen wird, wobei allmähliche Übergänge zu erwarten sind. Augitkeratophyre und Kuselite sind in demselben Sinne lamprophyrische Gesteinsformen gegenüber den anderen aplitischen Keratophyren als es z. B. der Diorit zum Granit ist.

Für die augitkeratophyrischen Kuselite kommt noch hinzu, daß sie mit ihrem geologischen Auftreten als Intrusivgesteine gegenüber den effusiven Keratophyren Tiefengesteinsmerkmale verbinden, so insbesondere den Mangel einer fluidalen Struktur, die sich etwas der diabasischen nähert. Aber wie in der Natur alles in Fluß ist, so lassen sich auch bei den Kuseliten die mannigfachsten Übergänge nachweisen zu Gesteinen vom Habitus der effusiven Weiselbergite des Nahetal-Grenzlagers (l. c. S. 37). Ein Vergleich der von der preußischen Landesuntersuchung veröffentlichten Analysen von Augit- und Bronzitporphyriten, sowie deren Pechsteinen, aus der Mittelzone LOSSENS, also von Weiselbergiten meiner Auffassung, mit den vorstehenden Kuselitanalysen läßt eine große Ähnlichkeit nicht verkennen. Ihr Kieselsäuregehalt schwankt wie der der Kuselite wenig um 60⁰/₀ (A. LEPLA, Erl. z. Blatt Freisen S. 28); der Kalkgehalt ist im allgemeinen etwas höher, der Magnesiagehalt (aus der meist fluidalen Struktur der Gesteine heraus verständlich) in allen Fällen geringer als bei den Kuseliten. Neben Analysen, die sich auf typische Keratophyre beziehen lassen (Weiselberger Pechstein),¹⁾ nähert sich einesteils die Zusammensetzung der Weiselbergite manchmal den Orthophyren (Augitporphyrit vom Rillchesberg südlich von Idar),²⁾ andernteils leiten sie durch Anreicherung des Kalks und der Magnesia, neben gleichzeitigem Rückgang des Gehalts an Kieselsäure und Alkalien, zu melaphyrischen Gesteinen über (Augit- bis Bronzitporphyrite mit zahlreichen Einsprenglingen)³⁾ (vgl. meine frühere Abhandlung S. 35).

Ich glaube, daß durch die eben mitgeteilte Verbindung zwischen effusiven Weiselbergiten und Kuseliten das intrusive geologische Auftreten der letzteren als Muttergestein jener ebenso leicht verständlich wird, als es, bei der oft gewaltigen Mächtigkeit dieser Gesteine, schwer zu verstehen war bei Annahme einer Kersantitnatur derselben.

Daß auch K. A. LOSSEN der Augitkeratophyr-Typus im Saar-Nahegebiet nicht unbekannt war, geht aus seiner Mitteilung von einem Meso-Augitkeratophyr von Namborn (l. c. S. 290) hervor. Zur Erläuterung der bisherigen Mitteilungen über die Keratophyrynatur der Kuselite möge dessen chemische Zusammensetzung auf Seite 58 neben der mittleren, aus 13 Analysen berechneten eines Kuselits (c) und neben der eines gleichfalls von LOSSEN bestimmten Augit-Orthophyrs gestellt sein (e).

Die Ähnlichkeit der beiden erstgenannten Analysen in ihren Hauptwerten: Kieselsäure, Tonerde, Kalk, Magnesia und Alkalien ist eine außerordentliche, eine Ähnlichkeit, die beim Vergleich der Analyse des Namborner Augitkeratophyrs mit den Einzelanalysen von Kuseliten auch bestehen bleibt, trotz eines in nicht allzu

¹⁾ A. LEPLA, Erl. z. Blatt Freisen S. 32.

²⁾ A. LEPLA, Erl. z. Blatt Oberstein S. 37.

³⁾ A. LEPLA, Erl. z. d. Blättern Oberstein, Birkenfeld, Freisen.

großen Grenzen etwas abweichenden Kieselsäuregehalts der letzteren. Die Analysen V und VI vom Kuselit von der „Herrnburg“ mit ihrem Gehalt von über 7% Natron und 2% Kali gegenüber 2,5% Magnesia und 1% Kalk können als Musteranalysen eines Augitkeratophyrs bezeichnet werden.

Tabelle E.

	c	d	e
SiO ₂	59,85	56,23	55,49
TiO ₂ (ZrO ₂) . .	—	1,36	1,78
Al ₂ O ₃	16,52	17,22	14,57
Fe ₂ O ₃	} 6,36	2,81	8,68
FeO		1,01	0,66
MnO	—	—	—
CaO	1,89	1,79	0,68
MgO	4,34	4,85	3,61
K ₂ O	3,10	4,81	7,87
Na ₂ O	4,37	4,33	1,86
H ₂ O	3,41	4,87	3,96
CO ₂	0,29	0,55	—
P ₂ O ₅	0,02	0,21	0,27
SO ₃	—	0,15	Spur
Org.	—	0,07	—
	100,15	100,26	99,43

- c. Allgemeine Zusammensetzung eines Kuselits; Mittel aus 13 Analysen (1—5 und I—IX).¹⁾
 d. Meso-Augitkeratophyr von der Namborner Mühle (An.: GREMSE) (K. A. LOSSEN l. c. S. 290).
 e. Meso-Augitorthophyr (Augit-Syenitporphyr) von Winterbach. (An.: FISCHER) (LOSSEN l. c. S. 266).

Was den Kalk- und Magnesiagehalt der Kuselite betrifft, so wird er in vielen Fällen von dem des Namborner Gesteins übertroffen. Gleich hohen Magnesia-gehalt zeigt übrigens auch die Analyse des Orthophyrs von Winterbach, der nach K. A. LOSSEN aus dem Spiemontgestein entstanden gedacht werden muß. In der Tat ist der Schritt zwischen den Kuseliten und Augitorthophyren ein nur geringer. Die letztgenannten können sich aus jenen durch Anreicherung von Orthoklas und durch Zurücktreten der Kalknatronfeldspäte entwickeln, was beides in den Analysen durch starke Steigerung des Kaligehalts und durch Zurücktreten des Gehalts an Natron und Kalk zum Ausdruck kommt.²⁾ — Kuselite und Augitorthophyre stehen demnach in einem ähnlichen Verhältnis zueinander wie die Keratophyre und Augitorthophyre des Harzes, die durch kalireiche Zwischenglieder miteinander verbunden sind (H. ROSENBUSCH, l. c. S. 943).

Eine weitere Verbindung besteht auch zwischen den Kuseliten und dem Quarzbiotit(augit)porphyr des Lembergs bei Münster am Stein, einer großen

¹⁾ Ausgenommen Analyse VIII wegen der starken Karbonatbildung im Gestein.

²⁾ Der vom Verfasser l. c. S. 54 vom „Krüppel“ am Weg von Becherbach nach Gangloff nach einer in der Sammlung des Oberbergamts befindlichen Probe beschriebene Augitsyenitporphyr (Augitorthophyr) konnte anstehend leider nicht mehr gefunden werden. Vgl. Anmerkung 3 auf S. 28 der Erl. z. Blatt Kusel.

stockartigen Eruptivmasse. Wie schon oben (S. 50) erwähnt, neigen Kuselite einiger Vorkommnisse nächst Erdesbach (westlich vom Königsberg auf Blatt Kusel) zur Ausbildung von Gesteinen nach Art des Lembergporphyrits, wie es scheint, ohne wesentliche Änderung in der chemischen Zusammensetzung (An. VII der Tabelle C). Inwieweit nun auch dem Porphyrit des Lembergs, von dem auch orthophyrische Entwicklungsformen bekannt sind, keratophyrische Eigenschaften zuzusprechen sind, wird in einer späteren Abhandlung erörtert werden.

Lesen wir in dem Werk von H. ROSENBUSCH auf S. 940 ff. die mikroskopische Charakteristik der Keratophyre nach, so stoßen wir Schritt für Schritt auf Vergleichspunkte mit den Kuseliten. Es möge nur u. a., weil der Grundmassebiotit in den Kuseliten bisher eine so wichtige Rolle gespielt hat, auf folgenden Satz hingewiesen sein (S. 942): In den Keratophyren „kommt der Biotit gelegentlich im Chlorit unter Verhältnissen vor, welche die Abstammung des letzteren aus Augit und die sekundäre Entstehung des Biotits wahrscheinlich machen“, eine Erscheinung, die, wie ich schon ausführte, an Kuseliten in vorbildlicher Weise zu beobachten ist.

Wenn wir die wichtigsten Resultate der vorstehenden Untersuchung zusammenfassen, so ergibt sich in kurzen Worten:

Die bisher als „biotitarmer Augitkersantite“ oder als kersantitartige Gesteine aufgefaßten Kuselite sind intermediäre Alkaligesteine mit vorherrschendem Natron, wenig Kalk und einer den Kalkgehalt übersteigenden Menge an Magnesia, wonach sie als Augit-Keratophyre zu bezeichnen sind. Sie treten in einer Umgebung von Kalk-Alkaligesteinen, von Tholeyiten, Melaphyren und Porphyren auf, weshalb mit ROSENBUSCH der Schluß gerechtfertigt ist, sie letzten Ends nicht auf ein Alkalitiefengestein zurückzuführen, sondern auf ein Tiefenmagma der Alkali-Kalkreihe, wie ich annehme, auf einen Augitdiorit. Mit den Orthophyren, den Abkömmlingen granitisch-syenitischer Tiefenmagmen und dem Quarzbiotit(augit)porphyrit des Lembergs bei Münster am Stein stehen sie in verwandtschaftlicher Beziehung. Das geologische Auftreten der Kuselite ist das von oft mächtigen Intrusivlagern und -Gängen in den Schichten des oberen Karbons und des Unterrotliegenden, wobei sie sich nicht selten in normaler Weise zu weiselbergitartigen Gesteinen entwickeln, welche letztere auch in der Nahetal-Mulde als mehr oder minder keratophyrische Ergußformen der Kuselite eine größere Verbreitung erlangen.



Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges.

I. Teil.

Kurze Formationsbeschreibung, allgemeine tektonische und orogenetische Übersicht.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 2 Karten, 1 tektonischen Übersichtskärtchen, 15 Textbildern und 1 Textbeilage.)

Vorbemerkung über die Kartenaufnahme.

Die Aufnahme des Wettersteingebirges wurde 1893 von Herrn Oberbergdirektor C. W. v. GÜMBEL zuerst unter Assistenz von Dr. F. W. PFAFF begonnen,¹⁾ er hoffte in den Hochsommermonaten zweier Jahre diese Aufgabe außer der Reihe und neben den laufenden Aufnahmen der Geognostischen Landesuntersuchung erledigen zu können; da aber bald fühlbar wurde, daß es sich hier um viel mehr handelte, als bloß um eine Übertragung der älteren Aufnahme in 1:100 000 in den Maßstab der neuen Blätter von 1:25 000 unter Einbeziehung weiterer, und zwar der für diesen Maßstab angängigen Einzelheiten, wurde auch der Schreiber dieser Begleitworte zur Verwertung seiner bei der Beteiligung an der Karwendelaufnahme gesammelten Formationserfahrung und tektonischen Übung herangezogen. Oberbergdirektor v. GÜMBEL, an und für sich zu einer gewissen Schonung gezwungen und an der eigentlichen Begehung nicht beteiligt, konnte nun in den folgenden, zum Teil sehr regenreichen Hochsommern weniger und weniger an der Herstellung des eigentlichen Kartenbildes teilnehmen, wenn auch seine einzelnen Beobachtungen und Aufsuchungen von Querprofilen nach wie vor für den Gang der Aufnahme von großem Wert waren. F. W. PFAFF hatte Aufträge zu Profilbegehungen, zu Einsammlungen, zu zerstreuten Teilaufnahmen östlich von Partenkirchen, nördlich vom Eibsee, westlich von Mittenwald, nördlich von Leutasch (Öfelekopf, Bergleklamm, Dreitorspitz), südlich vom Reintal (Hochwanner bis Scharnitzspitz), im Kalkgebiet zwischen Zugspitz und Alpspitz auszuführen, welche Gebiete, abgesehen von denen der höchsten Kalkverbreitungen, von O. M. REIS zum größeren Teil überarbeitet, zum kleineren Teil nur mit Anschlußbegehungen neben der Ausführung der großen ihm persönlich zugeordneten Gebiete zusammengefaßt wurden.

Beim Ableben Geheimrat v. GÜMBELS konnte nun die Aufnahme infolge der erwähnten widrigen Witterungsverhältnisse und anderer nicht gerade günstiger, aber

¹⁾ Der verstorbene Berg- und Salinenpraktikant F. RIEDISSER hatte vorher gelegentlich seiner geognostischen Vorbereitungszeit 1892 im Wettersteingebirge beachtenswerte Einsammlungen gemacht.

auch nicht voraussehender Umstände der Arbeitsverteilung nicht als abgeschlossen gelten; es war die Frage, ob diese außer der Reihe unternommene Arbeit nicht vorerst ganz unterbrochen und mit ganzem Nachdruck die geognostischen Aufnahmsarbeiten in der Rheinpfalz zu rascherem Abschluß gebracht werden sollten. O. M. REIS erhielt darauf den Auftrag, im Sommer 1898 das Kartenbild mit Absehung von weniger wichtig scheinenden Einzelheiten zu einer für die Veröffentlichung geeigneten Rundung zu bringen.

Es bestand weiter darnach der Plan, die Veröffentlichung selbst nur neben der in erster Linie laufenden Fortsetzung der geologischen Atlasblätter 1:100 000 zu betreiben und während der Vorbereitung der ersteren die Fauna des Wettersteinkalkes zu bearbeiten; deren Material schwoll aber durch die von Herrn Geheimrat Professor v. ZITTEL veranlaßten Einsammlungen auch so an, daß sie noch nicht beendet werden konnte, da währenddem auch die Aufgaben der wissenschaftlichen Bearbeiten zur Herstellung der Erläuterungen der Blätter Zweibrücken, Kusel und Donnersberg in unvorhergesehener Weise einen größeren Umfang annahmen und eine größere Vertiefung verlangten.

Die endgültige Abfertigung der beiden Blätter der Wettersteinkarte konnte aber doch nunmehr nicht länger verschoben werden, weshalb auch vorläufig nur eine Beigabe von Begleitworten geringeren Umfangs und allgemeineren Inhalts möglich ist. Es wird indessen nicht aus dem Auge gelassen, eine Zusammenstellung der gesammelten Faunen und eine größere Anzahl der vom Verfasser dieser Begleitworte aufgenommenen, für die Schichtenfolge innerhalb der Formationen und für die Tektonik wichtigen Profile in einer eigenen Abhandlung als II. Teil der Erläuterungen zur Wettersteinkarte zusammenzustellen. Außerdem wird Dr. F. W. PFAFF eine Zusammenfassung über das Diluvium des Wettersteingebirges mit Ergänzungen und Nachträgen ausarbeiten (vgl. S. 79).

Der südlich des Gaisbachs in beide Blätter hereinbezogene Gebirgstheil zwischen Leutasch und Lermoos ist von Dr. O. AMPFERER in Wien aufgenommen und der Geognostischen Landesuntersuchung zur Abrundung und Ausfüllung des Kartenbildes zur Verfügung gestellt worden. Herr Dr. AMPFERER hat auch das von O. M. REIS aufgenommene, nördlich davon liegende österreichische Gebiet inzwischen eingehend begangen und über beide sich in seiner: Geologischen Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt in Wien 1905. Bd. 55, Heft 3 und 4) eingehend mit Hilfe einer Anzahl von mit der Karte gut übereinstimmenden Profilen ausgesprochen. Es sei auf die wichtige Abhandlung dieses geschätzten Alpenforschers und Geologen der K. K. Geol. Reichsanstalt in Wien hier ausdrücklich verwiesen, weil sich bezüglich des österreichischen Gebietes jene und die vorliegenden Ausführungen sowohl in sachlicher Hinsicht als auch in den, wie ich meine, letzten Endes nicht unvereinbaren tektonischen Anschauungen gegenseitig ergänzen.

Eine an die geologische Erforschung des Eibseegebiets sich anschließende Untersuchung des Sees nach Wasser in oberflächlich und tief gefaßten Wasserproben, sowie der Schlammabsätze auf dem Seegrund, mit Vergleichen der Zufluß- und Abflußwässer, endlich auch eine Messung der verschiedenen Seetiefen hatten Herr Landesgeologe A. SCHWAGER und Dr. F. W. PFAFF ausgeführt; sie mußte inzwischen zurückgestellt werden, soll aber mit Untersuchungsergebnissen über die anderen Seen des Gebiets im II. Teil der Erläuterungen vorläufig abgeschlossen zur Veröffentlichung gelangen; eine kurze Mitteilung erfolgt auch in diesem I. Teil (S. 106).

I. Kurze Formationsbeschreibung.

1. Muschelkalk im engeren Sinne.¹⁾

Dieser Komplex ist am Ehrwalderkopf am Nordostfuß der Zugspitz, im Gebiet der Bärnheimat NW. vom Waxenstein, zu Seiten der Unter-Leutasch (Arnspitzenmassiv und Wettersteinabfall) in 500—600 m, in der Partnachklamm in ca. 250 m höchster Mächtigkeit aufgeschlossen; er besteht aus einer Masse ziemlich gleichmäßig wechselnder, dick- und dünnbankiger, schwärzlicher bis schwarzbrauner, sehr bituminöser Kalke, welche letzteren in knollig-wellig-plattiger Ausbildung an unregelmäßigen, klotzigeren Wellenkalk erinnern (Fig. 1). Die Oberfläche der Bänke ist selten ganz flach; sie zeigt ein unregelmäßiges flachbuckeliges Relief. Schwache, die Schichtfugen bezeichnende Toneinschaltungen sind meist tief schwarz. Seltener, besonders in der Nähe von fossilführenden Regionen werden die Kalke dünnplattig knollig und hell-graubraun; in einer oberen Region zeigen sich z. B. beim Aufstieg zur Wiener Neustädter Hütte, ebenso zum Arnspitzen-Massiv gelbgraue dolomitische Kalke, welche auch durch Auftreten gekreuzter, sich durchdringender Steinsteengel (Bohrrohrenfüllungen) an den außeralpinen Muschelkalk erinnern. Auch in der Reihe der dunklen dünnplattigen Kalke gibt es Bänke, deren Oberflächen ein ganzes Geflecht derartiger gröberer, gewundener Röhrenfüllungen zeigen (sog. Wurstelbänke), welche zum Teil auch auf Ausfüllungen oberflächlicher Laufgänge von kriechenden Tieren zurückzuführen sind. — Die Kalke sind im Bruch meist sehr scharfkantig und splitterig, sind als spröde Gesteine außerordentlich mannigfach zerborsten und an ihren Bruchstellen wieder mit weißen Kalzitadern fest verheilt.

Ausscheidungen von Kieselknollen sind häufig, wie auch oft das Vorhandensein von Fossilien durch ausgewitterte Verkieselungen der Schalen angedeutet ist.

Stellenweise zeigt sich in einer höheren Region (z. B. in einem vom Eckbauer nach Graseck herabziehenden Graben) eine stärkere Einschaltung von schwarzen Schiefertönen, welche zahlreichere Linsen von Kalk einschließen, wie sie auch im außeralpinen Oberen Muschelkalk, seltener im Wellenkalk, auftreten.

An anderen Stellen ungefähr des gleichen Horizontes, z. B. am Nordwestfuß der Riffelspitz (Lärchenwald) zeigen sich in mehreren 10—15 m entfernten Zonen Bänken von hellgrüngrauen Kieselkalcken, welche oft völlig hornsteinartig werden; sie sind mit dem Auftreten von Zonen bröckeliger dünnschichtiger Kalkbänken mit etwas stärkeren Toneinschaltungen mit blauschwarzen Mergelkalkknollen verbunden, welche öfters eine eigenartige Fältelung erkennen lassen; diese Stauchungen machen aber die hangenden Bänke nicht mit; es kann sich hier um Bewegungen der noch weichen Schichten in Böschungslage handeln, wie ich solche im Wellenkalk Unterfrankens reichlich beobachtet habe (vgl. Geogn. Jahresh. XXII Kap. 11).

Da in dem Gebiete der an Partnachschichten freien Fazies die unteren Wettersteinkalke oft eine dunkle Farbe annehmen, so ist in diesem der Muschelkalk erst dann eingezeichnet, wo die dünnplattigen, unregelmäßig knotigen, dem Wellenkalk ähnlichen Kalke sich einstellen.

Was die Versteinerungsführung betrifft, so ist sie in diesem Gebiete recht gering und nur ganz lokal als stärker nachzuweisen. Bei Wamberg und am

¹⁾ Vgl. hierzu auch A. RÖTHPLETZ: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen 1894 S. 31—80; es findet sich in diesem Werk auch ein Querprofil durch die Trias westlich vom Partnachtal. Außerdem verweise ich auf W. SALOMON, Die Adamellogruppe (Abh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt XXXI. 1, S. 384), bezüglich der Erörterung der systematischen Einheiten in der alpinen Trias.

Rappenschroffen fand ich in den höheren Lagen des Kalkes anstehenden Krinoidenkalk. Sonst sind Funde in dem eigentlichen Muschelkalk nur noch in Abfallbruchstücken von der Wand unterhalb des Schneekars auf dem Weg von der

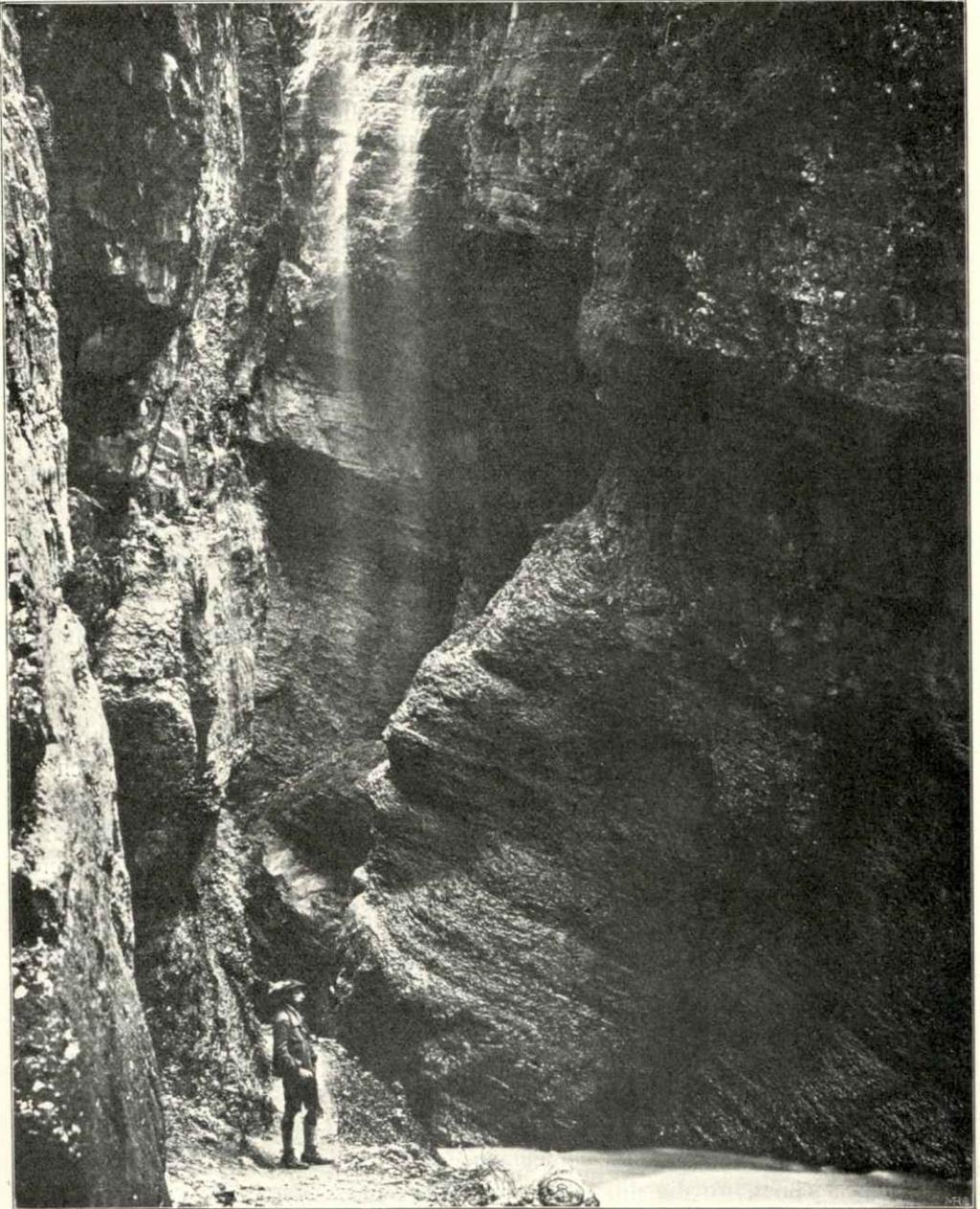


Fig. 1.

Eingang in die Partnachklamm mit den hier tieferen wellenkalkartigen knolligen Dünnschichten und den im Hangenden eingeschalteten dicken und dünneren ebenflächigen Plattenschichten.

Ludergrube nach der Wiener Neustädter Hütte unterhalb des Ehrwalderköpfls und in der großen Lain gemacht. Besonders zeigte erstere Stelle Bruchstücke verhältnismäßig dünner Bänke voll von *Dadocrinus gracilis* mit sehr vereinzelt

Gastropoden; von ersterem fand sich einmal noch die Krone; öfters sind ihre Stielteile im Zusammenhang überliefert, meist zeigt sich aber eine Zusammenschwemmung massenhafter Einzelglieder. Damit kommen auch dünne Bänkchen mit kleinen Myophorien vor und die Bruchstücke einer 15 cm starken Bank, welche eine feinporeöse schaumkalkartige Oberfläche hat; der Dünnschliff zeigt hier zahlreiche kleine, sehr fein struierte Oolithkörner, von der Art, wie man sie etwa in den Trochitenschichten der Rheinpfalz und von der Grenze des Mittleren und Oberen Muschelkalks Frankens kennt; die Ooide sind hier nicht mehr und nicht weniger von innen heraus nach außen in großkörnigeren Kalzit umgewandelt und nähern sich zum Teil dem Entoolithtypus; sie sind hier nur durch zahlreichere Spitzensuturen angefressen. — Daneben zeigten sich einige Findlinge mit *Coenoth. vulgaris* und *Spirig. trigonella* als Seltenheiten.¹⁾ Im Laingraben bei Ehrwald fand ich ein Stück voll von Gastropodenschalen, welche aber nicht einzeln zu gewinnen waren.

Da wo die Muschelkalkschichten unter dem Wettersteinkalk auftauchen, bieten sie stets an den Steilwänden Gelegenheit zu stärkerer Vegetation, wenn sie sich auch hier nur in Grasbändern äußert. Im Gebiete niedriger gelegener und flacherer Muschelkalkanstehen zeigen sich besonders schöne Laubwaldungen.

2. Die Partnachschiehten.

Diese Schichten haben südlich der Linie Barmsee-Partenkirchen-Garmisch-Eibsee ihre Hauptverbreitung und sind besonders an der Partnach südlich von Partenkirchen schön aufgeschlossen, wonach sie auch ihren Namen haben. Sie repräsentieren im Partnachgebiete eine Mächtigkeit von über 400 m; es ist ausgeschlossen, daß diese Zahl etwa eine mehrfache Wiederholung geringerer Mächtigkeit darstellt. Durch die Ausscheidung der in ihnen auftretenden Kalkbänke ließ sich z. B. im Partnachgebiet eine einfache Mulde feststellen, welche in einem breiten Boden flach gelagert (unter Außerachtlassung eines nicht unbeträchtlichen tieferen Schichtenabschnitts unter der Talsohle) schon ungefähr 300 m fast horizontalen Anstehens erkennen läßt.

Die Partnachschiehten sind in ihrer Hauptmasse zum Teil schieferige und tonreichere, zum Teil undeutlich geschichtete, klotzige, nicht so tonreiche Mergel, welche einen häufig stengeligen, oft auch bröckelig-schaligen Zerfall beim Liegen an der Luft haben; es lassen sich von diesen Mergeln fast keine Sammlungsstücke zuschlagen, da sie in unregelmäßig schalige Fragmente brechen und schließlich nur eiförmige oder sphäroidische Kerne herauspalten lassen; es zeigt sich darin die leichte Durchdringbarkeit durch die Feuchtigkeit, welche auch schließlich die Verwitterung erleichtert und die ungeheuer zähen und tiefgründigen Lettenböden, sowie auch die Schlammurenbildungen in Gräben in der Verbreitung der Partnachschiehten ermöglicht. Möser und Wiesengründe haben hier eine große Ausdehnung.

Den Mergeln und Mergelschiefern sind häufig dünnbankige handhohe Mergelkalke mit scharfkantigem Bruch eingeschaltet. Von größerer horizontaler Ausdehnung und Regelmäßigkeit des Auftretens sind bis 10 m mächtige Kalkbänke,²⁾ welche im großen und ganzen den Typus der dicken Kalkbänke des Muschelkalks

¹⁾ Trotzdem der Habitus der Gesteine mehr dem außeralpinen Wellenkalk ähnelt, möchte man glauben, daß der beschriebene fossilführende alpine Horizont der Region der Trochitenschichten des germanischen Ablagerungsgebietes entspreche; vgl. auch die erwähnten Kieselkalke und Hornsteinbänke.

²⁾ Bei der Übertragung in der Karte sind diese Bänke meist etwas zu breit geworden.

im engeren Sinne besitzen, in der Farbe höchstens etwas bräunlicher sind als diese; es sind 7—8 unten etwas näher zusammengedrückte, oben etwas weiter auseinandergestellte Bankkomplexe. Die obersten sind noch etwas heller braun und am Waxenstein (bzw. an dessen Fuß) mit dem Wettersteinkalk, der hier auch zuerst etwas dunkelbraun ist, förmlich verschmolzen.

In den höheren Kalkbänken zeigen sich auch Fossilien; Dr. F. W. PFAFF fand bei einer Sammeltour in einer leider nicht fixierten Bank in den Drehwiesen einige Brachiopoden, welche in die Reihe der *Waldheimia Ramsaueri* SUESS sp. gehören und zwar offenbar der *Crurātula Beyrichii* BITTNER am nächsten stehen.

In den Schiefeln unmittelbar über dem Muschelkalk der Partnachklamm fand sich *Halobia parthanensis*, welche indessen auch im Muschelkalk selbst vorkommt.



Fig. 2.

Blick ins bayerische Schneekar, links die große Riffelwandspitz, rechts der Zugspitzgrat; zeigt die deutliche Grenze des in tieferen Horizonten seiner Schichtung verlustig gegangenen Wettersteinkalks nach dem Liegenden dünn- und dickbankigen Muschelkalk, woselbst Partnachschiefer fehlen und dünn-schichtige, dunkle Kalke in den Wettersteinkalk überzugehen scheinen.

Aufgenommen von einer der Wand nahen Halde zwischen 1700 und 1800 m. Original dem Geognost. Bureau überlassen von der Direktion des Topogr. Bureaus in München.

Außerdem wurden in einzelnen plattigen Mergelkalken am oberen Äplebach N. vom Waxenstein und in einem Aufschluß SO. vom Gütlegraben an der Mittenwalder Straße N. vom Hirschbichl kleine Schälchen gefunden (? *Estherien*) und breitere fukoidenartig verzweigte Einschlüsse, welche in Ton petrifiziert sind.¹⁾

¹⁾ Weitere Versteinerungsfunde in dieser Gegend erwähnt G. SKUPHOS in seiner Abhandlung: Die stratigr. Stellung der Partnachschieften etc., Geogn. Jahresh. 1892, S. 116.

Was die Beziehung von Partnachsichten und eigentlichem Muschelkalk betrifft, so gehören beide Bildungen trotz ihres scheinbar großen faziellen Unterschieds engstens zusammen; es ist auffällig, daß in einer Linie, welche ungefähr ostwestlich von der unteren Leutasch (Lochlähn an der Südwand des Wettersteins) nach der hinteren Höllentalklamm und Bärnheimat-Zuggasse (SO. vom Eibsee) zieht, die Partnachsichten unter zum Teil allmählicher Mächtigkeitsabnahme verschwinden (Fig. 2). Es liegt nahe und es läßt sich manches dafür anführen, daß der Muschelkalk im engeren Sinne auf Kosten der Partnachsichten wächst, andererseits scheint auch eine Verminderung von oben her stattgefunden zu haben; die im Höllentalanger unter dem Wettersteinkalk auftauchenden Schichten haben wieder mehr den Typus von eigentlichen, etwas tieferen Muschelkalkschichten,¹⁾ so daß eine doppelseitige Vertretung die starke und rasche Abnahme der Partnachsichten erklären könnte. Ähnliche Verhältnisse zeigen sich ja auch im Karwendelgebirge.

3. Wettersteinkalk.

Dieses horizontal verbreitetste, die höchsten Gipfel des Wettersteingebirges bildende Formationsglied läßt sich an verschiedenen Stellen als in einer Mächtigkeit von 700—800 m und darüber hinaus anstehend abschätzen.

Der Wettersteinkalk kann zwar weder petrographisch noch faunistisch streng gegliedert werden. Doch zeigt er gewisse Zoneneigentümlichkeiten, welche für die Gesteinsorientierung nicht ohne Bedeutung sind.

Die unterste Zone zeigt eine Neigung zu dolomitischer Ausbildung, welche oft nur fein bänderweise auftritt; auch sind kieselige Ausscheidungen, wenn auch nicht häufig, vorhanden. In dieser feinen Bänderung zeigt sich nicht selten eine scharfe Anschwemmungs-Lagerungsdiskordanz. Außerdem sind hier jene kleinen eigentümlichen kalkartigen Gewächse zu Hause, welche auch schon WÄHNER aus dem Sonnwendgebirge erwähnt und welche ich für stromatolithische Bildungen, für Seesintergewächse halten möchte.²⁾ In diesen ziemlich charakteristischen tieferen Lagen kommt auch die Hauptmasse der in Bearbeitung befindlichen Wettersteinkalkfauna vor, bestehend hauptsächlich aus linsenartigen Nestern, Zusammenschwemmungen von Cephalopoden³⁾ und Gastropoden; zurücktretend sind Brachiopoden, Bivalven und Enkriniten; letztere sind fast durchgängig durch große Stielglieder vertreten. Von *Gyroporella* kommt hier nur eine sehr große Art vor. — Die Fauna wurde gesammelt zwischen dem Ehrwälderköpfl und dem Issentalkopf östlich Ehrwald. Dem Gestein nach gehört sie der erwähnten unteren Region an, wobei sich zuweilen auch noch eine hellgrau-gelbe Färbung zeigt, welche aber in den größten und zahlreichsten Absturzblöcken von blendend weißer Farbe den Wettersteinkalktypus erreicht; der verhältnismäßig nahen Lage solcher Sturzblöcke an der Wand nach können sie nur aus geringerer Höhe des Wettersteinkalkprofils abgebrochen sein. Die Fauna des unteren Wettersteinkalkes ist eine typische Muschelkalkfauna alpiner Zusammensetzung.

Wenn diese tiefere Zone des Wettersteinkalkes häufig Neigung zu örtlicher

¹⁾ Hier fanden sich auch jene ganz feinen nicht über 1,5 mm dicken, leicht verzweigten, mit Kalkfüllung versteinerten Bohrröhrchen, wie sie, abgesehen von Kalkbänkchen der Partnachsichten im mehrerwähnten Älplegraben, auch im fränkischen Muschelkalk (Wellenkalk) nicht selten sind.

²⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. 1902 S. 273—274 und N. Jahrb. f. Min. etc. 1908.

³⁾ Vgl. Cephalopoden. Geogn. Jahresh. XIII, 1900 S. 71—102 und XVIII S. 113—152; die Gastropoden sind dem Schluß der Bearbeitung nahe; dann folgen noch Bivalven und Brachiopoden.

dolomitischer Ausbildung zeigt, so möchte ich betonen, daß es nicht nötig ist zu glauben, es handle sich um eine sekundäre Dolomitisierung über den undurchlässigeren tieferen Schichten, wo Lösungsstauungen, Auflösungen und Ausscheidungen in reichlicherem Maße eingetreten sein könnten und sind. Ich halte wie A. ROTHPLETZ, W. SALOMON (Adamellogruppe l. c. S. 406—408) u. a. die Dolomitausscheidung in diesen alpinen Kalken für primär und zwar eher als eine Begleiterscheinung des hier örtlich erkennbaren größeren Fossilreichtums; es sei hierbei auch auf die ausführliche Erörterung der Entstehung der im germanischen Muschelkalkbereich auftretenden dolomitischen Ockerkalke im Geogn. Jahresh. XXII verwiesen.

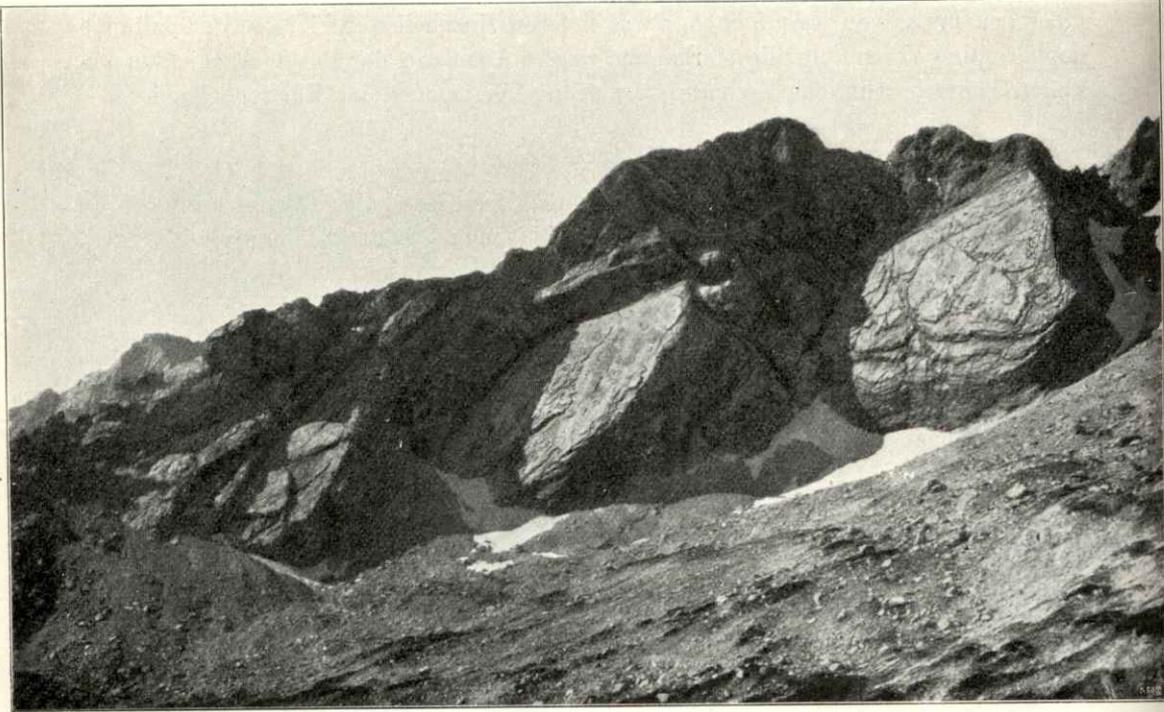


Fig. 3.

Ansicht des Nordabfalls der Wand der Gatterlköpfe nach dem unteren Schneeferner von der Knorrhütte aus; auf 2 km Entfernung erscheint die gute Schichtung der Felsklötze des Wettersteinkalks im Querschnitt wie eine Bänderung und Blätterung; das Bild ist instruktiv wegen des glatten Abbruchs der Schichtplatten und des unmittelbar dazwischen und darüber sich aufdrängenden Eindrucks schichtungslosen Kalkriffs am Grat, wo einerseits die tektonische, andererseits die Verwitterungszerklüftung fast schneefrei bleibender Partien wirksam ist. Die Schichtung läuft schief quer zum Längsgrat, eine Erscheinung, die ziemlich allgemein ist und tektonische Wichtigkeit hat, da die Längsgrate selbst ihre tektonische Entstehung haben.

Die mittlere Hauptmasse des Wettersteinkalks besteht aus zum Teil weniger gut geschichteten Kalkmassen, in welchen nur vereinzelte Fossilien, *Trachyneriten* und *Omphaloptychen* auftreten, daneben aber gut bankweise eingeschaltete Lagen von *Gyroporella annulata*. Deutliche Anzeichen, daß hier etwa riffartige Anhäufungen von Gyroporellen und Korallenansiedlungen ein außergewöhnliches Vertikalwachstum verursacht hätten, daß ihre Ablagerungen durch Aufzehrung ihres Skelettkalkes in Riffkalk übergegangen wären, davon findet sich nichts. Vielmehr zeigt es sich, daß gerade diese Fossilanhäufungen bankweise durch Strömungswirkungen¹⁾ ausgeglichen

¹⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. XXII, Beobachtungen über Schichtenfolge etc. in der unteren fränkischen Trias, Kap. 10 und 30.

sein müssen. — Die außerordentliche Mächtigkeit hat der Wettersteinkalk mit vielen anderen alpinen Formationsgliedern gemein, bei denen die Schichtstruktur jeden Gedanken an Riffbildungen ausschließt.

In diesen beiden unteren Abteilungen zeigt sich häufig auch die Großoolithstruktur, welche die ursprünglich weitlückige Kalkausscheidung eines raschen, wohl zum Teil sinterartigen Primärabsatzes sekundär ausfüllt; es zeigt sich nicht selten, daß hierdurch die poröse undichte Urstruktur des Kalkes noch mehr verändert wurde, daß die Großoolithstruktur schließlich die Hauptmasse bildet und das dolomitisch gemengte Primärskelett der Schicht fast weggeführt ist, wie dies mutatis mutandis z. B. auch bei den Zellenkalken und Rauchwacken der Fall ist. Auch hierdurch wird häufig ein massigeres Zusammenwachsen der Schichtkomplexe, welche keine unassimilierbaren Zwischenschaltungen haben, unterstützt; es handelt sich um diagenetische und metamorphogene Riffbildungen aus Schichtsedimenten. Auf ein kleinzüiges Analogon habe ich im Geogn. Jahresh. XV, 1902, S. 271—274 und in den Ber. d. oberh. geol. Vereins 1910 S. 54 aufmerksam gemacht.

Mit dieser großartigen späteren Umwandlung, welche „katharische“ Karbonatabsätze (vgl. W. SALOMON, Die Adamellogruppe 1908 S. 419) in ganz besonders starker Weise erfassen können, hängt auch zusammen, daß im Wettersteinkalk die ursprünglich im Sediment wohl fein verteilten Erze (Blei- und Zinkerze mit örtlichem, allerdings zurücktretenden Molybdängehalt) sich in gewissen Regionen meist recht richtungslos in unregelmäßigen Nestern als großoolithartige Inkrustationen von bestehenden Höhlungen, wohl auch im Anschluß an tektonische Flächen, konzentrierten. Auf diese fand im bayerischen Anteil des Kartengebietes im Höllentale von den jetzt verfallenen „Knappenhäusern“ aus ein nie recht lohnender Bergbau statt. Alte Bergbaue waren weiterhin westlich von Mittenwald an den „Ferchenseewänden“. Im westlichen Mieminger Gebirge finden sich diese Erzvorkommen ebenfalls im Wettersteinkalk. Man vgl. über diese Baue v. GÜMBELS Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges 1861 S. 245—247.

Die obere Region des Wettersteinkalks (ca. 100 m) ist besser in dem eingesunkenen Wettersteinkalkzug südlich der Wettersteinwand erreichbar; sie enthält etwas schärfer und weniger dick geschichtete Kalke von öfters mehr gelblicher oder hellgelbbraunlicher Farbe, in welche nicht selten Megalodonten mittlerer Größe vorkommen, von denen ich leider keine ganzen, zu einer Bestimmung geeigneten Exemplare gewinnen konnte. Hier fehlen die Gyroporellen und es zeigt sich im Typus der Gesteine auch stellenweise ein ähnlicher Übergang zu gewissen hellen Kalken der Raibler Schichten, wie im unteren Wettersteinkalk ein solcher zum Muschelkalk vorliegt.

Vom letzteren Standpunkt aus darf die mittlere und obere Abteilung des Wettersteinkalks als eine Übergangsregion zum Keuper, zum Teil als Keuper selbst betrachtet werden, wie die untere faziell und der Fauna nach beträchtliche Abschnitte des Muschelkalks aufnimmt. Es ist übrigens darauf hinzuweisen, daß auch in den germanischen Bezirken die untere Lettenkohle faunistisch und lithologisch einerseits von dem oberen Muschelkalk schwerer zu unterscheiden ist, daß andererseits dieser obere Muschelkalk, den in einer Südfazies eine auffällige Kalkschalenriffbildung kennzeichnet und fast vor allen tieferen Muschelkalkkomplexen auch auszeichnet, für sich wieder der Lettenkohlenfazies beträchtlich angenähert sein kann (vgl. Geogn. Jahresh. XXII S. 20 etc.). Man vgl. hierzu auch W. SALOMON, Adamellogruppe XXXI. I. 1908, S. 384.



Fig. 4.

Schneefernerkopf vom Schneeferner aus; zeigt deutlichste Schichtung des Wettersteinkalks in höheren Horizonten, hier mehr als 700 m über der unteren Grenze; eine schwache Muldung ist erkennbar, welche in Fig. 9 im Übersichtsbild S. 84 noch deutlicher ist.

Photographische Aufnahme von der Direktion des Topogr. Bureau dem Geogn. Bureau überlassen.

4. Raibler Schichten.

Die Raibler Schichten sind eine mehr klastische Zwischenbildung zwischen dem oberen Wettersteinkalk mit seinen gewaltigen Kalkabsätzen und dem Hauptdolomit mit seinen fast ausschließlichen Dolomitschichten. Beide Gesteinsarten kommen aber in der Reihe der Raibler Schichten auch vor und ihre Fossilarmut wiederholt sich dann mit ihnen. Daneben treten aber auch fossilreiche Einlagerungen auf, welche als Sandsteine mit Pflanzen, als Kalksandstein mit marinen Schalen, mergelig sandige Kalke oder Mergelkalke zu kennzeichnen sind; andererseits begleiten die Sandsteine und Kalkmergel, besonders erstere, auch dünne Schiefertone, mehr oder weniger feinsandig und feinglimmerig, und vertreten sie. Es zeigen sich zwei hauptsächliche Fossilienhorizonte. Der untere ist stets mit den Sandsteinen verbunden und ist charakterisiert durch den sogen. *Carditaoolith*, Schalen von *Cardita crenata* mit Umwachsung von *Sphaerocodium* ROTHP. in seinem Hauptauftreten; in dem oberen Horizont finden sich die Sandsteine seltener und sind weniger mächtig; es zeigen sich hier fossilreiche, unregelmäßig plattige Bänke, durch den Reichtum von *Alectryonia Haidingeriana* und *Corbis Mellingi* charakterisiert; hier kommen nun auch stellenweise außerordentlich individuenreiche Gastropodenbänke¹⁾ vor, oft in Form von flach ausgehenden Linsennestern; die oberen Fossilbänke wiederholen sich hie und da zweimal.

Die zwischen diesen 50 und 75 m voneinander entfernten Bänken liegenden

¹⁾ Vgl. v. AMMON, Geogn. Jahresh. V, 1892, S. 202—210; bezüglich der gesamten Fauna sei auf S. v. WÖHRMANN, Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. Wien 1889, 39. Bd. verwiesen.

Schichten bestehen aus Dolomiten, Rauchwacken, damit verbundenen oft ganz weißen Kalken und über ihnen besonders folgen mit solchem Dolomit vergesellschaftet weit verbreitete, nicht wenig mächtige, Felsköpfe bildende, braune, dünn- und dickgeschichtete, stark dolomitische Kalke; nicht selten sind auch noch in der Nähe des Fossilhorizonts blaugraue, schmutzig gelbbraun verwitternde, massige Mergel.

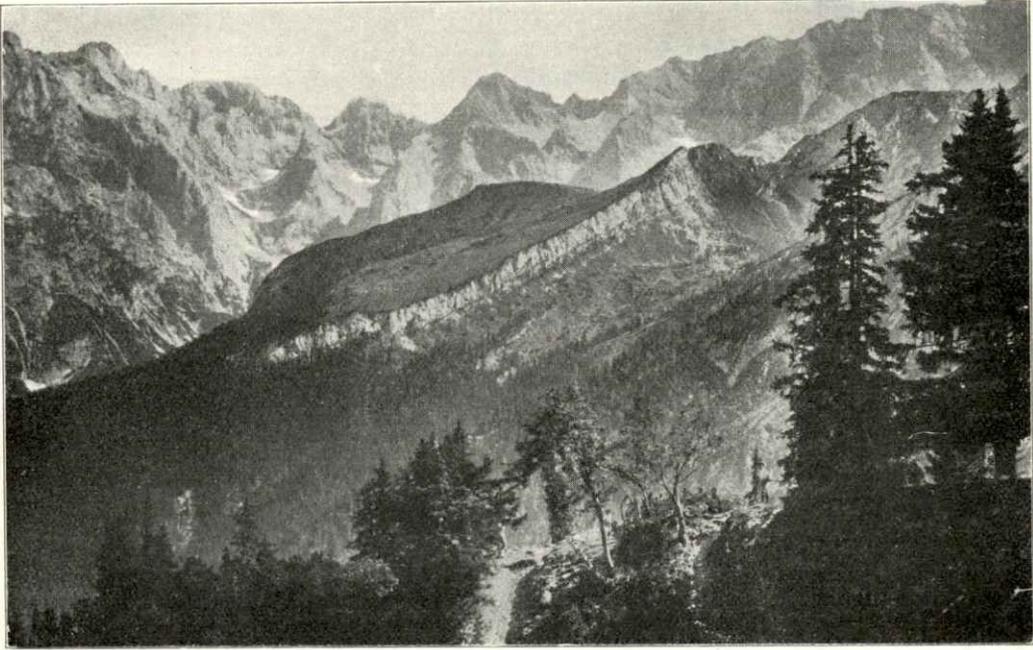


Fig. 5.

Im Hintergrund von links nach rechts Karlsitz, Schüsselkarsitz, Scharnitzspitz und Oberreintalschroffen (mit den nach N. sich öffnenden Karen) und die Rotmooswand nach dem Hochwanner zu; im Mittelgrund Hoher Gaifkopf und Hoher Gaif (Wettersteinkalk) mit den aus Raibler Schichten gebildeten Nordost- und Nordhängen der Stuiben Alp, der Stuibenwände und des Bernardeingebietes mit dem Stuibenwald. Im Vordergrund: Weg in der Nähe der Kreuzalpjagdhütte.

Die ganze Mächtigkeit des Komplexes kann auf durchschnittlich 250 m angegeben werden; jedoch können einzelne Abschnitte, wie die Sandsteine, Schiefer-tone, ebenso die braunen Kalke stark anschwellen und die Mächtigkeit beträchtlich erhöhen, ebenso wie letztere weit unter 250 m zurückgehen kann.

Eine kurze Reihenfolge des Schichtwechsels sei aus den Aufschlüssen an der Nordwand des Wettersteins zwischen Schachen und Zirbelkopf mitgeteilt:

1. feinkörnige, dunkelgraue Sandsteine, nach oben mit Einlagerungen von *Sphaerocodium*, sogen. Cardita-Oolith ca. 20 m
2. dünn- und dickgeschichtete, dichte, zum Teil auch feinporöse, gelbbraune bis oft dunkelbraunschwarze Kalke (Schwarzschröffenkalk im Partnachtal)¹⁾ 10—15 m
3. mürber Dolomit, zum Teil typisch rauchwackenartig entwickelt ca. 15—20 m
4. splitterige, gelbbraune Kalke, nach oben in dünnbankige harte kalkige Dolomite übergehend ca. 12 m
5. gelbbraune Kalke ca. 3 m

¹⁾ Vgl. SKUPHOS I. c. S. 117—118.

- | | |
|--|---------|
| 6. löcherige dolomitische Kalke, dünnplattig und dickbankig mit Rauchwacken vergesellschaftet | ca. 8 m |
| 7. mürbe, würfelig zerfallende Dolomite | ca. 5 m |
| 8. gelbliche dolomitische Kalke, zum Teil mit Wurmböhrlöchern | ca. 5 m |
| 9. mergelige, zum Teil schon petrefaktenführende Schichten mit Dolomiten wechselnd | 2—3 m |
| 10. fast braune, gelbfleckige Kalke, zum Teil plattig, hier und da nach oben Megalodonten führend | 1—2 m |
| 11. gelbliche, petrefaktenfreie Kalke | 4 m |
| 12. zellige Rauchwacke | 3 m |
| 13. dünn- und dickbankige dolomitische Kalke und reinere Dolomite | 4 m |
| 12. Mergelschichten, zum Teil feinsandig | 3,5 m |
| 14. unregelmäßig plattig schalige Petrefaktenkalke mit Ostraeen etc. und sogen. Schalenoolith | 1 m |
| 15. Pentakrinuskalk | 1,0 m |
| 16. Kalk mit <i>Corbis Mellingeri</i> | 0,5 m |
| 17. schieferige Mergel und Schiefertone | 1 m |
| 18. Kalke mit Petrefakten | 2 m |
| 19. dünnplattige graue Kalkbänkchen mit knolliger Oberfläche, damit vergesellschaftet ein dünnplattiger gelblicher Kalk mit sehr feinkörnigen typischen Ooiden | 2 m |

Darüber folgen in größerer Mächtigkeit die gelbbraunen, dick- und dünn-schichtigen, dolomitischen Kalke als typisches Hangendes.

Die Raibler Schichten sind an vielen Stellen sehr reich an Eisenerz, das mit den Sedimenten abgelagert, aber später örtlich angereichert scheint; besonders gilt dies für die tiefsten Sandsteine. Die Sandsteine enthalten fast stets Pflanzenfragmente, wenn auch meist nur „Häcksel“; es sind gleichmäßig feinkörnig aus Quarz und zersetztem Feldspat zusammengesetzte, auf den Schichtflächen reichlich Glimmer führende Sandsteine. Hier und da treten sich gegenseitig durchdringende, dicke röhrenartige, mit Sandmasse erfüllte Gebilde in ihnen auf, welche auf Bohrerscheinungen zurückzuführen sind.¹⁾

Versteinerungsreiche Fundpunkte dieser Schichten sind: Neue Straße nach Mittenwald, beim Kainzenbad, alte Straße nach Mittenwald, am Schlattangraben, nördlich von Gerold, Wettersteinalpe, Schachen, Frauenalpe, Weißgraben im SO. und Längefeldhang im SW. vom Kreuzjoch, Stuibewand, Pestkapelle und Raibler Zug zwischen hier und Wangalp, N. vom Gaisthal.²⁾

Die Raibler Schichten bilden stets den Untergrund von Wiesen und von wasserreichen Almen; in unzugänglichen Hochgebieten sind sie gesuchte Gamsanger.

5. Rauchwacken zwischen Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Dieser auch über 200 m, an manchen Stellen aber noch bedeutend mehr messende Gesteinskomplex ist durch seine Gipsführung interessant und wichtig. Es treten hier aber nicht nur Zellenkalke und brekziöse Dolomite auf, denen man eine

¹⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. XXII, Kap. 37, S. 256 Über spongiomorphaartige Gebilde.

²⁾ v. WÖHRMANN erwähnt in seiner Fauna der Raibler Schichten nach Sammlungszetteln öfters den Fundort Partnachklamm bei Graseck; es kann sich hier nur um das beträchtlich weiter südlich im Partnachthal liegende Anstehen dieser Schichten beim Schwarzschröffen handeln.

durchaus epigenetische Entstehung als Folge von Auslaugungsvorgängen bei hinzutretendem Hangenddruck und Gebirgsdruck zuerkennen muß, sondern auch aus syngenetischen Brekzien und konglomeratartigen Schichten entstandene, deren Geschiebe nicht nur aus den Gesteinen nächsttieferer Schichten, sondern auch scheinbar aus solchen von Wettersteinkalk bestehen.

Mit den Brekzien sind aber auch Kalkschichten verbunden, graubraune dolomitische Kalke, sowie weißliche reinere Kalke; besonders sind erstere häufig und zeigen höchst unregelmäßige Lagerung, starke Diskordanzen gehäufte Böschungsanschwemmung; das Aufbaumaterial sieht auch hier wie ein schlammiges Zerstörungsprodukt der liegenden dolomitischen Kalke der oberen Raibler Schichten aus, welche an anderer Stelle scheinbar bis auf den Wettersteinkalk abgetragen waren.

Die erwähnten weißen, hie und da dunkel gesprenkelten Kalke sind bequem in der Fauckenklamm, desgleichen schön südlich vom Schwarzschröffen zu studieren; endlich stehen sie W. der Gehrenspitz in der Umgebung des Punktes 2227 an.

Gips kommt in Schnüren, aber auch in größeren Linsen in der Oberregion dieser Schichtmasse vor; er wurde früher bei Partenkirchen am Talausgange des Faucken, der auch vorzügliche Aufschlüsse in der Region der Rauchwacken selbst bietet, gewonnen. — Weitere interessante Aufschlüsse der ganzen Abteilung finden sich in der Bodenlähne (Bl. II Westrand) und im unteren Mitterklammgraben O. der Partnach.

6. Hauptdolomit und Plattenkalke.

1. Die Eigenheiten des Hauptdolomits sind so wohlbekannt, daß es nur kurz nötig ist, auf seine stoffliche Gleichmäßigkeit, seine verhältnismäßig regelmäßig wohlbegrenzte, eher dünnplattige als mittelstarke Bankung (wobei stärkere Felsbänke nicht selten sind), seine hell graugelbliche Farbe, auch seine erstaunliche Fossilarmut und das fast völlige Fehlen stofflicher Schichtabwechslungen hinzuweisen. Nur seine Bituminosität leitet über zur Erwähnung der hie und da ihm eingeschlossenen Asphaltschiefer, welche unmittelbar nördlich des Kartengebietes am Südhang des Kramermassivs den Oberlauf des bei der Kuffel (Grieswald-Loisach) austretenden Zieggrabens überkreuzen und zu Versuchsbauten auf Asphalt Anlaß gegeben haben; hierin finden sich östlich und südlich unseres Kartengebietes Fischreste.

Die ganze Mächtigkeit des Hauptdolomits läßt sich schwer schätzen, da an keiner Stelle Liegendes und Hangendes normal übereinander folgen; über den Raibler Schichten ist er an mehreren Stellen, wo Gebirgsfältelungen wenig Anlaß zu Reduktionen der Schätzung geben dürften, über 500 m aufgeschlossen. Unter den Plattenkalcken von den Thörln nach der Loisach kommt er bei 25—30° Einfallen und scheinbar reiner Profilfolge auf eine Mächtigkeit von über 600—700 m, wobei das Liegende nicht erreicht ist.

2. Die Plattenkalke liegen über dem Hauptdolomit besonders nordnordöstlich von Partenkirchen und südwestlich vom Eibsee an den Thörln gut aufgeschlossen; an letzterer Örtlichkeit beträgt ihre Mächtigkeit bei ziemlich regelmäßigem Einfallen über 300 m. Es sind zum großen Teil etwas dickerbankige, sehr bituminöse, zum Teil nicht tonarme regelmäßige Kalke, welche wie die nicht zu dicken Muschelkalkbänke zu Mauersteinen etc. gebraucht werden; sie sind in der unteren Region oft noch dolomitisch und wechseln mit Dolomiten ab. Charakteristisch ist für sie das häufige Auftreten ziemlich regelmäßiger Styloolithen;

die Entstehung dieser Suturbildung¹⁾ unter chemischen Einwirkungen verlangt ein gleichmäßiges, dichtes Gefüge der gehärteten Gesteine, sie vermeidet solche mit leichter Querzerbröcklung; hiermit stimmt auch die bekanntlich große Faltungspplastizität der Plattenkalke.

Nahe der unteren Grenze wurde in der Loisachwand der Thörlen eine dünnplattige Gastropodenbank²⁾ gefunden, in den höheren Regionen zeigen sich Bänke mit zahlreichen sehr fragmentären Schalenresten und feinkörnige Oolithkalke mit typischen Ooiden.

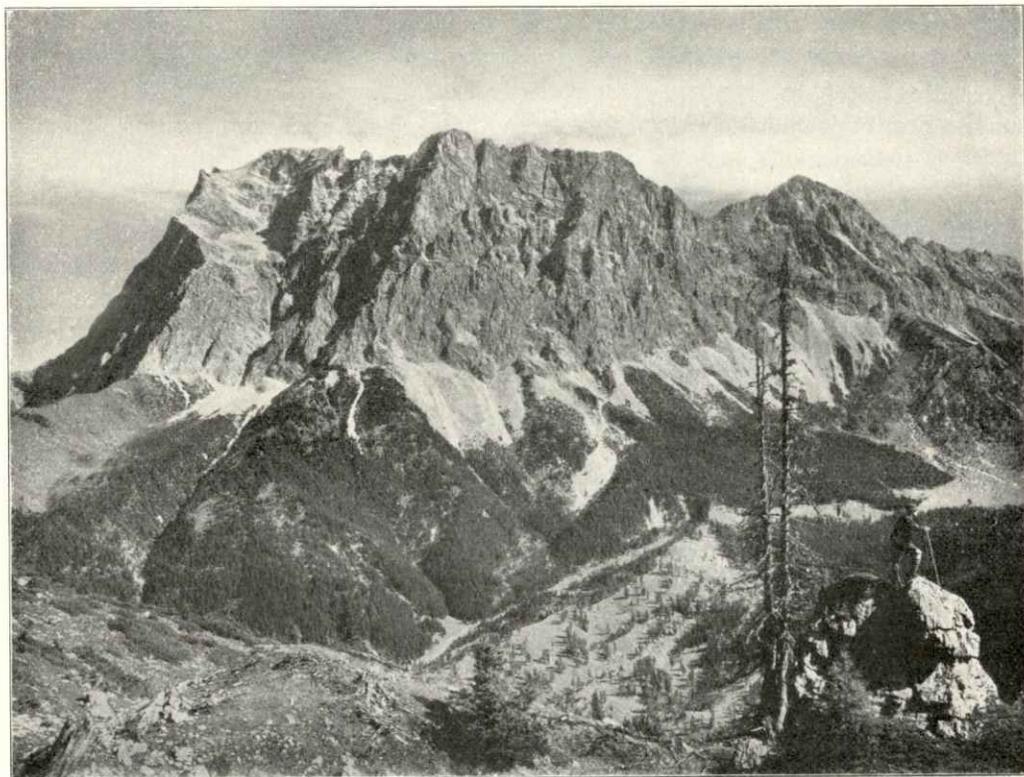


Fig. 6.

Das Bild zeigt, vom Nordrand des Seebenseekars im Mieminger Gebirge aus gesehen, den Westabfall der Zugspitzmasse nach Ehrwald im Profil, das schwach ausgebildete Kar zwischen Schneefernerkopf und Wetter-schroffen-Wetterspitzen, von da den Grat nach dem Wetterwandeck, die Einsenkung des Grats nach der kegel-förmigen Plattspitze, diese selbst und zuletzt die Gatterlköpfe. Im Mittelgrund sieht man die niedriger lie-gende Stufe der jüngeren Schichten von links nach rechts, die 900 m über Ehrwald liegenden baumlosen Holzer-wiesen (Neokom) entsprechend den stark vortretenden Wetterwandspitzen, den Leitachwald mit Lias, Jura und Neokom; die gewaltigen Schutthalde über und hinter den oberen Mähdern und weiter rechts die Ehr-walder Alp, dann zuletzt rechts von dieser das Issentalköpfel und Goasel (beinahe 1100 m über Ehrwald) unter den Plattspitzen mit Hauptdolomit, Lias, weißen Jura und Neokom.

Aufnahme von Herrn Georg Neumann, Photograph des Topogr. Bureaus.

7. Die Kössener Schichten.

Das Rhät in engerem Sinne der petrefaktenreichen Kalke und Mergelkalke, Mergel und Schiefertone ist nur an vereinzelten Stellen des Kartengebiets und da nur in unvollkommener Schichtenreihe aufgeschlossen: 1. Nördlich von Garmisch

¹⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. 1901 S. 62—92 und 1902 S. 157—167.

²⁾ Vgl. Näheres über diese Fauna: v. AMMON, Die Gastropoden des Hauptdolomits und der Plattenkalke, Abhandlungen d. zool.-min. Vereins zu Regensburg 11. 1878.

nach dem Stahlbad zu, am Osthang des Kramers; 2. am Südufer des Eibsees, am Weiterbach; 3. am Zugwald zwischen Riffelwand und Eibsee; 4. im Jura-Triaszug und zwischen Ehrwald und Leutasch an verschiedenen Stellen, meist in sehr gestörter Lagerung und durch Verschiebungen in seiner Mächtigkeit sehr stark beschnitten bis fast eliminiert (vgl. S. 88, 92).

Außer durch seine bekannten Versteinerungen ist es petrographisch durch seine zu starker Letten-, Schlamm-, Kot- und Morastbildung geneigten Mergelgesteine leicht oberflächlich charakterisiert; seine Mergelkalke und Kalke, meist dunkelblaugrau im Kerne, zeichnen sich durch eine ganz intensiv gelbbraune Verwitterungskruste aus, die oft tief in den Gesteinskörper hineingesintert ist.

Fast an allen angeführten Orten finden sich die wichtigeren Leitfossilien.

Es zeigen sich in den Kössener Schichten aber freilich auch einzelne Komplexe der Wechsellagerung von Schiefertonen und Mergelkalken, welche gänzlich frei von Versteinerungen sind. Außergewöhnlich sind an verschiedenen Stellen Einschaltungen von tiefdunkelroten Lettenschiefen zum Teil inmitten zweier plattenkalkartiger Komplexe, die man leicht für Aptychenschichten halten könnte; hier zeigen sich aber charakteristische Brachiopoden des Rhäts. Diese Ausbildung ist zwischen Ehrwald und Leutasch zu beachten.

8. Juraschichten.

Außer in einem kleinen Aufschluß am Südfuß des Eibsees finden sich diese Schichten nur südlich und südwestlich vom Hauptkamm des Wettersteingebirges zwischen Leutasch und Lermoos-Ehrwald hauptsächlich in eine verhältnismäßig schmale Längsverbreitung mit Neokomschichten zusammengedrückt.

a) Der Lias ist in den meisten Fällen als Fleckenmergelschiefer und Fleckenkalk entwickelt; nur zwischen Ehrwald und Issentalköpfel zeigen sich auch deutlicher die tiefroten Kalke des unteren Lias. Hier konnte ich ungefähr folgendes Profil nach wichtigeren Teilen aufnehmen: Zu tiefst liegen hellgraue massigere Kalke mit Hornstein (Hochfellenkalk?), darüber rote, dünn- bis dickbankige Schichten mit Ammoniten und Brachiopoden (letztere selten); darüber liegt eine Pentakrinusbank, über welcher die Fleckenschiefer und Fleckenkalke folgen; dieser Komplex ist gering mächtig.

b) Algäuschichten reichen als Mergelschiefer in geschlossener, häufig von reineren Fleckenkalken unterbrochener und ersetzter Mächtigkeit bis zu den Malmschichten empor und führen an manchen Stellen reichlich Ammoniten, z. B. am Schönberg S. vom Oberreintalschrofen, wo die Mächtigkeit eine ziemlich bedeutende, tektonisch nicht verminderte ist.

c) Malmschichten. Sie zeigen sich aus drei Hauptabteilungen zusammengesetzt: unten liegen graue, rotgesprenkelte, aufwärts rote, vielfach gefaltete Hornsteinschichten mit Aptychen; darüber folgt häufig ein ganz heller, gelbweißer, sehr dichter, feinkörniger, an die lithographischen Schiefer erinnernder plattiger Kalk, den nach oben mehrere Züge grauer und roter Mergel und Kalkschiefer bedecken; die ganze Mächtigkeit des Komplexes beträgt etwa 150 m.

Es kommen nun im Innern der unteren Hornsteinschichten und der oberen grauen und roten Schiefer, ja auch im Bereich des dichten Kalkes wieder weißliche, blaßrötliche oder gelbliche, weißgeäderte marmorartige Kalke vor, welche oft schwer nach unten und oben zu orientieren sind, falls die Lagerung gestört ist. Außer Aptychen wurden in diesen Schichten fast keine Petrefakten gesammelt.



Fig. 7.

Blick auf den Hinterreintalschroffen, Hochwanner, Kleinen Wanner und den Hohen Kamm von der Knorrhütte aus; der Hohe Kamm besteht aus Neokomschichten; an der Verwerfungsgrenze ist ein schmales Band von jurassischen Schichten eingeklemmt.

9. Neokom.

Diese Schichten treten fast überall noch auf, wo die im Vorhergehenden besprochenen Formationsabteilungen aufgeschlossen oder vertreten sind, besonders vom Eibsee an über Ehrwald nach Leutasch.

Charakteristische Versteinerungen lassen sich immer finden, wenn sie auch nicht häufig sind. Die Holzer Wiesen westlich Ehrwald haben am meisten geliefert.

Es handelt sich in diesen Schichten um eine ziemlich gleichmäßige Masse von im frischen Bruch grauen, oft fast graugrünen Mergelschiefern und Kalkbänken, welche an den Stellen, wo Petrefakten sind oder waren, häufig eine intensive Eisenocker-ausscheidung zeigen; auch Bohrröhren und dergleichen Problematika sind mit Ocker ausgefüllt bzw. umkrustet.

An vielen Stellen, z. B. im oberen Lähngraben O. von Ehrwald finden sich auch dünne Platten von harten Kieselkalken den Schieferen eingefügt. Ein gewaltiger Aufschluß in diesen Schichten ist am „Hohen Kamm“ südöstlich vom Zugspitzgatterl (vgl. Fig. 7) zu bewundern.

10. Hochgebirgskonglomerat.

Das bedeutendste Vorkommen dieser Bildung liegt bei einer Gehängehöhe zwischen 1500 und 1800 m in ungefähr 30 m Mächtigkeit am sogen. Längenfeld zwischen Alpspitz-Osterfeld und Kreuzeck; es ist mehr eine Brekzie als ein Konglomerat und enthält Brocken von nur durch Gehängewanderung und Böschungsrutschbewegungen, welche letztere besonders abzurunden geeignet sind, kantengerundeten Geschieben (Fig. 8). Sie bestehen aus Wettersteinkalk und Raibler Kalken; alle leichter verwitterbaren Gesteine der Umgebung fehlen in ihnen; sie lagern auf den auch jetzt noch ein nach NO. geneigtes Gehänge bildenden Komplexen der Raibler Kalke, der Rauchwacken und des Hauptdolomits, in topographischem und geologischem Gefälle einfallend. Wie das Gestein jetzt noch bedeutende Schutthalden bildet, so ist es jedenfalls auch schon früher stark abgetragen worden; denn die Möglichkeit seiner Anhäufung verlangt eine außerordentlich viel größere Breite des Jochs zwischen der Rauhkopf-Hennereckwanne und der Bodenlähn-Weitung, als sie jetzt besteht.

Die Erhärtung des wichtigen Vorkommens am Längenfeld weist auf von den jetzt bestehenden hydrologischen Verhältnissen recht verschiedene Umstände hin. Dies und die Lagerungsausbreitung läßt vielleicht einen Schluß auf sein Alter zu. Da nämlich der Südhang der östlich von dem Konglomeratabbruch liegenden Talweitung „Stuibenwald-Bodenlähne“ ausgedehnte Moränenfelder trägt und der triadische Gehängegrund ohne Anzeichen stärkerer nachglazialer Abtragung in den hinteren westlichen Talhang unterhalb des Konglomerats übergeht, so scheint die wichtigste Talausnagung hier wenigstens älter als die Bildung der oberen Moräne gewesen zu sein, d. h. es dürfte die Einschränkung des Konglomerats auf die schmale Schneid zwischen den Hauptmassen an der Kreuzalpe und dem Längenfeld nicht erst ganz nach der Glazialzeit erfolgt zu sein. Auch die jetzt bestehenden Erosionsmöglichkeiten und Schuttverfrachtungsgelegenheiten sind nicht derart, daß letztere Ortseinschränkung auf eine jüngere und jüngste Zeit des Novärs zu beziehen wäre; so glaube ich, daß die Aufschüttung und besonders die Kalkbindung wenigstens in die Zeit der älteren Nagelfluh des Isartals zu setzen ist, deren Bindung auch in hervorragender Weise an den Auslauf der seitlichen Gebirgstäler gebunden scheint.

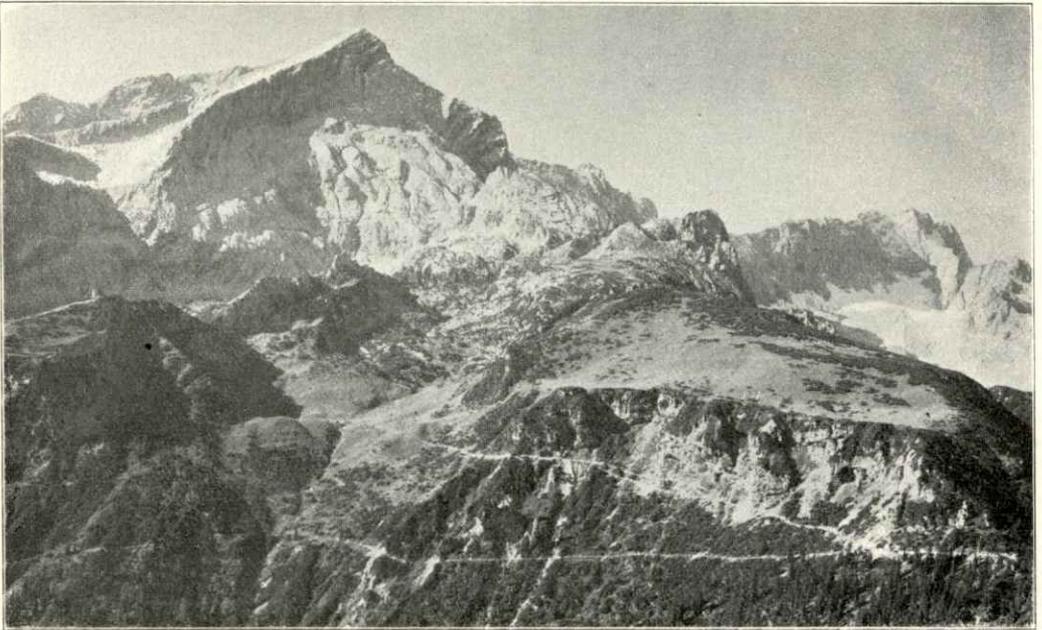


Fig. 8.

Blick von der Kreuzalp auf die Alpspitz und den Zugspitzgrat mit Höllentalferner im Hintergrund rechts, auf die östlichen Bernardeinwände und das Osterfeld mit Höllentorkopf (vgl. Fig. 10) im Mittelgrund; im Vordergrund ist links Hochalp und Hirschbichl mit der Verbreitung von Raibler Sandsteinen und Kalken zu sehen, rechts das spärlich bewachsene, heideartige Längenfeld mit der Verbreitung des Hochgebirgskonglomerats und mit seinen vielfach ausgehöhlten Felsabstürzen nach dem Hang zur hinteren Bodenlähne.

Besonders scheint mir das für das Garmischer Konglomerat S. 79 gegeben zu sein; liegt es doch gegenüber dem Hammersbachaustritt, dessen letzte Bachausläufer es mit dem Längenfeld-Konglomerat selbst verbinden; auch für die Nagelfluherhärtungen östlich und westlich von Oberleutasch und am Ausgang des Bergletals (Unterleutasch) scheint diese Auffassung vertreten werden zu können. Das Anstehen am Ausgang des Berglbachs ist in der Karte mit blauer Kreuzschraffur gegeben, aber versehentlich in der Farbenerklärung nicht angeführt. AMPFERER hat dieses Vorkommen als Reste eines älteren verkalkten Schuttkegels, l. c. 1905 S. 531 besprochen und weist dabei auf den bis 600 m über dem Tal hinaufreichenden, östlich gegenüberliegenden, in der Karte nicht eingetragenen, verkalkten Schuttkegel oberhalb und östlich des jüngeren, südöstlich von Lochlähn, der bis 1300 m hinaufreicht, hin. Hier sei auch auf das irrig als r^1 kolorierte Vorkommen bei 1916 Holzerwiese (Ehrwald) aufmerksam gemacht.

Man sieht, die Tal- und Karausgänge sind mit ihren Grundwasserstauungen offenbar Ursache von starken, den Schmelzwassern zuzuschreibenden Kalkausscheidungen,

Dies gilt auch noch für im Isartal außerhalb des Kartengebiets liegende tiefe Nagelfluhvorkommen, z. B. am Markgraben unterhalb Wallgau.

Verwandte Bildungen finden sich am Schachen Königshaus in 1950 m und an der Dreithorspitzscharte in 2370 m (Meillinger Hütte); an letzterer ist die Erhaltung auf den Klammweg des Thörls zwischen Frauenäpl und Plattach beschränkt, durch Auslaugung einzelner Geschiebe erhält das Konglomerat an manchen Stellen den Charakter einer triadischen Rauchwacke.

Es sind natürlich nur Reste einer früheren außerordentlich verbreiteten Schuttbedeckung, welche durch ihre örtliche Nagelfluh-Erhärtung erhalten geblieben sind.

Eine ähnliche Brekzie findet sich südlich vom Wettersteinkamm östlich der Feldernalp in ca. 1500—1600 m Höhe¹⁾ und am Ausgang des Gaistals bei den Öfen in 1200 m, wo sie zum Teil Gehängelagerung hat, zum Teil flach gebankt ist; sie tritt an einzelnen Stellen deutlich unter einer Grundmoräne auf.

Letztere Bildungen sind als jüngere Nagelfluh (s. unten) in die Karte eingetragen.

O. AMPFERER weist diese Konglomerate in seiner Studie über die Gehängebrekzien der nördlichen Kalkalpen (Jahrb. d. K. K. R.-A. Wien 1907. 57, 4) der Reiß-Würm-Interglazialzeit nach PENCK und BRÜCKNER zu; es sind nach ihm gewaltige Gehängebrekzien und gleichzeitig ihnen zugeordnete Schuttausladungen in Bachschuttkegeln, welche in verhältnismäßig sehr schuttarme Täler hereingetragen wurden.

11. Die übrigen quartären und novären Ablagerungen.

Da sich Dr. F. W. PFAFF hierüber in einer eigenen Studie, welche auch Ergänzungen und Verbesserungen der Kartendarstellung in diesem ja allerdings zusammenhängend zu behandelnden Erscheinungsgebiet geologischer Vorgänge bringen will, aussprechen möchte, so seien hierzu nur ganz kurz einige Worte über die Verbreitung der einzelnen Abteilungen zur Erleichterung des Aufsuchens und zum vorläufigen Verständnis der gewollten Ausscheidungen hinzugefügt.

Die als ältere Nagelfluh der älteren Schotter bezeichneten Gebilde finden sich nur im Isartal in der großen Talterrasse zwischen Mittenwald und Krünn; in letzterer wurden auch Kreidegruben betrieben. Eine jüngere Nagelfluh findet sich außer in diesem Gebiet auch an der Nordflanke des Austritts der Loisach aus der Griesener Enge in die Weitung von Garmisch. In dem großen Steinbruch W. Garmisch ist dieses Konglomerat schön aufgeschlossen (S. 78), es enthält Gerölle von Buntsandstein, Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Sandstein, Raibler Kalk, Plattenkalk, Fleckenkalk, Hauptdolomit (zum Teil hohle Dolomitgerölle), Hornsteine der Aptychenschichten, Serpentin und Gneis. Auffällig ist es, daß diese fest zusammengebundene Felsmasse des Bruchs von über 100 scharf begrenzten Vertikalklüften (hie und da finden sich einzelne mit 70° und 50° einfallende, die übrigen kreuzende Klüfte) durchsetzt wird, deren bis zu 2 cm breite Spaltöffnungen mit Letten erfüllt wurden; die Klüfte haben ungefähr NS.-Richtung.

Diese Tatsachen sind von gewisser Wichtigkeit; wenn man berechtigt ist, diese Nagelfluh den eigentlichen „unteren Schottern“ zuzurechnen (vgl. auch DAM. AIGNER, Das Tölzer Diluvium, Mitt. d. Geogr. Ges. in München 1910, S. 119 unten), so kann sich hierin eine Nachwirkung jener tektonischen Bewegungen äußert haben, welche nach PENCK (vgl. auch AIGNER l. c. S. 145) noch den Deckenschotter betroffen hat; gleichzeitig mögen jene gerade im Zugspitzgebiet die Auslösung der gewaltigen Bergstürze bzw. Blockschuttausstreunungen gewesen sein, welche wenigstens in der Hauptsache älter zu sein scheinen als die oberen Moränen (vgl. unten: Über die „Blockanhäufung“).

Übrigens ist hinzuzufügen, daß geschichtetes fluviatiles Diluvium (= untere Schotter zum Teil) auch seitlich von den größeren Talungen der Isar und der Loisach in deren bedeutenderen Zuflußgebieten zu beobachten ist, so im Kranzbachgebiet, in dem des Kankerbachs und dem der mittleren bis oberen Partnach (oberhalb der Bodenlähne), woselbst ein großer Teil der „Kreide“lager sicher fluviatiler Wirkung zuzuzählen ist; jedoch ist es schwer, die hangenden Moränen mit ihrer Kreide-

¹⁾ Dies Vorkommen ist in der Karte versehentlich als jüngere Nagelfluh koloriert.

bindung von der aus wenig durchgewaschenem und verrolltem Moränenmaterial gebildeten tieferen Abteilung mit eingeschalteter fluviatiler Kreide kartistisch getrennt zu halten.¹⁾ Kreidegruben befinden oder befanden sich an der Isar zwischen Mittenwald und Krünn, oberhalb Klais in der Nähe der Wasserscheide des Drüsselgraben-Ferchenbachs und Kranzbachs und im oberen Kankerbachgebiet bei Kaltenbrunn; beide letzteren Fundpunkte mit jenem im Partnachtal gehören jedenfalls einem höheren Horizont der „unteren“ Schotter an.

Über mögliche Beziehungen der Erhärtung der unteren Nagelfluhen zu den Seitentalausgängen und indirekt zu den Hochgebirgsschottern wurde S. 77—78 gesprochen. Darnach läge es näher, auch wegen der tektonischen Erscheinungen das Garmischer Konglomerat der unteren Nagelfluh zuzuteilen; dann wären hier aber Untere Schotter nur schwach zur Entwicklung bzw. vor Bedeckung mit Moräne zur Abtragung gekommen, was im Bereich der Möglichkeit liegt.

Eine jüngere Moräne ist von O. AMPFERER hauptsächlich in den großen nach Norden geöffneten Karen der Mieminger Kette ausgeschieden; in den nördlich gegenüberliegenden kleinen Karen zunächst der Südwand des Wettersteins fehlen sie nicht;²⁾ das uns zur Arbeit vorliegende Kartenmaterial genügte aber nicht, diese Moränen kleiner kalkalpiner Lokalglotcher zu kartieren. Nur am linken Hang des Höllentals habe ich die Stelle einer kleinen, etwas tiefer liegenden Moräne eingezeichnet.

Solchen jüngeren Anhäufungen der Rückzugsstadien eines Lokalglotchers gehören jedenfalls auch die höheren, hauptsächlich aus Raiblerkalk- und Wettersteinkalk- (seltener Muschelkalk-) geschoben bestehenden, zwischen 1300 und 1400 m liegenden, mit gehängeschuttartigem Material stark vermischten Moränenmassen im „unteren Wettersteinwald“ südlich vom Ferchenbach an, während die auf dem Plateau der Kälberhütte liegenden Moränen zentralalpine Geschiebe führen. Merkwürdig ist, daß der Kranzberg ein an Moränen so armer Berg ist; es liegen aber zahlreiche minimale Reste von solchen vor (besonders zentralalpine Geschiebe in den Wasserrinnen³⁾ der Nord- und Nordostseite), daß man zu der Ansicht kommen muß, sie seien hier früh (vielleicht durch die Abschmelzwasser der erwähnten Lokalglotcher des Gebietes) abgetragen.

In den „Schuttdelten“ sind zum Teil sehr alte Gehängeschuttbildungen enthalten und verdeckt (vgl. z. B. O. AMPFERER l. c. 1907, S. 748, Arnspitzenhang nach Leutasch zu).

Die ungeheure Blockanhäufung, welche am Westrand des Gebirges und an der Eibseeseite den Hochgebirgsfuß umsäumt, jenseits des Eibsees auf ziemliche Höhen wieder hinaufsteigt, hat v. GÜMBEL als Folge einer alten Unterwaschung des Wettersteinkalks in den weicheren Partnachsichten etc. angesehen. AMPFERER denkt (Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. 1905, Bd. 55 S. 549) an den Nachbruch einer Überschiebungsunterwaschung. Dr. F. W. PFAFF dachte während der Aufnahme an glaziale

¹⁾ Vgl. z. B. auch Dr. DAM. AIGNER, Das Tölzer Diluvium, l. c. S. 47, über die mögliche Verteilung von Moränen und Kreide.

²⁾ Auf diese kleine interessante Entstehung hat mich seinerzeit Herr Geheimrat Prof. PENCK schon freundlichst aufmerksam gemacht.

³⁾ Man wird hier lebhaft an die Worte O. AMPFERERS erinnert (Jahrb. d. K. K. R.-A. 1905 S. 531), welche er bezüglich der zentralalpinen Gesteinsvorkommen an den beiden südlich vom Kranzberg gelegenen 200 und 250 m höheren Kuppen des Schachenkopfs und Grünkopfs äußerte: „Beide Höhen sind reich durch Felswannen und Furchen gegliedert, welche sich vorzüglich zur Aufbewahrung der vom Gletscher hinterlassenen Findlinge eignen.“

Wirkungen. Ein Teil der Blockmasse scheint bei Untergrainau unter der Moräne zu liegen; es ist aber nicht sicher, ob hier nicht noch spätere Abstürze erfolgten, wie sich auch noch jetzt zwischen Waxenstein und Zugspitz an mehreren Stellen mächtige Felsabbröckelungen zeigen, als ob diese Westseite eine besonders empfindliche Seite des Gebirgstockes wäre.

O. AMPFERER hat die südlich Bieberwier befindliche Fortsetzung dieser Sturzmasse über den Fernpaß in Verhandlungen d. K. K. geol. R.-A. Wien 1904 Nr. 3 behandelt und hält sie entgegen FALBESONER für eine tatsächliche Sturzmasse, deren Trümmer außerordentlich weit von ihrer Abbruchstelle entfernt wurden; sie liegen in „einer Talung, in der die Erosion die Reste der früheren Vergletscherung größtenteils schon wieder entfernt hatte“.

Der Bergsturz hatte jedenfalls verschiedene Stadien. Ein wichtigeres Stadium ist zweifelsohne älter als die Niederterrasse, deren Absätze die zahlreichen einzelnen, bis in die Nähe von Garmisch von Grainau aus sich verzettelnden Riesenblöcke tief vergraben haben. Schöne Terrassenbildungen in den Niederterrassenschottern sind bei Garmisch zu sehen; es handelt sich offenbar um wahre Niederterrasse, wenn auch vielleicht um jüngere Stadien derselben.

Die Karte unterscheidet außer den rezenten Moränen, welche Dr. PFAFF im Schneeferner, Höllentalferner ausgeschieden hat, noch Steingerümpel und Gehängeschutt; letzterer enthält in den Karen jedenfalls noch Reste von zahlreichen undeutlich gewordenen Lokalmoränen. Das Steingerümpel N. vom Gatterkopf dürfte einem Felsausbruch und Absturz entstammen, ebenso das an der blauen Gumppe im hinteren Partnachtal; bei ersterem sind „Unterwitterungen“ (S. 110) die Ursache.

In jeder Hinsicht schwer ist die Deutung einer Blockanhäufung von Wettersteinkalk hinter dem Kochelberg W. vom Austritt des Partnachtals; ich möchte fast glauben, daß es sich hier um einen durch nachträgliche Gehäugebewegungen gestörten Rest eines zwischen die Partnachschichten und die hier nun abgetragenen Raibler Schichten (vgl. die Verhältnisse östlich und westlich vom Partnachtal) eingeklemmten Scholle von Wettersteinkalk handelt (s. unter: Tektonische Übersicht).

Den Gehängeschuttbildungen sind ausgedehnte Bezirke gelassen, soweit sie als mächtigere und stationäre Schuttmassen zum Teil älterer Entstehung besonders tiefere Formationsglieder bedecken; in letzteren ist so wenig wie möglich „durchgezogen“; labile schwächere Bedeckungen von geringerer Ausdehnung z. B. im Gebiet des Hauptdolomits sind nicht berücksichtigt.

12. Das als Ehrwaldit bekannte Eruptivgestein.

Dieses von PICHLER entdeckte, früher nur an ein oder zwei Fundstellen nachgewiesene Gestein wurde nunmehr durch Dr. AMPFERER, Dr. PFAFF und den Verfasser an viel mehr Punkten festgestellt; es fällt auf, daß es nur in den jurassischen Schichten und zwar in oder mit den Hornsteinzügen vorkommt, von dessen dunklen Abänderungen das Gestein, besonders wo es etwas umgewandelt ist, schwer zu unterscheiden ist. Es tritt im oberen Lahngrabenbach in den unteren Hornsteinen ziemlich nahe über den Fleckenmergeln an mehreren Stellen auf; ebenso in zwei Faltsystemen der Malmschichten südlich vom hohen Kamm. Die Anstehen selbst sind stets minutiös, die größten nicht größer als etwa ein Quadratmeter.

Diese sonderbare, kleinliche Form des Auftretens läßt auf ein Aufsteigen in ganz schmalen Kanälen schließen; ihr Gebundensein an die Hornsteinschichten,

welche stets in hohem Maße sekundär gefältelt und aufgeblättert sind, da ihre verschiedenen Schichten verschiedene Plastizität bzw. Sprödigkeit haben, sich daher sehr verschieden krümmen, und beim Faltdruck sich nicht ineinander verknüeten, ist infolge dieses Gesteinsverhaltens verständlich.

Es würde dies voraussetzen, daß eine erste nicht geringe Zusammenfaltung schon stattgefunden habe, ehe die Intrusion stattfand. Andererseits scheint es mir unzweifelhaft, daß das Gestein noch eine letzte Aufpressung erfahren hat, zum mindesten hat es jene Umbiegung nach Norden mitgemacht, welche die jurassischen Schichten am Westfuß des Wettersteingebirges (Wetterschrofen) charakterisiert (vgl. unten).

Was das Petrographische betrifft, so behandelt ROSENBUSCH (Physiogr. d. mass. Gest. 1907 II S. 701) das Gestein mit dem Camptoniten und Monchiquiten in der Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine, also mit Gesteinen von angenähert basaltischem Habitus.

Dr. MTH. SCHUSTER liefert folgende Einzelbeschreibung:

„Das grünlichgraue Eruptivgestein, von dem mir zur mikroskopischen Untersuchung vier Proben vorlagen, die einem Sammelmateriale entstammen, das mangels guter Aufschlüsse seinerzeit auch von Findlingen in den Bachbetten unterhalb der Fundpunkte geschlagen worden war, zeigt zweierlei Ausbildungsformen, eine durch schwarze Augite äußerlich deutlich porphyrische, mikroskopisch relativ glasarme und eine äußerlich feinkörnige, mikroskopisch glasreiche, mikroporphyrische Modifikation mit Mandelausbildung. Diese doppelte Ausbildungsart des Gesteins, die wohl auch Anlaß zu abweichenden Bestimmungen gab,¹⁾ dürfte sich wahrscheinlich so erklären lassen, daß die glas- und mandelreiche eine Salbandfazies des porphyrischen Typus' ist.

In der porphyrischen Entwicklungsform treten Einsprenglinge von Augit bis $\frac{1}{2}$ cm Größe und von nicht äußerlich bemerkbarem zersetzten Olivin auf. Der Augit ist in der Regel gut kristallisiert. Um einen farblosen Kern zeigt er gewöhnlich einen mehr oder minder breiten violetten Rand (pl. violettbraun || b, gelblich || a); kleinere Einsprenglinge sind durchaus violettbraun. Zonare Struktur resp. Sanduhraufbau ist allgemein. Färbung und Dispersion weisen auf Titanaugit hin. Zersetzungserscheinungen sind nicht wahrzunehmen, wohl aber bemerkt man an dem größten der Einsprenglinge eine Art feinsten mechanischer Zermürbung, mit noch erhaltenen frischen Resten innerhalb der zermürbten Umgebung. Kleinere Augite sind jedoch völlig intakt.

Im Gegensatz zum Augit ist der zweite Einsprengling, der Olivin, unter Wahrung seiner charakteristischen Kristallform völlig zu bastitartigem Serpentin umgewandelt. Picotit oder andere Ausscheidungen lassen sich im Innern der Pseudomorphosen nicht finden.

Die Grundmasse setzt sich hier zusammen aus: Augit, barkevikitischer Hornblende, Biotit (bzw. aus ihm entstandenem Serpentin), Erz, Apatit und ehemaligem, nunmehr zu Zeolithen oder zu Chlorit umgebildeten Glas.

Der Augit bildet violettbraune Körnchen und kurze Prismen, er wiegt an Menge gegenüber den anderen Grundmassebestandteilen vor. Rhombische Augite fehlen. Gleich dem Pyroxen bildet die Hornblende kurze Prismen mit den charak-

¹⁾ So gibt A. CATHREIN (Über den sogen. Augitporphyr von Ehrwald. Verh. d. K. K. Geol. R.-A. 1890 S. 4 u. 5) Enstatit und Hypersthen, aber keinen Olivin, hingegen wiederum Mandelausbildung an, während H. ROSENBUSCH (oben zitiert) weder Mandeln noch rhombische Pyroxene fand, wohl aber Beteiligung von Olivin am Gesteinsaufbau.

teristischen rhombischen Querschnitten. Von brauner Färbung, ist sie durch starke Absorption von lichtbräunlich \perp zur Hauptzone, zu dunkelbraun \parallel dazu und geringe Auslöschungsschiefe ausgezeichnet (Barkevikit). Wie Augit ist sie völlig frisch.

Der Biotit bildet teils kurze Lamellen, teils hexagonale, einachsige Blättchen, teils völlig regellose, die übrigen dunklen Grundmassegemeingteile gelegentlich einschließende Fläserchen. Er absorbiert von rotbraun nach dunkelbraun; in mehreren Fällen ist er in Umbildung zu Serpentin begriffen. Ab und zu fallen lang-prismatische Apatitnadeln auf. Magnetit beteiligt sich an der Grundmasse in nicht geringer Menge. Zwischen diesen Gemeingteilen breitete sich ehemals teils als Kitt, teils als Matrix, in der die übrigen Grundmassebestandteile frei schwimmen, eine Glasmasse aus, die nunmehr entweder zu Chlorit oder zu Zeolith geworden ist.

Ein anderes mikroskopisches Bild bietet die äußerlich körnige, mandelhaltige Ausbildungsform des Gesteins. Augiteinsprenglinge fehlen makroskopisch und mikroskopisch. Nur die serpentinierten Olivineinsprenglinge sind auch hier reichlich vertreten. Ist das Gestein an einer Stelle körnig aus Augitsäulchen, Hornblendepismen und Biotitblättchen, mit wenig ehemaligem Glas als Zwischenklemmungsmasse aufgebaut, so lockert sich an anderen Stellen das Gefüge und die genannten Mineralien schwimmen nun mikroporphyrisch in einem Teig von einer farblosen, ehemaligen Basis, die zum Teil nur entglast, zum Teil in schwach doppelbrechende, strahlige Zeolithe umgewandelt ist. Hornblendemikrolithen sind in der entglasten Substanz oft massenhaft angeordnet. Der Augit herrscht auch hier über den Biotit und die Hornblende vor. Diese zeigt häufig eine regelmäßig sechseckige Querschnittform mit regellosen oder die Form des Kristalls nachahmenden Einschlüssen von Grundmassesubstanz. — Die Mandeln sind rundliche bis eckige Gebilde bis ein paar Millimeter Größe, um die sich gelegentlich die Glimmerlamellen schmiegen. Sie sind mit einer farblosen, zum Teil noch völlig isotropen, gering lichtbrechenden Glassubstanz ausgefüllt, die sich in anderen Mandeln in schwach doppelbrechende, manchmal kaum deutlich strahlige Substanzen umgewandelt zeigt. Eine sekundäre Ausfüllung der Mandeln mit Kalzit ist noch zu erwähnen. — Der Apatit ist mit seinen langspießigen Prismen auch hier recht zahlreich vertreten.

Charakteristisch für das Gestein ist somit seine völlige Armut an Feldspat, das Verfließen der intratellurischen und der Effusions-Phase; dies und die ganze mineralische Zusammensetzung weisen auf ein basisches Spaltungsprodukt, auf einen Lamprophyr hin; es läßt sich, aus dem Mangel an Feldspat und dem Vorhandensein ehemaliger Basis, als Monchiquit, oder wenn man den Namen Melaphyr beibehalten will, als monchiquitischer Melaphyr bezeichnen.“

Die Diagnose stimmt mit der kurzen ROSENBUSCHS überein bis auf die Fassung des Begriffs der Grundmasse.

Es sei nochmals auf die in dieser Darstellung des Dünnschliffbildes angeführte feine Zertrümmerung der großen Augiteinsprenglinge hingewiesen, während sonstige Anzeichen von Druckwirkungen im Innern des Gesteins- und Mineralgefüges fehlen. Es darf hierbei aber auch darauf aufmerksam gemacht werden, daß sehr häufig in klastischen Gesteinen die kleineren Bestandteile von Druckwirkungen nicht betroffen werden; dies darf hier nicht nur für die kleinen Mineralien des Gesteins angeführt werden, sondern noch vielmehr für die gering ausgedehnten Vorkommen selbst, deren Größendarstellung in der Karte, wenn sie auch gerade wegen ihrer Unbedeutendheit berechtigt ist, doch eine krasse Übertreibung bleibt.

II. Allgemeine tektonische Übersicht.

1. Umgrenzung der Hauptschollen.

Die Mitte des 20 km in OW.-Richtung und 16,5 km in NS.-Richtung messenden Kartengebiets nimmt der Wettersteinzug ein, der mit seinen enger zugehörigen Vorbergen, dem Kranzberg, dem Wetterstein-Ebenwald bis zum Partnachtal-Ferchenbach und dem Kreuzjoch-Kreuzeck ein enger zusammengehöriges tektonisches Ganzes bildet; man vergleiche zu folgendem das tektonische Übersichtskärtchen nebst dem Höhenübersichtsbild am Schluß der Abhandlung.

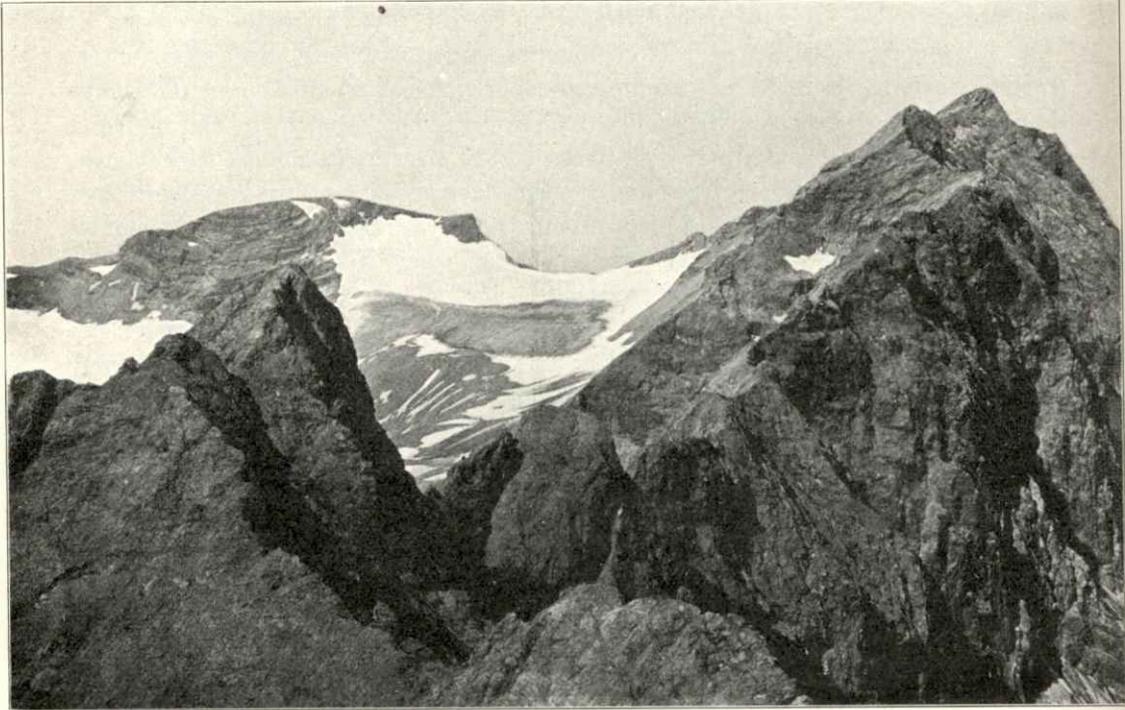


Fig. 9.

Blick auf den Schneefernerkopf, Schneeferner und den eigentlichen Zugspitzgrat (Profil) von ONO. aus; Aufnahme von der Direktion des Topogr. Bureaus zur Veröffentlichung überlassen. Es zeigt sich hier deutlich die Muldung im Schneefernerkopfgebiet; der Abfall des Zugspitzgrats nach Süden in den Schneeferner ist nicht genau identisch mit dem etwas flacheren Schichteinfallen.

Es ist eine Triasscholle, deren höchste Erhebung im Süden und Westen liegt, an deren äußerem Rande noch der Muschelkalk austreicht, deren jüngere Ablagerungen in einem Formationseinfallen (geologischen Gefälle) von W. und SW. nach O. und ONO. den Ostrand und Nordostrand (Isar und Kranzbach-Ferchenbach) bilden; hierbei ist nicht zu übersehen, daß diese ganze Mittelscholle deutlich gemuldet ist und längs des Ferchenbach-Kranzbachs ein Teil des Nordflügels, die Raibler Schichten, die Scholle nach N. zu abgrenzt.¹⁾

An den von diesen jüngeren Schichten gebildeten Teil des Nordrands legt sich eine Sattelscholle an, die in der Innenregion mehrere Teilaufwölbungen von

¹⁾ Die Schichten des Wettersteinkalks fallen von Nordwesten und Westen flacher ein, als von Südwesten und Süden, wo ein Gegendruck jedenfalls größer war, ebenso wie dies für die Raibler Schichten an der Ferchenbach-Verwerfung der Fall war.

Muschelkalk zeigt, welche letzteren aber fast nach allen Seiten zu von Partnachschieben umgeben sind; es ist die Wamberg-Partnach-Hammersbacher Scholle mit dem Waldeck als höchstem Punkt im Westen. Dieser Kernzug ist aber ebenso derart von Raibler Schichten mit Hauptdolomit rings umgeben, daß er fast wie eine normale Sattelung mit fehlendem Wettersteinkalk aussieht.¹⁾

Diese beiden Hauptteile, der Sattel und die Mulde, sind daher keiner einheitlichen normalen Faltenentstehung zu verdanken; es fehlen beträchtliche Teile, die auch durch einfache Hebungen und Senkungen nicht so verschwunden sein können, wie sie es sind (vgl. S. 88).

An den Wamberger Sattelzug stößt nun im N., östlich von Partenkirchen, ein Zug Raibler Schichten an, welcher auch wieder im Süden und Norden Sattelungsanzeichen erkennen läßt; es liegen also hier nach Süden und besonders nach Norden, selbst gegen das normale Hangende, den Hauptdolomit, tektonische Unregelmäßigkeiten vor, welche die einfache Folge scharf unterbrechen; dies ist auch besonders bei Partenkirchen deutlich, woselbst der Hauptdolomit sich quer nach Westen abbiegt und nach dem Loisachtal zu Plattenkalk und bei Garmisch noch Rhät in Verwerfung gegen den Hauptdolomit des Kramers folgen läßt; diese Querstörung machen die Raibler Schichten in gleicher Weise nicht mit, was auf sehr verschiedene Ursachen, einen durchaus nicht einheitlichen Falten- und Bruchbau des Gebirges schließen läßt.

Ähnlich stößt fast längs der ganzen Südwand der Wettersteinscholle eine Trias-Juramulde an, in welcher ein ungeheurer Teil der tieferen Schichten des Nordflügels fehlt, wobei aber weder am Ostrand noch am Westrand dieser Scholle das Bild einer einfachen linearen Absenkung oder von entsprechenden inneren Ablösungen deutlich ist.

Südlich von diesem Zug schließt sich die Miemingerkette an, eine Sattelung, welche im Hangenden des Nordflügels Raibler Schichten und Hauptdolomit noch ins Gaißtal einschließen läßt, welchen von O. nach W. (Pestkapelle) zu noch Rhät-, Jura- und Kreideschichten in allerdings gestörter Lagerung, selbst gegen die eigene Kernmasse hin, sich anschließen. Man könnte sich am ehesten vorstellen, daß dieser Flügelteil gegen den erwähnten nördlichen Zug Issentalkopf-Gehrenspitzen abgesenkt wäre. Jedenfalls macht sich westlich von den Gehrenspitzen in einem Wechsel des Einfallens die Einwirkung der Emporwölbung des Mieminger Sattels zwischen Leutasch und Telfs bemerkbar (vgl. S. 93).

Westlich von den besprochenen Zügen mit tieferer Trias im Kern oder in der Basis zeigt sich nach Ehrwald zu das Bild einer großen Hauptdolomit-Juramulde, welche sich an das westliche Kramergebiet anschließt, sich über den Eibsee, die Törlen, das Lermooser Gebiet nach Bieberwier und dem Fernpaß hinzieht und scheinbar auf eine Verbindung mit der Leutasch-Gaistalverbreitung dieser höheren Schichtengruppen hindeutet.

Unmittelbar vor der Wettersteinwand nach dem Eibsee zu haben die jüngsten Formationen dieses Geländes eine größere Nordsüdverbreitung, welche andererseits durch das Emporgehen des Hauptdolomits und Plattenkalks nördlich und südlich vom Eibsee nur auf die Lermooser Mulde und Senke beschränkt scheinen. Auffällig ist, daß das Neokom östlich von Lermoos eine so große Ausdehnung erhalten hat; die Muldenachse senkt sich nach Osten.

¹⁾ Das Gesamtbild ist das eines nach Westen nicht ganz umrahmten Fensterschlitzes einer Überschiebungsdecke von Raibler Schichten über vom Wettersteinkalk entblößten Muschelkalk; es müßte dabei anzunehmen sein, daß später noch Dislokationen und Gesteinspressungen eingetreten sind (S. 104).

Östlich der Isar sind noch die Randteile des Karwendelgebirges in der Karte wiedergegeben; der südliche Teil setzt die Verhältnisse der Formationsausbreitung des südlichen Wettersteingebirges fort, nur mit dem erwähnenswerten Umstand, daß noch tiefere Triashorizonte im Karwendelkamm auftreten. Der nördliche Teil stellt aber höhere Schichtkomplexe als sie im Kranzberg vorliegen dar, die allerdings etwas gestörte Fortsetzung einer Hauptdolomit-Jura-Neokom-Mulde. Es sind das Verhältnisse, welche wieder auf die oben erwähnten Gebiete zwischen Eibsee und Lermoos hinweisen und die Vorstellung aufkommen lassen, als ob hier eine ältere longitudinale Verbindung zwischen Ost und West durch das nach Westen aufsteigende Emporbrechen tieferer Schichtmassen der Trias in irgend einer Form unterbrochen worden wäre.

2. Möglichkeiten der Aufklärung des Gebirgsbaus.

Zur Zeit der Feldaufnahme hat der Schreiber dieses das Kartenbild nicht als das eines durch Quer- und Längsverwerfungen einfach gestörten Faltenbaus sich zu erklären versucht, sondern hatte vor allem in Anlehnung an die von A. ROTHPLETZ seinerzeit einmal vorgetragene Anschauung,¹⁾ mit der Annahme eines durch Faltungen und Überschiebungen gestörten präalpinen Schollenlandes einige Möglichkeit für die Entwirrung der tektonischen Verhältnisse gesehen, obwohl so manches auch hierdurch mechanisch nicht leicht verständlich gemacht hätte werden können.

Die neueren Forschungen über den Alpenbau erkennen nun den seitlichen Verschiebungen flach abgespalteter Schichtendecken eine wichtige Rolle bei der letzten Ausgestaltung der Alpen zu und es ist notwendig, kurz alle jene Tatsachen zusammenzufassen, in welchen hier im Innern der „ostalpinen“ Decke, fern von den eigentlichen Deckenrändern, diese eigenartigen Bewegungsvorgänge sich abspiegeln können; man kann zugleich hoffen, mit dem Versuch zur richtigsten Erklärung auch die kürzeste und alles andere klarer zusammenfassende Darstellung zu geben.

Hier ist zunächst zu bemerken, daß A. ROTHPLETZ in seinen Studien über Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse (München 1905) auch einiges über das Teilgefüge der inneren Schuppenstruktur dieser Masse an mehreren Stellen aussagen konnte, besonders aber in einem langen Zug im Allgäu und im Karwendel, hier auch zum Teil nach den die Karwendelaufnahmen in einzelnen wichtigen Punkten ergänzenden Aufnahmen von OTTO AMPFERER, welcher auf die etwaige Fortsetzung der Karwendelüberschiebung im Wettersteingebirge auch in seiner mehrfach von uns erwähnten Abhandlung zurückkommt. Letzterer Forscher glaubt, daß die Karwendelüberschiebung wohl noch im Bereich der Arnspitzen bemerkbar sei, im eigentlichen Wettersteingebirge aber nicht mehr; am Ausgang des Puitentals und an der Westseite des Wettersteins handle es sich nur um beschränkte Überschiebungen. Als eine Folge des Auslaufens der Überschiebung hält er aber die nördlich vom Gaistal zu beobachtende Tatsache einer unvermuteten, starken Umkehrung des Gesamteinfallens der tieferen Trias nach Norden und eine Emporpreßung und stärkere Faltung der jüngeren Schichten am nahegelegenen Südfuß des Wettersteinkammes. S. 552 l. c. erwähnt er auch die von mir mit der bei der aufzuwendenden Zeit möglichsten Sorgfalt kartierten Zerreißen dieses Gehrenkopf-Predigtsteinzugs, welche er mit Recht als eine der interessantesten Bildungen am Südabhang des

¹⁾ Vgl. A. ROTHPLETZ, Das Karwendelgebirge, Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1888.

Wettersteingebirges hält; er nennt sie nördlich und nordöstlich ziehende Quervorstöße in der Gegend der heftigsten Zusammenpressung.

Als weitere Voraussetzungen zur Klärung des Mechanismus' führe ich nun die Ansicht AMPFERERS l. c. 1905 S. 548 an, daß am Westfuß der Wettersteinwand bei Ehrwald die Grundfläche des Muschelkalks auf den jüngeren Schichten wenigstens eine kleine Strecke weit auflagert, womit ich völlig übereinstimme. AMPFERER hat auch noch S. 549 den weiteren Schluß gezogen, daß die ungeheuren Schuttströme, welche nördlich vom Ehrwald den Bergsaum des Wettersteingebirges belasten, für eine Überschiebung sprechen; hier wie an der Karwendelüberschiebung zeige sich ein Zurückweichen der mächtigen ungemein steilen Wände durch ein fortwährendes Unterwühlen und Nachgeben der weichen Unterlage; auch das ist völlig aus dem Anschauungskreise der diesseitigen Aufnahme gesprochen.

3. Beziehung des Wamberger Rückens zu den umgebenden Gebirgstteilen.

Wir wollen nun kurz prüfen in wie weit die Auffassung von A. ROTHPLETZ über den Vorgang und die Herkunft der Schubmassen hier ihre Anwendung finden kann; ROTHPLETZ selbst hat in seiner Übersichtskarte der „Grenzen der rhätischen Überschiebung“ auch durch Längsverwerfungen gegebene Grenzen von Innenschuppen der Verschiebung angedeutet und gerade eine unser Kartengebiet berührende, welche, aus dem oberen Isartal bei Wallgau herkommend, nach einer Unterbrechung beim Barmsee nach Kainzenbad-Partenkirchen verläuft, woselbst sie durch eine von der Loisach nach Eibsee-Ehrwald ziehende Querverwerfung abgeschnitten ist. Diese Linie ist jene zwischen Kainzenbad und Klais durch diluviale Ablagerungen stark bedeckte und durch Querschübe noch etwas unterbrochene Grenze zwischen dem Barmsee-Partenkirchener Raiblerschichtenzug und dem Wamberger Muschelkalkzug.

Diese Störungsgrenze hat aber ihre unverkennbare Fortsetzung in der Grenze der ganz gleichartigen Formationsgebiete zwischen Risserkopf (nördliche Raibler Scholle) und dem Drehwiesen-Waldeckzug (mittlere Muschelkalkscholle).¹⁾ Die Fortsetzung dieser Schublinie zeigt sich also gerade in der ungefähr 20° betragenden flachen Anlagerung der Risserkopfmasse, als eine Auflagerung mit einer starken Formationslücke, welche wohl als eine Überschiebung betrachtet werden kann.

Daß man es hier nicht mit einer einfachen Absenkung auf einer geneigten Verwerfungsfläche zu tun hat, das dürfte vielleicht durch folgendes zu begründen sein. Die Risserkopfscholle mußte bei Annahme einer Absenkung zugleich eine Lageveränderung im Sinne einer Bewegung von Süden nach Norden erlitten haben; wenn man nun bedenkt, daß fast unmittelbar daneben Wettersteinkalk und Partnachsichten in großer Mächtigkeit auftreten und daß eben der Wettersteinkalk und die Partnachsichten im Liegenden der Scholle fehlen, so muß das Ausmaß der vertikalen Absenkung ein außerordentlich großes genannt werden und es ist wohl kein Zweifel, daß die erwähnte Horizontallagenverschiebung auch keine kleine sein kann; es ist bescheiden gesprochen, wenn wir annehmen, daß unter obiger Voraussetzung der Raibler Komplex der Risser-scholle ursprünglich vertikal über der Muschelkalkverbreitung der südlichen Scholle gelegen und dessen höheres Hangendes gebildet habe. Hierbei sind Verschmälerungen der Scholle durch Abtragung nicht gerechnet.

¹⁾ Es sei hier mit „Muschelkalk“ stets alles, was von „Partnachsichten“ vorhanden ist, mit einbegriffen (vgl. S. 89).

Das gleiche gilt aber auch für das südliche Gegenpart der Risser Scholle, nämlich die Kreuzjochscholle; beide Schollengebiete stehen fast im Verhältnis des Spiegelbildes zueinander; sie sind zweifellos in ähnliche Beziehung zueinander zu setzen, wie jene am Ostende des ganzen Längszuges bei Klais das Scharfesmoosgebiet und das Wagenbruck-Geroldgebiet im Süden und Norden vom Hirzeneckrücken. Also auch für die Kreuzjochscholle kann die Folgerung vertreten werden, daß ein wichtiger Teil derselben ebenfalls das Hangende der dazwischen liegenden Muschelkalkscholle gebildet haben müßte; wobei zu bedenken ist, daß diese Zwischenscholle nicht etwa durch enge Faltung stark verkürzt, sondern nur etwas im Sinne der Risser Scholle nach Norden geneigt ist. Es können aber nicht beide Raibler Schollenmassen zugleich das höhere Hangende jener Muschelkalkscholle gebildet haben, was meiner Ansicht nach dasselbe bedeutet, wie daß keine von beiden von der Mittelscholle in geneigten Schubflächen nach beiden Seiten abgesunken sein könne. Es bleibt daher nur die Annahme, daß hier Überschiebungen im Spiel sind, für die wir noch weitere Analoga zu besprechen haben.

Auch die seitliche Fortsetzung der Risser Scholle nach Osten zeigt einiges, was mit einer einfachen Absenkung nicht gut zusammenzustimmen ist. Zwischen Partenkirchen und Kaltenbrunn liegt nämlich der Komplex der Raibler Schichten nicht mit den tiefsten Schichten an dem Muschelkalksattel, sondern mit einer schwachen eigenen Sattelung. Bei einer hypothetischen Absenkung ist aber nur eine Schleppung im Sinne einer Emporbiegung der tiefsten Schichten der Raibler Masse denkbar, welche dann durch späteren einfachen Seitendruck nur zu einer schmalen Anlagerungsmulde umgestaltet werden konnte. Statt dessen ist das Gegenteil der Fall, nämlich eine Schleppung und Auffaltung im Sinne einer Sattelung. Das kann nur als Folge einer Emporschiebung gedeutet werden, wie dies z. B. auch in den Karen des großen und kleinen Hundstalls deutlich ist. — Auch an dem Weigmansee zeigt sich das, wo die Raibler Schichten mantelartig das Ostende des Muschelkalkrückens umsäumen. — Für später sei gleich hier bemerkt, daß der Sattelkern der Raibler Schichten noch etwas weiter östlich davon in einer nach Nordwest gerichteten Transversalstörung nach Nordwest verschoben ist (vgl. S. 104), wobei vom erwähnten Markgraben her eine Nordost-Transversale einläuft und östlich von Klais nach dem Feuersee hin an einer Longitudinalen eine Verdoppelung des Südflügels der Sattelung, die Breite der Raibler Schichtmasse bewahrend, einspringt.

Daß die Störungen auch hier nicht einfache gewesen und daher normale Druckerscheinungen hervorriefen, das beweist auch das Nordende des Raibler Zugs zwischen Partenkirchen und Barmsee. Man erkennt hier außerordentliche Verbreiterungen des Ausstreichens der Rauchwacke; wie diese zu verstehen sind, das zeigt sich N. von Schlattau am Zeil und Steinbüchel; hier hat sich die Rauchwacke ebenfalls gesattelt und zeigt im Kern Raibler Kalke. Folge einer einfachen Absenkung von Hauptdolomit kann das nicht sein, aber sehr wohl Folge eines Andrucks bei einer Emporschiebung.

Wir müssen hier überall mit Überschiebungen rechnen, welche freilich verschiedener Wirkungsart sind.

Wir fassen daher den Gebrauch des Begriffs „Überschiebung“ auch in erweitertem Sinne, wie ich dies schon in Erläuterungen zum Blatt Kusel 1910 S. 153 Anm. im Anschluß an Fig. 50 S. 154 erwähnt habe, daß nämlich „Überschiebungen“ auch dann stattfanden, wenn in einem stärker aufgerichteten Schichtensystem zugleich von einer Erosionsfurche geringerer absoluter Höhenlage stratigraphisch höhere

Schichtenkomplexe infolge einer flacheren Abspaltung auf tiefere Schichten in größeren absoluten Höhenlagen entgegen dem Einfallen heraufgedrückt wurden; es muß nicht immer bloß das geologisch tiefere System auf einem höheren auflagern; man kann vielleicht beide Fälle als miokline und pliookline Überschiebungen¹⁾ nebeneinander in bestimmten Fällen unterscheiden. Man könnte auf erstere vielleicht das Wort tektonische Transgressionen beschränkt halten.

Ich habe früher während der Aufnahme stets ohne jede Beziehung zur Überschiebungsfrage die Ansicht festgehalten, daß die Risserkopfmasse auf eine ältere Aufrichtungs- und Abrasionsfläche von N. her aufgepreßt worden sei, da rings um die Muschelkalksattelscholle Wamberg-Waldeck-Hammersbach von fast allen Seiten der Wettersteinkalk gegen die Umrahmung mit Raibler Schichten hin fehlt.

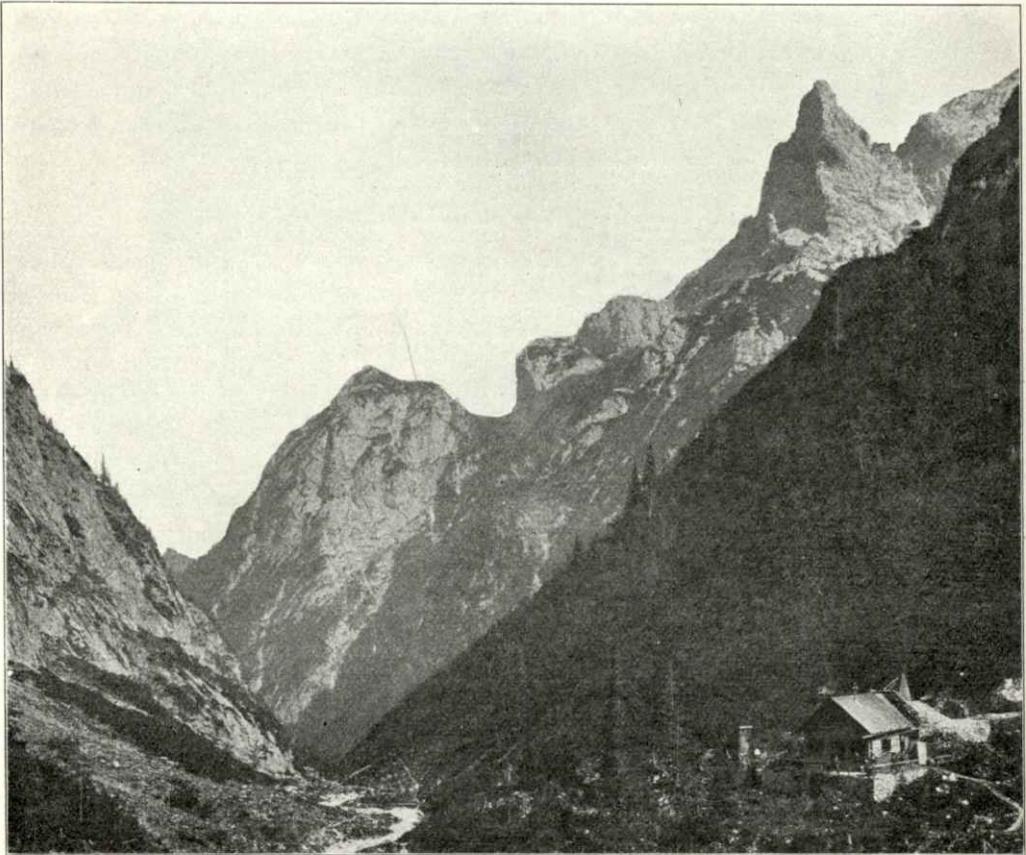


Fig. 10.

Blick vom Höllentalanger nach Osten; im Hintergrund ganz links die kleine Spitze des Rauhkopfs, dann nach rechts aufsteigend der Schwarzenkopf, die breite Höllentorscharte, unter welcher 11 mm tiefer die Knappenhäuser sichtbar sind, dann der Grat zum Höllentorkopf, dieser selbst in scharfspitziger Profilsansicht, die Rinderwegscharte und der Beginn des Grates zur Alpspitz. Es sind hier drei ungefähr 250 und 150 m übereinander geordnete Auftreten von Raibler Schichten in den Scharten vorhanden, welche einerseits das Einfallen des Gesamtkomplexes, andererseits die Einbrüche mit Überschiebungen von Süden her kennzeichnen.

Ebenso scheinen mir auf der anderen Seite des Waldecks die Raibler Schichten des Stegerwalds-Kreuzjochs flach über den Muschelkalk (S. 87¹⁾) hinüberschoben zu

¹⁾ Miokline Überschiebungsflächen fallen weniger, pliookline stärker als die überschiebenden und überschobenen Schichten ein; bei ersteren zeigen sich Eliminationen, bei letzteren Verdoppelungen in der Schichtenfolge.

sein; es zeigte sich auch südlich davon in dem Rothgraben, der von der Hammersbacher Alm nach dem Hammersbach hinunter zieht, der Wettersteinkalk, wenn auch nicht stark, über die Raibler Sandsteine überschoben; gleiches zeigt sich zum Teil von beiden Seiten an der Rinderwegscharte und an der südlichen Osterfeldscharte nach dem Bernardeinkar zu.

Diese kleineren oder wohl nur klein erscheinenden Schubwirkungen setzen sich offenbar nach Südwesten fort; im Mathaisenkar und Mitterkar bzw. an den sie scheidenden Querwänden, welche außerordentlich an die unten in den Oberreintal- und Hundstallkaren kurz geschilderten Gestaltungen erinnern, hat man ebenso den Eindruck stärkerer Schubwirkungen von SO. her, welche wahrscheinlich ihre Fortsetzung haben zwischen der Zugspitz und Riffelwandspitz, und im Schneekar bei der Wiener Neustädter Hütte auslaufen (vgl. S. 95¹). Das Gebiet des Höllentalangers bietet an verschiedenen Stellen die Anzeichen einer eigenen schwachen Sattelung, welche sich noch östlich davon in der Verteilung der Raibler Schichten nördlich und südlich vom Osterfeld (zwischen Rinderwegscharte und Höllentorscharte), ebenso westlich zu äußern scheint; auf dieser baut sich die Hauptmasse des Wettersteinkalks, nach Norden überschiebend, auf.

4. Verhältnisse des Schachengebietes.

Wenn wir nun hiermit in die große Wettersteinmasse der Mittelscholle selbst gelangt sind, so seien zuerst die Überschiebungstatsachen aus dem Gebiet östlich der Partnach, am Nordhang des Wettersteins zwischen Schachen und Zirbelkopf selbst nachgetragen.

Beim Aufstieg von der Mitterklamm im Partnachthal her nach dem Schachen auf dem sogen. Jägersteig, der unterhalb der „Schnitzbank“ in die höher liegende Wettersteinkalkstufe hereinführt, geht man eine lange Strecke an der Grenze von Wettersteinkalk und Hauptdolomit, so daß eine nach Süden einfallende Überschiebungsfläche des Wettersteinkalks ein überhängendes Dach des Steiges bildet; leider finde ich hier in meinen Notizen nichts über Schubstreifen und deren Richtung. Diese Verschiebung setzt sich über die schwarze Laine mit steilerem Einfallen nach O. zu fort.

Einen deutlichen Aufschluß bietet ferner die Südwestecke des Schachenplateaus südlich vom Aussichtspunkt an der Wasserleitungsquelle; hier zeigt sich eine gar nicht unbedeutliche Überschiebung von Wettersteinkalk über Raibler Schichten mit nach Süden einfallender Fläche; diese läßt sich nicht nur nach Osten, dem Zirbelkopf zu, an verschiedenen Vorstufen am Fuß des Wettersteines verschwächt wieder erkennen, sondern es lassen sich auch an diesen Querzügen mit Raibler Schichten im Hangenden kleinere entgegengesetzte Bewegungen von Norden her wohl feststellen. An der Steilwand vom Teufelsgsaß (Schachenplatten) ist eine steile, die Überschiebungen scheinbar begleitende vertikale Schubfläche bloßgelegt, welche liegende Schubstreifen hat. Die Fläche streicht etwa NO.—SW. Hieraus ist auch einerseits das ausgeprägte Bild vertikal übereinandergeordneter Schuppen, andererseits durch einander entgegengesetzte Bewegungen auch das Auftreten so schmaler „Einbrüche“ wie am Schachensee verständlicher.

Ganz ähnliches gilt, was die Anzeichen kleiner Schubwirkungen betrifft, für den parallel südlich davon gelegenen Frauenalp-Hirschbühl-Zug.

Solche Überschiebungen lassen sich aber auch schon vom Schachen-Belvedere aus nach dem wunderbar aufgeschlossenen und nach Norden geöffneten Felskar-geschreife zwischen Dreitorspitze und Hochwanner südlich vom Partnachthal, an



Blick vom Schachen (Aussichtspunkt) nach SW. auf Teufelsgrat, Hinterreintalschrofen, Hochwanner und Kleiner Wanner, mit schief quer zum Grat gestellten, nach NW. einfallenden Schichten; von oben links nach unten rechts ziehen die beiden das Kar des Großen Hundstalls östlich und westlich angrenzenden Felsgrate: die linke südliche Hälfte dieser Grate zeigt steile Schichtenaufrichtungen, Muldung und Sattelung, die nach rechts (N.) davorliegende, den tieferen Karboden bezeichnende Hälfte ist nahezu horizontal gelagert und von den Schichten der Südhälfte, wie es scheint, von Süden her überschoben; die Felsnase links mit der auch sehr deutlichen Schichtung gehört den obersten Wettersteinkalkschichten des Schachenplateaus an.

den Quergraten, welche die Kare des Oberreintals, des Großen und Kleinen Hundstalls voneinander trennen, deutlichst erkennen. Die südlich noch vertikal die Felsgrate überschneidenden Schichten des Wettersteinkalks bilden in der Nähe der Überschiebung eine Schleppungsmulde und einen Sattel; der vordere (nördliche) Wettersteinklotz des Zunderkopfs und Gamsangerkopfs, welcher zuerst nahezu horizontal liegt, biegt sein Schichteinfallen stärker nach Süden um und wird so von Süden her überschoben. Die Feststellung der Lagerung der Raibler Schichten hier hat Dr. F. W. PFAFF ausgeführt.

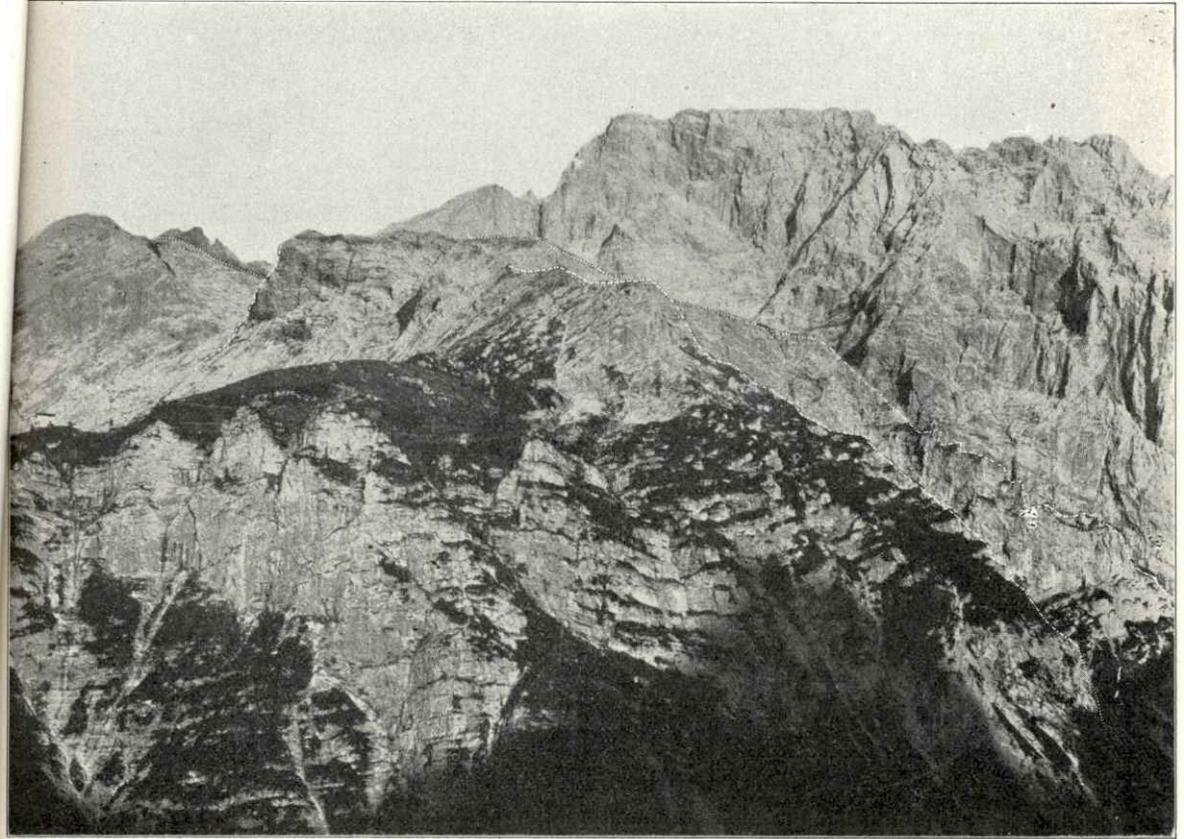


Fig. 11.

Ansicht des Schachen und Frauenalpgebietes mit dem Dreitorspitzgrat vom Gaikopfsteig westlich der Partnach; der Kopf links im Mittelgrund ist der Frauenalpkopf, dessen Grat sich nach rechts (Westen) bis zu den Schachenplatten fortsetzt. Auch hier zeigen sich die oberen Wettersteinkalke wohlgebankt; der unter den Raibler Schichten der mit Gras bewachsenen Schachenterrasse liegende Wettersteinkalkaufschluß repräsentiert etwa 150–200 m eines ungefähr 800 m hohen Felsabsturzes, welcher annähernd der Wettersteinkalkmasse vom Schneefernerkopf bis zur Holzerwiese (bei Ehrwald) entspricht; der höchste Punkt am letzteren ist 2875 m, am Schachen ca. 1870 m.

Photogr. Aufnahme von der Direktion des Topogr. Bureaus zur Veröffentlichung überlassen.

Wenn man aus dem nunmehr Mitgeteilten den Eindruck gewinnt, daß hier wohl Überschiebungen aus Norden und aus Süden auftreten, daß aber jene aus Süden häufiger und ausgeprägter sind, so könnte dies vielleicht als daher stammend angesehen werden, daß die nach Süden zu gelegenen Gebirgsteile, wie sie allgemein schon in einem älteren Stadium der Gebirgsaufrichtung etwas größere topographische Höhenlage gehabt haben, von dieser Höhenlage aus viel häufiger und leichter mit Schichten älterer Systeme jene topographisch etwas tiefer liegenden der

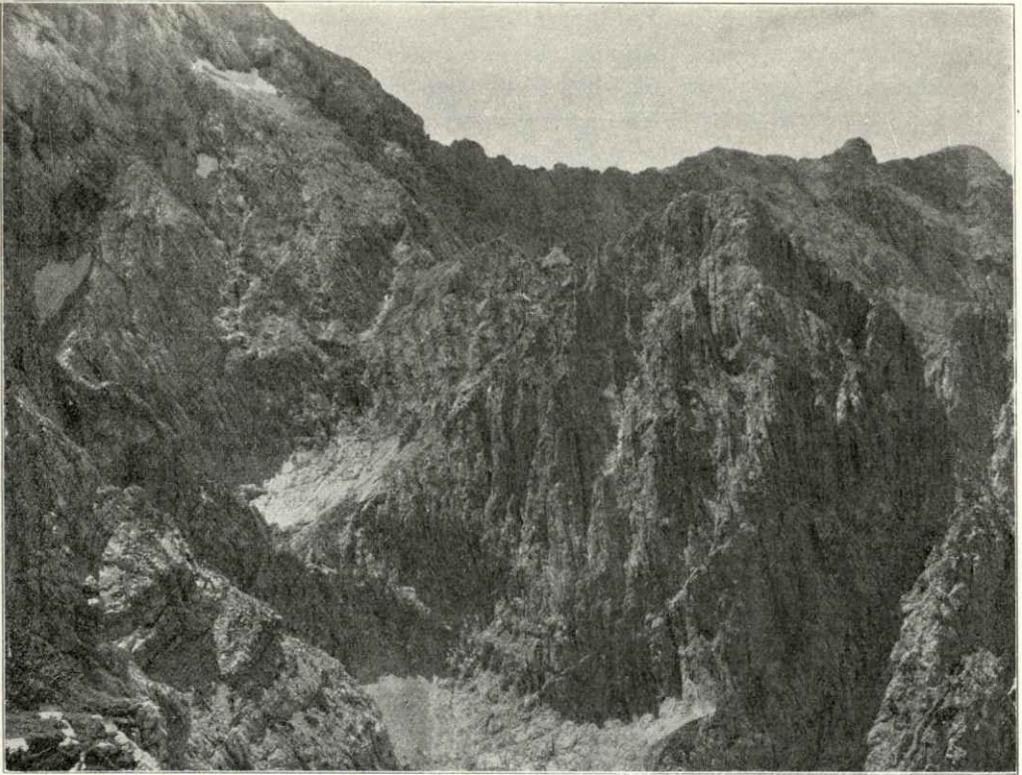


Fig. 12.

Im Hintergrund zeigt sich der vom Teufelsgrat-Hinterreintalschrofen nach dem Hochwanner hinziehende Längsgrat, von welchem sich nach rechts (nördlich) der das Kar des Kleinen Hundstalls und des „in der Jungfer“ scheidende Quergrat mit völlig steiler Stellung der Schichten des Wettersteinkalks abzweigt; dieser Quergrat ist nur in seiner südlichen Hälfte abgebildet.

Photographische Aufnahme von der Direktion des Topogr. Bureaus zur Veröffentlichung überlassen.

jüngeren Glieder überschieben konnten, während dieser Fall für die außen liegenden Formationsabteilungen seltener bei einem Druck von Norden her eintreten konnte; hier mußten vielmehr häufiger jene Überschiebungen bei einem Druck von außen nach innen eintreten, welche ich oben (S. 89¹) miokline nannte, d. h. es werden höhere (jüngere) Schichten flacher abgespaltener Schollen aus topographisch tieferer Lage über tiefere (ältere) in topographisch höheren Lagen (zumeist mit Formationslücken) hinaufgeschoben. Die gemachte Voraussetzung: Aufbruch und frühe Bloßlegung älterer Schichten in einem höher gelegenen Sattelkern gilt nicht nur für ein einheitliches Sattelgebirge, sondern auch für ein solches mit Teilsätteln und auch innerhalb der letzteren allein.

5. Der Zug mit jüngeren Schichten südlich des Wettersteingrates.

Es ist nun noch übrig, die Verhältnisse des Gehrenspitz-Predigtstein-Issental-köpfls-Zugs südlich bis westlich der Wettersteinwand einer kurzen Betrachtung zu unterziehen.

Wie schon O. AMPFERER feststellte, läuft die Karwendelüberschiebung (sogar mit Verschleppung einer kleinen Jurascholle im Isartal-Bleibergwerk bei Scharnitz) in der Arnsnitz-Masse fort, wie sie auch noch am Ausgang des Puitbachs mit Überlagerung von Neokom durch Muschelkalk deutlich ist. Der nördliche Stirnrand setzt sich offenbar in dem Öfeleköpf (Nordhang) nach Westen fort und die Schubfläche

scheint, steiler geworden, an dem hohen Auftauchen des Muschelkalks im hintern Schüssel- und Oberreintalkar schuld zu sein. Hier ersetzt aber die dabei zu „kurz“ kommende transversale Verkürzung jene oben erwähnten, nördlich der Wettersteinwand einsetzenden, vom Zirbelkopf über den Schachen ins Oberreintal und die beiden Hundstallkare herüberstreichenden, gleichsinnig einfallenden Überschiebungsflächen. Als Folgeerscheinung der Arnspitzenüberschiebung darf auch das auffällige Auftreten von Transversalverwerfungen aufgefaßt werden, welche zwischen Ferchensee und Lautersee liegen, von denen die westlichste unmittelbar in das Überschiebungsgebiet hinüberzieht.

Die Gehrenspitzenmasse setzt offenbar völlig die Arnsteinmasse mit ihren Überschiebungen fort; der südlich einfallende Schichtenklotz ist mit Muschelkalk deutlich auf Neokom hinaufgeschoben; das Ganze ist eine Wiederholung der tektonischen Verhältnisse am westlichen Karwendelgrat, die noch auf die Karte übernommen wurden; nur hat es den Anschein, als ob am Ost- und Südostfuß des Öfelekopfs noch eine entgegengesetzte Bewegung von N. nach S. hinzugetreten sei.

Der Wettersteinkalk des Gehrenspitzenzugs fällt nun südlich ein, doch ist nach Westen zu eine Umkehr des Einfallens angedeutet, was vielleicht als Folge einer starken vertikalen, in „präalpinen“ Zeit erfolgten Senkung an älterer Querstörung eintrat, oder als Folge einer einfachen flachen, durch die späteren Prozesse verstärkten Sattelung aufzufassen ist, deren Achse mit der späteren Längsrichtung der heutigen Schollenzerteilung einen Winkel bildet; im First einer solchen mir wahrscheinlicheren Sattelung (vgl. S. 85) können dann auch die schmalen Einbrüche¹⁾ aufgetreten sein, welche den Feldalphan bei den Gehrenspitzen auszeichnen. Infolge dieser Antiklinale konnte nun in der Westfortsetzung des Puitalp-Neokom-Fensters eine gefälte Mulde jüngerer Schichten auftreten, in welchen das Neokom auch einen größeren Raum einnimmt als östlich und wie eine einfache Fortsetzung des ersteren Auftretens erscheint.

Wenn man nun sagen kann: das, was noch in der Leutasch und Puitalpe Überschiebung ist, das ist im Predigtsteinzug einfache Zusammenfaltung, so ist hiermit der Charakteristik nicht völlig Genüge geschehen; es sind nämlich auch in der laufenden Schichtenreihe große Komplexe eliminiert, über den Raibler Kalken zum Teil die Rauchwacken und besonders der Hauptdolomit. O. AMPFERER hat (1905 S. 554—555) hierfür die mir völlig zustimmliche Ansicht geäußert, daß hier wohl vor der Zusammendrückung bedeutende Flächenabtragungen stattgefunden hätten; dann aber müßten die nun konkordant und dicht die flächenhaften Formationslücken bedeckenden jüngeren Gebilde nach diesen hin und auf sie hinaufgeschoben worden sein; eine Abtragungsfläche, die nach Norden einfällt (wie eine solche z. B. an dem Feldalp-Karls-Joch N. vom P. 2227 zwischen Neokom und Raibler Kalk bzw. Dolomit bloßgelegt ist), wäre von Norden her mit jüngeren Formationen überschoben; es läge eine topische (miokline) Überschiebung (tektonische Transgression) vor, welche hier auch einen Teil der tangentialen Verkürzung der schwindenden Karwendelüberschiebung übernommen hätte, aber nun den wechselnden präalpinen Oberflächenformen nach von Norden nach Süden vor sich gegangen sein müßte.

Es ist besonders wichtig, auf die in diesem Längszug auffällige, z. B. den Hauptdolomit vom Hangenden und vom Liegenden her begrenzende und in starkem Maße verringernde Erosions- und Verschiebungskombination hinzuweisen, weil sie nicht

¹⁾ Beziehungsweise Einfaltungen.

nur hier, sondern auch im südlichen Gaistalzug (Feldernalp) sich wiederholt, endlich in der natürlichen Fortsetzung dieses Zugs, der Umbiegung der Mieminger Kette nach SW. im Wanneck noch bemerkbar ist (vgl. unten S. 102—103).

Was noch besonders auffällig scheint, das ist die Tatsache, daß diese als ältere Längsstörung zu bezeichnende Grenze durch eine große Anzahl jüngerer quer durchbrochen und verworfen wird, worauf wir noch eingehen müssen.

Ein auffälliges Verhalten der Quersprünge in diesem Zug hat schon AMPFERER kurz besprochen, nämlich die Zerstücklung in NW.—SW. gestellte schmale Schollen; diese Neigung, sich aus der Längsrichtung des Zugs abzudrehen, zeigt an mehreren Stellen auch der Wettersteinkalk für sich, indem er sich aus der Konkordanz mit den hangenden Raibler Schichten löst und die Schichten schief oder gar quer (Mitterjöch) zur Liegendgrenze der Raibler Schichten diskordant umstellt. Diese Eigentümlichkeit zeigt sich auch an anderen Stellen, außer im Schachen-, Bernadein- und Waxensteingebiet auch an der Hauptwand zwischen Gatterl und Wetterwanddeck (vgl. Textbeilage zu S. 91) sowie östlich am Hochwanner, wo sich die Schichten quer zum Grat stellen, ohne aus dem Längszug seitlich herauszutreten.

Wenn sich der ausgesprochenste Längszug (Predigtstein etc.) in einzelnen Teilen seiner sprödesten und klotzigsten Gesteinskomplexe quer zu stellen strebt,¹⁾ so kann es auch nicht wundernehmen, daß sich an dem ausgeprägten natürlichen Westende des Zugs am „Issentalköpf-Pestkapelle“ eine völlige Querbarre gebildet hat, welche aus Hauptdolomit, Rhät, Jura und Raibler Schichten besteht.

Ich kann mir nicht gut vorstellen, daß sich in dieser eigenartigen Wendung der Teile ein rein nordsüdlicher Seitendruck geäußert habe, sondern nur, daß hier eine longitudinale Schiebung gewirkt hat, welche zeitlich in naher Verbindung steht mit der demonstrierten Überschiebungsbewegung von Norden nach Süden; diese Querstellung der Teile erzielt eine dem Sinne des Schubs entsprechende longitudinale Verkürzung in deutlichen Ausweiche- und Abbiegungsbewegungen (S. 99). Ergänzendes bringt hierzu eine Studie über die Tektonik des Kressenbergs.

O. AMPFERER hat nun die Bemerkung gemacht, das sich am Nordrand dieses Längszuges mit jüngeren Formationen an der Wand des Hochwannerzugs nichts zeige, was auf eine Überschiebung hinweise; dies ist wohl wahr, jedoch werde ich später das Bild einer vereinzelt hier auftretenden, von der allerdings hier nicht mehr so hoch aufragenden Wand nach Süden abgewendeten Schichtabbiegung N. vom Hohen Kamm bringen, welche zum mindesten auf einen starken und nicht einfachen, örtlich auftretenden Seitendruck von Norden her schließen läßt. (S. 96 Z. 3.)

6. Westwand des Wettersteingebirges.

O. AMPFERER hat, wie erwähnt, zutreffend dargestellt, daß die Westwand des ganzen Gebirges mindestens eine kleine Strecke weit mit Muschelkalk auf Juraneokom auflagere.

Hier hätten wir also die Folge der Longitudinalbewegung, auf welche wir nördlich vom Gaistal auch schließen konnten; wir sehen aber auch hier wie am Issentalköpf eine Querbarre gebildet, welche sich dem Westende, dem Stirnrand der

¹⁾ Es ist dabei noch hervorzuheben, daß dieser Wettersteinkalk, wie das am Südfuß der Wand des vorderen Oberlänhskopfs deutlich ist, auf Teile der südlicheren Gaistalscholle (hier Hauptdolomit-Rhät) bei nach N. einfallender Klufffläche, hinaufgeschoben ist. Auch am Issentalköpf liegen kleinere (hier auch stratigraphische) Überschiebungen der nördlichen Teile über die südlichen Schollen deutlich vor, also „Diskordanzen“, die in der oben S. 89 skizzierten Art entstanden sein werden. Vgl. hierzu auch O. AMPFERER in Verh. d. K. K. Geol. R.-A. 1906 S. 272 Z. 32—36.

Schubmasse vorlegt. Während nämlich die Jura-Neokom-Mulde vom Hohen Kamm scheinbar unverändert aufrecht stehend und ostwestlich nach Ehrwald zu sich fortsetzend unter den Wetterwandeck-Wetterspitzen heraustritt, bildet sich zwischen hier (Holzerwiese) und dem Ehrwalder Köpfl eine nordsüdlich gestellte und zwar liegende Quermulde, gleichsam als ob hier die Schubmasse mit steilerer Grenzfläche vorrückend eine letzte Stauung vor dem Stillstand erfahren und die jurasisch-kretazischen Schichten vor sich hergeschoben, gefaltet und nach Westen umgelegt habe. Es wäre sehr verständlich und würde der Tatsache, daß hier eine ostwestlich gerichtete Überschiebungsbewegung vorläge, keinen Abbruch tun, wenn es sich etwa gezeigt hätte, daß hier diese quergestellten nach Westen überkippten Jura-Neokomschichten nicht den Muschelkalk der Wetterschroffenwand unterteuften, sondern an ihr emporgequollen auf gewisse Tiefe hin angelagert wären.

Auf der andern Seite des Ehrwalder Köpfls findet sich nach dem Zugmösl zu ebenso ein mehr quer gestrecktes Auftreten von Kössener Schichten sehr nahe der Muschelkalkgrenze und so gelegen, daß der Auffassung, es handle sich hier um einen tieferen Teil des von Osten her überschobenen Komplexes keine gewichtigen Gründe entgegen gehalten werden können.

Am Ehrwalder Köpfl selbst entdeckte ich noch eine interessante Tatsache. Dieses Köpfl ist eine merkwürdig nach Westen vorgerückte Felsstufe tieferen Muschelkalks; es ist wohl tektonisch verursacht, aber im wesentlichen eine etwas stärkere Erosionsabstufung, wie solche am Lärcheck und besonders an der Bärnheimat N. vom Waxenstein auch vorliegen. Die tiefe Region des Köpfls bildet nun ein nach SW. geöffnetes Kar, dessen westliche Wand mehr flächenhaft nach SO. einfällt. Diese hochgelegene Fläche ist ausgezeichnet durch einen auffälligen üppigen Wiesenwuchs und durch eine Quelle, welche sich nicht gerade als eine Verwerfungsquelle auffassen läßt; dies kommt daher, daß der ganze Boden der Wiesenfläche von Aptychenschiefen bedeckt ist, welche bis an den Grat seitlich hinanreichen und dort als höchst ragende Anstehen der Juraschichten dieser Seite in einer ruhigen Anlagerung auf dem Muschelkalk auflagern.

Es ist kein Zweifel, daß diese Teilüberschiebung (als miokline zu kennzeichnen) von Süden her erfolgt ist als ein letztes Stadium einer Art Stirnrand-, „verkeilung“, wie man hier den Ausdruck von A. ROTHPLETZ wohl anwenden kann.¹⁾

Die mechanische Möglichkeit der Entstehung dieser auffälligen Überschiebungsverbreitung setzt voraus, daß hier eine steilere Stirnrandfläche vorgelegen habe, welche einen stärkeren Schub auf die davorliegenden weicheren Schichten ausübte, einen Teil davon abhob oder absplattete, der sich dann auf die nächst erreichbare und befahrbare Fläche ausweichend hinüberschob, woselbst eine annähernde Konkordanz erreicht wurde. Voraussetzung ist hierbei das ältere Bestehen des Vorsprungs und der schichtartig einfallenden, eine schiefe, schneidende Kante nach der Seite bildenden Auflagerungsfläche des Ehrwalder Köpfls. Solche außerordentliche unregelmäßige Vorsprünge sind bei einfachen vertikalen Verwerfungsklüften

¹⁾ Es ist aber auch noch zu bemerken, daß hier in der Nähe noch eine Störungszone ausläuft, welche vom Höllentalferner, Mitterkar, Mathaisenkar, Rinderscharte herkommt und eine gewisse Verschiebungszerrüttung des Muschelkalkgrates bewirkt hat, die östlich der Wiener Neustädter Hütte von der Hauptwand nach P. 2101 des Ehrwalderköpfls hinüberzieht. Der Aufschub der Juraschichten von Süden her könnte hier als Spezialfall der ganzen Gebirgsbewegung durch das stärkere Ostwestvorrücken der Mieminger Masse und ihre Bewegungshemmung an der Ostgrenze der Lechtaler Alpen aufgefaßt werden.

mit solchen Sprunghöhen kaum anzunehmen, können aber leichter als Stirnränderabbröckelungen bei Überschiebungsvorgängen gedeutet werden. Ähnliche Unregelmäßigkeiten hatte ich im Auge, wenn ich S. 94 vom Kleinen Wannegrat von der Ursache seitlicher Abbiegung in den Juraschichten sprach.

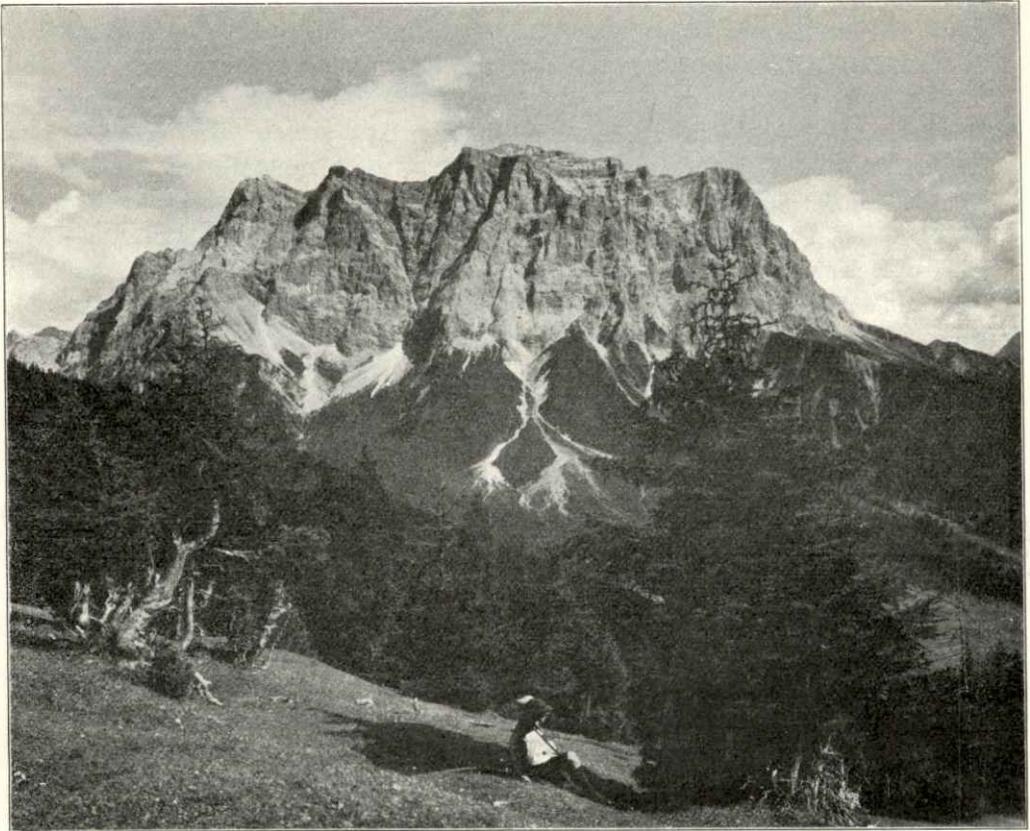


Fig. 13.

Ansicht des Westabfalls der Zugspitzmasse nach dem Eibsee und nach Ehrwald. In höchster Lage folgen von links nach rechts Zugspitz und Zugspitzzeck, etwas näher beieinander dann der breite flachgemuldete Schneefernerkopf, rechts über die Mitte des Grats hinausreichend, und ganz rechts am südlichen Eck die Wettereschrofenspitze. Die in Fig. 6 S. 47 hervortretende, karartige, auf die Holzerwiese auslaufende Nische ist hier wenig vorspringend. In geringerer Höhe zeigt sich hier von links nach rechts die Riffelwandspitze, der Grat des Ehrwalderköpfls bei der Wiener Neustädter Hütte, noch etwas tiefer (der Spitze der vorstehenden Fichte entsprechend) dessen Ostende bei der karartigen Weitung mit der großen eckigen Schutthalde unter der Zugspitzzeck, in der Mitte des Bildes die nach unten geteilte große Lain, ganz rechts neben der Spitze der Fichte der Holzer Wiesen Grat und ganz hinten im Profil das Issentalköpfl. Der Standpunkt der Aufnahme ist von einer Höhe hinter Lermoos.

Aufnahme von Herrn Georg Neumann, Photograph des Topogr. Bureaus München.

In dieser dynamischen Wirkung einer Überschiebung kann man auch eine Parallele mit der oben S. 89 u. 93 angeführten Wahrscheinlichkeit sehen; nach der gegebenen Darstellung wurden dort in einem breiten, flächenartigen nach Formationsterrassen abgestuften Erosionsgebiet von gewisser Schichtenneigung tiefer gelegene Komplexe jüngerer Formationsglieder fast an Schichtfugen abgespalten und über Abtragungselikte älterer (tieferer) in größerer absoluter Höhe liegender Formationen zu annähernder Konkordanz hinaufgeschoben (Hoher Kamm-Predigtsteinzug). Hierbei wurden die jüngsten, der Abspaltungs- oder der Druckfläche zunächst liegenden Gesteinsmassen am stärksten den Schubwirkungen ausgesetzt und in auffälligem Umfang

gefaltet. Diese Faltung hört am westlichen Ende des Längszugs am Issentalköpfel auf, während nach Ehrwald zu nun eine großzügige und breite Jura-Kreide-Faltung einsetzt. Erst wieder in der Nähe des Ehrwalder Köpfls zeigt sich eine steil schuppenartige Vervielfältigung der einzelnen Glieder.

Sehr beachtenswert scheint mir das dem Vorspringen des Ehrwalder Köpfls entsprechende Zurückweichen der Törlenmasse, welche bei Obermoos-Ponöfen noch Rhätschichten in etwas gestörter Anlagerung im Hangenden hat; es liegt hier zweifellos eine ostwestliche Seitendruckbeziehung vor.

Die Ausstreichfortsetzung der Überschiebung an der westlichen Wetterwand kann, wie erwähnt, südöstlich vom Eibsee, zwischen das dort am Zugmösl auftretende Rhät und die höher aufragende Trias gelegt werden. In letzterer selbst sind ebenfalls parallel laufende Teilüberschiebungen in zum Teil steil einfallenden Flächen zu beobachten, so in der Bärnfalle zwischen hangendem Muschelkalk und liegenden Partnachschichten; ebenso zeigen sich eine Anzahl deutlicher, scheinbar kleinerer Überschiebungsanzeichen zwischen der Bärnheimat und Hammersbach innerhalb der Partnachschichten und zwischen diesen und dem Wettersteinkalk, welche nicht in der Karte aufgenommen, aber in noch zu veröffentlichenden Profilen festgelegt sind. Es sind das begleitende „innere“ Schubflächen, welche eine Brücke nach jenen im Hammersbach-Rotgraben und nördlich vom Hennereck (Graslähne) bilden.

7. Querstörungen im Partnach-Kreuzalgebiet.

Die Druckwirkungen einer etwa longitudinal sich bewegenden, verhältnismäßig flach abgespaltenen Schubscholle können, außer daß sie kleinere Abspaltungen auf flach liegenden Klüften in höheren Zonen der mehr passiven Nachbarschollen hervorrufen, auch seitliche Massenverschiebungen auf vertikalen Klüften verursachen, wobei vorhandene Klüfte oder an Klüften reiche Regionen zu neuen, vielleicht ganz anders geneigten Bewegungsflächen benutzt und umgestaltet werden.

Betrachtet man nun die nicht longitudinalen Störungslinien (vgl. auch das tektonische Übersichtskärtchen), so fällt auf, daß reine Querverwerfungen im großen und ganzen viel seltener sind als solche, welche schief transversal die streichenden Massen nach NW., SW., NO. und SO. durchkreuzen.

Von der Dreitorspitzmasse mit den sich übereinander auftürmenden Stufen mit zum Teil sehr kräftigen Überschiebungen (Schachen, Jägersteig) geht nicht nur eine große NW.-transversale Störung aus, sondern es zeigen sich auch im Innern der Masse zwischen Schachen und Kämikopf solche Schubklüfte, sowohl nach NO. (mit liegenden Schubstreifen) als nach NW. gerichtete. Der Druck, der nordwestlich davon auf das Gebirge ausgeübt wurde, scheint aber seine Hauptauslösung an dem NW.—SO. streichenden Gesteinsfazieswechsel von Hauptdolomit (Spitzwald-Schindeltal) und Raibler Schichten (Stuibewald), woselbst die einzelnen Störungslinien schwer festzustellen sind, gefunden zu haben. Jenseits davon erkennt man aber seine Wirkungen gut, wo die Schichtenzüge quer gestellt sind.

Hier treten zwischen Rauhkopf und Kreuzjoch fünf schief gestellte NW.-transversale Störungen auf, welche nicht nur Hauptdolomit und Raibler Schichten stufenweise nach NW. verschieben, sondern diese auch emporzuheben scheinen; sie biegen aber auch die Fortsetzung der Ferchenbachverwerfung nach NW. zu ab und verstärken hier das Bild miokliner Überschiebung (tektonischer Transgression) der Raibler Massen über Muschelkalk etc. Diese gewaltige Wirkung, welche sich auch auf den nördlich vorliegenden Muschelkalkrücken Waldeck-Rimler Moos er-

streckt, findet also von jener Erhebungsregion aus statt, in welcher sich Raibler Schichten mit Wettersteinkalk zwischen Zirbelkopf und Schachen aus der einfachen, stark geneigten Synklinallagerung, welche vom Grünkopf im Süden über den Kranzberg nach Achenmoos-Klais im Norden zu beobachten ist, mit Überschiebungsanzeichen zu einer ganz flachgelagerten Hochgebirgsplatte emporheben und jene Synklinallagerung ziemlich rasch verschwindet. Hierbei wird aber auch die Hauptdolomitverbreitung mehr und mehr in transversaler Richtung verkürzt.

Entsprechend der geringsten Breite des Muschelkalkrückens im Osten am Hirzeneck hat der Hauptdolomit im Kranzberg die größte Breite. Nördlich der Jägersteig-Überschiebung bis zum Schindeltalschrofen hat dieser Gesteinszug schon eine geringere Breite als die gesamte Muschelkalkmasse im nördlich davorliegenden Partnachgebiet. In dem Bodenlähn-Kreuzeckgebiet ist der Hauptdolomit in die Verbreitungsregion der Raibler Schichten, scheint es, nicht nur seitlich hereingezwängt, sondern auch emporgehoben bzw. etwas hinaufgeschoben. Liegt nun auch hier eine Längsverschiebung mit allmählicher Emporhebung nach Nordwesten vor, so muß die Hauptdolomitmasse auf den nördlich gelegenen Muschelkalkrücken seinen Einfluß ausüben; da sie nun aber durch die vom Schachengebiet ausgehenden Wirkungen gehemmt wird, so sind jene transversalen Schubwirkungen an vertikalen Klüften mehr nach Nordosten abgelenkt; den Muschelkalkrücken Drehwiesen-Partnachklamm-Hirzeneck beherrschen quere Störungen in der Richtung: transversal in NO. Nur östlich vom Hirzeneck selbst sind beide Transversalrichtungen vertreten, jedoch mehr jene transversalen in NW. (vgl. Ergänzendes unten S. 104).

Es läßt sich also mit der eigenartigen von Ost nach West stattfindenden Erhebung der Schachen-Kämikopf-Zirbelkopfmasse aus einem steil geneigten Muldenflügel heraus (womit zugleich eine Erhebungsvorstufe der noch viel umfangreicheren Wettersteinkalkmasse des Zugspitz-Alpitzgebirgs vorbereitet wäre) eine Längsbewegung wahrscheinlich machen, deren Begleiterscheinungen Überschiebungen und schiefters transversale Klüftbewegungen sind; diese Längsbewegung gilt nicht nur für die Wettersteinkalkmasse, sondern auch für den nördlich davorliegenden Dolomit mit Raibler Schichten im Liegenden, welche Masse an ihrem Westende in transversal ausweichende Überschiebungen übergeht, wie auch angenommen werden kann, daß die westliche Fortsetzung der Überschiebung am Jägersteig als Längsbewegung durch das obere Partnachtal zieht und am Gatterl in einer diagonalen Verschiebung ausläuft (s. S. 99).

8. Querstörungen im Zug südlich des Wettersteingrates.

Ein zweites Gebiet, in welchem transversale Verwerfungen eine größere Rolle spielen, ist der Wettersteinkalk-Neokom-Zug zwischen Leutasch und Ehrwald mit den Hauptgipfeln Issentalkopf, Hoher Kamm, Predigtstein, Gehrenspitzen, der schon von O. AMPFERER a. a. O. in einer Anzahl von Querprofilen behandelt wurde. Hier zeigen sich zum größten Teil von NO. nach SW. gerichtete Störungen, wodurch eine große Anzahl kleinerer, voneinander gerissener Schollenteile in ganz regelmäßiger Weise ein Streichen von WNW. oder NW. nach OSO. oder SO. erhalten hat.¹⁾

Für diese oben schon erwähnten Umstellungen haben wir auch kurz ausgeführt, daß sie wie im Sinne einer longitudinalen Verkürzung und eines dabei

¹⁾ AMPFERER spricht von queren Vorstößen und den hierbei aufgetretenen entsprechenden Schubstreifen an zahlreichen Klüften (vgl. l. c. 1905 S. 552).

stattfindenden Abbiegens nach der Transversalen, wobei vielleicht nach Süden Platz zum Ausweichen geboten war, gestellt sind. Man kann hieraus auch auf einen longitudinalen Schub schließen. Wenn man z. B. eine Anzahl Dominosteine hintereinander aufstellt und versucht sie so durch Antrieb vom hintersten her fortzuschieben, so gibt es bei nicht ganz gleichmäßigem Druck oder bei verschiedenartigen Reibungshindernissen beim Vorrücken auch zickzackförmige Abbiegungen und seitliche Ausweichebewegungen der einzelnen Steinchen. Nun sind aber die in Rede stehenden Schollen nicht ganz frei, sondern zum mindesten nördlich einseitig an ihrer Basis noch zusammengehalten; die Ausweichebewegungen müssen daher einheitlicher gestaltet werden; sie regeln sich im Durchdringen einer Resultante zwischen Längsschubrichtung und der Bewegungsmöglichkeit an queren Spalten; die Richtung der Resultante nach SW. würde dann beweisen, daß der Längsschub von O. nach W. gewirkt hat. Die Schollen wären nach S. und außen, dem Raum einer leichteren Verdrängbarkeit und der Überschiebungsmöglichkeit (vgl. S. 102) zur Erreichung größerer Breite des Schichtzuges abgelenkt und zwar je mit ihrem Ostende, d. h. mit jenem Ende, welches dem Ausgangspunkt oder der Herkunft des Schubs von O. nach W. näher gelegen ist. Die dieser Längsbewegung von Westen her sich entgegenstellenden Widerstände streben dagegen die Westenden der Schollen möglichst in ihrer alten Stellung und Lage zu erhalten, wodurch eine stärkste drehende Bewegung des Ostendes um jene Westenden als zentrale Flächen erzeugt werden kann; es ist natürlich, daß diese Drehungen nicht alle zu gleicher Zeit, sondern nacheinander stattfanden. — Während alle Teilschollen nach SO. herumgedreht sind, ist nur eine am NW.-hang des Roßbergs nach NW. verwendet; hier zeigt sich auch eine Unregelmäßigkeit im Verhalten der Raibler Sandsteine.

Am Feldernjöchel SO. vom Gatterl kombiniert sich diese Bewegung mit einer zweiten, vergleichbaren, welche aber nun von der Wetterwand selbst kommt und in ganz gleichem Bewegungssinne eine südwestliche Verschiebung von wenigstens 1 km hervorbringt. — Da vom Südfuß der Gatterlköpfe der Muschelkalk nach N. einfällt und der Muschelkalk am Gatterl über 100 m tiefer liegt, so ist die Sprunghöhe jedenfalls nicht über 1 km, wie es den Anschein hat. —

Aus den letzterwähnten Umständen würde man, wenn die vorhergehende Überlegung berechtigt war, auch schließen dürfen, daß für die Haupt-Wettersteinwand derselbe Bewegungsvorgang vorlag; wenn auch wegen der gewaltigen Masse und Breite des Zugs die Kontinuität in der Längsachse weniger unterbrochen ist, so ist doch die häufige Schrägstellung der Schichten zum Grat an Stelle des zu erwartenden Längsstreichens (vgl. auch S. 94) in gleichem Sinne zu deuten. Weiterhin ist noch zu folgern, daß, wenn man einerseits erkennt, welche Verwirrung die Gatterlverwerfung in dem südwestlich davorliegenden, am tieferen Feldernhang ausstreichenden Formationsgebiet hervorruft, andererseits aber darauf bezügliches an dem nördlichen Ausstreichen des Wettersteinkalks des Mieminger Gebirges bei der Pestkapelle nicht zu beobachten ist, daß jene Schubwirkungen bzw. Vorstöße wohl nicht von SW. gekommen sein können, sondern nur von O. bzw. NO. — Dabei ist zu bedenken, daß mit dieser Gatterlverwerfung die zunehmende Nordsüdbreite der ganzen Zugspitz-Plattspitzen-Masse zusammenhängt und daß an ihr offenbar auch die mit Überschiebungen verbundenen Längsverwerfungen: Schachen, Frauenalp, Hundstall etc. abstoßen. Zwischen dieser Breitenzunahme im Norden und dem festen, unverändert verbleibenden Klotz des westlichen

Miemingerzugs wird das Ostende des Issentalköpfl-Gehrenzugs in auffälligster Weise zerquetscht.

9. Querstörungen im Gebiet zwischen Partenkirchen und Barmsee.

Daß diese schieftransversalen Verwerfungen und Schübe mit einer oberflächlichen, tangentialen Einwirkung engstens zusammenhängen, das geht auch aus anderen hier zu berücksichtigenden Tatsachen hervor. JOS. KNAUER hat in seinen Studien über das Herzogstand-Heimgarten- und das Kesselberggebirge gewisser „diagonaler“ Verschiebungen ausführlich Erwähnung getan, welche auch durchaus mit horizontalen oder meist nur schwach nach NO. geneigten Schubstreifen bedeckt sind. Ich möchte die Neigung dieser auch von mir genau studierten Schubflächen als die Neigung einer Ausweichebewegung nach bereits vorhandenen Tiefen ansehen (vgl. mein Referat in Zeitschr. f. Prakt. Geol. 1910 Nov.-Dez.-Heft). J. KNAUER hat am Kesselberg zwei größere Verschiebungen erkannt, von welchen er die östliche mit der Isardurchbruchspalte v. GÜMBELS identifiziert; jene verläuft aber zweifellos nicht durch die Oberrach etwa in das Isartal zwischen Wallgau und Mittenwald, sondern scheint mir mit der SW.—NO.-Verschiebung zusammenzuhängen, welche am Markgraben-Gütlegaben-Bletschertalkopf (NO. von Kaltenbrunn) am Nordrand unseres Kartengebiets (Bl. II) hereinsetzt, welcher Verschiebung sich nach W. zu noch zwei gleichartige bis Partenkirchen zugesellen. Es ist Aufgabe einer eigenen kartistischen Aufnahme, die Kontinuität mit den Störungen seitlich vom Walchensee festzusetzen; daß die erwähnten Störungen mit jenen einen näheren Zusammenhang haben, das ist mir zweifellos.

Ebenso ist der Zusammenhang mit den schon oben S. 98 berührten diagonalen (NO.-transversalen) Störungen des Wamberger Gebiets unverkennbar. Es ist auch hier die Frage aufzuwerfen, ob nicht die inneren Muschelkalklängsschollen vom Wamberger Wald, Kalberätz und Eselberg Teile eines ursprünglich einzigen Längszuges darstellen, welche in etwas unregelmäßiger Weise als die oben behandelten des Hohe Kamm-Predigtsteinzugs (S. vom Wetterstein) bei einer longitudinalen Bewegung sich voneinander getrennt und zum Teil aneinander vorbeigeschoben hätten, daß dabei in solcher Weise der ganze Muschelkalkzug an Länge verloren und an Breite gewonnen habe. Auf solche Transversalerweiterungen könnte man dann viele diagonale Seitenverschiebungen in letzter Linie zurückführen. Daß die diagonalen Linien auf beiden Seiten der Nachbarschollen nicht mehr ganz miteinander stimmen, das ist nicht unverständlich; ein Ineinanderlaufen kann nicht erwartet werden, da die Schollen nördlich und südlich der Kankerbachverwerfung sehr wahrscheinlich ungleichen Schritt in der ostwestlichen Bewegung eingehalten haben können und der Muschelkalkzug zurückgeblieben sein kann.

A. ROTHPLETZ hat nun schon in seiner Karte der rhätischen Überschiebung die Störungslinie im Verlauf des Kankerbachs bis zum Barmsee als eine der Longitudinalverwerfungen bzw. inneren Längsverschiebungsflächen der rhätischen Schumasse eingezeichnet. Hiermit stimme ich völlig überein, wenn ich auch nicht glauben möchte und keine zuverlässigen Tatsachen beobachtet habe, daß die Verwerfung nach NO. ins Isartal fortsetzt. Immerhin können doch an der Kankerbachstörung sehr ungleichmäßige Längsbewegungen stattgefunden haben (vgl. hierzu unten S. 103 bis 104), d. h. longitudinale Bewegungsflächen als Zerreißen neu entstanden sein.

¹⁾ Geogn. Jahreshäfte 1906 und Landeskundl. Forschungen (Geogr. Gesellschaft in München) Heft 9 1910.

In der erwähnten Karte von A. ROTHPLETZ sind nun im Loisachtal bei Partenkirchen-Garmisch zwei „jüngere“ Verwerfungen eingetragen, welche den oben besprochenen NO.-transversalen bzw. den „diagonalen“ Verwerfungen entsprechen könnten; für die östliche fehlt uns im Bereich des Kartenbildes der nötige Aufschluß; dagegen ist westlich noch eine beträchtliche Störung kartiert, welche aber mehr in NNO. läuft, wie dies auch HEIMBACHS Karte der Farchanter Alpen angibt. Unterhalb der Viehweiden (O. von Garmisch) ist aber neben der Loisach noch Rauchwacke aufgeschlossen, welche einerseits auf jene am Katzenstein (Risser See) hinzuweisen, andererseits im Liegenden des Hauptdolomits vom Kramer zu liegen scheint; darnach würde der Loisachverwerfung nicht die von A. ROTHPLETZ vermutete Verbindung nach dem Eibsee und den Törlen-Biberwier zuerkannt werden dürfen. Eine gewisse Beziehung könnte aber diesem Loisachtaleinbruch mit der starken Teilüberschiebung der Risserkopfscholle zuerkannt werden; der Einbruch dürfte in die Partnachniederung hinausziehen und dort auf das Depressionsgebiet O. vom Wamberger Graben hinweisen; die gesamte Depression wäre dann diagonal in NW.—SO. gerichtet und hätte zur Begleitung eine davon abgewendete Überschiebung nach S.—SW. (Risserkopfscholle).

10. Westbegrenzung des gesamten Gebirges.

Die letzterwähnte Loisachtalverwerfung und ihre mir nicht ganz sichere Verbindung über den Eibsee nach den Törlen und den östlichen Fernpaßhang sieht wie eine schief-transversale Störung aus, worüber noch einiges nachzutragen ist.

O. AMPFERER hat für die westliche Wettersteinwand ebenso wie für den Westabfall der Mieminger Kette l. c. 1905 S. 498 u. 548 ein gewisses Maß der Überschiebung der jüngeren Schichten des tieferen Hangs durch die älteren Schichten des höheren Felsgebirges festgestellt und hat in den Bergstürzen, die diese Wände umsäumen, Folgen einer Überschiebungsunterwaschung gesehen.

Wie groß das Maß dieser Überschiebung ist, das läßt sich an der westlichen Wettersteinwand zuerst infolge der starken Schuttbedeckung des Fußes des Wandeschrofens nicht erkennen; da nun vom Issentalköpfel nach Osten zu zweifellos keine Überschiebung der jüngeren Schichten durch die triadischen Kalke vorliegt, sondern eine longitudinale Anlagerung sicher ist, so folgert AMPFERER, daß die ersterwähnte Überschiebung keine große sein könne.

Nun habe ich oben schon darauf aufmerksam gemacht, daß westlich der Ehrwalder Alp ein sonderbar quer gestellter Zug tiefer liegender jüngerer Schichten (Jura) durch höher liegende ältere Schichten des Issentalköpfels selbst wie in einer Überschiebung überlagert wird und (ähnlich der Lähngrabenmulde an der Westwand des Wetterschrofens) zum mindesten als quergestaute Masse beim Andruck der östlichen Issentalköpfelmasse aufgefaßt werden müsse. Für eine Longitudinalbewegung dieser mit dem Predigtsteinzug zusammenhängenden Masse haben wir auch mehrere Gründe angeführt (S. 94 und Anm. ¹) mit Zit. O. AMPFERER).

Dieser Zug zeigt nun auch im Kothbach, am Fuß des Oberlähnskopfs (sog. Haberlenz) Anzeichen der Überschiebung von N. her und zwar wird Rauchwacke, Hauptdolomit und Rhät durch Wettersteinkalk und Muschelkalk überschoben; in dem durch den Gatterlvorschub (S. 99) sehr gestörten Felderngebiet zeigen sich im Felderngraben unmittelbar nördlich von P. 1710 Juraschichten (versehentlich ist hier r¹ und r statt j und j¹ gegeben) von N. her durch Hauptdolomit überschoben.

Daß diese letzterwähnten Juraschichten wirklich zur südlichen Gaistalscholle gehören, das geht daraus hervor, daß am vorderen (östlichen) Oberlähnskopf schon Rhät auftritt (in der Karte fehlt hier leider die Grenzlinie gegen den Hauptdolomit); am hinteren westlichen Oberlähnskopfgraben zeigt sich bei 1500 m Rhät und Lias; im nächsten auch noch zum Liegenden des Wettersteins der Nordscholle gehörigen Graben liegt im Hangenden der Raibler Schichten Jura (hier ist eine Teilfarbe von i^1 ausgelassen), Neokom und Rhät (miokline Überschiebungen mit Westumbiegung), was im nächst westlichen Graben, unmittelbar bei der Feldernalp nur mit Verschwinden von i^1 sich wiederholt. In dem gleichen Graben knapp 100 m höher findet sich fast der gleiche Komplex mit Verschwinden des Rhäts K, und zwar ist er vom Hauptdolomit überschoben. Die letzteren beiden Auftreten stehen im Zusammenhang mit der Schuppenbildung von Wettersteinkalk und Raibler Schichten bei der Pestkapelle und können als homologe Stauchungserscheinungen mit kleinen Überschiebungen am Stirnrand der beiden sich nach Westen vorschiebenden Längszüge aufgefaßt werden. In dem südlichen Zug hat also Hauptdolomit in der Ostregion, Rhät, Lias, Jura und Kreide in der Westregion das Übergewicht. — Die diagonalen Verwerfungen in beiden Zügen entsprechen einander nicht vollkommen; Verbindungen sind, wo sie in der Karte zu ziehen versucht wurden, nicht ganz unzweideutig.

Die Längsscholle Issentalköpfel-Gehrenspitz wäre also selbst in einer Bewegung begriffen gewesen, welche man als eine Längsbewegung mit starken Zusammenpressungen, tektonischen Transgressionen (mioklinen und plioklinen d. h. wirklichen Überschiebungen, vgl. S. 89¹) und Schollenabdrehungen auffassen darf. — Dieser Schollenzug ist daher gar nicht mit der Überschiebungsregion westlich von dem Wetterschrofen völlig identisch, sondern ein Anlagerungs-Nachbarzug des letzteren. Er müßte als in verhältnismäßig weniger raschem Tempo nach W. fortschreitend aufgefaßt werden; er wäre nicht nur an Länge (auch durch die Schollendrehungen verkürzt), sondern auch an Höhe zurückgeblieben.

Die Mieminger Kette, welche ungleich der Wettersteinkette eine Sattellagerung zeigt, in deren Firstregion infolge der bei Sattelentstehungen möglichen reicheren Firstzerberstung und leichter Ausweichmöglichkeit nach oben und außen tiefere Schichten mit Überschiebungsanzeichen zum Durchbruch kommen (vgl. AMPFERERS Profile l. c. S. 498 u. 540), hätte mit der größeren Weglänge auch die bedeutendste Höhenlage der tiefsten Formationsglieder erreicht. An das Ostende der Karwendelsattelung erinnert hier auch das „Firsteinbruch“-artige Auftreten von kleinen Schollen von Raibler Schichten und Hauptdolomit neben Muschelkalk.

Als eine Analogie mit den in dem Zugspitz-Alpspitz- und Schachengebiet erwähnten Verhältnissen darf das von O. AMPFERER südlich und westlich der Feldernalp nach dem Seeben See schon betonte, von Ost nach West stattfindende flache Herausheben der Wettersteinkalkschichten zu einer schwach nach Süden einfallenden Schichtplatte aus einer im Osten auffälligen, sehr steil nach Norden einfallenden Muldenlagerung bezeichnet werden.

Aus den inhaltreichen Schilderungen O. AMPFERERS l. c. 1905 S. 499—504 Fig. 14—16 wollen wir von der Nordwestseite der Mieminger Kette zwischen Bieberwier und Nassereith nur die große, in NO.—SW. ausstreichende Verschiebungsfläche am Wanneck hervorheben, welche mit 60° unter das ältere Gebirge mit Muschelkalk im Liegenden einfällt, unter welcher nur ein sehr zerstückelter, mit Rutschflächen durchsetzter Rest von Hauptdolomit, darunter Rhät, Lias und Malm zum

Teil in nach W. überkippter Lagerung wie bei Ehrwald einfallen. Dieser Wanneckzug ist zwar von dem Hauptkamm der Mieminger Kette getrennt und zwar durch einen jüngeren Einbruch bzw. durch Absenkungen nach NW., welche mit dem erwähnten Einbruch von Raibler Schichten (Bieberwierer Scharte, Prandlkar) in weiterem Zusammenhang zu stehen scheinen; doch ist an früherer Kontinuität nicht zu zweifeln, wenn man die Höhenlage der Juraschichten an der Langen Lahn zunächst dem Nordabfall der Sonnenspitze mit jener am Wanneck vergleicht.

Der Hauptdolomit spielt hier in der Zwischenregion zwischen Muschelkalk und der Rhät-Jurafolge dieselbe geringe Rolle wie in dem Zug zwischen Ehrwald und Leutasch; wenn auch da nur eine tektonische Transgression (S. 89) und im Wanneckgebiet eine Überschiebung im engeren Sinne vorliegt, so scheinen doch hier nicht nur gleiche Voraussetzungen der durch Kombinationen verursachten Verringerung des Hauptdolomits (vgl. S. 93) gefolgert werden zu dürfen, sondern es dürfte auch daraus die Gleichwertigkeit, vielleicht auch annähernde Gleichzeitigkeit des Schubvorgangs hervorgehen.

Nach den Schilderungen AMPFERERS muß hier ein großartiges Bild anormaler Gebirgsbewegungen aufgeschlossen sein; der Muschelkalk erreicht hier eine Höhenlage von über 2400 m, womit auch das stärkste Vorrücken nach WSW. verbunden ist, hierdurch würde auch jene eigentümliche diagonale von SW. nach NO. gerichtete Westgrenze dieses ganzen Kalkgebirges eine gewisse Erklärung erhalten. Ich möchte hierbei nur noch auf den völlig gleichartigen Verlauf des westlichen Ausstreichens der Lechtaler und Allgäuer Schubmasse hinweisen; eine solche Gestaltung liegt auch beim Wettersteinzug selbst vor.

11. Nochmals die Waldeck-Wamberger Scholle mit Umgebung.

Von diesen Überlegungen aus möchte ich noch einmal kurz auf die Wamberger-Waldecker Muschelkalksattelscholle zurückkommen und zukünftigen Besuchen und Forschungen in diesem Gebiete diese Frage zur genauen Prüfung vorlegen. Jene Sattelscholle ganz ohne ihr mantelförmiges Hangende, dem Wettersteinkalk, ist durch Raibler Schichten von Norden und Süden und Osten angeschoben, zum Teil überschoben; diese Raibler Schichten haben im Norden, Süden und Osten ihr normales Hangende, den Hauptdolomit über sich, umschließen im Osten den Muschelkalksattel wie normal angelagert und bilden in der Fortsetzung von dessen Sattelfirst selbst einen kurzen First. Hat es nicht den Anschein, als ob eine Decke der höheren Trias sich an diesem Muschelkalksattel geteilt, gegabelt hätte und die Gabelteile sich an ihr entlang auf über 15 km vorgeschoben hätten, so daß ein nach Westen offenes Fenster oder fensterartiger Schlitz, das gewiß auch zu einem nicht geringen Teil Erosionsfenster sein könnte, entstand?

Es handelte sich also um eine breite Platte von hauptsächlich Raibler Schichten, welche als eine alte, tiefe und breite Erosionsbloßlegung innerhalb einer größeren, noch nach Norden und Süden ausgedehnten Scholle mit höheren Schichten aufzufassen wäre; deren Bloßlegung wurde vielleicht schon durch die Zerklüftungsregion längs einer zuerst schwächeren longitudinalen Sattelung unterstützt, für deren Annahme Anhaltspunkte tatsächlich vorliegen. Diese Masse müßte von ihrer Wettersteinkalkunterlage abgespalten sein und würde sich mit jener durch Abtragung verminderten Längsregion über einen bis auf den Muschelkalk (einschließlich Partnachschichten) schon vorher erodierten Längssattel (vielleicht die in der longitudinalen Bewegung retardierte westliche Fortsetzung der ersterwähnten Sattelung) hinüberge-

drückt haben; sie hätte sich dabei gespalten und gegabelt, die zerteilten Massen wurden dabei nördlich und südlich an dem überschobenen Rücken angelagert, so weit dessen Aufwölbung zu stark war, um eine völlige Überschiebung zu ermöglichen; es konnten sich dabei durch den Anpassungsdruck der vorwärts drängenden Massen die Schichtneigungen und die Sattelungserscheinungen verstärkt haben. Als Begleiterscheinung dürfte auch die Anlage der in der Sattelungsachse des Raibler Schichtenzugs liegenden Seebecken betrachtet werden.

Zugleich wäre dadurch zu verstehen, daß nicht nur gewisse Stauchungserscheinungen der Raibler Schichten bei Anlagerung und Anpassung an den Wamberger Rücken (vgl. S. 85 u. 88) auftreten, sondern auch, daß sich Rückdruckwirkungen nach N. bzw. NNO., also senkrecht zur Peripherie der Gabelzerteilung einstellen, welche einerseits annähernd diagonal die nördlich gelegenen Massen seitlich zu verschieben streben, andererseits auf den Wamberger Rücken selbst zurückspielen können! Die oben erwähnte NW.-Verschiebung der Wagenbruch-Barmsee-Sattelachse sieht hierbei aus wie eine Ausweichebewegung an dem entsprechend gestalteten NO.-Ende des Wamberger Rückens; diese Verschiebung, welcher auch einige gleichgerichtete innere Bewegungen im Aachenmooswald jenes Rückens gleichlaufen und die Schiebungen an den NO.-Transversalen des Wamberger Waldes-Zotzenbergs können in Kombination jene NO.-Verschiebung verursacht haben, welche am Bletschertalkopf-Markgraben angedeutet ist und auf die von J. KNAUER angegebene Walchensee-Diagonale hinweist (vgl. oben S. 100).

Es ist zu beklagen, daß die Westregion dieses Sattelungsgebiets so unvollkommen erhalten ist und daß die Rolle der Kamer-Törlen-Masse (Hauptdolomit-Plattenkalk) bei diesen Bewegungen nicht mehr festzustellen ist,¹⁾ wie auch die spezielle Aufklärung über die am Südufer des Eibsees anstehenden Rhät-Jura-Neokom-Schichten wohl für immer fehlen wird.

Man könnte, was letzteres betrifft, nur vermuten, daß die Törlen-Schwarze-Wand-Masse über die jüngeren Schichten am Seeufer hinübergeschoben ist, ebenso sehen die Plattenkalkschollen am Seeberg-Gschwendeck wegen ihrer schuppenartig einseitigen Lagerung verdächtig aus; es zeigt sich aber an der nach der Loisach abfallenden Wand nach meinen Aufzeichnungen nichts, was auf Schub hinwiese.

12. Zusammenfassung bezüglich der Gebirgsbewegungen.

Es zeigt sich daher, daß man die Einzelheiten der Lagerungen und Gestaltungen dieser besprochenen Gebiete des Wettersteingebirges am besten unter Voraussetzung einer hauptsächlich longitudinalen Gesamtbewegung verstehen kann; von dieser longi-

¹⁾ Nördlich vom Kramer und der sich anschließenden Steppberg-Enningalp-Längsmulde (vgl. H. HEIMBACH, Geol. K. d. Farchant. Alp., München 1895) hat A. ROTHPLETZ l. c. 1905 eine Verwerfung hervorgehoben, welche ähnlich jener vom Kainzenbad-Barmsee eine Kluft innerer Längsbewegung sein soll; eine gleiche Wertigkeit dürfte man auch der nicht ganz regelmäßig verlaufenden Störung nördlich vom Kramer selbst gegen die Steppbergmulde zumessen (vgl. HEIMBACH l. c. S. 24 letzter Absatz). Die Steppbergmulde hat aber auch eine westliche Fortsetzung über die Rotmoosalpe nach dem Seelein; leider konnte dieses Auftreten bei einer nur kursorischen Begehung Dr. PFAFFS mit dem von ihm zwischen Ofenberg und Kramer beim Schwarzenbach-Ochsenhütte dargestellten, tiefliegenden Plattenkalkanstehen am Nordwestrand des Blattes I nicht mehr ganz klargelegt werden. Der Kramer ist also auch am Westfuß mit einer tiefliegenden Zone jüngerer Schichten umgeben; es ist die Frage, ob dies Folge einer Einsenkung ist wie jene am Ostfuß des Kramers, welche bei Garmisch am Stahlbad herauskommt (vgl. auch ROTHPLETZ-HEIMBACH) oder ob es sich hier um den Sohlensaum einer Schubmasse handelt, wie dies das tektonische Kärtchen darstellt.

itudinalen Hauptbewegung wären die transversalen Schiebungen nach Norden und Süden nur notwendige Begleiterscheinungen. Alle Längsschollen, die eigentliche Wettersteinscholle sowie die ihr südlich anliegende nördliche Gaistalscholle, die Mieminger Scholle, die Wamberger, die Partenkirchen-Barmseescholle wären als Teile der rhätischen Schubmasse, wie sie A. ROTHPLETZ lehrt, in jedenfalls nicht ganz gleichstimmiger Bewegung von O. nach W. zu denken. Der Abspaltung und Bewegung dieser Schollen, von welchen die Wettersteinscholle in typischer Weise von O. nach W. sich in die Höhe hob und das wohlausgeprägte Bild eines mächtigen Stirnrandes bildet, gingen präalpine Faltungs-, Verwerfungs- und Erosionsstadien voraus, welche zum Teil durch die Längsbewegung etc. sehr verstärkt werden konnten.

Wenn man so in einer Übersicht, soweit sie das Kartenbild allein ermöglicht, hervorheben kann, daß neben vertikalen Senkungen auch eine Anzahl von Überschiebungen im Gebiete des Wettersteingebirges tatsächlich vorhanden sind und daß sie unter der Voraussetzung einer longitudinalen Bewegung einzelner Schollen von Osten nach Westen am leichtesten einheitlich verstanden werden und als Teilschuppen der rhätischen Überschiebung nach ROTHPLETZ aufgefaßt werden können, so dürfen wir die Folgerung ziehen, daß diese Teilschuppen nicht nur den Weg der ganzen ostalpinen Decke machten, sondern für sich noch einen Teilweg, sei es nun, daß sie sich noch rascher verschoben als die Gesamtheit, oder daß, was wahrscheinlicher ist, gewisse Nachbargebiete verhältnismäßig zurückblieben. Es können dabei longitudinale Verschiebungen an Längsverwerfungen denkbar sein, die keinen geringen Betrag ausmachen, wobei aber an dem transversalen Nebeneinander der Teile sich wenig oder nicht viel ändert. Das Charakteristische daran wäre, daß an ihren beiden Seiten Überschiebungen auftauchen, aber auch scheinbar plötzlich verschwinden. Dafür hat gerade O. AMPFERER Belege gebracht aus dem Fortsetzungsverlauf der von ihm ergänzend dargestellten Karwendelüberschiebung (s. Nachtrag).

Wie nun seitlich von den Längsschiebungen durch diese selbst nördliche und südliche Transgressionen hervorgerufen würden, so kann die Tatsache der Entstehung von Längsschiebungen an und für sich als ein Spezialfall transversaler Überschiebungen gedacht werden, der in einem bestimmten Gebiet, z. B. nach den vorhandenen befahrbaren Schubflächen allein herrschend wird. Man wird allerdings auf den Einwurf gefaßt sein müssen, daß ein hohes Kettengebirge wohl nicht ohne starken transversalen Schub entstanden gedacht werden kann, während longitudinale Schübe ein solches zu verkürzen und unregelmäßig zu gestalten streben müssen. A. ROTHPLETZ hat bezüglich der Ostwestschiebungen l. c. S. 234 auch darauf hingewiesen, daß wenn tangentialer Druck in der Erdkruste tätig ist, er auch nach allen Seiten wirksam sein sollte, weiter, daß sehr wohl nach einer stärkeren SN.-Faltung nur eine OW.-Überschiebung eintreten könne, vielleicht als Ausgleich, nachdem ein Seitendruck in OW. infolge der vorhergehenden älteren Faltung in NS. hin sofort neue Zerreißen erzeugen konnte.

Wenn nun gesagt werden darf, daß tangentiale Verkürzungen unter großem Druck zu ungestörteren Faltenbildungen führen, daß dagegen solche unter geringerer und ungleicher Hangendbelastung zu Überschiebungen führen sollten, so ist bei unseren Alpen diese Folge gewahrt; wir haben eine ältere Faltungsperiode, einen Zeitraum starker Längs- und Quererosion und endlich eine durch die so vorhandenen vielfältigen Oberflächengestaltungen geleitete und gerichtete Möglichkeit der Abspaltung und Überschiebung.

Darüber liegt ein abschließendes Urteil, ein Beweis noch recht fern. Es ist aber sicher das zuzugestehen, daß man mit Hilfe der ROTHPLETZ'schen Anschauung in die verwirrende Tektonik ostalpinen Gebiete, wie z. B. das Wettersteingebirge ebenso eine gewisse Klarheit und Einheit der Auffassung bringen kann, wie ausgiebige Gegengründe gegen jene aus dem Gebiete nicht betont werden können. Ist die Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit solcher Bewegungen für andere Teile sehr naheliegend oder gar zwingend darzutun, so lassen sie sich durch die Tatsachen aus dem besprochenen Forschungsfeld nur noch unterstützen.

Wichtig ist der Ausbau dieser Anschauung in allen Konsequenzen, schon um zu sehen wie das Gebäude im großen einen Bestand behält, dann besonders wegen der Beziehungen der Faziesbezirke zueinander. Man hat z. B. bezüglich der Überschiebungsfrage Wamberg-Barmsee meines Erachtens nach Ablehnung der hier vertretenen Erklärung nur noch die sehr unwahrscheinliche Annahme übrig, daß hier der Wettersteinkalk überhaupt nicht zur Ausbildung gekommen sei.

Es sei hier noch zum Schluß dieser allgemeinen Ausführung auf die Worte O. AMPFERERS l. c. Jahrb. 1905 S. 460 verwiesen, „daß an einem gleichsinnigen einheitlichen Faltensystem durchaus nicht etwa alle Schichtgruppen der Alpen, sondern jeweils nur ein bestimmter Teil derselben beteiligt ist. Daraus geht mit Notwendigkeit das Vorhandensein von Überschiebungen hervor . . .“; auf derselben Seite spricht AMPFERER von einer Zerlegung des großen Schichtenverbandes¹⁾ von Muschelkalk bis Kreide in Gebiete, in welchen die Schichten etwa vom Hauptdolomit aufwärts und abwärts vorwalten. — Diesbezüglich darf auf die starke Diskordanzgrenze in dem Issentalköpfel-Gehrenspitzenzug sowie auch auf die Überschiebung am Wanneck verwiesen werden, indem gerade hier große Teile des Hauptdolomits noch zum Opfer gefallen sind, andererseits auf die Gegend zwischen Partenkirchen-Wamberg und Barmsee, in welcher die Abspaltung vom Wettersteinkalk unter dem Hauptdolomit stattgefunden hätte.

13. Tektonisches bezüglich der Seebecken.

Das umfangreichste Becken ist das des Eibsees am NW.-Fuß der Zugspitzmasse. Gewisse Hinweise über dieses Seegebiet können vielleicht die Ergebnisse der von Herrn Landesgeologen A. SCHWAGER unter Aufnahmsmithilfe von Dr. F. W. PFAFF ausgeführten Seeuntersuchung bieten; es wurden hierbei die Tiefen gemessen, Wasser- und Schlammproben entnommen, Temperaturen der tiefen Grundregion bestimmt, desgleichen Wasser der Oberflächzone des Sees, der Zuflüsse und vermutlichen Abflüsse gesammelt und chemisch untersucht.

Herr Landesgeologe A. SCHWAGER teilt mir über die wichtigeren Resultate ungefähr folgendes mit: Der See hat oberflächliche und wahrscheinlich unterseeische Zuflüsse von Quellen, die ihn allein speisen; ein Abfluß des Sees ist jedenfalls der Krepbach; die chemische Zusammensetzung des Wassers dieses Bachs und jene des Tiefenwassers des Sees stimmten recht gut miteinander; auch zeigt sich die Abflußmenge des Krepbachs als eine solche, daß sie als ein beträchtlicher Teil des Seeabflusses gelten kann; der letztere kann aus der Senkung des Seespiegels in Monaten mit fehlenden Niederschlägen geschätzt werden. Es sind aber andere Anpassungen der Wassermenge des Sees sicher noch anzunehmen.

¹⁾ Vgl. auch l. c. S. 556—557.

Was das chemische Verhalten des Wassers und Bodenschlammes betrifft, so ist auffällig, daß ersteres, noch mehr letzterer recht arm an Magnesia ist; der Schlamm ist relativ reich an Kieselsäure. Dies weist nicht auf ein Dolomitwasser hin (auch Schwefelsäure ist verhältnismäßig gering vertreten); der Schlamm deutet auf die tonreichen, rhätisch-jurassischen und kretazischen Sedimente hin, welche noch am südlichen Seeufer auftauchen; sie haben im Seegrund wohl noch größere Verbreitung nach Norden zu.

Von Interesse ist nun die von beiden Herren gemachte Feststellung, daß die Tiefenregion des Sees parallel der südöstlichen Seite verläuft, etwa zwischen dem Weiterbach und dem Ostende des Sees, NW. Eibsee-Hotel. — Hier sollte man gerade, meine ich — da diese Länge zu $\frac{3}{4}$ noch der Streubreite des Bergsturzes entspricht —, eine starke Verflachung erwarten, wie ja hier auch eine deutliche Verengerung des Sees vorliegt; der tiefste Punkt mit etwa 30 m liegt 300 m vom Ostende des Sees, 700 m von der Westgrenzlinie des Sturzes. Es ist das höchst auffällig, besonders, wenn man bedenkt, daß auch der Bergsturz auf der anderen Seite des Sees noch 100 m höher hinaufreicht als unmittelbar östlich vom See an der Straße nach Garmisch. Die Sturzmassen müßten entweder im See in sehr große Tiefe gefallen sein oder es haben in der Region der Tiefenlage des Sees noch spätere Senkungen stattgefunden. Ersteres ist nicht wahrscheinlich, da doch dabei stets Nachbrüche der Sturzmasse und eine Auffüllung der Tiefe hätten stattfinden müssen; letzteres kann nicht allein auf ein Abschlämmen der feineren Bestandteile zurückgeführt werden, was durch den 150 m tieferen Abfluß des Krepbachs möglich ist; es werden sich hier auch noch stärkere Vertikalabzüge des Wassers wirksam machen, welche erdfallartig an einer tektonischen Linie die Bestandteile nach unten abführen.

Es liegt nahe daran zu denken, daß, wie hier ein Trum des Wambergssattels auf 750 m an den Eibsee heranrückt, auch die ihn nördlich und südlich flankierenden Störungslinien bzw. Klüfte in dieser Nähe herstreichen müssen, wo, dem Streichen der Risserkopfscholle nach, der Hauptdolomit an die Partnachschieben anstoßen bzw. ihnen aufliegen würde. Die Störungslinie würde gerade in den See hineinstreichen. Es würde aber zugleich hier die Überschiebung aus Norden aufgehört haben, denn die die Westhälfte des Eibseegebiets berührenden, in drei Schichten geteilten Gebirgsteile können, wenn hier überhaupt Überschiebungen vorliegen, nur von SW. nach NO. überschoben sein.

Jedenfalls steht man im östlichen Eibseegebiet an einem wichtigen tektonischen Knotenpunkt, der die Annahme einer außergewöhnlichen Art von Tiefenentstehung nicht unwahrscheinlich sein läßt. Ich möchte hier auf die in Jos. KNAUERS Studie l. c. 1910 enthaltene Hypothese der Entstehung der Walchenseetiefen und auf mein Referat über diese Studie in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910 S. 459 hinweisen. Es wird hier die Anschauung von A. ROTHPLETZ nur bestätigt, daß der See eine tektonische Entstehung habe; eine Anschauung, welche auch nach allem für den Eibsee ausgesprochen werden muß. Ich meine hiermit natürlich nicht dieses Seebecken in seiner vollen Rundung, sondern den auffälligen Steilabsturz an seiner Südseite, überhaupt die Entstehung seiner Tiefe, geschützt und abgewendet von jeder möglichen Ausfurchung durch Wasser oder Eis. Die jetzige Stauhöhe des Wassers ist natürlich ohne die quartären Ablagerungen und Vorlagerungen als Damm gegen einen möglichen Oberflächenabfluß zu verstehen; in mancher Hinsicht liegt eine Parallele mit dem ungefähr gleich hoch liegenden Lermooser Moos vor.

Was die übrigen Seebecken betrifft, so haben wir oben S. 104 schon über den Barmsee die Ansicht über eine tektonische Entstehung geäußert. Es springt in die Augen, daß der Lautersee bei Mittenwald dem Auftreten mehrerer transversaler Störungen südlich davon entspricht und daß der Ferchensee parallel der starken, mit der Schartenspitz-Überschiebung zusammenhängenden, mit Schichtfallwechsel verbundenen Diagonalverschiebung verläuft, welche Verschiebung auch bei Ellmau noch merkbar ist. Dabei scheint auch der östliche Komplex noch gesunken und damit Schleppungen erfolgt zu sein, welche zu Paralleleinsenkungen Anlaß gaben.

14. Tektonisches bezüglich der Talbildungen.

Wenn man an der Umbiegung der Loisach nach Norden bei Garmisch mit der Prüfung der Talungen beginnt, so zeigt sich jene offenbar durch die starke Einsenkung der Schichten von Osten her und die Verwerfung Garmischer Keller-Stahlbad N. Garmisch bestimmt. Ein Verwerfungsbach typischer Art ist der Kankerbach, dessen Homologon der Verlauf des Ferchenbach-Drüsselgrabens zwischen Klais und Graseck ist.

Es war sicher eine Zeit, wo die Partnach durch den Ferchenbach, Drüsselgraben, Kranzbach nach NO. in die Isar entwässerte. Die Verbindung von Graseck nach der Bodenläh, diese selbst war tektonisch vorbereitet und die Ausnagung erleichtert; endlich ist die Strecke von der Hinterklamm bis zum Oberanger eine Linie tektonischer Wirkung, welche in der Nähe vom Wasserfall und der blauen Gumpe das Bild einer steilgestellten Mulde erzeugte. Hier sieht man überall entweder Störungslinie oder Erleichterung der Erosion längs des Ausstreichens weicher Schichten oder beides als Ursachen rascher und anhaltender Talbildung auftreten. Nur die Partnachklamm ist ein vorwiegendes Erosionsgebilde, obwohl der vordere und hintere Ausgang kleine Störungen zeigt, welche auf eine kleine Hebung der westlichen Hälfte der auch nordwestlich eingemuldeten Muschelkalkmasse hindeuten.

Der breite Talraum zwischen Eibsee und Garmisch scheint im Anfang von Garmisch aus bis zum Hammersbach in die nach NW. einfallenden Rauchwacken der Raibler Schichten eingragt zu sein; das westlich davon liegende Gebiet hat, wie schon erwähnt, als Kreuzung verschiedener Störungsrichtungen wohl eine solche tektonische Zerstückelung erfahren, daß die Entstehung des Grainauer Hügel- und Flachgebietes, das jedenfalls früher von zahlreichen Wasserzügen durchsetzt war, leicht verständlich ist. Der eigentliche Loisachlauf bis Griesen weist auf eine frühere engere Verbindung nach Westen hin, entstand zu seiner jetzigen Stärke wahrscheinlich durch Verlegung der Eibsee-Grainauer Erosionsfurche nach Norden infolge ihrer Verschüttung durch die Blockmasse. Dem Durchbruch zwischen Griesen und Lermoos scheint aber durch Vereinigung nördlicher und südlicher Zweigtäler vorgearbeitet zu sein; ein wahrscheinlicher, älterer Abfluß nach Süden ist durch die Tektonik der Plattenkalke am Paß Ehrwald nahegelegt.

Eine große geologische Analogie besteht nach den gegebenen Beschreibungen zwischen dem Lermooser Moos und dem Eibsee; es sei hier nur noch auf die fast gleichen Höhenlagen verwiesen (vgl. oben S. 107).

Daß der Verlauf der Leutascher Aachen (Gaistal) und des Gaisbachs (Ehrwald) tektonisch angelegt ist, darüber besteht kein Bedenken; es ist verständlich, daß bei fortschreitender Einnagung auch seitliche Verlegungen der Tiefenrinnen stattfinden, welche deren Verlauf nicht stets streng mit den tektonischen Linien zusammenfallen lassen.

Was nun das Isartal betrifft, so hat neuerdings J. KNAUER im Walchenseegebiet die GÜMBEL'sche Anschauung einer Isardurchbruchspalte wieder berührt. Wenn von einer solchen gesprochen wird, so darf man natürlich nicht von einer einheitlichen großen Spalte reden; es handelt sich vielmehr um ein System querer Spalten, zu denen noch das quere nordsüdliche Abbrechen von Überschiebungsspalten und -schuppen in höherer Lage hinzutritt, während in tieferer Lage, wie z. B. gerade bei Leutasch-Mittenwald eine quere Unterbrechung überhaupt nicht vorzuliegen scheint. Die von J. KNAUER festgestellten Linien laufen wohl westlich vom Barmsee und noch westlicher davon aus, das Oberrnachtal und Wallgauer Joch sind für sich bestehende Erosionsfurchungen; sie werden etwas östlich davon ersetzt durch die Erosionsmöglichkeit an dem Aufschlitzungsscheitel bei Klais. NO. von Mittenwald hat man den Einbruch von Marmorgraben-Kasreither Bach; S. von Mittenwald hat man die Überschiebungsdifferenzen in höherer Lage zwischen Brunstein

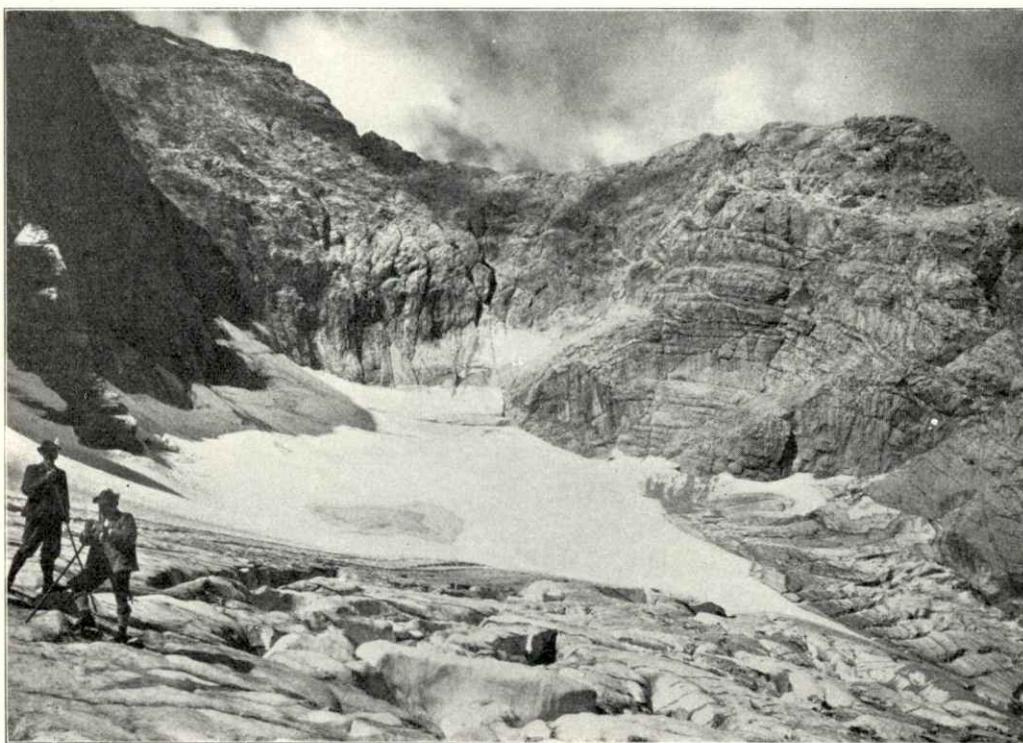


Fig. 14.

Blick auf den hinteren Winkel des Höllentalferners mit einer Schichtenkuppe im Wettersteinkalk, welche in einer steil nach Süden einfallenden Störungsfläche an sehr unregelmäßig zerklüftete Felsmasse anstößt; hier zeigt sich der dem Schneeferner ungefähr gleich hoch gelegene Boden der oberen Karausweitung, der über dem Höllentalanger 1380 m ungefähr ebenso hoch liegt, wie der Schneeferner über dem Anger im Partnachthal (1367 m). Auffällig ist die starke Verwitterung an der steilen Südwand des Kars.

und Arnspitzenmasse, welchen im Leutaschgebiet etwas Ähnliches an die Seite zu stellen ist. Von den drei wichtigsten oberen Nebenflüssen der Isar entspricht die Leutasch in ihren Hauptteilen der queren Aufbruchzone der Mieminger Kette, der Gleierschbach jener gleichartigen der Solstein-Gleierschmasse; ihre Erosionsrinne ist ungefähr von den Raibler Schichten seitlich in das Hangende des Hauptdolomits verlegt, während der Seebach-Giesenbach ungefähr der Mitte der queren, zwischen beiden Aufbrüchen liegenden Mulde von Hauptdolomit entspricht.

Eine quere Erosionsrinne auf tektonischer Grundlage ist auch die Höllentalklamm und besonders der anschließende Hammersbach.

15. Über die Kare des Hochgebirgs.

Unter Karen versteht man hochliegende, eigentümlich länglich-eckige Ausräumungen im Felsgebirg, welche im Zugspitzgebiet über 3,5 km lang und über 2 km breit werden können (Schneeferner Kar-Auf der Platt). Sie liegen mit der Ausmündung meist steil über einer viel tieferen normalen Talrinne, haben selten eine unmittelbare und kontinuierlich einfallende Abflußverbindung, treten aber nicht ohne jede Beziehung und jede Nachbarschaft eines tiefer eingesnagten Wasserabzugs auf. Es liegt daher nahe, an eine sehr alte Zweigtalverbindung zwischen den Karen und jenen Flußtälern zu denken; es müßten die Kare in ihrer Tiefenausnagung stehen gebliebene und andersartig ausgestaltete, die Haupttäler dagegen normal weitergewachsene, aber „übertiefe“ Einnagungen sein; man könnte sagen, was bei letzteren der Gewinn an Tiefe ist, das ist bei ersteren Gewinn an Breite und an annähernder Ausgleichung des Bodens geworden.

Wie ist aber dieser Gewinn an Breite bei den Karen in Zusammenhang mit fast stehenbleibender Vertiefung und der eckigen Ausgestaltung zu verstehen?

Es liegt dies offenbar daran, daß die Seitentäler eine lange Zeit ihrer weiteren Entwicklung aus einem einfachen Seitental zu vorzugsweise trockenen Schneewannen wurden, welche entweder dauernd oder wenigstens zum größten Teil des Jahres bis zu gewisser Höhe zugefüllt waren. — Nun weiß man, daß sich zur Zeit des Schneefalls von den Seitenhängen eines Tales her an den Winkelstellen zu der flacheren Lagerung des Talbodens hohe Schneehalden zusammenschütten, welche häufig eine starke Mächtigkeit haben; sie schmelzen nicht nur an der unteren Peripherie und hier je nachdem stark oder weniger stark ab, sondern auch an dem Kontakt mit den Seitenhängen des anstehenden Gesteins. Hier bilden sich tiefe und enge Schluchten zwischen Schneehalde und Gestein durch die an letzteren niederträufelnden Tauwasser, durch die Nähe der bestrahlten und erwärmten Wand. Trotzdem ist es klar, daß durch die Abkühlung, die von der hohen und steilen inneren Wand dieser Schneehalden ausgeht, im Zusammenhang mit den erwärmenden Wirkungen, welche die Wand selbst betreffen, hier längere Haltung der Feuchtigkeit, Gefriervorgänge, scharfe Temperaturwechsel hervorgerufen werden, welche besonders die an den tieferen Zonen der Gehänge anstehenden Gesteinsmassen betreffen müssen und so den Erfolg haben, daß diese durch die Verwitterung stark angegriffen werden, daher eine steilere Wandannagung erzeugt wird (Fig. 14); hiermit ist auch zugleich der Weg zu einer stärkeren Verbreiterung der Schneewannen durch Nachbrüche an steilen oder gar überhängenden Wänden gegeben.

In den höher gelegenen Talwinkeln, welche von der normalen Erosion her verblieben sind, mögen nun die Schneehalden der beiden Flanken schon bei ihrer Entstehung von den Winkelumbiegungsstellen her verdoppelt, wenigstens sehr verstärkt werden und es dürfte da der Vorgang der Verbreiterung senkrecht zur Längsachse der Talanlage nicht zurückstehen, ja sogar gelegentlich recht gesteigert werden; es findet dabei sicher wohl auch eine gewisse Verlängerung der Wannen statt, welche aber gegenüber der Summierung der Wirkung bezüglich der Breitenvermehrung im Rückstand bleiben wird. Hieraus scheint mir der so häufig eckige Umriss der Karwannen erklärlich, der seine Form behält, ob nun die Schichten quer oder schief oder parallel über die Wände streichen, ob Störungen quer und

längs die Wannen durchsetzen oder nicht. Diese Art der Entstehung verbürgt auch den verhältnismäßig stationären Stand des Bodens der Kare. — Verändern wird sich nur bei benachbarten Karen in stärkerem Maße die trennende Steilwand und schließlich wird sie ganz verschwinden. So scheint das „Auf dem Platt“ mit dem Schneeferner aus einer Anzahl zum Teil noch angedeuteter Kare entstanden zu sein.

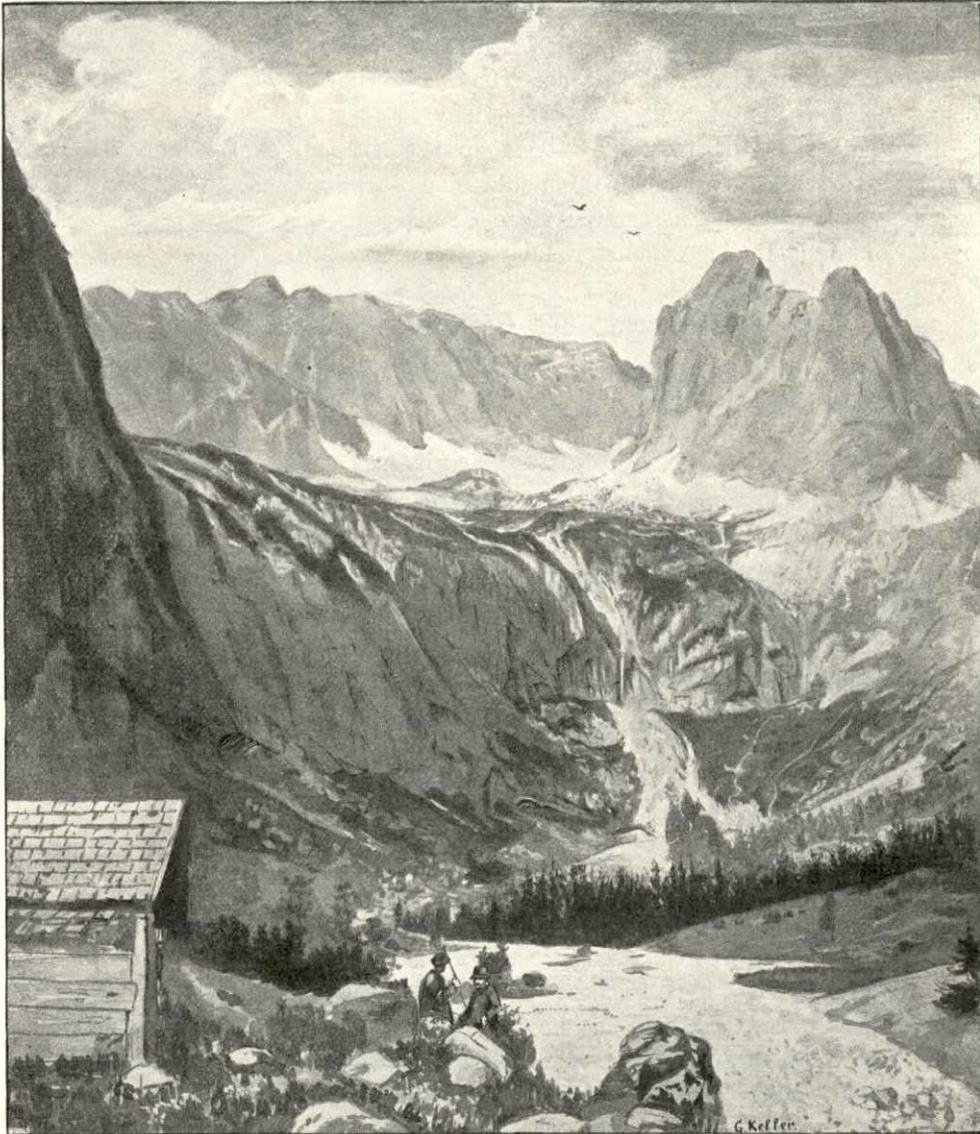


Fig. 15.

Blick in den Höllentalanger und das Höllentalkar mit dem fernliegenden Zugspezgrat und den naherückten Riffelwandspitzen; am Fuß der vom Höllentalkar abstürzenden Felswand zeigen sich die dunklen Dünnschichten des Muschelkalks (obere Partnachschichten) in kleinen Aufwölbungen; der Höllentalanger zeigt den unteren Karboden des Hochgebirgs ungefähr 500 m über dem Grainauer Talgrund.

Die Entstehung der Kare wäre darnach recht alt; die Bildung der ihnen vorausgehenden Seitentäler stammt aus jüngst tertiärer Zeit nach Abschluß der Alpen-

erhebung; die darauffolgende Separation der Kare von den zugehörigen Längstälern und ihre fernere Ausgestaltung als Trockentäler hoher Lage wäre dem allmählichen Beginne der Eiszeit zuzuschreiben, so daß die älteren Schneewannen in sehr hoher Lage schließlich die Räume kleinerer, nicht sehr stoßkräftiger Gletscher wurden. Die Kare bezeichnen so den Vorgang und die besondere Form der Höhenabtragung des felsigen Kalkgebirges, das unter langer Schneebedeckung stellenweise der Abtragung entzogen ist und in den freiliegenden Teilen, die diese Hochgebirge allgemein charakterisierenden steilen Gratbildungen und Felskuppen erhält. Diese Darstellung kommt der Ansicht von E. RICHTER über Karbildung (ich kenne sie leider nur aus zweiter Hand, so aus HESS, Die Gletscher 1904 S. 361), wie es scheint, am nächsten (vgl. Nachtrag S. 114).

Auffällig sind in unserem Gebiete zwei Karstufen, eine höhere mit einem Steilabfall zwischen 2000 und 1700 m und eine tiefere zwischen 1600 und 1350 m, vielleicht, daß sich in dieser Höhenlage des Gesamtgebirges zwei Zeitabschnitte der Karbildung mit eingeschalteter Talerosionszeit äußern.

III. Bemerkungen und Berichtigungen zur Karte.¹⁾

Es sind nachstehende Berichtigungen, Übertragungsversehen und Druckfehler bei kleineren Anstehen hervorzuheben:

Blatt I Garmisch.

1. Nordöstlich der Ochsenhütte (Zusammenfluß Schwarzenbach-Loisach unterhalb Griesen) ist die Farbe von K (Kössener Sch.) statt Neokom gegeben.
2. Am Stahlbad nördlich Garmisch ist ein in den Graben gehöriges Anstehen von Kössener Schichten mit dem Farbenzeichen von Raibler Schichten gegeben.
3. Westlich des Wortes Rahm unterhalb Riffelwald zwischen 900—1000 m ist versehentlich die Farbe der Partnachkalke eingetragen.
4. Am Zusammenstoßen der Gräben Bärnfalle und Zuggasse ist das Hinübergreifen der Partnachschichten auf die Westseite nicht dargestellt; desgleichen fehlt die Überschiebungslinie gegen den hangenden Muschelkalk der Bärnheimat.
5. Nördlich der Bernardeinwände in dem nach der Bernardein Alp auslaufenden, eckig begrenzten Schutzgebiet ist an der südwestlichen Ecke versehentlich das Farbenzeichen von Raibler Schichten angegeben.
6. Am hohen Gaif-Kopf ist nördlich von den Buchstaben „Hoh“ eine dreieckige Partie ohne Farbe gelassen; sie gehört den Raibler Kalken an, welche aber nicht bis an den Grat heranreichen. Diese Kalke ziehen in schmalen Zug auch hinab in den Terrainvorsprung bis in die Nähe der Quelle, zum Teil begleitet von den oberen Versteinerungen führenden Schichten, welche auch südlich der Stuibenalb an dem Rand von r¹ an einzelnen Stellen auftreten.
7. An den Ponöfen zwischen den Törln und Pontiefensteig-Ehrwald ist im Alluv eine Insel von Plattenkalk eingetragen; der als Alluv gegebene Zwischen-

¹⁾ Der Schwarzdruck ist wegen der nötigen Zusammenstellung der in der topographischen Behandlung diesseits und jenseits der Landesgrenze verschiedenen Grundlagen und wegen der verschiedenen Einteilung der Höhenkurven 10 : 10 im bayerischen Gebiet und 20 : 20 im österreichischen Anteil völlig neu gezeichnet; daß hierbei kleine Verschiebungen und Veränderungen, z. B. in der Felszeichnung sich ergaben und kleine Unstimmigkeiten zwischen ihr und den geologischen Grenzen, welche strenger nach der geologischen Vorlage sich hielten, dadurch bemerkt werden können, das ist leicht verständlich. Die Höhenkurven wurden in Abständen von 100 m genommen.

raum zwischen dieser Insel und der westnordwestlich liegenden Hauptmasse von d^1 ist Moräne. — Bei 1915 Holzerwiese ist r^1 statt Hochgebirgskonglomerat angegeben.

8. Am nordwestlichen Seitenausläufer des Issentalköpfls nahe bei Punkt 1672 ist die nördliche Juraablagerung gegen die südlichen Anlagerungen nicht durch Verwerfungen abgegrenzt.

9. Zwischen Goasel und Issentalköpfl (Höhenlinie 1900) ist der untere Lias zu breit angegeben.

10. Im Feldernalpgraben bei Punkt 1710 ist statt i irrtümlich n und statt i^1 ist r^1 gegeben.

11. Beim Buchstaben A von „Feldern A. H.“ bei ca. 1550 m fehlt die Grundfarbe für i^1 .

12. Östlich von 10 und in gleicher Höhe beim unteren Oberlähnskopfgraben fehlt in der braunen Fläche die Strichelung des Hochgebirgskonglomerats; darunter ist irrtümlich k statt n eingetragen.

13. Am Fuße der Felswand des Vorderen Oberlähnskopfs sind zwei Zwickel Hauptdolomit südlich von w sichtbar; an dem östlichen fehlt die Grenzpunktierung gegen die undeutlich gedruckten Farben eines eingezwickten Restes von Rhät (K).

14. Am Gatterl ist das starke Vorspringen des Muschelkalks nach Süden ein Zeichnungsversehen.

15. An dem nördlich vom Hohen Kamm an die Wettersteinwand gelagerten Jurazug fehlt im Innern die Punktierung für i , es ist dagegen die Schraffur für n eingetragen.

16. Am Mitterjöchel ungefähr beim zweiten t des Wortes Hüttl ist statt einer Verwerfungslinie (rot) durch Mißverständnis der Farbenvorlage ein schmales Band von r^1 eingezeichnet.

17. Am Schönberg fehlt bei dem „Sch.“ des Wortes die Grundfarbe für as .

Blatt II Partenkirchen.

1. Im Wamberger Graben stimmen die gestrichelten Linien nicht gut mit den gezeichneten Formationsdiskordanzen wie auch die Farbe für die Partnachkalke an einzelnen Stellen fehlt.

2. Am Südhang des oberen Kankerbachs gegenüber Kaltenbrunn ist in die Umgebung von qe^1 versehentlich q^{1d} statt as (Gehängeschutt) eingetragen worden.

3. In den Partnachschichten unterhalb der Feldalpe N. Unterleutasch fehlt die Grundfarbe, so daß das Farbenzeichen dem des Neokom gleicht.

4. Dem Juraanstehen bei Qu am Weg von Leutasch-Puitbach nach der Bergklamm fehlt die Signatur für i ; das as auf diesem Weg habe ich beim Verfolg der Jura-Kreideanstehen unterhalb der Triaswand für Moräne und qe^3 für Gehängeschutt gehalten; die im Druck wiedergegebene Einzeichnung ist nicht von mir veranlaßt.

5. Das Konglomerat längs der Buchstaben „Bach“ bei Bergl-Bach ist in einem Farbmarkenversehen mit der Grundfarbe für i gegeben.

6. Dem an dem Südfuß der Rotmoos-Wand und Scharnitzspitz angelagerten Juraanstehen fehlen die Zeichen für i und i_1 .

7. An der westlichen, niedrigeren Fortsetzung des Gehrenspitzengrats in der Umgebung des Punktes 2227 ist irrtümlich Hauptdolomit eingezeichnet; hier stehen weißliche Kalke und Dolomite an, welche zum Teil im Hangendsten der Raibler

Kalke (Kreuzjoch und Schachen etc.) zum Teil in engster Verbindung mit der Rauchwacke (Partnachtal, Fauckenklamm etc., vgl. S. 73) auftreten.

Nachtrag zu Seite 105. Kap. 12. Zusammenfassung bez. der Gebirgsbewegung. Zum Verständnis des Bildes des Übergangs einer scheinbaren Nordüberschiebung in eine Westüberschiebung, welches Karwendelgebirge und Wettersteingebirge bieten würden, sei darauf hingewiesen, daß (vgl. A. ROTHPLETZ l. c. 1905, Karte der rhätischen Überschiebung) die Karwendelüberschiebung ganz in jenen Grenzen liegt, welche durch die südliche Ausbiegung der Inntal-Verschiebungsfläche Zirl-Innsbruck-Schwaz eine große nordsüdliche Breite der Kalkalpen kennzeichnen; das Wettersteingebirge entspricht aber der starken nördlichen Vorbiegung jener Fläche östlich und westlich von Telfs. In dieser Enge mußte also eine Längsbewegung starke Stauungen erfahren; die Folge letzterer konnten sein: 1. die Auslösung nordtransversaler Verschiebungen, welche den Nordrand der Kalkalpen der erwähnten Enge entsprechend vorzurücken streben (Loisachtal-Walchensee); 2. die Entstehung von Nordüberschiebungen in den nächst-östlichen, „longitudinal“ nachrückenden Gebirgsmassen des Karwendels.

Nachtrag zu Seite 110—112; Kap. 15. Über die Kare des Hochgebirges.¹⁾ Es ist mir eine durchaus nicht unangenehme Pflicht, darauf hinzuweisen, daß die oben gegebene Erklärung der Karbildung schon im wesentlichen in der mir erst nachträglich bekannt gewordenen Schrift von R. LUCERNA (Sitz-Ber. d. K. K. Akad. d. W. Wien math.-naturw. Kl. Bd. CXVII Abt. I. 1908) veröffentlicht ist, worauf auch wegen eingehenderer Zeitfestlegung der Karstufen verwiesen sei. Zu demselben Resultat kommt auch in den soeben eingetroffenen Monatsber. d. D. Geol. Gesellsch. 1910 N. 12 R. LEPSIUS, scheinbar auch, ohne die Abhandlung von LUCERNA gekannt zu haben.

¹⁾ Vgl. hierzu auch W. SALOMON in N. J. f. M., G. u. P. 1900. II.

Inhalts-Übersicht.

Vorbemerkung über die Kartenaufnahmen	S. 61—62
I. Kurze Formationsbeschreibung	S. 63—83
1. Muschelkalk i. e. S. S. 63—65; 2. Partnachschichten S. 65—67; 3. Wettersteinkalke S. 67—70; 4. Raibler Schichten S. 70—72; 5. Rauchwacken zwischen Raibler Schichten und Hauptdolomit S. 72—73; 6. Hauptdolomit und Plattenkalke S. 73—74; 7. Kössener Schichten S. 74—75; 8. Jura-Schichten S. 75; 9. Neokom S. 76—77; 10. Hochgebirgskonglomerat S. 77—79; 11. Die übrigen quartären und novären Ablagerungen S. 79—81; 12. Das als Ehrwaldit bekannte Eruptivgestein S. 81—83.	
II. Allgemeine tektonische Übersicht	S. 84—112
1. Abgrenzung der Hauptschollen 84—86; 2. Möglichkeiten der Aufklärung des Gebirgsbaus S. 86—87; 3. Beziehung des Wamberger Rückens zu den umgebenden Gebirgstteilen S. 87—90; 4. Verhältnisse des Schachengebietes S. 90—92; 5. der Zug mit jüngeren Schichten südlich des Wettersteingebietes S. 92—94; 6. Westwand des Wettersteingebirges S. 94—97; 7. Querstörungen im Partnach-Kreuzalgebiet S. 97—98; 8. Querstörungen im Zug südlich des Wettersteingrates S. 98—100; 9. Querstörungen im Gebiet zwischen Partenkirchen und Barmsee S. 100—101; 10. Westbegrenzung des gesamten Gebirges S. 101—103; 11. Nochmals die Waldeck-Wamberger Scholle mit Umgebung S. 103—104; 12. Zusammenfassung bez. der Gebirgsbewegung S. 104—106; 13. Tektonisches bez. der Seebecken S. 106—108; 14. Tektonisches bez. der Talbildungen S. 108—110; 15. Über die Kare des Hochgebirges S. 110—112.	
III. Bemerkungen und Berichtigungen zur Karte	S. 112—114
Nachtrag zu S. 105 (Zusammenfassung bez. der Gebirgsbewegung)	S. 114
Nachtrag zu S. 110 (Kare des Hochgebirges)	S. 114

GEOLOGISCHE KARTE des Wetterstein-Gebirges

aufgenommen von
Dr. Otto M. Reis und Dr. Friedr. W. Pfaff

unter Leitung
weiland Geheimen Rates
DR. VON GÜMBEL.

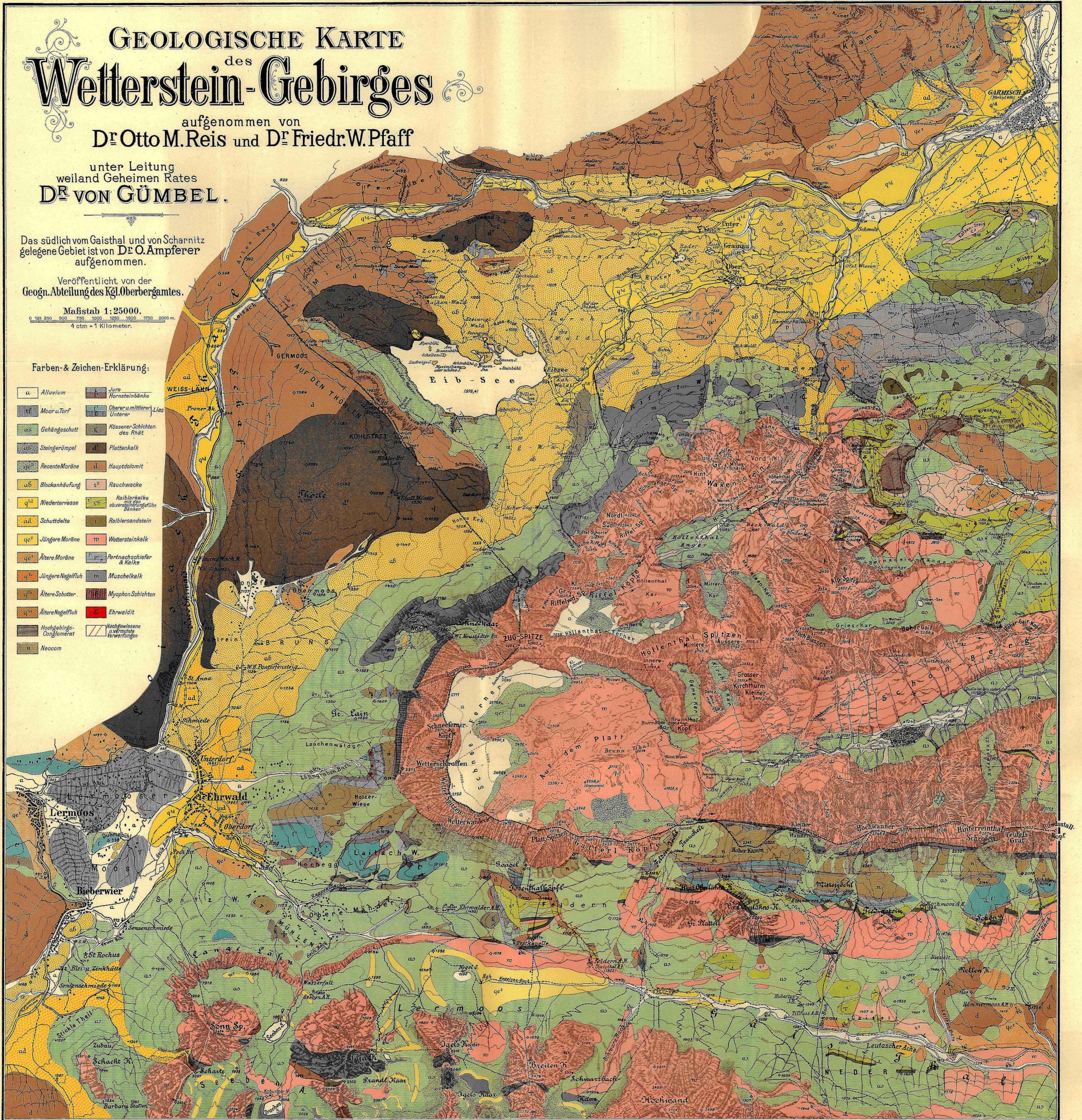
Das südlich vom Gaisthal und von Scharnitz
gelegene Gebiet ist von Dr. O. Ampferer
aufgenommen.

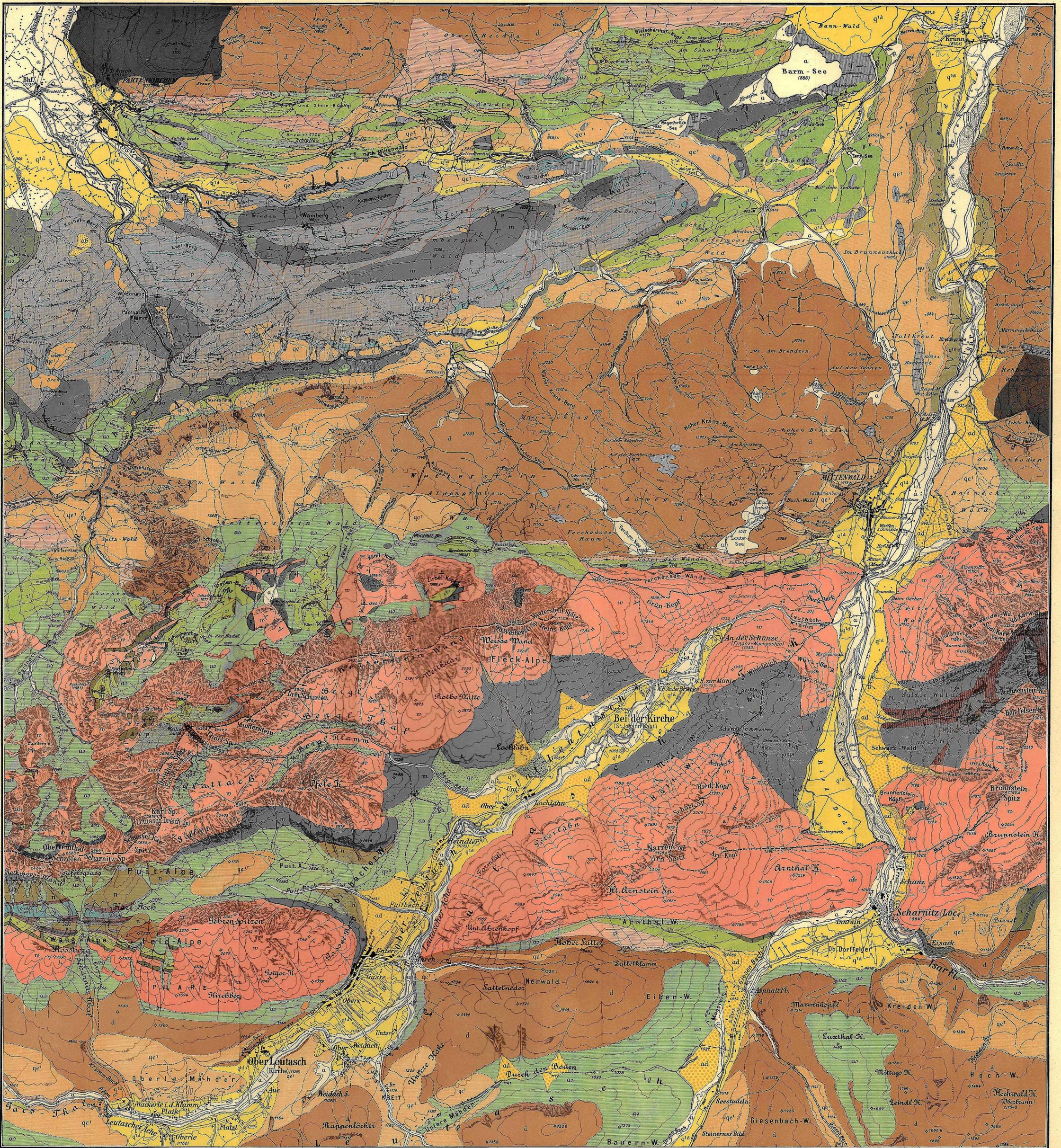
Veröffentlicht von der
Geogn. Abteilung des Kgl. Oberbergamtes.

Maßstab 1:25000.
0 125 250 500 750 1000 1250 1500 1750 2000 m.
4 cm = 1 Kilometer.

Farben- & Zeichen-Erklärung:

a	Alluvium	Jura	Hornsteinbänke
ab	Moor- u. Torf	Ober- u. mittlere Lias	Untere
as	Gehängeschutt	Kässener Schichten	des Rhät
at	Steingerümpel	d	Plattenkalk
au	Recente Moräne	h	Hauptdolomit
av	Blockanhäufung	r	Rauchwacke
q ¹	Niederterrasse	ra	Raiblerkalk
q ²	Schuttdelta	rb	obversteinungsführende Bänke
q ³	Jüngere Moräne	sa	Raiblersandstein
q ⁴	Ältere Moräne	ta	Wettersteinkalk
q ⁵	Jüngere Nagelfluh	pa	Partnachschiefer & Kalk
q ⁶	Ältere Schotter	ma	Muschelkalk
q ⁷	Ältere Nagelfluh	ma	Myophon-Schichten
q ⁸	Hochgebirgs- Conglomerat	ca	Ehrwaldit
n	Neocom	ca	Nachweisene Verrucosaria-Verwerfungen





Beiträge zur Kenntnis des Wellengebirges der Gegend von Zweibrücken (Rheinpfalz).

Von

Fritz Heim

(Heidelberg).

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit war in erster Linie gedacht als ein Beitrag zur Kenntnis des Wellengebirges der hinteren Rheinpfalz. Insbesondere sollte die Ausbildung dieser Formation mit der im benachbarten Lothringen, Preußen und womöglich auch den entfernteren rechtsrheinischen Gegenden verglichen werden. Als Grundlage für diese Wellenkalkstudien diente mir die Kartierung eines kleineren Gebietes südwestlich Zweibrückens, bei welcher ich naturgemäß auch eine Anzahl anderer Formationsglieder (Buntsandstein, mittleren und oberen Muschelkalk), sowie allgemein geologische Fragen in den Bereich meiner Betrachtungen zu ziehen hatte. Ihre Bearbeitung und Beantwortung hätte einen zweiten Teil der Arbeit geben sollen. Eine Aufforderung zur Teilnahme als Geologe an der neuen deutschen antarktischen Expedition zwang mich zu einem raschen Abschluß. Daher enthält diese Arbeit lediglich das wenige, was von meinen bisherigen Studien über das Wellengebirge der genannten Gegend der Veröffentlichung wert erschien.

Herrn Redakteur KÖNIG-Heidelberg bin ich für gefällige Durchsicht meines Muschelkalkmaterials, Herrn K. Rat Dr. HÄBERLE für viele wertvolle Anregungen beim Aufsuchen und Studium der einschlägigen pfälzischen Literatur, Herrn Professor LEPLA-Berlin, welcher in den Jahren 1883 und 1884 im amtlichen Auftrag der bayerischen Landesuntersuchung (Geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamtes) die Aufnahme des Muschelkalkgebietes in der Rheinpfalz zu besorgen hatte, für zahlreiche wichtige Hinweisungen zu großem Dank verpflichtet. Besonders aber danke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor SALOMON-Heidelberg für seine wertvolle Unterstützung und für die freundliche Durchsicht dieser Arbeit aufs herzlichste.

A. Einleitung.

Das von mir bearbeitete Gebiet umfaßt die landschaftlich nicht reizlose Gegend zwischen Zweibrücken, Blieskastel und etwa Böckweiler im sogen. Zweibrücker Westrich (in der bayerischen Hinterpfalz), und wird genauer begrenzt im Osten vom Bickenalbe-Bach und Hornbach, im Norden vom Schwarzbach und der Blies, im Westen von dem letztgenannten Flusse und im Süden von einer etwa durch Bliedalheim und Alt-Altheim ziehenden Linie. Als topographischer Unterlage für die Kartierung bediente ich mich der alten topographischen Karte 1:25 000 des Kgl. Bayer. Generalstabs (aufgenommen 1836 und 1837, Coten collationiert 1863),

zu ihrer Ergänzung der Umgebungskarte von Zweibrücken 1:50000. Da die erstgenannte topographische Unterlage schon recht alt und vor allem ohne Höhenkurven ist, und im Frühjahr 1911 nach einer Mitteilung des topographischen Bureaus des Kgl. Bayer. Generalstabes mit einer neuen Aufnahme der Pfalz begonnen wird, so sehe ich von der Veröffentlichung dieser Karte ab.

Auf eine eingehende topographische Schilderung kann ich füglich verzichten, indem ich auf die zitierte Karte verweise. Tektonisch gehört mein Gebiet dem Nordflügel und der Muldentiefe der sogenannten Pfälzer Mulde an. Die Achse dieser Mulde¹⁾ streicht SW.—NO.; wir befinden uns in dem nordöstlichen Teil der Mulde, so daß wir gegen Südwesten zu die jüngeren, gegen Nordosten zu die älteren Formationen antreffen werden.

Am Aufbau nehmen die Gesteine des Hauptbuntsandsteins und des Voltzien-sandsteins teil, auf die sich konkordant die Gesteine des gerade aus dieser Gegend noch recht wenig untersuchten Muschelkalks in seinen drei Gliedern — Wellengebirge, mittlerer und oberer Muschelkalk — auflagern. Der orographische Aufbau des ganzen zeigt den für Gegenden mit Buntsandsteinsockel und aufgesetztem Muschelkalk genügend bekannten Typus. Von den Alluvionen der bereits genannten Flüsse und ihrer Nebengewässer führt ein erster Steilanstieg, bedingt durch den harten Buntsandstein, hinauf zu einer Art Terrasse, die recht breit sein kann und den weichen Gesteinen des unteren und mittleren Wellengebirges ihre Existenz verdankt. Von hier führt ein zweiter, weniger hoher Anstieg, bedingt durch die härteren Gesteine des oberen Wellengebirges (Schaumkalke), hinauf zu einem weiten, lehmbedeckten Plateau. Dieses Plateau nimmt, von rasch einschneidenden Tälern zerlappt, den weitaus größeren, nördlichen Teil des Gebietes ein, da hier die Schichten-serie mit dem obersten Wellengebirge nach oben abschließt. Im Süden aber, in der Gegend von Böckweiler, setzt sich auf dieses Plateau die einen dritten und letzten, wiederum bedeutenderen Steilanstieg bildende, weithin sichtbare Masse des Großen Kahlenberges auf, bestehend aus den harten Kalken des oberen Muschelkalks. Mit seinen 395,6 m Höhe ü. d. M. gewährt dieser die ganze Gegend beherrschende Berg einen ausgezeichneten Überblick über die hintere Pfalz.

Alle Täler gehören zum Flußgebiet der Blies und damit der Mosel; kurze, meist gerade, rasch und tief einschneidende, sehr jugendliche Täler und Tälchen führen, die ganze am Aufbau beteiligte Platte reichlich gliedernd, vom Wellenkalkplateau hinab zu den breiten Auen der größeren, oben genannten Flüsse.

Die im großen und ganzen NW.—SO. ziehenden oder darauf senkrechten Richtungen der Täler lassen einen genetischen Zusammenhang wenigstens der größeren Täler mit dem von LEPPLA nachgewiesenen, die ganze Pfälzer Mulde beherrschenden Sprungsystem vermuten; ein Beweis hierfür, etwa durch den Nachweis tektonischer Störungen, läßt sich jedoch in unserem beschränkten Gebiet im einzelnen nicht erbringen.

Das Wellengebirge. Die genaue Kenntnis des deutschen Wellengebirges überhaupt wird durch eine stattliche Zahl von Arbeiten vermittelt, und wiederholt wurden Versuche einer zusammenfassenden Darstellung gemacht. In der letzten Zeit hat vor allem MARTIN SCHMIDT in seiner trefflichen Arbeit über „Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt“²⁾ eine sehr detaillierte Gliederung dieser

¹⁾ LEPPLA, A.: Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen etc. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt. Bd. XIII 1892.

²⁾ Mitteilungen der Geolog. Abteil. des Kgl. Württ. Stat. Landesamtes. Nr. 3. 1907.

Abteilung des Muschelkalkes für die dortige Gegend gegeben und die Möglichkeit weitgehender Parallelisierungen mit anderen Entwicklungsgebieten gezeigt.

In den linksrheinischen Gebieten machte wohl zuerst E. WEISS¹⁾ 1869 auf die abweichende Ausbildung des Wellengebirges von der normalen Fazies aufmerksam, indem er zeigte, daß die obere Abteilung des damaligen „grès bigarré“ weiter nichts sei als eine sandige Fazies des sogen. „Wellenkalkes“ und vom eigentlichen Buntsandstein abgetrennt werden müsse. Seitdem ist in den verschiedensten Gegenden jener Gebiete vor allem durch die Arbeiten der geologischen Landesanstalten der beteiligten Staaten jene Entwicklung im einzelnen studiert und allgemein bekannt geworden. Für den bayerischen Anteil des linksrheinischen Wellengebirges sind zwar die geologischen Aufnahmen, und zwar für die damalige Zeit so gründlich als möglich, durchgeführt worden, aber von einer detaillierten Bearbeitung oder vielmehr Einzelbeschreibung mußte bei dem verhältnismäßig kleinen Maßstab der Publikationskarten vorerst abgesehen werden. Die LEPPLA'schen und GÜMBEL'schen Arbeiten und ebenso die REIS'sche Darstellung in den Erläuterungen des Blattes Zweibrücken konnten naturgemäß nicht so viel Einzelheiten bringen, wie nötig wären, um eine ganz eingehende Gliederung des Pfälzer Wellengebirges zu geben und damit auch besondere Vergleichen mit anderen Entwicklungsgebieten in allen Einzelheiten anstellen zu können.

B. Beschreibung des Pfälzer Wellengebirges.

Die Gesamtmächtigkeit des Wellengebirges beträgt in meinem Gebiete etwa 55 m. Die Grenzen sind gegen oben und unten durch grüne und rote Letten gegeben: oben durch die mehrere Meter mächtigen bunten Letten des mittleren Muschelkalks (am kleinen und großen Kahlenberg), und gegen den Buntsandstein durch den im allgemeinen 20 cm mächtigen „Grenzletten“, der zuerst von E. WEISS als Grenzschicht benutzt wurde.

Die Tabelle S. 118 gibt einen Überblick über die einzelnen Unterabteilungen, die in meinem Gebiet verfolgt werden konnten.

I. Untere Abteilung = mu_1 .

Die 19—21 m mächtige untere Abteilung des Wellengebirges (= mu_1) kann nach der Entwicklung in dem bearbeiteten Gebiet in zwei petrographisch verschiedene Abteilungen zerlegt werden. Der weitaus größte untere Teil von etwa 15—17 m besteht aus braunen und gelben Sandsteinen und Dolomiten mit zwischengeschalteten Tonen und Mergeln, der obere Teil von 3—5 m, aus gelben Mergeln, seltener Tonen. Als „hangende Mergel“ kann man sie wohl den darunter liegenden 15—17 m mächtigen „sandig-tonigen Schichten“ gegenüberstellen.

1. Die sandig-tonigen Schichten.

Die festen Gesteine²⁾ dieser Abteilung, die sogen. „Buchsteine“, zeigen zweierlei Ausbildung. Es überwiegen durchaus feinkörnige, meist glimmerreiche, plattige Sandsteine von 5—30 cm Mächtigkeit und brauner, gelbbrauner, grau-

¹⁾ WEISS, E.: Die Entwicklung des Muschelkalks an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 21. 1869. S. 837—849.

²⁾ Die Bauern unterscheiden den für die Ackerkultur brauchbaren Boden des Wellengebirges einfach als „Gauboden“ von dem mehr für Waldkultur geeigneten „Sandboden“ des Buntsandsteins.

Gesamtprofil des Wellengebirges von Zweibrücken.

55	3 + ?	dichte gelbe Dolomite, fossilieer	Orbicularisschichten	
50	1.00	Knochenbank		
	2.00	eigentliche Orbicularisschichten		
45	3.00	„Schaumkalke“ und Dolomite	Schaumkalkregion	m u ₃
	2.00	Plattenkalke		
	1.00	Schaumkalke		
40	7.00	wellenkalkartig gepackte, mergelige Dolomite	Wellendolomite	
35	0.30	Pentacrinusbank		
30	2.00	Gervillien-Myaciten	Wellenmergel	m u ₂
	5.00	Mergel und Dolomite		
	1.00	Obere Terebratelbank		
25	5.00	Mergel		
	1.00	Untere Terebratelbank		
20	3-5	Mergel und Tone	Hangende Mergel	
15				
10	15-17	Sandsteine, Dolomite, Mergel und Tone	Sandig-tonige Schichten („Muschelsandstein“-Facies)	m u ₁
5				

gelber, violetter, grauer, grünlichgrauer (und sehr selten auch roter) Farbe. Sehr charakteristisch ist für alle eine dicht gedrängte, von Mangan oder Eisen herührende Tüpfelung oder Punktierung, welche das ganze Gestein durchsetzt, d. h. sich nicht etwa nur auf die Kluft- und Schichtflächen beschränkt. Nur wo diese Tüpfelung fehlt und gleichzeitig das Gestein vollständig ausgebleicht ist, könnte eine Verwechslung mit ausgebleichtem Voltziensandstein im Handstück möglich sein, eine Verwechslung, die im Felde für ausgeschlossen gelten kann. Die grauen und grünlich-grauen Varietäten führen häufig bei hohem Tongehalt kleine grüne Tongallen. Violette Färbungen zeigen sich in den verschiedensten Lagen: z. B. wiederholt an der Basis (Breitfurter Buntsandsteinbruch; Straße oberhalb Breitfurt zum Sitterswald); in ca. 3 m über dem Grenzletten (Bubenhausen),¹⁾ in 6—8 m Höhe (am Einöder Dick); immer wiederkehrend bis 7 m hinauf (Wegeinschnitt hinter Alheim jenseits der Bickenalbe). Ein intensiv rotes, dünnes Sandsteinbänkchen traf ich nur an der Straße von Breitfurt nordöstlich zum Sitterswald, in geringer Höhe über dem Grenzletten. Auffallend ist ferner eine durchaus nicht an bestimmte Niveaux gebundene ellipsoidische Absonderung, die erstmals von DAUBRÉE²⁾ beschrieben und seither aus allen Vorkommnissen von „Muschelsandstein“ wieder erwähnt wird. Am konstantesten scheint sie im Verein mit violetter Färbung in einer Höhe von ca. 4—5 m über dem Grenzletten zu sein.

Eine zweite Art von Gesteinen, wie es scheint mit unregelmäßiger Verteilung zwischen den tonigen Sandsteinen, sind braune und gelbe, ebenfalls oft getüpfelte, feinsandige Dolomite. Vermutlich sind viele unserer Buchsandsteine durch Auslaugung aus solchen Dolomiten hervorgegangen.

Endlich bilden das weiche Material dieser sandig-tonigen Schichten stark sandige, glimmerreiche, grünliche und gelbe Mergel, sowie grünlichgelbe Tone und Schiefertone, in rasch wechselnder Mächtigkeit jeweils zwischen Sandsteine und Dolomite eingeschaltet. Sie werden besonders gegen oben häufiger, wo sie im oberen Viertel die festen Bänke recht zurückdrängen können.

Etwa die unteren zwei Drittel der Zone bestehen im ganzen Gebiet überwiegend aus Sandsteinen und Dolomiten, gegen welche sandige Tone und Mergel ganz zurücktreten. Im Norden herrschen auch im oberen Drittel Dolomite und Sandsteine noch vor. Gegen Süden zu aber treten diese immer mehr zurück, und Tone gewinnen langsam die Oberhand. Gleichzeitig mit diesem Mächtigerwerden der Tone ist in dem oberen Drittel der sandig-tonigen Schichten eine ebenfalls von Nord nach Süd sich vollziehende petrographische Veränderung des weichen Materials zu konstatieren: Die gelben, sandigen Mergel der größeren nördlichen Hälfte des Gebietes gehen gegen Alheim zu in grünliche Tone über.

Der Fossilgehalt der sandig-tonigen Schichten ist nicht nur wie im benachbarten Lothringen an die Dolomite gebunden, sondern auf Tonsandsteine und Dolomite gleichmäßig verteilt. Häufig zeichnen sich die tiefbraunen mulmigen Sandsteinvarietäten durch besonders reichliche Fossilführung aus. Es ist mir nicht gelungen, irgendwelche durchsetzende, genau charakterisierte Horizonte zu finden. Die Fossilien sind oft auf weiteren Flächen recht beschränkt, treten dafür aber an gewissen Stellen in umso größerer Häufigkeit auf. Es handelt sich meist um

¹⁾ Siehe auch REIS, Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 146.

²⁾ DAUBRÉE, A.: Description géologique et minéralogique du dép. du Bas-Rhin. Strasbourg 1852.

Bivalven, und da diese Tiere gesellig beieinander leben, so ist die nesterweise Art des Auftretens in den verschiedenen Niveaux nicht weiter verwunderlich.

Nur ganz im Liegenden findet sich, bald direkt über dem Grenzletten, bald wenige Dezimeter höher mit ziemlicher Regelmäßigkeit eine Anreicherung von Trochiten, welche zweifellos dem unteren Trochitenvorkommen Lothringens entspricht. Ein einziges Mal konnte eine Trochitenbreccie in 3 m über dem Grenzletten konstatiert werden (bei Breifturt); ein dem lothringischen „oberen Trochitenbänkchen“ entsprechendes konstantes Trochitenvorkommen oder gar den für dieses Bänkchen bekannten Fossilreichtum konnte ich jedoch nicht beobachten. Über eine obere Grenze des Auftretens von Trochiten kann ich sichere Angaben nicht machen. Sie sind bestimmt nur in einem wenig mächtigen unteren Komplex dieser Abteilung häufiger, scheinen aber nicht so hoch hinaufzureichen wie in Lothringen.

Spiriferina fragilis konnte — abgesehen von einem noch zu besprechenden Vorkommen im Mühlthal am Hungerberg unter dem Grenzletten — in mehreren Exemplaren in einer tiefbraunen mulmigen Sandsteinbank direkt über dem Grenzletten nur an einer einzigen Stelle beobachtet werden (am Weg, der von der Einmündungsstelle der Blieskasteler in die Webenheim-Mimbacher Straße zum Hornbacher Berg hinaufführt). *Lingula*-Vorkommnisse kann ich nur von zwei Punkten angeben, eines am Hahnen (direkt im Norden des Buchstabens „e“)¹⁾ und ein zweites von einem kleinen alten Aufschluß nordwestlich 345 im Norden des Brombacherhofes (nordwestlich Zweibrücken). Jeweils fanden sich die *Lingulen* etwa 2—3 m unter dem Hangenden der sandig-tonigen Schichten in gut erhaltenem Zustande im Sandstein, an letzterer Lokalität in grosser Häufigkeit. Die in Lothringen im unteren Wellengebirge gar nicht so seltene *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* fand ich nur einmal bei Breifturt in etwa 7 m Höhe über dem Grenzletten. *Terebratula (Dielasma) Ecki* konnte nicht nachgewiesen werden.

Die *Myaciten* trifft man nicht in bestimmten Bänken, sondern gleichmäßig vor allem in den oberen Partien der sandig-tonigen Schichten verteilt. Die Grenze dieser oberen Partien gegen unten kann jedoch nicht scharf gefaßt werden. An allen Fundstellen zeigten sich *Gervilleien*, *Pectiniden* und *Myaciten* etwa in gleichem Zahlenverhältnis, an besonders günstigen scheinen die *Gervilleien* durchaus zu überwiegen.

Eine sehr harte und gleichmäßig feinsandige, lederbraune, etwas glimmerige Dolomitbank, meist direkt über dem Grenzletten, erinnert sehr an die von SCHMIDT²⁾ beschriebene Dolomitbank, die er als äolischen Ursprungs betrachtet. Wenn diese Bank auch nicht gleichmäßig durchgeht, so ist ihre Existenz an der Basis des Wellengebirges auch bei uns doch von Interesse. Der Mangel an Konstanz in ihrer horizontalen Verbreitung ebenso wie der Glimmergehalt lassen sich hier vielleicht mit der größeren Küstennähe und den von dieser abhängigen Einflüssen auf die Sedimentation erklären.

Regelmäßig 3—5 m etwa unter der Unterkante der unteren Terebratelbank (siehe Profil) ziehen die letzten Sandstein- oder Dolomitbänke durch. Sie waren in demselben Abstand von der Terebratelbank bis an die südlichste Grenze meines Gebietes zu verfolgen. Durch irgend welche besondere Fossilführung sind diese Bänke nicht charakterisiert.

¹⁾ Umgebungskarte von Zweibrücken 1:50 000.

²⁾ Freudenstadt 1907. S. 10 u. 11.

Grenze gegen Buntsandstein.

Die Grenze gegen den unterlagernden Voltziensandstein ist immer leicht festzustellen und auf den ersten Blick durchaus scharf; denn der seit E. WEISS zur Orientierung und Kartierung benützte „Grenzletten“, der als die hangendste Schicht des Buntsandsteins aufgefaßt wird, ist bei uns in einer Mächtigkeit von 10—20 cm mit auffallender Regelmäßigkeit fast überall entwickelt. Allerdings geht er manchmal wie in Lothringen¹⁾ und anderwärts seitlich über in glimmerreiche, rote, grünliche und graue, stark tonige, feinkörnige Sandsteinplatten. Da diese keine dem „Muschelsandstein“ zukommende Färbung zeigen, so sind also auch hier im allgemeinen Zweifel ausgeschlossen, besonders wenn solche Sandsteine seitlich deutlich in die roten und grünen Grenzletten übergehen.

Daß diese Grenzletten keine paläontologisch scharfe Grenze sind, ist schon seit langem²⁾ bekannt. Bereits im Voltziensandstein treten in den verschiedensten Abständen von den hangenden Grenzletten wiederholt linsen- und plattenförmige Einlagerungen von gelben, sehr harten oder braunen, weichen Dolomitsandsteinen auf, die denen der Muschelsandsteinfazies durchaus gleichen, und an die das pflanzliche Leben zum Teil, vor allem aber die ganze Tierwelt des Voltziensandsteins gebunden erscheint. In dieser Fauna handelt es sich meist um schlecht bestimmbare Bivalven, doch auch andere Formen, deren Erhaltungszustand in den Bubenhauser Steinbrüchen bei Zweibrücken ausnahmsweise günstig ist; eine Aufzählung von Formen hieraus findet sich in GÜMBEL³⁾ (Bavaria IV 2, 51). Die dickeren und schiefrigen Platten solchen braunen Dolomitsandsteins gehen seitlich in gleich starke und gleichkörnige Platten tiefroten Buntsandsteins über, in welchen dann stets die Fossilführung vermißt wird. Die bekannten Dolomitlinsen der Bubenhauser Brüche liegen etwa 7 m unter dem Muschelsandstein; im folgenden sei ein Profil mitgeteilt, dessen fossilführende Lagen etwa 3 m unter dem Grenzletten liegen. Die Formen ließen sich nicht bestimmen.

Profil im Voltziensandstein am Weiherberg im Bachbett eines Seitentälchens des Regentales.

	m u ₁
ca. 2 ¹ / ₂ m	tiefroter Sandstein tiefroter Sandstein, aufblättern und schiefernd
0,40 m	entfärbter Sandstein
0,2—0,3 m	braune dolomitische Bank; Pflanzenreste; Muscheln; seitlich übergehend in entfärbten, pflanzenführenden Sandstein.
1 m	braune dünn- und ebenplättige Dolomite, wie im Muschelsandstein; Platten 1—5 cm. Fossil leer, seitlich fortsetzend in rote tonige Sandsteinplatten.
0,20 m	rote tonige Sandsteinplatten
	rot bis violett gefärbter kompakter Sandstein.

¹⁾ BENECKE: Führer durch das Elsaß (Sammlung geologischer Führer V) Berlin 1900. S. 181.

²⁾ LEPLA: Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahreshfte I. 1888. S. 50.
GÜMBEL: Geologie von Bayern II. REIS: Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 163.

³⁾ Auch in REIS: Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 147 aufgezählt nach GÜMBEL.

Wichtig ist mir ferner die Tatsache, daß sich bei uns häufig direkt unter den Grenzletten eine kompakte oder in Platten aufgelöste, dolomitische, gelbe oder braune Bank bis 40 cm Mächtigkeit findet, die stratigraphisch zwar zum Buntsandstein gerechnet wird, paläontologisch jedoch zum Wellengebirge gestellt werden muß.¹⁾

Ein Aufschluß bei Rimschweiler im Mühlthal am Hungerberg zeigt folgendes Profil:

		einige fahlgelbe Sandsteinplatten
m u ₁	fast 2 m	grünliche, krümelige, sandig-glimmerige Mergel
	0,10 m	hellgelbes sandiges Bänkchen
	0,40 m	rote und grüne sandige Letten (Grenzletten?)
	0,30—0,40 m	braune, oft mulmige Sandsteinbank, sehr reich an Fossilsteinkernen
	0,30—0,40 m	lettige, sandige Platten
	2—3 m	entfärbter Buntsandstein mit Pflanzenresten.

Aus der Bank unter dem Grenzletten konnte allein aus diesem Bruche folgende hübsche Fauna zusammengestellt werden:

Myophoria vulgaris BR.

Myophoria laevigata var. *transiens* RÜBENSTRUNK.²⁾

Myophoria laevigata v. ALB.

Pecten discites v. SCHL., große Formen wie in SCHMIDT: Freudenstadt I Fig. 2.

Pecten discites v. SCHL., kleine glatte Formen.

Gervillia socialis v. SCHL., in allen Grössen bis zu Exemplaren von 54 mm Länge (!).

Gervillia mytiloides v. SCHL.

Lima lineata v. SCHL.

Lima radiata GOLDF.

Lima cf. striata v. SCHL.

Myacites fassaensis WISSM.

Mytilus velustus GOLDF.

Hinnites comptus SCHL.

Ostrea complicata GOLDF.

Pseudocorbula gregaria v. MNSTR.??

Spiriferina fragilis v. BUCH.

Vertebratenreste.

Hauptsächlich wollte ich mit dem Profil und der Fossiliste dieser einzigen Bank, selbst wenn man sie, was aber kaum angängig ist, bereits zum „Muschel-sandstein“ rechnen wollte, auf den großen Fossilreichtum und die zum Teil außerordentliche Größe einiger Formen, besonders der Limen, Gervillien, Pecten hinweisen. Das wiederholte Auftreten einer deutlichen Muschelsandsteinfazies im Buntsandstein beweist, daß der Übergang vom letzteren zum Wellengebirge nur ganz

¹⁾ Siehe auch BENECKE: Führer p. 181.

²⁾ RÜBENSTRUNK: Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Dissertation Heidelberg 1909.

allmählich vor sich ging. Aber auch im Wellengebirge selbst scheint das Auftreten violetter Färbungen in Lagen, die nie ein Fossil geliefert haben, das stetige Wiedererscheinen ähnlicher Entstehungs- und Lebensbedingungen wie zur Voltzien-sandsteinzeit anzudeuten. Zur Illustration dieser Verhältnisse sei noch folgendes nordöstlich von Breitfurt aufgenommene Profil mitgeteilt.

	braune Sandsteine und Dolomite
1,00 m	violetter, fossilleerer Sandstein
ca. 7 m	braune und gelbe Sandstein- und Dolomitplatten, zum Teil mit Myophorien, Trochiten, <i>Terebratula vulgaris</i> , Wurmsspuren, Gastropoden, Gervilleien; mit zwischenlagernden grünlichen Mergeln, Tonen und Letten
0,05 m	tiefrote Sandsteinplatte, seitlich in eine braunrote, dann rotbraune übergehend
0,15 m	gelbbrauner, harter sandiger Dolomit, undeutliche Fossilien
0,10—0,20 m	rote und grüne Letten (Grenzletten)
0,80 m	rote tonige Sandsteinplatten mit mehreren braunen Dolomitplatten
0,40—0,50 m	harte braungelbe bis braune, sandige Dolomitbank
	rote sandige Schiefertone.

Ich lasse zum Schluß eine Liste aller von mir in den sandig-tonigen Schichten gefundenen Formen folgen, schließe aber der Sicherheit halber die unter dem Grenzletten gefundenen, auf Seite 122 aufgeführten Formen aus.

Encrinus sp.

Lima lineata v. SCHL. (grosse und kleine Form).

Lima radiata ? GOLDF. (kleine Form).

Gervilleia socialis SCHL. (kleine Form).¹⁾

Pecten discites v. SCHL.

Myacites fassaensis WISSM.

Myacites sp., große Form.

Myophoria vulgaris BR.

Myophoria laevigata var. *transiens* RÜBENSTRUNK.

? *Mytilus* sp.

Undularia sp.

Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. SCHL.

Lingula sp.

Vertebratenreste.

Zähnen (*Acrodus* sp.).

Selten Pflanzenreste.

¹⁾ Wahrscheinlich handelt es sich hier um die neue Form *Gerv. soc. var. funicularis* M. SCHMIDT. Doch sind die Formen zu schlecht erhalten, um sicher als *var. funicularis* identifiziert werden zu können.

Die Liste ist sicher noch nicht vollständig, ließ sich aber nach meinem Material nicht ausführlicher machen.

2. Hangende Mergel des $m u_1$.

Die nun folgenden 3—5 m bis zur unteren Terebratelbank bezeichne ich als „hangende Mergel“ des $m u_1$. Normalerweise würde man in unserem Gebiete diesen Komplex der „hangenden Mergel“ gewiss nicht zum $m u_1$, sondern zu den „Wellenmergeln“ des $m u_2$ stellen. Mit Rücksicht auf das von SCHUMACHER für Lothringen gegebene Schema jedoch war es wünschenswert, ihn zum $m u_1$ zu ziehen. Der ganze Abschnitt besteht aus gelben und grünlichgelben, meist dünnen, ebenflächigen, aber auch knolligen Mergeln, die im Norden allgemein etwas sandige Beschaffenheit zeigen und nach Süden zu in grünlichgelbe Tone (Altheim) übergehen. Diese Schichten heben sich im allgemeinen recht deutlich von den sandig-tonigen Schichten ab, vielleicht abgesehen von der Umgebung der letztgenannten Lokalität, wo die oberen Schichten der sandig-tonigen und unserer Zone ziemlich gleiche tonige Ausbildung zeigen. Der Fossilgehalt ist recht spärlich und beschränkt sich auf wenige Arten, von denen *Myaciten* am häufigsten anzutreffen sind. In der Mitte des Komplexes etwa findet sich von Breifturt bis hinüber nach Hengstbach eine 10 cm mächtige sandige Dolomitbank vom Charakter der in der nächst höheren Abteilung auftretenden Dolomite. Sie führt anscheinend keine Fossilien und wurde am südlichen Rand des Gebietes und bei Wattweiler schon nicht mehr angetroffen. Wenig unter der oberen Grenze (d. h. unter der noch zu besprechenden unteren Terebratelbank) findet sich am Wahlerhof eine eigentümlich braungraue, schwarzpunktierte, sehr harte, dichte, rund auswitternde Dolomitbank, die hier riesige Exemplare von *Pecten laevigatus* führt. Sie besteht aus einem jener von SCHUMACHER¹⁾ beschriebenen, im Lothringer Wellengebirge häufigeren „ellipsoidischen Dolomite, die in ihrer horizontalen Entfernung ganz plötzlich abreißen“. Das Auftreten solcher Bänke konnte jeweils nur kurz unter den beiden Terebratelbänken und in der Pentacrinusbank konstatiert werden. Von den ähnlichen Bänken im Muschel-sandstein (s. d.) unterscheiden sich diese Bänke durch ihre graue Farbe, ihre wohl auf den hohen Dolomitgehalt zurückzuführende große Härte und durch geringere Mächtigkeit.

Fossilliste:

Lima lineata SCHL.

Myophoria cardissoides SCHL.

Myacites fassaensis WISSM.

Pecten (Pleuronectites) laevigatus v. SCHL.

II. Mittlere Abteilung = $m u_2$ = Wellenmergel.

Die mittlere Abteilung des Wellengebirges ist gekennzeichnet durch das Vorderrschen von gelben Mergeln. Nur untergeordnet treten Dolomitbänke auf, die sich oft als recht ergiebig an schlecht erhaltenen Fossilien erweisen. Diese Dolomite, die meist 5 und 10, selten 15 cm Mächtigkeit besitzen, sind körnig und sehr selten frisch (graublau glänzend), fast immer in typischer Weise rotbraun verwitternd, so daß sie zwischen den gelben Mergeln schon allein durch ihre Farbe

¹⁾ SCHUMACHER: Erläuterungen zu Blatt Wolmünster. Geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen. 1891. S. 28.

sofort auffallen. Die Klüfte und Schichtflächen sind nicht selten von Kalkspat-häuten überzogen und meist rotbraun gefärbt; im Innern zeigen sich wunderhübsch rosa gefärbte Drusen von Kalkspat.

Die Abgrenzung der ganzen Abteilung nach unten ist sehr scharf und sicher gegeben durch eine konstant auftretende Terebratelbank (= untere Terebratelbank). Gegen oben wurde die Grenze nach dem Vorgange LEPPLAS und SCHUMACHERS mit einer „Pentacrinusbank“ angenommen. Diese obere Grenze ist im allgemeinen recht undeutlich und schwer zu finden, da erstens die Bank nicht überall entwickelt ist und zweitens in der Gesteinsbeschaffenheit nach oben ein allmählicher Übergang in die „Wellendolomite“ des m_u stattfindet. Hier kann die Grenze um einige Meter schwanken (vgl. auch Erltg. Wolmünster p. 46, 47). Man würde gut tun, die Wellendolomite noch in die mittlere Abteilung des Wellengebirges einzubeziehen, wie es in Baden geschehen ist, in welchem Falle dann die Schaumkalke als äußerst scharfe Grenze verwendet werden könnten. Aus historischen und vergleichend-stratigraphischen Gründen ist jedoch die erste Abgrenzung gewählt worden.

1. Untere Terebratelbank.

In 3—5, im Durchschnitt 4 m über der letzten deutlichen Sandstein- oder Dolomitbank der sandig-tonigen Schichten liegt ein im allgemeinen 80 cm, höchstens 1 m mächtiger Komplex von dünnen, durch *Terebratula vulgaris* charakterisierten Dolomitbänken, mit denen das mittlere Wellengebirge beginnt. Durch das erste massenhafte Auftreten der Terebrateln ist diese Begrenzung auch paläontologisch gerechtfertigt.

Die Dolomite dieser „unteren Terebratelbank“ sind meist ziemlich dicht aufeinandergepackt, sonst durch gelbe Mergel getrennt, und sind fast allein die Träger der Terebrateln, sofern diese nicht völlig fehlen; die „Bank“ selbst ist auf jeden Fall vorhanden. Neben den Brachiopoden sind auffallend kleine Stielglieder von *Enerinus* sowie das anscheinend völlige Fehlen irgend welcher andern Fossilien besonders bezeichnend.

2. Mergel zwischen den beiden Terebratelbänken.

Die „untere“ und eine noch zu besprechende „obere“ Terebratelbank schließen einen 4—5 m mächtigen Komplex einförmiger gelber, sehr dünnschichtiger, fossilreicher Mergel ein. Irgendwelche charakteristische Bänken innerhalb dieser Abteilung sind nicht vorhanden, außer einer auffälligen, sehr harten, rundlich abwitternden,¹⁾ nicht über 10—15 m mächtigen, grauen Dolomitbank vom Charakter der bereits S. 124 besprochenen. Sie befindet sich etwa $\frac{1}{2}$ m unter der oberen Terebratelbank sowohl bei Hengstbach als auch noch weiter südlich bei Alt-Altheim, jenseits der Bickenalb (alte Buche), doch ist sie im zwischenliegenden Gebiet nicht anzutreffen. Einschaltungen von sandig-dolomitischen, härteren Schiefen, die sich bei Hengstbach (Nord) fanden, scheinen sehr lokaler Natur zu sein.

Diese Zone ist außerordentlich reich an Fossilien, der Erhaltungszustand der Fossilien allerdings meist recht dürftig. Bald finden sich nur mergelig-dolomitische, schwer zu bestimmende, oft stark verdrückte Steinkerne, die selten genug statt der ehemaligen Schale noch einen dünnen limonitischen Überzug zeigen, bald treffen wir Formen, die infolge einer ursprünglichen Pyritisierung und nachfolgenden Um-

¹⁾ SCHUMACHER nennt sie, wie schon gesagt, „ellipsoidisch begrenzt“.

wandlung in Brauneisen einen besseren Erhaltungszustand zeigen. Während Myophorien und Gervilleien häufig, die seltenen Beneckeien immer in diesem Erhaltungszustand auftreten, finden sich die Myaciten und Limen immer nur in mergelig-dolomitischen Steinkernen. Die Formen sind meist so aus den Mergeln herausgewittert, daß man sie am Hange leicht zu Hunderten auflesen kann, was naturgemäß zu Ungewißheiten über die wirkliche Zugehörigkeit gewisser Formen zu diesem Komplex führen kann. So stammt sicher ein großer Teil der hier gefundenen Terebrateln aus der oberen Terebratelbank, wie man einigermaßen an dem Erhaltungszustand erkennen kann. *Coenothyris vulgaris* ist zwar in unseren Mergeln vorhanden, aber entschieden als eine wenig häufige und sicherlich gar nicht weiter auffallende Form zu bezeichnen.

Corbula gregaria findet sich an der Straße von Breittfurt gegen den Sitterswald (zum kleinen Kahlenberg) 2¹/₂ m unter der oberen Terebratelbank in großen Mengen, ist aber durchaus nicht an dieses Niveau gebunden. *Lima lineata* ist im ganzen Wellengebirge in diesem Komplex am häufigsten und findet sich beispielsweise in den Feldern oberhalb Ixheim zu Hunderten. Sie scheint im allgemeinen direkt unter der oberen Terebratelbank am häufigsten zu sein; eine eigentliche Limabank fand sich jedoch nur am Wahlerhof. Dagegen sind, wie ich gleich jetzt erwähnen will, Limabänke an der Basis der nächsthöheren Schicht (der oberen Terebratelbank) öfter anzutreffen.

Das interessanteste Fossilvorkommen in diesen gelben Mergeln bildet schließlich *Beneckia Buchi*, wovon sich zwei gut erhaltene Exemplare an der schon genannten Strasse Breittfurt—Kleiner Kahlenberg 1 m unter der oberen Terebratelbank im Schichtverband, und einige Bruchstücke etwa 1—2 m unter derselben Bank herausgewittert am Wahlerhof vorfanden.

Fossilführung:

Encrinus sp.

Lima lineata v. SCHL.

Gervilleia soc. var. *funicularis* M. SCHMIDT.

Myophoria cardissoides v. SCHL.

Myacites fassaensis WISSM.

Myacites sp.

Pseudocorbula gregaria v. MNSTR.

Chemnitzia Schlotheimi.

Natica sp.

Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. SCHL.

Nautilus dolomiticus QU.

Beneckia Buchi v. ALB.

3. Die obere Terebratelbank.

Der Komplex der oberen Terebratelbänke — kurz: die obere Terebratelbank — besteht aus Dolomitbänken von wechselnder Zahl, Mächtigkeit, petrographischer Ausbildung und wechselndem gegenseitigen Abstand, sowie dazwischen geschalteten Mergeln. Erstere enthalten reichlich, letztere außer Terebrateln fast gar keine Fossilien. Die Gesamtmächtigkeit beträgt fast durchweg 1 m, seltener mehr (Wahlerhof) oder weniger; der Mächtigkeitsbetrag ändert sich nur um wenige Dezimeter. Sie ist im ganzen Gebiete deutlich nachzuweisen: häufig erscheint sie im Gelände

als ein kleines Gesims (z. B. am Weg vom Bannstein nach dem Rosenhof); in Hohlwegen verläuft sie, wie die untere Terebratelbank, meist als deutliche Stufe quer über den Weg, und selbst in den Feldern macht sie sich überall bemerkbar durch die massenhaft herausgewitterten Terebrateln und fossilführenden Dolomitbrocken. Noch bei Contwig sind beide Terebratelbänke ausgezeichnet entwickelt; hier zeichnen sie sich aus durch einen beträchtlichen Kalkgehalt, der auch am Bannstein, allerdings in viel geringerem Masse, sich schon in beiden Terebratelbänken bemerkbar macht. Weiter gegen Süden jedoch zeigen ihre Gesteine kaum ein schwaches Reagieren auf Salzsäure.

Die Dolomite der oberen Terebratelbank sind bald fein-, bald gröber kristallinisch (meist das letztere), bald knollig, bald ebenbankig, gelegentlich ziemlich sandig, manchmal ebenschiefrig entwickelt, bald reichlich, bald spärlich vorhanden, und von lokal mehr oder weniger reichlicher Fossilführung. Durch stärkeren petrographischen Wechsel und erheblichen Fossilreichtum unterscheidet sich die obere fast immer von der unteren Terebratelbank.

Die Terebrateln finden sich ebenso wie die meisten anderen Fossilien meist in den oberen Lagen besonders reichlich; *Lima lineata* dagegen erscheint häufiger gegen das Liegende und bildet hier gelegentlich eine Art Limabank (Wahlerhof, Wattweiler, am Bannstein). Die Trochiten finden sich in der oberen Terebratelbank überall.

Inwieweit Dolomitbänke noch in die „Terebratelbank“ zu ziehen sind, läßt sich häufig erst durch den Vergleich mehrerer benachbarter Vorkommen auf Grund der Terebratelführung entscheiden (s. Profil 3 und 4). In vielen Fällen mag die Zugehörigkeit einer Dolomitbank unsicher bleiben, vgl. Profil 2 und 1, und die Abgrenzung des „oberen Terebratelkomplexes“ bleibt der Willkür des Beobachters überlassen. Irgendwelche Kriterien außer dem Vorkommen der Terebrateln fehlen eben vollständig, und da nachgewiesenermaßen die Terebratelführung häufig in vertikaler und vor allem horizontaler Hinsicht aussetzen kann, so muß die Abgrenzung naturgemäß unsicher bleiben; die Terebratelbank irgendwie schärfer fassen zu wollen, hätte, meiner Ansicht nach, keinen Wert.

Von den beiden folgenden nahe beieinander aufgenommenen Profilen am Hahnen zeigt das zweite auch, daß die Terebrateln durchaus nicht an die Dolomite gebunden sind.

1		Gelbe Mergel
	0,07 m	zwei dünne Dolomitbänkchen
	0,50 m	gelbe Mergel
	0,10—0,15 m	rotbraune Dolomitbank. <i>Coenothyris vulgaris</i>
	0,50 m	gelbe Mergel; ? fossilleer
	0,25 m	kompakter, bankiger
	0,25 m	dünnschieferiger
		} Dolomit. <i>Coenothyris vulgaris</i>
		Gelber Mergel.

2

	Gelbe Mergel. <i>Gerv.</i> , <i>Chemnitzia</i> u. a.
0,05 m	dünnes Dolomitplättchen, bedeckt mit <i>Gervilleia soc. var. funicularis</i> , erfüllt mit Trochiten
0,50 m	gelbe, dolomitische Mergel, erfüllt mit Terebrateln
0,10 m	Dolomitbank
0,40 m	mehrere Dolomitbänke mit zwischenlagernden Mergeln; die unterste Trochitenbank
0,10 m	gelbe Mergel
0,05 m	sandige, graugelbe, fossililere schieferige Bank
	Gelbe Mergel mit einigen Trochitenbänkchen.

Aus der genaueren Betrachtung der Profile geht hervor, daß, wenn beispielsweise in Profil 1 die obere rotbraune Dolomitbank (0,10—0,15) seitlich auskeilt, und zugleich die Terebrateln verschwinden, wir einfach eine „obere Terebratelbank“ von nur $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit antreffen werden. In der Tat gehört aber auch ein Komplex von etwa 0,50 m der darüber liegenden Mergel zur „oberen Terebratelbank“; ohne den Vergleich mit einer Entwicklung wie in Profil 1 wäre das naturgemäß nicht zu erkennen. Auf diese Weise mag sich theoretisch das Schwanken in der Mächtigkeit derartiger Bänke erklären, und wäre doch mit großer Wahrscheinlichkeit auch hier zu erwarten. Demgegenüber muß die große Konstanz unserer oberen Terebratelbank, deren Mächtigkeit nur innerhalb weniger Dezimeter schwankt, als auffallend bezeichnet werden.

3. Hengstbach Nord.

	Gelbe Mergel
0,75 m	mehrere stark sandige Dolomitbänke mit zwischenlagernden gelben Mergeln. Besonders in den oberen Platten <i>Gervilleia (Hoernesia) soc. var. funicularis</i> , <i>Lima lineata</i> , <i>Ostrea (Terquemia) sp.</i> und <i>Terebratula (Coenothyris) vulgaris</i>
0,25 m	gelbe Mergel
0,12 m	sehr harter, braungrauer, ebenbankiger, fossilieerer Dolomit
0,45 m	gelbe Mergel. <i>Lima lineata</i> , <i>Gervilleia (Hoernesia) soc. var. funicularis</i> . <i>Myacites fassaensis</i> . <i>Chemnitzia</i> .
0,30 m	stark sandige, uneben gepackte, dolomitische Schiefer. <i>Lima lineata</i> . <i>Myac. fassaensis</i> .
	Gelbe Mergel.

4. Hengstbach Süd.

0,05 m	dünnes Dolomitbänkchen. <i>Lima striata</i> . Trochiten.
1,00 m	Mergel. <i>Myacites fassaensis</i>
0,10 m	Dolomitbank, fossilleer
0,50 m	Mergel
0,50 m	mehrere knollige, grobkristalline, rotbraun verwitternde Dolomitbänke. <i>Coenothyris vulgaris</i>
0,45 m	dolomitische Mergel
0,10—0,15 m	sehr harte Dolomitbank, erfüllt mit <i>Coenothyris vulgaris</i>
0,40 m	gelbe Mergel
0,10 m	ellipsoidisch verwitternde Bank
	Gelbe Mergel

Fossilführung der oberen Terebratelbank:

- Encrinus* sp.
Lima lineata v. SCHL.
Lima striata v. SCHL.
Gervilleia (Hoernesia) socialis SCHL.
Terquemia spondyloides SCHL.
Terquemia complicata GOLDF.
Terquemia sp.
Myophoria simplex SCHL.
Myacites fassaensis WISSM.
 Mehrere Gastropodengattungen.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris SCHL.
 Saurierreste.

Aus Lage wie Fossilführung geht unzweifelhaft hervor, daß unsere untere Terebratelbank der „Hauptterebratelbank“ SCHUMACHERS, unsere obere der oberen Terebratelbank bzw. der „Zone der oberen Terebratelbänke“ desselben Autors entspricht.

4. Schichten zwischen oberer Terebratelbank und Pentacrinusbank.

Der über der „oberen Terebratelbank“ folgende Komplex von gelben, gegen oben hin schon reichlich dolomitischen Mergeln und Mergelschiefern bis zum Beginn der „Wellendolomite“ ist gekennzeichnet durch die verhältnismäßig häufige Einschaltung von rotbraun verwitternden Dolomitbänken oder von fossilreichen Lagen. Die im allgemeinen schiefrigen, seltener knolligen Mergel zeigen nicht selten eine feine Wellenstreifung; die Fossilien sind vom gleichen mangelhaften Erhaltungszustand wie in den Mergeln zwischen den Terebratelbänken, so daß ein großer Teil des gesammelten Materials hier nur schwer oder überhaupt nicht bestimmt werden konnte. Häufig sind die Dolomitbänke die Hauptträger der Fossilien; doch haben wir ebensowohl absolut fossilleere Dolomitbänke als auch ganz ansehn-

liche, lagenweise Anreicherung von Fossilien in den gewöhnlichen gelben Mergeln. Wie aber diese letzteren Anreicherungen nur lokaler Natur sind, so sind es auch die an eine eigene, dolomitische Fazies gebundenen Fossilanreicherungen: die der Dolomitbänke. Wohl machte ich den Versuch, einzelne dieser Bänke durchzuverfolgen, einen Versuch, der bei den häufigen Verrutschungen in dieser Zone und der Unsicherheit der Messungen mit Barometer oder Maßstab in solchen Schichten von vornherein zu keinen glänzenden Hoffnungen berechtigte. Aber es stellte sich, wie vorausszusehen war, heraus, daß weder ihren absoluten Abständen nach, noch auf Grund ihrer Fossilführung irgend welche Dolomitbänke zweier verschiedener Lokalitäten als „identisch“ aufgefaßt werden können. Ein anderes Resultat war naturgemäß nicht zu erwarten; sprach doch auch schon die große Zahl von Dolomitbänken an einer Lokalität, ihr fast völliges Fehlen an einer anderen für ihre ganz lokale Bedeutung. Am häufigsten fand ich derartige Bänke am Wahlerhof.

Das konstanteste Fossilvorkommen scheint noch ein solches von *Gervilleia socialis* var. *funicularis* in durchschnittlich etwa 5 m über der oberen Terebratelbank. Diese Form fand ich, meist nicht an ausgesprochene Dolomitbänke gebunden, in dolomitischen Mergeln, in dem ganzen südlichen Gebiet in auffallender Konstanz und Häufigkeit, zusammen mit anderen Formen, hauptsächlich *Myacites fassaensis* u. a. wieder.

Etwa 2 m unter der Pentacrinusbank fand sich am Hahnen, nordöstlich Punkt 445,0 der Karte 1:50 000 am Weg, als einziges Vorkommen dieser Art im Wellenmergel: ein Haufwerk von ausgebleichten, teils ganzen, teils zerbrochenen Lingula-Schalen in einer durch ihre Beschaffenheit sich nicht von ihrer Umgebung abhebenden Schicht. Dieses Vorkommen verdient deshalb unser Interesse, weil SCHUMACHER ein gleiches Vorkommen in demselben Niveau aus Lothringen erwähnt.¹⁾

Das Vorkommen von *Terebratula* ist an die untersten 2—3 m über der oberen Terebratelbank gebunden und außerordentlich selten; ein Terebratelbänkchen ist nicht vorhanden.

Fossilführung:

<i>Encrinus</i> sp.	<i>Nucula Goldfussi</i> v. ALB.
<i>Lima lineata</i> v. SCHL.	<i>Nucula elliptica</i> GOLDF.
<i>Lima striata</i> v. SCHL.	<i>Pseudocorbula gregaria</i>
<i>Pecten (Entolium) discites</i>	v. MNSTR.
v. SCHL.	<i>Chemnitzia Schlotheimi</i> QU.
<i>Gervilleia (Hoernesia) soc. var.</i>	<i>Lingula</i> sp.
<i>funicularis</i> M. SCHMIDT.	<i>Terebratula (Coenothyris) vul-</i>
<i>Myophoria cardissoides</i> SCHL.	<i>garia</i> v. SCHL.
<i>Myacites fassaensis</i> WISSM.	<i>Nautilus dolomiticus</i> QU.
<i>Myacites</i> sp.	Wurmsspüren.

III. Obere Abteilung = m u₃.

Die obere Abteilung des Wellengebirges zerfällt bei uns in drei scharf getrennte Teile: die „Wellendolomite“, die „Schaumkalkregion“ und die „Orbicularischichten“.

¹⁾ SCHUMACHER: Zur Kenntnis des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. Mittlg. d. Comm. Geol. Land.-Unters. Bd. II, Heft II. 1889. S. 138.

1. Wellendolomite.

a) Die Pentacrinusbank.

In ungefähr 7 m über der oberen Terebratelbank finden sich oft, aber durchaus nicht überall eine oder mehrere Dolomitbänke ganz vom Charakter der bisher besprochenen typischen rotbraunen, grobkristallinen Dolomite. Entweder ist nur eine derartige Bank vorhanden, oder es zeigen sich mehrere, die bis 35 cm zusammen einnehmen können; sie sind teils fossilfrei, teils führen sie Trochiten, von denen sich manche deutlich auf *Pentacrinus* beziehen lassen. Diese Form ist jedoch recht selten; ungleich häufiger findet man neben *Encrinus Lima striata*, die ich fast als Leitfossil zur Auffindung dieser Schicht benützen konnte. An manchen Stellen treten in diesem Niveau dieselben Formen wieder auf, ohne daß sich das Lager durch seine petrographische Beschaffenheit irgendwie vom Hangenden und Liegenden abheben würde; und wieder an anderen Orten ist dieses Vorkommen offenbar nicht entwickelt und setzt aus. Es ist klar, daß, wenn nur ein sehr dünnes und noch dazu fossilreineres Bänkchen in diesem Niveau vorhanden ist (Hengstbach Süd), man dieses Vorkommen leicht übersehen kann. Nach Lage und Fossilführung haben wir es hier mit der Pentacrinusbank SCHUMACHERS zu tun, die längst als Äquivalent der rechtsrheinischen Spiriferinenbank erkannt und anerkannt ist. Die Entfernung der Pentacrinusbank von der oberen Terebratelbank und der Schaumkalkregion ist zwar recht konstant, die Ungunst der Aufschlüsse und die Unsicherheit barometrischer Messungen erschweren aber doch oft den definitiven Entscheid über Vorhandensein oder Nichtvorhandensein dieser Bank ganz bedeutend.

Die Dolomite selbst sind hart und können knollig oder ebenbankig, aber auch schiefrig, also von recht wechselnder Ausbildung sein, und zeigen meist eine sehr scharfe, feine Klüftung. Einmal fand ich auch in diesem Niveau (am Hahnen) jene eigentümliche, ellipsoidische Verwitterungsform einer harten Dolomitbank, wie sie unter den Terebratelbänken auftritt und bereits besprochen wurde.

Gleichviel ob nun eigentliche Dolomitbänke vorhanden oder die Pentacrinusbank sich nur durch Trochiten und *Lima striata* verrät, immer fällt ein Merkmal besonders auf: Dolomite und Dolomitmergel sind von einer hellgrünen Mergelmasse unregelmäßig durchsetzt, oder mit grünlichen, oft sogar tiefgrünen, unregelmäßigen kleinen Flecken versehen, wozu sich gelegentlich noch Rollstücke eines dunkelbraunen kristallinen Dolomits gesellen können. Diese Durchsetzung mit grünlicher Mergelmasse ist in tieferen Schichten zwar auch gelegentlich vorhanden, aber recht selten und wenig auffallend.

Die schönste Entwicklung dieser Bank ist am Hahnen und am Weg von Zweibrücken zum Schießplatz. Letzteres Vorkommen liegt 6 m über der oberen deutlich aufgeschlossenen Terebratelbank und zeigt folgende Ausbildung: (s. nächste Seite).

Sonstige besonders gute Fundstellen dieser Bank: Hohlweg südlich Wattweiler; wiederholt am Hahnen.

Fossilliste:

Encrinus sp.

Pentacrinus dubius BEYR.

Lima striata SCHL.

Nucula sp.

Knochenfragment.

Hangendes: Wellendolomite		
0,05 m	mergeliges Dolomitbänkenchen	} mit Trochiten
0,07 m	dolomitische Mergel	
0,08 m	sehr harte, glitzernde, graue, schieferige Dolomitbank, parallelepipedisch brechend	} <i>Encrinus</i> und <i>Pentacrinus</i>
0,12 m	zwei graue, scharfklüftende Dolomitbänke	
Liegendes: Dolomitische Mergelschiefer.		

b) „Wellendolomite“ = Wellenkalk SCHUMACHER.

Der nun folgende Komplex von 6—8 m Mächtigkeit ist wohl am besten als Region der „Wellendolomite“ zu bezeichnen.¹⁾ Als ihre Basis kann die soeben besprochene Pentacrinusbank, entsprechend der Auffassung im benachbarten Lothringen, angenommen werden. Über dieser Bank nämlich, oder, wo diese fehlt, in etwa 6—7 m über der oberen Terebratelbank ändert sich der bisherige mergelige Charakter des Wellengebirges. An Stelle der gelben, weichen Mergel, die, wie schon erwähnt, gegen die Pentacrinusbank oder ihr Niveau schon etwas dolomitischer werden, treten sehr charakteristische härtere, 1—3 cm dicke, graue, glitzernde Dolomitplatten, die durch zwischenlagernde weiche Mergel voneinander getrennt, und ebengeschichtet oder wellenkalkartig aufeinander gepackt sind. Der ganze Komplex neigt etwas zur Bildung von kleinen Wänden (Hengstbach, Wattweiler, Friedhofklamm bei Altheim, Neualtheim), die aber weniger von den Gesteinen dieser Zone selbst, als durch deren Überlagerung durch die härteren Schichten der Schaumkalkregion verursacht werden. Infolge einer grünlichen Färbung der trennenden Mergel zeigt der ganze Komplex ein grünlichgraues Aussehen. Die dünnen Dolomitplatten brechen parallelepipedisch, sind sehr scharfklüftig, zeigen häufig sehr viel feine Wellenstreifung und sind im Gegensatz zu den unterlagernden Mergeln sehr fossilarm. *Rhizocorallium* und größere oder kleinere Wurmspuren sind noch am häufigsten; sehr schlecht erhaltene Steinkerne von *Gerவில்leien* und *Myaciten* treten ganz zurück. Nicht unerwähnt bleiben darf das Vorkommen von Pseudomorphosen auf den Schichtflächen und massenhaft an wurmspurähnlichen Wülsten (z. B. am Wahlerhof).

Während der dolomitische Charakter der Platten im Süden des Gebietes ganz rein ist, verrät schon in der Gegend von Hengstbach eine Behandlung mit Salzsäure einen geringen Kalkgehalt, der von hier gegen Norden anhält. Von besonderer Bedeutung ist nun, daß ganz im Norden (bei Wattweiler und am Bannstein) reine Kalke in dieser Region auftreten. Unmittelbar unter den hangenden Schaumkalkbänken erscheinen hier nämlich in einer Mächtigkeit von im ganzen nur $\frac{1}{2}$ m dünne, weiche, grauweiße Kalkplättchen, die sehr leicht übersehen werden können. Sie scheinen so gedeutet werden zu müssen, daß hier am Bannstein die Ausbildung einer rein kalkigen Fazies der Wellendolomitregion beginnt, die, je weiter gegen Nordosten, vielleicht auch gegen Norden fortschreitend, desto tiefer

¹⁾ Siehe BENECKE etc.: Führer durch das Elsaß; 1900 S. 114 Anm.

von den Schaumkalken her in die „Wellendolomite“ hinabgreift. Bei Contwig, wo ich ein Detailprofil leider nicht gewinnen konnte, sind in der Tat im entsprechenden Niveau unter den Schaumkalken schon sehr mächtige, typische, graue Wellenkalk ausgebildet; der eigentliche Wellendolomit scheint dort, soweit ich erkennen konnte, größtenteils verdrängt. Wie die entsprechenden Verhältnisse nordwestlich Zweibrücken liegen, konnte ich leider nicht mehr feststellen. Offenbar aber gehen zwischen Bannstein und Contwig die „Wellendolomite“ auf die angedeutete Weise in „Wellenkalk“ über.

Fossilliste:

Lima striata v. SCHL. (?)

Gervillia (*Hoernesia*) *socialis* var. *funicularis* M. SCHMIDT.

Myacites fassaensis WISSM.

Rhizocorallium jenense ZENK.

2. Schaumkalkregion.

Die nun folgende Zone, auf deren schaumkalkartigen Charakter meines Wissens zuerst BENECKE¹⁾ 1877 im Reichsland, LEPLA²⁾ 1888 in der Pfalz hingewiesen hat, setzt sich aus einer großen Anzahl petrographisch verschiedener Gesteine zusammen. Ganz typisch sind frisch graublau oder schwarz glänzende, verwittert braune und rotbraune, grobkristalline, stark tonige, häufig kalkige, sonst reine Dolomite, die zu einem aus lauter Dolomitkristallen bestehenden braunen Dolomitsand und bei weiterm Fortschreiten der Zersetzung zu einem tief- bis rotbraunen Lehm verwittern. Eine Sprenkelung mit glaukonitischen und rostigen Flecken ist vor allem in den oberen Teilen der Region sehr bezeichnend. Dieses Gestein, von den Arbeitern als „Graukalk“ bezeichnet, wird an vielen Stellen ständig (Bliesdalheim, besonders am Bannstein) oder gelegentlich zur Kalkgewinnung abgebaut. Es bildet meist Bänke bis zu 50 cm Mächtigkeit, doch sind allenthalben auch solche von nur 5 cm vorhanden.

Neben diesen grobkristallinen kommen auch feinkristalline graue, glitzernde Dolomite vor, mehr vom Charakter der die Zone unterlagernden „Wellendolomite“, aber immer in dickeren, mindestens 5 cm mächtigen Bänken und nie in jener dünnplattigen, wellenkalkähnlichen Ausbildung. Dichte, gelbe oder auch graue Dolomitplatten (gemeinhin Seifensteine genannt) schalten sich besonders im oberen Teil der Region häufig zwischen die andern Gesteine ein.

Eine zweite Art von Gesteinen bilden die ebenfalls und hauptsächlich in den Brüchen gewonnenen Plattenkalke. Dieser dichte Kalk ist ein frisch blaues, gegen außen grau verwitterndes Gestein, dessen Schichten von grünlichen Tonhäuten überzogen sind. In Brüchen schließt es zu dicken kompakten Platten zusammen; lange der Verwitterung ausgesetzt aber zeigen diese Kalke in äußerst auffallender Weise schiefrige Ausbildung oder wellenkalkartig gepackten, dünnplattigen Aufbau und nähern sich in ihrem Aussehen typischen Wellenkalken. Vor allem die schiefrige Ausbildung führt zu einer äußerst auffallenden Verwitterung des ganzen Gesteins, nämlich zu einem Zerfallen in lauter kleine, scharfeckige Kalkstückchen, die im Gegensatz zu den unter- und überlagernden Dolomiten der

¹⁾ BENECKE: Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen. I. 1877.

²⁾ LEPLA: Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahresh. I. 1888.

Verwitterung großen Widerstand leisten. Außer diesen blauen Kalken finden sich vielfach noch braune bis gelbe, dichte, stark tonige Kalke, an welche das Vorkommen von Trochiten vielfach gebunden erscheint.

Ferner treten am Bannstein auch richtige, typische Schaumkalke: lückige, rostig angefressene, teilweise als Muschelbreccien entwickelte, sehr harte kristalline Kalke auf. Diese Ausbildungsform zusammen mit gelben dichten Kalken ist bei Contwig vorherrschend.

Schließlich nehmen noch am Aufbau dieser Zone gelbe, kalkfreie oder kalkführende Mergel in schiefriger oder bankiger Ausbildung teil.

Ganz im großen betrachtet haben wir folgendes Bild des Aufbaues:

a) Bestimmt und scharf beginnt die ganze Schaumkalkregion mit einem Komplex dick- und ebenbankiger, frisch grauglänzender, verwittert rotbrauner, grobkörniger Dolomite, von einer grünlichblassen mergeligen Masse manchmal unregelmäßig durchsetzt und nicht selten mit hübschen, kleinen Calcitdrusen. Seine Mächtigkeit wechselt von 0,33—2 m und beträgt meistens 1 m; die einzelnen Bänke haben eine Dicke von 10—30 cm. An dieser Dicke, sowie an der braunen Verwitterungsfarbe sind diese Bänke meist sofort zu erkennen und heben sich scharf ab gegen die unterlagernden „Wellendolomite“ und, wie wir sehen werden, gegen ihre hangenden Schichten. Charakteristisch für diesen Abschnitt ist das häufige Vorkommen von *Pecten discites* oder vielmehr von dessen Abdrücken. Die Schalen sind überall vollkommen verschwunden und die Hohlräume teils leer, teils mit einer rostbraunen Masse (Eisenhydroxyd) oder braun gefärbten Kalkspatkrällchen erfüllt. Das Gestein ist oft ganz durchschwärmt von solchen Hohlräumen. Sehr untergeordnet treten neben *Pecten discites* spärliche Trochiten von *Encrinus* und *Pentacrinus* und sehr schlecht erhaltene *Myophorien* (*M.* aus der Gruppe der *vulgaris* und *M. laevigata*) auf, am Scheidegrund fand sich auch ein Seeigelstachel (*Cidaris grandaeva*).

Fossilführung der besprochenen Schicht:

Myophoria vulgaris BR. ?

Myophoria laevigata v. ALB.

Pecten (Entolium) discites v. SCHL.

Encrinus.

Pentacrinus.

Cidaris grandaeva GOLDF.

b) Hierüber folgen im allgemeinen die blauen Plattenkalke (in Brüchen) oder der kleinbröckelig, scharfeckig zerfallende blaugraue Kalkblättchenkomplex (in Feldern und am Gehänge), wiederum in der Mächtigkeit, wie es scheint sogar auf recht kurze Strecken, sehr wechselnd, aber überall im Gebiete in genau diesem Niveau vorhanden, bei sehr ungünstigen Aufschlüssen wenigstens in einzelnen Brocken nachzuweisen. Diese Bank ist häufiger leichter festzustellen als die eigentliche Grenze zwischen Schaumkalk und Wellendolomit und zur Orientierung sehr geeignet, zumal mit ihr, wenigstens in den nördlicheren Teilen des Gebietes, der Knick vom Steilhang zum Plateau zusammenfällt. Im Norden des Gebietes ist die Mächtigkeit dieser Kalkbänke etwa 2, höchstens 3 m, bei Hengstbach schwankt sie zwischen $\frac{1}{2}$ und 2 m und am Südrand des Gebietes beträgt sie kaum $\frac{1}{2}$ m und ist manchmal recht schwer festzustellen. Gegen Westen zu scheint sie auch weniger mächtig als am Bannstein.

Im allgemeinen sind diese Kalke arm an Versteinerungen, nur Wurmspuren und Rhizocorallien dürften allgemein zu finden sein. An günstigen Stellen aber erweisen sie sich außerordentlich reich an Fossilien, weniger an Zahl der Arten als der Individuen, wie z. B. in einem jetzt bereits wieder verschütteten Aufschluß auf dem Bannstein da, wo der Fahrweg von der Straße hinüber zu der gegen den Schießplatz gelegenen Lehmann'schen Kalkgrube führt, ferner in einer verlassenen Grube am Waldrand oberhalb Hengstbach. Beim Aufspalten der einzelnen Kalkplättchen ließ sich ein ansehnliches Material gewinnen. Als Charakterfossil zeigt sich überall *Rhizocorallium jenense* ZENK. Gleich bezeichnend ist die hübsche *Myophoria incurvata* v. SEEB., die in wirklich außergewöhnlichen Mengen sich angehäuft finden kann.

Die Schichten führen:

Trochiten, sehr selten.

Myophoria incurvata v. SEEB.

Myacites fassaensis WISSM.

Myacites (Homomya) Albertii VOLZ.

Gervilleia (Hoernesia) socialis v. SCHL.

Gervilleia, wahrscheinlich *costata* QU. (Steinkern).

Lima lineata SCHL.

Lima striata SCHL.

Worthenia sp.

Dentalium sp.

Rhizocorallium jenense ZENK.

Kriechspuren, Wurmspuren.

1 Exemplar des von PHILIPP¹⁾ beschriebenen Problematicums, das in einer demnächst in derselben Zeitschrift erscheinenden Arbeit von A. WURM als *Cyclozoon Philippi* beschrieben ist.

Fischschuppen.

c) Der Komplex zwischen diesen Plattenkalken und den eigentlichen Orbicularis-schichten wird von grobkristallinen Dolomiten, Schaumkalken, feinkristallinischen und dichten Dolomiten, sowie gelben Kalken und Mergeln eingenommen; über die Art der Verteilung dieser Gesteine konnte ich keine Klarheit erlangen, es scheint auch in vertikaler Hinsicht keinerlei Regelmäßigkeit zu herrschen. Mit großer Konstanz tritt zuunterst *Pecten discites* auf; am Bannstein sind sogar eine sehr deutliche *Pecten discites*-Bank oder deren zwei entwickelt. Diese liegen hier jedoch nicht direkt auf den graublauen Plattenkalken auf, sondern werden von ihnen durch ca. 25—50 cm mächtige, tonige, gelbe Kalke mit viel Crinoidenresten getrennt. Die weitaus größte mittlere Partie besteht aus rotbraunen, glaukonitreichen und rostig gefleckten Dolomiten bzw. gelben Kalken und reichlichen Mergeln.

In diesem Komplex fanden sich:

Lima radiata GOLDF.

Myophoria incurvata v. SEEB.

Pecten (Entolium) discites v. SCHL.

Gervilleia (Hoernesia) socialis v. SCHL.

Häufig Saurierreste; Zähnchen, Wurmspuren.

¹⁾ PHILIPP, H.: Pal. geol. Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1904. S. 58, Taf. III, Fig. 1—5.

Nach oben bildet den Beschluß dieser Region und die Unterlage der nächst höheren Orbicularisschichten eine tiefbraune, lehmig oder sandig verwitternde, immer auffallende, dicke Bank, die bereits *Myophoria orbicularis* führt und bei Contwig eine leider sehr schlecht erhaltene Gervillienform vom Typus der *Goldfussi* oder *costata* als Steinkern geliefert hat. Aus Analogie mit anderen Entwicklungsgebieten dürfen wir wohl schließen, daß es sich um *Gervillia Goldfussi* handelt.

In dem Maße, als wir nach Süden und Südwesten gehen, wird die ganze Schaumkalkregion allgemein dolomitischer, besonders in dem über den Plattenkalken gelegenen Schichtkomplex. Die Plattenkalke selbst werden durch grünliche, sandig verwitternde, knollige, dolomitische Mergel und mergelige Dolomite, welche letztere einzelne dickere Bänke bilden können, ersetzt (Aufschlüsse am Waldrand oberhalb Wahlerhof und am oberen Gehänge des Scheidgrundes bei Böckweiler).

3. Die Orbicularisschichten.

Die Orbicularisschichten, deren genaue Mächtigkeit nicht exakt festgestellt werden konnte, besitzen mindestens eine Stärke von 5 m, nach Nordosten hin sicherlich noch mehr. Sie zerfallen in drei deutliche Teile, indem eine obere fossilere Partie durch die (aus Lothringen wohlbekannte) „Knochenbank“ von den unteren, das Leitfossil führenden eigentlichen Orbicularisschichten getrennt wird.

a) Diese unteren, eigentlichen Orbicularisschichten bestehen bei Blieddalheim aus 1,70 m mächtigen, grüngrauen, dünnplattigen, zum Teil aufblättrenden, dolomitischen Mergeln; am Bannstein zeigen sich mergelige Kalkplatten, deren Gesamtmächtigkeit wegen des Fehlens der Knochenbank hier nicht zu ermitteln war. Bei Contwig ist ihre Mächtigkeit 3 m. Die Ausbildung einer kalkigen Fazies gegen Nordosten und das Mächtigerwerden gehen also Hand in Hand.

b) Die Knochenbank ist auffallend mächtig entwickelt. Sie mißt 1,10 m fast im ganzen Gebiet und führt neben seltenen Knochenresten (bei Breitfurt) noch reichlich *Myophoria orbicularis*. In der Umgebung von Zweibrücken findet sie sich manchmal, wenn auch nur noch in Brocken, im sogen. Höhenlehm, der die eigentlichen Orbiculariskalke bedeckt.

c) Die oberen Partien unserer ganzen Region schließlich bestehen aus dichten gelben, bankigen oder dünnplattigen Dolomiten von nicht genau erkannter Mächtigkeit (bei Bockweiler und Blieddalheim) und sind absolut fossilere.

C. Zusammenfassung der Ergebnisse und Vergleich mit den nächstgelegenen Entwicklungsgebieten.

Die bisherigen Ausführungen zeigen, daß in der Pfalz eine detailliertere Darstellung und Gliederung des Wellengebirges wohl möglich ist.

LEPPLA und GÜMBEL teilen, anschließend an die von E. WEISS für das Saargebiet gegebene Gliederung, den Westricher „Wellenkalk“ in zwei Hauptabschnitte: einen unteren, 40 m mächtigen, den Muschelsandstein (= Muschelsandstein WEISS) und einen oberen 20 m mächtigen Abschnitt, den eigentlichen Wellenkalk (= dolomitische Zone WEISS).¹⁾ Eine andere Gliederung wird auch von REIS in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken 1903 nicht versucht. Doch deutet LEPPLA schon

¹⁾ Siehe LEPPLA 1888 S. 54.

1888 (p. 55) an, daß eine „untere Terebratelbank“ zur Abgrenzung einer neuen Unterabteilung dienen könnte.

Die bisherige Gliederung bringt in ihren Grundzügen das Verhältnis zum Saargebiet und zum Reichsland bereits richtig zum Ausdruck. Anschließend an die Entwicklung im letzteren Gebiet kann man nun, wie ich zeigte, leicht den 40 m mächtigen „Muschelsandstein“ in dem bereits von LEPPLA 1888 angedeuteten Sinne durch die untere Terebratelbank in zwei Abschnitte zerlegen und so eine Dreigliederung durchführen.

Untere Abteilung = mu_1 .

Den Namen „Muschelsandstein“ habe ich dabei nach dem Vorschlag von ECK und SCHUMACHER in dieser Gliederung überhaupt vermieden,¹⁾ und in der speziellen Darstellung nur in einem gewissen Sinn gebraucht. Denn als stratigraphische Bezeichnung scheint er mir wegen der faziellen Bedeutung, die er einschließt, für unser Gebiet nicht mehr berechtigt. Im Saargebiet gab seinerzeit E. WEISS dem durch seine sandige Ausbildung besonders charakterisierten Abschnitt des „Wellenkalks“ den Namen Muschelsandstein, um den petrographischen Gegensatz der unteren und oberen Schichten zum Ausdruck zu bringen. Solche Namen führen aber zu Unklarheiten, sobald man sie auf andere Gebiete überträgt, in denen der völlig äquivalente Schichtkomplex in einer andern Fazies entwickelt ist. Gerade in unserem Gebiete ist nun der dem Muschelsandstein (WEISS) im Saargebiet entsprechende Teil des Wellengebirges nur noch zum Teil in jener sandigen Ausbildung entwickelt, nämlich in den liegenden 15–17 m mächtigen sandig-tonigen Schichten. Die obere Partie des WEISS'schen Muschelsandsteins ist bei uns in eine mergelige Fazies übergegangen. Die Bezeichnung Muschelsandstein gibt uns daher ein falsches Bild vom Bau unseres Wellengebirges. Diesen Namen aber nun ausschließlich auf die 15–17 m mächtigen sandig tonigen Schichten meines Profiles anzuwenden, ist natürlich nicht angängig und mit Recht vermieden worden, weil er sonst zwei stratigraphisch verschiedenen Komplexen entsprechen würde. Der Ausdruck „Muschelsandstein“ wäre daher im ganzen linksrheinischen Gebiet nur anzuwenden, um die Fazies kurz zum Ausdruck zu bringen. In unserem engeren Gebiet haben wir 15 m, im nördlichen Lothringen nur 8 m, im Saargebiet wieder einen ganz wesentlichen Teil des Wellengebirges als „Muschelsandstein“, d. h. in sandig-toniger Fazies entwickelt; am Nordrand der Eifel ist gar das ganze Wellengebirge in der Fazies des Muschelsandsteins ausgebildet. Irgendwelche stratigraphische Bedeutung kommt diesem Begriff nicht zu, sondern lediglich eine fazielle; deshalb ist es also gut, die Verwendung „Muschelsandstein“ als stratigraphische Bezeichnung zu vermeiden.

In kartistischer Hinsicht bietet die neue Einteilung keine Schwierigkeiten. Die sandig-tonigen Schichten oder die Muschelsandsteinfazies kann in dem auf den Lothringer Karten durchgeführten Sinne zum Ausdruck kommen; je weiter wir gegen Westen schreiten, desto mehr rückt die obere Grenzlinie des Muschelsandsteins an die „untere Terebratelbank“ heran, überschreitet erst sie, dann die obere Terebratelbank und fällt im Saargebiet endlich erst ganz mit dem „Muschelsandstein“ WEISS = $mu_1 + mu_2$ der Pfalz zusammen.

¹⁾ ECK, Geogn. Karte der Umgebung von Lahr mit Erläuterungen. 1884. S. 98. SCHUMACHER, 1889. S. 125.

Daraus aber geht hervor, daß auch die Einteilung des mu_1 bei uns in „sandig-tonige Schichten“ und „hangende Mergel“ rein lokaler Natur ist. Das Mächtigkeitsverhältnis dieser beiden Unterabteilungen wird in anderen Gebieten schwanken. Die mergelige Abteilung SCHUMACHERS bei Wolmünster z. B. ist die Vertreterin unserer hangenden Mergel; letztere können dort als „Myacitenregion“ bezeichnet werden und erlangen damit eine feste stratigraphische Bedeutung. Gehen wir gegen Westen, so werden langsam die „hangenden Mergel“ verschwinden, und mu_1 wird in einem gewissen Gebiet nur noch als Muschelsandsteinfazies in „sandig-tonigen Schichten“ entwickelt sein. Wir haben in unserem Gebiete keine faunistischen Anhaltspunkte, den mu_1 zu gliedern, müssen aber doch in der Beschreibung und auf der Karte irgendwie den petrographischen Unterschied der oberen und unteren Partien des mu_1 zum Ausdruck bringen.

Die sandig-tonigen Schichten haben in der Pfalz wie in Lothringen und besonders auch in den westlicheren Gebieten im Saarbrückischen¹⁾ den großen Fossilreichtum gleich von der Basis des Wellengebirges an gemeinsam, im Gegensatz zu der nicht sandigen Fazies der rechtsrheinischen Gebiete, wo eine häufigere Fossilführung allgemein erst mit dem Trochitenvorkommen 3—4 m über dem Röth beginnt.²⁾ Neben diesem frühen Auftreten ist wenigstens in der Pfalz die gelegentlich abnorme Größe mancher Formen beachtenswert (Mühlälchen bei Rimschweiler) (s. auch REIS Ertlg. p. 146 betr. das Vorkommen großer Pectiniden). Selbst wenn diese Ausbildung als eine Ausnahme erscheint, deutet sie doch vielleicht an, daß das frühere Auftreten der Formen hier in besonders günstigen Lebensbedingungen seinen Grund haben mag.

Die auffallend konstante Mächtigkeit der Muschelsandsteinfazies in dem untersuchten Gebiet beruht nur auf dessen enger Umgrenzung. Und doch können wir bereits sehen, wie der langsame Fazieswechsel wenigstens gegen Süden zu sich vorbereitet und sich unsere sandig-tonigen Schichten an die Zone gleichen Namens von nur 8 m Mächtigkeit etwa bei Wolmünster anschließen: Wir wissen, daß einerseits auch die über den sandig-tonigen Schichten gelegene „Region der Myaciten“ in Lothringen noch Sandsteine und dolomitische Sandsteine eingelagert enthält³⁾, und beobachten andererseits, daß im obern Drittel unserer „Muschelsandsteinfazies“ die Dolomite und Sandsteine gegen Süden deutlich an Zahl abnehmen und dafür Mergel und Tone in gleichem Sinne an Mächtigkeit gewinnen.

Während das untere Trochitenvorkommen Lothringens bei uns in gleicher Konstanz, wenn auch anscheinend mit weniger reichlicher Fossilführung noch allenthalben entwickelt ist, ist die oben erwähnte, im rechtsrheinischen Muschelkalk und in ganz Lothringen so ausgezeichnet entwickelte Fauna eines „oberen Trochitenvorkommens“ in 3—4 m über dem Röth bei uns nicht mehr mit Bestimmtheit nachzuweisen.

Eigentliche Myacitenbänke konnten nicht konstatiert werden; Myaciten wie alle Fossilien erscheinen vielmehr im allgemeinen gleichmäßig verteilt. Sehr wahrscheinlich ist aber etwa die obere Hälfte unserer sandig-tonigen Schichten zusammen mit unseren „hangenden Mergeln“ der „Region der Myacitenbänke“ im Reichsland zu parallelisieren. Letztere liegt demgemäß bei uns zum großen Teil

¹⁾ WEISS E.: Erläuterungen Dudweiler S. 30.

²⁾ SCHMIDT M.: Erläuterungen Freudenstadt S. 16. SAUER: Erläuterungen Neckargmünd S. 27

³⁾ SCHUMACHER: 1889 und 1891 (S. 26). BENECKE: Führer S. 122.

in einer sandigen Fazies entwickelt vor. Vielleicht ist nur das Höherhinaufziehen der sandigen Fazies des Wellengebirges bei uns die Ursache, daß wir die Myacitenregion hier nicht erkennen wie in Lothringen, wo sie auch petrographisch im Gegensatz zu der unterlagernden Zone steht, da sie an eine hauptsächlich mergelige Fazies gebunden ist. Vielleicht aber auch dürfen wir eben wegen dieser von der Lothringer abweichenden Fazies gar keine Hoffnung hegen, die Myaciten bei uns in einem solchen Verhältnis zu ihrer Mitfauna zu finden, daß man daraufhin von einer Myacitenregion sprechen könnte. Denn die verschiedenen Zonen, in der die Faunen lebten, hier in vorwiegend sandigen, dort in vorwiegend schlammigen Absätzen, mögen wohl verschieden günstige Lebensbedingungen geboten haben; kam es auch in der sandigen Fazies nicht zur Bildung selbständiger Varietäten — eine Tatsache, die doch eigentlich auffallend ist —, so war doch das Zahlenverhältnis der Arten ein anderes wie in Lothringen. Wir finden Gervilleien und Pectiniden nicht nur in gleicher Häufigkeit wie die Myaciten, sondern erstere scheinen vielfach über die letzteren zu überwiegen. Es dürfte daher, wie schon gesagt, in den sandig-tonigen Schichten bei uns das Äquivalent eines großen unteren Teiles der Lothringer Myacitenregion vorliegen.

Mittlere und obere Abteilung (mu_2 und mu_3).

Die Einteilung und Ausbildung der mittleren und oberen Abteilung stimmt im wesentlichen mit der von SCHUMACHER mitgeteilten überein, und alle Beziehungen zum Lothringer- und Saargebiet-Wellengebirge sind so klar und so unzweideutig, daß von einer eingehenden Besprechung abgesehen werden kann. Terebratelzone, Pentacrinusbank, Schaumkalkregion und Knochenbank sind bei uns mit nur geringen Abweichungen in der Ausbildung wie in Lothringen vorhanden; nach dem Saargebiet hin wird eine Veränderung wohl außer dem eingehend besprochenen Fazieswechsel nur in einem langsamen Abnehmen der Mächtigkeit der einzelnen Unterabteilungen bestehen. Genauereres hierüber war in meinem kleinen Arbeitsbezirk nicht zu ersehen.

Hervorgehoben zu werden verdient in der mittleren Abteilung (mu_2) hauptsächlich, daß die untere der beiden Terebratelbänke die für sie in Lothringen gebrauchte Bezeichnung „Hauptterebratelbank“ bei uns nicht verdient, dagegen wohl die obere als ein „Hauptlager der *Terebratulula vulgaris*“ aufgefaßt werden kann. Ferner scheint dieses Fossil in den Mergeln zwischen den beiden Terebratelbänken so verhältnismäßig selten, daß ich den sonst so brauchbaren Namen „Terebratelzone“ lieber vermied.

Die obere Abteilung (mu_3) zeichnet sich vor allem dadurch aus, daß sich in ihr ein langsamer Fazieswechsel von Süd und Südwest gegen Nordosten hin vollzieht. Schon in den Terebratelbänken macht sich, je weiter wir gegen Norden gehen, eine Zunahme des Kalkgehaltes bemerkbar. In der Region der Wellendolomite ergreift diese langsame Änderung die Dolomite in dem Sinne, daß ihr Kalkgehalt ein immer höherer wird; ja am Bannstein beginnt direkt unter dem Schaumkalk die Ausbildung einer rein kalkigen Fazies, die offenbar nach Nordosten zu immer tiefer hinabgreift und die eigentlichen Wellendolomite verdrängt (Contwig). Ein ähnlicher Fazieswechsel geht im gleichen Sinne auch in der Schaumkalkregion vor sich. Bei Böckweiler und Breilfurt noch beschränken sich deren Kalkgesteine auf die wenig mächtigen „dichten Kalke“ (Plattenkalke), während grobkristalline und dichte Dolomite durchaus überwiegen. Am Bannstein erscheinen nicht nur jene Plattenkalke bedeutend mächtiger, sondern die Dolomite zeigen auch entweder

einen hohen Kalkgehalt oder sind überhaupt verschwunden und ersetzt durch richtige, schaumkalkähnliche, dicke Kalksteinbänke. Während aber hier am Bannstein neben den Kalken doch noch Dolomite und kalkige Dolomite auftreten, sind bei Contwig auch diese vollständig verschwunden und durch harte, dichte und kristalline Kalke ersetzt. Die Orbicularismergel endlich sind bei Böckweiler und Bliesdalheim noch durch echte gelbe Dolomite wie im benachbarten Lothringen vertreten; im ganzen zwischenliegenden Gebiete konnte ich sie nicht finden; am Bannstein aber erscheinen sie bereits als typisch, mergelige Kalkplatten vom Charakter der „Orbicularismergel“ der Heidelberger Gegend. Bei Contwig (nordöstlich Zweibrücken) ist sogar der ganze, bereits etwa der oberen Abteilung des Wellengebirges (m_{u_3}) entsprechende Schichtkomplex aus typischen Wellenkalken, Schaumkalken und mergeligen Orbiculariskalkplatten wie bei Heidelberg zusammengesetzt.

D. Vergleich Lothringen-Pfalz mit der rechtsrheinischen Entwicklung (besonders Freudenstadt).

Die Beziehungen des Pfälzer und Lothringer Wellengebirges sind so eng und klar, daß, was für den Lothringer Wellenkalk zutrifft, auch für den unserigen gilt, und umgekehrt. Die Parallelisierungsversuche, die MARTIN SCHMIDT mit dem Freudenstädter und Lothringer Wellengebirge vornimmt, können daher vielleicht durch unsere Verhältnisse eine Beleuchtung erfahren. Wenn ich dabei im Folgenden in manchen Punkten zu Ergebnissen komme, die von den SCHMIDT'schen abweichen, so bebe ich doch ausdrücklich hervor, daß ich gerade bei dem genauen Studium des Wellengebirges den großen Wert der SCHMIDT'schen Beobachtungen und Darlegungen schätzen gelernt habe.

Darüber ist wohl kein Zweifel, daß in den beiden Gebieten, Lothringen und dem Schwarzwald bei Freudenstadt, die unteren Grenzen des Wellengebirges Zeitmarken darstellen, welche, den Begriff „Gleichzeitigkeit“ nicht gar zu knapp gefaßt, hier und dort zusammenfallen. Da wir eine solche Gleichzeitigkeit wohl auch für die obere Grenze annehmen dürfen, so heißt das für unsere speziellen Gebiete, daß in beiden in gleichen Zeiten merkwürdigerweise auch ganz gleich mächtige Schichtkomplexe abgelagert wurden; denn hier wie dort beträgt die Mächtigkeit des Wellengebirges 56 m.

Es ist das eine Übereinstimmung, die man wohl kaum von vornherein erwarten konnte und deren Genauigkeit auch sicherlich zu einem Teil nur zufällig ist. Ebenso auffallend ist nun die Tatsache, daß auch gewisse durch ihre charakteristische Fauna leicht wieder erkennbare Bänke (Trochitenbank und Pentacrinusbank z. B.) ganz genau dieselben Abstände von der oberen und unteren Grenze einhalten, also in den beiden so weit voneinander entfernten Gebieten genau im selben Niveau liegen. Unter diesen bei dem Faziesunterschiede der unteren Abteilung keineswegs von vornherein zu erwartenden Umständen zeigt es sich, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit offenbar in den beiden verglichenen Gebieten während des ganzen betrachteten Zeitraumes annähernd gleich groß war. Wir können also in meinem besonderem Falle aus den räumlichen Abständen von den gegebenen Marken auch bei anderen Bänken mit einem ziemlich hohen Grade von Wahrscheinlichkeit auf zeitliche Äquivalenz schließen.

Machen wir nun nach diesen einleitenden Betrachtungen den Versuch, eine genaue Parallelisierung des Freudenstädter und des lothringisch-pfälzischen Wellengebirges durchzuführen. (Man vgl. hier und im folgenden die Tabelle Seite 141.)

Einteilung des Wellengebirges

bei **Freudenstadt**, nach M. SCHMIDT 1907

im nordöstl. Lothringen, nach E. SCHUMACHER 1889.

m u ₃	Mergel mit <i>Myophoria orbicularis</i>	<i>Gervilleia Goldf.</i>	-55 -51 -50	55 51 50	<i>Gervilleia Goldf.</i>	Schichten mit <i>Myophoria orbicularis</i>	m u ₃
						Schaumkalkzone	
m u ₂	Obere Hälfte des mittleren Wellengebirges	<i>Spiriferinabank</i>	-45 -40 -37 -35	45 40 37 35	<i>Pentacrinusbank</i>	Wellenkalkzone	m u ₂
		Hauptlager der <i>Terebrat. vulg.</i>	-31 -30 -29	30	Zone der oberen Terebr.-Bänke		
		Letzte <i>Beneckeia Buchi</i>	-25	28	Letzte <i>Beneckeia Buchi</i> in der Pfalz		
	Zone der Deckplatten		-25	25		Terebratelzone	
	Schichten der <i>Homomya Alberti</i>			22	Unt. Terebratelbank		
m u ₁	Rauhe Dolomite	Hauptlager d. <i>Beneckeia Buchi, Ter. Ecki</i>	-18 -16	20 15		Region der Myacitenbänke	m u ₁
		<i>Terebratula Ecki</i>	-15	15			
	Mergelige Schichten		-10	11 10	Nivean der <i>Terebratula Ecki</i>		
			-5	5			
	Liegende Dolomite	Trochitenhorizont			Obere Trochitenbank	Trochitenzone	

Bei Freudenstadt findet sich 13 m unter dem Hauptlager der *Terebratula vulgaris* die Bank der *Terebratula (Dielasma) ECKI*. In Lothringen ist auch ein Vorkommen von nur sehr wenigen Exemplaren dieser Art bekannt: 11 m unter der unteren (= Haupt-)Terebratelbank in einem Myacitenbänkchen; in der Pfalz konnte ich sie nicht nachweisen. Im Reichsland liegt sie 11 m,¹⁾ im Freudenstädtischen 16 m über der Röthgrenze. Da *Terebratula ECKI* bei Freudenstadt in den verschiedensten Niveaux auftretend bis zu den „Deckplatten“ hinauf durchgeht, scheint mir eine Parallelisierung des Reichsländischen Vorkommens von wenigen, einmal gefundenen Exemplaren mit dem „Hauptlager der *Terebratula ECKI*“ zunächst noch nicht sicher bewiesen. Es wäre möglich, daß dies isolierte Vorkommen von *Terebratula ECKI* in Lothringen mit dem Freudenstädter „Hauptlager“ dieser Art zu parallelisieren ist, aber es ist mir nicht wahrscheinlich. Die Tatsache nämlich, daß das untere Myacitenbänkchen, in dem *Terebratula ECKI* gefunden wurde, volle 5 m tiefer liegt als das „Hauptlager“ bei Freudenstadt, scheint mir gegen eine Äquivalenz zu sprechen.

Bei den folgenden Ausführungen wollen wir ausgehen von Bänken, die allein schon durch ihren gleichen Abstand von der unteren und oberen Grenze in beiden Gebieten als zeitlich äquivalent angenommen werden müssen und als äquivalente Bänke auch von jeher gegolten haben. Solche Bänke scheinen mir die Pentacrinusbank in Lothringen und die Spiriferinenbank im Rechtsrheinischen zu sein (36—37 m über dem Röth); ihre Identität hat meines Wissens noch niemand geleugnet, und wir können also bei unsern Untersuchungen von der Pentacrinusbank = Spiriferinenbank ruhig als von einer festen Basis ausgehen.

Hier wie dort liegt nun die Pentacrinus- bzw. Spiriferinenbank in annähernd gleichem Abstand über einem Terebratelvorkommen, in Lothringen etwa 8 m über einer 2 m mächtigen „Zone der oberen Terebratelbänke“,²⁾ in der Pfalz 6—8 m über der „oberen Terebratelbank“, bei Freudenstadt 7 m über dem 2 m mächtigen „Hauptlager der *Terebratula vulgaris*“. Diese Terebratelvorkommen einander gleichzustellen, ist wohl ohne jedes Bedenken. SCHMIDT tut dies nicht, sondern glaubt dem unteren Terebratelbänkchen seines „Hauptlagers der *Terebratula vulgaris*“ die Hauptterebratelbank (= untere Terebratelbank) Lothringens gleichstellen zu dürfen, „weil mit beiden die so charakteristische Zone beginnt“ (SCHMIDT S. 50).

Im Hinblick auf die Mächtigkeiten der beiden Zonen bei gleicher Gesamtmächtigkeit des zu vergleichenden Komplexes (Wellengebirge = 56 m) habe ich Bedenken gegen diese Parallelisierung. Auch SCHMIDT selbst hat dies bereits erkannt (SCHMIDT S. 50). Denn die natürliche Folge eines solchen Vergleiches ist, daß SCHMIDT für die „obere Terebratelbank“ Lothringens kein Äquivalent in seinem Gebiet aufstellen kann, und ferner findet er es auffallend, daß „die Brachiopode über der ausnahmsweise mächtigen Zone ihrer größten Häufigkeit in Lothringen nach oben später verschwindet als im übrigen Südwestdeutschland“.

Die Schwierigkeiten heben sich, wenn wir in der angedeuteten Weise parallelisieren. Der 2 m mächtigen „Terebratelzone“ bei Freudenstadt ist äquivalent nur die ebenfalls 2 m mächtige „Zone der oberen Terebratelbänke“. In ihrer Mächtigkeit von 2 m und in ihrem annähernd gleichen Abstand von der Spiriferinenbank = Pentacrinusbank scheinen sich die beiden Zonen jetzt

¹⁾ SCHMIDT gibt p. 36 wohl auf Grund der SCHUMACHER'schen Bemerkung „vielleicht etwas höher“ (1889 T. 1) 14 m an.

²⁾ SCHUMACHER 1889. S. 134.

besser zu entsprechen. Der Gesamtcharakter der Fauna in beiden widerspricht einem solchen Verfahren auch durchaus nicht. Von den 17 Formen in der Lothringer „Zone der oberen Terebratelbänke“ und den 21 Formen des Freudenstädter Hauptlagers sind gut die Hälfte gemeinsam. Das Verhältnis würde sich sicher noch günstiger stellen, wenn die Fauna des Lothringer Vorkommens einmal einer Revision unterzogen würde.

Da bei Parallelisierungsversuchen der Gesamtcharakter der Fauna ein wichtiges Moment bildet, so sei diese Fauna hier aufgezählt.

Hauptlager der *Terebratula vulgaris*
bei
Freudenstadt.¹⁾

1. *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* v. SCHL.
2. *Pseudocorbula gregaria* MNSTR.
3. *Lima lineata* v. SCHL.
4. *Gervilleia soc. v. funicularis* SCHMIDT.
5. *Pleuromya* sp.
6. *Homomya Althausi* v. ALB.
7. *Homomya Albertii* VOLTZ.
8. *Myophoria cardissoides* v. SCHL.
9. *Pecten (Pleuromyces) laevigatus* v. SCHL.
10. *Placunopsis ostracina* v. SCHL.
11. *Loxonema obsoletum* v. SCHL.
12. Saurierreste.
13. *Terebratula (Waldheimia) angusta* var. *ostheimensis* PROESCH.
14. *Pecten (Entolium) discites* v. SCHL.
15. *Pect. (Entolium) liscaviensis* GIEBEL.
16. *Prospodylus comtus* v. SCHL.
17. *Gervilleia n. sp. aff. Goldfussi* v. STR.
18. *Tellina edentula* GIEBEL.
19. *Nautilus (Monilifer) dolomiticus* QU.
20. *Lingula*.
21. *Rhizocorallium commune* SCHMIDT.

Zone der oberen Terebratelbänke
in
Lothringen.¹⁾

1. *Terebratula vulgaris*.
2. *Corbula greg.* (SCHUMACH. 1889 p. 133).
3. *Lima lineata*.
4. *Gervilleia soc.* (kleine Form).
5. *Myacites fassaensis*.
6. *Myophoria cardissoides*.
7. *Pecten laevigatus*.
8. *Ostrea ostracina*.
9. *Chemnitzia Schlottheimi*.
10. Saurierreste.
11. *Myophoria vulgaris*.
12. *Myophoria laevigata*.
13. *Spiriferina fragilis*.
14. *Spiriferina*.
15. *Cidaris grandaeva*.
16. *Encrinus*.
17. *Pentacrinus*.

Man kann nun wohl einwenden, daß im allgemeinen der Gesamtcharakter des Freudenstädter „Hauptlagers der *Terebratula*“ ebensowohl mit der „Zone der oberen Terebratelbänke“ als auch mit der Fauna der gesamten Terebratelzone (6—7 m) Lothringens übereinstimmt. Doch stimmt andererseits die Fauna zwischen den beiden Terebratelbänken in Lothringen noch besser überein mit derjenigen der „Schichten der *Homomya Albertii*“ bei Freudenstadt; jedenfalls ist bei letzterem Vergleich der relative Prozentsatz gleicher Formen noch immer bedeutend größer als bei einem Vergleich der Mergel zwischen den Terebratelbänken in Lothringen mit dem „Hauptlager“ bei Freudenstadt.

Im folgenden seien die den „Homomyenschichten“ und den Mergeln zwischen den beiden Terebratelbänken gemeinsamen Formen aufgezählt, die dann mit der

¹⁾ Ich zitiere im folgenden wörtlich die SCHUMACHER'schen und SCHMIDT'schen Namen.

Gesamtfauna des „Hauptlagers“ und der „Zone der oberen Terebratelbänke“ verglichen werden mögen.

Fauna

zwischen dem Eckihorizont und dem Hauptlager der *Terebratula vulgaris* bei Freudenstadt:

Homomya Albertii VOLTZ.
Pleuromya cf. *fassaensis* WISSM.
Myophoria cardissoides v. SCHL.
Gerv. (*Hoernesia*) *soc. var. funicularis* SCHMIDT.
Placunopsis ostracina v. SCHL.
Lima lineata v. SCHL.
 Gastropoden.
Pseudomurchisonia extracta BERG.
Terebratula (Coenothyris) vulg. v. SCHL.
Lingula sp.
Nautilus dolomiticus QU.
Beneckeia Buchi v. ALB.
Serpula (Spirorbis) valvata GOLDF.
 Und viele andere Formen.

Gesamtcharakter der Fauna zwischen der unteren (Haupt-)Terebratelbank und der oberen Terebratelbank in Lothringen:

Homomya Albertii.
Homomya fassaensis.
Myophoria cardissoides.
Gervilleia socialis (kleine Form).
Ostrea ostracina.
Lima lineata.
 Gastropoden.
Natica extracta.
Terebratula vulgaris.
Lingula sp.
Nautilus dolomiticus.
Beneckeia Buchi in der Pfalz.
Serpula valvata.

Lima striata und *Encrinus* allein wären für Lothringen noch aufzuzählen; nur sie fehlen bei Freudenstadt. Außerdem möchte ich an dieser Stelle ausdrücklich noch einmal die große Seltenheit der *Terebratula* in der „Terebratelzone“ der Pfalz hervorheben.

Die Ähnlichkeit der Gesamtfauna allein spricht schon sehr deutlich für die Beziehungen der Mergel unter der „Zone der oberen Terebratelbänke“ zu Schichten unter dem „Hauptlager“. Von großer Bedeutung scheint mir da nun noch das neuentdeckte Vorkommen von *Beneckeia Buchi* in der Pfalz kurz unter der oberen Terebratelbank zu sein. Im ganzen Wellengebirge kann man als die oberste Grenze für das Auftreten dieses Ammoniten die Schichten unter der „Terebratelzone“ betrachten (s. SCHMIDT S. 46). Wäre SCHMIDTS Parallelisierungsversuch (Hauptlager der *Terebratula vulgaris* Freudenstadt = Hauptterebratelbank Lothringen) gerechtfertigt, dann hätten wir also in Lothringen-Pfalz neben dem abnormen späten Verschwinden der Terebrateln nach oben noch die sicher auffällige Tatsache, daß gerade hier auch die *Beneckeia Buchi* bis 4 m über diese Hauptterebratelbank hinaufreiche. Wird die von mir gegebene Erklärung dagegen angenommen, so findet auch *Beneckeia Buchi* kurz unter der oberen Terebratelbank (= Hauptlager der *Terebratula vulgaris* bei SCHMIDT) die gewohnte und natürliche Stellung ihres letzten Auftretens.

Jetzt erklärt sich noch die soeben angedeutete, gewiß verwunderliche Tatsache von selbst, daß „die Brachiopode über der ausnahmsweise mächtigen Zone ihrer größten Häufigkeit in Lothringen nach oben später als im übrigen Süddeutschland verschwindet“. (SCHMIDT l. c. p. 50.) Sie verschwindet hier gar nicht später als wie überall im deutschen Wellengebirge. In Lothringen ist¹⁾ das letzte sporadische Terebratelvorkommen in einer Bank beiläufig 3 m über der „oberen Terebratelbank“, d. h. 2 m über der „Zone der oberen Terebratelbänke“, im Freudenstädtischen 1 m über der oberen Dolomitbank des „Hauptlagers“ (SCHMIDT S. 50). Das Auf-

fallende ist im Gegenteil, daß bei uns die Terebratel bereits so tief eine so große Entwicklung erreicht, während in anderen Gebieten das Vorkommen der *Terebratula vulgaris* in demselben Niveau nur äußerst sporadisch ist. An dieser Stelle sei nochmals hervorgehoben, daß in der Pfalz unter der oberen Terebratelbank *Terebratula vulgaris* auch durchaus nicht häufig ist und erst in der unteren Terebratelbank wieder reichlich auftritt, aber auch in dieser lange nicht so häufig ist wie in der oberen, welche allein den Namen eines „Hauptlagers der *Terebratula vulgaris*“ verdienen würde.

Das „Hauptlager“ bei Freudenstadt wie das Hauptlager der *Terebratula vulgaris* im rechtsrheinischen Wellenkalk überhaupt ist meines Erachtens nur zu parallelisieren mit der Lothringer „Zone der oberen Terebratelbänke“ auf Grund ihrer Mächtigkeit bei absolut gleicher Mächtigkeit des gesamten Wellengebirges, auf Grund ihres Abstandes von der Spiriferinenbank = Pentacrinusbank, auf Grund ihrer Fossilführung und schließlich auf Grund des Vorkommens von *Beneckeia Buchi* kurz unter ihnen. Dagegen ist und bleibt die Thüringer Terebratelzone (Schaumkalkzone γ) auf Grund der Fossilführung in beiden Bänken mit dem Württembergischen Hauptlager identisch. Der fast doppelt so großen Mächtigkeit des Wellengebirges in Thüringen entspricht auch gut die im allgemeinen doppelt bis dreifach so große Mächtigkeit des dortigen Hauptlagers der *Terebratula* (= Schaumkalkzone γ) von 5,5 m gegen 2 m bei Freudenstadt und in Lothringen. Die gesamte Schaumkalkzone γ ist jedoch nur identisch der oberen Terebratelbank in Lothringen-Pfalz und durchaus nicht der gesamten Terebratelzone von 6—7 m.

Was haben wir aber der tieferen, unteren Terebratelbank Lothringens und der Pfalz im rechtsrheinischen Gebiet gegenüberzustellen? Daß sie der Bank mit *Terebratula Ecki* oder *Beneckeia Buchi* gleichzustellen sei, wie man eventuell vermuten könnte, glaube und behaupte ich nicht. Sie scheint mir faktisch kein durch Fossilien charakterisiertes Äquivalent zu haben. Das ist aber weiter nicht verwunderlich, denn logischerweise müssen wir einmal ein Gebiet antreffen, wohin eine sonst massenhaft auftretende Form nicht gekommen ist.

Was entspricht dann ferner unseren Mergeln zwischen den Terebratelbänken? Ist es denn ausgeschlossen, oder nicht vielmehr eine Forderung, daß einer fossilreichen Zone einer Gegend eine fossilarme einer andern gleichwertig sein kann? Ähnliche günstige Ausbreitungsbedingungen oder ähnliche Ausbreitungsveranlassungen wie in der oberen Terebratelbank oder wie in der Spiriferinen- = Pentacrinusbank u. a. haben doch nicht immer geherrscht! Es kann also sehr wohl unseren Mergeln zwischen den Terebratelbänken (4—5 m) die auch 2—5 m mächtige Region der Deckplatten bei Freudenstadt entsprechen. In Lothringen waren die Existenzverhältnisse günstig, weiter im Osten ungünstig. Erinnern wir uns aber daran, daß der große Fossilreichtum der „*Homomya Albertii*-Schichten“ Freudenstadts bei uns auf den Komplex der Mergel zwischen den beiden Terebratelbänken zusammengedrängt erscheint, so werden wir zu der Vermutung geführt, daß ein Teil dieser Fauna — vielleicht beim allerersten Eintritt ungünstiger Lebensbedingungen — langsam von Osten nach Westen vorgerückt ist.

Bei der großen Ähnlichkeit der Faunenelemente, die wir in Lothringen in den Mergeln zwischen den Terebratelbänken und bei Freudenstadt in den *Homomya Albertii*-Schichten finden, könnte man schließlich auch geneigt sein, diese beiden

¹⁾ Nach SCHUMACHER 1889 S. 135—136.

Schichtfolgen zu parallelisieren. Der Begriff des Parallelisierens schließt jedoch immer eine zeitliche Äquivalenz in sich. Da wir aber hier in dem vertikalen Abstand von dem zeitlich und faunistisch sicher gleichwertigen „Hauptlager“ bzw. der „Zone der oberen Terebratelbänke“ die zuverlässige Kontrolle haben, daß die beiden Komplexe sicher nicht zeitlich äquivalent sein können, so parallelisieren wir natürlich in diesem Falle nicht.

So scheinen mir durch die Ausbildung des Wellengebirges unter den Hauptlagern der *Terebratula* in Lothringen und Württemberg drei Möglichkeiten von Parallelisierung illustriert.

Einmal sind die parallelisierten Schichten bezüglich ihrer Fauna und der Zeit ihrer Entstehung äquivalent (wobei die Zeiträume natürlich nicht ganz genau übereinstimmen werden), z. B. „Hauptlager“ (Freudenstadt) und Obere Terebratelbank (Lothringen).

Ferner sind Schichten zeitlich zwar gleichwertig, faunistisch aber nicht, z. B. Deckplatten und Mergel zwischen den Terebratelbänken.

Schließlich können Schichten faunistisch äquivalent, zeitlich aber unterschiedlichen Alters sein oder sich wenigstens zeitlich nur teilweise decken, z. B. Homomyenschichten und Mergel zwischen den Terebratelbänken. In letzterem Fall wird man natürlich nicht „parallelisieren“, sobald man, wie im vorliegenden Fall, die Möglichkeit einer Kontrolle hat, einmal durch die gleiche Gesamtmächtigkeit der zu vergleichenden Schichtkomplexe und zweitens durch den Abstand von einer als absolut sicher „parallelisierbaren“ Bank („Hauptlager, obere Terebratelbank“). Wo diese beiden Möglichkeiten aber fehlen, können wir wahrscheinlich nur schwer entscheiden, ob zwei Schichten zu parallelisieren sind oder nicht; oft genug wird man auf solche Weise unbewußt für faunistisch gleichartige Bänke auch zeitliche Äquivalenz postulieren.

E. Anhang.

Im Anhang möchte ich mit wenigen Worten noch auf die aus der Böckweiler Gegend bekannten und beschriebenen Dolinen¹⁾ eingehen. Diese Dolinen, deren Zahl mehrere Dutzend beträgt, liegen dort, wie ich mich bei der Kartierung überzeugen konnte, samt und sonders auf dem Plateau des Wellengebirges und nicht in oder auf dem gipsführenden mittleren Muschelkalk. Ihre Entstehung kann deshalb auch nicht mit der Auslaugung von Gips erklärt werden. Zeichnet man diese von den Bauern „Löcher“ genannten Erdfälle in die Karte ein, so findet man, daß sie in der Böckweiler Gegend alle an eine bestimmte, sich rings um den kleinen Kahlenberg herumziehende, schmale Zone gebunden sind. Die innere Grenze dieser Zone wird gebildet durch die Grenzlinie des Wellengebirges gegen den mittleren Muschelkalk, d. h. durch mehrere Meter mächtige grüne und rote Letten. Die außerordentlich reichliche Wasserführung dieser Schichten allein kann meines Erachtens die Ursache für die Entstehung der Dolinen sein. Das Wasser tritt aus den Letten heraus und versickert in dem Boden des „Wellenkalkes“. Es findet in den mächtigen, grobkristallinen tonärmeren Dolomiten der Schaumkalkregion, in welcher bei Böckweiler die tonreicheren Plattenkalke fast ganz zurücktreten, genug Gelegenheit, chemisch aufzulösen und kleinere Hohlräume und Spaltenerweiterungen zu schaffen. Damit aber ist auch die Bedingung zur Entstehung oberflächlicher Erdfälle gegeben.

¹⁾ HÄBERLE D.: Zu den angeblichen Höhlenfunden im Westrich. Pfälz. Heimatkunde. Nr. 11. 1907.

F. Verzeichnis der in Lothringen und der Pfalz gefundenen Fossilien.

Abkürzungen: Lothringen	L
Pfalz	P
Untere Terebrateibank	ter. u.
Schichten zwischen den beiden Terebratelbänken	ter. u. — ter. o.
Obere Terebratelbank bzw. „Zone der oberen Terebratelbänke“	ter. o.
Schichten zwischen der oberen Terebratelbank und der Pentacrinusbank	ter. o. — Pent.

Für m_{u_1} wähle ich die paläontologisch begründeten Unterabteilungen SCHUMACHERS und suche die bei mir gefundenen Formen richtig in diesen Abteilungen unterzubringen.

Name des Fossils	tonig-sandige Sch. in Lothringen	Myacitenregion in Lothringen	ter. u. L u. P	ter. u. — ter. o. in L u. P	ter. o. in L u. P	ter. o. — Pent. in L u. P	Pentacrinusbank in L u. P	Wellendolomite in L u. P	Schammalkalkregion in L u. P	Goldfussbank in L u. P	Orbicularschichten in L u. P
<i>Rhizocorallium</i> ZENK.	P	P	.	.
<i>Encrinus</i> sp.	LP	.	LP	P	LP	LP	LP	.	LP	.	.
<i>Pentacrinus dubius</i> BEYR.	L	L	LP	.	LP	.	.
<i>Cidaris grandaeva</i> GOLDF.	L	.	.	.	L	.	L	.	LP	.	.
<i>Serpula valvata</i> GOLDF.	L
<i>Lingula</i> sp.	L	P	.	L	.	LP
<i>Terebratula (Dielasma) Ecki</i> FRANTZEN	L
„ (<i>Coenothyris</i>) <i>vulgaris</i> v. SCHL.	L	LP	LP	LP	LP	LP
<i>Spiriferina fragilis</i> v. BUCH.	LP	.	.	.	L
„ <i>hirsuta</i> v. ALB.	L	.	.	.	L
<i>Placunopsis ostracina</i> v. SCHL.	L	L
<i>Terquemia complicata</i> GOLDF.	LP	.	.	.	LP	L	.	.	L	.	.
„ <i>decemcostata</i> GOLDF.	L	.	.	.	L
<i>Ostrea spondyloides</i> v. SCHL.	L	.	.	.	P
<i>Lima striata</i> v. SCHL.	L	.	L	L	LP	LP	LP	LP	P	.	.
„ <i>cf. striata</i> v. SCHL.	P
„ <i>lineata</i> v. SCHL.	LP	LP	L	LP	LP	LP	.	.	L	.	.
„ <i>radiata</i> GOLDF.	P?	P?	P	.	.
<i>Prospendylus comtus</i> v. SCHL.	LP
<i>Anomia</i> sp.	L
<i>Pecten (Entolium) discites</i> v. SCHL.	LP	LP	.	.	.	P	L	.	LP	.	.
„ (<i>Pleuonectites</i>) <i>laevigatus</i> v. SCHL.	L	.	.	.	L	L
<i>Gervilleia (Hoernesia) socialis</i> v. SCHL.	LP	LP	L	LP	LP	LP	.	LP	LP	.	.
„ <i>costata</i> QU.	L	LP	.	.
„ <i>Goldfussi</i> v. STR.	LP	.
„ <i>mytiloides</i> v. SCHL.	LP	L	.	.	L
<i>Mytilus vetustus</i> GOLDF.	LP	P	.	.	L
„ <i>eduliformis</i> v. SCHL.
„ sp.	P?
<i>Modiola Credneri</i> DUNK	L
<i>Nucula Goldfussi</i> v. ALB.	P	P?
„ <i>elliptica</i> GOLDF.	P
<i>Myophoria ovata</i> BR.	L
„ <i>simplex</i> v. SCHL.	P
„ <i>vulgaris</i> BR.	LP	P	.	.	L	.	.	L	LP	.	L
„ <i>laevigata</i> v. ALB.	LP	.	.	L	L	.	.	.	L	.	.
„ <i>transiens</i> RÜBSTR.	P	P
„ <i>cardissoides</i> v. SCHL.	LP	L	LP	L	LP	.	.	L	.	.

Name des Fossils	tonig-sandige Sch. in Lothringen	Myacitenregion in Lothringen	ter. u. L u. P	ter. u. — ter. o. in L u. P	ter. o. in L u. P	ter. o. — Pent. in L u. P	Pentacrinusbank in L u. P	Wellendolomite in L u. P	Schaumkalkregion in L u. P	Goldfußbank in L u. P	Orbicularisschichten in L u. P
<i>Myophoria elegans</i> DUNK.	L
„ <i>curvirostris</i> v. SCHL.	L	P	.	.
„ <i>orbicularis</i> BR.	LP	LP
<i>Tellina anceps</i>	L
<i>Homomya Albertii</i> VOLTZ	LP	.	L	.	.	LP	.	.
<i>Pleuromya fassaensis</i> WISSM.	LP	LP	.	LP	LP	LP	.	LP	LP	.	.
<i>Pseudocorbula gregaria</i> MNSTR.	P?	P?	.	LP	L	P
<i>Dentalium laeve</i> HOLL.	L
<i>Worthenia</i> sp.	P	.	.
<i>Natica</i> sp.	P
„ <i>extracta</i> BERG.	L
<i>Undularia</i> sp.	P
<i>Chemnitzia Schlotheimi</i> QU.	L	L	LP	L	LP
<i>Nautilus dolomiticus</i> QU.	LP	.	LP
<i>Beneckeia Buchi</i> v. ALB.	L	.	.	P
Zähnen und Schuppen	P	L	.	LP	L	.
Vertebratenreste	LP	LP	L	.	LP	L	LP	.	LP	L	LP
Pflanzenreste	L	LP	.	.	L	L
Foraminiferen	L

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort	115
A. Einleitung	115—117
B. Beschreibung des Pfälzer Wellengebirges	117—136
I. Unteres Wellengebirge	117—124
1. Sandig-tonige Schichten = Muschelsandstein-Fazies	117—124
2. Hangende Mergel	124
II. Mittleres Wellengebirge = Wellenmergel	124—130
1. Untere Terebratelbank	125
2. Mergel zwischen den Terebratelbänken	125—126
3. Obere Terebratelbank	126—129
4. Schichten zwischen oberer Terebratelbank und Pentacrinusbank	129—130
III. Oberes Wellengebirge	130—136
1. Wellendolomite	131—133
a) Pentacrinusbank	131—132
b) Eigentliche Wellendolomite	132—133
2. Schaumkalkregion	133—136
3. Orbicularisschichten	136
a) Eigentliche Orbicularisschichten	136
b) Knochenbank	136
c) Dichte, gelbe Dolomite	136
C. Zusammenfassung der Ergebnisse u. Vergleich mit den nächstgeleg. Entwicklungsgebieten	136—140
D. Vergleich Lothringen-Pfalz mit der rechtsrheinischen Entwicklung (besonders Freudenstadt)	140—146
E. Anhang: Dolinen bei Böckweiler	146
F. Verzeichnis der in Lothringen und der Pfalz gefundenen Fossilien	147—148

Pagiophyllum Weissmanni im unteren Hauptmuschelkalk von Würzburg.

Von

Julius Schuster.

(Mit Tafel III.)

Über den floristischen Charakter der Landvegetation, welche während der Ablagerung des Muschelkalks in Mitteleuropa gedeihen konnte, geben nur spärliche Fossilfunde Aufschluß und trotz der langen und vielfältigen Erforschung, die dieser Abteilung der Trias gewidmet wurde, gehören gut erhaltene Pflanzenreste noch immer zu den Seltenheiten. Dies geht schon daraus hervor, daß aus Bayern bis jetzt keine einzige Muschelkalkpflanze bekannt war, ja es schien, als ob in der fränkischen Muschelkalkplatte, aus der durch die Forschungen v. SANDBERGERS eine relativ reiche Fauna gewonnen wurde, Pflanzen gänzlich fehlten, denn die früher als Algen (*Rhizocorallium* und verwandte Einschlüsse) interpretierten lappigen und gewulsteten Gebilde sind nach den überzeugenden Darlegungen von O. M. REIS als Ausfüllungen der Wohnröhren von tubikolen Anneliden zu betrachten.

Unter diesen Umständen ist der vorzüglich erhaltene Zweig einer Conifere, den Herr HERMANN REGEL, ein Sohn des bekannten Würzburger Geographen, im Weichbild der Stadt in einem einzigen Exemplar auffand, von um so größerem Interesse, als es sich hier um einen Nadelholztypus handelt, der sonst nur im oberen Hauptmuschelkalk von Württemberg vorkommt und unter dem Namen *Voltzia Weissmanni* bekannt ist. Der besonderen Güte des Herrn Professor REGEL ist es zu danken, daß das wertvolle Stück der Münchener Paläontologischen Staatssammlung überwiesen wurde.

Das Würzburger Fossil (Taf. III, Fig. 1) stammt aus dem unteren Hauptmuschelkalk, wo an der Ulrichstrasse gelegentlich eines Kanalbaues nach den Mitteilungen von DR. HERM. FISCHER folgendes Profil (23. Dezember 1907) aufgeschlossen war: Etwa 4 m klotzige Kalke, darunter dicke blaue Muschelbänke mit *Monotis Alberti* abwechselnd mit Mergelschiefeln. In diesen Mergelschiefeln, die aus einem hellgrauen bis hellgelbbraunen, meist schieferig spaltenden Mergel bestehen, fand sich neben dem Pflanzenrest eine lokal reiche Fauna von Muscheln. Sie sind, wie es in den Mergeln und Tonen des Muschelkalks gewöhnlich der Fall ist, ohne Schale, allein bei der Feinheit des Gesteins sind die Abdrücke und Skulpturen der Steinkerne von großer Schärfe.

Die Gesamteinschlüsse der genannten Mergelschieferlagen verteilen sich auf folgende Formen:

Fauna (bearbeitet von DR. O. M. REIS).

Pecten cf. *discites* SCHLOTH. sp.

Umriß, Ohren und konzentrische Skulptur der vorliegenden Abdrücke stimmen mit dieser Art gut überein; andere wichtige Merkmale sind, da die Schale fehlt, nicht festzustellen.

Gervillia socialis SCHLOTH.*Myophoria transversa* BORNEM.

Wie REIS (l. c. S. 33) bemerkt, war dieses der *Myophoria vulgaris* so nahe-stehende Fossil im Hauptmuschelkalk von Franken noch nicht festgestellt, während es dort in der unteren Lettenkohle auftritt; es ist aber in Rüdersdorf bei Berlin im oberen mittleren Muschelkalk und im unteren Hauptmuschelkalk (von dessen unterer Grenze bis zur Trochitenbank) nachgewiesen worden.

Pseudocorbula gregaria MSTR. sp.*Thracia Regeli* REIS nov. spec. (Taf. III, Fig. 9).

Das Fossil schließt sich an die von E. PHILIPPI (s. l. c. Taf. VII, Fig. 90) eingehend behandelte *Thracia mactroides* SCHLOTH. sp. an. Deutlich ist die für *Thracia* charakteristische Krümmung des Wirbels nach hinten. Die allgemeine Gestaltung würde man *Anatina*-artig bezeichnen, weil der Siphonalteil der Schale länger schnabelartig gestreckt ist. Die etwas geblähte Vorderseite zeigt stärkere Anwachsfalten, welche nur eine schwach nach dem Wirbel gerichtete Zurückbiegung in der Nähe des Oberrandes besitzen; sie werden nach dem Außenrand hin sehr feinstreifig und gedrängt, gegen die etwas eingetiefte Mitte der Schalenwölbung verlieren sie sich zum Teil oder setzen sich verschwächt nach hinten fort. In dem bis jetzt beschriebenen Teil der Schalenoberfläche fehlt Radialskulptur oder es tritt radialgerichtete Rauigkeit nur ganz schwach und kurzzeitig auf. Hinter dem Wirbel aber zeigt sich eine nach dem hinteren Unterrand verlaufende stumpfe Kante; zwischen dieser und dem hinteren Oberrand treten nur 5—6 ganz seichte Radialfältchen auf: zwischen zweien ist nur eines etwas höher vorstehend, dabei viel schmaler und fadenartig, aber scharf begrenzt; dieses ist in der Nähe des Wirbels am stärksten, verläuft allmählich schwächer werdend nach hinten unten und bezeichnet in seinem Verlauf die Stelle, wo der Unterrand mit einer Eckumbiegung in den Hinterrand der Schale übergeht.

Der Wirbel ist etwas vor der Mitte der Schalenlänge gelegen; der Unterrand ist ziemlich gleichmäßig gerundet, zeigt jedoch von der Stelle an, wo die erwähnte stumpfe Kante vom Wirbel her an dem Unterrand ausläuft, eine etwas stärkere Aufbiegung nach hinten und oben zu.

Am Skulptursteinkern (Taf. III, Fig. 9, Vergr. 19,5:29,01) beträgt die

Länge der Schale	19,5 mm
Höhe am Wirbel	9,0 „
Höhe in der Mitte zwischen Wirbel und Vorderrand	8,0 „
Höhe in der Mitte zwischen Wirbel und Hinterrand (mittlere Schnabelhöhe)	6,9 „

Flora.

Pagiophyllum (= *Voltzia*) *Weissmanni* SCHIMPER sp. (Taf. III, Fig. 1—5).

Das Original exemplar aus den Ceratiten-Schichten von Crailsheim, welches SCHIMPER 1870 beschrieb, wurde schon im Jahre 1846 von dem Apotheker WEISSMANN

auf der Tübinger Generalversammlung des Vereins für vaterländische Naturkunde als erste Pflanzenversteinung aus dem Muschelkalk Württembergs vorgezeigt und erst später 1879 von ECK (l. c. Taf. IV, Fig. 1) etwas verkleinert mit einem anderen Exemplar aus dem oberen Muschelkalk von Rottenburg am Neckar (l. c. Fig. 1a) abgebildet.

SCHIMPERS Original, das in der Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule zu Stuttgart aufbewahrt wird (Nr. 4839) und mir durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. SAUER zum Vergleich geschickt wurde, stellt ein 18,5 cm langes Zweigfragment mit kräftigen, dicht aufwärtsgerichteten, vierkantigen, am Grunde herablaufenden und sichelförmig nach innen gekrümmten, 12—20 mm langen und 2,5—4 mm breiten Nadeln dar. Die Blattkissen (s. Taf. III, Fig. 2) sind spiralg angeordnet und von schwach rhombischer Gestalt, an den Seiten abgerundet und an der Basis spitz herablaufend, oben schwach abgerundet, 4—6 mm lang und 2—4 mm breit, der Länge nach deutlich von einer Furche durchzogen. Besonders bemerkenswert sind die auf den Blättern parallel zum Mittelnerv in Längsreihen verlaufenden Spaltöffnungen, die sich dem bloßen Auge als feine Punkte (s. Taf. III, Fig. 1) zu erkennen geben.

Durch Anwendung von chlorsaurem Kali (in Substanz) und Salpetersäure ließ sich die kutinisierte Epidermis durchsichtig machen. Das Parenchym (Taf. III, Fig. 4) ließ dabei keine Differenzierung erkennen, jedoch zeigte sich, daß die — bisher unbekannt — Schließzellen der Spaltöffnungen (Taf. III, Fig. 3 und 5) parallel zu der Richtung des medianen Leitbündels verlaufen, Verhältnisse, die gleich den oben geschilderten Merkmalen an dem Stuttgarter Original wie an der Würzburger Pflanze in übereinstimmender Weise festgestellt werden konnten. Auch ein von SCHÜTZE (l. c. Taf. IX) abgebildeter sehr schöner Zweig von *Voltzia Weissmanni* aus den Ceratiten-Schichten vom Otterbach am Bühlertal, der auch in FRECHS Lethaea (S. 23) reproduziert ist, deckt sich mit dem Fund von Würzburg aufs schönste.

Für die systematische Beurteilung des fossilen Restes ist die erwähnte Anordnung der Spaltöffnungen von Bedeutung. MAHLERT hat durch eingehende Untersuchungen gefunden, daß man je nach der Verteilung der Spaltöffnungen auf der Blattfläche bei den Laubblättern der Coniferen hauptsächlich zwei Gruppen unterscheiden kann: entweder sind die Spaltöffnungen regellos auf der Blattfläche verteilt, so bei *Gingko*, *Araucaria* (*Cunninghami*, *excelsa* und *Cookii*), *Cryptomeria*, *Athrotaxis* und fast allen *Cupressineen*; oder sie sind in Längsreihen parallel zur Richtung des Leitbündels gestellt, letzteres bei *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Larix*, *Abies*, *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Saxegothea*, *Taxus*, *Cephalotaxus*, *Torreya*, *Sciadopitys*, *Podocarpus*. Nun rechnet man die seit dem Unterrotliegenden¹⁾ vorkommende Gattung *Voltzia* wegen der am Rande gelappten Zapfenschuppen der Blüte (Tafel III, Fig. 6) zu den *Taxodioideen*. Diese gehören aber gerade zu denjenigen Coniferen, bei welchen die Spaltöffnungen nicht in Reihen parallel zum Verlauf des Leitbündels liegen, so daß die Frage entsteht, ob das Fossil bei der Gattung *Voltzia* zu belassen ist, eine Frage, die in Ermanglung von Blüten und Fruchtzapfen nur vorläufig gelöst werden kann.

Wie aus der Originaletikette des Stuttgarter Fossils hervorgeht, ist dieses von KURR mit dem Manuskriptnamen *Araucarites Weissmanni* bezeichnet worden. Tat-

¹⁾ Darin fand O. M. REIS neuerdings in dem Pflanzenlager von Forst bei Münsterappel (Obere Kuseler Schichten, Hooper Stufe) typische Fruchtschuppen von *Voltzia Liebeana* H. B. GRINITZ (s. Taf. III, Fig. 6). Bisher kannte man *Voltzia*-Bäume erst aus dem Zechstein. Über die Flora der Hooper Schichten siehe SCHUSTER (1) S. 11—13 sowie v. AMMON S. 48—49.

sächlich erinnern die Blattzweige von *Voltzia Weissmanni* stark an *Araucarien*, aber die Bestimmung des Restes als *Araucarites* würde mehr aussagen, als sich zurzeit über diesen mit Sicherheit angeben läßt. Zum Vergleich sei hier auf den bisher nicht abgebildeten *Araucarites alpinus* GÜMBEL sp. (Taf. III, Fig. 7—8) aus den Seefelder Schiefen hingewiesen, den SCHENK (1) auf Grund eines Zapfens in der Sammlung zu Innsbruck bei dieser Gattung einreihen konnte.

SCHENK (2) stellte *Voltzia Weissmanni* nach Einsicht des Originalexemplars zu der Gattung *Pagiophyllum* HEER (= *Pachyphyllum* SAPORTA), mit welcher die habituelle Ähnlichkeit am größten ist. SCHÜTZE versetzte sie jedoch später wegen der vierkantigen Blätter wieder zu der Gattung *Voltzia*, da nach SCHENK (2) die Blätter von *Pagiophyllum* dreikantig sein sollen. Letztere Angabe ist jedoch nicht ganz zutreffend und mit Recht bezeichnet ZEILLER die *Pagiophyllum*-Blätter auch als „tétragones“.¹⁾ Man darf daher *Voltzia Weissmanni* nach dem Vorgang von SCHENK um so eher bei *Pagiophyllum* lassen, als jener für diese Gattung das Auftreten zahlreicher Reihen von Spaltöffnungen auf den Blättern ausdrücklich hervorhebt. Da nun diese Anordnung der Spaltöffnungen für die *Abieten* charakteristisch ist, so ist es mir am wahrscheinlichsten, daß die vom Muschelkalk bis zur unteren Kreide vorkommende Gattung *Pagiophyllum* zu dieser Unterfamilie zu stellen ist, namentlich auch wegen der damit übereinstimmenden Form der Blattkissen.

Die Muschelkalkpflanze von Würzburg ist demnach vielleicht eine *Abietee* und am richtigsten als *Pagiophyllum Weissmanni* (SCHIMPER) SCHENK zu bezeichnen.

Außer den drei genannten Fundorten aus dem oberen Hauptmuschelkalk von Württemberg ist noch Schinznach in der Schweiz (Muschelkalk, ohne nähere Angabe des Niveaus) zu nennen. Ein kleiner Zweig von dort, den HEER (l. c. Taf. XXX, Fig. 6) abbildet und als *Voltzia heterophylla* BRONGN. var. *brevifolia* BRONGN. deutet, gehört entschieden zu *Pagiophyllum Weissmanni*, nur sind die Blätter, da offenbar ein jüngerer Zweig vorliegt, etwas kleiner.

Ob die von BLANCKENHORN erwähnte *Voltzia heterophylla* BRONGN. aus dem obersten Muschelkalk zwischen Berg und Bürvenisch bei Commern ebenfalls zu *Pagiophyllum Weissmanni* gehört, läßt sich nicht sicher angeben, da es sich hier um einen 1¹/₂ cm breiten entblätterten Ast handelt, nach BLANCKENHORN ähnlich der „tige de *Yuccites*“ bei SCHIMPER (2) [l. c. Taf. 29, Fig. 4]. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß dieses Stück, das leider verloren gegangen ist, nichts anderes darstellt als einen Ast von *Pagiophyllum Weissmanni*, wofür auch die nach BLANCKENHORN noch deutlicher wie bei *Voltzia heterophylla* umrandeten Blattkissenrhomben sprechen.

Aus alledem geht hervor, daß *Pagiophyllum Weissmanni* zu den Charakterpflanzen der Festlandflora gehört, die sich aus der zunehmenden Trockenheit²⁾ angepaßten Permflora entwickelte; es muß eine ärmliche Flora gewesen sein, die in jenem trockenen Klima vegetierte — sie kann als eine verarmte Permflora bezeichnet werden, deren Relikte ein spärliches Dasein fristeten, bis mit dem Rhät neues Leben in der Pflanzenwelt zu erwachen beginnt. Dieser Umschwung, der mit der rhätischen Flora eintritt und bald von einer reichen Entwicklung der verarmten Insektenfauna begleitet wird, ist die Folge eines jener Kämpfe, die sich späterhin noch oft auf europäischem Boden abspielten und besonders durch die

¹⁾ „Folia . . . tri- vel tetragono-pyramidatim surgentia“ sagt SAPORTA (S. 374) sehr zutreffend.

²⁾ Vgl. dazu die Ausführungen bei SCHUSTER (2) S. 238—241.

Pflanzenwanderungen während der diluvialen Eiszeit bekannt geworden sind. Während sich bis zum Rhät keine Spuren der südlichen Dyas in der Flora nachweisen lassen, finden sich *Williamsonien* in den rhätischen Ablagerungen von Bayreuth.¹⁾ Wie andere Pflanzen des südlichen Gondwanalandes hatten diese nach Einbruch der südlichen Vereisung ihren Weg nach Norden genommen; mit ihren schon beinahe ganz in eine schützende Hülle eingeschlossenen Samenanlagen erwiesen sie sich den folgenden Klimaschwankungen gegenüber lebens- und entwicklungsfähiger als die Epigonenflora der Permokarbonzeit. Diese hatte den Endpunkt ihrer Entwicklungs- und Anpassungsfähigkeit erreicht, jene wurde der Herd einer großen neuen Florentwicklung, der Angiospermen.

¹⁾ Die interessante Gattung *Williamsonia* war bisher aus Deutschland nicht bekannt; nähere Angaben sowie Abbildungen der Bayreuther *Williamsonien* werden an anderer Stelle folgen.

Literatur-Liste.

- V. AMMON, Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (Zusammenstellung der unterpermischen Floren) 1910, S. 46 und 49.
- BLANKENHORN, Die fossile Flora des Buntsandsteins und des Muschelkalks der Umgegend von Commern, Paläontogr. 1886, S. 141.
- ECK, Über einige Triasversteinerungen, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXI, 1879, Erklärung zu Taf. IV.
- FRECH, Lethaea II, Die Flora des Trias von E. PHILIPPI (und H. POTONIÉ) 1903. S. 23.
- GÜMBEL, Geogn. Besch. d. südbayer. Alpen 1861, S. 355.
- HEER, Flora fossilis Helvetiae, 1877, S. 85.
- MAHLERT, Beiträge zur Kenntnis der Anatomie der Laubblätter der Coniferen mit besonderer Berücksichtigung des Spaltöffnungsapparates, Beih. Bot. Centralbl. 1885, S. 281.
- PHILIPPI E., Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und der sogen. Cannstatter Kreidemergel, in Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg 1898, S. 177—178.
- REIS, Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias I, Geogn. Jahresh. XXIII, 1909, S. 33 und 233.
- SANDBERGER, Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Äquivalente, II. Der Muschelkalk, 1867, S. 157—191.
- SAPORTA, Paléont. franç., Plantes jurassiques III. 1884, S. 374.
- SCHENK (1), Über die Pflanzenreste des Muschelkalkes von Recoaro, BENECKES geogn.-paläont. Beitr. II, 1868, S. 82.
- SCHENK (2), Paläophytologie 1890, S. 276.
- SCHIMPER, Traité de Paléontolog. végét. II. 1870/72, S. 243.
- SCHIMPER et MOUGEOT, Monographie des plantes fossiles du grès bigarré de la chaîne des vosges 1844, Taf. 29, Fig. 4.
- SCHUSTER J. (1), Paläobotanische Notizen aus Bayern, 4. Die Unterrotliegendflora des Pflanzenlagers von Forst bei Münsterappel, Ber. Bayer. Bot. Ges. XII, 1909, S. 11.
- SCHUSTER J. (2), Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden, Geogn. Jahresh. XX, 1907, S. 239.
- SCHÜTZE, Beiträge zur Kenntnis der triassischen Coniferengattungen: Pagiophyllum, Voltzia und Widdingtonites, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg 1901, S. 253.
- WEISSMANN, Vorzeigung des Abdruckes einer Pflanze im Muschelkalk von Crailsheim, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg II, 1847, S. 147.
- ZEILLER, Eléments de Paléobotanique 1901, S. 263.

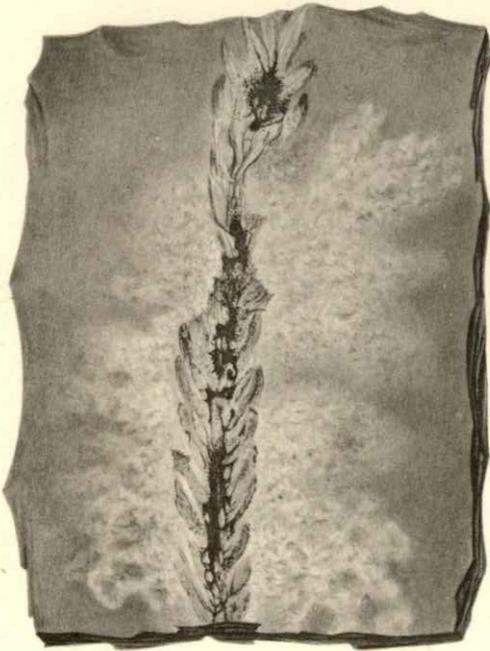
Tafel-Erklärung.

Sämtliche Fossilien in der Münchener Staatssammlung.

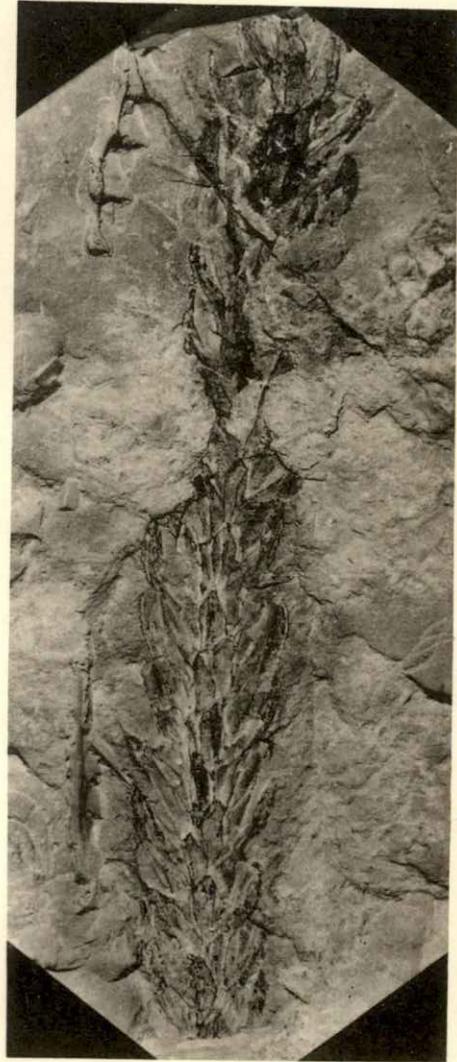
Tafel III.

- Fig. 1—5. *Pagiophyllum Weissmanni* (SCHIMPER) SCHENK aus dem unteren Hauptmuschelkalk von Würzburg.
- Fig. 1. Zweig in natürlicher Größe; die feinen Punkte auf den Blättern entsprechen den Spaltöffnungen.
- Fig. 2. Derselbe Zweig vergrößert, um die Blattkissenrhomben (im unteren Teil) zu zeigen.
- Fig. 3—5. Mikrophotographien der kutinisierten Epidermis.
- Fig. 3. Partie des Parenchyms mit einigen reihenweise angeordneten Spaltöffnungen (letztere unter den dunkel gefärbten Zellkomplexen). Vergr. 100.
- Fig. 4. Parenchym. Vergrößerung 200.
- Fig. 5. Einige Spaltöffnungen (unter den dunklen, annähernd rosettenförmigen Zellen) Vergrößerung 300.
- Fig. 6. Fruchtschuppe (von rückwärts) von *Voltzia Liebiana* H. B. GEINITZ aus dem Pflanzenlager von Forst bei Münsterappel (obere Kuseler Schichten, Hooper Stufe). Natürliche Größe.
- Fig. 7—8. *Araucarites alpinus* (GÜMBEL) SCHENK; Abbildung GÜMBEL'scher Originalstücke aus den Asphaltschiefern von Seefeld (Hauptdolomit). Natürliche Größe.
- Fig. 9. *Thracia Regeli* REIS nov. spec. Würzburg, zusammen mit *Pagiophyllum Weissmanni* (siehe oben). Vergrößerung 19,5 : 20,0.

Fig. 1 FREYTAG gez., Fig. 2 und 9 Dr. M. SCHUSTER phot., Fig. 6—8 BIRKMAIER gez.



1.



2.



7.



6.



9.



8.



3.



4.



5.

Zum Problem des Wellheimer Trockentals.

Von

Prof. Dr. Franz Bayberger

in München.

Bezüglich der „Erwiderung“ SCHWERTSCHLAGERS¹⁾ auf meine Abhandlung über das Wellheimer Trockental kann ich mich sehr kurz fassen, da ich es ganz unnötig finde, eine Menge von Beobachtungen und Beweisen, die ich in jahrelangen Wanderungen gesammelt und geprüft habe, neuerdings ins Treffen zu führen. Dafür möge man meine Arbeit nachlesen. Und ich habe um so weniger Anlaß hierzu, weil, wie wir sehen werden, die neuesten Forschungen SCHWERTSCHLAGERS nur geeignet sind, meine Darlegungen zu bekräftigen und meine Resultate zu bestätigen.

Nun zur Sache.

SCHWERTSCHLAGER spricht gleich eingangs von „Präsumption“ mit dem Hinweis auf irgend einen Rechtsfall. Aber die Naturwissenschaft fügt sich diesem Satze in keiner Weise. Gerade die Flüsse sind einem häufigen Wechsel unterworfen, und die Zahl derer, die ihr Bett verlassen und ein neues sich gegraben haben, ist sehr groß. Beispiele anzuführen ist ganz unnötig, sie sind jedem, der sich eingehend mit Talforschung beschäftigt, wohl bekannt.

Manche Redewendungen und Ausdrücke, deren sich mein wissenschaftlicher Gegner bei seiner Beweisführung bedient, sind leider von solcher Schärfe, wie sie bei wissenschaftlichen Erörterungen besser vermieden würden. Ich will nicht in den gleichen Fehler verfallen, sondern durch gewichtige wissenschaftliche Gründe und nicht durch polemische Schärfe zu überzeugen suchen.

SCHWERTSCHLAGER flüchtet sich hinter v. AMMON, v. GÜMBEL, PENCK, die Klassiker, wie er sie nennt, und weist darauf hin, daß diese Gelehrten alle seiner Meinung seien. Der Kenner dieser Litteratur dürfte diese Ansicht meines Gegners nicht ohne weiteres teilen. Meine Wanderungen galten ursprünglich dem Donautale und nur zu diesem Zwecke hatte mir seiner Zeit die Kgl. Bayr. Akademie der Wissenschaften ein Reisestipendium verliehen. Erst allmählich lenkten sich meine Blicke ins Altmühl- und Wellheimer Tal. Und da war ich selbstverständlich ganz im Ideengang der „Klassiker“, bis mir eine ganze Reihe von geologischen und geographischen Beobachtungen andere Schlüsse aufnötigten. Dabei muß ich bemerken, daß die genannten Gelehrten überhaupt nicht so ins einzelne, so in die Kleinarbeit eingegangen sind, wie ich. Darum können die Ausführungen der genannten Autoren überhaupt nicht in allen Punkten als gegen das Ergebnis meiner Untersuchungen sprechend, verwertet werden.

¹⁾ Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. (Zugleich eine Erwiderung.) Von Prof. Dr. SCHWERTSCHLAGER. Geogn. Jahreshefte 1910. XXIII. Jahrgang.

Seite 16 fragt SCHWERTSCHLAGER, ob es möglich ist, daß ein Fluß eine der Schichtenneigung entgegengesetzte Richtung anzunehmen vermag. Gewiß, wenn das Gefälle, die Erosionsbasis, dazu zwingt. Selbst im Frankenjura gibt es Beispiele hiefür: Wiesent und Pegnitz durchfließen das Juramassiv in einer der Schichtenneigung entgegengesetzten Richtung. (Mitteilung des H. Dr. REUTER.) So werden die größten Gebirge der Erde durchschnitten, die Flüsse entspringen hinter dem Gebirge und haben ihr ganzes, oft großes Tal durch das Gebirge, durch jede Schichtenstörung gelegt. Beispiele sind jedem Geographen zur Genüge bekannt.

Wenn SCHWERTSCHLAGER von einer Südostneigung des Jura (die nicht sehr groß ist, so daß alle Geologen die fast horizontale Lage der Juraschichten betonen) spricht, so ignoriert er meine wichtige Mitteilung (die übrigens auch in seinem „Altmühlgebirge“ angeführt ist), daß der Jura gegen Osten um 100 m steigt und daher auch ein Westlauf im Sinne meines Gegners nicht angenommen werden kann. Nach SCHWERTSCHLAGERS „Altmühlgebirge“ ist der Jura im Westen und Osten aufgebogen. In seiner Erwiderung finde ich diese seine frühere Feststellung nicht mehr!

SCHWERTSCHLAGER führt S. 19 als Hauptbeweis gegen meine Anschauung eine Anzahl Uferlinien an, die einen West-Ostlauf schon von Anfang an durch ihre Richtung beweisen sollen. Darüber folgendes: Ich habe selbst solche Linien und höhlenartigen Auskolkungen auf meinen Wanderungen durch das Altmühltal gesehen und lehnte sie, wie auch die sehr unsicheren Terrassen aus Gründen ab, die auch heute noch für mich maßgebend sind. Nämlich: das Wellheimer- und Altmühltal sind bereits in der Kreidezeit entstanden, wie SCHWERTSCHLAGER selbst in seinen beiden Arbeiten oft und nachdrücklich betont. Sie entwickelten sich in der langen Tertiärzeit — und waren während der langen Glazialepoche ungeheurer Verwitterung ausgesetzt, wie SCHWERTSCHLAGER selbst markant genug in seinem „Altmühlgebirge“ betont. Dieses sehr beträchtliche Alter drückt sich auch in der U-form aus, die weniger durch Erosion, als vielmehr durch Verwitterung und Abbröcklung der Wände entsteht. SCHWERTSCHLAGER selbst äußert sich in seinem „Altmühlgebirge“ in ähnlicher Weise. Wenn aber ein Zurückweichen der Talränder angenommen werden muß, so können sich Flutlinien nicht erhalten haben. Welch außerordentliche Talleistungen noch die pliocäne Zeit aufzuweisen hat, dafür finden sich eine Menge Beispiele in meiner Abhandlung. Das Tal kann damals unmöglich so breit wie heute gewesen sein, mit der Verbreiterung des Tales nicht bloß während der jüngeren, sondern auch während der ganzen Tertiärzeit müssen natürlich auch die Talränder (und bei einer Talbreite von 5—600 m und noch mehr Meter) nicht unbedeutend zurückgetreten sein.

Nun kam die Eiszeit! In dieser langen Epoche, mit der außerordentliche Zerstörungen der ganzen Landschaft verbunden waren, wurde nach RICHTER-PENCK aus den Alpen, die ursprünglich Wallform hatten, die heutige Form der Grate, Zinken, Spitzen, schroffen Wände etc. Im Böhmerwald, Schwarzwald-Wasgau, lauter alte Rundgebirge, wurden hundert und mehr Meter hohe Seewände geschaffen und eine Anzahl von Bergen förmlich zerblockt. Die Abtragungen und Gesteinsverluste wurden in solchem Maße verursacht, daß sie PENCK für die Alpen auf 50 m berechnet. Also um 50 m Mächtigkeit wurde das Gesamtvolumen der Alpen verringert. Und da sollen sich die minimalen Flutfurchen im Altmühltal erhalten haben? Daß auch seit der Eiszeit Talränder stark in Mitleidenschaft gezogen wurden, daß sich in verhältnismäßig kurzer Zeit eine stark zerstörende Denu-

tation vollzog, kann vielfach nachgewiesen werden. Davon kurz nur ein Beispiel aus eigener Erfahrung. Vor 30 Jahren entdeckte ich im harten Nummulitenkalk von Neubeuern meinen ersten Gletscherschliff. Der Fels war weit vom schützenden Moränenschutt abgedeckt und in einem Steinbruch abgebaut. Davon blieb aber ein großer Teil unbenützt; die seit 30 Jahren entblöbte Fläche ist aber nun trotz der Härte des Gesteins derart verwittert und ausgelaugt, daß ich, als ich vor 4 Jahren, also nach 26 Jahren, die Stelle wieder aufsuchte, alle Mühe hatte, die Felsfläche wieder zu erkennen. Glätte und Furchen von 1 cm Tiefe waren vollkommen vernichtet, nur die allgemeine Form des Schliffes blieb bewahrt. Und das geschah in einer im geologischen Sinne unendlich kurzen Zeit! Im Altmühltal aber sollen nach SCHWERTSCHLAGER die Furchen seit der Kreide-, der ganzen Tertiär-, der diluvialen Epoche und der rezenten Zeit unentwegt erhalten geblieben sein! Ganz unmöglich! Da mir nun aus PENCK und durch viele Selbstbeobachtungen die Denudation der Alpen und der ganzen südbayerischen Hochfläche wohl bekannt ist, deshalb lehnte ich in meiner Arbeit derartige Erscheinungen, als wissenschaftlich höchst unsicher, grundsätzlich ab. Auch habe ich im Altmühltal, namentlich im Durchbruche ähnliche Erscheinungen um so mehr beobachtet, als ich mit großem Bemühen nach glacialen Schliffen Ausschau hielt. Bekanntlich vergebens! —

Manche der von meinem Gegner ins Feld geführten Tatsachen sprechen eigentlich viel mehr gegen, als für seine Theorien. So spricht er in seinem „Altmühlgebirge“ von großen Schuttmengen, die ausschließlich von den Talwänden durch Absplitterung entstanden sind, diese Splitterschichte ist stellenweise über 10 m stark und liegt, was sehr bezeichnend ist, über dem diluvialen Donauschotter. Also nach der Eiszeit eine sehr starke Verwitterung. Und denke man sich nun die Verwitterung seit der Kreideepoche, der tertiären und diluvialen Zeit!

SCHWERTSCHLAGER betont das gleichfalls und nimmt an, der alte Schutt sei durch die tertiäre und diluviale Donau hinausgefegt worden. Nun ist aber, wie schon erwähnt, das Tal nicht bloß als Resultat direkter Wassererosion aufzufassen, sondern auch der Verwitterung zu verdanken und damit ist ein Rückschreiten der Talwände verknüpft.

Aus diesen Gründen können die von SCHWERTSCHLAGER beobachteten Flutmarken, die 80—100 m hoch liegen sollen, also aus ältester Entstehungszeit kamen, wissenschaftlich nicht beweiskräftig wirken. Zudem setzt sich SCHWERTSCHLAGER mit diesen fluviativen Höhenmarken in direktesten Widerspruch mit den eigenen Mitteilungen. Davon etwas später.

Nun zu den Flutmarken selbst. Im Wellheimer Tal zeigen die Flußrillen einen Nord-Süd- und auch einen Süd-Nordlauf an, wie SCHWERTSCHLAGER selbst dartut. Sind also als wissenschaftlicher Beweis nicht zu verwerten. Im „Altmühlgebirge“ gibt SCHWERTSCHLAGER bei Wellheim eine Flutmarke an, die er der Donau zuschreibt, die ich aber nach ihrer Besichtigung in meiner Arbeit verneinen mußte. Ich sehe sie als einfache Verwitterungserscheinung an. „BAYBERGER hat Recht!“ heißt es da (S. 21). SCHWERTSCHLAGER schreibt auch die auffälligsten Verwitterungsformen der Einwirkung des Donastrumes zu, wenn er S. 18 l. c. schreibt: „Alle die großen Felszirkusse an den Talwänden, alle Felsentore, Dolomit-Türme und Nadeln, die unser Auge auf sich ziehen, verdanken einem solchen Strome ihre Entstehung.“ Auch hinsichtlich der Felspartie von Obereichstätt, wo SCHWERTSCHLAGER mehrere Flußmarken beobachtet haben will, glaube ich im Rechte zu sein, denn gerade diese Partie ist von mir eingehend besichtigt worden, da ja dort eine Hochterrasse meinen ursprünglichen Ostwestlauf der

Altmühl zu bekräftigen scheint. Ich habe aber nichts gesehen als Auswitterung horizontaler Bänke, Flutmarken sind dort keine! Ich hätte solche sicher erwähnt und in das Bereich meiner Erwägungen gezogen. Auch die Felspartien von Kipfenberg sind mir wohl bekannt, aber ich fand auch dort nur Verwitterungen und nichts was die Annahme SCHWERTSCHLAGERS rechtfertigen könnte. Was nun die übrigen von meinem Gegner beobachteten Flutmarken betrifft, so habe ich darüber kein Urteil, da mir das Detail der betreffenden Wände nicht bekannt ist. Sollte mein Gegner auch in einzelnen Fällen richtig beobachtet haben, so kann dies meine Auffassung in keiner Weise erschüttern, wie aus meinen weiteren Darlegungen hervorgehen wird. Was SCHWERTSCHLAGER im Bilde als Muster einer Flußrille vorführt, wird kaum jemand überzeugen, der je mit dem Studium von Talwänden näher sich beschäftigt hat. Das kann ebensogut eine Auswitterung sein. Ich muß aber ausdrücklich aufmerksam machen, daß diese Rille infolge der seitlichen Aufnahme schief zu verlaufen scheint, damit sich über das Gefälle niemand einer Täuschung hingibt! Das starke Gefälle nun (oft auf wenige Meter um einen halben Meter), das die meisten der beschriebenen Linien zeigen, erregt selbst bei SCHWERTSCHLAGER gerechten Zweifel, denn ein Gesamtgefälle der alten Altmühl von über 3,4⁰/o zwingt ihn, neue Probleme aufzustellen, nämlich Wasserfälle anzunehmen und ein Gebirge von 3000 m Höhe sich dabei zu denken (was unmöglich erscheint), — während doch die große Stetigkeit des Jura eine ruhige, gleichmäßige Entwicklung der Talbildung als gesetzliche Folgeerscheinung nach sich ziehen mußte. Aber trotz allem und allem lasse ich die Flutmarken, so weit sie sich wirklich als echt erweisen sollen, bis zu 60 m Höhe gelten, weil auch ich dieselbe tertiäre Höhenmarke an der Donau wiederholt nachweisen kann und Haupt- und Nebental stets korrespondieren. Für alle in höheren Niveaus liegenden Marken dürfte mein Gegner kaum einen östlich verlaufenden Strom als Ursache nachzuweisen imstande sein. Im „Altmühltal“ ist von diesen „Flutmarken“ seltsamerweise noch nicht die Rede!

Nun nimmt SCHWERTSCHLAGER auch an, daß vom Süden her ein Strom das Wellheimer- und Altmühltal erodiert habe. „Und ich stimme mit BAYBERGER im apodiktischen Urteile überein, daß ein und derselbe Strom das Trocken- und Altmühltal erodiert habe.“ „Dieser Strom trat bei Steppberg ins Trockental ein — bis Kelheim.“ Zunächst möchte ich bemerken, daß SCHWERTSCHLAGER, wie das noch aus seiner Abhandlung im „Altmühlgebirge“ klar hervortritt, neuerdings nicht mehr die Pappenheimer Altmühl als den Quellarm der ganzen Altmühl betrachtet, sondern nunmehr meine Anschauung von der einheitlichen Bildung der beiden Täler annimmt, und das verbuche ich zu meinen Gunsten. Ferners muß ich auf den Widerspruch hinweisen, der in beiden Sätzen liegt: einmal heißt es, ein süd-nördlicher Strom habe die beiden Täler erodiert, d. h. also geschaffen, und im zweiten Satz wird bereits ein Tal vorausgesetzt, in welchem der südliche Strom weiter nach Norden und Osten ging.

Hier ist die Klippe, die SCHWERTSCHLAGER niemals überwindet. Das Altmühl- und Trockental haben ihren Anfang in der Kreidezeit, vielleicht noch etwas früher genommen, wie SCHWERTSCHLAGER selbst wiederholt im „Altmühlgebirge“ und auch in seiner Erwiderung ausdrücklich betont. „Das Trockental stammt gewiß aus der Kreidezeit“ heißt es einmal wörtlich. Und nun frage ich, woher kam dann damals ein süd-nördlicher Strom, da doch zu jener Zeit ganz Südbayern vom Meere bedeckt war? Kann der Lech-Donaustrom für unser gemeinsames Tal verantwortlich gemacht werden, der erst in pliocäner Zeit, um

wieder SCHWERTSCHLAGER anzuführen, zur Entwicklung kam? Über diesen für die ganze Talgeschichte äußerst wichtigen Umstand wird SCHWERTSCHLAGER niemals hingekommen. Es können doch 80—100 m hohe Flutmarken im Altmühltal nicht mit einem Strome in Verbindung gebracht werden, der damals im Süden niemals entstehen konnte und niemals nachweisbar ist. — Weiteres:

Mein Gegner täuscht sich auch darin, daß er annimmt, die Gerölle seien mir „unbequem“. Wenn ich Kilometer für Kilometer wandere und kein Gerölle finde, so muß ich als gewissenhafter Beobachter mitteilen, es ist keines da, oder es ist nur spärlich vorhanden. Und wenn das Diluvium von 6, 8 und 10 m mächtigem recenten Schutt bedeckt ist, so wird mir kein Mensch daraus einen Vorwurf machen können, daß ich das tief verborgene Donaugerölle nicht sah. Wie sehr ich aber Ausschau darnach hielt, ist aus meiner Abhandlung zu ersehen. Und wenn SCHWERTSCHLAGER massenhaft Gerölle findet, so beweist das, daß die Erosionstätigkeit der Donau im Altmühltal recht bescheiden gewesen sein muß, da ja Talaufschüttung und Stillstand der Erosion Hand in Hand gehen und das spricht wieder für meine Anschauung, die auch KOKEN schon äußert, daß die Hauptwassermenge der Donau im heutigen großen Tale hinunterfloß und nicht durchs Altmühltal. Würde SCHWERTSCHLAGER den ungeheuren tertiären und diluvialen Schutt von Südbayern kennen, so würde er über die von ihm beobachteten bescheidenen Gerölmengen zu einer anderen, auch sehr bescheidenen Anschauung gekommen sein. Übrigens muß ich erwähnen, daß SCHWERTSCHLAGER in seinem „Altmühlgebirge“ selbst nur von „Spuren des Diluviums“ spricht! Davon ist in der „Erwiderung“ aber keine Rede mehr! Ich möchte hier noch den schönen Beweis einflechten, den DR. REUTER in seiner zustimmenden Besprechung meiner Arbeit anführt: Die Felsunterlage der Talsohle steigt gegen Osten: der Kanal geht durch festen Fels, und gegen Westen ist das Tal mit 20 und mehr Meter Schutt bedeckt. Also floß und erodierte die Altmühl von Osten nach Westen! (Sammler, Augsburg. Abendzeitung 1910).

Seite 31 spricht SCHWERTSCHLAGER von „Ausflüchten“, zu denen ich wegen des Diluviums greife. Gegen die unberechtigte Verwendung eines derartigen Ausdruckes muß ich mich verwahren. Gleichzeitig konstatiere ich, daß SCHWERTSCHLAGER selbst zugibt, daß mein Donaudiluvium von etwa 20 m Höhenmarke völlig in Übereinstimmung steht mit seinem diluvialen Altmühlgerölle, ganz so wie die Höhe der tertiären Donau von 60 m im Altmühltal sich wiederzufinden scheint.

Somit liegt bereits eine Übereinstimmung unserer Beobachtungen in mehreren wichtigen Punkten vor und nur ihre Deutung ist verschieden. Seite 32 nimmt SCHWERTSCHLAGER an, ich mute den Geröllen zu, sich aufwärts zu bewegen. Ist aus meiner Arbeit niemals zu entnehmen! Es liegt hier folgendes Verhältnis vor: Wenn eine Terrasse, eine Geröllschicht hoch oben am Talhang sich befindet, so ist sie als der letzte Rest des ehemaligen Talbodens anzusehen und der Fluß war einstens auf dieser Höhe. Da ich nun das Donaudiluvium auf 20 m (also gleich der Flußsohle) angebe, so konnte das Gerölle leicht noch die mehrere Meter tiefer gelegene Paßhöhe des Wellheimer Tales überschreiten.

Seite 34 kommt SCHWERTSCHLAGER nochmals zu dem Schluß, daß die Donau erst in obermiozäner oder pliocäner Zeit durchs „Trockental“ eintrat, — also der alte Schluß: das Trockental war schon da! Und gleichzeitig ist zu lesen: „Am Ende des Alttertiär floß vermutlich ein Wasserlauf, der ungefähr der heutigen oberen Altmühl mit Teilen des Regnitzgebietes und Zuflüssen aus der Eich-

stätter Alb entspricht, durchs Trockental von Nord nach Süd und mündete bei Steppberg ins Meer. — Nach früher Gesagtem kommt aber das Trockental bereits aus der Kreidezeit, und wenn ich noch weiters hinzufüge, daß SCHWERTSCHLAGER auch im „Altmühlgebirge“ wiederholt und mit großer Bestimmtheit auf einen Wasserlauf hinweist, der vom Fichtelgebirge her die Lydite nach Eichstätt gebracht hat — so ist da alles geologisch festgelegt, was ich in meiner Arbeit geographisch nachzuweisen vermochte. Also seit der außerordentlich langen Epoche von Kreide bis zum Pliocän hatte das ostwestliche Altmühltal überreiche Zeit zu seiner Ausbildung. Es besteht sonach eigentlich kein Unterschied zwischen meiner und SCHWERTSCHLAGERS Anschauung, womit die „Erwiderung“ gegenstandslos geworden ist.

Wenn nun SCHWERTSCHLAGER also bereits zugegeben hat, daß durch das Wellheimer Tal ein Strom nach Süden bis Steppberg geflossen ist und zwar bis ungefähr in den Beginn der Pliocänperiode hinein, wie gelangt er dann zur Möglichkeit der Annahme, die gesamten Donauwasser seien nun durch das gleiche Wellheimer Tal in entgegengesetzter Richtung nach Norden geflossen? Wie kann ein Fluß in ein Tal eindringen, das bereits von einem entgegengesetzt strömenden besetzt ist? Im „Altmühlgebirge“ suchte er über die Schwierigkeit, die ihm die auch von ihm zugestandene Tatsache eines um 100 m höheren Ostrand des Jura bietet, dadurch hinweg zu kommen, daß er dort die Wasser gegen Kelheim in Überfällen absetzen läßt. Diese Annahme zu begründen, müßte man jedoch bedeutende Stauungen voraussetzen, die bis jetzt nicht nachgewiesen wurden. Zwar gibt SCHWERTSCHLAGER zu, daß die von mir angenommene rückschreitende Erosion von Kelheim nordwärts richtig sei, sagt aber, daß auch er solche schon im „Altmühlgebirge“ als vorhanden angeführt habe. Dies kann ich nicht anerkennen, da dort diese Bemerkung fehlt. Überfälle und rückschreitende Erosionswirkung sind doch einander ganz entgegengesetzte Vorstellungen.

Nach SCHWERTSCHLAGERS Auffassung wären der Kelheimer und der Neuburger Donaudurchbruch rückschreitender Erosion zu danken, für welche, um von anderen Gründen zu schweigen, vor allem das Vorhandensein einer starken Differenz in der Erosionsbasis nachzuweisen wäre. Nach PENCKs und auch nach meinen eigenen Veröffentlichungen über diese Durchbrüche kann ich wohl unterlassen, solchen Anschauungen entgegenzutreten und überhaupt die Aussetzungen, die SCHWERTSCHLAGER an meinen Donaustudien zu machen hat, zu würdigen. Diese Studien sind auf Beobachtungen gegründet, die ich auf jahrelangen Wanderungen von der Donauquelle, dem Laufe des Flusses abwärts, bis nach Österreich hinein gesammelt habe.

Ich kann meinem Gegner nur wünschen, daß seinen oft sehr gewagten Annahmen über die Bildung der Täler der Donau, der Altmühl, des Lech, des Wellheimer Tales ähnliche gewissenhafte Studien vorausgegangen wären; er würde dann zu anderen, zu meinen Schlüssen und Resultaten gekommen sein.



Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel.

Von

Dr. Matthaeus Schuster.

(Mit sechs Textbildern nach photographischen Aufnahmen des Verfassers.)

Die nachstehenden Darlegungen sind als Vorarbeit gedacht zu den Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg der geognostischen Karte von Bayern Nr. XXI (1 : 100000), das demnächst erscheinen wird. Schon bei der Niederschrift des eruptiv-petrographischen Teils der Erläuterungen zum Blatte Kusel hat es sich als vorteilhaft gezeigt, daß bei der Charakterisierung der Eruptivgesteine auf spezielle Voruntersuchungen aus neuerer Zeit¹⁾ hingewiesen werden konnte, da der beschränkte Raum in den Erläuterungen und der allgemeine Zweck derselben eine eingehendere Darstellung der Eigenschaften der Eruptiva nicht zuließen. Aus einer Anzahl interessanter Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg seien deshalb zur speziellen Untersuchung jene herausgehoben, die einen Hauptbestandteil derselben ausmachen, wechselvoll in ihrer Ausbildung, interessant als geologische Körper und bemerkenswert in ihren Beziehungen zu den übrigen eruptiven Bildungen des Pfälzer Sattels sind: die eruptiven Ergußgesteine im östlichen Pfälzer Sattel.

Als Unterlage für die Gesteinsuntersuchung diente ein reiches Material von Gesteinsproben, das Herr Landesgeologe Dr. Otto M. Reis gelegentlich seiner geologischen Aufnahmsarbeiten einsammelte. Ein geringer Teil der untersuchten Gesteinsproben wurde vom Verfasser selbst, zum Teil in Begleitung des erstgenannten Forschers, eingesammelt. — Es möge die erfreuliche Tatsache hervorgehoben sein, daß die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung stets im Einklang standen mit den von O. M. REIS im Felde bei der Kartierung gewonnenen Auffassungen vom Charakter der untersuchten Gesteine, ihrer Verbreitung, den Beziehungen in der Lagerung zu den Sedimenten und in der Verwandtschaft zu anderen Gesteinen.

¹⁾ MTH. SCHUSTER, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der permischen basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. München. Geogn. Jahresh. 19. Jahrg. 1908. — ERNST DÜLL, Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter. Geogn. Jahresh. 17. Jahrg. 1906. — AUGUST LEPLA, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. L.-A. f. 1893. Bd. XIV.

Die in Frage kommenden Gesteine bilden einen Teil der Lavaergüsse der Pfälzer Mulde, die sich im SO. des Pfälzer Sattels bis weit in das Gebiet des Blattes Zweibrücken hinein verfolgen lassen und den umgekehrt kahnförmigen Abschluß des Pfälzer Sattels umsäumend, bis in die Gegend der unteren Nahe reichen, in das Verbreitungsgebiet der Ausläufer des mächtigen Lavagebietes der Nahemulde.

Im Gegensatz zu den Lavamassen der unteren Nahe und auch zu denjenigen im Osten des Pfälzer Sattels, im Rheinhessischen, die bei teilweise großer Mächtigkeit als geologisch einheitliche Lager an der Grenze von Ober- und Mittelrotliegendem (Grenzlager) auftreten, finden wir in der engeren Umgebung des Donnersberges neben dem Grenzlager, in den unteren Schichten des Oberrotliegenden noch mehrere Ergüsse entwickelt, von denen ein Porphyriterguß zu besonderer Mächtigkeit gelangt.

Eingehendere petrographische Untersuchungen an den genannten Gesteinen liegen bisher nur zu einem Teil vor. R. LEPSIUS beschreibt¹⁾ unter Anführung chemischer Analysen kurz die Gesteine des Grenzlagers bei Wendelsheim, jenseits der hessisch-bayerischen Grenze, desgleichen beziehen sich Mitteilungen von H. SCHOPP und W. SCHOTTLER²⁾ auf Gesteine dieser Gegend. Während die Grenzlagergesteine an der unteren Nahe in der neueren Zeit einen Bearbeiter nicht mehr gefunden haben,³⁾ verbreitet sich über die Lavagesteine der engeren Umgebung vom Donnersberg, die auch in dieser Abhandlung im Mittelpunkt der Ausführungen stehen, AUGUST LEPLA (loc. cit.) sehr eingehend. Er stellt den Versuch an, diese Gesteine nach Art der im Nahegebiet bestehenden Gliederung des Grenzlagers ebenfalls in verschiedene Typen zu zerlegen. Die Ergebnisse seiner petrographischen Untersuchung bestehen auch heute völlig zu recht, wenn auch die von ihm aus einer einzelnen Profilfolge geschlossene Ansicht von der Altersfolge der einzelnen Lager durch die neueren geologischen Aufnahmen von Dr. OTTO M. REIS noch ergänzt und vervollständigt werden konnte.

Nach A. LEPLA lassen sich drei Gesteinsformen unterscheiden: „Porphyrit (Augitporphyrit)“ — „basaltischer, einsprenglingsreicher Melaphyr“ und „diabasischer und doleritischer Melaphyr“. Mehr als diese drei Typen konnten auch von mir an dem stattlichen Sammelmaterial von O. M. REIS und an Material eigener Aufsammlungen nicht festgestellt werden, obwohl sich die Lavabildungen zahlreicher als A. LEPLA annahm und zum Teil als petrographisch nicht einheitliche Körper erwiesen.

In der Namengebung weiche ich etwas von der LEPLA'schen Bezeichnungsweise ab und benenne seinen Porphyrit zum Unterschied von den augitporphyritischen Ganggesteinen des Pfälzer Sattels und den einsprenglingsreichen, andesitischen Porphyriten mit pilotaxitischer Struktur aus dem Grenzlager der Unternahe als „einsprenglingsarmen Augit-Olivinporphyrit mit trachytischer Struktur“, der basaltische, einsprenglingsreiche Melaphyr desselben Autors ist mein „basaltischer, glasreicher Melaphyr“ und seine diabasischen und doleritischen Melaphyre entsprechen meinen „Deckendiabasen mit glasier Mesostasis oder Deckentholeyiten“.

¹⁾ R. LEPSIUS, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883. S. 8.

²⁾ H. SCHOPP und W. SCHOTTLER, Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großh. Geol. L.-A. zu Darmstadt. 1904. IV. Folge. 25. Heft. S. 59.

³⁾ Aus älterer Zeit stammen die vielfach zutreffenden Mitteilungen von H. LASPEYRES über dieses Grenzlager. (Kreuznach und Dürkheim, Z. d. D. Geol. Ges. 19. Bd. 1867. S. 867—880) und zwei Arbeiten von A. STRENG, Bemerkungen über die kristallinen Gesteine des Saar-Nahe-Gebiets. N. Jahrb. f. M. 1872. S. 265—267, und: Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahegebiete. N. J. 1873. S. 229—237.

Die zu beschreibenden Gesteine bilden in ihrer Anordnung gewissermaßen die Umsäumung des Abschlusses des Pfälzer Sattels nördlich von dem großen Porphyrmassiv des Donnersberges. Während die Lavagesteine am Nordflügel des Sattels, an der Unternahe, sowie im Nordosten desselben, meist als einheitliche Komplexe auftreten und so zu großer Mächtigkeit gelangen, bilden sie im Südwesten des Donnersberges im Gegensatz zu jenen statt eines einheitlichen Ergusses mehrere, durch oberrotliegende Sedimente von einander getrennte Lavaergüsse.¹⁾ Im Norden, am Westrand des Blattes Donnersberg, schließt sich bei Staudernheim das Effusivlager unmittelbar an das Grenzlager bei Sobernheim im Gebiet des Blattes Kusel an und im Süden bildet der Lavaerguß bei Schallodenbach die Fortsetzung des Olsbrücker Grenzlagers desselben Blattes.

Wenngleich von viel geringerer Mächtigkeit, als sie dem Grenzlager der Naehmulde auf Blatt Kusel eignet, stellen doch auch in unserem Gebiet die Lavaergüsse gleich jenem keine durch die ganze Masse petrographisch einheitlichen Gebilde dar. Sie bauen sich aus mehreren übereinandergelassenen, streckenweise durch Tuffbänder von einander getrennten Einzelergüssen auf, die sich teils strukturell oder petrogenetisch an die Unterlage anschließen, teils aber recht erheblich hiervon abweichen können. In diesem Wechsel von Lavaergüssen, deren Mächtigkeit oft nur ein paar Meter beträgt, lassen sich nun doch zwei extreme Ausbildungsformen erkennen, eine vorwiegend diabasisch-tholeyitische bis melaphyrische, also basische und eine saurere porphyritische Gesteinsform.

Im Südosten unseres Sattelgebietes leiten diabasisch-tholeyitische Laven die Effusionsperiode ein und schließen sie wieder ab. Im Nordosten wird der Sattelabschluß von tholeyitischen Lavagebilden umsäumt und im Norden sehen wir westlich von Odernheim und nordwestlich von Sponheim den Beginn einer neuen tholeyitischen Effusion auf der Karte angegeben, die in das Gebiet von Blatt Kusel, an Mächtigkeit zunehmend, sich bis Bärweiler verfolgen läßt. Die Tholeyite der letztgenannten Gegend neigen häufig zur Ausbildung von basaltischem, glasreichen Melaphyr, wie er in völliger Reinheit das Grenzlager von Schallodenbach, im Süden des Sattels, bis zum westlichen Blattrand zusammensetzt.

Die Hauptmasse der eruptiven Deckengesteine wird von porphyritischen Ergüssen gebildet, welche im Süden und Nordosten vom mikroskopischen Habitus der fluidalstruirten Trachyte sind, während sie im Norden den Typus der pilotaxitischen, gelegentlich hyalopilitischen Andesite annehmen. An der unteren Nahe, dann in der Gegend zwischen Wendelsheim und Mörsfeld, des weiteren zwischen Kirchheimbolanden und Schweisweiler, entwickeln sich porphyritische Ergüsse unmittelbar, mancherorts nur durch ein schmales Tuffband getrennt, über dem tholeyitischen Liegenderguß; vom letztgenannten Orte an bis nördlich vom Donnersberg gelangt aber über dem Niveau des Grenzlagers im höheren Oberrotliegenden noch ein zweiter, recht erheblicher porphyritischer Erguß zur Entfaltung, der ähnlich dem älteren Erguß an einigen Stellen durch Tholeyit unterlagert ist.

Wir beginnen mit der Beschreibung des vielleicht ältesten Ergußgesteines im Süden des in Betracht kommenden Sattelteils, mit dem

¹⁾ Vgl. hierüber auch die Ausführungen von O. M. REIS in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der geogn. Karte von Bayern (1:100000) S. 119 ff.

Basaltischen, glasreichen Melaphyr (MG).

Dieses Gestein bildet, leider nur mangelhaft aufgeschlossen, einen 1½ km langen Lavaerguß, der vom linken Rand der Karte bei der Steuerzahl III beginnend, sich in nordöstlicher Richtung nach Schallodenbach hinzieht. An der Grenze der Oberen Lebacher und der Oberrotliegend-Schichten entwickelt, stellt der Gesteinszug die Fortsetzung des besser aufgeschlossenen Grenzlagers vom Thierwald, südöstlich von Olsbrücken (Blatt Kusel) dar. Vor Schallodenbach wird das Lager durch



Fig. 1.

Basaltischer (glasreicher) Melaphyr von Schallodenbach.

Dünnschliffbild ($\frac{20}{1}$). Gew. Licht.

In einer divergentstrahligen Grundmasse aus hellen Feldspatleistchen und dunklem, sie verkittenden Glas schwimmen Einsprenglinge von Feldspäten (hell, ohne Skulptur), von Augiten (rechts oben ein achteckiger Einsprengling mit den charakteristischen Spaltrissen, an verschiedenen Stellen drei kleine Individuen) und schließlich von graulich getönten Olivin-Serpentinbutzen.

Störungen in die Tiefe gesenkt. Hiermit verschwindet das Gestein auch als petrographischer Typus aus dem Zug des Grenzlagers, denn das bei Heiligenmoschel, nordöstlich von Schallodenbach, wieder normal auftauchende Grenzlager ist hier rein diabasisch-tholeytisch entwickelt. Der basaltische, glasreiche Melaphyr, der als unterstes Glied des Grenzlagers sich 30 km weit bis in die Gegend von Waldmohr (Blatt Zweibrücken) verfolgen läßt, scheint in der abgesunkenen Region zwischen Schallodenbach und Heiligenmoschel entweder unter einer jüngeren diabasischen Decke auszukeilen,¹⁾ oder in dieses Gestein überzugehen durch Vergrößerung der Grundmassefeldspäte, Ausbildung von ophitischer Struktur und Reduktion der Einsprenglinge.²⁾ Die dritte Möglichkeit ist ein natürliches Aufhören des Melaphyr-

¹⁾ Diese Annahme könnte man aus der Erwägung heraus machen, daß nach A. LEPPLA (l. c. S. 151) im Gebiete von Blatt Kusel noch verschiedene Querschnitte durch das Grenzlager einen unteren melaphyrischen und einen oberen diabasischen Erguß aufweisen.

²⁾ Auch diese Möglichkeit ist nicht außer acht zu lassen, da nach neueren Feststellungen des Verfassers an von Herrn Dr. O. M. REIS gesammeltem Material aus dem Grenzlagerzug bei Pörrbach und Eulenbis derartige Übergänge vorhanden sind.

ergusses in der genannten Region und ein Neueinsetzen eines tholeyitischen Ergusses von einer weiter nordöstlich gelegenen Aufbruchstelle her.

Makroskopisch ist der basaltische (glasreiche) Melaphyr von Schallodenbach ein dunkles, unter dem Hammer unschwer zerbröckelndes Gestein, mit unregelmäßigem Bruch, gelegentlich reich an Blasen. Man erkennt mit freiem Auge Einsprenglinge von häufig frischen, glasigen und zu Gruppen angeordneten Feldspäten und von zurücktretenden, dunklen Augiten; beide Mineralien bis 5 mm groß. Die Grundmasse ist schwarz und dicht.

Unter dem Mikroskop ähnelt das Gestein völlig dem, aus demselben Zuge stammenden Grenzlagermelaphyr von Eulenbis (Erläut. zu Blatt Kusel S. 38). Einsprenglinge von meist basischen, labradorähnlichen Feldspäten und von wohlumgrenztem basaltischen Augit treten nebst serpentiniertem Olivin in einer Grundmasse auf aus divergentstrahligen Feldspatbälkchen, Augit- und Erzkörnchen und farbloser zum Teil in Entglasung befindlicher Basis. Unter den Einsprenglingen wiegt der mehrere Millimeter lange Leisten oder zu Gruppen angeordnete Körner bildende Plagioklas vor. Er ist auch in den zersetzteren Proben meist von großer Frische. Neben der Lamellierung nach dem Albitgesetz und einer scharf ausgeprägten Spaltbarkeit ist ihm noch ab und zu eine deutliche Zonarstruktur eigen. Nach den hohen Auslöschungsschiefen ist er den basischeren Gliedern der Plagioklasse zuzurechnen.¹⁾ — An Größe, jedoch bei weitem nicht an Menge, erreicht den Feldspat der Einsprenglingsaugit. Er ist farblos bis lichtbräunlich und gewöhnlich gut kristallisiert. Form, Spaltbarkeit und Doppelbrechung sind die des basaltischen Augits. Lediglich häufig mechanisch zerbrochen, ist er im übrigen meist von großer Frische. Zwillinge nach der Querfläche oder Zwillingslamellen sind gewöhnlich. In der gelegentlichen, meist randlichen Verwachsung mit kleineren Einsprenglingsfeldspäten zeigt er Anklänge an die ophitische Struktur der diabasischen nächstverwandten Gesteine. Rhombischer Augit konnte vom Verfasser nicht mit völliger Sicherheit nachgewiesen werden, doch wird er von A. LEPLA l. c. S. 144 aus dem Gesteinszug zwischen Schallodenbach und Olsbrücken angegeben. — Das letzte einsprenglingsartig auftretende Mineral ist der vollständig in Serpentin umgewandelte, gewöhnlich rundliche Körner, seltener gute Kristalle bildende Olivin.

Die Grundmasse besteht aus einem divergentstrahligen, feinen Feldspatleistenwerk, mit dazwischen gestreuten Augit- und Erzkörnchen und einer reichlichen, farblosen und mit Erz gekörneltten, ehemaligen Glasbasis. Gewöhnlich ist die Entglasung schon bis zur Herausbildung einer feldspatähnlich doppelbrechenden Substanz vorgeschritten. Eine Umbildung der Basis in Faserchlorit ist ebenfalls vielfach wahrnehmbar.

Über die chemische Zusammensetzung dieses Gesteinstypus' geben vier Analysen in den Erläuterungen zum Blatte Kusel S. 39 Aufschluß, wovon eine, welche die Zusammensetzung des Melaphyrs vom Thierwald zwischen Schallodenbach und Olsbrücken (Bl. Kusel) veranschaulicht und die von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER im Laboratorium des Kgl. Oberbergamts ausgeführt wurde, nachstehend wiedergegeben ist:

¹⁾ Aus Melaphyrproben desselben Gesteinszuges, nämlich bei Pörrweiler, im Gebiet des Blattes Kusel, wurden jedoch von ADOLF SCHWAGER kalkarme Kali-Natronfeldspäte analysiert (Erläut. zu Blatt Kusel S. 42).

Kieselsäure	50,76
Titansäure	1,64
Tonerde	16,68
Eisenoxyd	5,84
Eisenoxydul	1,69
Manganoxydul	0,36
Magnesia	1,72
Kalk	10,48 ¹⁾
Natron	3,27
Kali	3,12
Wasser	1,18
Kohlensäure	4,02
Phosphorsäure	0,15
	<hr/>
	100,91

Zusammensetzung des basaltischen, glasreichen Melaphyrs aus dem effusiven Grenz-
lager vom „Thierwald“ zwischen Schallodenbach und Olsbrücken (Blatt Kusel).²⁾

Übergangsbildungen zu tholeyitischen Deckendiabasen, wie sie ähnlich den intrusiven Melaphyren zu erwarten sind, wurden an diesem Grenzlagermelaphyr nicht festgestellt. Dagegen sind aus der Fortsetzung des Grenzlagers ins Blatt Kusel hinein durch A. LEPLA³⁾ und O. M. REIS derartige Übergangsbildungen beobachtet und gesammelt worden. — In unserem Blattgebiet kommt nur noch als Übergangsbildung zwischen Melaphyr und Tholeyit das Gestein des Grenzlagers westlich von Odernheim in Betracht, worauf auf nächster Seite hingewiesen wird.

Deckendiabas mit glasier Mesostasis (Deckentholeyit) (M₂).

Gesteine von diesem Typus spielen in den Lavaergüssen der Süd- und Nordostmulde des Pfälzer Sattels in unserem Gebiet eine ganz wesentliche Rolle. Südwestlich vom Donnersberg setzen sie teils für sich, teils im Verein mit porphyritischen Gesteinen, sowohl den ältesten Erguß, das eigentliche Grenzlager, als auch den jüngsten Erguß zusammen.

Als petrographisch einheitlicher Tholeyit beginnt das Grenzlager an der Kirche von Heiligenmoschel und zieht, nur wenig tektonisch unterbrochen, in die Gegend von Schweisweiler. Zwischen diesem Ort und Marienthal beginnt nun eine nach NO. zu immer mächtiger werdende Porphyritdecke sich über diesem (das Grenzlager bisher allein bildenden) Tholeyiterguß auszubreiten. Wir befinden uns in der Region des Grenzlagerzuges, der auf der Karte mit M₂p und als „Decke von tholeyitischem und porphyritischem Gestein, dieses in der Hangendregion häufig überwiegend“ bezeichnet ist. — Mit dieser Signatur ist auch der große Grenzlagerkomplex von Mörsfeld und Wendelsheim der den Sattel nordöstlich abschließenden Mulde versehen. In der Tat wiederholt sich auch hier die Profilfolge, Deckendiabas als Unterlage, Porphyrit als Überlagerung, wie sie zwischen Schweisweiler und Marienthal beobachtet wird. Das ist die allgemeine Profilfolge, für die noch bezeichnend ist, daß sich an manchen Stellen (NW. von Falkenstein, Gegend von Wendelsheim-Mörsfeld, am Teufelsrutsch im Wiesbachtal)⁴⁾ ein wechselnd breites,

¹⁾ Spur Lithion.

²⁾ Die Zusammensetzung des Gesteins, der hohe Gehalt an Tonerde, Kalk und an Kalium, die geringe Menge Magnesia, ist für einen Melaphyr aus der Gabbrofamilie etwas befremdend und verleiht ihm einen trachydoleritischen Habitus.

³⁾ A. LEPLA (l. c. S. 145).

⁴⁾ Ausführlich erwähnt von H. SCHOPP und W. SCHOTTLER (l. c.).

brekziöses Tuffband zwischen der unteren, tholeytischen und der oberen porphyritischen Zone einschiebt. Kleinere Unregelmäßigkeiten ergeben sich in der Aufeinanderfolge noch dadurch, daß die Liegendzone zum Teil porphyritisch wird (z. B. zwischen Wendelsheim und Steinbockenheim und bei der Finkenmühle nächst Wendelsheim, wo der unterste Erguß ein Porphyrit mit einer vitrophyrischen Liegendzone ist, auf den erst in höherer Lage typischer Deckendiabas folgt) oder daß der Porphyrit über dem Tuffband noch von einem jüngsten, sedimentär von ihm getrennten tholeytischen Erguß (NW. Falkenstein) überlagert wird. — Diese kleinen Abweichungen ändern aber an der allgemeinen Regel der diabasischen Unterlage und der porphyritischen Bedeckung nichts, eine Regel, die ihre Bestätigung auch für das Grenzlager an der unteren Nahe zu finden scheint.

Während von Steinbockenheim-Wonsheim an das Grenzlager um den Sattelabschluß herum der bisher so mächtigen Porphyritbedeckung nunmehr entbehrt und sich von jetzt an wieder als ein einheitlicher, diabasisch-tholeytischer Erguß über Fürfeld und Hochstätten bis zu seinem Auskeilen südlich von Feil verfolgen läßt, tritt in der Gegend von Sobernheim und Staudernheim in der Nahemulde, also am Nordflügel des Sattels, der tholeytische Basiserguß wieder typisch in Erscheinung. Das in Betracht kommende Gebiet fällt zum größten Teil auf das benachbarte Blatt Kusel, liegt jedoch hart an dem Rand zu unserem Blattgebiet. Leider konnten die Ergebnisse der von O. M. REIS und dem Verfasser gemeinsam gemachten Begehungen und Untersuchungen im dortigen Gelände nicht mehr für die Erläuterungen zum Blatt Kusel verwendet werden: nur eine kurze Bemerkung weist auf S. 41 auf die Entwicklung eines tholeytischen Ergusses bei Bärweiler hin. Von diesem Ort an wurde die tholeytische Unterlage bis in die Nähe der Lütgersmühle verfolgt, dann über den Hühnerhof bis östlich und südlich von Sobernheim. Von hier reicht die tholeytische Basisentwicklung des Grenzlagers, anscheinend ohne porphyritische Bedeckung ins Gebiet des Blattes Donnersberg hinein, in die Gegend westlich von Odernheim. Im Gegensatz zu den typischen, an Einsprenglingsfeldspäten freien Tholeyiten des Grenzlagers der Pfälzer Mulde, zeigen sie an der Nahe durch Ausbildung von stattlichen Feldspateinsprenglingen und durch Verfeinerung des ophitischen Plagioklas-Augitgewebes Neigung zu melaphyrischer Entwicklung. Auf der Karte ist der Gesteinszug westlich von Odernheim mit dem Zeichen MG versehen und als „basaltischer, glasreicher Melaphyr, in Deckentholeyit übergehend“ bezeichnet. Am Nordflügel der Nahe-Mulde, am linken Blattrand zu höchst streicht im Kreuznacher Stadtwald das Grenzlager wenig mächtig wieder aus, das schon H. LASPEYRES (Kreuznach und Dürkheim. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 19. Bd.) als Tholeyit (Gabbro, wie er es bezeichnete) erkannte.¹⁾ Das tholeytische Grenzlager hat hiermit in der Nahemulde seine östlichste Hauptverbreitung erlangt; noch weiter östlich tritt es nur noch ganz gering als Unterlagerung des Grenzlagerporphyrits vom Rehkopf an der unteren Nahe auf.

Der die Eruptionstätigkeit im Süden des Pfälzer Sattels abschließende tholeytische Erguß²⁾ beginnt — eingelagert in den Waderner Schichten des

¹⁾ H. LASPEYRES bemerkt S. 879 hierüber folgendes: „Das Grenzmelaphyrlager auf dem Nordflügel der Nahemulde ist am Ausgehenden nicht sehr mächtig und scheint von Martinsstein an der Nahe bis zum Verschwinden im Kreuznacher Stadtwalde nur aus Gabbro zu bestehen, der dem von Norheim weniger ähnlich ist, als dem der anderen Gabbrolager. . . . Ganz ähnliche Gesteine bilden auch das Grenzlager auf dem Muldensüdflügel zwischen der Chaussee von Waldböckelheim nach Eckweiler und zwischen der Nahe bei Sobernheim.“

²⁾ Mehrere kleine Vorkommen von tholeytischen Gesteinen fand O. M. REIS auch noch in den Porphyrkonglomeraten bei Imsbach und im Falkensteiner Tal im tieferen Horizont der Waderner Schichten.

Oberrotliegenden — ebenfalls in der Nähe von Heiligenmoschel, südwestlich vom Donnersberg, nämlich bei Schneckenhausen, und zieht über Höringen und Winnweiler bis südlich von Falkenstein, wo er sich gewissermaßen in drei kleine, durch Sedimente getrennte Tholeyzüge gabelt. Von Imsbach bis Jakobsweiler ist das Ausstreichen dieses Zuges unterbrochen. Bei Dannenfels tritt weiters eine tektonische Unterbrechung des Lagers ein, das nördlich der Dannenfelser Mühle im östlichen Verlauf bis südlich von Kirchheimbolanden reicht, wo es unter jüngere Bedeckungen untertaucht. Hiermit hat auch die Verbreitung dieses oberen Lagers im Muldenbereich ein Ende.

Die makroskopischen und mikroskopischen Eigenschaften der tholeyitischen Ergüsse sind trotz der großen Ausdehnung um den Sattelabschluß herum und trotz ihres verschiedenen Alters dennoch derart konstant, daß sie alle zusammen besprochen werden können.

Das Äußere der Deckentholeyite entspricht in vieler Hinsicht dem der intrusiven Tholeyite,¹⁾ mit Ausnahme der gelegentlich starken Mandelführung und dem hiermit gern verbundenen, sehr feinen Korn der Gesteinsmasse. Im frischen Zustand spezifisch schwer und von tiefschwarzer Färbung, sind sie kristallinische Gesteine von mittlerem bis feinem Korn mit spiegelnden Feldspatflächen und mit an den Spaltflächen bronzeschillernden schwarzen Augiten. Der Gehalt an Olivin verrät sich durch einen leichten grünlichen Stich im Schwarz, der auf die Umsetzung dieses Minerals in Serpentin zurückzuführen ist. Mit fortschreitender Umbildung trüben sich die Feldspäte und werden milchig, das Gestein nimmt einen fahlgrünlichen bis schwärzlichgrünen Ton an, durch sekundäres Eisenerz wird es grünrot gesprenkelt oder schließlich völlig braunrot. — Mandelsteinbildung, zum teil mit hübschen Achaten, ist häufig, besonders in wenig mächtigen Decken und an der Oberfläche der Ergüsse. Völlig der Absonderung der intrusiven Tholeyite entspricht die Kugelabsonderung der Deckentholeyite; durch den nachhaltigen Einfluß der Verwitterung zerfallen die Gesteine ziemlich rasch in einen eisenreichen braunen und fruchtbaren Grus, in welchem die widerstandsfähigeren Kerne der Kugeln liegen bleiben.

Was die mikroskopischen Eigenschaften der Deckentholeyite anlangt, so liegen außer den Mitteilungen A. LEPLAS, die sich auf Gesteine im Südwesten des Donnersbergs beziehen (l. c. S. 147—152) eingehendere, auf die ganze Erstreckung der Deckentholeyite ausgedehnte Beobachtungen noch nicht vor. Es wird deshalb im folgenden ausführlicher auf diese Gesteine eingegangen:

So ähnlich äußerlich manche Deckentholeyite den intrusiven Tholeyiten auch sind, so pflegen sie doch unterm Mikroskop — abgesehen von der gelegentlichen Mandelführung — Struktureigentümlichkeiten aufzuweisen, die eine Folge ihres geologischen Auftretens als Deckengesteine sind: Vor allem die geringe Größe der Feldspäte, die erheblich unter der Durchschnittsgröße derjenigen der intrusiven Gesteine bleibt, ihre sehr gleichmäßigbleibende Länge und Breite und damit der Mangel an einsprenglingsartigen, größeren Feldspäten, ihre geringe Neigung zu gegenseitiger Durchwachsung und eine, wenn auch manchmal nur angedeutete, Fluidalstruktur derselben. — Der ophitisch mit den Feldspäten verwachsene Augit bildet nicht selten größere und einheitlichere Gebilde als dort und auch die Zwischenklemmungsmasse erscheint in größerer Reinheit und gleichmäßigerer Verteilung im

¹⁾ Sie sind im Handstück oft nicht zu unterscheiden.

Gestein. Ein Vergleich der beiden Abbildungen 2 und 3 die sich auf einen Deckentholeyit von Winnweiler und auf einen intrusiven Tholeyit von Bärweiler (im Gebiet des Blattes Kusel, aber am Rande zu unserem Blatt) beziehen, wird das Gesagte unterstützen.



Fig. 2.

Deckentholeyit vom „Kohlhübel“ bei Winnweiler (Oberer Erguß).

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

Schlanke, divergentstrahlig angeordnete Plagioklase, deren Lamellierung zum Teil deutlich erkennbar ist, setzen durch Augitkomplexe (in der Mitte, hell, im übrigen in Auslöschungsstellung, daher dunkel), sie sind mit den Augiten ophitisch verwachsen. Am unteren Rand ist ein graulich getönter, von dunklen (Eisenoxyd-) Schnüren durchzogener Olivin-Serpentinkristall sichtbar. Die basisartige Zwischensubstanz verbirgt sich in den dunklen Partien zwischen den Feldspäten.

Der mineralische Bestand der Deckentholeyite wird meist von recht basischen Plagioklasen, von Basaltaugit und von Olivin gebildet, zu denen noch eine glasähnliche Mesostasis, Erz und Apatit kommen. Im unfrischen Zustande werden sie reich an Chlorit, Serpentin, Kalzit und Eisenoxyd.

Der in schlanken, leistenförmigen Gebilden auftretende Feldspat ist meist weniger als ein Millimeter lang, nur selten erreicht er die Länge von $1\frac{1}{2}$ bis 2 mm. Gewöhnlich eng lamelliert und anscheinend ein recht basischer Plagioklas, ist er im frischen Zustand glasig durchsichtig, bei der Zersetzung wird er trübe, pigmentiert sich mit Erzstaub, wobei seine Interferenzfarbe fleckig wird oder sinkt, womit häufig auch die Lamellierung verschwindet. Im weiteren Fortschritt läuft die Zersetzung auf die Bildung von glimmerigen Substanzen, von Chlorit oder Kalzit hinaus. Seltener und nur bei ganz zersetzten Gesteinen ist eine Verquarzung der Feldspäte zu bemerken. Infolge ihrer Zwillingsverwachsung nach dem Albitgesetz zeigen sie sich an den Enden gerne treppenartig abgesetzt, wobei ein Absatz einer Zwillingslamelle entspricht. In den glasreicheren und den Spiliten sich nähernden Tholeyiten sind sie auch besenartig ausgefranst. Eine Hinneigung zum Porphyrittypus verrät sich in gewissen Proben in einer gedrungenen, gerade abgestutzten Ausbildungsform und einer geringeren Auslöschungsschiefe. — Aber auch in echten Tholeyiten können wenig schief oder gerade auslöschende Feld-

späte, bilamelliert und vom Oligoklascharakter, vorherrschen (Gestein an der Straße von Heiligenmoschel nach Gehrweiler, Liegendes des Aufschlusses); ebenso zeigen die englamellierte Feldspäte des Tholeyits unter dem Porphyriterguß am Rehkopf an der Unternahe auffällig geringe Auslöschungsschiefen der Lamellen.

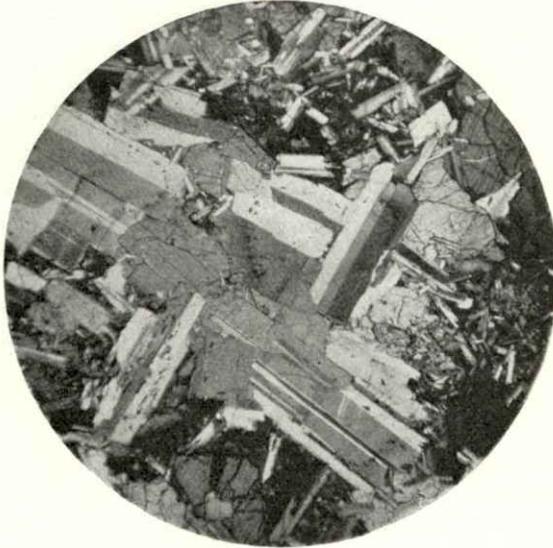


Fig. 3.

Intrusiver Tholeyit von der Hottenmühle bei Bärweiler.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

Die mineralische Zusammensetzung ist Plagioklas, Augit und Chlorit (schwarz), welcher der für die Tholeyite charakteristischen Zwischensubstanz entstammt. Das Gestein neigt zum porphyrischen Habitus, insofern als gabbroide Komplexe von Feldspat und Augit (Mitte) umgeben sind von einer Art Grundmasse aus einer kleineren Feldspatgeneration, Augit (rechts oben und unten) und der schwarzen chloritisierten Mesostasis.

Die Struktur ist eine völlig andere als sie ein Deckentholeyit (Fig. 2) zeigt.

Die Anordnung der Feldspäte ist (vgl. Fig. 2) im allgemeinen eine divergentstrahlige, die jedoch besonders um die Olivine herum sich zu einer mehr fluidalen orientiert. Sie setzen nicht selten gleichsinnig gerichtet durch die Augitkomplexe hindurch, auch scheint ihre gedrängte Anordnung hierbei gerne eine Lockerung zu erfahren. Fehlen in dem ophitischen Plagioklas-Augitgewebe größere Feldspateinsprenglinge im allgemeinen fast völlig, so zeigt sich doch eine Hinneigung zur porphyrischen Entwicklung in den Gesteinsproben, wo sich in der Mesostasis eine zweite, kleinere Feldspatgeneration einstellt.

Der Augit tritt in den typischen tholeyitischen Gesteinen, ganz wie bei den Intrusiv-Tholeyiten, in schöner ophitischer Verwachsung mit den Feldspäten auf, die ihn nach allen Richtungen zerhacken oder ihn, wie in einer Grundmasse eingebettet, durchfließen (vgl. Fig. 2). Nicht selten, besonders in Gesteinsformen, die sich strukturell den Porphyriten nähern, verschwindet die ophitische Struktur mehr oder weniger und der Augit ist dann in kleine, zwischen die Feldspäte eingestreute Körnchen aufgelöst, die noch gelegentlich leicht mit diesen verzapft sein können. Neigt der Augit nicht selten auch bei ophitischer Durchwachsung zur kristallographischen Abgrenzung gegen die Zwischensubstanz, so streben auch die kleinen Körnchen gerne, sich mit Kristallkanten gegen diese abzusetzen. In den Grenzformen zu den Porphyriten (z. B. vom Sioner Wald W. von Kirchheimbolanden) stellen

sich neben den Olivinen auch Augiteinsprenglinge ein. — Mit der Zunahme der Zwischensubstanz tritt der normale Augit sehr zurück. Im frischen Zustand von bräunlicher Farbe, seiner charakteristischen Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe, widersteht er der Zersetzung ziemlich lange und wandelt sich schließlich in Chlorit, seltener in Serpentin und in Kalk um. Die am Olivin so häufige, und auch an den Augiten der Grenzlagerporphyrite an der unteren Nahe stattfindende Vererzung betrifft ihn augenscheinlich nicht.

Der Olivin ist die älteste Silikatausscheidung und bei einer Größe bis 2 mm häufig kristallographisch wohl entwickelt. Er pflegt, mit ganz wenigen Ausnahmen, wo der Augit sich eingesprengt findet, der einzige Einsprengling unter den Gesteinskomponenten zu sein.¹⁾ Sein Auftreten ist in allen Ergüssen ein recht konstantes, doch scheint auch er wie der Augit mit der Zunahme der Zwischensubstanz an Menge abzunehmen. Ganz frisch ist er in keinem Gestein mehr aufzufinden; am frischesten ist er in den Tholeyiten vom Pfarrwald bei Hochstätten und gleich nördlich von den Häusern von Kirchheimbolanden, wo er nur auf Rissen und an den Rändern in Serpentin umgewandelt ist. Meist aber ist er völlig durch dieses manchmal biotitähnlich werdende Mineral, durch Chlorit und Quarz, durch Kalzit oder durch Eisenerz ersetzt, welch letzteres das Endstadium der Umwandlung ist.²⁾ — Ziemlich selten sind Einstülpungen von Zwischensubstanz, häufiger pikotitähnliche Erzeinschlüsse im Serpentin und Chlorit, gelegentlich auch grünliche Glaströpfchen oder Apatitprismen. Von der Art und dem Fortschritt der Umsetzung des Olivins hängt die Färbung und die Frische der Gesteine recht erheblich ab.

Als Letztausscheidung tritt in allen Gesteinen, manchmal nur in häutchenartiger Feinheit, zwischen den Feldspäten, zum Teil in den Zwickeln derselben, zum Teil jene in größerer Menge einer Grundmasse gleich umspülend, eine Mesostasis auf, die in reinem Zustand farblos oder lichtbräunlich, glasiger Natur ist (z. B. Gestein vom Pfeilkopf zwischen Falkenstein und Hintersteiner Hof), in den allermeisten Fällen aber, wie die leichte Interferenzfarbe beweist, entglast ist.³⁾ Gelegentlich löst sie sich in ein feines Mineraliengemengsel auf. Sie durchtränkt die Gesteine, durch das Fließen des Magmas bewirkt, in gleichmäßigerer Weise als bei den Intrusivtholeyiten. Gewöhnlich ist die Zwischensubstanz, oft bis zur Undurchsichtigkeit, mit Erzkörnchen und skelettartigen Erzwachstumsformen durchspickt. Besonders in den Übergangsformen zu vitrophyrischen und spilitischen Gesteinen finden sich spießige und büschelige Feldspatwachstumsformen in der Zwischensubstanz, während auch in echten Tholeyiten eine deutlich entwickelte, jüngere Feldspatgeneration sich gelegentlich einstellt und dann im Verein mit dem Kitt der Zwischensubstanz an die Grundmasse der Melaphyre erinnert. Recht selten erscheint eine zweite Augitgeneration in der Zwischensubstanz in Form reihenweise angeordneter Körnchen oder stengeliger Gebilde nach Art der vom Verfasser (l. c. S. 33) von einem Gang-

¹⁾ Nur selten ist eine leichte Verwachsung von Olivin und den Feldspäten, den nächst jüngeren Gemengteilen, wahrnehmbar.

²⁾ Eine fast konstante Erscheinung ist die Herausbildung von roten Eisenserpentinbändern, die höher als ihre Serpentinumgebung doppelbrechend sind und rasch der völligen Vererzung verfallen. Als Seltenheit ist die Ausbildung von echtem Iddingsit im Gestein unter dem Porphyrit von der Eisenschmelz bei Hochstein zu erwähnen.

³⁾ Im Liegenderguß des Grenzlagers zwischen Wendelsheim und Steinbockenheim, einem schönen Tholeyitgestein, findet sich eine Mesostasis erst beim Suchen, sie ähnelt hier sehr der Zwischensubstanz der Intrusivtholeyite.

melaphyr bildlich dargestellten Formen. An mehreren weit auseinander gelegenen Fundpunkten (Höringen, Pfeilkopf bei Schweisweiler, Daimbacher Hof bei Mörsfeld, Pfarrwald bei Hochstätten) geht die Zwischensubstanz allmählich in breittafelige, unlamellierte Feldspatformen mit hexagonalen und rhombischen Umrissen über (Orthoklas?), welche, zur Hälfte mit dem Erz der Zwischensubstanz gekörnelt, zur Hälfte in das Gerüst der Feldspäte hineinragend, gewissermaßen die Verbindung herstellen zwischen diesen und der Zwischensubstanz. — Häufig ist diese umgewandelt in Faserchlorit, meist unter Aufzehrung der Erzkörneltung,¹⁾ in noch mehr zersetzten Gesteinen in Kalzit, recht selten und nur in vitrophyrischen und spilitischen Grenzformen, ist sie völlig vererzt.

Primäres Erz, meist Magnetit, beteiligt sich selten in aufdringlicher Weise am Gesteinsaufbau. — Der Apatit ist ein regelmäßiger Gemengteil. Seinen spießigen, oft zerbrochenen oder gegabelten Formen, die aus der Mesostasis erst bei deren Chloritisierung zum Vorschein kommen, begegnet man allenthalben.

Die meist kugelrunden, selten in die Länge gezogenen bis zu 1 cm großen Mandeln, an denen manche feinkörnige Tholeyite reich werden können, sind mit Chlorit, Quarz oder Chalzedon, auch mit Kalzit ausgefüllt. Schöne Achatmandeln finden sich z. B. im Tholeyit unter dem Porphyriterguß am Ausgang des Wiesbachtals, südlich von Wendelsheim, ebenso in dem, diesem Tholeyit entsprechenden Gestein zwischen Steinbockenheim und Wendelsheim.



Fig. 4.

Spilitische Ausbildungsform des Deckentholeyits vom Wingertsköpfchen bei Wendelsheim.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Gew. Licht.

Das Gestein besteht vorwiegend aus winzigen Plagioklasleistchen und ehemaligem nunmehr vererztem Glas. Es ist reich an Mandeln, von denen zwei im Bilde zu sehen sind.

Die tholeyitischen Deckendiabase pflegen im Hangenden und Liegenden in vitrophyrische oder in spilitische Gesteine überzugehen. Im ersteren Falle

¹⁾ Gelegentlich ist der Chlorit in Weiterbildung zu Biotit begriffen. (Gestein vom Pfarrwald bei Hochstätten am Weg nach Hallgarten.) Das Gestein von diesem Fundort gehört zu den frischesten und typischsten Vertretern des Tholeyitypus.

schwimmen Einsprenglinge von Feldspäten und von Olivin, meist stark zersetzt, in einer vorherrschenden, stark erzgekörnelten bräunlichen Basis, die gewöhnlich reich ist an spießigen Feldspatskeletten. Augit pflegt zu fehlen. (Finkenmühle bei Wendelsheim, im Liegendteil des Grenzlagers; Dannenfels am Donnersberg.) — In den mandelreichen spilitischen Gesteinsformen (Wingertsköpfchen bei Wendelsheim) herrscht die Grundmasse, bestehend aus einer bräunlichen, stark erzpigmentierten Glasbasis mit zahlreichen, divergentstrahligen, besenförmig ausgefranzten Feldspätchen, über die spärlichen Feldspat- und Olivineinsprenglinge vor. (Fig. 4.) Beiderlei Gesteinsformen sind durch das reichlich in der Grundmasse ausgeschiedene Eisenerz dunkelbraun oder schwarz gefärbt.

Über die chemische Zusammensetzung der Deckentholeyite gibt eine von A. LEPLA veröffentlichte Analyse des Höringer Gesteins Aufschluß. Neben ihr seien noch einige Analysen von Gesteinen aus dem Grenzlager der Gegend von Wendelsheim nach R. LEPSIUS und H. LASPEYRES wiedergegeben, deren Werte wohl auf die tholeyitische Unterlage der dortigen Porphyritdecke bezogen werden dürfen.¹⁾

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	50,15	51,11	51,55	55,40
Titansäure	0,33	—	Spur	—
Tonerde	15,02	16,85	15,55	14,88
Eisenoxyd	5,17	0,88	2,35	2,35
Eisenoxydul	5,17	7,78	3,99	4,82
Manganoxydul . . .	—	—	0,11	—
Magnesia	6,90	5,95	3,88	3,66
Kalk	8,25	9,15	7,72	9,01
Natron	2,59	3,45	3,22	3,65
Kali	1,33	2,22	1,69	2,66
Phosphorsäure . . .	0,26	—	Spur	0,26
Kohlensäure	0,32	—	4,85	1,02
Schwefelsäure . . .	0,09	—	—	—
Wasser	4,08	2,83	4,47 ²⁾	2,39
	<u>99,66</u>	<u>100,22</u>	<u>99,38</u>	<u>100,10</u>

- I. Deckentholeyit (Steinbruch etwa 100 m nördlich der Kirche von Höringen am rechten Ufer des Baches) (A. LEPLA l. c. S. 150. — Analys.: K. KLÜSS).
- II. Gestein vom Aulheimer Tal, östlich von Wendelsheim, unterhalb des Rauensteiners Hofes bei Uffhofen. (R. LEPSIUS l. c. S. 10.)
- III. „Festes, scheinbar frisches und dichtes Gestein“ an der Straße von Wendelsheim nach Erbesbüdesheim, am rechten steileren Gehänge des Wiesbaches. (H. LASPEYRES l. c. S. 379).²⁾
- IV. Gestein, dicht und frisch, südlich-östlich nahe Wonsheim (R. LEPSIUS S. 9).

¹⁾ R. LEPSIUS kennzeichnet (l. c. S. 9) die in Betracht kommenden Gesteine als „Plagioklas-Augit-Olivingesteine, mit zahlreichen Leisten eines triklinen Feldspats, viel Augit, in Zersetzung begriffenem Olivin und Magneteisenkörnchen, mit wenig porphyrischer Grundmasse und ohne Glasbasis“. Diese Diagnose trifft für den Tholeyit in der Liegendregion des Grenzlagers zwischen Wendelsheim und Steinbockenheim zu (vgl. S. 171 dieser Abhandlung, Anm. 3), nicht aber für die sehr reichlich basisführenden Tholeyite aus dem Bruch über der Finkenmühle zwischen Wendelsheim und Mörsfeld und von der Bannmühle zwischen Wendelsheim und Erbesbüdesheim. Beide Gesteine sind im Gegensatz zum ersteren sehr stark mandelführend.

²⁾ H₂O = 4,19. Luftfeuchtigkeit = 0,28.

³⁾ Das Gesteinsmaterial ist trotz seiner äußeren Frische augenscheinlich stark zersetzt.

Einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit mit meist trachytisch-fluidaler Struktur. (Mp).

Mit dieser Bezeichnung und Signatur ist auf der Karte die südlich von Schweisweiler (Thronfels), um Falkenstein und nördlich vom Donnersberg, über Söterner Schichten mit dem liegenden Grenzlager entwickelte und von Porphyrkonglomerat bedeckte Porphyritdecke versehen. — Dieser Gesteinstypus tritt aber schon in dem ältesten Erguß auf und zwar, wie auf S. 166 dargelegt wurde, als Bestandteil des eruptiven Grenzlagers, wo er über einem tholeyitischen Liegenderguß besonders in zwei Gebieten entwickelt ist, nordwestlich und nördlich vom Donnersberg und in der Gegend von Mörsfeld-Wendelsheim. An einer dritten Stelle, die aber schon jenseits der Westgrenze des Blattes liegt, nämlich in der Gegend von Staudernheim-Sobornheim findet sich eine ähnliche Überlagerung.¹⁾ Mangels einer ganz scharfen, durch gute Aufschlüsse erleichterten Abscheidung des porphyritischen, meist sehr überwiegenden Ergusses von dem tholeyitischen im Grenzlager wurde für die kartistische Darstellung als Aushilfe für beiderlei Gesteinsformen die Grundfarbe des Deckentholeyits gewählt und diese „Decken von tholeyitischem und porphyritischem Gestein, dieses in der Hangendregion häufig überwiegend,“ mit Möp bezeichnet. Wir beginnen mit der Beschreibung der

Porphyritischen Gesteine des Grenzlagers.

Die porphyritischen Gesteine aus dem Grenzlager am Donnersberg unterscheiden sich von denen um Mörsfeld und Wendelsheim makroskopisch und mikroskopisch doch so, daß eine getrennte Besprechung beider ihnen besser gerecht werden kann.

I.

Die Porphyrite aus dem Grenzlagerzug von Schweisweiler über Marienthal, Unteren Gerbacher Hof, Kahlenberg und Ober-Tierwasen zum Eisensteinwald und aus der tektonisch davon getrennten, östlich gelegenen Partie am Drosselfelsen (P. 452) stellen meist braunrot gefärbte, vielfach bröckelig brechende Gesteine dar, welche feinschuppig-seidenglänzend bis tonsteinartig dicht sein können und gelegentlich reich an runden oder gestreckten Mandeln sind (Marienthal, Sionerwald, Drosselfels, Schwarzenfels). Sie ähneln manchmal vollkommen dem Porphyrit von Falkenstein.²⁾ Nach den meist sehr spärlichen Einsprenglingen, fast nur Augit oder Olivin, die erst unterm Mikroskop erkennbar sind, lassen sich die Gesteine — ganz entsprechend dem Falkensteinporphyrit — als Augit-Olivinporphyrite bezeichnen.

Das mehrfach beobachtete, mehrere Meter mächtige, brekziöse Tuffband, das sich zwischen der unteren, tholeyitischen Region des Grenzlagers und einer oberen porphyritischen einschieben kann, darf — weil die Gesteine der beiden Regionen sich strukturell und nach ihrem Mineralbestand so verschieden verhalten — nicht zur Annahme einer scharfen Unterbrechung zwischen dem tholeyitischen und dem porphyritischen Erguß verleiten. Diese am Rande der Mulde während der Effusion in deren weiterem Inneren gebildete Tufflage kann auch einmal einen porphyritischen Erguß im Liegenden haben, ein andermal, wie am Drosselfelsen und im Sioner

¹⁾ Jedoch sind beide Gesteinsarten voneinander getrennt durch eine Sedimenteinschaltung. (Vgl. O. M. REIS, Erläut. zu Blatt Kusel. S. 131.) Auch ist der Porphyrit von anderem Typus.

²⁾ Diese große Ähnlichkeit hebt schon A. LEPPLA l. c. S. 140 hervor.

Wald westlich von Kirchheimbolanden, ganz fehlen. Hier zeigt sich die Kontinuität des Grenzlagers darin, daß die Gesteine aus seiner Liegendgrenze sowohl Charaktere der Deckentholeyite (divergentstrahlige Anordnung der bis 0,5 mm langen Feldspäte, Anwesenheit einer Mesostasis), als auch Merkmale des porphyritischen Charakters, nämlich Augiteinsprenglinge, die den Deckentholeyiten fehlen, aufweisen. Man darf daher hier an Übergänge zwischen Tholeyit und Augit-Olivinporphyriten denken, wie ich sie von intrusiven Tholeyitbildungen, darunter an dem Gestein des westlich benachbarten Krähbergs (Nordwesthang) kenne.

Der vorwiegendste Bestandteil der Porphyrite ist die Grundmasse, in welche die spärlichen Einsprenglinge von Augit und Olivin, gelegentlich auch von Feldspat, eingebettet sind. Sieht man von den Grenzformen zum tholeyitischen Gesteinstypus ab, wie sie sich im Sioner Wald, am Drosselfelsen und bei Marienthal, hier mit noch starkem porphyritischen Einschlag, finden lassen, so stellt die Grundmasse vorwiegend ein meist schön trachytisch-fluidales Aggregat von schlanken, gerade abgestutzten Feldspatleistchen von im Mittel 0,1 mm Länge dar, neben welchen sich auch noch tafelige, rechteckige Kriställchen finden.¹⁾ Im frischen Zustand sind die Leistchen gewöhnlich bilamelliert, die tafeligen Feldspätchen entbehren meist der Lamellierung ganz. Geringe Auslöschungsschiefe oder gerade Auslöschung ist allen Feldspätchen eigen. Die tafeligen Grundmassfeldspäte, die ihrer Größe nach manchmal halbwegs als Einsprenglinge bezeichnet werden können, mögen nach vorgenommenen Messungen saure, albitähnliche Plagioklase sein, zum teil vielleicht auch monokline Feldspäte. — In den Fluß der Feldspäte sind mehr oder minder häufig kleine gelegentlich zur Kristallform neigende, selten frische grünliche Augitkörnchen eingestreut, die in den zum Tholeyit hinüberspielenden Gesteinen von den Feldspäten durchschnitten werden. Zu diesen beiden Grundmassengebietteilen kommt noch primäres Erz und eine ehemalige Basis, die teils in Häutchenform, teils als Kitt zwischen den Feldspatleistchen sich ausbreitet und nur selten mehr als leicht interferierende Substanz zu erkennen ist, da sie gewöhnlich in Erz (und dann mit die Ursache der roten Färbung der Gesteine) oder in Chlorit umgewandelt ist.

Augit und Olivin kommen in ungefähr gleicher Menge in den Gesteinen als Einsprenglinge vor; sie treten aber derart gegen die Grundmasse zurück, daß hierdurch der Ausdruck einsprenglingsarme Porphyrite für diese Gesteine, ganz wie für den Falkensteinporphyrit gerechtfertigt ist. Sie sind frisch nirgends beobachtet worden; ihre Umsetzungsprodukte sind Chlorit-Faserserpentin und Eisenerz, zum teil beim Olivin iddingsitartige Substanzen (pleochroitisch von rotbraun zu gelbbraun bis schwärzlich zu rotbraun, klaffende Spaltbarkeit, $Ch_z = +$). (Marienthal.) Die von den Feldspätchen meist schön umflossenen, nur in den zum Tholeyit neigenden Formen durch Feldspäte gespießten, häufig wohl kristallisierten Einsprenglinge erreichen nur in diesen Gesteinsausbildungen eine Größe bis zu 2 mm; im übrigen sind sie auch mikroskopisch unansehnlich, besonders der Olivin, der häufig nur halb so groß als die Feldspätchen ist. — Größere (bis 1 mm) Feldspateinsprenglinge sind recht seltene Erscheinungen. Sie machen, gewöhnlich getrübt, den Eindruck saurer Plagioklase. Einige Besonderheiten mögen noch erwähnt werden: In dem zum tholeyitischen Habitus neigenden Gestein vom Sioner Wald (Liegendzone) findet sich zwischen den Feldspatleisten Quarz ausgeschieden mit Einschlüssen von Apatit,

¹⁾ Das Bild der Grundmasse entspricht völlig dem des Falkensteinporphyrits, wie es auf S. 182 wiedergegeben ist.

Biotitblättchen und hexagonalen Tafelchen eines eisenglimmerartigen Minerals. Die dem Quarz benachbarten Feldspäte zeigen eigentümliche Korrosionserscheinungen. Im Gestein vom Tierwasen tritt — ganz nach Art der Resteckenausfüllung in den Kuseliten — zwischen den Feldspätchen Quarz, buchtig ineinander verzahnte Körner bildend, auf, fast stets mit Einschlüssen von braungrünen Hornblendekriställchen mit rhombischem Querschnitt. Manche Anzeichen sprechen dafür, daß der Quarz und die von ihm eingeschlossenen Mineralien durch postvulkanische Prozesse den Gesteinen zugeführt sein mögen; es sei nur an das Vorkommen von Hornblende in manchen von mir früher beschriebenen Apliten erinnert (l. c. 1908. S. 63), an die gleicherweise aplitischen Gänge, die bei Mörsfeld den Grenzlagerporphyrit durchsetzen und an das Vorkommen von Eisenglimmer in Feldspäten dieser Gangbildungen.

II.

Der in der Gegend zwischen Mörsfeld-Wendelsheim-Wonsheim-Nack am nordöstlichen Rand unseres Blattbereiches, zum Teil jenseits der hessischen Grenze, über dem diabasischen Liegenderguß sich aufbauende, mächtige Porphyriterguß schließt sich nur in seiner Verbreitung um Wendelsheim (Rheinhausen) an die bisher besprochenen Grenzlagerporphyrite unmittelbar an. Der Erguß von Mörsfeld, eine von dem Wendelsheimer Porphyrit tektonisch getrennte Masse, unterscheidet sich von diesem und von den bisher erwähnten Porphyriten aus dem Grenzlager in makroskopisch schon auffälliger Weise, besonders auffällig wegen der unmittelbaren Nachbarschaft der Mörsfelder und Wendelsheimer Porphyrite als gleichartige geologische Körper.

Die porphyritischen Gesteine des Grenzlagers von Wendelsheim,¹⁾ die u. a. an der Finkenmühle, westsüdwestlich von diesem Ort und im Wiesbachtal (Teufelsrutsch) südlich davon, trefflich aufgeschlossen sind, haben gewöhnlich eine rötliche, von schwärzlichrot bis fleischfarben gehende Färbung bei einem feinen, gelegentlich bis zur Dichte sinkenden Korn. An frischen Stücken, die bei der vorgeschrittenen Umbildung der Gesteine eine Seltenheit sind, bemerkt man mitunter eine feinschuppige bis seidengänzende Oberflächenbeschaffenheit, an solchen Stücken entdeckt man dann vielleicht auch bis einige Millimeter große Einsprenglinge von dunkelgrünem, glasig durchscheinenden Diopsid. Häufiger sind meist mit Chlorit erfüllte Mandeln anzutreffen, die gelegentlich das Gestein völlig durchspicken (Finkenmühle), oder durch ihre Größe sich auszeichnen (Teufelsrutsch, über dem Tuffband).

Auch in dem Wendelsheimer Grenzlagerporphyrit spielt die Grundmasse vor den spärlichen Einsprenglingen die Hauptrolle. Sie wird im wesentlichen von einem Fluß von kleinen, etwa 0,1 mm langen Feldspatleistchen gebildet, die nach Art der Trachyte zügig angeordnet, in einer ehemaligen, nunmehr meist vererzten, verkalkten oder chloritisierten Glasbasis eingebettet liegen. In den Fluß der Feldspäte sind häufig chloritisierte Körnchen von Augit eingestreut, der nur sehr selten frisch als farblose Körnchen gefunden wurde; kleine beibrechende Bastitprismen deuten wohl auf ehemaligen Orthaugit. — Manchmal trifft man infolge gedrungener Ausbildung der Feldspätchen eine mehr orthophyrische Struktur der Grundmasse an, oder sie zeigt Neigung zur divergentstrahligen Anordnung der Feldspäte. Damit ist

¹⁾ Es beteiligen sich wohl mehrere porphyritische Teilergüsse am Aufbau des Lagers.

auch scheinbar eine Erhöhung der Basizität verbunden, denn diese Feldspäthchen sind mehr lamelliert und löschen viel schiefer aus als die trachytisch angeordneten, die, gewöhnlich nur bilamelliert oder lamellenfrei, im frischen Zustand stets eine gerade oder nur sehr wenig schiefe Auslöschung zeigen. Häufig sind die Feldspäte in Chloritisierung, selten in Kalzitumbildung begriffen. — An Stelle des Grundmasses kann in seltenen Fällen ein feldspätiger, mit Glas durchtränkter Mikrolithenfilz oder ein aus Feldspat, Serpentinfläserchen und Erzkörnchen aufgebautes Mineralienngemengsel treten. Gelegentlich mischen sich in den Fluß der Feldspäte kleine Partikelchen von nicht sicher nach seiner Herkunft zu deutendem Quarz.

Frischer Augit fand sich nur in einem Gestein halbwegs zwischen Wendelsheim und dem Teufelsrutsch im Wiesbachtal und zwischen Steinbockenheim und Wendelsheim. Er bildet dort bis einige Millimeter große gedrungene Kristalle, Körner oder Anhäufungen, unter dem Mikroskop teils farblos, teils lichtgrünlich oder gelblich. Die Spaltbarkeit ist wenig typisch, die Dispersion $\rho > \nu$ deutlich, Zwillinglamellen trifft man allenthalben. Seine Eigenschaften erweisen ihn als Diopsid. — In den meisten übrigen Fällen deuten nur noch Chloritpseudomorphosen auf seine ehemalige Anwesenheit. — Der Einsprenglingsolivin, der stets in bescheidener Größe und gewöhnlich etwas häufiger als der Augit auftritt, ist in keinem Falle frisch gefunden worden. Er ist stets zu Serpentin, Kalk und Quarz, gelegentlich zu Iddingsit¹⁾ oder zu Erz umgewandelt; seine Vererzung im Verein mit der Grundmasse ist die Ursache der Rotfärbung der Gesteine. — Nicht sicher zu deutende Feldspäteinsprenglinge sind recht seltene Erscheinungen; wohl nur auf die gröber struierten Porphyrite beschränkt, leiten sie, stets von ganz geringer Größe, in die Feldspäte der Grundmasse über.

Abweichend von dem äußeren und zum Teil auch inneren Habitus der Porphyrite um Wendelsheim, ist der Grenzlagerporphyrit von Mörsfeld, der an der Straße von diesem Ort nach Wendelsheim durch mehrere Steinbrüche als massiges, für Pflasterzwecke geeignetes Gestein aufgeschlossen ist, von dunkelgrauer, mit zunehmender Verwitterung lichter, schließlich fahlweißlich oder gelblich werdender Farbe; in den im frischen Zustande oberflächlich feinschuppigen, gelegentlich auch leicht seidig schillernden Gesteinen gewahrt man nicht häufig Einsprenglinge von schwärzlichen, augenscheinlich unfrischen Augiten bis 5 mm Größe; eine einseitige, blätterige Spaltbarkeit und ein leichter Bronzeschiller auf den Spaltflächen macht äußerlich einen diallagartigen Eindruck. Runde, meist kleine, mit Chlorit ausgefüllte Mandeln sind ungleich häufiger; am Wingertsköpfchen bei Mörsfeld finden sich große Achat- und Bandjaspismandeln, vielleicht ein Hinweis auf die Nähe der Liegendgrenze des Porphyrits.

Diese äußerliche Verschiedenheit von dem Wendelsheimer Porphyrit, die scheinbar konkordante Überlagerung des Gesteins mit Lebacher Sandsteinen aus dem Unterrotliegenden an der Straße von Mörsfeld nach Wendelsheim, das Aufsetzen aplitischer Adern²⁾ in dem massigen Gestein, ließen sowohl in dem aufnehmenden Landes-

¹⁾ Pleochroitisch: || zur klaffenden Spaltbarkeit = braungrün; ⊥ dazu leuchtend braungelb. $Ch_2 = -$; Glimmerartige Interferenzfarben.

²⁾ Diese Aplite, die in Effusivgesteinen der Pfälzer Mulde bisher noch nicht aufgefunden worden sind, bilden in den Brüchen bei Mörsfeld, an der Straße nach Wendelsheim, schmale, nicht über Fingerdicke gehende und streichend den Porphyrit durchsetzende Gänge von feinem Korn, die

geologen Herrn Dr. OTTO M. REIS als auch — aus den petrographischen Merkmalen heraus — in dem Verfasser Zweifel aufsteigen, ob das Mörsfelder Gestein nicht besser als intrusives Gebilde aufzufassen wäre. Hiergegen sprach aber der Reichtum an Mandeln des Gesteins an gewissen Teilen des Massivs und der Nachweis eines typischen Deckentholeyits an der Basis des Lagers, am Daimbacher Hof, wie er als Unterlagerung des Grenzlagerporphyrits bei Wendelsheim und W. vom Donnersberg bereits erwähnt wurde. Damit rücken die im Nordwesten der Mörsfelder Masse beobachteten Soeterner Schichten des Oberrotliegenden in das Liegende derselben. So kamen wir zur Überzeugung, daß der Mörsfelder Porphyrit trotz seiner äußeren Verschiedenheit von dem Wendelsheimer Gestein als ein diesem geologisch gleichwertig gebildetes Effusivgestein zu betrachten ist; die Überlagerung mit Lebacher Sandsteinen an der Straße nach Wendelsheim ist dann nach O. M. REIS (vergl. die Erläut. zum Blatte Donnersberg) als Folge einer Überschiebungserscheinung aufzufassen. Nach der Ansicht dieses Autors könnte wohl das Mörsfelder Gestein in einer von der Wendelsheimer Masse getrennten Teilmulde aufgequollen sein und sich verbreitet haben. Im Gegensatz zu dem geflossenen und durch Tuffeinschaltungen unterbrochenen Wendelsheimer Gestein ist das Magma bei Mörsfeld als ein ziemlich homogenes, später massig erstarrendes Ganzes emporgedrungen; seiner Entstehung gemäß macht es weniger den gewohnten Eindruck eines Deckengesteins als den eines Intrusivlagers, ein Eindruck, den die in ihm aufsetzenden Aplitadern noch verstärken können. Diese Durchschwärmung mit sauren Nachschüben leitet aufs neue hin zur Annahme einer unweit unter der jetzigen Gesteinsverbreitung befindlichen Tiefenverbindung.

Die untersuchten Gesteinsproben aus dem Mörsfelder Grenzlagerporphyrit leiden alle unter einer mehr oder weniger vorgeschrittenen Umbildung, welche eine genaue Bestimmung der Gesteinskomponenten zum Teil unmöglich macht. Die Umwandlung des Gesteins läuft im Gegensatz zu der vorherrschenden Vererzung im Wendelsheimer Gestein auf Anreicherung von Chlorit und Kalzit hinaus. — In einer im allgemeinen trachytischen, gelegentlich auch orthophyrischen, feldspatreichen Grundmasse sind spärliche Pseudomorphosen nach Augiten und Olivinen, gelegentlich bis zu ein paar Millimeter Größe eingesprengt, wozu sich in noch selteneren Fällen Feldspateinsprenglinge gesellen, über deren Zusammensetzung nichts Sicheres gesagt werden kann.

Frische Augite und Olivine lassen sich nicht mehr unter dem Mikroskop finden; kristallumgrenzte Pseudomorphosen von Chlorit und Faserserpentin, gelegentlich in Biotit umgewandelt, und von Quarz und Kalzit erinnern noch an die beiden

unterm Mikroskop sich als ein panidiomorph- bis hypidiomorphkörniges Aggregat von vorherrschendem Orthoklas, von Biotit und massenhaften Apatitprismen erweisen. Mikropegmatit und Quarz, die wesentlichen Gemengteile der von mir früher (l. c. 1908 S. 56) beschriebenen Apliten in Intrusivgesteinen, scheinen hier völlig zu fehlen. Ob gelegentliche kleine Chloritbutzen mit Biotitneubildungserscheinungen auf ehemaligen Augit oder auf Hornblende zurückgeführt werden dürfen, die in den bisher bekannt gewordenen Apliten spärlich vorkommen, sei dahingestellt. — Der Orthoklas bildet scharf rechteckige, unlamellierte, geradeauslöschende Kristalle (bis 0,3 mm), die eng aneinander in einer Art Grundmasse aus einer in Chloritisierung befindlichen, wohl feldspätigen Substanz eingebettet sind. — Die mehrere Millimeter langen Biotitlamellen durchschneiden die Feldspäte, am Salband zum Porphyrit schmiegen sie sich der Grenzfläche an. In den Feldspäten und im Biotit finden sich zahllose Apatitprismen und jene schmutzigbräunlichen, hexagonalen „Eisenglimmerplättchen“, die ich vom Grenzlagerporphyrit vom Sioner Wald (S. 176) erwähnte. — Kontakterscheinungen besonderer Art sind mikroskopisch nicht nachweisbar.

Gemengteile. — Feldspateinsprenglinge wurden in ganz seltenen Fällen aufgefunden, entweder als eckige, lamellenfreie Gebilde oder als unlamellierte Butzen, die in die Grundmasse überleiten. Ein durch gute Spaltrisse ausgezeichnetes derartiges Gebilde erwies sich positiv und mit 19° zu den Rissen auslöschend (Albit?). — Die Feldspäte der Grundmasse, die besonders um die Einsprenglinge herum sich hübsch fluidal anschmiegen, sind meist getrübt; sie interferieren häufig fleckig, das Vorstadium zur Chloritisierung. Sie sind teils schmale prismatische Gebilde, gewöhnlich dann entweder unlamelliert oder nur durch ein Paar Lamellen ausgezeichnet. Rechteckig gedrungene Gebilde¹⁾ mischen sich gerne bei. Diesen beiden Formen ist teils gerade, teils nur wenig schiefe Auslöschung eigen: der Feldspatfluß ist bei 45° -Stellung zu den Nicolsschwingungsrichtungen am hellsten. Im Falle orthopyrischer Anordnung der Feldspäte bilden sie ein mosaikartiges Aggregat ungestreifter Körnchen. Andererseits kommen doch auch Grundmassefeldspäte in manchen Gesteinsproben vor, die das Aussehen basischerer Feldspäte haben: ausgesprochene, feine Streifung, treppenförmig abgesetzte Endigungen, größere Auslöschungsschiefe, Neigung zu divergentstrahliger Struktur. Häufig sind die Feldspäte schartig entwickelt und schlecht von einander zu halten. — Über dieses Feldspataggregat sind Körnchen oder kleine Prismen von Bastit locker ausgestreut, die Reste eines kalkfreien, wahrscheinlich rhombischen Pyroxens. Auf ehemaligen monoklinen Augit in der Grundmasse weist der recht ansehnliche Gehalt an teilweise in Biotit umgewandeltem oder verkalktem Chlorit hin. Gelegentlich treten kleine Quarzpartikelchen in der Grundmasse auf. Titaneisenerz ist spärlich; neben ihm Titanit, sekundär aus ihm entstanden. Den spießigen Gestalten des Apatits begegnet man häufig. — Im auffälligen Gegensatz zum Porphyrit von Wendelsheim und den bisher beschriebenen Porphyriten fehlen unseren Gesteinen eine Glasbasis oder darauf hindeutende Reste völlig. Der Fluß der Feldspäte ist stets ein viel lückenloserer als in jenem Gestein, was vielleicht mit der oben erwähnten Art der Entstehung zusammenhängen mag.

Die Grundmasse zeigt somit im Mineralbestand, in der Umsetzung, besonders auch in der Biotitneubildung aus Chlorit eine recht große Ähnlichkeit mit der Grundmasse von Kuseliten, besonders mit der des gleichfalls trachytoiden, kuselitverwandten Gesteins von Ruppertsecken, westlich vom Donnersberg.

Der Porphyriterguß von Hochstein über Falkenstein bis Kirchheimbolanden (Mp).

Über den Söterner Schichten mit dem Grenzlager, also schon in etwas höherem Horizont des Oberrotliegenden, gelangt südlich von Schweisweiler, vom Thronfels bis nördlich von Falkenstein, dann nördlich vom Donnersberg bis in die Gegend von Kirchheimbolanden, hier in Störung stellenweise angelagert an südlich folgende Unterrotliegendenschichten, ein mächtiger Porphyriterguß zur Entwicklung, der makroskopisch und mikroskopisch in vieler Hinsicht die Eigenschaften der bisher beschriebenen Grenzlagerporphyrite wiederholt²⁾ und der auf der Karte der eigentliche Träger der Signatur Mp ist. Die hier in Betracht kommenden Gesteine sind

¹⁾ Wieviel hiervon vielleicht auch aplitischer Herkunft ist, muß unentschieden bleiben.

²⁾ Eine gewisse Analogie mit der Unterlagerung der Grenzlagerporphyrite durch Deckentholeyit gibt sich bezüglich des zu besprechenden Gesteins insofern kund, als Dr. O. M. REIS an zwei Stellen (nördlich von Falkenstein, „auf der Schneid“ und an der Eisenschmelz bei Hochstein) auch im Liegenden dieses Porphyrits deckentholeyitische Gesteine von allerdings geringer Mächtigkeit auffand.

meist von grauer, grünlichgrauer, seltener ins violette oder ins schwärzliche hinüberspielender Farbe, von dichtem oder feinkörnigem Gefüge, häufig mit einem durch die Parallelanordnung der Feldspatmikrolithen bedingten Seidenglanz, gelegentlich auch mit Fettglanz. Makroskopisch sichtbare Einsprenglinge scheinen fast völlig zu fehlen. Blasen entwickeln sich in den Gesteinen, wie es den Anschein hat, nur örtlich: hierher sind wohl auch die nicht allzuhäufigen, bis mehrfach kopfgroßen rundlichen Hohlräume im Porphyrit vom Bruch bei Tivoli (S. von Schweisweiler) zu zählen, die mit den prächtigsten Drusen von Quarz, Rauchquarz und Amethyst, mit Kristallen bis zu Fingerdicke, ausgekleidet sind.

In der Armut an Einsprenglingen, insbesondere an Feldspäten, wie in der meist trachytischen Struktur der Grundmasse spiegelt sich der Typus der bisher beschriebenen Grenzlagporphyrite wieder.

Kieselsäure	60,22
Titansäure	Spur
Tonerde	16,96
Eisenoxyd	6,34
Eisenoxydul	0,80
Magnesia	1,05
Kalk	3,19
Natron	5,53
Kali	4,32
Wasser	1,53
Schwefelsäure	0,07
Phosphorsäure	0,44
	100,45

Zusammensetzung des Porphyrits aus dem Falkensteiner Tal, 750 m in der Luftlinie nördlich des Wambacher Hofes, an der westlichen Straßenböschung. (A. LEPLA l. c. S. 139. Analys: K. KLÜSS.)

Sieht man sich unter den Pfälzer permischen Eruptivgesteinsvorkommnissen um nach Gesteinen von ähnlicher Zusammensetzung wie die obige des Porphyrits vom Falkensteiner Tal,¹⁾ so fällt der Blick unwillkürlich auf die sogen. Kuselite, die nach den chemischen und petrographischen Untersuchungen von ADOLF SCHWAGER und dem Verfasser²⁾ augitkeratophrische Gesteinsformen darstellen. In der Tat fügt sich die eben mitgeteilte Analyse ganz trefflich ein in die Reihe der Analysen von bayerischen Kuseliten auf S. 29 d. Erläut. zu Blatt Kusel 1910. Der etwas geringere Magnesiagehalt, die leichte Erhöhung des Kalkanteils sind wohl auf die gegenüber den meisten Kuseliten veränderte Grundmassestruktur zurückzuführen. Auch im Falkensteiner Tal-Porphyrit wiederholt sich das Vorwiegen des Natrons gegenüber dem Kali. Greifen wir aus der Reihe der Kuselitanalysen die dem Porphyrit (I) hinsichtlich des Kieselsäuregehalts sehr nahestehenden vom Kuselit von der Herrnburg bei Oberstausenbach heraus, (II und III) so ergibt sich folgende Übereinstimmung in den Hauptwerten:

¹⁾ In einem Porphyrit des Falkensteiner Tals wies H. LASPEYRES l. c. S. 389 einen Kieselsäuregehalt von 60,18% nach.

²⁾ MATH. SCHUSTER und ADOLF SCHWAGER. Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. I. Die Kuselite. Dies. Jahresh. 1910. S. 43.

	I	II	III
Kieselsäure und Titansäure	60,22	60,38	60,52
Tonerde	16,96	16,54	16,99
Eisenoxyd und Eisenoxydul	7,14	8,10	8,07
Kalk und Magnesia	4,24	3,76	3,73
Natron und Kali	9,85	9,22 ¹⁾	9,04 ¹⁾

Wenn ich demnach geneigt bin, das Gestein vom Falkensteiner Tal und mit ihm die mikroskopisch völlig ähnlichen übrigen Gesteine des Ergusses als eine effusive Form der Kuselite zu betrachten, so würde dem keine tatsächliche Beobachtung an dem Gestein widersprechen. Der den Kuseliten fremde Olivin spielt hier dieselbe Rolle, wie in den gleichfalls Effusivformen der Kuselite darstellenden Weiselbergiten. Seine Anwesenheit verleiht beiden Gesteinen einen trachyandesitischen Einschlag. Was den Falkensteiner Tal-Porphyrir anlangt, so hebt A. LEPPLA mit Recht den hohen Alkaligehalt von 9,85% hervor, der im Saar-Nahe-Gebiet bisher an Gesteinen von 60% SiO₂ noch nicht beobachtet worden sei: in der Tat reichen auch die beiden hohen Alkalimengen des Herrnburg-Kuselits noch nicht an die dieses Porphyrirs heran. Ferner resultiert nach A. LEPPLA aus den geringen Mengen von Kalk und Magnesia, daß der Feldspat kali- und natronreichen Mischungen angehört. „Das Mikroskop läßt orthoklasähnliche Feldspäte besonders unter den Einsprenglingen erkennen. Der geringen Menge von alkalischen Erden entspricht der minimale Gehalt an augitischen Mineralien und das außerordentliche Vorwalten des Feldspats“ (l. c. S. 139).

Der im Schliff lichten Grundmasse fällt auch in diesen Gesteinen die weit- aus größte Rolle zu. Sie besteht vorwiegend aus Feldspätchen in trachytisch-fluidaler, seltener in orthophyrisch-regelloser Anordnung, in deren Fluß meist Körnchen und Prismen ehemaligen Augits nebst solchen von Erz eingestreut sind; gelegentlich schiebt sich auch eine glasige Substanz zwischen die Feldspätchen ein. Einsprenglinge von Feldspäten, Augit und Olivin sind mit wenigen Ausnahmen recht seltene Erscheinungen. Die Grundmassefeldspäte stellen im frischen Zustande, wie die einzige frische Gesteinsprobe vom Bastenhaus N. vom Donnersberg zeigt, meist zwiegestreifte, schlanke, gerade abgestutzte Leistchen von ca. 0,1 mm Länge dar, denen auch öfters ungestreifte, etwas gedrungener und wahrscheinlich orthoklasische Feldspäte beigemischt zu sein pflegen. In den allermeisten Fällen sind durch beginnende, auf Kaolinisierung, Verglimmerung und Chloritisierung, nicht aber auf Verkalkung hinzielende Umwandlung die Kristallkonturen undeutlich geworden, die Interferenzfarben sind niedriger und fleckig, die Zwillingsstreifung ist verwischt. Häufig greifen sie auch in der trachytischen Anordnung mit leicht ausgelappten Kanten anscheinend lückenlos ineinander über. Der Fluß der Feldspäte, auch der frischen, ist bei gekreuzten Nicols (wie bei fast allen der bisher untersuchten Deckenporphyrite) unter 45° zu den Nicolsschwingungen am hellsten, die Auslöschung der frischen Feldspäte ist gerade bis wenig schief, während die in Umwandlung befindlichen meist völlig gerade auslöschen (vgl. Fig. 5). Auf ehemals augitische Gemengteile in der Grundmasse weisen die meist zahlreichen chloritischen, kalzitischen oder vererzten Butzen oder Säulchen hin. Frisch ist mono-

¹⁾ Das Natron überwiegt hier zum Teil das Kali beträchtlich; das Mengenverhältnis der Alkalien ist übrigens wie bei vielen Keratophyren auch bei den keratophyrischen Pfälzer Gesteinen ein schwankendes. Die Mehrzahl der Kuselite zeigt ein derartig starkes Vorwiegen des Natrons über das Kali nicht.

kliner und rhombischer Pyroxen mir nur von dem Gestein vom Bastenhaus bekannt, in welchem jener farblose bis lichtgrünliche Körnchen, dieser, den monoklinen Augit an Menge fast übertreffend, kleine, gelegentlich zonar angeordnete



Fig. 5.

Einsprenglingsarmer Augitporphyrit mit trachytischer Struktur. Hochsteiner Kreuz bei Hochstein, SW. vom Donnersberg.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

Der trachytische Fluß der Feldspäte, die fast alle in der 45°-Stellung zu den Nicolschwingungsrichtungen infolge ihrer annähernd geraden Auslöschung am hellsten erscheinen, ist trotz einer gewissen, die Schärfe der Feldspatleisten beeinträchtigenden Unfrische des Gesteins deutlich sichtbar. Schwarze Stellen sind ausgelöschte oder nur schwach interferierende Chloritbutzen. Einsprenglinge fehlen.

Flüssigkeitströpfchen führende Säulchen mit einem Pleochroismus von grün \parallel der Prismenachse zu bräunlich \perp dazu bildet (Hypersthen?). Beide Augite sind manchmal von Feldspäten durchspießt. In der Mehrzahl der Gesteine ist der Chlorit der Grundmasse in Neubildung zu Biotit begriffen. Daß es sich hierbei nicht um den umgekehrten Vorgang, die Umwandlung von primär im Gestein vorhandenem Biotit in Chlorit handelt,¹⁾ ergibt sich aus der völligen Frische des Biotits, seiner häufig erst beginnenden, zarten Färbung, deren Intensität in der Nähe von Erzkörnchen zunimmt, aus dem Mangel jeglicher Zerfaserung und schließlich aus dem Umstand, daß im Gestein von Mannbühl N. von Dannenfels auch die achteckigen, prismatischen Pseudomorphosen des Chlorits nach rhombischem Pyroxen um Erzkörnchen herum in Biotitisierung begriffen sind. Nur in einigen Gesteinen wurde Glas, bzw. seine Umsetzungsprodukte, aggregatpolarisierende oder feldspatähnliche Substanzen, beobachtet. (Bastenhaus, „Kaiser“ bei Kirchheimbolanden.) Farblos bis bräunlich, durchtränkt das oft mikrolithenreiche Glas entweder den Fluß der

¹⁾ Diese Annahme macht A. LEPLA l. c. S. 138 vielleicht im Hinblick auf butzenartige Ausscheidungen von Biotit mit Erzeinlagerungen in den Lamellen im Gestein von Tivoli. Diese unfrischen Gebilde sind wohl primär und Stellvertreter von Augit oder Olivin, wie sie auch im Porphyrit vom „Gänswald“ und von „der Wart“ (S. 183) auftreten und in geologisch mit Kuseliten verbundenen Gesteinsformen (Erdesbach) vorkommen können. In demselben Gestein von Tivoli findet sich sekundärer Biotit gerne mit Kalzitschnüren vergesellschaftet.

Grundmasseminerale oder diese liegen locker darin verteilt nebeneinander. In mehreren Gesteinen nördlich vom Donnersberg („Mannbühl“ N. Dannenfels, Bastenhaus) tritt auch noch Quarz als Lückenfüllung zwischen den Grundmassefeldspäthen auf; seine Herkunft ist nicht stets sicher festzustellen, doch dürfte der gelegentliche Einschluß von Apatitprismen in ihm vielleicht auf eine primäre Entstehung nach Art der Kuselitquarze hinweisen, wie denn auch seine Anwesenheit den Gesteinen einen mikroskopisch sehr kuselitartigen Habitus verleiht. Titanmagnetitkörnchen, häufig zu Titanit verwandelt, und Apatit, der gelegentlich ein feines Gitterwerk in der Grundmasse bildet, sind noch zu erwähnen.

Die Einsprenglinge, Feldspäte, Augit und Olivin, treten stets gegen die Grundmasse sehr zurück. Am seltensten scheint der Feldspat zu sein, der teils ungestreifte kleine Kristalle von ziemlicher Frische bildet, teils verkalkt oder vererzt ist. Häufiger lassen sich Chlorit- und Kalkpseudomorphosen nach monoklinen und rhombischen Augiten bis $\frac{1}{2}$ mm Größe finden; der Olivin kann sich gelegentlich als einziger Einsprengling einstellen; nur selten zum Teil noch frisch (Bastenhaus), ist er zumeist serpentinisiert und vererzt und bedingt hierdurch die rötliche Farbe vieler Porphyrite. Im Gestein vom „Kaiser“ bei Kirchheimbolanden ist er in schönen Iddingsit umgewandelt, der in den Anfangsstadien der Umwandlung strohgelb ist, keinen Pleochroismus und nur verschwindende Doppelbrechung zeigt, im Endstadium aber sich durch die rotbraune Farbe, die glimmerartige Spaltbarkeit (Pl.: dunkelbraunrot || d. Sp., fuchsrot \perp dazu, $Ch_z = -$) leicht verrät. Die Iddingsitbildung ist nur ein Zwischenstadium zur völligen Vererzung des Olivins.

Vom Habitus der eben beschriebenen Porphyrite weichen einige Gesteinsproben ab vom „Wingertsköpfchen“ am Gänswald und von „der Wart“, beide bei Kirchheimbolanden. Sie entsprechen der Lagerung nach wohl dem Hochstein-Falkensteiner Porphyritzug, neigen jedoch in ihrer Struktur sehr den Porphyriten der Unter- nahe zu. Einsprenglinge von gedrungenen Feldspäten, gerade oder symmetrisch abgestutzt, stark kaolinisiert (Orthoklase?) im Mittel nur 0,2 mm groß, von noch kleinerem Olivin und rhombischem Pyroxen, meist in Erz, Serpentin oder Biotit umgewandelt und von Biotit, (0,5 mm) unfrisch, zum Teil vererzt, nicht selten kristallisiert¹⁾ schwimmen in einem durch zahlreiche Stäbchen und Körnchen von Erz durchsetzten, fluidal-feldspätigen Teig, der nicht weiter mehr zerlegbar ist. — Im Gestein der „Wart“ füllt manche Lücke der Grundmasse Quarz aus, in ihm formen sich in eckigen, zerlappten Konturen die Grundmassefeldspäte ab. Er dürfte wohl sekundär zugeführt sein.

Einsprenglingsreicher, andesitischer Biotit-Augit- bis Olivinporphyrit mit pilotaxitischer Struktur (Mpb).

Dieser Gesteinstypus baut das mächtige Grenzlager auf, das sich bei Talböckelheim zu beiden Seiten der unteren Nahe entwickelt. Gesteine von ähnlichem Typus setzen auch weiter nordwestlich den Grenzlagerzug von Bockenau zusammen, scheinen aber im nördlichen Gegenflügel, gegen den Kreuznacher Stadtwald zu, mit der

¹⁾ Außer im Porphyrit von Tivoli wurde primärer Biotit von mir nicht wieder in Porphyriten um den Donnersberg gefunden. Für die Porphyrite an der unteren Nahe ist der Biotit in den unteren Gesteinszonen charakteristisch.

Verschmälerung des dortigen Grenzlagerzuges zu verschwinden. Schließlich setzt sich hier, wie S. 167 erwähnt, das Lager nur mehr aus Tholeyit zusammen. Über einer tholeyitischen Unterlage entwickeln sich, ganz wie in der Nähe des Donnersbergs, zwischen Bärweiler und Sobernheim porphyritische Gesteine, die in der Struktur den Porphyriten an der unteren Nahe recht ähneln.

Im Äußeren den Porphyriten aus der Donnersberger und Wendelsheimer Gegend recht ähnlich, unterscheiden sich unsere Gesteine u. d. M. in fast allen untersuchten Proben doch auf das bestimmteste durch die Struktur der Grundmasse, die im Gegensatz zu der trachytisch-fluidalen der bisher beschriebenen Porphyrite meist eine pilotaxitische bis hyalopilitische ist, oft ganz von der Art der Weiselbergite des Nahetalgrenzlagers im Gebiet des Blattes Kusel (Erläut. hiezu S. 29). Die tieferen Teile des Porphyritmassivs der unteren Nahe unterscheiden sich von den Weiselbergiten allerdings erheblich durch den recht ansehnlichen Biotitgehalt (vgl. Fig. 6), während die höheren Lagen, die anscheinend biotitfrei und dafür olivinführend sind, den Typus der Weiselbergite zum Teil recht klar wiedergeben.

Ich mußte es mir versagen, die Bezeichnung „Hornblendeporphyrite“ für die Gesteine zu gebrauchen, obwohl die Angaben A. STRENGS¹⁾ und H. LASPEYRES²⁾ über die Hornblendeführung dieser Gesteine zum Teil sehr bestimmt lauten und auch H. ROSENBUSCH³⁾ die Angaben der beiden für den Porphyrit von Waldböckelheim übernommen hat. Denn ich konnte dieses Mineral oder Pseudomorphosen nach ihm in keinem der zahlreichen Dünnschliffe entdecken. Es muß sich demnach wohl um einen Irrtum der Genannten handeln, von welchen A. STRENG Hornblende auch im Quarzporphyr von Münster am Stein und im Porphyrit des Unterhäuser Berges, an der unteren Nahe, also in hornblendefreien Gesteinen zu finden glaubte, dafür aber den reichlichen Augitgehalt (zum Teil auch den Biotitgehalt) der Grenzlagerporphyrite nicht erwähnt. Die damals noch ziemlich primitiven mikroskopischen Untersuchungsmittel veranlaßten H. LASPEYRES und A. STRENG, die sonst wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Saar-Nahegebiets lieferten, wohl zur Verwechslung von Hornblende mit den faserig zersetzten rhombischen, länglichen Pyroxenen, vielleicht auch mit vererzten Biotitquerschnitten.⁴⁾

Im Äußeren ähneln die Grenzlagerporphyrite, wie schon angedeutet — besonders in den einsprenglingsarmen Gesteinsausbildungen — oft sehr den bisher betrachteten Porphyriten. Ihre Farbe geht vom bläulich- bis violettgrauen ins grünlichgraue oder vom porphyrähnlichen Rot ins Dunkelrotbraune. Sie sind feinkörnig mit oft feinseidenglänzender Oberfläche, tonstein- oder hornsteinartig dicht und im letzteren Falle gerne etwas pechglänzend. Als Einsprenglinge treten gewöhnlich, manchmal massenhaft die selten ganz frischen Feldspäte hervor, vereinzelt eine Größe bis über 5 mm erreichend (Gangelsberg); von dunklen Einsprenglingen lassen sich die grünlich-schillernden, in Bastit umgewandelten rhombischen Pyroxene erkennen, seltener die

¹⁾ A. STRENG (l. c. 1872. S. 266 u. 267 und 1873. S. 229—237).

²⁾ H. LASPEYRES (l. c. 1867).

³⁾ H. ROSENBUSCH, Mikr. Phys. d. Mass. Gesteine. IV. Aufl. S. 1071.

⁴⁾ So bemerkt H. LASPEYRES (l. c. S. 875) beim Gestein des Gangelsberges: „Wo die Hornblende (?) sehr selten ist, beobachtet man sie nur an schwarzen oder, falls verwittert, an grünen Körnchen, die man auch für Augit oder Glimmer halten könnte.“ Einige Zeilen weiter beschreibt derselbe Autor seidenglänzende, asbestartige Pseudomorphosen von vollkommener Spaltbarkeit und einem schönen goldigen Schimmer auf der Spaltungsfläche als Hornblende, womit er treffend die Bastitpseudomorphosen nach rhombischen Pyroxenen charakterisiert.

häufig vererzten übrigen Gemengteile. An mehreren Stellen (Gangelsberg,¹⁾ Talböckelheimer Talmündung, Rehkopf, Hüffelsheimer Köpfchen u. a. O.) werden die Gesteine reich an mit Kalzit, Chlorit und Quarz erfüllten Blasen.²⁾

Die mikroskopische Untersuchung ließ, wie bereits erwähnt, zwei Gruppen von Gesteinen unterscheiden, eine Gruppe, in der außer in den rhombischen Pyroxenen Magnesia und Eisenoxydul sich noch im Biotit enthalten finden (Liegendzone des Grenzlagers an der Unternahe) und eine andere Gruppe, in der sie statt des Biotits im Olivin vertreten sind (Hangendzone). In den übrigen Eigenschaften stimmen die beiden Gruppen völlig miteinander überein, so daß sie zusammen abgehandelt werden können. Unterm Mikroskop erkennt man Einsprenglinge von meist sauren Plagioklasen, von umgewandelten rhombischen und monoklinen Pyroxenen und von zeretztem Olivin oder Biotit in einer pilotaxitischen oder hyalopilitischen Grundmasse.

Die Feldspateinsprenglinge bilden teils wohlbegrenzte Einzelkristalle, teils treten sie in Gruppen vereinigt auf. Nicht allzuhäufig sind sie frisch und erweisen sich dann als meist breitlamellierte, oft nur zweigestreifte Plagioklase. Gelegentlich können auch ungestreifte und häufig gerade auslöschende Feldspäte über die lamellierten vorwiegen; ob es sich hierbei um monokline Feldspäte handelt, ist nicht sicher zu entscheiden. Querschnitte davon sind nicht selten quadratisch, Längsschnitte abgestumpfte Prismen oder Rhomben. — Im allgemeinen löschen auch die triklinen Feldspäte meist nur wenig schief aus; im Einklang hiermit stehen die Resultate von optischen Bestimmungen derselben ($\angle c = 3^\circ - 5^\circ - 8^\circ - 16^\circ$), die auf Feldspäte vom Albit- bis Oligoklascharakter hindeuten. In einigen dem Melaphyrtypus zuneigenden Gesteinsvorkommen (NO.-Seite des Gangelsberges, Ausgang des Talböckelheimer Tals) scheinen die glasig-frischen, nur mit blutroten Eisenoxydbändern³⁾ durchzogenen, schön lamellierten Feldspäte basischer zu sein. Gelegentlich sind sie bis auf eine schmale Randzone mit Erzkörnern, manchmal rechteckig umgrenzte Anhäufungen, die wahrscheinlich mit Glas vergesellschaftet sein dürften, erfüllt. Zonarstruktur ist manchmal zu beobachten. — Im Beginne der Zersetzung trüben sie sich, die Interferenzfarbe sinkt oder sie wird fleckig, wobei bei gekreuzten Nicols die dunklen Flecken an den Feldspäten den Beginn des Chloritisierungsprozesses bedeuten. Neben der Chloritisierung der Feldspäte zeigen sich noch Verkalkungserscheinungen.

Frische monokline Augiteinsprenglinge sind recht selten; so wurden sie an den beiden zuletzt genannten Fundpunkten als farblose diopsidähnliche Körner gefunden. In den übrigen Proben läßt sich monokliner Augit nur mehr vermuten an der gedrungenen Gestalt seiner ziemlich reichlichen Serpentinpseudomorphosen gegenüber den langgestreckten Serpentin- und Bastitneubildungen der rhombischen Pyroxene. Neben dieser Umbildung der monoklinen Augite in bläulichgrünlichen Serpentin unter gelegentlicher Ausscheidung von Leukoxen, sind Vererzungs-

¹⁾ Am südlichen Hang des Gangelsbergs, am „Hauswingert“ sammelte Herr Dr. O. M. REIS einen Porphyr, in welchem in einer dichten dunkelroten, erzeichen „Grundmasse“ eckige und rundliche Brocken eines frischeren Porphyrits eingesprengt sind. Es handelt sich in diesem Falle nicht etwa um eine tatsächliche magmatische Grundmasse, welche halbgerundete Brocken einer älteren angebrochenen Effusion umschließt, sondern um eine brekziöse bis konglomeratische Verwitterung des Gesteins, für welche O. M. REIS (Der Potzberg, G. Jahresh. 1905 S. 222—223) von einer anderen nahegelegenen Örtlichkeit ein Beispiel eingehend beschreibt.

²⁾ Im Porphyr um den Bahnhof von Waldböckelheim wies A. STRENG (l. c. 1872 S. 265) Tridymit nach. Er kommt zumeist in Hohlräumen dieses Gesteins, oft in großer Menge, vor.

³⁾ Eisenoxyd sammelt sich gelegentlich zu hoch licht- und doppelbrechenden Butzen an ($Ch_m = -$).

scheinungen nicht selten. Gelegentlich finden sich umgewandelte Augitkörner in Feldspäten eingeschlossen.

Die rhombischen Pyroxene¹⁾ sind in keiner Probe frisch aufgefunden worden. Häufig vorkommend, bildeten sie ehemals langgestreckte, nunmehr zu bläulichgrünem Faserserpentin oder zu echtem, farblosen Bastit (spitzer Achsenwinkel, $Ch_m = -$) gewordene Kristalle. Vererzungserscheinungen sind auch hier häufig.

Der anscheinend auf die Sohlzone des Grenzlagers an der unteren Nahe beschränkte Biotit²⁾ ist nur gelegentlich in halbwegs frischen Exemplaren (pl. schmutziggelblich zu braungelblich) anzutreffen. Seine kleinen, höchstens bis 1 mm groß werdenden hexagonalen Blättchen sind entweder chloritisiert und mit einem Erzsaum umgeben, oder, was noch häufiger ist, völlig zu schwarzem Erz umgewandelt. (Fig. 6).



Fig. 6.

Biotit-Augitporphyrat des Grenzlagers an der unteren Nahe. Niedertaler Hof bei Talböckelheim.

Dünnschliffbild $\left(\frac{20}{1}\right)$. Gew. Licht.

Einsprenglinge von hellen, leistenartigen Feldspäten und von dunklem, in Vererzung begriffenen (links) oder völlig vererztem Biotit (Mitte, hexagonaler Kristall) schwimmen in einer pliotaxitischen Grundmasse von Feldspatmikrolithen und Erz. — Augiteinsprenglinge sind nicht getroffen. In einem aus Biotit entstandenen Erzbutzen ein heller Einschluß von Apatit.

Der Olivin, scheinbar für die Dachzone der Porphyrite charakteristisch,²⁾ tritt in keinem Falle frisch auf. Bis ein paar Millimeter groß werdend, ist er gleich den übrigen primären Magnesiumsilikaten vollständig serpentinisiert und vererzt. Gelegentlich zeigen die Pseudomorphosen noch die Korrosionseinbuchtungen des Olivins. Mitunter ist es schwierig, die Chlorit-Serpentinpseudomorphosen der Augite und des Biotits von denen des Olivins zu unterscheiden.

Die vererzten Biotite werden ab und zu (Fig. 6) von hexagonalen, hellen Kristallquerschnitten durchbrochen, die sich als Apatit erweisen, der in den Porphyriten

¹⁾ H. ROSENBUSCH (l. c. S. 1071) gibt vom Gienberg bei Talböckelheim „reichlichen Enstatit“ an.

²⁾ Genaueres über seine Verbreitung wird freilich erst die noch ausstehende geologische Kartierung dieses Grenzlagers mit Höhenschichtenkarten durch die Preußische Geologische Landesanstalt ergeben.

in einer ungewöhnlichen Art, als gedrungene Prismen, auftritt. Er findet sich auch in der Grundmasse und erscheint nicht selten bläulich (pl. || der Längsachse bläulich, \perp dazu bräunlich) gefärbt; in einem Falle (Kupferbergwerk bei Oberhausen) wurden als Träger der Färbung feinste senkrecht zur Hauptachse gestellte Fäserchen erkannt.¹⁾

Die Grundmasse stellt entweder ein pilotaxitisches Gemengsel von Feldspatmikrolithen mit Erzkörnchen, gelegentlich auch mit kleinsten Bastitprismen dar, das von einer gewissen Zartheit bis zur unauflöselichen Feinheit sinken kann, oder es bedingt ein mehr oder minder hoher Gehalt an ehemaliger, nunmehr doppelbrechender Basis eine hyalopilitische Struktur, wobei die Feldspatmikrolithen sich in zierlichster Weise zügig anordnen (Cafels, Rehkopf). Bräunliche Bestäubung oder Infiltration der Grundmasse mit Eisenoxyd ist eine häufige Erscheinung. In zwei Proben (Gangelsberg-NO.-Fuß — Gienbergfuß am Talböckelheimer Talausgang), die tiefen Stellen des Lagers entnommen worden sind, wird die Struktur der Grundmasse zur divergentstrahligen der basaltischen Melaphyre, vielleicht ein Hinweis auf den Beginn eines basischeren, tieferen Lagers, wie es in dem tholeytischen Liegenderguß in der Bärweiler Gegend (Blatt Kusel) weiter westlich zum Ausdruck kommt. — Gelegentlich entwickeln sich in pilotaxitischen Grundmasseformen ganz granophyrisch anmutende Partien durch die Beteiligung von Quarz, der den Filz der Feldspäte stellenweise einheitlich durchtränkt. Da aber in nächster Nähe solcher „granophyrischer“ Grundmassenpartien sich körnige, ineinander verzahnte Quarzausscheidungen finden, könnte der Quarz auch sekundärer Entstehung sein, und eine frühzeitige Injektion mit Quarz die Grundmassestruktur hervorgerufen haben.²⁾ Die häufig bilamellierten und rechteckigen Feldspäpchen löschen sehr gerne gerade oder wenig schief aus; sie sind im allgemeinen frischer als die eingesprengten Feldspäte. Das aus den dunklen Grundmassegemengteilen entstandene Erz ist manchmal titanreich; das primäre Grundmasseerz scheint gering zu sein.

Blasen, ausgefüllt mit Quarz, Jaspis, Chlorit oder Kalk sind keine seltenen Erscheinungen. Sie sind vom Gangelsberg, Rehkopf, Cafels und von anderen Stellen bekannt. Jaspis kleidet manchmal auch Spalten im Gestein aus.

Vergleicht man mit dem Grenzlagerporphyrit der Unternahe den Porphyrit, der sich südlich von Sobernheim über dem tholeytischen Liegenderguß entwickelt, von diesem aber durch eine Sedimenteinschaltung von Melaphyrkonglomeraten, von oberem Tonstein und von Porphyrkonglomeraten³⁾ getrennt ist, so ist eine große Ähnlichkeit zwischen ihm und dem biotitfreien Porphyrit der Dachzone des Unternahegrenzlagers unverkennbar. Äußeres, Grundmasse und Einsprenglinge sind dieselben, selbst in der Führung der merkwürdigen gedrungenen Apatitprismen bekundet sich eine Übereinstimmung.

¹⁾ Die Ausbildungsform des Apatits wird auch von H. ROSEBUSCH l. c. S. 1071 erwähnt.

²⁾ Auch ROSEBUSCH erwähnt vom Gienberg Quarz in der Grundmasse. — Im Gangelsberggestein finden sich übrigens auch Fremdquarze mit stacheligen Augitsäumen. In diesem Zusammenhang möge noch die Angabe von H. LASPEYRES (l. c. S. 876) erwähnt sein, daß am westlichen und südlichen Abhang des Gienbergs „Concretionen einer körnigen oder porphyrtartigen Masse nur aus Feldspat mit gelblichen und rötlichen Farben sich in der dunkelbraunen, hornblendeartigen Gesteinsmasse ausgesondert haben“. Vielleicht handelt es sich um einen Vertreter von sauren Nachschüben in das Lager, wie sie bei Mörsfeld von mir konstatiert wurden (S. 177).

³⁾ Vgl. O. M. REIS (Erläut. z. Bl. Kusel S. 131).

Das Analysenmaterial, das bisher von den Porphyriten des Grenzlagers an der Unternahe vorliegt, ist leider sehr dürftig. Außer einigen von H. LASPEYRES (Kreuznach und Dürkheim. Z. d. D. G. G. 19. Bd. 1867) ausgeführten Kieselsäurebestimmungen (z. B. von den Fundpunkten Rehkopf [65,09%], Bahnhof Böckelheim [64,49%], Felsen, Westfluß des Gangelsberges gegenüber dem Orte Boos [62,09%], rechtes Gehänge der Nahe unterhalb des Birkenhofes [62,80%]) liegen keine Analysen vor.

Die Zusammensetzung des mit den Unternaheporphyriten völlig identischen Porphyrits von Bockenau bestimmte H. LASPEYRES (S. 871) wie folgt:

Kieselsäure	61,450
Tonerde	17,457
Eisenoxydul	5,761
Manganoxydul	Spur
Kalk	4,234
Magnesia	2,739
Kali	2,890
Natron	4,000
Lithion	Spur
Luftfeuchtigkeit	1,568
Wasser	1,043
	101,142

Der erwähnte Autor hebt (l. c. S. 872) die Ähnlichkeit der Zusammensetzung des Bockenauer Porphyrits (die wohl auch nach den Kieselsäuregehalten der Unternaheporphyrite zu schließen, für diese gelten darf) mit der des Quarzaugitbiotitporphyrits des Lembergs (Oberhausen) (Analyse l. c. 847) hervor. Übrigens lassen sich beide Analysen vortrefflich in die Reihe von Kuselitanalysen einordnen, die ich (a. a. O.) im Verein mit Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER mitteilte.¹⁾ Ich glaube, daß in derselben Weise, wie die Weiselbergite der Grenzlagerhauptverbreitung an der Nahe genetisch mit den augitkeratophrischen Kuseliten, als deren Effusivformen, zusammenhängen, wie der Porphyrit von Hochstein-Falkenstein an den Kuselitzug von Ruppertsecken erinnert und auch in der Zusammensetzung völlig einem Kuselit entspricht, daß auch für die Grenzlagerporphyrite der Unternahe (und von Bockenau) als Tiefengesteinsäquivalente Kuselite gelten dürfen. Die Ähnlichkeit der genannten Porphyrite in der Zusammensetzung und auch in der Struktur mit manchen Ausbildungsformen des intrusiven Lemberggesteins²⁾ erfährt eine besondere Beleuchtung dadurch, daß an einer Stelle im Pfälzer Sattel, bei Erdesbach (Blatt Kusel), Gesteine vom Lembergtypus in einer geologischen Einheit mit kuselitischen Gesteinen vorkommen und anscheinend in diese ohne Änderung der Zusammensetzung übergehen (a. a. O. S. 50 und 54), somit auch die Verwandtschaft des Lembergporphyrits mit den augitkeratophrischen Kuseliten ersichtlich wird. — Die Festlegung dieser genetischen und strukturellen Beziehungen zwischen den Lavagebilden und den Intrusivgesteinen über den Bereich des Pfälzer Sattels werden im Zusammenhang mit einer Erörterung über deren Verteilung und ihrer morphologischen Gestaltung nach den Untersuchungen von O. M. REIS den Gegenstand eines weiteren gemeinsamen Aufsatzes bilden.

¹⁾ Vgl. auch Erläut. zu Blatt Kusel, S. 29.

²⁾ Ebenso mit dem Intrusivporphyrit des benachbarten Welschberges.

Die Sedimentgebilde, welche teils innerhalb der Lavaergüsse eingeschaltet sind, teils sie im Liegenden und Hangenden begleiten können, brekziöse tuffartige Gesteine und sogen. Tonsteine, werden ebenfalls in einer eigenen Abhandlung noch eingehend petrographisch gewürdigt werden. Für das Donnersberggebiet gibt A. LEPPLA (l. c. S. 153) eine erschöpfende Schilderung ihrer wechselvollen Zusammensetzung.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung und allgemeiner Überblick	162—164
Basaltischer, glasreicher Melaphyr	164—166
Deckendiabas mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyit)	166—174
Einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit mit meist trachytisch-fluidaler Struktur	174—183
Die porphyritischen Gesteine des Grenzlagers	174—179
I. Die Porphyrite vom Westfuß des Donnersberges	174—176
II. Die Porphyrite aus der Gegend von Wendelsheim (S. 176) und Mörsfeld (S. 177)	176—179
Der Porphyriterguß von Hochstein über Falkenstein bis Kirchheimbolanden	179—183
Einsprenglingsreicher, andesitischer Biotit-Augit- bis Olivinporphyrit mit pilotaxitischer Struktur	183—189

Über radioaktive Substanzen in Bayern.

Von

Dr. Ludwig von Ammon.

Nachstehende Abhandlung schrieb ich ihrem wesentlichen Inhalte nach im Winter 1908. Sie wurde unter dem 15. März 1909 als Bericht dem Kgl. Staatsministerium des Königlichen Hauses und des Äußern unterbreitet betreffs einer berggesetzlichen Angelegenheit.

Zurzeit sind bei dem raschen Fortschreiten der radioaktiven Forschung manche in der Arbeit enthaltene Angaben veraltet, da der vorliegende Aufsatz erst im laufenden Jahresheft (für 1910) seinen Platz finden konnte. Doch dürfte bei dem allgemeinen Interesse des Gegenstandes die erbrachte Zusammenstellung, die im allgemeinen das Bild unserer Kenntnisse über die in Bayern vorhandenen radioaktiven Stoffe, so wie es sich um die Jahreswende 1908/09 zeigte, wiedergibt, gleichwohl für eine Veröffentlichung nicht ungeeignet sein.

Ab und zu sind der früheren Darstellung Zusätze eingefügt worden; sie heben sich durch den Kleindruck vom alten Texte ab, der an der einen oder anderen Stelle selbst kleine Veränderungen erfahren mußte.

Unter den Uranmineralien besitzt die Pechblende, die oxydische Verbindung des Uraniums, wegen ihres Vorkommens in nicht allzu geringen Mengen an manchen Plätzen ihrer Verbreitung allein eine Bedeutung für eventuelle Ausbeute. Für Bayern ist der sichere Nachweis ihres Auftretens leider noch nicht erbracht. Damit kommt zugleich die Aussicht auf Gewinnung von Mineralsubstanzen, die radioaktive Eigenschaften, ausgehend von Uranverbindungen, besitzen, zurzeit in Wegfall. Das Vorkommen von Uranmineralien überhaupt ist in Bayern sehr beschränkt. Die Seltenheit ihres Auftretens oder vielmehr die geringe Menge ihres Vorkommens an den jeweiligen Fundplätzen schließt eine Veranstaltung zur Ausbeute nach den jetzigen Verhältnissen aus.¹⁾ Es darf wohl gleich beigefügt werden, daß radioaktive Erscheinungen nicht von Uranverbindungen allein abhängen, doch ist weiters das Vorkommen anderer starkradioaktiver Mineralien in Bayern nicht bekannt.

In neuester Zeit ist eine wichtige Abhandlung von Prof. P. KRUSCH erschienen: „Über die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes“ (Vortrag, XI. Internat. Geolog. Kongreß zu Stockholm 1910, abgedruckt in der Zeitschrift für praktische Geologie XIX. Jahrg. 1911), auf welche Arbeit unter dem Zitat Krusch im folgenden öfters hingewiesen werden wird. Ihr entnehmen wir nachstehende Sätze:

„Bei den ausgesprochen radioaktiven Mineralien muß zwischen der großen Zahl mineralogischer Fundpunkte und den wenigen bis jetzt bekannten nutzbaren Lagerstätten unterschieden werden, welche relativ größere Anhäufungen derartiger Mineralien darstellen.“

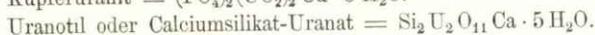
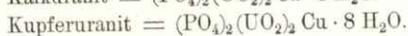
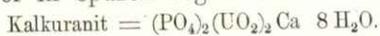
¹⁾ Diese Zeilen sind vor dem Auffinden des Vorkommens am Fuchsbau geschrieben worden, dürften aber gleichwohl noch ihre Gültigkeit haben.

„Wenn man von „Radium“ (in wirtschaftlichem Sinne) spricht, meint man Radiumsalz höchster Aktivität. Die Bestimmung der Radioaktivität eines Minerals, z. B. der Uranpechblende, erfolgt als Radiumbromid.“

„Soweit unsere Kenntnis der radioaktiven Lagerstätten reicht, ist das Radium ausschließlich an Uran gebunden.“

1. Uranmineralien in Bayern.

Die in Bayern sich findenden Uranmineralien sind hauptsächlich die beiden Uranglimmer (Kalk- und Kupferuranphosphat: der Kalkuranit oder Autunit und der Kupferuranit oder Chalkolith, auch Torbernit genannt), denen sich als große Seltenheit der Uranotil (wasserhaltiges Kalkuransilikat) und weiters noch der die Uranglimmer in Spuren begleitende Uranocker anschließt.



Der Kalkuranglimmer ist nachgewiesen von Wölsendorf bei Nabburg, vom Epprechtstein bei Kirchenlamitz, von Reinersreuth am Waldstein, von Leupoldsdorf, Neubau bei Fichtelberg, von Mehlmeisel und von Göpfersgrün im Fichtelgebirge, sowie vom Hühnerkobel bei Rabenstein im Bayerischen Walde. Fuchsbau

Der Kupferuranglimmer gleichfalls von Wölsendorf, vom Epprechtstein, von Göpfersgrün und vom Hühnerkobel, außerdem noch von der Gregnitz bei Nagel, aus der Gegend von Brand, vom Fuchsbau bei Leupoldsdorf und von Selb im Fichtelgebirge.

Weiters werden Uranglimmer von der Sägmühle bei Tirschenreuth, von der Taferlhöhe bei Oberfrauenau und von Hauzenberg im Bayerischen Wald angegeben.

Der Uranotil (Uranophan) kommt bei Wölsendorf vor.

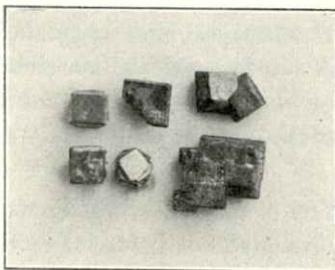
Die **Uranglimmer** sind als kleine grüngelbe oder grüne Blättchen ausgebildet, die einzeln aufgewachsen oder schuppenartig gruppiert sind. Abgesehen vom Göpfersgrüner Auftreten (Anflüge auf Speckstein) sind die bayerischen Uranmineralien in ihrem geologischen Vorkommen beschränkt auf Granite oder Pegmatite (Epprechtstein, Hühnerkobel, Sägmühle) und Flußpatgänge (Wölsendorf). Am Epprechtstein liegen die Blättchen auf Gesteinspalten oder in Drusenräumen der pegmatitischen Nester des dortigen Granitmassivs. Dasselbst, in den Steinbrüchen am Epprechtstein, und bei Wölsendorf werden ab und zu deutlichere Stücke (d. h. besser erhaltene Stufenexemplare) gefunden, aber auch hier reicht die Menge lange nicht aus, um etwa an eine Ausbeute zu denken.

So das bisherige Vorkommen. Ganz neuerdings ist der Kupferuranit in den Steinbrüchen der Waldabteilung Fuchsbau bei Leupoldsdorf in gut ausgebildeten und dabei stellenweise in ziemlich reichlicher Zahl vorhandenen Kristalltäfelchen aufgefunden worden.

Nach der Lagerstättenlehre gehören die fichtelgebirgischen Uranmineralienvorkommnisse (Epprechtstein, Fuchsbau) zu einer Mineralgesellschaft, die derjenigen der Zinnstein-Ganggruppe entspricht.

In neuerer Zeit sind gegen früher die Vorkommnisse von Uranglimmer etwas häufiger geworden, was wohl durch die größere Ausdehnung des Steinbruchbetriebes bedingt sein mag. So äußert sich beispielsweise DÜRRFELD in seiner Arbeit „Die Drusenmineralien des Waldsteingranits im Fichtelgebirge (Nachtrag)“ (Zeitschr. für Kristallographie 47. Bd. 1910, S. 246): Eine ganze Reihe schöner Stufen mit mehreren Millimeter großen quadratischen Täfelchen von Kalkuranglimmer konnte ich am Epprechtstein erwerben. — Die am Ostabhang des Berggebietes der Platte gelegene, bereits erwähnte Waldabteilung Fuchsbau kann gegenwärtig als diejenige Fundstätte in Bayern gelten, wo Uranglimmer relativ am häufigsten auftritt. Platte

Der Granit wird in den Brüchen am Fuchsbau von vielen Klüften durchzogen. In manchen derselben haben sich sekundäre Bildungen abgesetzt. Zurzeit ist in einem der obersten Steinbrüche eine solche Kluffläche gerade abgedeckt. Man beobachtet nun, daß der schmale Gesteinsriß mit einer ockerigen Substanz ausgefüllt ist, worin die kleinen grünen quadratischen Tafeln des Uranminerals (Kupferuranit) sitzen. Zu bemerken ist noch, daß im Granit hin und wieder dünne Quarzgänge auftreten, die Flußspat und selbst kleine Eisenkieseinsprengungen einschließen; das nachbarliche Gneisgebiet ist seit alters als zinnsteinführend bekannt.



Kupferuranitkristalle in natürlicher Größe.

Granitsteinbruch, Ostabhang der Platte westlich von Wunsiedel.

Der Kupferuranit vom Fuchsbau besitzt ein spez. Gew. von 3,564; seine Farbe wechselt von smaragd- bis hellgrün; beim Lösen in Säure bemerkt man eine schwache Gasentwicklung. Die meisten Kristalle (pseudotetragonal) erreichen nur eine Länge von 2—3 mm, einzelne sind jedoch bis zur Größe von 1 cm gefunden worden. Die Zusammensetzung des Uranglimmers dieser Fundstätte ist, wobei die in kleinster Menge vorhandenen Bestandteile unberücksichtigt geblieben sind, nach der Analyse von ADOLF SCHWAGER folgende: 18,34 Glühverlust; 7,45 CuO; 60,00 UO₂; 15,01 P₂O₅ = 100,80. — Die ockerige Masse, worin die Kristalle eingebettet sind, besteht hauptsächlich aus kieselsäurehaltigem Eisenoxydhydrat; da ein gut Teil der Kieselsäure mit Kalilauge in Lösung geht, muß auch amorphe SiO₂ angenommen werden. So scheint eine Art eisenreicher Kieselgallerte, in welcher die Neubildung des Kupferuranphosphats in regelmäßiger Kristallform erleichtert war, die feine Spalte zuerst erfüllt zu haben. — Die Radioaktivität des Fuchsbauer Uranglimmers wurde von HANS GÜNTHER durch experimentelle Versuche nachgewiesen, die genaueren Resultate seiner Ermittlungen werden von ihm späterhin mitgeteilt werden.

Nebenbei sei erwähnt, daß (im allgemeinen gesprochen, nicht mit Beziehung auf den bayerischen Uranglimmer) nach den Ermittlungen von Frau CURIE der Kupferuranglimmer etwa $\frac{2}{3}$, der Kalkuranglimmer etwa $\frac{1}{3}$ der Stärke der radioaktiven Eigenschaften der Pechblende von Johanngeorgenstadt besitzt.

Hinsichtlich der Uranglimmer weist KRUSCH darauf hin, daß Gänge ohne sulfidische Erze mit ausschließlich Uranglimmer nicht als aussichtsreich gelten können. Nach dem genannten Autor erweisen sich hinsichtlich der sogen. primären oder sekundären Teufenunterschiede (vgl. BEYSLAG, KRUSCH und VOGT, Die Lagerstätten der Nutzbar. Min. u. Gest. I, S. 201) die Uranglimmer bald als primäre, bald als sekundäre Erze. Ausschließlich primär ist Uranpecherz. — Radium ist eine Beimengung — eine Verunreinigung gewissermassen, die sich — wie KRUSCH bemerkt — nach unseren heutigen Erfahrungen in relativ größerer Menge nur bei Uranpecherz gefunden hat. Das gleiche Mineral kann sich daher hinsichtlich des Gehaltes an Radium nach den verschiedenen Fundplätzen verschiedenartig verhalten.

2. Über Radioaktivität im allgemeinen.

Dem Radium und seinen Salzen kommt die Fähigkeit zu, eigentümliche Strahlen, die Uran- oder Becquerelstrahlen, auszusenden — eine Strahlung, die in ihrer Gesamtheit eine sehr komplizierte Erscheinung darstellt. Diejenigen Substanzen, welche solche Becquerelstrahlen auszusenden vermögen, werden radioaktiv genannt. Außer diesen komplizierten Strahlungen sendet das Radium ebenso wie das Thor und Aktinium ständig ein Gas aus — die sogen. Emanation. Nebenbei

sei noch der höchst auffälligen Tatsache gedacht, daß in der Emanation Helium auftritt, d. h. Helium, wie man annehmen muß, aus dem Radium entsteht. Jene Emanation wird von Wasser und vielen anderen Körpern absorbiert, wobei diese Substanzen induzierte Radioaktivität erhalten. In den Gesteinen können radioaktive Erze oder Mineralien eingeschlossen sein, dadurch wird erklärt, daß so manches natürliche Wasser Emanation besitzt oder lösliche Radiumverbindungen enthält. Auf den Gehalt an Emanation sucht man neuerdings vorzugsweise die Wirkung zahlreicher Heilquellen zurückzuführen. Man mag dabei wohl häufig zu weit gehen, denn zu den Heilwirkungen kommen noch andere wichtige Momente, beispielsweise sonstige chemische Zusammensetzung und klimatische Lage u. s. w. hinzu. Immerhin aber wird man selbstverständlich den aktiven Wassern volle Aufmerksamkeit zu schenken haben.

Folgende Angaben dürften vielleicht noch allgemeines Interesse beanspruchen. Die Wärmewirkung pro Gramm Radium beträgt 113 Gramm-Kalorien pro Stunde; die Lebensdauer des Radiums, das wegen der Ausstrahlung vergänglicher Natur ist, beträgt 1760 Jahre. Nach anderen Forschern wird die mittlere Lebensdauer des Radiumatoms zu 3700 Jahren angenommen. Alle radioaktiven Elemente unterliegen mit der Zeit einem Atomzerfall. „Wir kennen aber kein Mittel, sagt MARCKWALD (Berichte der Deutsch.-chem. Ges. 41 Nr. 8), den radioaktiven Atomzerfall zu beschleunigen. Besäßen wir ein solches, so würden wir vermutlich imstande sein, auch andere Elemente umzuwandeln. Dabei hätten wir die Bildung von Grundstoffen mit niedrigerem Atomgewicht unter gleichzeitigem Gewinn ungeheurer Energiemengen zu erwarten. Würde die Umwandlung plötzlich erfolgen, so müßte sie von den furchtbarsten Explosionswirkungen begleitet sein; wäre sie hingegen beliebig regulierbar, so würde 1 kg Pechblende genügen, um einen großen Schnell-dampfer über den Atlantischen Ozean zu befördern.“

3. Vorkommen in Sachsen und Vergleichung mit der Ausbildung in Bayern.

Radioaktive Wasser sind in letzter Zeit namentlich zahlreich im Erzgebirge, das auch die Uranerzlagerstätten einschließt, vorgefunden worden. Gleichwohl konnte nachgewiesen werden, daß — was auch SCHIFFNER in seiner Schrift „Radioaktive Wässer in Sachsen 1., Freiberg 1908 betont, — das Auftreten aktiver Wasser nicht ausschließlich oder sogar keineswegs lokal gebunden ist an das Vorhandensein von Uranpecherz oder anderen Uranmineralien. — Für die Ausbringung radiumhaltiger Körper ist nach dem Stand unserer jetzigen Kenntnis immer noch das Uranpecherz das Hauptrohmaterial; für seine Ausbeute kann, wie SCHIFFNER sagt, nach den bisherigen geologischen Forschungen in Deutschland nur das sächsische Erzgebirge in Betracht kommen. SCHIFFNER gibt dann in der zitierten Schrift (S. 56) weiters noch Ausführungen, die hauptsächlich die wirtschaftliche Seite des Gegenstandes betreffen und auf die hier verwiesen sein mag.

Im Originalbericht habe ich einige Punkte daraus besonders erwähnt. Die volkswirtschaftliche Frage hat neuerdings KRUSCH in seinem Aufsatz als Schlußkapitel, betitelt „Über die Höhe der heute möglichen Radiumproduktion“, kurz besprochen. Es wird sich Gelegenheit geben, auf einzelne darin enthaltene wichtigere Äußerungen zurückzukommen.

Zur Vergleichung mit den bayerischen Verhältnissen sollen zunächst noch einige Daten aus Sachsen mitgeteilt werden. Hier, in Sachsen, sind Uranerze und sonstige uranhaltige Mineralien von vielen Orten bekannt. Die Pechblende und ihr Zersetzungsprodukt, das Gummierz, ist allein in neun Revieren oder Gebiets-

teilen mit ca. 30 Fundplätzen nachgewiesen. Eine weite Verbreitung zeigt dann noch der Kalkuranglimmer. Trotzdem wird, so behauptet SCHIFFNER, von mancher Seite die Quantität und der Wert der in Sachsen gewonnenen Uranerze weit überschätzt. Was das übrige Deutschland betrifft, so sind wohl im Schwarzwald (Baden und Württemberg) und im Riesengebirge (Schlesien) vereinzelte Vorkommnisse von Uranmineralien beobachtet worden, diese sind aber sehr gering und nicht abbauwürdig. So bleibt Sachsen der einzige Produzent für Uranerz in Deutschland. Im Jahre 1900 betrug die Förderung an Uranpecherz 14,4324 Doppelzentner (Himmelsfürst bei Freiberg, Vater Abraham zu Marienberg und Schneeberger Kobaltfeld), im Jahre 1905 (Johanngeorgenstadt, Schneeberg und sonstige Gruben) 48,82 Doppelzentner im Werte von 15719 Mk., im Jahre 1907 (Johanngeorgenstadt) 8,53 Doppelzentner im Werte von 600 Mark.

Im Vergleich mit Sachsen besteht schon darin eine große Verschiedenheit als es in Bayern bis jetzt noch nicht geglückt ist, das Haupterz der Uranmineralien, die Pechblende, aufzufinden; es sind nur die oben erwähnten uranhaltigen Mineralien bekannt.

Die Pechblende oder das Uranpecherz (Uraninit) läßt sich als eine Verbindung von Uranoxyd und Uranoxydul bezeichnen: $UO_2 \cdot 2UO_3 = U_3O_8$. Das Mineral kann auch betrachtet werden als ein normales Salz der Säure: UO_4H_2 , nämlich als Urano-Uranat $(UO_4)_2U$; ein kleiner Teil des Urans ist durch Blei ersetzt, man erhält dann die Formel $(UPb_2) 3U_2O_{12}$.

Man begegnet wohl in der Literatur einem Hinweis auf ein bayerisches Vorkommen, nämlich aus dem Urgebirgsterrain des Vorspessart. BESNARD (Die Mineralien Bayerns nach ihren Fundstätten, Augsburg 1856) führt die Pechblende von der Schindkaute nächst Aschaffenburg an. Die späteren Autoren erwähnen aber von dem Vorkommen nichts mehr und es dürfte nicht zweifelhaft sein, daß seinerzeit eine Verwechslung mit einem anderen Mineral stattgefunden hat.

Die Mehrzahl der erzgebirgischen Vorkommnisse von Uranmineralien sowie auch der in diesem Gebirge bekannten Plätze mit größerer Wasseraktivität gehört dem Karlsbad-Eibenstocker Granitgebiet mit weiterer Umgebung an. Einer der bayerischen Fundplätze für Uranverbindungen, der Epprechtstein, liegt nicht gerade sehr beträchtlich weit ab von dem genannten Granitgebiet (etwa 60—80 km); dieses Eibenstocker Granitmassiv zeigt jedoch in seiner Ausbildung als geologischer Körper manche Besonderheiten, die es als ein eigenartiges Gebiet für sich erkennen lassen. Die Uranerze sind in Sachsen hauptsächlich an die Gangformation der Kobalt-Silbererze gebunden. Diese Formation fehlt im Bayerischen ganz. Das Epprechtsteiner Vorkommen läßt sich mit den anderwärts als Topas und Zinnstein führendes Gebirg beschriebenen Gesteinen vergleichen; die Drusenmineralien des Waldsteingranits vom Epprechtstein sind solche Mineralien, die zur Zinnstein-Ganggruppe (BEYSCHLAG, KRUSCH und VOGT, Die Lagerstätten der Nutzb. Min. I S. 414) gehören und auch die Vorkommnisse im Leupoldsdorfer Wald (Fuchsbau) des Zentralstocks vom Fichtelgebirge wird man der gleichen Gruppe zuzuweisen haben. Uranmineralien treten in Sachsen auch in der edlen Bleiformation auf. Zu dieser Gruppe kann füglich das Wölsendorfer Vorkommen in der Oberpfalz gerechnet werden: wir haben hier erzarme, an Gangart reiche Gänge der flußspatführenden Silber-Bleiformation vor uns. Ausgeschlossen wäre es nicht, daß sogar oxydisches Uranerz im Nabburger Flußspat sich noch fände; auch am Epprechtstein, im Fuchsbau oder sonstwo im granitischen Gebiete könnte sich dasselbe möglicherweise in kleinen Partien zeigen: allem Ermessen nach ist aber keine so große Menge zu erwarten, daß auf eine regelmäßige oder ergiebige Ausbeute gerechnet werden könnte.

Die Uranylurane, wohin das Pecherz und seine Verwandten gehören, scheinen, so spricht sich auch von DEM BORNE in seiner Abhandlung: Die radioaktiven

Mineralien, Gesteine und Quellen (Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik, II. Jahrg. 1905, Leipzig 1906) aus, sich fast nur im böhmisch-sächsischen Grenzgebiet des Erzgebirges in so reichlicher Menge gebildet zu haben, daß es zu einer eigentlichen Gangbildung kam; reich sind die Gänge nur in der die Granite umgebenden Schieferhülle, sobald sie, z. B. in Johanngeorgenstadt, in den Granit selbst eintraten, vertaubten sie.“ — Joachimstal liegt im südlichen Teil des Ostrandes vom erzgebirgischen Granitmassiv, die uranerzführenden Gänge, wovon in Bayern kein Analogon bekannt ist, setzen in Glimmerschiefer-artigen Gesteinen durch.

Über die Natur der Gänge von Joachimstal in Böhmen, die das wichtigste Vorkommen aller uranerzführenden Lagerstätten begreifen, gibt Krausch in seinem Vortrag gleichfalls ausführlichen Aufschluß; er nennt diese Gänge: Uranmineralienführende Kobalt-Nickel- und Edelmetallgänge. Einem Kilogramm Joachimstaler Pechblende mit 60% U_3O_8 kommt eine Radioaktivität zu, die 0,333 mg Radiumbromid entspricht.

Manche Einzelheiten mineralogischer Art lassen an den Vorkommnissen vom Epprechtstein sowohl wie beim Flußspat von Wölsendorf, abgesehen vom Auftreten der Uranverbindungen in deutlich erkennbarer Form, die Anwesenheit von radioaktiven Substanzen vermuten. Von der letztgenannten Lokalität schien namentlich die dunkelviolette Varietät des Flußspates, der sogen. Stinkfluß, ein geeignetes Material in dieser Beziehung zu sein. Beim Zerreiben entwickelt die Substanz einen chlorartigen Geruch von, wie wohl als sicher angenommen werden darf, freiem Fluor. Man könnte sich nun vorstellen, daß eine partielle Ionisierung des Calciumfluorids (Spaltung in Calcium-Jonen und freies Fluor) infolge radioaktiver Beeinflussung der in der Mineralmasse fein verteilten Uranpartikelchen vorhanden sei. Diese Annahme hat aber keine Bestätigung durch das Experiment gefunden: nach den unter Leitung von Professor Dr. EBERT im physikalischen Institut der Technischen Hochschule vorgenommenen Untersuchungen erwies sich ein Stück des dunkelvioletten Wölsendorfer Flußspats völlig inaktiv.

Krausch widmet in seiner Darstellung ein besonderes Kapitel den gemeinsamen Merkmalen aller radiumhaltigen Uranerzgänge. Diese — so führt er aus — sind sämtlich an Granitgebiete und hochgradig umgewandelte Schiefer gebunden: Radium und Uran sind sonach saure Elemente. Die Flußspatführung (Cornwaller Zinnerzgänge und Joachimstal) weise auf heißeste Exhalationen hin. Wichtig ist die Vergesellschaftung der Uranerze mit sulfidischen Erzen von Edelmetall, Kupfer, Kobalt und Nickel. Als uranerzverdächtig können solche sulfidische Erzgänge betrachtet werden, die in der Nähe von zinnerzführenden Graniten aufsetzen.

Nach diesen Erörterungen erscheint es daher im Hinblick auf bayerische Vorkommnisse nicht ohne Bedeutung, daß im uranglimmerführenden Gebiet von Leupoldsdorf und in der Umgebung davon Zinnseifen in alter Zeit sich befunden haben, so an der Zinnschütze, Eulenlohe, bei Tröstau und sonst im Landstrich südwestlich von Wunsiedel. Aus den Steinbrüchen am Epprechtstein ist Zinnstein als Drusenmineral (DÜRRFELD l. c. S. 243) bekannt; am Fuße des Berges bestanden früher Zinnerzgruben (ALB. SCHMIDT, Radioaktives aus dem Fichtelgebirge in Zeitschr. f. angewandte Chemie u. Zentrabl. f. techn. Chemie XXI, 1908, S. 2368 und derselbe, Die alten Zinngruben bei Kirchenlamitz im Archiv f. Gesch. u. Altertumsk. v. Oberfranken XVI, 3. Heft 1887; weiters ebendasselbst Bd. XV, Heft 3, 1883).

4. Radiumproduktion im Ausland.

Nach PETRASCHECK (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1908, S. 386) käme außer dem böhmisch-sächsischen Erzgebirge für eine nachhaltende Uranerzproduktion gegenwärtig vielleicht nur noch Gilpin County in Colorado in Frage.

Aus außerdeutschen Ländern sind uns noch folgende Daten bekannt geworden. In Nogent-sur-Marne bei Paris hat ARMET DE LISLE ein industrielles Unternehmen

gegründet, in dem aufgearbeitet werden: Pechblende, Autunit, Pyromorphit und einige andere Mineralien. In England (Der Erzbergbau, V. Jahrg. 5. Heft vom 1. März 1909) hat sich eine British Radium Corporation Limited gebildet zur Gewinnung von Radium und Uran aus der Pechblende der Trenwith-Gruben in Cornwall; es ist Vorsorge getroffen, daß das dort hergestellte Radium in England bleibt und das auf Initiative des Königs gegründete Radium-Institut in erster Linie mit dem hergestellten Produkt bedacht wird. Der Wert eines Milligramms Radium beträgt 20 Pfund Sterling. — Von der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien ist eine Kommission (Zeitschrift f. angew. Chemie 1909, Heft 9, S. 386) ernannt worden, die dafür zu sorgen hat, daß die Rückstände der Uranfabrikation in St. Joachimstal in Böhmen sachgemäß auf die radioaktiven Bestandteile verarbeitet und von bewährten Forschern wissenschaftlich untersucht werden. Über die Verarbeitung liegen bereits einige Mitteilungen vor: aus 10000 kg Rückständen von Uranpecherz, wozu etwa 30000 kg dieses Minerals notwendig waren, konnte man 3 g Radiumchlorid gewinnen.

Vorstehendes, viertes Kapitel kann, da es vor zwei Jahren geschrieben wurde, über die jetzt bestehenden Verhältnisse keinen genügenden Aufschluß mehr gewähren. Zureichende Ergänzungen zu geben, liegt hier nicht in der Absicht: nur ein paar Bemerkungen, hauptsächlich der Darlegung von KRUSCH entnommen, mögen folgen.

Die Gänge von Gilpin County in Nordamerika (Spaltenfüllungen) liegen in einem stark metamorphischen Gebiet, worin man den Übergang von Granit durch Gneis in schieferige Gesteine beobachten kann. In Gesellschaft von silber- und goldhaltigem Schwefelkies mit Feldspat und Quarz als Gangart und von arsen- und selbst tellurhaltigen Mineralien begleitet findet sich daselbst Pechblende vor; doch soll das Uranerzvorkommen nicht zu den reichen Erzen gehören.

Die Zinn- und Kupfererzgänge von Cornwall und Süd-Devon stellen gleichfalls Spaltenfüllungen dar; sie gehören Gebieten von Granit an, der wie der ihn zum Teil bedeckende kontakt-metamorphe Schiefer von Quarzporphyrgängen durchsetzt wird. Die hauptsächlichste Grube ist die Uranium Mine bei Grampound, die im Durchschnitt jährlich 20—30 t liefert. Die Uranerze sind im allgemeinen sehr unregelmäßig verteilt. Trotz des großen Gehaltes an Uran soll die Pechblende nur schwach radioaktiv sein, gleichwie die Pechblende von Norwegen, wo in Evje nördlich von Kristiansand und bei Stavanger dieses Mineral in Pegmatitgängen vorkommt. Andererseits geben Zeitungsnachrichten (Münchener Neueste Nachrichten, 21. Okt., Nr. 493, 1910) kund, daß nach einer Mitteilung des Chemikers WILL. RAMSAY in Limehouse aus der Cornwaller Pechblende nach einem neuen Verfahren monatlich ein halbes Gramm Radium hergestellt werde.

Auch in Portugal (Distrikt von Guarda) hat man neuerdings Uranerze aufgefunden (Berg- und Hüttenmännische Rundschau IV. 1910, Nr. 17, S. 185). Die Pariser Radiumwerke sollen, wie Notizen in Zeitungen (Münchn. N. N. 25. Okt. 1910) besagen, mit Rohmaterial aus Portugal (Autunit) versorgt werden.¹⁾

Viel genannt werden die Kolmlagerstätten Schwedens. Bei Närke und Västergötland werden cambrische Alaunschiefer auf ihre in flachen wenig starken Linsen darin eingebetteten Einschlüsse einer eigenartigen, etwa 0,4 % Uranoxyduloxyd enthaltenden Kohle (Kolm) verarbeitet; für die Ausbeute müssen jedoch sehr große Massen von Schiefer bewältigt werden.

¹⁾ Der portugiesische Autunit wurde in jüngster Zeit von MARCKWALD und RUSSELL („Über den Radiumgehalt einiger Uranerze“) auf seinen Gehalt an Radium und das Verhältnis von diesem zu Uran darin untersucht. Die fünf zur Prüfung gelangten Proben zeigten ganz verschiedene Verhältnisse zwischen Radium und Uran. Setzt man willkürlich das von den genannten Gelehrten ermittelte Verhältnis von Radium zu Uran in der Joachimstaler Pechblende gleich 100, welches Verhältnis auch im javanischen Thorianit und in der afrikanischen Pechblende in der Hauptsache gefunden wurde, so lieferten die Proben die Werte 20,7; 24,9; 38,6; 41,7; 68,0. Im Autunit von Autun konnte das Verhältnis von Radium zu Uran zu 27,7 nachgewiesen werden. Daraus wäre zu schließen, daß der Autunit regelmäßig nur einen Teil der theoretischen Gleichgewichtsmenge an Radium enthalte. Die Autoren nehmen deshalb an, daß das Radium im genannten Mineral einen Auslaugungsprozeß erfahren habe, wofür sie noch andere Ausführungen chemischer Art vorbringen (Berichte d. Deutsch. Chemisch. Ges. 44, Nr. 6, 1911).

Als magmatische Ausscheidung auf Pegmatitgängen kann das Vorkommen von Lunkwengule im Ulugurungebirge, Bezirk Morogoro in Deutsch-Ostafrika gelten. Die Pechblende, die sich wie ihr Verwitterungsprodukt, ein Uranylkarbonat, stark radioaktiv erweist, findet sich daselbst in Kristallen in den Glimmertafeln eingesprengt vor; nähere Ermittlungen über die Ergiebigkeit stehen noch aus. — Über neuerliche Radiumsfunde in Australien s. Chemikerzeitung 1911, S. 931.

Was Joachimstal betrifft, so schätzt Krusch die Maximalproduktion an Pechblende, welche die beiden hauptsächlich in Betracht kommenden Gruben auf längere Zeit zu liefern imstande sind, auf 16—20 t jährlich mit einem Durchschnittsgehalt von 55% U_3O_8 . Die Erze werden zunächst auf radiumfreie Uranfarben verarbeitet, so daß der Radiumgehalt in den Rückständen konzentriert wird. Deren Menge beläuft sich nach der Jahresproduktion auf 6 t, was einer jährlichen Produktion von 1,8 g Radiumsalz höchster Aktivität entspricht. Der Wert dieses Produktes kann auf 720 000 Frcs. angesetzt werden, da 1 g vom Radiumsalz höchster Aktivität zurzeit im Preise von annähernd 400 000 Frcs. steht. Der heutige Radiumpreis ist als ein Zufallswert zu betrachten, der nicht direkt mit dem Marktpreis anderer Metalle verglichen werden kann. Einem solch' hohen Werte stehen höchst geringe Unkosten gegenüber: nur 10 000 Frcs. pro Gramm Radium.

In Paris ist vor einiger Zeit eine Radiumbank gegründet worden, die im Geschäftsjahr 1910 insgesamt 1,92 g Radiumsalz höchster Aktivität zum oben bemerkten Preis pro Gramm verkauft hat. Davon entfallen 254 000 Frcs. auf Frankreich und 514 000 Frcs. auf das Ausland; für 73 000 Frcs. wurden zu industriellen, für 695 000 Frcs. zu Heilzwecken gekauft. Diese Daten sind gleichfalls dem Vortrag von Prof. Dr. KRUSCH entnommen, aus welchem noch folgende Sätze wegen ihrer allgemeineren Bedeutung anzuführen geboten sein wird.

„Nach dem heutigen Stande der Versuche der Radiumherstellung kommen die Quellen und ihre Absätze für die nächste Zeit für eine regelmäßige Produktion nicht in Frage.“

„Von allen Uranerzlagern kann bei einer regelmäßigen Produktion von Rohmaterial nur auf Joachimstal gerechnet werden.“

Am Schlusse seines Kapitels „Über die Höhe der heute möglichen Radiumproduktion“ gibt KRUSCH noch einige Gesichtspunkte für den künftigen Radiummarkt an, welche Punkte hier gleichfalls vorgeführt werden sollen: 1. „Das Radium bzw. Radiumsalz höchster Aktivität unterscheidet sich von den im Handel befindlichen Metallen dadurch, daß es praktisch so gut wie nicht verbraucht wird. Während bei allen übrigen Metallen ein erheblicher Teil der Jahresproduktion verschwindet, haben wir bei dem Radium das eigenartige Verhältnis, daß durch eine regelmäßige Produktion eine regelmäßige Vermehrung der auf der Welt befindlichen Radiummenge stattfindet.“ 2. „Aus dieser Eigenschaft des Radiums hat sich bereits ein Verleihungssystem ausgebildet, d. h. man verleiht eine Radiummenge auf eine gewisse Zeit für eine bestimmte Summe, von der Voraussetzung ausgehend, daß das Objekt nach Ablauf der Verleihungszeit so gut wie unverändert ist. Ein derartiges Verfahren ist aber naturgemäß der Bildung eines Radiummarktes außerordentlich hinderlich.“¹⁾ 3. „Der Radiummarkt ist aufs engste verknüpft mit dem Uranfarbenmarkt. — Ein gesunder Radiummarkt ist nur möglich durch Zusammenschluß aller Bergwerksinteressenten, die bei der Absatzigkeit der Erzmittel ausgedehnte Aufschlußarbeiten treiben und stets für erhebliche Vor-

¹⁾ So liest man gegenwärtig in den Zeitungen (Kölnische Zeitung, Freitag 14. Juli 1911, Nr. 783) als Analogon hierzu, daß ein von der Firma KNÖFLER & Co. nach dem Verfahren von Prof. Dr. OTTO HAHN vor einiger Zeit dargestelltes Präparat von Mesothoriumbromid, das übrigens auch Radiumbromid enthält (bis zu 25%), von der Kgl. Akademie zu Berlin unter gewissen Bedingungen, die in der erwähnten Notiz der Hauptsache nach angegeben sind, zu Forschungszwecken ausgeliehen wird.

„Es ist in letzter Zeit Herrn O. HAHN gelungen, aus Thoriummineralien radioaktive Substanzen, die der Zerfallsreihe des Thoriums angehören, herzustellen, deren Strahlungsintensität, auf gleiche Gewichtsmengen bezogen, der von reinem Radium mindestens gleichkommt, diese aber auch um ein Mehrfaches übertreffen kann. Solche starke Mesothoriumpräparate können aus den bis jetzt als wertlos betrachteten Thoriumrückständen gewonnen werden. — Da Deutschland kein Ausgangsmaterial für Radium besitzt, hingegen der größte Thoriumproduzent der Welt ist, so daß es imstande wäre, jährlich eine Menge Mesothorium zu fabrizieren, die etwa 10 g reinem Radium entspräche, so ist die Auffindung des Verfahrens zur fabrikmäßigen Herstellung des Mesothors und Radiothors für Deutschland von speziellem Interesse.“ (Entnommen dem Aufsätze von Dr. LISE MEITNER: Die radioaktiven Eigenschaften der Thoriumreihe in Naturwissenschaftl. Rundschau, 26. Jahrg. Nr. 28, 13. Juli 1911).

ratsmengen sorgen müssen, also ein bedeutendes Risiko eingehen. Das Bestreben der Interessenten muß zur Verhinderung des Fallens der Uranfarbenpreise darauf gerichtet sein, den Konsum an Uranfarben zu heben. Wünschenswert ist aber außerdem wegen des heutigen geringen Verbrauchs an Radium auch für die Erweiterung des Konsums der Radiumsalze höchster Aktivität zu sorgen.“

5. Sonstige radioaktive Mineralien.

Als ein radioaktives Mineral wird weiter der Pyromorphit (Bleichlorophosphat oder Grünbleierz) bezeichnet. Er ist aus Bayern von Freihung bei Vilseck, von mehreren Plätzen (Altfalter, Weiding, Pretzabruck) der Gegend von Schwarzenfeld in der Nähe jener Flußspatgänge, dann von Hunding bei Lalling und von Arzberg bekannt; wegen der Seltenheit seines Vorkommens ist eine Gewinnung ausgeschlossen. Auch Zinnstein, wenigstens der erzgebirgische, soll radioaktiv sein. Seine Verbreitung in Bayern beschränkt sich auf vereinzelte vom Bergbau längst verlassene Gänge in der Weißenstadter Gegend und bei Hirschberg und auf Seifenablagerungen am Schneeberg sowie sonst im Gebiete der Uranglimmervorkommnisse bei Wunsiedel und Kirchenlamitz (s. S. 196). Endlich wäre noch der Zinnober als radioaktives Mineral zu erwähnen; er kommt im Porphyry, Melaphyr und im Sandstein der Überkohlengebirgsschichten auf den pfälzischen Quecksilberlagerstätten vor: leider nicht mehr reichlich genug, sonst müßte er in erster Linie zur Ausbringung von Quecksilber dienen.¹⁾ Unberücksichtigt können die in winzigen Körnern im Urgebirgsgestein eingeschlossenen radioaktiven Mineralien Xenotim und Monazit (Selb, Reuth bei Ge-frees, Glattbach und Gailbach im Spessart) bleiben, ebenso auch der mehr verbreitete Orthit (Orthitgneise der Aschaffener Gegend), der wohl nur dann deutlichere Aktivität zeigen dürfte, wenn ihm ein gewisser Gehalt an Thor eigen. — In allergeringsten Mengen scheint übrigens das Radium in verschiedenen, nicht gerade seltenen Mineralien, vielleicht auch nur in gewissen Verbreitungsbezirken derselben, enthalten zu sein. So enthält nach den neuesten Untersuchungen STRUTTS (Proc. of the Roy. Soc. of London, Ser. A, Bd. LXXX, 1908, p. 572) Baryt, Graphit und Eisenglanz aus Cumberland ganz minimale Beimengungen von Radium. Ein solcher Gehalt mag jedoch immerhin nicht ganz belanglos sein für die Allgemeinheit, denn Wasser, die Gesteine mit radiumhaltigen oder überhaupt aktiven Mineralien durchziehen, könnten daraus ihren Emanationsgehalt oder ihre Beimengung an gelösten aktiven Salzen bekommen. Insoferne mögen vielleicht der genannte Orthit, dann aber namentlich die in kleinsten Kriställchen in den Gesteinen äußerst verbreiteten Mineralien Apatit und Zirkon, die wahrscheinlich auch als Träger von Aktivität gelten können, keine so ganz unbedeutende Rolle spielen in Bezug auf die Ursache der Aktivität von Quellen.

Reiner Zirkon ist nicht radioaktiv; durch seine Beimengungen (wohl meist thoritartiger Natur) kommt ihm gewöhnlich ein ganz minimaler Gehalt von radioaktiver Substanz von wenigen Millionstel Prozent zu.

6. Radioaktivität der Luft und der Gesteine.

Das bisherige bezog sich vor allem auf Mineralien. Es gibt aber auch eine Radioaktivität der Atmosphäre, der Gesteine, und, wie bekannt, der Quellen.

Bei Messungen, die Prof. Dr. EBERT an der Luft auf einer Waldwiese nächst der Nößlinger Mühle bei Viechtach vorgenommen hat, ergaben sich Resultate,

¹⁾ Über die frühere Ausbeute an einzelnen Stellen siehe die Notizen über den alten Quecksilberbergbau am Potzberg in den Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (1910), S. 72—75 und S. 226 (Königsberg).

welche auf rein lokale Ursachen hinweisen, es kämen dabei wohl in erster Linie Bodenemanationen in Betracht. Vom geologischen Standpunkt aus betrachtet, würde eine solche Annahme keinem Hindernisse begegnen, denn die Stelle liegt im granitischen Territorium und den Granitgebieten gehören hauptsächlich die Mineralsubstanzen an, von denen radioaktive Erscheinungen ausgehen.

Instruktive Untersuchungen liegen im allgemeinen über den Emanationsgehalt der Bodenluft vor, wobei sich eine Abhängigkeit von der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins gezeigt hat (s. VON DEM BORNE: Untersuchungen über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren, Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 56). Diese Untersuchungen erstreckten sich aber nicht auf Gebietsteile, die in Bayern liegen.

Ebenso sind unter den ausgedehnten Ermittlungen über die Radioaktivität der Gesteine unseres Wissens noch keine Nachweise für bayerische Vorkommnisse gegeben.¹⁾ Im Gegensatz nämlich zu der intensiven Mineralaktivität, deren Träger die oben bezeichneten, meist ziemlich verbreiteten, aber nirgends häufigen Mineralien sind, steht die schwache, universell verbreitete Gesteinsaktivität, die, wie man glaubt, mehr oder minder allen uns zugänglichen Bestandteilen des Erdballs anhaftet. Man meint (s. VON DEM BORNE²⁾ S. 100) jetzt darüber folgendes sagen zu können: Gesunde, d. h. unverwitterte Gesteine des Erdinnern sind inaktiv, die Derivate vulkanischer Gesteine scheinen vielfach stärker aktiv zu sein, als diejenigen von sedimentärem Ursprung und weiters sind alle tonhaltigen Verwitterungsgesteine der Erdoberfläche deutlich radioaktiv. — Granite haben beispielsweise einen Radiumgehalt von 4,1 Billionstel Gramm auf das Gramm Gesteinsmasse.

Weiß man den Gehalt an Radium, dann ist damit auch der von Uran in den Gesteinen sowie in den Mineralien, die keine Uranverbindungen selbst sind, gegeben, denn Uran wie Radium kommen gemeinsam und in bestimmten Mengenverhältnissen zueinander vor. Der Gehalt an Radium wurde beispielsweise in einem Cornwaller Granit zu 281 Billionstel Gramm in 100 Gramm Gesteinssubstanz gefunden, dem entspricht eine Uranoxydmenge von 870 Millionstel Gramm. Das Uran zeigt sich direkt mit dem Radium verknüpft durch das Jonium, da das Radium aus dem Jonium und dieses wieder aus dem Uran hervorgeht. Das Radium zerfällt gegenwärtig auf der Erde; es wird ersetzt durch eine dauernde aktive Substanz und diese ist das Uran (JOLY Uran und Geologie, Naturwissenschaftl. Rundschau, 24. Dezember 1908).

Eine relativ starke Aktivität ist an den Erzgebirgsgraniten beobachtet worden. Damit lenkt sich der Blick für uns auf die Granite des Fichtelgebirges und weiters, worüber unten noch gesprochen werden soll, auf die ausgedehnten granitischen Massen im Bayerischen Wald. Wenn auch die Aktivität der Gesteine gering ist und an und für sich keine besondere praktische Bedeutung haben dürfte, so steht damit doch wohl ein aktiver Zustand oder die Emanation der Quellwasser der betreffenden Gebiete in Zusammenhang und diese Verhältnisse dürften wiederum allgemeineres Interesse beanspruchen.

7. Quellen.

Während das Meerwasser vollständig inaktiv zu sein scheint, sind, wie von HIMSTEDT nachgewiesen wurde, Wasser, die aus dem Erdinnern dringen, bei ihrem Austritt „mehr oder weniger mit Emanation gesättigt“ (VON DEM BORNE,²⁾ S. 103).

¹⁾ Wenigstens fehlen darüber Angaben in der Literatur. Herr Reallehrer H. GÜNTHER in Kulmbach hat mir jedoch mitgeteilt, daß er einige Gesteinsarten aus dem Fichtelgebirge bereits untersucht habe. Im Epprechtsteiner Granit konnte er Radioaktivität deutlich nachweisen. Einschlägiges darüber gedenkt er später selbst zu veröffentlichen.

²⁾ Zitiert auf S. 195/6.

„Untersuchungen des Erdbodens zeigten, daß dieser durchgängig spurenweise und zwar dauernd radioaktiv ist. Die Quellwasser führen die in den Poren des Bodens angesammelte Emanation mit sich und geben sie dem HENRY-DALTON'schen Gesetze gemäß an die Luft ab. Noch reichlicher nimmt Erdöl die Emanation auf. Viele Quellwasser, die aus großen Tiefen kommen, sind besonders reich an Radium-Emanation. Deshalb sind viele Thermal- und andere Heilquellen sehr gründlich hinsichtlich ihres Gehalts an radioaktiven Stoffen untersucht worden. — Obwohl sicherlich die Radioaktivität vieler Heilquellen für deren therapeutischen Wert bedeutungslos ist, so scheint doch in gewissen Fällen ihre spezifische Wirkung auf dem Emanationsgehalt zu beruhen. Ist es doch bekannt, daß die Gasteiner Thermen fast frei von gelösten Salzen sind. An Emanationsgehalt aber übertreffen sie fast alle bekannten Quellwasser.“ Soweit läßt sich MARCKWALD vernehmen. (Die Radioaktivität, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 41, Nr. 8, 1908, S. 1557.) Die Einwirkung aktiver oder mit Emanation versehener Wasser auf den Körper wird man nicht unterschätzen dürfen, näheres darüber findet man in der Abhandlung NAGEL-SCHMIDT und KOHLRAUSCH, Die physiologischen Grundlagen der Radiumemanationstherapie, Biochemische Zeitschr. 1908, Bd. 15, vor. Die erhöhte Heilkraft eines Wassers am Quell- und Badeort gegenüber der Wirkung seines auswärtigen Gebrauches schreibt man der Radioaktivität, die am Ursprungsort am ungeschwächtesten sich zeigt, zu. Radiumemanation ist in allen daraufhin untersuchten Heilquellen nachgewiesen worden, auch kommt eine solche, wie schon erwähnt, allen Quellwassern zu: eine schwache Radioaktivität ist, wie KRUSCH sagt, fast in allen Wasserleitungswässern vorhanden; einige Quellen enthalten außerdem radioaktive oder überhaupt aktive Substanzen selbst, so Radium, Thor, Aktinium. Ein Zusammenhang der Größe des Emanationsgehaltes der Quelle mit dem geologischen Aufbau des betreffenden Quellgebietes läßt sich für die meisten Orte, wie SOMMER wohl mit Recht glaubt (Emanation und Emanationstherapie, München 1908, S. 57), vermuten. Die meisten radioaktiven Quellen, sagt der Ebengenannte, scheinen aus granitischem Gestein zu entspringen. Als die stärkste aktive Therme galt bislang die schon von den alten Römern benutzte Quelle von Lacco Ameno auf Ischia, sie entspringt jedoch dem trachytischen Tuff eines Vulkangebietes; Baden-Baden gehört dem Granit, Gastein dem mit Granit verwandten Gneis an. Die allerstärksten Quellen schienen bis jetzt die Joachimstaler, worauf weiter unten zurückzukommen sein wird, zu sein. Ganz neuerdings fand man im Wasser vom Brambacher Sprudel im sächsischen Vogtland einen noch höheren Gehalt an Radioaktivität auf.¹⁾ Diese neuerbohrte Quelle liegt am Granitrande der nordöstlichen Ausläufer des Fichtelgebirges. In Bayern befindet sich die bis jetzt bekannte stärkste radioaktive Quelle (Heilstätte bei Bischofsgrün) im Gebiete des aus Granit bestehenden Zentralstocks des Fichtelgebirges und zwar am Nordabhang desselben.²⁾ Im allgemeinen kann man

¹⁾ FRESENIUS und CZAPSKI, Über die neue radioaktive Mineralquelle zu Brambach i. V. (Chemikerzeitung 35, vom 4. Juli 1911). Die den ausgeschüttelten radioaktiven Emanationen entsprechende Sättigungsstromstärke wurde zu 2270 Mache-Einheiten gefunden. Für die Wernerlaufquelle von Joachimstal werden 600 Mache-Einheiten angegeben. Nach einer Notiz in der Kölnischen Zeitung (14. Juli 1911, Nr. 2783) weisen zahlreiche Wasser der Brambacher Gegend eine Emanation von über 100 bis 300 Mache-Einheiten auf, während sonst die meisten Heilquellen eine Emanation von nur 20 bis 120 besitzen. — Die Entfernung von Brambach bis zur bayerischen Grenze beträgt in der Luftlinie $8\frac{1}{2}$ km.

²⁾ Ganz neuerdings ist in einem dünnen Wasserstreifen am Uranglimmerfundplatz im Granitgebiet der Platte eine Aktivität konstatiert worden, die sich nahezu mit der der Quelle am Lacco Ameno vergleichen kann.

Platte = Fuchsbein vgl. S. 192

daher sagen, die vulkanischen Gesteine, bei uns in Deutschland mit den Nachbarländern vorzugsweise die alteruptiven Gesteine von granitischem Typus sind diejenigen Gesteinsbildungen, in deren Bereich die stärksten Quellenaktivitäten auftreten. Hinsichtlich Bayerns ist wohl im Bereiche der Fichtelgebirgischen Masse und der alten Bildungen im Frankenwalde eine Reihe von Messungen an Quellwassern vorgenommen worden, aber für die granitischen Gebiete des Bayerischen Waldes liegen unseres Wissens noch keine näheren Beobachtungen nach dieser Richtung vor. Im Österreichischen sind neuerdings, was kurz erwähnt sein mag, im südböhmischen Hauptgranitstock bei Tannbach und Guttau im Mühlviertel, etwa 60 km von der Grenze zum Bayerischen Wald entfernt, einige Quellen, die zum Teil schon als Mineralquellen bekannt waren, sehr kräftig radioaktiv befunden worden. — Nächst dem Granit käme der Porphyry in Betracht; einem solchen Gestein oder in der Nachbarschaft davon entfließen die auch ziemlich stark radioaktiven Quellen von Kreuznach und Münster a. Stein in der Rheinprovinz, welche Plätze hart an der pfälzischen Grenze gelegen sind.

Einige der wichtigeren Quellwasser aus dem Fichtelgebirge sollen weiter unten noch besprochen werden. Was die eigentlichen Mineralquellen betrifft, so liegen aus Bayern in der Literatur doch schon über eine ganze Reihe von Mineralwassern die Untersuchungsergebnisse vor. Die ersten einschlägigen Beobachtungen wurden an den Quellen von Dürkheim, Steben und Bad Kissingen angestellt. „Über die Radioaktivität der Maxquelle in Bad Dürkheim a. d. Haardt“ gibt eine ausführliche Abhandlung von EBLER Aufschluß (Verhandlungen des naturhistor. Vereins zu Heidelberg, Neue Folge, 9. Bd. 1908). „Die Radioaktivität der Stebener Stahlquellen“, die lediglich radioaktive Emanation, aber kein radioaktives Salz enthalten, behandelt Dr. HAMMER (Münchener mediz. Wochenschrift Nr. 8, 1907); dieser Aufsatz schließt mit den Worten: „Die Stebener Stahlquellen gehören demnach nicht nur ihres Eisen- und Kohlensäuregehaltes wegen, sondern auch wegen ihrer hohen Radioaktivität zu den stärksten bisher bekannten Stahlsäuerlingen.“ Über die Radioaktivität der Kissinger Quellen teilt FEL. JENTZSCH (Physikal. Zeitschrift 8. Jahrg. 1907) Einschlägiges mit; der größte Teil der vorhandenen Aktivität wird nach ihm der Anwesenheit von im Wasser gelösten, selbst emanierenden Salzen, die Thorium oder das die Thor-Aktivität hervorbringende Element enthalten, zuzuschreiben sein, ein Teil könnte wohl auch vom Radium herrühren, Schönborn und Solesprudel zeigen dagegen Aktivitäten, die sich der des Radiums direkt anschließen.

Es wird geboten sein, nochmals auf die Dürkheimer Quelle zurückzukommen. Im Wasser der Maxquelle (warmer erdmuriatischer Kochsalzsäuerling), in dessen Rückständen vor mehreren Jahrzehnten zwei neue Elemente (Rubidium und Caesium) entdeckt wurden, sind primär radioaktive Salze gelöst, die sich im Sediment anreichern. Dasselbe enthält daher eine stark radioaktive Substanz und besitzt außerdem auch einen hohen Arsengehalt. Die Maxquelle ist die zweitstärkste Mineralquelle an Arsengehalt (0,0174 g in 1 Liter). Die von der Maxquelle gelieferten Sedimentmengen sind größer als bei irgend einer anderen bis jetzt untersuchten radioaktiven Quelle (EBLER l. c. S. 97). Unter der Annahme, daß die in der Dürkheimer Mutterlauge in erheblichem Maße angereicherte radioaktive Substanz Radium sei, wäre nach EBLER (l. c. S. 113) in ungefähr 34 Litern Mutterlauge die gleiche Menge Radium enthalten wie in 1 g Uranpecherzrückständen. Die radioaktive Substanz glaubt der Genannte einem bis jetzt unbekanntem Alkali-Metall zuzuschreiben, das das erste Glied der Radium-Thorium-Uranium-Reihe des

periodischen Systems der Elemente bilde; dieses Element wäre das elektro-positivste. Man vergleiche jedoch hierzu den Aufsatz von M. LEVIN „Über die Radioaktivität der Quellen von Bad Dürkheim a. d. Haardt“ (Physikal. Zeitschrift, 11. Jahrg. 1911, S. 322). Jedenfalls erscheint die hohe Aktivität von Sediment und Mutterlauge sehr beachtenswert. Es darf dabei wohl der Ausnützung des Radiumgehaltes der Kreuznacher Wasser und ihres Schlammes gedacht werden, woraus man sogar 30prozentige Salze herstellt. Freilich zeigen die Kreuznacher Quellen eine weit höhere Aktivität, wie aus der Zahl der Mache-Einheiten hervorgeht, als das Wasser der Maxquelle. Was das Sediment der Maxquelle betrifft, so sagt EBLER (l. c. S. 111): „Obwohl die Maxquelle sehr viel Sediment liefert, ist es doch schwierig, ohne Störung des Dürkheimer Gradierbetriebes größere Mengen reines Maxquellensediments zu erhalten.“ Ob und in wie weit daher gegebenenfalls beim Dürkheimer Wasser eine dem Kreuznacher ähnliche Verwendung möglich wäre, muß der Erörterung von Sachverständigen auf physikalisch-chemischem Gebiete überlassen bleiben. Von geologischer Seite aus kann man weiters sagen, daß keinerlei Anzeichen in der Gegend gegeben sind, um andernorts im Gebiete mit aller Sicherheit auf ein dem Dürkheimer Wasser der Maxquelle in der Beschaffenheit völlig entsprechendes Wasser zu stoßen.

Seitdem dies niedergeschrieben wurde, ist eine neue Arbeit von EBLER erschienen, betitelt „Die chemischen Verhältnisse der Maxquelle zu Bad Dürkheim a. d. Haardt“ (Bericht zur 43. Versammlung des Oberrheinisch. Geol. Vereins zu Bad Dürkheim am 29. März 1910). In dieser Abhandlung werden ganz genaue Analysen des Wassers mitgeteilt und die bisherigen Ergebnisse über die Radioaktivität bekannt gegeben. — Was diese Untersuchungen — „also die Entscheidung der Frage, in welcher Weise sowohl qualitativ als quantitativ die bis jetzt bekannten 29 radioaktiven Elemente in den Quellbestandteilen vergesellschaftet sind“ — anlangt, so sind die Versuche noch im vollen Gang. Aus dem seither Ermittelten möge folgendes angeführt werden:

„Sowohl das Quellwasser als auch das aus der Quelle sich kontinuierlich entwickelnde Quellgas (mit dem jeweiligen Luftdruck etwas schwankend in einer Stunde ca. 30 Liter Gas, das im wesentlichen aus CO_2 besteht) als auch die sich reichlich bildenden Quellsedimente enthalten radioaktive Stoffe. — Das Quellwasser in einer solchen Menge, daß die in 1 Liter Maxquellenwasser enthaltenen Emanationen einen Sättigungsstrom von $2,4 \times 10^{-3}$ E.S.E. (= elektrostatische Stromstärke-Einheiten) zu unterhalten vermögen. Die radioaktiven Substanzen im Quellgas (wobei es sich natürlich nur um Emanationen handelt) vermögen pro Liter Quellgas einen Sättigungsstrom von $7,7 \times 10^{-3}$ E.S.E. zu unterhalten. — Die Quelle enthält nicht nur die verhältnismäßig kurzlebigen radioaktiven Emanationen, sondern auch solide, dauernd radioaktive Substanzen, die nach dem Entfernen oder Zerfallen der Emanationen im Wasser gelöst sind und zwar in einer Menge, daß sie pro 1 Liter Quellwasser einen Sättigungsstrom von $0,27 \times 10^{-3}$ E.S.E. zu unterhalten vermögen. — Quellsedimente und Mutterlauge enthalten nicht unbeträchtliche Mengen radioaktiver Substanzen und infolge der Anreicherung treten Stoffe zutage, die sich im ursprünglichen Quellwasser nicht direkt zu erkennen geben. — Die nähere chemische Untersuchung der Quellsedimente hat nun bis jetzt gezeigt, daß ein erheblicher Teil der Aktivität der Sedimente auf einem Gehalt an Radioblei beruht. Dabei sind unter Radioblei aktive Produkte zu verstehen, die sich chemisch-analytisch mit dem Blei abscheiden, als primären aktiven Bestandteil das Radium D und als strahlende Bestandteile das Radium E₂ und Radium F (Polonium) enthalten.“

Über die geologischen Verhältnisse des Dürkheimer Quellgebietes geben einige neuere Arbeiten vom Kgl. Landesgeologen Dr. REIS näheren Aufschluß, insbesondere die Aufsätze: „Geologische Orientierung über die Maxquelle“ mit Profilskizze durch den Maxbrunnen und „Geologischer Spaziergang von Dürkheim nach der Limburg und zurück nach Seebach“ mit geologischer Karte (1 : 25 000) der Gegend von Dürkheim und Leistadt, enthalten in den Berichten über die 43. Versammlung des Oberrheinischen Vereins zu Bad Dürkheim, II. Teil, 1910, sowie „Zur geologischen Orientierung über die Maxquelle“ in der Nachlese zu den Exkursionsberichten der Bad Dürkheimer Tagung (Jahresbericht und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge Bd. 1, Heft 2, 1911). — Das Quellenterrain liegt hauptsächlich im Buntsandstein (zum Teil auch im Tertiär) und zwar im Gebiet der nach dem Rheintalgraben zu geneigten ausgebleichten Randschollen an einem Kreuzungs-

punkt zweier Störungszüge (mit hercynischer und mit Nord-Südrichtung) und in der Nähe eines Basaltdurchbruchs. Die Bohrung der Maxquelle ist im oberen Hauptbuntsandstein angesetzt, dessen Schichten mit 25° nach Osten und Südosten einfallen; der Buntsandstein wurde bis zur Tiefe von 260 m durchsunken. Von 56 m an beginnen die Solezuflüsse, eine besonders starke Zuströmung läßt sich bei 203 m erkennen. Im untersten Teil des Buntsandsteinkomplexes sind die Schichten viel von Spalten mit Tonausfüllungen durchzogen, aus welcher Region keine Solezuflüsse mehr bekannt sind; dagegen ist ein salzfreier Säuerling mit Gasquelle bei 291 m angetroffen worden. Von 261 m ab setzt das Rotliegende ein, bei etwa 290 m hatte die Bohrung den Grauwackenschiefer, mit oder über dem zugleich auch melaphyrische Gesteine vorkommen, erreicht. In der Tiefe ruht wahrscheinlich granitisches Grundgebirge. Von diesem aus, das als der Herd der seltenen Elemente anzusehen ist, müssen sich noch Einflüsse auf das Mineralwasser geltend machen, so daß wir also hierfür juvenile Stoffe in Anspruch nehmen dürfen, zweifellos ist aber dasselbe durch die Zuzüge in den obersten Schichtenregionen stark vados gemischt.

Wie hoch sich die Stärke der Aktivität bei den bayerischen Mineralwassern, von denen Ermittlungen vorliegen, beläuft, möge aus der nachstehenden Zusammenstellung ersehen werden. Dieselbe wird freilich nicht auf Vollständigkeit Anspruch machen können, da es mir in letzter Zeit nicht mehr möglich war, eingehendere Erkundigungen einzuziehen und manche Angaben wohl nur in Gelegenheitsschriften niedergelegt sind, ohne Eingang in die allgemeine Literatur gefunden zu haben. Die Ziffern in der folgenden Zusammenstellung geben die Stärke in sogen. Mache-Einheiten. Die Wasseraktivität bedeutet die Stärke desjenigen Sättigungsstromes, den die in einem Liter Wasser gelöste Emanation hervorruft und zwar gemessen in $\frac{1}{1000}$ elektrostatischen Einheiten (E.S.E.). Eine Mache-Einheit ist dann das Tausendfache der Stärke dieses von einem Liter aktiven Wassers erzeugten elektrischen Stromes.

Bad Steben, Tempelquelle	142,77	Mache-Einheiten
Bad Sodenthal, Echterquelle	22,30	oder
Alexandersbad, Luisenquelle	22,05	E.S.E. $\times 10^3$
„ „ Ludwigsquelle	18,46	
Bad Steben, Wiesenquelle	15,50	
Kondrau, Prinz Ludwigquelle	9,28	
Bad Sodenthal, Rochusquelle	8,70	
Langenau, Max-Marienquelle	8,36	
Bad Kissingen, Maxquelle	4,33	
König Ottobad bei Wiesau, Ottoquelle	4,28	
Bad Kissingen, Rakoczy	2,85	
„ „ Pandur	2,60	
Bad Dürkheim, Maxquelle	2,40	
Bad Sodenthal, Parkquelle	2,10	
Bad Tölz, Karlsquelle	1,60	
„ „ Maximiliansquelle	1,60	
König Ottobad, Sprudel	1,39	
Bad Tölz, Jodtrinkquelle	1,20	
„ „ Marienquelle	1,15	
„ „ Annaquelle	0,80	
Bad Reichenhall, Kaiser Karlquelle	0,31	
Bad Kissingen, Solsprudel	0,05	
„ „ Schönborn	0,02	

Die stärkste radioaktive Mineralquelle in Bayern ist sonach die Tempelquelle in Steben, die wie die übrigen hier aufgeführten oberfränkischen Heilquellen

(Alexandersbad, Langenau) samt den Wiesauer Quellen in der Oberpfalz zu den Eisenquellen gehört: das Langenauer Wasser ist ein erdiger Eisensäuerling, die anderen können als reine Eisenquellen bezeichnet werden. Die Kondrauer Quelle bei Waldsassen (Oberpfalz) ist ein alkalischer Sauerbrunnen. Die Wasser in Reichenhall, Kissingen, Dürkheim und Sodenthal sind Kochsalzquellen, während die einfachen kalten Quellen von Tölz einen Jodgehalt aufweisen.

Die Emanation der Tempelquelle wird sogar neuerdings zu 147,47 M.E. angegeben, während ältere Messungen (l. c.) nur 125 M.E. fanden. Für die Wiesenquelle ergaben neuere Beobachtungen die Stärke von 13,79 M.E. Betreffs des Wassers von Langenau haben spätere Bestimmungen einen geringeren Gehalt als den oben bemerkten ermittelt. Die Werte der Tölzer und Reichenhaller Quellen (nach BENDER und HOBEIN) sind der Schrift SOMMER „Über die Radioaktivitätsverhältnisse der natürlichen Heilquellen des deutschen Sprachgebietes“ entnommen; für die Reichenhaller Kaiser Karlquelle gibt v. HEINLETH (Zeitschr. f. Balneologie II, 1910, S. 646) eine etwas höhere Ziffer (0,43 M.E.) an. — Zeitungsnofizen zufolge wurde auch in den Quellen des Wildbades Haßfurt Radioaktivität nachgewiesen.

Weiters ist das alkalisch-sulfidische Jodwasser (erbohrt in einer Tiefe von 676 m) von Wiessee am Tegernsee nach der Untersuchung von Dr. KURZ als radioaktiv befunden worden, welche Therme (23° C.) sich durch hohen Schwefel- und Jodgehalt auszeichnet; dieser, der Jodgehalt, wurde zuerst bei Gelegenheit einer dienstlichen Untersuchung im Laboratorium der Geognostischen Abteilung konstatiert.

Was die geologische Lage der Mineralquellen betrifft, so können hier nur noch für einen Teil derselben ein paar kurze Bemerkungen darüber, des beschränkten Raumes halber, eingeflochten werden. Die Stebener Quellen entspringen dem Diabas, einem Grünstein (Melaphyr) gehört vielleicht ein Teil der Zuzüge der Dürkheimer Quelle an. Es dürfte aber auch für diese der tiefere, granitische Untergrund in Betracht kommen. Sodenthal liegt im Spessarter Buntsandsteingebiet, es streicht jedoch oberhalb des Quellgebietes der Granit auf eine kurze Strecke im Tale aus. Die Kissinger Quellen treten aus Buntsandstein aus, stehen aber mit den salzföhrnden Ablagerungen des Zechsteins und wahrscheinlich auch mit den basaltischen Eruptivgebilden der Rhön in Zusammenhang.

Über Quellwasser aus dem Fichtelgebirge gingen uns bis zu Beginn des Jahres 1909 folgende Angaben zu:

Weißmainquelle auf dem Ochsenkopf	22,81	Mache-Einheiten
Sauerbrunnen im Fichtelmoor bei Fichtelberg ca. 20	„	„
Quelle auf dem Weißenstein bei Stammbach	2,6	„
Saalequelle am Waldsteinzug	1,89	„

Die betreffenden Untersuchungen sind vom Kgl. Reallehrer HANS GÜNTHER in Kulmbach, welchem wir auch einige der obigen Bestimmungen über die radioaktiven Mineralwasser verdanken, ausgeführt worden; es sind noch Kontrollmessungen beabsichtigt, daher die Ergebnisse vielleicht noch kleine Berichtigungen erfahren dürften. Herr GÜNTHER hat nun in letzter Zeit seine Untersuchungen noch weiter fortgesetzt und beabsichtigt, das umfangreiche Material seiner Beobachtungen in einer besonderen Schrift demnächst niederzulegen. Es möge daher im voraus auf diese in Aussicht stehende Veröffentlichung verwiesen sein. Außer von zahlreichen anderen Quellen wird darin die Aktivität folgender Quellwasser besprochen werden:

Sauerbrunnen bei Warmensteinach,
Ludwigsquelle bei Grassemann,
Fürstenbrunnen am Ochsenkopf,
Weißmainquelle am Ochsenkopf,
Fichtelnaabquelle am Ochsenkopf,

Lamitzbrunnen am Waldstein,
 Egerquelle,
 Quelle am Rudolphstein,
 Ringelbrunnen am Kornberg,
 Brunnen auf der Kösseine,
 Quelle auf der Luisenburg.

Nur vereinzelte dieser Wasser besitzen eine Stärke unter 20 Mache-Einheiten, bei mehreren gehen die Ziffern über 30 oder sogar 40 hinauf.

Der nicht gar zu geringe Gehalt an Radioaktivität (Emanation) der oberfränkischen Gebirgswasser scheint in manchen Kreisen Anregung zu eventueller Ausnützung gegeben zu haben. So war in der letzten Zeit in den Tageszeitungen wiederholt auf die radioaktiven Wasser des Fichtelgebirges hingewiesen. Selbstverständlich könnte dabei nur etwa eine therapeutische Wirkung der Wasser in Frage kommen.

Einer Quelle, mit deren Untersuchung sich gleichfalls der genannte Chemiker H. GÜNTHER beschäftigte, muß der Vollständigkeit halber, noch besonders Erwähnung getan werden. Das ist das Wasser im Reservoir der

Heilstätte Bischofsgrün am Schneeberg . . . 149,16 Mache-Einheiten.

Nach GÜNTHERS Ermittlungen ist dies das stärkste aller bisher untersuchten Quellwasser in Bayern; es übertrifft um ein Geringes auch das Wasser der Stebener Tempelquelle. Das Bischofsgrüner Sanatorium (für Lungenkranke), der Oberfränkischen Versicherungsanstalt in Bayreuth gehörig, ist auf Granit gelegen, es befindet sich, gleichwie Brambach, am Nordabfall des Hauptgebirgsguges.

Die Quellen treten ein paar hundert Schritte östlich vom Reservoir aus dem Granit aus. In der Nähe, nördlich von der Heilanstalt, zieht sich die Grenze zu den kristallinischen Schiefen durch, die sich hier stark metamorphisiert (Fleckenglimmerschiefer) zeigen.

Einen ausreichenden Überblick über die Aktivität der fichtelgebirgischen Gebirgswasser wird man erst nach Veröffentlichung der Arbeit von HANS GÜNTHER erhalten können. Noch in jüngster Zeit sind von ihm wiederum neue Ermittlungen geschehen, die die Verbreitung von Wassern mit nicht unbedeutender Radioaktivität im Gebiete weiter dartun. Ein bei der Uranglimmer-Fundstätte an der Platte dem Granit entquellendes Wässerchen zeigte sogar eine Aktivität halb so stark wie die Wernerlaufquelle von Joachimstal: wegen der geringen Wasserquantität und weil durch die Fortsetzung der Steinbruchsarbeiten die Wasserader leicht eine Veränderung erleiden kann, wird diese vorerst wohl weniger die Aufmerksamkeit verdienen.

Die oben genannte Weißmainquelle (Ochsenkopf) gehört dem Granit an, der Weißenstein dem Gneis, Saalequelle und die Mineralquelle in Alexandersbad entspringen dem Phyllit in der Nachbarschaft größerer Granitmassen. Die Mehrzahl der übrigen aufgeführten einfachen Quellwasser fällt ebenfalls dem Granit zu.

Zum Vergleiche mögen noch die Werte einiger auswärtiger Mineral- und sonstiger Quellwasser sowie einiger aktiver Stollenwasser aus dem Erzgebirge, geordnet nach dem Grade ihrer Stärke, beigesetzt werden.

Brambach, Sprudel	2270,0 Mache-Einh.
Joachimstal, Wernerlaufquelle	600
Lacco Ameno auf Ischia (altrömische Quelle)	372,2
Joachimstal, zweiter Wernerlauf am Schweizergang, ärarialisches Bergwerk	185
Bad Gastein, Grabenbäckerquelle	150
Baden-Baden, Büttquelle	125
Himmelfahrtsstollen, Georgental im Erzgebirge	58,8

Aix-les-Bains, Alaunquelle	56	Mache-Einh.
Bad Froy, Villnößtal, Südtirol, Magenquelle	51	
Karlsbad, Eisenquelle	47,5	
Karlsbad, Mühlbrunnen, vorderer	31,5	
Bad Kreuznach, Gradierhausquelle	27,6	
Bad Nauheim, Kurbrunnen	25,4	
Baden-Baden, Murquelle	24	
Bad Münster a. St., Hauptbrunnen	23,4	
Schloß Tannbach, Oberösterreich, Heilquelle	20,2	
Bad Bründl bei St. Oswald, Oberösterreich	17,5	
Kefermarkt, Oberösterreich, Dorfbrunnen	14	
Wiesbaden, Dr. Kurzquelle	11,95	
Bad Kreuznach, Hauptbäderquelle	11,8	
Wasserlauf bei Mühlleiten (Eibenstocker Revier)	10	
Contrexéville, Pavillon	10	
Bad Mergentheim, Karlsquelle	7,10	
Marienbad, Kreuzbrunnen	4,26	
Wildbad im Schwarzwald	1,85	
Wiesbaden, Kochbrunnen	1,23	
Franzensbad, Franzensquelle	0,82	
Ragaz-Pfäfers, Alte Quelle	0,76	
Karlsbad, Sprudel	0,4	
Kösen, Solquelle	0,24	
Rheinfelden, Sole	0,02	

Die radioaktiven Eigenschaften einiger Solquellen Nord- und Mitteldeutschlands finden in der gleichnamigen Inaugural-Dissertation (Halle 1909) von H. WIEPRECHT einen sorgfältigen Beschreiber. Hinsichtlich der Mineralquellen Württembergs stellte HEURUNG Beobachtungen an; nach ihm hält sich die Radioaktivität der untersuchten Quellen im allgemeinen in bescheidenen Grenzen (vgl. KOCH, Radioaktivität einiger Mineralquellen Württembergs, Physikal. Zeitschrift 7. Jahrg. Nr. 21). Über die schweizerischen Mineralquellen liegt eine Studie von J. VON SURY (Dissert. Freiburg 1907) vor, die Aktivität der meisten ist schwach, nur die St. Placidusquelle zu Disentis läßt in dieser Beziehung einen etwas höheren Wert erkennen. In Österreich gelangten in letzter Zeit zahlreiche Quellen zur Untersuchung durch M. BAMBERGER (Wiener Monatshefte, 1908). Viele Tiroler Quellen besitzen nur geringe Aktivität, eine der Quellen des Bades Froy (Villnößtal) macht dabei eine Ausnahme. Nicht unbedeutende Werte kommen einigen Quellen des oben schon erwähnten süd-böhmischen Hauptgranitstockes zu, so bei Schloß Tannbach, Bad Bründl, Kefermarkt. Hinsichtlich Joachimstal galt früher das in obiger Tabelle als zweiter Wernerlauf am Schweizergang aufgeführte Wasser als das stärkste im Revier, nach den neuesten Veröffentlichungen (STĚP, Das Radium und seine Eigenschaften; PETRASCHECK, Geologisches über die Radioaktivität der Quellen, besonders derer von St. Joachimstal I. c. 386—390) sind aber noch bedeutend stärkere vorhanden, zwei Quellen aus dem Roten Gang der Danieli-Stollen-Sohle zeigten Aktivitäten von 756 und sogar 2050 Mache-Einheiten, das Wasser dringt aus der Sohle der Stollen hervor oder rieselt an den Wänden herab. PETRASCHECK leitet die Radioaktivität des Wassers vom Vorhandensein der Pechblende im Gestein ab: wo die uranerzführenden, die sogen. Mitternachtsgänge von den mit Basalttuff ausgefüllten Spalten oder von den

klüftigen Porphyrgängen geschnitten werden, findet sich hochradioaktives Wasser vor. In Übereinstimmung steht damit, daß im Fichtelgebirge an der Stelle, wo sich reichlicher ein Uranmineral findet, die daselbst vorhandene Quelle ein stark aktives Wasser aufweist.

Unseren Ausführungen glauben wir der leichteren Übersichtlichkeit halber eine Kartenskizze beilegen zu dürfen. Mit grüner Schrift sind darin die bayerischen Fundorte der spärlich vorkommenden Uranmineralien, mit roter die bis jetzt als radioaktiv bekannten Mineralwasser, soweit deren Plätze in das Kartengebiet fallen, eingetragen; die rot unterstrichenen Namen beziehen sich auf einige der als radioaktiv befundenen Quellen im Fichtelgebirge; neuerdings sind solche an mehreren anderen in der Nachbarschaft der erstbekannten gelegenen Plätzen (s. S. 205) nachgewiesen worden; ihre Position konnte aber bei dem kleinen Maßstabe der Karte nicht in diese eingetragen werden. Die mit Farbe bedeckten Flächen bringen die Verbreitung einiger älterer Eruptivgesteine zur Anschauung. Diese älteren Eruptivgebilde, insbesondere der Granit, gelten hauptsächlich als Träger radioaktiver Stoffe, und in der Tat zeigen sich auch auf Granit, und zwar auf gewisse Striche seines Verbreitungsgebietes, beschränkt die Vorkommnisse der bayerischen Uranmineralien, ebenso gehört die Mehrzahl der mit stärkerer Aktivität versehenen Wasser dem Bereich der älteren Eruptivgebilde, namentlich dem Granit, an. Die bisherigen Ermittlungen bewegten sich hauptsächlich im nördlichen Bayern, es steht aber auch zu erwarten, daß in den granitischen Regionen des bayerischen Waldes manche Quellwasser mit nicht allzu geringer radioaktiver Eigenschaft behaftet sein werden. Überhaupt sind, wie schon oben erwähnt, in den Gesteinen radioaktive Substanzen in ganz geringer Menge sehr verbreitet, beispielsweise auch in den sonst allenthalben vorkommenden tonigen Ablagerungen. Spurweises Auftreten im Gestein hat im allgemeinen allerdings für praktische Zwecke keine Bedeutung. Für Quellen, speziell Mineralquellen mögen immerhin unter Umständen, zumal wenn den Wassern besondere Bestandteile eigen sind, vielleicht schon kleinste Quantitäten Beachtung verdienen. „Die Untersuchungen von Quellen auf Radioaktivität,“ sagt HENRICH (Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Radioaktivität, Zeitschr. f. angew. Chemie 22, Heft 9, 1909) „gehören heutzutage zur vollständigen Charakteristik dieser Naturgebilde; sie haben freilich nur dann wissenschaftlichen Wert, wenn sie sachgemäß ausgeführt werden.“ Für die Messungen benutzt man zurzeit vor allem das Fontaktoskop.

Bei der Untersuchung auf Radioaktivität ist vor allem wichtig die Feststellung, ob das Wasser seine radioaktiven Eigenschaften gelösten aktiven Salzen verdankt oder jene durch Aufnahme gasförmiger Aushauchungen (Emanation) erhalten hat. Bei der Berührung mit der Luft gibt das Wasser diese in Gasform aufgenommene Emanation wieder ab. In den meisten Fällen beruht die Radioaktivität der Quellen nur auf der Gegenwart von Emanation.

Wenn aktive Salze vorhanden sind, die sich im Quellensediment anreichern, dann ist es unter günstigen Bedingungen sogar möglich, Radiumsalzpräparate zu erhalten (s. S. 203, die Ausnützung des Radiumgehaltes des Kreuznacher Wassers betreffend): für den Radiummarkt ist freilich nur Radiumsalz höchster Aktivität von wesentlicher Bedeutung, so daß zurzeit nach dem Ausspruch eines Kundigen (s. S. 198) die Quellen und ihre Absätze für eine regelmäßige Radiumproduktion noch nicht in Frage kommen. Berücksichtigt man aber die therapeutische Wirkung mancher Quellen, so dürfte es nicht zweifelhaft sein, daß mit der Radioaktivität des Wassers auch eine besondere Nutzenanwendung verbunden sein kann.

8. Schlußwort.

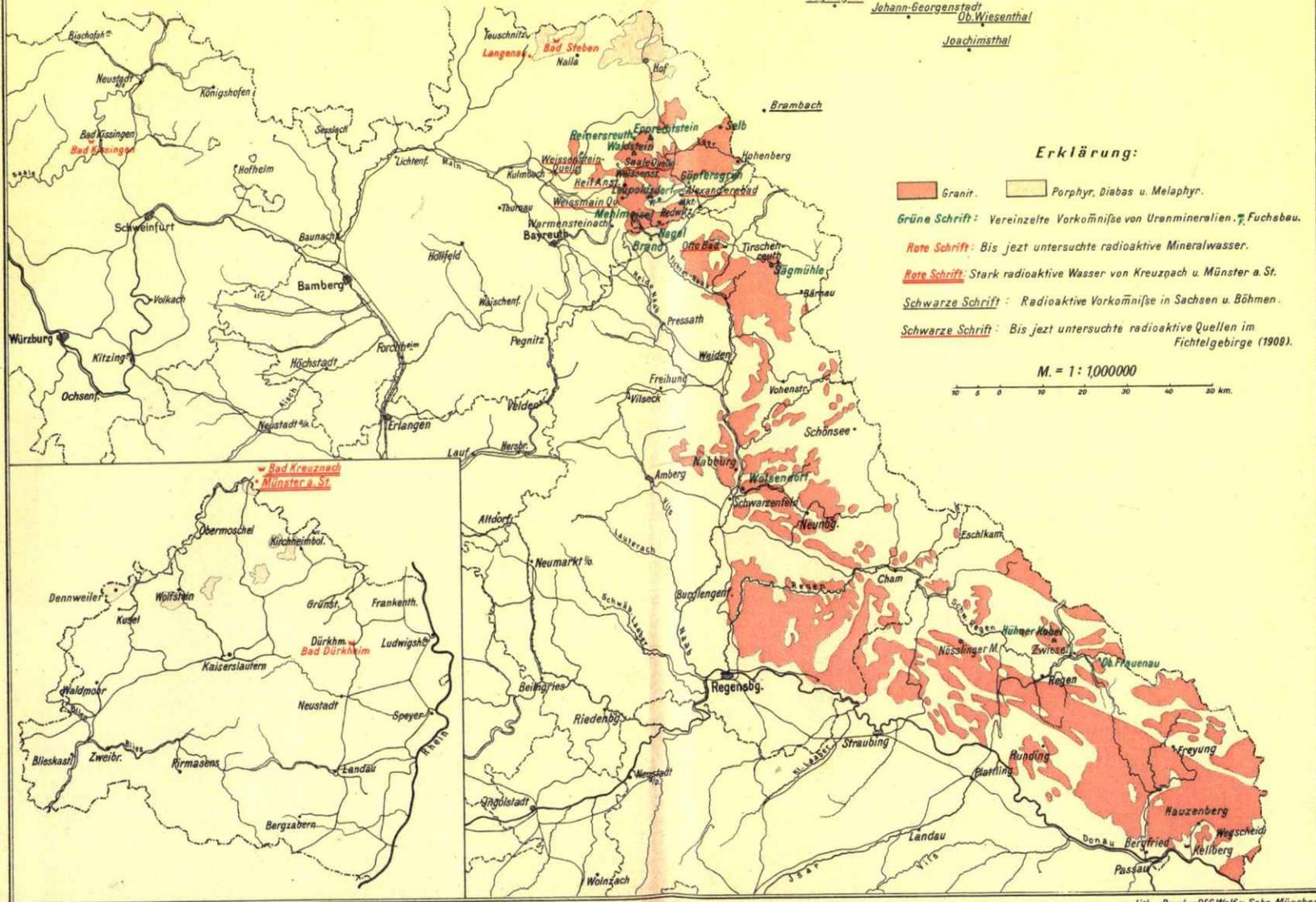
Zum Schlusse sollen noch folgende Punkte hervorgehoben werden:

a) Die Aufsuchung und Gewinnung von radiumhaltigen Mineralien aus Gesteinsmassen ist in Bayern in Anbetracht der bestehenden geologischen Verhältnisse nach den bisherigen Ermittlungen untunlich.

Nur an ganz vereinzelt Plätzen (beispielsweise am Fuchsbauwald bei Leupoldsdorf weit Wunsiedel) finden sich nach unseren jetzigen Kenntnissen Uranmineralien (am Fuchsbau der Kupferuranit) in nicht ganz verschwindend geringer Menge vor. Aber Uranglimmer allein (s. S. 193) besitzt, insbesondere bei beschränktem Auftreten, keine nachhaltige Bedeutung. Es sollte mit ihm das oxydische Erz, die Pechblende, zusammen vorkommen, welches Mineral bis jetzt aus Bayern noch gar nicht bekannt geworden ist. Die paragenetische Ausbildung, nämlich das Vorhandensein von Quarzadern mit Flußspatführung und spärlicher Kieseinsprengung im Granit, auf dessen Klüften sich Uranitfädelchen angesiedelt haben, sowie die Nachbarschaft von zinnsteinführendem Gebirg, läßt allerdings die Möglichkeit offen, daß sich auch die oxydische Verbindung, das Haupterz, einmal zeigen könnte. Zurzeit fehlt jedoch noch die eigentliche Gangformation der sulfidischen Erze (S. 196) — im böhmisch-sächsischen Erzgebirg, zu Joachimstal, bilden z. B. die Silber-Wismuth-Kobaltgänge die Matrix des dortigen radiumhaltigen Uranpecherzes — und wenn auch der Nachweis von Uranpecherz gegeben sein sollte, dann käme es für die Gewinnung, außer auf den genügenden Gehalt an Radium im Mineral, vor allem auf die zureichende Menge an. Nach den bestehenden Verhältnissen scheint sich aber nach dieser Richtung kein aussichtsreicher Blick aufzutun.

b) Mit der Zeit werden noch ab und zu an neuen Plätzen, hauptsächlich in den granitischen Gebieten oder in deren Nachbarschaft, Wasser mit nicht zu geringer, an einzelnen Stellen wohl auch mit nicht unbeträchtlich starker Aktivität nachgewiesen. Da man in neuerer Zeit in dem Emanationsgehalt der Quellen einen bedeutsamen Heilfaktor anzunehmen geneigt ist, dürften solche Wasser für die Allgemeinheit nicht bedeutungslos sein, ihre Bewertung aber nach dieser Richtung liegt außerhalb der geognostischen Forschung.

Kartenbeilage zur Abhandlung über Radioaktive Substanzen in Bayern.



Lith. u. Druck v. D.F.C. Wolf u. Sohn, München.