

Geognostische Jahreshefte.

Achtundzwanzigster Jahrgang
1915.

Herausgegeben

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

von

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

~~Bayer. Geolog. Landesamt
Bücherei
Inv. No. 2738
R. 5 86/17
Jahr.....~~



Handwritten: I 9/11

München.

Verlag von Piloty & Loehle.
1916.

B. Staatsministerium
für Wirtschaft
Bücherei

8411

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Theodor Schneid: Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. (Zweite Hälfte)	1—61
C. Schmidt und Otto M. Reis: Zur Kenntnis des Donnersbergsgebiets Mit 3 Tafelbeilagen und 6 Textfiguren.	63—90
Ernst Kraus: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau	91—168
Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000 und 14 Textfiguren.	
Werner Koehne: Eine Verwerfung und andere bemerkenswerte Erscheinungen im Niederterrassenschotter bei Pasing	169—178
Mit 13 Abbildungen im Text.	
Otto M. Reis: Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche	179—194
Mit 1 Übersichtskarte.	
K. Boden: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen	195—236
Mit 5 Textbildern und 2 Tafeln.	

Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D.

I. Stratigraphischer Teil.

Von

Dr. Theodor Schneid,

München.

(Zweite Hälfte.)

Die erste Hälfte des „Stratigraphischen Teils“, mit den Tafeln I—IX, erschien im XXVII. Band der Geognostischen Jahreshefte S. 59—172. Sie umfaßt von der Beschreibung der Formationsstufen:

I. Weißer Jura (Malm)	Seite
1. Stufe des <i>Perisphinctes polyplocus</i> REIN.	74—76
2. Stufe des <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR.	74—95
3. Stufe des Frankendolomites und der plumpen Felsenkalke .	95—115
4. Stufe der <i>Waagenia Beckeri</i> NEUM. und der <i>Oppelia lithographica</i> OPP.	115—167

5. Stufe der *Berriasella ciliata* n. sp.

a) Horizontbeschreibung und allgemeiner Faunencharakter.

Mit der eben beschriebenen Stufe der Prosoponkalke, der Solnhofer Plattenkalke und der blauen Bankkalke des Südens (Reisbergschichten) sowie deren zoogenen Äquivalenten (Stufe der *Waag. Beckeri* und der *Opp. lithographica*) kann indes, wie es bisher regelmäßig geschah, die fränkische Malm-Stratigraphie noch nicht abgeschlossen werden, denn es erwies sich mir bei meiner Detailuntersuchung ganz im Süden, hart am Jurarande und unmittelbar vor dessen Verschwinden unter der tertiären Überdeckung der schwäbisch-bayerischen Hochebene eine, wenigstens lokal, noch recht ansehnliche Mächtigkeit erlangende Schichtgruppe als einer sicher höheren Stufe denn jener der Plattenkalke mit *Oppelia lithographica* angehörig. Zwar ist es zunächst vielleicht weniger der petrographische Habitus des Sedimentes, der den Plattenkalcken gegenüber einen sehr wesentlichen Gegensatz erkennen ließe,

um so schroffer aber stellt die eingeschlossene Fauna die beiden Ablagerungen zueinander in Gegensatz. Die Sedimentschichten, die ich hier im Auge habe, sind die hellen, in mächtigen, heute allerdings teilweise wieder ruhenden Brüchen aufgeschlossenen Bankkalke von Ober- und Unterhausen, etwa 5 km westlich von Neuburg a. D. gelegenen Dörfern. Auf Blatt Ingolstadt der landesgeologischen Karte von GÜMBEL findet man sie als Plattenkalke eingetragen, wenn man auch von Anfang an über ihre Zugehörigkeit nicht absolut sicher war. Denn es zeigt doch auch der Gesteins-Habitus trotz weitgehender Übereinstimmung eine immerhin derartige Divergenz den Plattenkalken gegenüber, daß er wiederholt Versuche zu einer gewissen Abtrennung von diesen hervorrief. Er ist nämlich vielfach recht deutlich dick gebankt mit etwa 0,30—0,60, gelegentlich auch bis über 1 m Schichtmächtigkeit; bei meist ziemlicher Dichte ist das Gestein relativ weich im Bruch, auch mehlig abreibend und gelegentlich mehr fein-körnig, vermorscht; in der Farbe meist sehr hell, fast blendend weiß, gelegentlich aber auch mit häufigen gelblichen Flecken, seltener wieder dunkel und dann mehr tonreich; an anderen Lokalitäten traf ich die Stufe auch in fast gleichmäßig hell ockergelber Gesteinsvariation an. Hornsteine und Verkiesselungen scheinen ihnen nahezu ganz abzugehen.

So deutlich also auch der Unterschied den typischen Plattenkalken gegenüber erscheint, so wird dieser doch wieder merklich abgeschwächt ihren mehr gebankten Äquivalenten im Süden gegenüber (Reisbergschichten); außerdem enthält die Ablagerung nicht selten auch Schichten, die sich noch ganz gut schiefbrig plattig aufspalten lassen und also den Plattenkalken wieder recht nahe kommen. Was die Kalke von Oberhausen doch meist leicht erkennen läßt, ist eine im allgemeinen auffallend helle Farbe, dann der weiche Bruch und ein tonig-morsches Gefüge. Dieses letztere vor allem im Vereine mit gelegentlich großer Schichtmächtigkeit oder halbfelsigem Charakter in den untersten Lagen scheint SCHLOSSER verleitet zu haben, sie mit dem sogen. „Mörtelkalk“ oder auch „Breistein“ aus der Kelheimer Gegend in Beziehung zu bringen (Mörtelkalk wegen der vielfachen Verwendung zum Kalkbrennen, der fast alleinigen auch der Oberhauser Kalke).

Entschieden noch weit deutlicher und schärfer als der petrographische Habitus stellen die faunistischen Einschlüsse die Bildung ihrer nördlichen Nachbarschaft kontrastierend gegenüber. Zunächst ist es ein meist wieder viel größerer Fossilreichtum, dann aber eine total veränderte Komposition der Fauna gegenüber jener der Plattenkalke; so wenig diese Tatsache vielleicht auch in den ersten Funden hervortreten mag, um so augenfälliger wird sie sofort bei Überblicken eines größeren Sammelmaterials; geradezu erstaunlich aber beim Vorsichhaben einer größeren Kollektion von Ammonoiten, die keinen einzigen der zahlreichen Vertreter aus den Plattenkalken unter sich mehr erkennen lassen. Zwar ist der Grundcharakter der Fauna insofern weitgehend derselbe wie in den Plattenkalken, als es sich in beiden Ablagerungen um die sogen. Ton- oder Cephalopoden-Fazies handelt, aber im einzelnen ist das Bild ein wesentlich verändertes, vor allem aber mit Bezug auf die Cephalopoden-Fauna.

Immerhin wird einen jeden, der längere Zeit in jenen nördlicheren Kalken, den unteren Krebscherenkalken der Eichstätt-Solnhofener Gegend oder auch dem „Wilden Fels“ von Mörnshelm gesammelt hat, auch ein kurzer Einblick in die Nichtcephalopoden-Fauna und ihre Zusammensetzung der Neuburg-Oberhauser Kalke gar bald belehren, daß es sich hier doch um eine von der normalen recht abweichende

ζ-Tonfauna handle, und eine doch recht wesentlich andere Sache vorliegen müsse. Eine Form allerdings, die, wenigstens in außerordentlich nahe verwandten und recht wesentlich älteren Schichten gelegentlich ganze Bänke erfüllt, und die auch hier in den Neuburger Kalken, besonders in den mehr dicken, halbfelsigen Bänken des Liegenden durch ihre Häufigkeit auffällt, mag zunächst vielleicht irre und an dem jugendlichen Alter der Ablagerung stutzig machen, nämlich die gerade hier gelegentlich eine große Massenanhäufung aufweisende *Exogyra virgula* D'ORB., die in der französischen Stratigraphie als Hauptleit-Fossil fürs jüngste Kimmeridge eine so hervorragende Rolle spielt; und tatsächlich veranlaßte sie Herrn v. AMMON in seinem kleinen geologischen Führer zu einer fälschlichen Einreihung unserer Neuburger Kalke ins Virgulien oder oberste Kimmeridge, das er sich in Franken etwa mit den obersten Absätzen der Massenkalk und dem unmittelbaren Liegenden der sogen. Krebscherenkalk zusammenfallend dachte.

Ein näherer Einblick aber in die übrige Nichtcephalopoden-Fauna zeigt bald, daß sie auf Grund ihrer ganzen Komposition sich durchaus nicht in diesen alten Rahmen fügt, weil sie hier oben und unten von unter sich zwar ebenso homogenen, ihr gegenüber aber recht scharf kontrastierenden Faunenbildern umgeben würde, die sie dazwischen ganz unmodifiziert fremd erscheinen ließen. Denn Formen, die hier in den Kalken des Südens zu den gemeinsten Erscheinungen gehören, trifft man dort im Norden nie oder wenigsten außerordentlich selten an und umgekehrt, was im Norden massenhaft die Schichten erfüllt, gehört in Neuburg zu den Seltenheiten oder findet sich überhaupt nicht wieder. Lucinen, Astarten, kleine zart-schalige Pectiniden trifft man zwar hier wie dort gleich häufig an, aber manche von den weiteren Bivalven, wie kleine zierliche Arciden sowie herzförmige, Cyrena-artige Gehäuse, auch kleine Mytiliden, von Gastropoden winzige Alarien oder auch Nerineen, von denen einem in einzelnen Schichten jeder Hammerschlag einige Formen in die Hände spielt, kenne ich aus den älteren ähnlichen Schichten der nördlichen Nachbarschaft nicht und diese sind sicher als Eigenart des jüngeren Horizontes zu betrachten. Aber auch die Häufigkeit und schöne Entfaltung von Pleuromyen, Trigonien, Ostreen, eigenartig eckigen Pinniden oder auch einzelner Formen von *Natica (macrostoma)* und *Purpuroidea (gigas?)*, dann der zierliche *Eucyclus limosus* sind in Bankkalken sichere Spezialitäten des äußersten Südens, unserer Oberhauser Schichten. Einzelne dieser Formen trifft man zwar in den Korallenfelsen von Laisacker wieder an, aber hier eben auch nur als untrügliche Zeugen für deren relativ junges Alter und stratigraphische Einreihung hart unter den Oberhauser Bänken. Auch diese Faunen-Elemente findet man in ähnlicher Häufigkeit oder entfernt ähnlicher Komposition im Norden nirgends wieder. Andererseits werden die gemeinsten Erscheinungen der älteren Bankkalk in unseren Kalken des Südens zu den größten Seltenheiten, wie Rhynchonellen, Terebrateln, die kleinen Plicatula-artigen Ostreiden (ganz besonders übrigens auch Aptychen). Infolgedessen läßt auch die Nichtcephalopoden-Fauna den Neuburg-Oberhauser jüngst jurassischen Horizont beim Betreten im Felde meist leicht wieder erkennen, wenn auch vielleicht nicht mit der absoluten Sicherheit der Cephalopoden, die sich mir, wie angedeutet, dem Liegenden gegenüber als völlig neu und fremd ergaben und häufig sichere Vertreter von Typen stellen, wie sie bisher allgemein als erst dem Oberthiton eigen galten.

Sie sind es natürlich in erster Linie, die das jüngere Alter der Ablagerung den Plattenkalken gegenüber als absolut sicher erweisen, denn beim Antreffen der

übrigen Fauna, die sich zusammensetzt aus doch teilweise bereits auch aus tieferen Schichten angegebenen Formen (nie allerdings in der einzig reichen Komposition von Neuburg), bleibt an sich immer noch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß es sich nur um eine mehr lokale und zufällige Anreicherung und Vergesellschaftung handle, die sich auf ein zufällig gegebenes Existenzoptimum zurückführt; es sollen deshalb hier auch meine stratigraphischen Beweise vorzugsweise auf die reiche Ammoneen-Fauna sich stützen, die jeden Versuch zu einer Horizontierung der Neuburg-Unterhauser Kalke in oder unter die Plattenregion als gleich unstatthaft erscheinen läßt.

Auch die Cephalopoden der Stufe sollen hier nur im Rahmen des für die stratigraphische Wertung der Ablagerung Notwendigen behandelt werden, immerhin wird aber auch diese Behandlung im gegenwärtigen speziellen Falle ein gewisses Eingehen auf Einzel-Formen erfordern, da es sich weitaus zum größten Teile um eine neue, bisher unbekannte und unbeschriebene Fauna handelt, deren Verständnis und Beurteilung ohne eine gewisse Detailbetrachtung unerreicht bliebe. Um hier ein einigermaßen konkretes und vollständiges Bild der schönen Fauna zu liefern, die mir für die Zukunft neue, äußerst wichtige stratigraphische Streiflichter zu verbreiten verspricht, und deren Spezialbeschreibung in einer Monographie und an Hand von Tafeln mit Abbildungen in nächster Zeit wird erscheinen können, komme ich auch hier über eine gewisse Einzelvorführung der verschiedenen faunistischen Elemente und Formentypen nicht hinweg. Ich entschloß mich also, auch an hiesiger Stelle bereits eine kurze Gruppenbeschreibung der neuen Ammoneen-Fauna sowie eine ebenso kurze Diagnose der einzelnen Formen zu geben, in der ich eine Art vorläufigen Bericht der eingehenden nahezu fertigen monographischen Detailbeschreibung erblicken möchte.¹⁾ Auch die Einführung der notwendigen Neubennungen halte ich in gegenwärtiger Arbeit, die ja zugleich eine Art Revision der fränkischen Obermalm-Stratigraphie darstellen soll, für unerläßlich.

Ein flüchtiger Blick auf ein reicheres Sammelmaterial aus unserer Ablagerung von Neuburg-Unterhausen mag vielleicht zunächst noch manchen Bekannten aus den Eichstätt-Solnhofer Plattenkalcken vortäuschen, Ulmensis-Rüppellianus-Typen oder Contiguus-artige Formen oder ähnliche der Unterlage, wie sie tatsächlich in den bisherigen Vorkommenlisten aus unseren Brüchen recht regelmässig wiederkehren. Aber bei näherer Untersuchung und Gegeneinanderhalten der Dinge gehen sie doch in recht wichtigen und wesentlichen Momenten unverkennlich auseinander, so daß von Identifizierung hier keine Rede mehr sein kann; und wenn man sich dann im weiteren Materiale etwas umsieht, fühlt man sich sehr bald in einer ganz anderen Welt.

Was zunächst als Unterschied der beiden Faunen vor allem auffällt, ist eine Reihe mehr negativer Momente, indem man gerade die für die Plattenkalke und ihre mehr bankige Unterlage, die sogen. Krebscheren- oder Prosopton-Kalke, am meisten charakteristischen Kreise und Gruppen von Formen vollkommen vermißt oder in derartig veränderter Komposition vorfindet, daß der Mangel jeder näheren Berührung sofort in die Augen springt.

¹⁾ Die unterdessen fertiggestellte monographische Bearbeitung dieser interessanten Ammonitenfauna von Neuburg erscheint in den Palaeontolog.-geolog. Abhandlungen (Fischer in Jena) im Jahrgang 1914.

So vermißt man in der Neuburger Fauna das in tieferen Horizonten so viel genannte Genus *Oppelia* gänzlich; auch von dem Genus *Haploceras* von dem weiter unten manche Schichten förmlich gespickt erscheinen und dem Sammler vielfach bereits mit dem ersten Hammerschlag einige Exemplare zufallen, ist keine Spur mehr zu finden. Das Genus *Aspidoceras* ist zwar noch da, tritt aber durch starke Individuenarmut in der Schichtbevölkerung außerordentlich zurück und gehört meist zu den größeren Seltenheiten, nachdem es durch den ganzen tieferen Malm zu den häufigsten Erscheinungen sich rechnet; und die wenigen Arten, die es in Neuburg noch liefert, zeigen den bisherigen bispinosen oder unispinosen Formen gegenüber ein derartig verändertes Aussehen, daß man das Genus kaum wieder erkennt; die eine der wenigen Formen ist ganz glatt und trägt keine Spur von Knoten (*A. Neoborgense* OPP.), die andere doppelknotige entwickelt bald derartig kräftige Flankenrippen unter starker Übertönung der Knoten, daß man fast Kreidehoptiten vom Malbosi-Typ oder Holcostephanen vor sich zu haben glaubt, wie die Form auch tatsächlich z. B. von Th. SCHMIERER unter dieser Genusbezeichnung aufgeführt wird.

Auch der hier fast allein dominierende Kreis der Perisphincten zeigt, trotz eines ersten Vortäuschens längst bekannter Typen aus den Plattenkalken, bei näherem Zusehen allen bisherigen Erfahrungen an tieferen Schichten gegenüber fast durchgehends sehr fremde und eigenartige Formen, in deren Morphologie vor allem eine sehr oft und bei den verschiedensten Formen und in allen möglichen Graden der Entwicklung wiederkehrende Rückenfurche auffällt, die doch sonst nur wenigen Formen eigen ist; dann eine meist sehr weit, auf Flankenmitte, hereinfallende Rippenteilung, außerdem eine vielfach sehr starke seitliche Kompression, verbunden meist mit großer Involution der Gehäuse, und dann noch die starke Tendenz zum Glattwerden im Alter. Bei Gegeneinanderhalten größeren Materials aus beiden Faunen erkennt man bald, daß auch das Genus *Perisphinctes* keine gemeinsamen Elemente mehr aufweist.

Ja, ganze Formengruppen zeigen dem bisher gewohnten Perisphincten-Typ gegenüber derartige Divergenzen, daß man nicht nur von Anfang an von jedem Versuche einer Identifizierung mit älteren absteht, sondern, wenigstens bei einzelnen Formen, sich fragt, ob man es tatsächlich überhaupt noch mit Perisphincten zu tun hat. Ja, man erkennt bald, daß man weitgehend Formenelemente vor sich hat, für die in neuerer Zeit einzelne Forscher, vor allem UHLIG, besonders seit Untersuchung der formenreichen Fauna der Spiti-Schiefer neue Subgenus-Begriffe einzuführen für notwendig hielten. In der Tat findet man bei Zurateziehen der Literatur für eine größere gesammelte Neuburger Fossilreihe unstreitig die besten Anschlüsse in jenen Faunen, die gleichfalls auch die obigen vom normalen Perisphincten-Typ abweichenden Divergenzen aufweisen und die schon früh wegen ihrer morphologischen Eigenart als dem Grenzgebiet zwischen Jura und Kreide angehörig betrachtet wurden und OPPEL zur Einführung der neuen Stufenbezeichnung „tithonische Etage“ wohl vor allem veranlaßten.

Zwar blieb die Neuburger Fauna bisher nicht gänzlich unbekannt und sind bereits einzelne Vertreter aus ihr zur Beschreibung und Abbildung gekommen, die man zunächst nur aus ihnen kannte, so *P. Danubiensis* SCHLOSS., *Asp. Neoburgense* OPP. und *Asp. Rafaieli* OPP.; mit *P. Danubiensis* wurden allerdings auch einige schlecht erhaltene Stücke aus dem Kelheimer Diceras-Kalke identifiziert, die aber

höchst wahrscheinlich ältere Typen darstellen und sich an die ähnlichen Formen der Plattenkalke, wie *P. Rüppellianus*, anschließen.

Daß die Eigenart der reichen Neuburger Fauna und ihr geologisches Alter, von der sicher bereits früh reiche Elemente in sämtliche größere Museen gelangten, so lange unbekannt blieb, mag seine Hauptursache, wie bereits früher angedeutet, wohl darin haben, daß man die an ihrer Zusammensetzung so hervorragend beteiligten relativ involuten, flachen und gedrängt berippten Formen mit meist glatter Wohnkammer fälschlich fast regelmäßig als *P. Ulmensis* OPP. bestimmte, eine Bestimmung, die ihrerseits wieder in der Darstellung zweier verschiedenen Arten unter diesem Namen durch OPPEL und der damit geschaffenen zu breiten spezifischen Basis für die Form ihren Grund haben dürfte. Durch diese Identifizierung mit der Hauptleitform der Plattenkalke, wovon OPPEL sogar das Ulmer Exemplar der Originale der Kimmeridge-Gruppe, d. h. der Zone mit *Pterocera Oceani* und *Exogyra virgula*, zuschrieb, wurde die Horizontbestimmung für die Neuburger Kalke außerordentlich erschwert; und gerade auch das massenhafte Auftreten dieser letzteren Tierformen, der *Exogyra virgula* in Neuburg, machte dann weiter irre; daher immer die Neigung, unsere Ablagerung eher unter als über den Plattenkalken einzureihen. Und wenn man dann in Museen auch Formen wie *P. senex*, *eudichotomus*, *transitorius* konstatieren zu können glaubte, störte an der richtigen Erkenntnis des Horizontes immer der Glaube, daß sie mit *P. Ulmensis* und *Opp. lithographica* das Lager teilten. Auch der immerhin nicht sehr wesentlich differierende petrographische Habitus des Muttergesteines bestärkte die Annahme. Und an ein Heraufziehen der Plattenkalke ins Obertithon konnte man im Ernste nie denken. Die ungewöhnlich reiche Formenfülle, die mir vorliegt, zeigt aber, wie angedeutet, auch in der großen Reihe der Perisphincten keine größere Berührung mehr mit der Fauna der Plattenkalke wie ihre hier folgende, allerdings mehr skizzenhafte und provisorische Charakterisierung erkennen läßt.

b) Vorkommen der Stufe.

Was die Lagerungsverhältnisse, Vorkommen und die regionale Verbreitung unserer obertithonischen Kalke anlangt, so wurden diese früher bereits gestreift. Am schönsten, ja geradezu ideal sind sie mit etwa 30 m aufgeschlossen in den großen Brüchen zwischen Ober- und Unterhausen, von denen heute noch jener der Firma Schertl u. Comp. hart am dortigen Bahnhof im Betrieb ist; sie mögen hier im ganzen etwa 40 m Mächtigkeit erlangen.

Einen weiteren Anbruch muß ich dann hierher rechnen, der etwa 20 m höher nördlich vom Dorf Unterhausen an den Südhängen des Flachsberges sich findet; das Gestein ist zwar hier etwas dunkler in der Farbe und fossilärmer, aber einige vorgefundene Perisphinctenreste deuten auf sicher gleiches Alter mit den großen Brüchen vom Bahnhof hin. Immerhin stellt das Gestein hier schon eine Art Übergang zu den dunkeln Bänken der Unterlage dar, so daß es sich wohl um die liegenderen Schichten der Stufe handeln dürfte. Unsere Kalke bilden also auch überm Flachsberg die oberste Kappe mit etwa 20—25 m Mächtigkeit; als Unterlage kann man an den steilen N.-Hängen gegen die Donau zu leicht jene blaugrauen Kalkbänke verfolgen, wie wir sie besonders vom ausgehenden Usseltale und aus der Gegend von Bertoldsheim, Neuhausen, Schweinspoint, Rohrbach, Ammerfeld, Stepperg, Riedensheim, Finkenstein, Unterstall, Joshofen als Äquivalente der oberen Plattenkalke oder wahrscheinlich deren unmittelbare Fortsetzung nach oben

kennen lernten und wie sie sich hier die Donau entlang von der alten Kaiserburg bis hinauf an den Steppberg und hinab über den Haselhof vorfinden.

Auch weiter nach Westen lassen sich über die Kaiserburg hinaus die ober-tithonischen hellen Kalke noch über den östlichen Steppberg hin konstatieren, dann allerdings werden sie hier scharf von Massen-Dolomit abgeschnitten; sie mögen hier noch etwa 15—20 m Mächtigkeit erreichen, die sich an den Südhängen noch etwas zu erhöhen scheint, vielleicht infolge kleiner tektonischer Vertikalverlagerung. Auch für das wesentlich Tiefsitzen der Kalke in den großen Brüchen am Unterhauser Bahnhof und ihre dortige relativ große Mächtigkeit muß man Senkung an Bruchspalten verantwortlich machen, tatsächlich sieht man auch mächtige OSO- und NNW.-Spalten, die Gesteinsschichten vertikal durchsetzen.

Weiter im Osten erkannte ich die Kalke der Stufe sicher wieder in den großen Brüchen von den Burgholz-Äckern am Burgholz-Ostrand, eine halbe Stunde westlich Stadt Neuburg. Sie sind hier in mächtigen, dicken, ammonitenreichen, weichen und teilweise morschen Bänken abgesetzt, mit etwa 6—8 m aufgeschlossen. Ihre unmittelbare Unterlage ist hier leider nicht mehr sichtbar. Doch kommt man weiter östlich beim allmählichen Abstieg auf der Donauwörtherstraße an weitere Brüche, wo man ganz deutlich konstatiert, wie die mehr dicken, hellen Bankkalke nach unten in ziemlich typische und ebenschichtige Plattenkalke übergehen, die hier sogar Dachschiefer lieferten; auch liegt in der kleinen Sammlung der Neuburger Realschule ein allerdings schlecht erhaltener kleiner Pterodaktylus von hier. Die Plattenbrüche sitzen hier gegen 10—15 m tiefer als das erwähnte Obertithon vom Burgholz; also auch hier im Liegenden der Plattenhorizont, der sich allerdings mit den Mörsheimer Platten nicht genau decken mag, sondern wohl mehr den blauen Reisbergschichten äquivalent ist.

Ein weiteres Vorkommen der so interessanten Ablagerung, das auch bereits früher zitiert wurde, fand ich auf dem nördlichen Donauufer in einem kleinen, neu eröffneten Anbruch im Musterholz über dem Finkenstein, östlich Riedensheim, der das Material lieferte für die Zufuhrstraße zu dem dort neu erstandenen Kreidewerk des Herrn Reichsrats Grafen v. Moy. Die Unterlage ist hier am Steilhang des Finkensteins in einem mächtigen Anbruch, wo früher Material für die Donaukorrektur geholt wurde, sehr schön zugänglich; es sind hier gegen 25 m ruppige, uneben schieferige, dunkelgraue Plattenkalke, die mit dicken Bänken wechsellagern, die ihrerseits nach oben mächtiger und allmählich mehr herrschend werden und unter Annahme einer merklich helleren Farbe ganz allmählich ins weiße Obertithon übergehen, das hier noch die oberste Krönung des Steilhanges bildet und also im ganzen noch mit etwa 15—20 m Mächtigkeit auf der Platte des Musterholzes ansteht; die Kalke fallen hier deutlich mit etwa 10° nach SSO. ein. An dem tatsächlichen Vorliegen unserer Oberhauser Kalke kann hier kein Zweifel obwalten, denn eine große Reihe von Zweischalern und auch Stücke der bezeichnenden Ammonoiten fielen mir hier in kurzer Zeit zu. Das Vorkommen liegt in etwa 450 m.

Ein ganz kleines weiteres Vorkommen unserer Kalke kenne ich dann östlich über Treidelheim, in einem Bruche an der Straße nach Sieglöhe aufgeschlossen. Fossile konnte ich hier zwar nicht auffinden, doch spricht der ganze Gesteins-Habitus und die blendend weiße Farbe derart für die Ablagerung, daß ich an deren tatsächlichem Vorliegen auch hier nicht zweifeln kann. Sie sitzen in etwa 465 m harten, gleichfalls ziemlich hellen, ruppigen Dickplatten auf.

Das nördlichste Vorkommen, das ich bis jetzt kenne, traf ich letzten Herbst ganz auf der Höhe der stattlichen, gegen 150 m über das Trockental sich erhebenden Rundkuppe des Hainberges östlich von Mauern und Ellenbrunn NW. von der dortigen Forsthütte in einem etwa 3 m tiefen Bruche aufgeschlossen. Das Gestein erscheint zwar hier in merklich veränderter Farbe, ist mehr gleichmäßig ockerig gelb oder gelb gefleckt und gestreift, aber die hier sehr reiche Fauna dokumentiert sich sofort als jene der Oberhauser Kalke, so daß an der Identität der Ablagerung nicht gezweifelt werden kann. Mit mehr dünnplattig-schiefrig spaltbaren wechseln auch mehr kompakte, gegen $\frac{1}{2}$ m dicke Bänke ab. Gerade dieses Vorkommen überm Hainberg halte ich für eines der interessantesten und instruktivsten, indem es hier durch seine alles beherrschende Höhenlage deutlich als die jüngste jurassische Bildung sich dokumentiert. Leider sind sämtliche Hänge der Kuppe bis tief herab durch jüngere, kretazische und tertiäre Ablagerungen stark verhüllt und gestatten keinen klaren Einblick in den jurassischen Aufbau. Immerhin gewährt ein Anstieg von W., von Mauern her, auf der Bergener Straße recht wertvolle Aufschlüsse. Hart über Mauern kommt man zunächst durch eine kurze Dolomitzone, die hier in einem größeren Anbruche schön aufgeschlossen erscheint und einen grobkristallinen Flecken-Dolomit enthält, der erfüllt ist von *Rhynchonella Astieriana*, neben welcher sich die ältere *trilobata* nicht mehr findet. Es dürfte sich also hier um eine relativ noch jugendliche Ablagerung handeln, oberstes ϵ (Kimmeridge) oder möglicherweise bereits ein dolomitisches Äquivalent der unteren Krebscherenkalke. In etwa 35 m über Tal kommt man dann durch eine ganz kurze, dickbankige, bis halb felsige Kalkzone in helle klingende Dickplatten, wie wir sie meist als Unterlage der Plattenschiefer kennen lernten; tatsächlich scheint auch hier dann eine, wenn auch nicht mächtige Schieferzone zu folgen, die nach oben in harte, ziemlich helle Bänke überzugehen scheint, die wohl in Wechsel mit teilweise auch dunkleren oder wieder mehr plattigen Kalken respektable Mächtigkeit zu erlangen scheinen, denn man trifft sie noch etwa 20 m unter der Höhe der Kuppe in einem kleinen Bruche an; erst ganz oben stellt sich dann eine dünne, deckenförmige Kappe von unserem Obertithon ein, die ich hier im höchsten Falle auf 10—15 m einschätzen möchte.

Wir sehen also hier zwischen die Dolomite des obersten ϵ noch eine gegen 90—100 m, in Wirklichkeit vielleicht deshalb etwas weniger umfassende Stufe von geschichteten Kalken eingeschoben, weil der Dolomit bei Mauern anscheinend tektonisch etwas gesenkt ist, Kalke, die in der unteren Region vorherrschend plattig-schiefrig, oben wieder vorwiegend gebankt erscheinen. Ganz oben folgen dann normal die Bänke des Neuburger Obertithons, das hier erst in etwa 535—540 m einsetzt und gegenüber jenem von Oberhausen um mindestens 100 m höher gelagert sich ausweist. Die Höhendifferenz der südlichen Vorkommen gegenüber jenem vom Hainberg kann ich nach meinen Beobachtungen in der Gegend nur auf tektonische Störungen zurückführen.

So hätten wir in den hellen Kalken von Neuburg-Unterhausen jüngst jurassische Ablagerungen noch erhalten, deren Vorkommen sich hier hart an den südlichsten Jurarand verschiebt und in einer einigermaßen zusammenhängenden Decke gerade an der südlich über die Donau noch vordringenden Scholle sich erhielt; nördlich der Donau dagegen entweder dort, wo sie lokal durch tektonische Störungen ins Niveau ihrer normalen Unterlage herabsanken oder wo eine anormale Bodenhebung, wie unser Hainberg, noch in ihren einstigen Bereich hineinragt. An

allen übrigen Stellen des südlichen Gebietes ist sie bereits der Denudation anheimgefallen und nimmt ihre unmittelbare Unterlage regelmäßig die hangendsten Bergpartien ein; und dem Hainberg fällt in dieser Hinsicht bis zu einem gewissen Grade die Rolle eines sogen. Zeugenberges zu, indem er noch Sedimente erhalten zeigt, die ringsum bereits abgetragen erscheinen.

Ein Gang über unsere fränkische Juraplatte hinweg, der etwa bei Geyern und Kaltenbuch östlich von Weißenburg über den Impressaschichten beginnt, würde also heute bei Neuburg-Unterhausen nicht mehr mit der Platten- oder Lithographica-Stufe, sondern sogar erst mit dem Obertithon, der Privasensis-(Ciliata-)Stufe endigen. Und doch könnte ich der Anschauung nicht beipflichten, die in dieser Tatsache ein Musterbeispiel einer von N. nach S. geneigten Schichtplatte erblicken möchte; unsere Juraplatte erweist sich als unstreitig durch Bruchspalten zertrümmert, nur ist die Vertikalbewegung der einzelnen Schollen von N. nach S. eine stetig gesteigerte. Doch soll im tektonischen Teile der Arbeit, der seiner Fertigstellung in nächster Zukunft entgegensteht, diesen Fragen weiter nachgegangen werden. Zunächst schulde ich aber noch den näheren paläontologisch-stratigraphischen Beweis für das tatsächliche obertithonische Alter unserer südlichsten Sedimente.

c) Kurze Beschreibung der reichen, bisher meist unbekanntes Ammoneenfauna.

Ich habe es nach dem Muster anderer versucht, das mannigfache Formmaterial nach Möglichkeit zu gruppieren; und tatsächlich lassen sich im großen und ganzen unschwer Sippen morphologisch gegeneinander abgrenzen, die allerdings meist wieder die eine oder die andere mehr störende Zwischenform zwischen sich nehmen. In der Reihenfolge der Vorführung dieser Gruppen halte ich mich hier weniger an die Häufigkeit ihres Vorkommens und die Beteiligung an der Faunenkomposition, sondern mehr an den paläontologisch-stratigraphischen Alterscharakter der Typen, wie ich ihn mir nach den Darstellungen neuerer Forscher, besonders UHLIGS, im Prinzip etwa vorstelle; aber maßgebend blieb dabei selbstverständlich in erster Linie noch immer auch eine gewisse, schon in der Morphologie der Gestalten gegebene, also rein natürliche Verknüpfung.

1. Gruppe des *Perisphinctes Danubiensis* SCHLOSS.

Eine kleine Gruppe von Formen ließ sich gut an den von SCHLOSSER beschriebenen *Per. Danubiensis* anreihen. Es handelt sich meist um mittelgroße, ziemlich evolute Formen, die an manche Typen der Unterlage, der Plattenkalke und der dunkleren (Reisberg)-Bänke des Südens sowie vielleicht auch der Prosopon- und Dicerias-Kalke erinnern, so an *Per. Rüppellianus* oder an die (früher vor allem auch) an *Per. contiguus* CAT. angereichten Formen.

Die Rippenverzweigung ist bei beiden Formenreihen eine meist deutlich virgatome, bei allerdings relativ bescheidener Intensität der Bündelung. Immerhin erscheinen mir die jüngeren *Danubiensis*-Typen aus den Neuburger Kalken von der anderen obigen *contiguus*-Gruppe doch auch wieder recht deutlich und scharf geschieden durch merklich größere Rundung von Querschnitt und Flanken, Tiefrücken der Rippenteilung und eine vielfach deutliche, wenn auch recht schwache Andeutung einer Rückenfurche an jugendlichen Windungen, so daß diese leicht eine Art *colubrinii* oder *pseudocolubrinii* vortäuschen könnten. Drei voneinander verschiedene Arten glaube ich hier gut nebeneinander unterscheiden zu können.

1. *Per. Danubiensis* SCHLOSS.

nimmt darunter morphologisch eine Art Mitte ein, am dichtesten berippt in der Jugend, bleibt er später in der Entwicklung von virgatotomen Bündeln relativ bescheiden.

2. *Per. SCHLOSSERI n. sp.* (Taf. VII Fig. 4 u. 5—5a).

von *Danubiensis* durch entschieden größere, doch spärlichere Berippung, später auftretende Rippenbündelung, größere Dicke und Rundung der Umgänge, dünnere und zartere Loben unschwer spezifisch zu unterscheiden. Jugendexemplare mit schwachem, doch immerhin deutlichem Furchenansatz.

3. *Per. subdanubiensis n. sp.*

Eine weitere hierher gehörige Form zeigt mit *Danubiensis* weitgehende Übereinstimmung, scheint sich aber später in der Schalenzeichnung insofern recht merklich davon zu entfernen, als sie bei etwa 95 mm Gehäusedurchmesser auffallend reiche, rasch 5—7 teilig werdende Rippenbündel erzeugt, mit bis weit ins innere Flankendrittel herabsinkender Spaltstelle. Ich halte es zwar nicht für ausgeschlossen, daß auch *Danubiensis*, der leider im Original bereits mit 105 mm abschneidet, dann rasch eine ähnliche Schalenzeichnung annehmen würde. Ich sehe mich aber doch veranlaßt, diese der späteren Schale ein wesentlich verändertes Aussehen gebenden Unterschiede hier zunächst durch, wenn auch vielleicht mehr provisorisches spezifisches Getrennthalten der Formen zu betonen, deren Kenntnis *Danubiensis* sicher vor jenen Verwechslungen mit viel älteren Typen schützen wird, die ihm des öfteren widerfuhren.

Die kleine an *Danubiensis* sich reihende, wenn auch im Faunenbild mehr zurücktretende Sippe möchte ich doch bei ihrer deutlichen Scheidbarkeit von älteren Typen für unsere Kalke für mehr eigenartig halten und für stratigraphische Zwecke nicht unbrauchbar; sie scheinen auch anderen, äquivalenten Faunen nicht abzugehen, dürften aber hier von dem Sammeltyp des *P. contiguus* in der Literatur größtenteils absorbiert sein. Die von TOUCAS aus annähernd gleichem Horizonte abgebildeten Formen *Per. Gevreyi*, *Per. Poucinensis*, sowie sein *Per. contiguus*, bei denen der Autor eigens das häufige Vorkommen einer leichten Rückenfurche an jugendlichen Gewinden betont, gehören wohl sicher mit unseren *Danubiensis*-Typen der gleichen Gruppe an.

2. Gruppe des *Perisphinctes pseudocolubrinus* KIL.

Durch relativ starke Evolution, mehr gerundeten Querschnitt und meist recht deutlichen Ansatz zur Anlage einer Rückenfurche, mehr gedrungenen oder robusten Lobenbau sei hier eine in ihrem Vorkommen zwar stark zurücktretende, aber für die Stufe anscheinend meist gleichfalls recht charakteristische bescheidene Gruppe von Formen zusammengefaßt, die allerdings in anderen Merkmalen, Gehäusegröße, Schalenzeichnung wieder recht weit auseinandergehen können. Der eine oder andere dieser Typen kehrt auch in fast sämtlichen Obertithon-Faunen als *Per. colubrinus* recht regelmäßig wieder, den man heute wegen seiner deutlichen und scharfen Divergenz (viel tiefer gelegene Rippenteilung) vom echten *P. colubrinus* REIN. aus Malm β allgemein als *pseudocolubrinus* bezeichnet.

Ich möchte die hiehergehörigen Formen vorführen als *Per. viperinus n. sp.*, *Per. echidneus n. sp.*, *Per. serpens n. sp.*, *Per. constrictor n. sp.*, *Per. lumbricarius n. sp.*, *Per. pseudocolubrinus* KIL.

1. *Per. viperinus n. sp.*

Morphologisch an *Per. Schlosseri n. sp.* erinnernde, doch durch entschieden größere Evolution im Alter, derbere Sutura und ausgeprägtere Furchenanlage davon deutlich geschiedene Form, mit auch zuletzt kaum um ein Drittel der Höhe sich umfassenden, anfänglich mehr gerundeten, später schwach seitlich gepreßten, stumpflich-ovalen Umgängen, und mäßig reichen (45 bei 100 mm Durchmesser), erst zuletzt auf gegen Flankenmitte virgatotom 3—4 geteilten ziemlich kräftigen, schwach vorwärts gebogenen Rippen.

2. *Per. echidneus n. sp.*

Das an die vorausgehende Art gemahnende, doch noch offenere Gehäuse mit 100 mm Durchmesser besteht aus zahlreichen, auch zuletzt mit kaum einem Viertel der Höhe sich umfassenden, zuerst mehr rundlichen, später ziemlich stark komprimierten Umgängen, mit spärlichen (nur noch 40 auf dem letzten Umgänge), von 65 mm Gehäusedurchmesser ab allmählich auf Flankenmitte und zuletzt hart überm Nabel 3—6 geteilten, ziemlich kräftigen, radialen, zuletzt stark vorwärts geneigten Rippen und schmalen, doch deutlicher Furchenanlage und wieder etwas schlanker Sutura.

3. *Per. serpens* n. sp.

Das anfänglich im Querschnitt wieder mehr runde, später stumpflich-ovale gleich evolutive, doch größer werdende Gehäuse (138 mm Durchmesser mit einem halben Wohnkammerumfang) trägt mäßig reiche (zuletzt noch 45) erst von 90 mm Durchmesser ab auf gegen Flankenmitte dreiteilige, anfänglich vorwärts geneigte, später radiale und zuletzt wieder nach vorn gebogene recht kräftige Rippen und hat eine breite schwache Bandanlage, eine reich-, doch kurzverästelte und gedrungene Sutura.

4. *Per. constrictor* n. sp.

Das stattliche Gehäuse mit 270 mm Durchmesser zeigt fast ganz noch gekammerten Teil und querverlängerte bis kreisrunde, sehr evolutive, auch zuletzt mit kaum einem Viertel der Höhe sich umfassende Umgänge und bis zu 120 mm Durchmesser ausschließlich hoch biplikate, dann auf gegen Flankenmitte 3—4teilige, zuerst vorwärts geneigte, dann radiale, zuletzt mehr gebogene und eigenartig rückläufige, ziemlich spärliche (40) Rippen und breiten, kurz gedrungenen Lobenbau.

5. *Per. lumbricarius* n. sp.

Gleich evolutive Form mit zahlreichen kreisrunden Umgängen und recht kräftigen, scharfen stark vorwärts geneigten und später dabei eigenartig geschwungenen Rippen und wieder mehr schlanker, feinverzweigter Sutura.

6. *Per. pseudocolubrinus* KIL.

Unter diesem Namen möchte ich mehr kleinbleibende (gegen 80 mm Durchmesser) gleichfalls durch große Umgangsdicke und mehr derbe, spärliche, früh tief, auf gegen Flankenmitte gespaltene Berippung, deutliche Furchenanlage und breite, doch robuste Sutura ausgezeichnete Formen zusammenfassen, die wohl das darstellen dürften, was man aus Obertithon gewöhnlich als *P. colubrinus* vorgeführt findet und was man seit kurzem mit dem Sammelnamen *Per. pseudocolubrinus* KIL. zu bezeichnen pflegt (cf. KILIAN, SISTÉRON p. 679, v. KLEBELSBERG, KRAKAUER Oxford p. 179).

3. Gruppe des *Perisphinctes geron* ZITT. und *P. senex* OPP.

Meist recht involute, hohe und flache, größtenteils reich und zart verzierte, an *Per. Ulmensis*, *Per. senex* und *Per. Chalmasi* KIL. oder bei mäßiger Involution auch an *Per. geron* ZITT. oder *Per. striolatus* STEU. erinnernde, im Alter meist glatt werdende Formen von teilweise ziemlicher Dimension (über 200 mm Gehäusedurchmesser) und mit meist einer deutlichen Bandanlage und tief zerschlitzten Perisphincten-Sutura, Formen, die meist mehr zu den seltenen Erscheinungen gehören, doch für stratigraphische Zwecke in Franken durchaus nicht unbrauchbar sein dürften. Sie haben aber in der nächstfolgenden in Neuburg eine viel individuenreichere, wenn auch artenärmere ähnliche Parallelgruppe neben sich, mit mehr eckig abschneidendem, schmalen Rücken.

1. *Per. (Aul.) penicillatus* n. sp.

Entfernt allenfalls an *Per. geron* ZITT. erinnernde, ziemlich involute und flache Form, mit schwach konvexen, zuletzt um gegen die Hälfte der Höhe sich umfassenden Umgängen und besonders später recht dichten (70 Umbonalrippen) und zarten, zuerst biplikaten, zuletzt intensiv gebündelten (5—8teiligen, mit Spaltstelle auf Flankenmitte) vorwärts geneigten, später auch schön geschwungenen, zuletzt aber auf der Wohnkammer mit Ausnahme zarter Umbonalwülste sich ganz verlierenden und dadurch zur Glätte führenden, auf Rückenmitte bandförmig abgeschwächten Rippen und reich zerschlitzter typischer Perisphincten-Sutura.

2. *Per. (Aul.) jubatus* n. sp.

Eine der vorigen sehr ähnliche, gleichfalls ziemlich flache und mittelhohe, doch etwas kleiner bleibende (115 mm Durchmesser) und dabei dickere Form mit noch dichterem (90—100 Umbonalrippen) und zarterer, doch ganz ähnlich verzweigter, wenn auch weniger intensiv gebündelter (zuletzt auf Flankenmitte 3—4teilig), schön geschwungener, vorn gegen die Wohnkammer zu mit Ausnahme der noch ganz kurz erhaltenen Umbonalanschwellungen sich total verlierender Berippung, schwachem, doch deutlichem Medianband und typischer Perisphincten-Sutura.

3. *Per. (Aul.?) silvescens* n. sp.

Hohe, wenn auch relativ dicke und aufgeblasene, besonders in der Jugend sehr involute und gleichfalls sehr dicht, wenn auch merklich gröber gezeichnete Form, mit deutlich komprimierten, doch noch leicht konvexen, auch zuletzt noch mit über einem Drittel der Höhe sich umfassenden

Umgängen, mit recht gedrängter (über 100 Umbonalrippen an mittleren Umgängen), zuerst biplikat, zuletzt ziemlich reich gebündelter, hart über der Nabelwand 4—6 teiliger, vorwärts geneigter Berippung, kaum merklicher Bandanlage und schlanker, fein zerschlitzter Perisphincten-Sutur und anscheinend nicht glatter Wohnkammer. *Per. gervon* ZIT. zeigt eine gewisse Annäherung, ist aber in der Berippung viel länger biplikat und nie so intensiv gebündelt.

4. *Per. (Aul.) diffusus n. sp.* (Taf. VIII Fig. 3).

Ziemlich große Form (erwachsen gegen 200 mm Durchmesser) durch Stärke der Involution und Dichte der Berippung an die vorausgehende Art deutlich angereicht, aber davon doch scharf spezifisch scheidbar durch größere seitliche Kompression, schlankeren Querschnitt, mehr radialem Rippenverlauf und ihre, mit Ausnahme breitlicher Umbonalwülste, total glatte Wohnkammer. *Per. diffusus n. sp.* erinnert entfernt an *Per. Chalmasi* KL., doch ist dieser evoluter, trägt die Rippenteilung merklich höher auf den Flanken und im Alter mehr rundlich knotige Rippenanschwellungen über der Nabelwand.

5. *Per. (Aul.) caesposus n. sp.* (Taf. VIII Fig. 4).

Das aus nur wenigen im Innern mehr gerundeten, später sehr flachen und hochelliptischen und ebenso geschlossenen, mit über zwei Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen sich aufbauende, ziemliche Dimension (wohl weit über 200 mm Durchmesser) erlangende Gehäuse trägt äußerst feine und dicht gedrängte (über 100 Umbonalrippen) auf gegen Seitenmitte biplikate Berippung, die zwar eine gewisse halbbündelige Gruppierung der Hauptrippen über der Nabelwand, aber keine eigentliche deutliche Bündelung zeigt. Die Form erinnert an *Per. senex* OPP., ist aber viel geschlossener, und entfernt an *Per. Ulmensis* OPP., der sich aber in späteren Stadien durch reiche virgatotome Rippenbündelung scharf getrennt hält.

6. *Per. (Aul.) glaber n. sp.*

Wie die vorausgehende Form außerordentlich enge genabelt, aus nur wenigen ungemein flachen und hohen, mit über zwei Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen bestehend, mit im Innern sehr dicht gedrängten (ca. 80—90 umbonalen) ziemlich zarten, vorwärts gebogenen wohl meist biplikaten Rippen, die sich aber auf den nächsten Umgängen, mit Ausnahme der äußeren siphonalen Enden, bereits ganz verlieren und nicht nur die ganze, fast einen totalen Umgang einnehmende Wohnkammer, sondern das Gehäuse auch bis ein Stück in den Nabel hinein ganz glatt erscheinen lassen, worauf der Name hindeutet; die leider schlecht erhaltenen breitgedrungenen und kurz verästelten Loben erinnern an die der später aufgeführten Pseudovirgatiten.

7. *Per. loricatus n. sp.*

Sehr flache, hohe, schlanke und ziemlich geschlossene Form mit sich bis zur Hälfte der Höhe umfassenden Umgängen und anfänglich ausschließlich auf gegen Flankenmitte biplikat, ziemlich dichten (60—70), später durch Auseinanderrücken aber viel ärmeren und dann hart über der Nabelwand gespreizt 3—4 teiligen Flankenrippen, deren Äste ihrerseits vielfach sich wieder gabeln; Rippenverlauf vorwärts gebogen, Relief ziemlich kräftig, nimmt im Alter noch zu und gibt alten Wohnkammern im Gegensatz zu den bisherigen Arten eine kräftige, breitlich wulstige Flankenverzierung.

4. Gruppe des *Aulacosphinctes dicratus n. sp.*

Häufiger als die eben vorgeführten und deshalb fürs ganze Faunenbild in Neuburg charakteristisch und für die Horizontierung der Ablagerung nach meiner Anschauung gleich wichtiger erachte ich eine kleine an die vorausgehende morphologisch weitgehende erinnernde Sippe von Formen, die bisher wohl meist als *Per. Ulmensis* OPP. gedeutet und durch ihre häufig vorkommenden, meist recht stattlichen, glatten Wohnkammern die Vorstellung nährten, *Per. Ulmensis* OPP. werde im Alter glatt. Viel höher gelegene Rippenteilung, ebenso längeres Anhalten des biplikat Teilungssystemes, die viel reicheren stets schön geschlossenen virgatotomen Rippenbündel, auf alle Fälle aber das nie totale Glatwerden im Alter und der stets gerundete Rücken stellen indes *Per. Ulmensis* OPP. auf den ersten Blick in scharfen Gegensatz zu den gegenwärtigen Neuburger Formen, die einen recht wesentlich anderen Zeichnungstyp zur Schau tragen.

Es sind wieder meist sehr eng geschlossene, hohe, flache, reich und dicht verzierte Formen, mit tief innerhalb Flankenmitte gelegener Rippenteilung und ausge-

sprochenener Tendenz zu ziemlich totalem Glattwerden im Alter. Was sie trotz weitgehender Konvergenz morphologisch wie wohl auch systematisch von den vorausgehenden Formen ziemlich scharf scheidet, ist ein eigentümliches eckiges Abschneiden des Rückens, unter Bildung deutlicher, stumpfer Kanten an der Externseite, verbunden mit einer meist breiten, doch nie ganz fertigen, d. h. ganz glatten Bandanlage. Gerade diese beiden Merkmale im Vereine mit einem gewissen geschwungenen Rippenverlauf erinnern an manche Neocomhopliten und entfernen auf alle Fälle ihre Träger recht merklich vom normalen Perisphincten-Typ. Sie gehören wohl sicher zu den Formen, für die UHLIG als eine Verbindung von *Perisphinctes* und *Hoplites* das Subgenus *Berriasella* aufstellte, die er aber in seinen letzten Jahren doch wieder von den echten Berriasellen, dem *Privasensis-Callisto*-Typ als den Perisphincten doch noch mehr genäherte Aulacosphincten zusammenfassen wollte.

Auf alle Fälle möchte ich in der so charakteristisch geformten und gezeichneten und in unserer Ablagerung häufigen Sippe ein recht jugendliches Gestaltungs- und Faunenelement erblicken und recht untrügliche Anzeichen tithonischen und zwar ober-tithonischen Alters. Wenn sie zunächst vielleicht noch relativ wenig Anknüpfung an bisher bekannte Äquivalent-Faunen gestatten, so mag dieses seinen Hauptgrund haben in der leider viel zu sehr beliebten Gewohnheit der Autoren, sich bei Faunendarstellungen mit der Kundgabe vielfach recht wenig sagender Jugendwindungen zu begnügen, wodurch dann vielleicht sehr wichtige Charakter-Typen von systematischen Nachbar-sippen absorbiert werden und selbst unbekannt bleiben. Ich halte es nicht für wahrscheinlich, daß die in Neuburg so außerordentlich häufigen Typen anderen Vorkommen ganz abgehen. Mit Sicherheit glaube ich sie übrigens im Obertithon von Andalusien wieder zu erkennen, in den von KILIAN von dort fälschlich als *Hoplites carpathicus* (l. c. Taf. 30 Fig. 1) und *Hopl. Callisto* D'ORB. (l. c. Taf. 31 Fig. 3) bezeichneten Formen, die sich durch den Mangel eines fertigen und glatten Medianbandes von den Originalen gleichen Namens recht weit zu entfernen, unseren Neuburger gegenwärtigen Typen dagegen derart zu nähern scheinen, daß sie, wenn auch nicht spezifisch damit zusammenfallend, doch sicher zur gleichen Sippe gehörig erscheinen. Auch die allerdings wohl schon etwas jüngeren von STEUER aus der argentinischen Cordillere abgebildeten Formen *Hopl. Subcallisto* TOUC. (l. c. Taf. 18 Fig. 11), die gleichfalls den *Berriasella*-Typ der TOUCAS'schen Form vermissen läßt, so wie sein *Hopl. callistoides* BEHR. (l. c. Taf. 17 Fig. 14) zeigen auffallende Konvergenz mit den gegenwärtigen Neuburger Formen. Diese dürften also für unsere Ablagerung mit als wichtigste Zeugen für Obertithon zu gelten haben. Folgende sämtliche neue Formen möchte ich bei der eben gezeichneten Sippe unterbringen: *Aul. callodiscus* n. sp., *Aul. dicratus* n. sp., *Aul. tortuosus* n. sp., *Aul. kyphosus* n. sp.

1. *Aul. (Per.) callodiscus* n. sp. (Taf. IX Fig. 2—2a).

Die sehr schmale, flache, geschlossene und recht stattliche Dimension (gegen 250 mm Durchm.) erlangende schöne Form, mit hoch elliptischen, sich um über zwei Drittel der Höhe umfassenden Umgängen ist gezeichnet mit wieder ziemlich dichten (55 umbonalen bei 100 mm Durchmesser), später spärlicheren, zuerst ausschließlich auf Flankenmitte biplikaten, dann schlecht geschlossen gebündelten, im innern Flankendrittel 4—6 teiligen, innen ziemlich scharfen, dann mehr stumpflichen, vorwärts geneigten, später stark gebogenen Rippen, die auf dem schmalen Rücken breit abgeschwächt, mehr dessen eckiges Abschneiden als ein eigentliches Medianband bedingen. Nur wenig veränderte Perisphincten-Sutur. Von *Per. Ulmensis* OPP. scheidet die Form vor allem viel früher und tiefer erfolgende Rippenbündelung und die ganz glatte Wohnkammer, von *Per. caesposus* n. sp. spärlichere Berippung, von *Per. diffusus* n. sp. deren stark gebogener Verlauf, von dem folgenden *Aul. dicratus* n. sp. engerer Nabel.

2. *Aul. (Per.) dicitatus n. sp.* (Taf. IX Fig. 3—3b).

Der vorigen sehr ähnliche und morphologisch vollkommen analoge, doch merklich offenere, etwas ärmer aber gröber gezeichnete, zuletzt gleichfalls glatte und anscheinend auch größer werdende Form (sie liefert wohl die meisten der häufigen großen, glatten Wohnkammern), mit vorwärts geneigter und vielfach deutlich geschwungener, über dem eckig abschneidenden Rücken deutlich abgeschwächter Berippung, doch ohne fertiges, glattes Medianband. Es kommen deutlich zwei Mutationen nebeneinander vor, eine mehr schlanke und etwas zartere, neben einer dickeren und gröber gezeichneten, deren Berippung auf der später mehr glatten Wohnkammer noch einige Zeit deutlich durchblickt. Der vorausgehenden Art sicher sehr stark genähert, noch mehr anscheinend den von KILIAN aus Cabra (Andalusien) als *Hopl. carpathicus* ZITT. und *Hopl. Callisto* D'ORB. abgebildeten.

3. *Aul. (Per.) tortuosus n. sp.*

Eine mangels besseren Materiales leider noch nicht wünschenswert fixierbare, mit der vorausgehenden morphologisch hochgradig konvergierende, doch in höherem Alter merklich evoluter bleibende Form, mit einer gewissen Eigenart in der Zeichnung, insofern, als die hier deutlicher virgatotomen Rippenbündel auch später noch mehr geschlossen bleiben und durch ein gewisses Vorwärtsbiegen im Gebiete der hier auch skulpturell deutlich anwachsenden wie stets auch höher gelegenen Spaltung der Verzierung einen schön geschwungenen Verlauf verleihen, der an *Aul. Delphinensis* KIL. (Andalusien l. c. p. 617 Text-Fig. 1) oder auch *Aul. ponticus* RET. (RETOWSKI l. c. p. 256 Taf. 10 Fig. 9) zu erinnern scheint.

4. *Aul.?* (*Per.*) *kyphosus n. sp.*

Die leider nur in ein paar mehr jugendlichen Exemplaren vorliegende schöne Form erinnert durch engen Nabel und gedrängte Berippung (80 Umbonalrippen bei 75 mm Durchmesser) stark an *Aul. callosiscus n. sp.*, ist aber davon durch einen an *Cossmatia Richteri* oder auch *Simbirskites* erinnernden schön geschwungenen, besonders an der Externseite stark vorwärts gekrümmten Rippenverlauf davon unstreitig getrennt zu halten; doch stellt sie ein breites, wenn auch unfertiges Medianband und eckiges Abschneiden des Rückens sicher zur gegenwärtigen Sippe.

5. Gruppe des *Aulacosphinctes Falloti* KIL. und *ramosus n. sp.*

Als ein sehr interessantes relativ jugendliches und für stratigraphische Fragen sehr wichtiges Faunen-Element möchte ich in Neuburg die folgende, zwar kleine und bisher noch recht bescheiden vertretene, aber durch gewisse morphologische Eigenheiten aus der großen Formenfülle deutlich isolierte Gruppe betrachten, von meist mehr mittlerer, doch teilweise auch recht stattlicher (gegen 250 mm Durchmesser) Dimension. Durch recht ausgeprägte seitliche Kompression an die beiden vorausgehenden Sippen gereiht, ist sie davon doch wieder recht merklich geschieden durch wieder größere Querschnittsdicke, größere Evolution und geringere Höhe sowie besonders auch durch ärmlichere, doch größere Berippung. Unter sich verbunden werden die Formen außer durch ihre seitliche Abplattung durch eine, besonders in höherem Alter, recht deutliche und relativ weit gediehene, fast fertige Rückenfurche, eine sehr tief, zuletzt hart über der Nabelwand erfolgende sparrig gespreizte Rippenteilung und besonders ein an manche Spiticeraten erinnerndes, deutliches, doch mehr länglich wulstiges als rundlich knotiges Anschwellen der inneren Rippenansätze, außerdem durch eine schlankere, sehr intensiv verästelte und mannigfach eingesägte und fein gekerbte Sutura. Die sicher sehr interessante Sippe gestattet zunächst zwar verhältnismäßig wenig Anschluß an bekannte Analogiefolgen, doch scheint ihr Element auch diesen nicht ganz abzugeben, so glaube ich in der von KIL. aus Cabra als *Per. Falloti* abgebildeten sowie besonders in dem durch STEUER bekannt gewordenen argentinischen *Holc. (Spiticeras) fraternus*, *Holc. fasciatus* und *Per. (Holc.) Locohensis* eine unverkennbare, wohl kaum rein äußerliche Erinnerung an die gegenwärtigen Formen zu erkennen. Sie dürften also ein neues stratigraphisch sehr beachtenswertes Moment der Neuburger Ammonoiten-Fauna bedeuten. Die leider weniger ideal erhaltenen, doch spezifisch voneinander recht

gut scheidbaren Formen erlaube ich mir einzuführen unter den Bezeichnungen *Aul. (Per.) ramosus* n. sp., *Aul. torulosus* n. sp., *Aul. crispus* n. sp. und *Aul. dilogus* n. sp.

1. *Aul. (Per.) ramosus* n. sp.

Im Innern mehr evolute, später deutlich stärker sich schließende, ziemlich große (bei 170 mm Durchmesser nach gekammerter Teil) vorn mit flachen, rechteckigen bis breitlich ovalen, zuletzt bis ein halb der Höhe sich umfassenden Umgängen und mäßig dichter (gegen 55 Umbonalrippen) zuerst auf wenig über Seitenmitte biplikater, dann gespreizt stark verästelter, zuletzt auf dem inneren Flankendrittel vier- bis mehrteiliger, vorwärts geneigter und leicht gebogener, grober, an der Ansatzstelle am Nabel deutlich anschwellender Berippung, die auf Rückenmitte durch ein zuletzt ziemlich breit werdendes Rückenband fast ganz unterbrochen wird und von etwa 140 mm Gehäusedurchmesser ab, besonders auf der Wohnkammer, allmählich ganz sich zu verlieren scheint. Innere Umgänge unverkennlich an *Per. Falloti* KIL. erinnernd.

2. *Aul. (Per.) torulosus* n. sp.

Der vorigen sehr ähnliche, im Innern gleichfalls mehr offene, erst zuletzt sich schließende Form mit deutlich abgeflachten, zuletzt um etwa die Hälfte der Höhe sich umfassenden rechteckigen, später ovalen Umgängen und relativ früh weit auseinander rückender und mehr spärlicher (bei 120 Durchmesser nur noch gegen 30 Umbonalrippen), doch dafür intensiv (6—8 teilig), wenn auch recht lose und tief, hart über Nabelwand gebündelter, zuletzt stark vorwärts geneigter, im Innern recht scharfer und kräftiger, später überm Nabel merklich angeschwollener Berippung, die später sich zuerst mehr auf der inneren Flankenhälfte, dann auch außen zu verlieren und zu einer wohl nahezu gänzlich glatten Wohnkammer zu führen scheint und auf Rückenmitte zuerst durch eine schmale Rinne, später durch ein breitliches, fast glattes Band Abschwächung oder fast Unterbrechung erfährt. Der Hauptunterschied gegenüber der vorigen Art liegt in der Berippung, die früher-, reicher-, tiefer-gebündelt erscheint. Zahlreiche breite und tiefe Einschnürungen.

3. *Per. (Aul.) crispus* n. sp.

Das leider recht schlecht erhaltene, nur ganz wenig evolutere, deutlich komprimierte Gehäuse trägt noch merklich gröbere (als die vorausgehenden Arten), doch noch ärmere, zuletzt gleich tief, hart überm Nabel gespreizte, sparrig unregelmäßig 3—4 teilige vielfach recht stark vorwärts gebogene Berippung. Innere Windungen zeigen unverkennbar große Annäherung an *Per. Falloti* KIL., außerdem erinnern sie an manche der oben zitierten argentinischen Formen.

4. *Per. (Aul.) dilogus* n. sp.

Eine scheinbar wieder mehr ferne stehende Form mit zwar merklich dickeren, doch noch recht deutlich abgeplatteten, sich schon früh um etwa ein Drittel der Höhe umfassenden, zuletzt noch mehr geschlossenen und recht hohen Umgängen und relativ spärlicher (bei 100 mm Durchmesser nur gegen 30 Umbonalrippen), gröberer, zuerst biplikater, aber schon sehr früh im inneren Flankendrittel sparrig 3 teiliger, über der Nabelwand schwach, doch deutlich angeschwollener, radialer oder schwach vorwärts gebogener Berippung, die durch eine schmale Furche auf Rückenmitte unterbrochen wird und auf älteren Wohnkammern sich stark verwischt, doch nicht ganz verliert. Die inneren dicken Umgänge mögen entfernt an *Per. dorsoplanus* MICH. erinnern.

6. Gruppe des *Aulacosphinctes racemosus* n. sp.

Einen recht interessanten Bestandteil der Neuburger Fauna scheint dann eine kleine, den Plattenkalken gleichfalls fremde Gruppe von meist mittelgroßen, 160 mm Durchmesser nicht sehr wesentlich überschreitenden Formen, die durch meist größere Evolution und deutliche Rundung der Umgänge, wenigstens an jüngeren und mittleren Stadien, wieder stark an die obigen *Danubiensis-pseudocolubrinus*-Typen erinnern und mehr älteren Charakter zu zeigen scheinen. Eine jedoch meist relativ weit gediehene und länger sich erhaltende Furchen- oder Bandanlage, eine meist viel breitere und an mittleren und späteren Umgängen dabei großenteils auffallend kräftige und lange Lobenentwicklung scheidet sie indes recht deutlich von den *Danubiensis*-Formen und eine besonders an älteren Umgängen außerordentlich charakteristische und eigenartige, reiche, schön geschlossen virgototome, teilweise sogar an Virgatiten erinnernde vorwärts gebogene Berippung außerdem auch von

den *Pseudocolubrinus-echidneus*-Typen; tief gelegene Rippenteilung und die meist recht deutliche Rückenfurche oder auch ein gewisses Abplatten des Rückens im Alter geben ihnen trotz der Rundung auch wieder ein mehr auf jugendliches, tithonisches Alter hindeutendes Gepräge. Sie scheinen weitgehend auch anderen Tithon-Vorkommen zu eignen und so recht das darzustellen, was UHLIG mit seinem Subgenus *Aulacosphinctes* vor allem treffen wollte. Weniger lebhaft ist zunächst ihre Erinnerung an Stramberg; immerhin dürften *P. transitorius* OPP. und *P. eudichotomus* ZITT. nicht sehr ferne stehen; von Cabra (Andalusien) dürfte *P. Lorioli* ZITT., der übrigens mit dem Stramberger kaum sich deckt, hierher gehören; auch die von TOUCAS aus der Ardèche angegebenen Formen mit größerer Querschnittsrundung und deutlicher Rückenfurche an inneren Umgängen, wie *P. Lorioli* ZITT., *P. eudichotomus* ZITT., *P. transitorius* OPP., die bei einiger Richtigkeit der Zeichnung mit den gleichnamigen Stramberger Formen schwerlich übereinstimmen, stellen sich wohl zur gleichen Formengruppe. Auch im argentinischen Obertithon scheint sie an *P. Kokeni* BEHR., *Hopl. (Aul.) Oppeli* BEHR., auch *P. Callistoides* BEHR., der stark an die unten als *Aul. callizonus* n. sp. bezeichnete Neuburger Form erinnert, ihre Vertreter zu haben sowie vor allem auch in den Spitischiefen, aus denen besonders *Aul. Hollandi* UHL., *Aul. rareplicatus*, *Aul. Spitiensis*, *Aul. linoptichus* hierher gehören dürften; zwar nehmen unsere Neuburger Formen durch die intensive Rippenbündelung im höheren Alter ein wieder ziemlich verändertes Aussehen an, aber die Übereinstimmung an inneren und mittleren Umgängen ist so unverkennlich, daß ich an dem Bestände naher Beziehungen nicht zweifeln kann. Und so dürfte auch diese Formengruppe in Neuburg einen stratigraphisch ebenso wichtigen, wie interessanten Gestaltungs-Typ darstellen und die sechs folgenden Formen: *Aul. (Per.) racemosus* n. sp., *Aul. Loeschi* n. sp., *Aul. serotinus* n. sp., *Aul. acuticostatus* n. sp., *Aul. Dacquei* n. sp. und *A. callizonus* n. sp. vorwiegend obertithonischen Charakter an sich tragen.

1. *Aul. (Per.) racemosus* n. sp.

Das scheinend mäßig große Dimension (180 mm) erlangende, bis in hohes Alter relativ offene Gehäuse mit zuerst schön gerundeten, zuletzt aber höheren und ziemlich flachen, ovalen, um etwa ein Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen und einer im Inneren ziemlich dichten, erst biplikat, dann rasch unter weitem Auseinanderrücken (noch 25 Umbonalrippen) schön bündelig, virgatotom (innerhalb Flankenmitte) 4—6 teiligen, zuerst mehr radialen, dann stark vorwärts gebogenen, relativ groben, auf Rückenmitte unter deutlicher Furchenbildung eingeknickten und auf der Wohnkammer sich merklich verwischenden Berippung und auf den Umgang 3—5 breiten, kräftigen, besonders am Mundsäum kragenartigen Einschnürungen.

2. *Aul. (Per.) Loeschi* n. sp.

Der vorigen in Bau und Verzierung durch schöne Rippenbündelung vollkommen analoge, doch durch recht merklich dichtere und zartere, wenn auch scharfe und schneidige Berippung in höherem Alter davon jederzeit leicht scheidbare, recht charakteristische und häufige Form mit stattlicher, dabei breiter Lobenzeichnung und gleichfalls häufigen und scharfen Einschnürungen.

3. *Aul. (Per.) serotinus* n. sp.

Das wieder etwas größer werdende, auch in hohem Alter recht offen bleibende (kaum ein Viertel Umfassung), schön gerundete Gehäuse trägt relativ dichte, doch früh grobe, stumpflich gerundete, hier auffallend lange biplikate, doch zuletzt noch rasch deutlich virgatotom (im inneren Flankendrittel 4—5 teilige) gebündelte, zuerst mehr radiale, zuletzt schön vorwärts gebogene Berippung, auf dem Rücken im Alter eine zwar schwache, doch deutliche Abplattung und eine ziemlich derbe Sutura.

4. *Aul. (Per.) acuticostatus* n. sp.

Die mittelgroße, recht evolute, mir leider nur in einem größtenteils noch gekammerten, nicht ganzen Umgänge eines erwachsenen Gehäuses und einem vermutlich dazu gehörigen kleineren Exemplar vorliegende Art erinnert morphologisch unverkennlich an *Aul. racemosus* n. sp. und *Loeschi* n. sp., ist aber durch viel spärlichere, doch gleich größere, besonders am umbonalen Teile

scharf keilig anschwellende, erst auf Flankenmitte sparrig 3—4teilige Berippung sowie durch ihren recht merklich dickeren, breit ovalen Querschnitt daneben unschwer als spezifisch verschieden zu erkennen.

5. *Per. (Aul.) Dacqui* n. sp.

Die erwachsen wohl gegen 200 mm Durchmesser erlangende, anfänglich zwar schön gerundete, später aber durch seitliche Abplattung hier mehr kontrastierende, zuletzt sich mehr schließende Art (halbe Umfassung der Umgänge) erinnert durch ihre bis in hohes Alter relativ dichte (gegen 60 Umbonalrippen) auf wenig über Flankenmitte ausschließlich biplikate, dann kurz vor Wohnkammerbeginn noch 3—4teilig werdende, im Alter auf Rückenmitte breitlich abgeschwächte, früh schön vorwärtsgebogene Berippung an den vorausgehenden *Aul. serotinus* n. sp., durch ihre spätere seitliche Kompression und die (mit Ausnahme seichter Umbonalanschwellungen) mehr glatte Wohnkammer, eine deutlich verkürzte, zartere, doch noch gut zerschlitze Sutura an die obigen *dicratus*- oder auch *ramosus*-Typen, und mag hier vielleicht provisorisch ihren Platz finden.

6. *Aul. (Per.) callizonus* n. sp.

Mittelgroße, später gleichfalls recht flache Form mit schmalen, etwa um ein Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen und ziemlich dichter (60 Umbonalrippen bei 100 mm Durchmesser) zarter, zuerst auf Flankenmitte biplikat, dann virgatotom drei-, später auch mehrteiliger, vorwärts geneigter Berippung, die auf dem mehr eckig abschneidenden Rücken eine deutliche Abschwächung oder später an älteren Gehäusen, wie eine hieher gestellte alte glatte Wohnkammer andeutet, auch breite Unterbrechung erfährt, und sehr häufigen und auffälligen, zuletzt kragenartigen Einschnürungen und anscheinend etwas kürzeren und einfacheren Loben. Nähere Beziehungen vermutlich zu *Hopl. (Aul.) Callistoides* BEHR. und *Hopl. Oppeli* BEHR. (non KIL.) aus Argentinien, entferntere vielleicht auch zu den obigen *dicratus*-Typen; jugendliche Windungen erinnern auch an *Berr. Privasensis* und *Berr. Callisto*, die aber viel primitivere Sutura und schärfere Rückenfurche haben.

7. Gruppe der *Berriasella ciliata* n. sp.

Von höchstem stratigraphischen Interesse ist in Neuburg das häufige Vorkommen einer kleinen Gruppe ausschließlich mehr zierlich bleibender, 80 mm Durchmesser kaum erreichender, flacher und schmaler Formen, mit ziemlich gedrängter, scharfer, meist deutlich, wenn auch schwach geschwungener Berippung, einer meist recht ausgeprägten, scharfen und glatten Medianfurche und einer auffallend kurz gedrunghenen und primitiven Sutura. Denn gerade dieses eng zusammengeschlossene, wenn auch im einzelnen anscheinend noch äußerst variable Faunenelement kehrt in jeder echten Obertithon-Fauna regelmäßig wieder. Es handelt sich nämlich um die interessante Formengruppe des heute allgemein als sicher obertithonisches Alter anzeigend geltenden *Privasensis-Callisto*-Types, innerhalb dessen zuerst vor allem OPPEL, PICTET, TOUCAS weitere spezifische Unterscheidungen trafen, und der von vielen bereits zu den Hoplitiden gerechnet und auch von UHLIG unter dem Subgenus *Berriasella* diesem angegliedert wird und der in neuerer Zeit tatsächlich auch von so ziemlich sämtlichen Obertithon-Vorkommen signalisiert wird und wohl meist auch vorliegt, wenn auch anscheinend manches von dem, was in der Literatur unter dieser oder ähnlicher Bezeichnung zur Abbildung kam, wieder mehr abbiegt. Zwar zeigen auch die fraglichen Neuburger Formen den PICTET'schen Originalen gegenüber (die leider als *Privasensis* zwei sicher spezifisch verschiedene Arten vor Augen führen) eine gewisse unverkennbare Abweichung durch starkes Sichvorwärtskrümmen der siphonalen Berippung wie eine meist mehr größere Körperdimension, doch kann deshalb an ihrer Zugehörigkeit zur gleichen engen Sippe und der Vertretung des Types nicht gezweifelt werden. Der echte *Callisto*-Typ, der allerdings infolge weitgehender Verwechslungen und falscher Identifizierungen in der Literatur äußerst schwer verfolgbar erscheint und sich den *Privasensis*-Formen gegenüber auszeichnet durch größere Involution, mehr geschwungenen Verlauf und tiefer gelegene Spaltung der Rippen und noch recht entschiedeneres Anschwellen der siphonalen Rippenenden an der auch schärferen und breiteren Rückenfurche, scheint

in Neuburg zwar noch zu fehlen. Um so sicherer aber und reicher ist der gleichfalls erst im Obertithon erscheinende *privasensis*-Typ vertreten, der unsere Neuburger Kalke in engem stratigraphischen Verband zeigt, mit den berühmten Tithonablagerungen von Stramberg, von der Porte de France bei Grénoble, von Cabra in Andalusien, von Argentinien und Mexiko und den Spitischiefern; dann auch von dem Tithon von Kufstein, vom Bregenzer Wald und der Krim (Theodosia), wo allerdings ein reicheres Sichbeimischen des echten *Callisto*-Types ein noch etwas jüngeres Alter andeuten mag. Trotz großer Annäherung mancher der gegenwärtigen Neuburger Vertreter der interessanten Sippe an schon bekannte Arten konnte ich mich doch nicht zur Identifizierung damit entschließen, in der durch Zugrundelegen der Stramberger und PICTET'schen Originale gewonnenen Erkenntnis, daß auch hier bereits manche der beschriebenen Arten einen langen, ganz unberechtigten Anhang hat, und in der Überzeugung, daß die stratigraphische wie paläontologische Forschung nur durch tatsächliche spezifische Scheidung des spezifisch Scheidbaren wirklich gefördert wird, da man nur so die Klippen der für beide gleich schädlich sich erweisenden Kollektiv-Typen umgeht.

Es seien also auch diese stratigraphisch so wichtigen Zeugen aus Neuburg hier aufgeführt und kurz charakterisiert als *Berriasella* (*Hopl.*?) *praecox* n. sp., *B. patula* n. sp., *B. ciliata* n. sp., *B. pergrata* n. sp., *B. adeps* n. sp., *B. nitida* n. sp., *B. prava* n. sp.

1. *Berr.* (*Per.*?) *praecox* n. sp.

Das durch etwas weiteren Nabel und größere Querschnittsrundung gegen seine Umgebung etwas kontrastierende, im übrigen aber vollkommen damit in Einklang stehende Gehäuse setzt sich zusammen aus innen sehr evoluten, zuletzt um etwa ein Viertel der Höhe sich umfassenden und hier dann auch deutlich komprimierten Umgängen mit relativ spärlicher (40 R. auf dem letzten Umgang), doch kräftiger und scharfer, zuletzt auf Flankenmitte biplikat, selten ungeteilter, im Innern mehr radialer, zuletzt schwach, an der Externseite stärker vorwärts gebogener, an der Spaltstelle kaum merklich akzentuierter, auf dem Rücken durch eine tiefe glatte Furche unterbrochener Berippung, ziemlich tiefen und scharfen Einschnürungen und auffallend kurzen einspitzigen Loben. Unstreitig stark an *Per. Moerikeanus* OPP. erinnernde, doch dickere Form.

2. *Berr. patula* n. sp.

Die erste der seitlich mehr flachen, durch relativ offenes Gehäuse von ihrer Umgebung deutlich geschiedene Form besteht aus sich zuletzt nur um ein Viertel der Höhe umfassenden Umgängen mit meist dichter (60 auf dem letzten Umgänge), scharfer, im oberen Flankendrittel, zuletzt auf Flankenmitte biplikat, innen radialer, später vorwärts geneigter und an der Externseite stark vorwärts gekrümmter, über der glatten Nabelwand rückläufiger, ziemlich geschwungener, auf Rückenmitte durch eine schmale, doch scharfe Furche unterbrochener Berippung und ziemlich breiten und tiefen Einschnürungen. Von ähnlichen Formen anderer Vorkommen durch größere Evolution trennbar.

3. *Berr. ciliata* n. sp. (Taf. IV Fig. 5—5 b).

Der vorigen morphologisch vollkommen analoge, doch merklich geschlossenerere und gedrängter gezeichnete Form mit zuletzt um ein Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen und schön elliptischem Querschnitt und im Innern biplikat, auf der vorderen Wohnkammer vorwiegend auf Flankenmitte schön virgatotom dreigeteilter Berippung. Ist an inneren Windungen noch recht merklich offener als der echte *Privasensis* Pict. (PICTET l. c. Fig. 1).

4. *Berr. pergrata* n. sp. (Taf. VII Fig. 6—6 b).

Vorliegende den Typus der Gruppe wohl am besten wiedergebende Form nimmt hinsichtlich ihrer Nabelweite eine Art Mittelstellung ein zwischen den eben beschriebenen zwei Arten; die relativ dichte (65 R. auf dem letzten Umgänge) Berippung ist fast ausschließlich im oberen Flankendrittel biplikat mit nur wenigen drei oder vier ungeteilten Ausnahmen an Einschnürungen und am Mundsaum, zart und ziemlich scharf. Sie dürfte *Privasensis* Pict. l. c. Fig. 1a außerordentlich nahekommen oder vielleicht artgleich damit sein; die Formen bei TOUCAS sind teils evoluter teils involuter und sämtlich auch entschieden kleiner bleibend.



Sutur von *Berriasella pergrata* n. sp. Nat. Gr.

5. *Berr. adeps* n. sp.

Die leider nur in einem Exemplar vorliegende schöne Form hebt sich gegen ihre Nachbarschaft durch recht deutlich größere Querschnittsdicke, engeren Nabel (letzter Umgang den vorausgehenden um die Hälfte der Höhe umfassend), wie schöne, wenn auch ganz leichte Wölbung der Flanken und eine wieder etwas gedrängtere biplikate (gegen 70 R.) Berippung, die durch häufig auftretende scharfe und tiefe Einschnürungen schön gruppig abgeteilt erscheint.

6. *Berr. nitida* n. sp.

Anscheinend mehr seltene, bisher mir nur in zwei Exemplaren vorliegende, durch relativ dicken Querschnitt und starke Involution der vorigen sehr ähnliche, doch recht merklich spärlicher berippte Form mit vor der scharfen Rückenfurche deutlich, wenn auch recht schwach anschwellenden Rippenenden.

7. *Berr. prava* n. sp.

Wenn auch durch gewisse morphologische Eigenheiten hier wieder mehr störend, so reiht sich durch ihr Gesamtaussehen doch recht gut eine stark komprimierte, klein bleibende, mit Rückenfurche und gleich primitiver Sutura versehene, wieder mehr involute Form der gegenwärtigen Sippe ein, die sich auszeichnet durch gewisse sicher innate und nicht krankhafte, wenn auch mehr wie monströs sich ansehende Gestaltungsmerkmale, so ihre vorn unregelmäßige, wie von oben eingedrückte Windungsspirale, eine zuletzt stark vorwärts gekrümmte, über der Nabelwand rückläufige und an der Externseite scharf nach vorn gewendete, über der Spaltung vielfach eigenartig batzig verschwommen anschwellende (normal biplikate), häufig auch ungeteilt bleibende Berippung. Manche dieser Eigenheiten findet man deutlich bei *Berr. carpathica* Orr. aus Stramberg wieder, die auch sonst der gegenwärtigen Form recht nahe kommt.

8. Gruppe des *Pseudovirgatites palmatus* n. sp.

Ganz hervorragende Dienste für stratigraphische Horizontierung der Neuburger Fauna und ebenso sichere Beziehungen zu anderweitigen, seit neuem gleichfalls nur als obertithonisch gedeuteten Vorkommen bietet nach meiner Anschauung eine kleine, auf alle Fälle den Plattenkalken noch fremde, bisher anscheinend ganz übersehene und insofern außerordentlich interessante Gruppe von Formen, als man sie bisher mit Vorliebe mehr als Spezialität der russischen (nordischen) Juraprovinz anzusehen gewohnt war.

Die hier ins Auge gefaßten, morphologisch aus der Umgebung im allgemeinen recht scharf isolierten und äußerst charakteristisch gezeichneten Formen erinnern nämlich in auffallend zahlreichen und wichtigen Gestaltungsmerkmalen derart lebhaft an reiche Elemente der russischen Wolgastufe, daß ich nicht nur an keine größere Kluft diesen gegenüber glaube, sondern vielmehr sehr engen Anschluß daran und Zugehörigkeit zur gleichen Gruppe annehmen möchte, zu wenigstens einem Teil der russischen Virgatiten.

Es handelt sich um meist mittelgroße, im Innern mehr offene und gerundete, später höhere und sich stark schließende (ein Drittel Umfassung der Umgänge) und mehr flache Formen, mit breitlich ovalem, nach außen deutlich sich verjüngendem Querschnitt und einer auffallend an manche russische Virgatiten erinnernden Schalenskulptur. Die relativ spärliche, doch grobe und stets mehr stumpflich gerundete, im Innern regelmäßig biplikate Berippung bringt meist relativ früh (70 bis 90 mm Gehäusedurchmesser) derartig typische, wenn auch mehr sparrig virgatotome (3—5teilige) Rippenbündel zur Ausgestaltung, daß diese eine oft wirklich frappante Erinnerung an manche Formen von dem *Per. Zarajskensis-scythicus*-Typ bedeuten und nächste verwandtschaftliche Beziehungen nahe legen dürften. Noch führen neben der Berippung und den allgemeinen Dimensionen andere Merkmale zu einer unverkennbar weitgehenden Konformität, so die meist glatte Nabelwand, der meist mehr radiale, später etwas gebogene, an der Externseite stärker vorwärts gekrümmte

Rippenverlauf, das relativ kräftige, mehr breitlich gerundete Rippenrelief, die breiten und scharfen, besonders auf den mehr glatt werdenden Wohnkammern meist recht aufdringlichen Einschnürungen, eine bald mehr bald weniger deutlich angelegte Rückenfurche, die den Neuburger Formen viel regelmäßiger und in weiterer Ausbildung zukommt als russischen, vor allem aber die vollkommen gemeinsame, hier wie dort gleich primitive, außerordentlich charakteristische Sutura. Die Annäherung an manche Virgatiten ist also eine unverkennliche.

Zwar kam mir noch keine Form zu Gesicht mit jener mehr holcostephanen, d. h. tief dreiteiligen Embryonal-Berippung, die MICHALSKI in seiner ausführlichen Monographie über die Ammoniten der Wolgastufe als *Holcostephanus* unter Anschluß an *Holc. virgatus* den im Innern mehr biplikaten oder virgulaten Perisphincten des *Zarajskensis-scythicus*-Types unter einer gewissen scharfen Scheidung gegenüberstellt, aber PAVLOW wegen der später vollkommen parallelen Entwicklung als Virgatiten mit diesen letzteren wohl nicht mit Unrecht zusammenschließt.

Während also in Neuburg die erstere Reihe, des *Virgatites virgatus*, zu fehlen scheint, möchte ich in den mir vorliegenden Formen sichere Vertreter der letzteren, des *P. Zarajskensis*-Types, erblicken und damit neue und wichtige Zeugen für annähernd gleichen Horizont unserer Ablagerung mit der russischen oberen Wolgastufe.

Aber auch zu anderen Obertithon-Faunen glaube ich in den in Frage stehenden Formen sichere Spuren naher Beziehung deutlich verfolgen zu können. So dürften aus dem Stramberger Obertithon die beiden Formen *Per. seorsus* OPP. und *Per. scruposus* OPP. mit ihnen zur gleichen Sippe gehören, denen sich in den wohl gleichfalls obertithonischen Klippenkalken von Niederfellabrunn bei Stockerau in Niederösterreich noch einige weitere Arten beizugesellen scheinen, die VETTERS als *Per. cf. Nikitini* MICH. und *Per. aff. Sosia* VETT. zitiert. Auch diesem Autor fällt die große Konvergenz dieser Formen mit den russischen auf, aber er glaubt sie doch wegen des Mangels der den russischen Formen eigenen starken Reduktion der Berippung im Alter, indem sich hier auf das virgatotome oft noch ein deutlich biplikates Stadium in der Rippenverzweigung beobachten läßt, zu diesen in einen gewissen scharfen Gegensatz bringen zu müssen, und schlägt deshalb für die nicht russischen Typen das Subgenus *Pseudovirgatites* vor. Dieser scharfen systematischen Scheidung zwischen russischen und außerrussischen Formen in der in allen Grundzügen der Gestaltung so deutlich und enge sich zusammenschließenden Gruppe halte ich nicht für motiviert. Denn es ist jene Rippenreduktion in der Wolgastufe zwar häufig, doch durchaus nicht so universell und geht einer Reihe von keineswegs deshalb generisch abgeschiedenen Formen auch gänzlich ab. Sie darf also bei der übrigen morphologischen Konformität nicht zu sehr betont werden. An der nahen Verwandtschaft und engen systematischen Zusammengehörigkeit der russischen Perisphincten vom *Zarajskensis-scythicus*-Typ mit dem Stramberger *P. seorsus* und *P. scruposus* und den Pseudovirgatiten von Niederfellabrunn möchte ich nicht zweifeln. Doch mag die Bezeichnung *Pseudovirgatites* nicht unzweckmäßig beibehalten werden zur Andeutung einer immerhin gegebenen und berechtigten gewissen Scheidung der Formen mit der mehr sogen. holcostephanen Embryonalzeichnung, des *Virgatites virgatus*, und der Perisphincten mit biplikativer Jugendzeichnung vom *Zarajskensis*-Typ; und in diesem Sinne möchte ich das Subgenus auch auf meine Neuburger Formen herübernehmen.

Wenn von BURCKHARDT *Per. scruposus* aus dem Obertithon von Mazapil signalisiert wird (Profils Taf. 27 Fig. 1—3), so zweifle ich hier nicht an der Ver-

tretung der Sippe. Auch die von ihm aus etwas tieferen Schichten (Untertithon) geförderten Formen (Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Cordilleren Taf. 5—7); *Virgatites* aff. *Quenstedti* ROUILL., *V. aff. Nikitini* MICH., *V. dorsoplanus* VICHN., *V. scythicus* VICHN., *V. australis* BURCKH., *V. aff. apertus* VICHN. gehören noch sicher wohl zur gleichen Gruppe, sind aber durch meist größere Dicke, größere Querschnittsrundung, fast gänzlichen Mangel von Rückenfurche und mehr zarte und schärfere Berippung den Neuburger Formen immerhin deutlich opponiert, so daß es sich hier möglicherweise auch um eine Art Zwischenformen handelt zwischen den älteren, sicher nahe verwandten Ataxioceraten des *Polyplocus*-Types (*Lothari*, *effrenatus*) und zwischen unseren Pseudovirgatiten (Virgatiten).

Die Angabe von *Hopl. Rjasanensis* und *subrjasanensis* NIK. aus den Kalken der Porte de France könnte sich auch auf Vertreter der gegenwärtigen Sippe beziehen; vor allem aber scheint mir *Per. (Pseudovirg.?) Narbonnensis* PICT. (Mélanges Pal. Taf. 17) der mit *Berr. Privasensis* das Lager teilt, den Typus wieder zu geben. Auch im sizilianischen Tithon scheint die Gruppe nicht zu fehlen, denn auch *Per. segestanus* GEMM. (*Gemmellaro, Sicilia*, Taf. 8 Fig. 1) stellt seine charakteristische primitive Sutura am besten bei ihr ein.

Die stratigraphisch wie paläogeographisch gleich interessante Sippe der Neuburger Pseudovirgatiten dürfte also auch in Franken als eine untrügliche Bürgschaft für obertithonisches Alter ihres Lagers gelten. Auch diese Formen gestatten trotz mancher unverkennlichen Annäherung keine direkte Identifizierung mit bereits bekannten Formen und seien im folgenden kurz gezeichnet als *Pseudovirgatites (Perisph.) advena* n. sp., *Ps. scoparius* n. sp., *Ps. palmatus* n. sp., *Ps. subpalmatus* n. sp., *Ps. paucicostatus* n. sp. und *Ps. spurius* n. sp.

1. *Pseudovirgatites advena* n. sp.

Die seitlich abgeplattete, im Querschnitt schön ovale, mäßig große (125 mm Durchmesser), ziemlich früh eng genabelte, später mehr sich öffnende (ein Drittel Umfassung der Umgänge) Form trägt im Innern eine relativ dichte (50 R.) im oberen Flankendrittel biplikate, gegen Wohnkammerbeginn aber infolge intensiver virgatotomer (3—5 teiliger) Bündelung weit auseinanderrückende (25 Umbonal R.), ziemlich kräftige, zuletzt stumpflich gerundete, vorwärts geneigte, dann deutlich, stärker gegen die Außenseite vorwärts gebogene Berippung, die durch schwache Furchenanlage auf Rückenmitte eingedrückt erscheint.

2. *Ps. scoparius* n. sp.

Mehr klein bleibende Formen, im Innern evolut, dann rasch höher werdend, gegen *Ps. advena* n. sp. ziemlich scharf kontrastierend durch gerade an inneren Umgängen spärliche und grobe und an der Wohnkammer infolge hier außerordentlich reicher Bündelung (5—6 teilige R.) mit bald hart über der Nabelwand gelegener Teilung, reichere (siphonale) Verzierung, gleichfalls schwache, doch merkbare Furchenanlage und häufige, scharfe Einschnürungen.

Aus einer weiteren mir vorliegenden ziemlich reichen, anscheinend sehr variablen Formenmasse lassen sich durch Nabelweite, Berippungsdichte und Querschnitt noch recht deutlich drei verschiedene Arten nebeneinander erkennen, die ich hier festhalten möchte als

3. *Ps. palmatus* n. sp. (Taf. VIII Fig. 5—5 b).

Eine wieder deutlich komprimierte, den beiden vorausgehenden sicher außerordentlich nahestehende, doch besonders in der Jugend, aber auch später noch recht merklich offenere (über ein Viertel Umfassung der Umgänge), mit relativ lang biplikatere, dann aber typisch virgatotom im inneren Flankendrittel 3—5 teiliger Bündelberippung und besonders an älteren gekammerten Gehäusen eckig abschneidendem Rücken und deutlicher breiter Bandanlage. Deutliche, wulstige Anschwellung der kurzen umbonalen Rippenstiele erinnert an *Per. Narbonnensis* PICT.

4. *Ps. subpalmatus* n. sp.

Den beiden vorausgehenden sehr ähnliche und in der Zeichnung vollkommen analoge, doch wieder sich deutlich mehr schließende (zuletzt fast die Hälfte Umfassung der Umgänge) flache Form

zeigt *Ps. palmatus n. sp.* gegenüber eine etwas dichtere und vor allem früher gebündelte Berippung, die sich auf den hier ziemlich stattlichen (180 mm Durchmesser) älteren Wohnkammern auf der inneren Flankenhälfte, mit Ausnahme der recht aufdringlichen und zahlreichen Einschnürungen stark verliert.

5. *Ps. paucicostatus n. sp.*

Durch wieder recht starke Evolution an *Ps. palmatus n. sp.* erinnernde und durch grobe, aber spärliche Berippung (nur 23 Umbonal-R. bei 120 mm Durchmesser) aus ihrer Umgebung recht deutlich herausgehobene Mutation zeichnet sich aus durch verhältnismäßig größere Dicke und Rundung der in höherem Alter mit scharfer Medianfurche versehenen Umgänge. Sie ist deutlich die ärmst- doch gröbsterippige und offenste Form der Gruppe.

6. *Ps. spurius n. sp.*

Größere Rundung von Querschnitt und Flanken, die erst in höherem Alter sich seitlich mehr ebnen, eine weniger ausgesprochen virgatotome, sondern scheinbar mehr zentrale, hart über der Nabelwand erfolgende, weit-sparrig-ästige Rippenverzweigung, der fast totale Mangel einer Rückenfurche läßt zunächst die schöne, mehr an den russischen *P. dorsoplanus* MICH. erinnernde Form hier mehr fremd erscheinen, und doch läßt sie ihr Gesamthabitus, dann das deutliche Glatwerden im Alter, wie vor allem auch die primitive Sutura nur bei der gegenwärtigen Sippe unterbringen.

9. Hoplitiden?, Simoceraten, Aspidoceraten und Nautilen.

a) Hoplitiden?

Als morphologisch sehr jugendliche Elemente und wohl sicheres Zeichen für Obertithon dürften in Neuburg einige anscheinend sehr seltene und erst in wenigen, teilweise mangelhaften Exemplaren vorliegende, durch ihre meist ziemlich grobe und deutlich virgatotome Flankenzeichnung zwar sich noch gut an die eben passierten Pseudovirgatiten anschließenden Formen zu betrachten sein, die sich durch starke seitliche Kompression und schmalen, hochelliptischen Querschnitt, scharfes, breites, früh fertiges, glattes Medianband und eckiges Abschneiden des Rückens unter Kantenbildung an der Externseite, dann ein meist recht deutliches, wenn auch mehr allmähliches Anschwellen der siphonalen Rippenendigungen ebenso entschieden vom normalen Typ der vorausgehenden Pseudovirgatiten entfernen, als sie sich gewissen Neocomhoplitiden nähern, so daß man in ihnen bereits Thurmannien, Blanfordien oder auch Neocomiten erblicken möchte. Eine etwas zarter und dichter berippte Form mag in jugendlichem Alter auch eine Berriasiella vom *Callisto*-Typ vertauschen.

Schlechte Erhaltung und ungenügendes Material sowie spärliche Bekanntgabe derartiger Formen aus Äquivalentfaunen gestattet leider zurzeit noch keine sichere systematische und stratigraphische Wertung und Verbindung der diesbezüglichen sicher außerordentlich interessanten Formen. Auf die Möglichkeit einer Zusammengehörigkeit mit den aus dem Obertithon von der Porte de France und der argentinischen Cordillere zitierten *Hopl. rjasanensis*-Typen soll indes hier verwiesen werden. Auch möchte ich eine kurze Charakterisierung dieses sicher stratigraphisch recht wichtigen Faunenelementes auch an dieser Stelle nicht versäumen.

1. *Pseudovirgatites? (Thurmannia?) dubius n. sp.* (Taf. VIII Fig. 6, 6a).

Die durch relativ spärliche (25 Umbonal R.) und grobe, sparrig undeutlich virgatotome (4 bis 5teilige) auf der Wohnkammer sich mehr verwischende Berippung, mäßige Involution, sowie primitive Sutura unstreitig sehr stark an manche der vorausgehenden Pseudovirgatiten erinnernde, ziemlich große (über 200 mm Durchmesser) schöne Form nähert sich durch starke seitliche Kompression, wie schmalen, hochrechteckigen Querschnitt, breites glattes Rückenband und deutliche Externkanten, allmähliches Anschwellen der Siphonal-Rippen an dieser sowie ihre doch noch etwas mehr verästelten, breit gedrungenen Loben derartig dem Typ mancher Neocomhoplitiden (*Thurmannia*), daß man sie wohl füglich besser zu diesen als zu den Pseudovirgatiten stellt.

2. *Pseudovirgatites?* (*Thurmannia?*) *ambiguus* n. sp.

Kleiner bleibende (140 mm Durchmesser erwachsen), doch ganz analog wie die vorausgehende Art den Pseudovirgatiten genäherte Form, zeichnet sich dieser gegenüber aus durch früh, bereits von 65 mm Gehäusedurchmesser ab schön virgatotome, später recht reich gebündelte (6—8 teilig auf der mehr glatt zu werden beginnenden Wohnkammer) Berippung, und wird durch starke seitliche Kompression, scharfe, fertige Rückenfurche und merkliches Rippenanschwellen an dieser in der Entwicklung dem vorausgehenden *dubius* vollkommen analog. Innere Windungen erinnern durch tief gelegene Rippenspaltung auffallend an den *Callisto*-Typ.

2. *Hoplites* sp. (*Thurmannia?*).

Ein altes Gehäusebruchstück, teilweise mit Wohnkammer, stellt eine durch hochrechteckigen Querschnitt und breites glattes Rückenband den beiden vorausgehenden unstreitig sehr genäherte Form dar, die aber den jugendlichen (Hopliten-)Charakter insofern noch deutlich ausgeprägter zeigt, als die Anschwellung der äußeren Rippenenden eine noch merklich entschiedenere wird, die noch breiten und kurzen Loben etwas reicher verästelt erscheinen und die Rippenverzierung anscheinend häufig auch bidichotom ist.

b) Simoceraten.

Recht brauchbare stratigraphische Anhaltspunkte sowohl für die Scheidung unserer Neuburger Kalke von der Unterlage, als teilweise auch für ihre Verknüpfung mit anderweitigen Tithonvorkommen bieten noch einige durch eine auffallend primitive Sutura wie ihre ebenso charakteristische Schalenskulptur sich unstreitig zu *Simoceras* stellende und übrigens insofern auch paläogeographisch außerordentlich interessante Formen, als sie bisher mit Vorliebe der sogen. alpinen Fazies zugeschrieben werden.

Zwei dieser schönen, stets sehr evoluten Formen erinnern zwar durch deutliche Rippenspaltung oder sogar auch relativ intensive Bündelung noch sehr an *Perisphinctes*, aber die ausgesprochene bei der einen Form mehr in der Jugend, bei der andern im Alter hervortretende Tendenz zu einer doppelten Anschwellung der Flankenzeichnung, der einen über der Nabelwand, der andern über der Rippen- teilung, sowie vor allem die auffallend rudimentäre Aspidoceraten-Sutura läßt sie nur als *Simoceras* ZITT. deuten. Die dritte mit stets ungeteilten Rippenleisten versehene Form bringt schon sehr früh zwei scharfe Knotenreihen, die eine über der Nabelwand, die andere überm Bug zur Ausbildung. Die sicher in Franken ihrer Unterlage gegenüber neuen, horizontbeständigen schönen Typen scheinen doch im Faunenbild den mehr älteren Elementen sich beizugesellen. Denn unverkennbare Verwandtschafts- Typen werden anderwärts mit Vorliebe dem Untertithon zugeschrieben. So hat die mit reichen Bündelrippen versehene Form einen sicher sehr nahen Vetter im südalpinen Diphyakalk (von Folgaria und Roveredo und dem Gardasee) in *Simoceras Albertinum* CAT., die bispinose Form einen gleichen Verwandten im alpinen Untertithon in *Simoceras Volanense* CAT., der allerdings auch häufig ins Stramberger Obertithon hinaufgeht. Die dritte lange biplikate Form bleibt ohne sichere Verknüpfung, dürfte aber doch, wenn auch ferne, an gleichfalls verwandte untertithonische Formen erinnern, nämlich an *Simoceras Benianum* CAT. und *Sim. Venetianum* ZITT. Für den Beweis obertithonischen Alters werden also die so interessanten Formen weniger verwendbar, doch können sie für Untertithon in Neuburg auch deshalb wenig herangezogen werden, weil sie sämtlich von den oben erwähnten Parallelförmigen unstreitig artverschieden sind und die eine der Formen doch auch in sicherem Obertithon noch nächste Verwandte hat.

Auf alle Fälle tragen die zwar außerordentlich seltenen Formen in Neuburg recht erfreulich zur Belebung des Faunenbildes bei und dürften in paläogeographischen

Fragen eine nicht unbedeutende Rolle beanspruchen, weshalb ich nicht versäumen möchte, auch ihre Anwesenheit in Franken durch Neubeschreibung zu betonen und sie hier vorzuführen als: *Simoceras Rothpletzi n. sp.*, *Simoceras Broilii n. sp.* und *Simoceras Schwertschlagerei n. sp.*

1. *Simoceras Rothpletzi n. sp.*

Das sehr evolute Gehäuse mit im Innern sich mehr berührenden, später ganz schwach umfassenden, zuerst mehr gerundeten, im späteren Alter seitlich abgeplatteten, dickovalen Umgängen ist verziert mit in erster Jugend ziemlich dichten, hoch (überm Bug) biplikaten (Perisphincten)-Rippen, die aber früh (bei 30 mm Durchmesser) rasch weit auseinanderrücken und gleichzeitig kräftiges, hohes und scharfschneidendes Relief annehmen, mit deutlich doppeltem Akzent, dem einen über der Nabelwand, dem andern in der Nähe der Rippengabelung, und zwischen sich zuerst eine oder ein paar zunächst ganz kurze Schaltrippen aufnehmen, die immer tiefer hereingreifen und sich später an die vorausgehende Rippengabel anlegen und dadurch zuletzt zu schönen, im innern Flankendrittel 3—4teiligen Rippenbündeln führen. Schmale, doch tiefe Einschnürungen, außerordentlich primitive Sutura mit einem den ersten Lateral recht wesentlich überragenden Bauchlobus.

Ich erlaube mir, die schöne Art meinem vielverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Rothpletz in München, zu widmen mit dem Ausdrucke verbindlichsten Dankes für sein rastloses Bemühen um das Zustandekommen gegenwärtiger Arbeit.

2. *Simoceras Broilii n. sp.*

Die mäßig große (110 mm Gehäusedurchmesser) gleichfalls sehr evolute schöne Form mit im Innern gerundeten, später stark geebneten Flanken und breit ovalem Querschnitt trägt lange relativ dichte (70 Rippen) im äußeren Seitenviertel, später etwas tiefer zweigespaltene, stumpflich gerundete, zuletzt mehr scharf wulstige, hohe Rippen mit einem deutlichen doppelten Reliefakzent, dem einen über der Nabelwand, dem anderen über der Rippengabelung, und einem besonders zuletzt und über der Rippenteilung scharf vorwärts gebogenen Verlauf und totalem Auslösen überm breit geebneten Rücken. Die letzten Flankenrippen bleiben unverzweigt; die schmalen scharfen Einschnürungen überqueren mit einem deutlichen Vorwärtssinus den sonst glatten Rücken; Sutura mit dem charakteristischen alles überragenden Bauchlobus.

Mit dem Gefühle aufrichtigsten Dankes gestatte ich mir, vorliegende interessante Spezies meinem vielverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. Broili in München, zu widmen.

3. *Simoceras Schwertschlagerei n. sp.*

Das zierlich schöne, scheibige, sehr evolute, 80 mm weite Gehäuse, mit sieben sich nur berührenden, zuletzt ganz schwach umfassenden Umgängen, gewölbten Flanken und kreisrundem bis quadratischem Querschnitt und breitem Rücken ist geziert mit (gegen 25 auf späteren Umgängen) relativ spärlichen, doch kräftigen, breitlich wulstigen, an der Externseite aber völlig abgesetzten und den Rücken freilassenden Rippenleisten, die über Nabelwand und Bug mächtig spitzknotig, innen mehr oblong, außen mehr quer anschwellen und so zwei schön korrespondierende Knotenreihen erzeugen. Diese äußerst charakteristische Schalenskulptur stellt die mir bisher nur in einem Exemplar vorliegende, also wohl sehr seltene Art in unfehlbar nahe verwandtschaftliche Beziehung zum alpinen *Simoceras Volanense* Car., läßt sich aber davon leicht spezifisch scheiden durch deutlich mehr rund-dornigen Charakter der Außenknoten, die bei *Simoceras Volanense* meist mächtig in die Länge gezogen erscheinen, dann durch starkes Zurücktreten der Rippenleisten neben den Knoten, während sie bei *Simoceras Volanense* durch besonders kräftige und breite Entwicklung die Knotung später sehr übertönen.

Ich erlaube mir, die sehr hübsche und interessante Form meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. J. Schwertschlagerei in Eichstätt, der das erste Interesse für Geologie und Paläontologie in mir wach rief, zu widmen, mit dem Ausdrucke ergebensten Dankes.

c) Aspidoceraten.

Auch das bisher trotz eines unleugbaren Artenwechsels von Stufe zu Stufe im Grunde doch wegen einer großen Monotonie der Gestaltung für stratigraphische Horizontierung nur mit einer gewissen Vorsicht verwertbare, im Faunenbild jedoch meist so hervortretende Genus *Aspidoceras* beteiligt sich durch sehr deutliche Änderung seiner bisherigen Rolle recht wesentlich an der eigenartigen faunistischen

Färbung der Neuburger Kalke. Zunächst tritt hier das Genus in seinem Vorkommen außerordentlich zurück, denn die wenigen Vertreter, die es noch aufweist, gehören nun meist zu den großen Seltenheiten; außerdem zeigen sie morphologisch ein derartig verändertes Aussehen, daß man in ihnen das Genus teilweise kaum wieder erkennt, während andererseits die in den tieferen Schichten so häufigen uni- und bispinosen Formen hier bereits ganz von der Bildfläche verschwunden erscheinen. Dagegen sind die fraglichen Formen der Neuburger Kalke wohl sicher absolut horizontbeständig und steigt keine in die Unterlage hinab. Wo sie in der Literatur gelegentlich auch aus tieferen Schichten zitiert werden, handelt es sich wohl regelmäßig um Verwechslungen mit zwar schon mehr entfernten ähnlichen Formen (*Asp. episum*, *Asp.* cf. *microplum*, allenfalls auch *Asp. Uhlandi*), denn es wäre mir ihr Vorkommen wohl kaum entgangen.

Von den wenigen, vermutlich nur drei, vorkommenden Arten des Genus wurden aus den Neuburger Kalken, trotz der großen Seltenheit des Vorkommens, wohl gerade wegen der deutlichen Eigenart in Form und Zeichnung bereits zwei von OPPEL beschrieben, so die stark geschlossene, ziemlich dick aufgeblasene seines glatten *Aspidoceras Neoburgense* OPP. und der zwar bispinose, aber durch seine kräftigen, besonders auf späteren Umgängen die Knoten skulpturell recht über-tönenden Flankenrippen, von denen je zwei bis vier auf ein umbonales Knoten-paar treffen, den bisherigen Aspidoceraten gegenüber mehr fremd aussehende *Aspidoceras Rafaëli* OPP. Dieser mehr aberrante Habitus erscheint noch gesteigert an einem weiteren mir vorliegenden prächtigen Riesengehäuse von 40 cm Durchmesser, dessen in 35 kräftigen, runden, breit-wulstigen, zuletzt oben zugeschärften Flankenrippen und einer relativ zarten, 12zähligen Knotenreihe bestehende Verzierung seine Identifizierung mit *A. Rafaëli* wohl verbietet und der Form ein Aussehen gibt, die überhaupt an ihrer Zugehörigkeit zum Genus *Aspidoceras* zweifeln und fast an *Holcostephanus* oder ähnliches denken ließe.

Und wenn deshalb auch die hier in Frage stehenden Neuburger Formen doch gewisse Analogie-Typen in meist als Untertithon gedeuteten Ablagerungen haben, wie allenfalls unser *A. Neoburgense* im alpinen meist untertithonischen *A. cyclotum* OPP., *A. Rafaëli* im gleichfalls untertithonischen und noch älteren alpinen *A. turgescens* CAT., das schwach-knotige oben erwähnte mächtig berippte Riesengehäuse in *A. Garibaldi* GEMM. (Gemmellaro Fauna del Calcare a Terebratula Janitor. I. p. 52 Taf. 11), so möchte ich darin doch keinen eigentlichen Beweis gegen das entschieden jüngere obertithonische Alter der Neuburger Kalke erblicken; immerhin gestattet das Genus *Aspidoceras* keinen sicheren Anhalt für den Schluß auf obertithonisches Alter und gehört vielleicht auch dem mehr älteren Faunenelement an, wenn sie auch in Franken ihrer Unterlage gegenüber, wie angedeutet, als sicher neu und fremd und darum horizontbeständig zu erachten ist.

d) Nautilen.

Außer der eben passierten langen Reihe von Ammoniten fällt in den Neuburger Kalken noch das häufige Vorkommen von allerdings meist nur mit der abgerissenen Wohnkammer erhaltenen zwei Nautilus-Arten auf, von denen wenigstens eine der Ablagerung eigentümlich zu erachten ist. Die eine der beiden Formen, seitlich stark komprimiert, mit relativ schmalem, lang-rechteckigem Querschnitt, abgeplattetem Rücken und zu dessen Seiten deutlichen Externkanten, einer intensiv geschwungenen Sutura, schlanken Loben und einem kurzen, doch scharf ausgeprägten

Bauchlobus scheint in einer wenig veränderten Variation in die Plattenkalke („Wilder Felsen“ von Mörnshcim) hinabzusteigen, von wo sie auch als *Nautilus aff. aganiticus* PICT. zitiert wurde. Herr v. LOESCH hat die beiden interessanten Varianten als *Nautilus Vilmae* neu beschrieben und abgebildet; wegen dieser tieferen Doppeltgängerin in den Plattenkalcken ist also die Form stratigraphisch nicht verwertbar. Immerhin hat sie anderwärts in obertithonischen und unterkretazischen Ablagerungen nicht sehr ferne stehende Verwandte, nämlich in dem Stramberger *Nautilus Geinitzi* OPP. (ZITTEL, Stramberg p. 45 Taf. 2 Fig. 1—7), der als *Nautilus aturioides* v. PICTET auch aus dem Berriasien der Ardèche (Mélanges pal. Taf. 2 Fig 1 u. 2) zitiert wird.

Die zweite in Neuburg vorkommende auffallend stark aufgeblasene Form mit sehr dickem, auf dem breiten Rücken in der Mitte deutlich eingedrücktem Querschnitt, zeigt eine relativ kurz geschwungene und schwach ausholende Sutura mit breiten, gedrunghenen Sätteln und Loben und wurde von Herrn v. LOESCH als *Nautilus Schlosseri* beschrieben. Die Form stellt sich morphologisch deutlich neben einen häufigen Typ tieferer Horizonte, nämlich zu den Formen des *Nautilus franconicus* OPP., von dem sie aber durch ihre viel größere Dicke spezifisch sofort zu scheiden ist. Auch der bereits früher aus den Korallenkalcken von Laisacker zitierte, mit einem kurzen deutlichen Ventrallobus versehene *Nautilus Schneidi* v. LOESCH zeichnet sich aus durch deutlich geringere Dicke des Querschnittes und ist von der Neuburger Form leicht zu unterscheiden. Diese scheint also für unsere Kalke eigenartig zu sein. Auch sie hat anscheinend im Tithon von Stramberg in *Nautilus asper* OPP. und *Nautilus Picteti* OPP., möglicherweise auch in der Ardèche in *Nautilus sex. carinatus* PICT. aus dem Berriasien nicht allzu ferne Verwandte und gestattet also gleichfalls immerhin eine gewisse, wenn auch recht approximative stratigraphische Orientierung. Seine nähere Charakterisierung hat Herr v. LOESCH sicher sehr eingehend besorgt, auf dessen nächstens im Drucke erscheinende (Palaeontographica 1914 und 1915) ausführliche Monographie über jurassische Nautilen auch bezüglich der näheren stratigraphischen Wertung der interessanten und häufigen Neuburger Formen ich deshalb hier verweisen möchte.

So scheinen also auch die Nautilen in Franken für unser Obertithon nicht nur im häufigen Vorkommen ihrer Vertreter eine recht angenehme Faunenbelegung zu bewirken, sondern auch durchaus nicht wertlose stratigraphische Anhaltspunkte zu bieten.

Äußerst charakteristisch ist übrigens, wie bereits betont, für unsere Neuburger Kalke auch die Nichtcephalopoden-Fauna, deren nähere Untersuchung sicher noch manchen Zeugen für ihr obertithonisches Alter stellen wird. Wenn es mir heute nach einer leider erst mehr flüchtigen Durchsicht des mir zugefallenen Materials auch noch sehr schwer fällt, die sicher jüngeren von den älteren Formen zu scheiden, so halte ich mich doch auf Grund genauer Untersuchung der älteren nördlichen Nachbarkalke für ermächtigt zur Behauptung, daß die in Frage stehende Fauna in ihrer Zusammensetzung, d. h. in der prozentualen Beteiligung der einzelnen Arten an ihrer Komposition den tieferen Schichten gegenüber ruhig als neu betrachtet werden kann, denn wenn es vielleicht auch gelingt, die meisten der Formen im Laufe langer Jahre auch in den älteren Schichten zu konstatieren, so spricht doch ihre relative Häufigkeit und ihr Auftreten in einer weitgehend veränderten Gesellschaft, in der man gerade die gemeinsten Typen von unten nahezu total vermißt, recht deutlich für einen anderen Horizont. Infolge ihrer eigenartigen Komposition und des auffallend reichen Sicheinstellens von weiter unten anscheinend

außerordentlich seltenen und größtenteils wohl überhaupt fehlenden Formen läßt sich die Fauna und ihr Horizont beim Antreffen im Felde sofort und mit Sicherheit wiedererkennen.

Diese angedeutete Differenz der sicher jüngeren Fauna jener der tieferen Stufe gegenüber läßt sofort auch ein kurzes Überschauchen der folgenden Fossilliste erkennen, die mir die Bestimmung meines diesbezüglichen Materials ergab; wenn zwar manche der Formen in den vorausgehenden Listen wiederkehrt, so handelt es sich dabei vor allem um jene von den Laisacker Korallenkalen, deren stratigraphisch sicher sehr junges Alter bereits oben hervorgehoben wurde und die möglicherweise eine ziemlich annähernd äquivalente Riffauna zur Unterhauser Tonfauna darstellen, also gegen ihr obertithonisches Alter weniger als ziemlich sicher unseren Neuburger Kalen eigen bezeichnen und namhaft machen können; ein näheres stratigraphisches Urteil auch über diesen gewiß sehr interessanten Faunenbestandteil muß aber einer hoffentlich wohl bald ermöglichten eingehenderen Untersuchung vorbehalten bleiben. Das Ergebnis einer mehr provisorischen Durchsicht des schönen Materials sei etwa in folgendem ausgedrückt:

- | | |
|--|--|
| <i>Terebratula insignis</i> SCHÜBL., sehr selten, | <i>Astarte minima</i> QU., gemein, |
| <i>Waldheimia Danubiensis</i> SCHLOSS., sehr selten, | <i>Ast. suprajurensis</i> ETALL., gemein, |
| <i>Rhynchonella</i> aff. <i>Astieriana</i> D'ORB., var. D., sehr selten, in den untersten Dickbänken häufiger, | <i>Ast. cf. scalaria</i> ROEM., |
| <i>Pinna</i> n. sp., eigenartige vierkantige Form, häufig, | <i>Lucina cetae</i> QU., gemein, |
| <i>P. cf. suprajurensis</i> BUV. (LORIOU et COTTEAU I. c., Taf. 14), | <i>L. substriata</i> ROEM., |
| <i>Pecten nonarius</i> QU., | <i>L. aff. pulchra</i> ZITT., |
| <i>P. n. sp. aff. tithonius</i> GEMM. | <i>L. aff. fragosa</i> DE LOR. |
| <i>Ostrea?</i> (<i>Exogyra?</i>) n. sp., stattliche, einseitwendige Schale mit eigenartiger buchtiger Verbreiterung am Hinterande und anscheinend sehr jungem Charakter, | <i>L. plebeja</i> CONTJ., |
| <i>Ostrea</i> cf. <i>Roemeri</i> QU., | <i>Cyrena</i> sp. (<i>rugosa</i> SOW.?), sehr häufig, |
| <i>Exogyra virgula</i> SOW., sehr häufig, | <i>Cyprina?</i> n. sp., seltener, |
| <i>Mytilus Morosii</i> SHARPE (LORIOU et COTTEAU I. c., Taf. 13), | <i>Pleuromya tellina</i> AG., häufig, |
| <i>M. Autissiodorensis</i> COTT., häufig, | <i>P. donacina</i> AG., häufig, |
| <i>Cucullaea</i> n. sp. aff. <i>macerata</i> BOEHM, selten, | <i>P. (Pholadomya?) hortulana</i> AG., sehr häufig, |
| <i>C. (Arca?) aff. concinnoides</i> LOR., gemein, | <i>Purpuroidea gigas</i> ETALL. |
| <i>Trigonia</i> sp. (<i>suevica?</i>), häufig, | <i>Alaria portlandica</i> DE LOR., häufig, |
| | <i>Nerinea Danubiensis</i> ZITT., häufig, |
| | <i>Eucyclus</i> aff. <i>limosus</i> QU., recht häufig, |
| | <i>Natica macrostoma</i> ROEM., |
| | <i>Pleuromaria</i> cf. <i>Hesione</i> D'ORB., |
| | <i>P. Phaedra</i> D'ORB., |
| | <i>P. cf. silicea</i> QU., |
| | <i>P. cf. speciosa</i> GOLDFUSS, |
| | <i>Cidaris marginata</i> GOLDF., |
| | <i>Sphaerodus (Lepidotus?) gigas</i> WAGN. |

Wenn auch die gegenwärtige Fossilliste weitgehend Elemente tieferer Schichten wiederbringt, so enthält sie doch reichlich Formen, die man dort vergeblich sucht, oder wenigstens nie in entfernt ähnlicher Häufigkeit antrifft. Und wenn sie aus der Ulmer oder Kelheimer Gegend häufiger zitiert werden, so muß ich auf Grund meiner Erfahrung daraus auf das wahrscheinliche Vorliegen unseres Neuburger Obertithons in irgend einem der dortigen Brüche schließen. Als solche Charaktertypen, in deren reicherer Vergesellschaftung ich sicheren Ausdruck obertithonischen Alters erblicken möchte, seien hier noch einmal kurz zusammengestellt: *Pinna* n. sp. (die eigenartig viereckige Form), *Mytilus Morosii* SHARPE, *Cucullaea* aff. *concinnoides* DE LOR., *Trigonia suevica* QU.?, *Cyrena* sp., *Cyprina* sp., *Pleuromya donacina* AG., *Pleuromya hortulana* AG., *Natica macrostoma* ROEM., *Natica amata* D'ORB., *Eucyclus* aff. *limosus* QU., *Alaria portlandica* DE LOR.

Wenn man auch nicht sagen kann, die eben genannten Arten seien alle dem Obertithon eigen und tieferen Schichten fremd, so glaube ich mich doch für berechtigt zu behaupten, daß eine Fauna mit einem gewissen Vorherrschen dieser Typen mit größter Wahrscheinlichkeit auf diesen jüngsten jurassischen Horizont schließen läßt und für stratigraphische Zwecke durchaus nicht unwerthbar ist.

Zusammenfassendes über das Neuburger Obertithon.

Der in der eben passierten langen Reihe von Organismen so scharf zum Ausdruck kommende faunistische Gegensatz der hellen Bankkalke von Neuburg-Unterhausen gegenüber ihrer Unterlage läßt den stratigraphischen Trennungsschnitt zwischen den beiden Ablagerungen nicht nur als begründet, sondern unbedingt gefordert erscheinen. Auch die Frage nach dem geologischen Alter dieser in Franken unstreitig jüngst-jurassischen Sedimente gestattet eine nun doch recht sichere und definitive Beantwortung mit Hilfe der eben betrachteten unerwartet reichen Fauna, die sich als sicher dem Tithon und zwar Obertithon angehörig erweisen ließ. Bei einem Vergleich mit anderweitigen Obertithon-Vorkommen zeigt zwar die Neuburger Fauna ein teilweise noch mehr ältliches Gepräge, indem sie noch reichlich Elemente enthält, deren nächste Verwandtschaftstypen aus vorwiegend untertithonischen Ablagerungen zitiert werden und dadurch eine Art Mischcharakter von Ober- und Untertithon zur Schau trägt, wie er von so vielen heute allgemein als obertithonisch anerkannten Faunen betont wird. Sicher vermag aber eine derartige Mischung den obertithonischen Charakter unserer Ablagerung nicht zu erschüttern bei dem reichen Vorliegen von unfehlbaren, allseits anerkannten obertithonischen Leittypen und der erdrückenden Masse sicher sehr jugendlicher Elemente. Wenn man aber neben diesen ausgesprochen obertithonischen Formen doch noch eine Reihe sonst gleich charakteristischer und regelmäßig wiederkehrender Typen vermißt, wie besonders die Formen mit deutlicher Anschwellung über der Rippen- teilung, den sogen. *Hopl. Chaperi-microacanthus*-Typ oder auch jene sogen. costaten Formen, mit deutlichen Nabelknötchen und hart über der Nabelwand gespaltenen, stark geschwungenen Rippen vom Typus des *Hopl. abscissus* OPP. und *Hopl. Dalmasi* PICT., so möchte ich darin weniger den Ausdruck einer gewissen räumlichen Abgeschlossenheit eines fränkischen Beckens gegenüber einem französischen, als vielmehr doch den eines gewissen Schichtenausfalles in Franken erblicken, indem vermutlich das oberste Schichtpaket der Stufe, d. h. das unmittelbare Liegende der Kreide fehlt, entweder nicht mehr zur Ablagerung gekommen oder aber nicht mehr erhalten ist.

Auf alle Fälle aber hat unsere Kenntnis der fränkischen Malmstratigraphie durch die neue und ungeahnt reiche Obertithon-Fauna der Neuburger Kalke eine gewiß ebenso erfreuliche wie aufklärende Bereicherung erfahren, die auch der bis heute immer noch mehr unsicheren und schwankenden stratigraphischen Eingliederung der fränkischen Plattenkalke durch eine gewisse feste Umrahmung eine viel sicherere Fixierung und größere Stabilität verleiht.

6. Tabellarische Zonenübersicht.

Berriassstufe (unt. Neocom) mit *Hopl. Boissieri*, fehlt.

Stufe der *Hopl. Malbosi* und *occitanicus* fehlt.

Stufe der *Berr. ciliata* n. sp.

Ober-Portland
(= Obertithon).

Helle Bankkalke im Neuburgischen mit *Berriasella ciliata* n. sp., *pergrata* n. sp. etc. *Aul. callodiscus* n. sp., *dicratus* n. sp., *ramosus* n. sp., *crispus* n. sp., *Per. Danubiensis*, *Schlosseri* n. sp., *jubatus* n. sp., *penicillatus* n. sp., *Naut. Schlosseri* v. LOESCH, *Vilmae* v. LOESCH, *Pseudovirgat. advena* n. sp., *palmatus* n. sp., *subpalmatus* n. sp., *dubius* n. sp., *Simoc. Rothpletzi* n. sp., *Broilii* n. sp., *Schwertschlageri* n. sp., *Aspid. Rafaei* OPP., *Neoburgense* OPP.

Unter ² -Stufe der <i>Opp. lithographica</i> , <i>steraspis</i> , <i>Per. Ulmensis</i> , <i>Per. vimineus</i> .	Grauliche, tonige Bankkalke mit <i>Per. Reisi n. sp.</i> , <i>vimineus n. sp.</i> und felsige Kalke mit <i>Per. Abbachensis n. sp.</i> , <i>Kelheimensis</i> , <i>diceratinus</i> , <i>priscus n. sp.</i>
Unter-Portland (= Untertithon).	Schieferige Plattenkalke mit <i>Opp. lithographica</i> , <i>Haerberleini</i> , <i>steraspis</i> , <i>Per. Ulmensis</i> , <i>Eystettensis n. sp.</i> , <i>Mörsheimensis n. sp.</i> , <i>Rüppelianus</i> , <i>supremus</i> .
Unter-Stufe der <i>Waagenia Beckeri</i> . <i>Opp. Zio</i> , <i>Holc. Gravesianus</i> . <i>Opp. pugilis</i> ,	Hornsteinreiche, ruppige Bankkalke, seltener felsig oder oolithisch, mit <i>Holc. Gravesianus</i> , <i>gigas</i> , <i>Per. subsetatus n. sp.</i> , <i>Riedensis n. sp.</i> , <i>fruticans n. sp.</i> , <i>pubescens n. sp.</i> , <i>aff. rotundus</i> , <i>Waag. hybonota</i> , <i>Opp. cf. nudocrassata</i> , <i>Asp. hoplisum</i> .
Unter-Portland (= Untertithon).	Dichte, seltener tonige Bankkalke mit <i>Waag. Beckeri</i> , <i>harpephora</i> , <i>Opp. Zio</i> , <i>semimutata</i> , <i>Per. comatus n. sp.</i> , <i>setatus n. sp.</i> , halbfelsige Kalke mit <i>Opp. pugilis</i> , <i>nobilis</i> , <i>Sutn. subeumela n. sp.</i> , <i>Hapl. carachtheis</i> , <i>Opp. asema</i> .
Stufe des Frankendolomites u. plumpen Felsenkalkes mit <i>Rhynchonella trilobata</i> .	Felsige Brachiopoden- und Schwammkalke und Oolithe mit <i>Terebr. insignis</i> und <i>Rh. Astieriana</i> .
Oberes Kimmeridge.	Dolomite, Felsenkalke und ruppige Bankkalke mit <i>Rh. trilobata</i> . Dolomite mit Brachiopoden, Schwämmen und Cidariden des Liegenden.
Stufe des <i>Aul. eudoxus</i> , <i>Asp. orthocera</i> , <i>liparum</i> <i>Opp. compsa</i> .	Halb oolithische Dickbänke. <i>Per. praenuntians</i> , <i>cf. stenocyclus</i> , <i>cf. ardesicus</i> , <i>aff. fasciferus</i> , <i>Roubyanus</i> , <i>digitatus n. sp.</i> , <i>breviceps</i> , <i>atavus n. sp.</i> , <i>Opp. Weinlandi</i> , <i>Frotho</i> , <i>canalifera</i> , <i>compsa</i> , <i>Franziscana</i> , <i>Asp. acanthicum</i> , <i>liparum</i> , <i>orthocera</i> , <i>Aulacost. eudoxus</i> , <i>pseudomutabilis</i> , <i>phorcus</i> . <i>Per. Ernesti</i> , <i>Opp. Holbeini</i> .
Mittleres Kimmeridge.	
Übergangsschichten mit <i>Idoc. balderus</i> , <i>Asp. Uhlandi</i> .	Mäßig dicke, halbruppige Bankkalke mit <i>Asp. Uhlandi</i> , <i>Per. (Idoc.) balderus</i> .
Stufe der Polyptoken (<i>P. Lothari</i> , <i>effrenatus</i> , <i>inconditus</i>).	Tonreiche, grauliche Bankkalke mit <i>Per. Lothari</i> , <i>effrenatus</i> , <i>inconditus</i> , <i>Holc. desmonotus</i> , <i>Opp. dentata</i> , <i>Opp. tenuilobata</i> , <i>Pseudomonotis similis</i> .

II. Obere Kreide.

Während sich im vorausgehenden die bisherige Annahme, die jurassische Sedimentation sei im Fränkischen mit der Ablagerung der Plattenschiefer zum Stillstand gekommen, als nicht zu Recht bestehend erwies, indem diese in dem mächtigen Obertithon von Neuburg-Unterhausen ihre normale Fortsetzung erfuhr, so ist dieses letztere doch wohl mit ziemlich absoluter Sicherheit als jüngste Bildung der Stufe zu betrachten und mit ihr die marine Sedimentation allmählich zur Ruhe gekommen, indem das Meer wohl hart vor Schluß der Jurazeit unsere Gegend verließ.

Die Annahme, daß also zu Ende der Juraperiode der Meeresstrand in irgend einer Richtung, wohl nach Südosten, über unser Gebiet hinweggewandert sei, ist wohl ein notwendiges logisches Postulat, so sehr ihr vielleicht der petrographische Habitus der eben betrachteten jüngsten jurassischen Ablagerung, der hellen Cephalopodenkalke von Neuburg, die durchaus noch nicht den Eindruck litoraler Bildung machen, sondern den Plattenkalken gegenüber auf eher wieder größere Wassertiefe hinweisen, zu widersprechen scheint. Und doch müssen wir annehmen, daß das Meer unter Zurücklassung litoraler Sande, wenn auch vielleicht von noch

so bescheidener Mächtigkeit, unsere Gegend räumte. Um so mehr wäre man deshalb vielleicht versucht in den die Jurakalke überdeckenden jüngeren Gebilden der zwar längst bekannten, aber immer noch nicht geklärten und sicher gedeuteten, tonigen, sandigen und quarzitischen sogen. Albüberdeckung die allerletzten Relikte des abziehenden Meeres zu erblicken, vielleicht noch so eine Art brackischen Purbeck oder unterer Kreide.

Ich hatte auch stets die Möglichkeit einer derartigen Provenienz der fraglichen Gebilde bei ihrer Untersuchung vor Augen; ich muß aber gestehen, daß es mir nicht gelang irgendwie positive Anhaltspunkte in der Albüberdeckung für den Nachweis einer jurassischen Regression ausfindig zu machen, vielmehr stellte es sich heraus, daß sie an vielen Stellen den unverkennbaren Stempel eines viel jüngeren Alters an sich trägt. Es gelang mir nämlich im Laufe der Zeit in ihr an verschiedenen Stellen marine Fossile der oberen Kreide zu konstatieren, und damit ist zugleich auch die Tatsache einer abermaligen, wenn auch vielleicht sehr kurzen und seichten marinen Überflutung unseres Eichstätt-Neuburger Altmühlgebirges endgültig erwiesen.

Schon GÜMBEL erkannte eine weitgehende petrographische Ähnlichkeit gewisser Bestandteile der Albüberdeckung unseres Gebietes mit sicher kretazischen Ablagerungen aus der Regensburger und Amberger Gegend, und das Vorfinden mariner Organismenspuren (Bryozoen) in derartigen Bildungen veranlaßte ihn zum allerdings mehr problematischen Eintragen seines regional zwar recht winzigen Kreidevorkommens auf dem Höhenrücken zwischen Mörsheim und Solnhofen, nämlich hart überm alten großen Horstbruch von Mörsheim.

Einen näheren Beweis außer einer gewissen petrographischen Analogie des Gesteines hatte er für seine Annahme allerdings nicht, auch fehlte ihm die Möglichkeit einer Abscheidung der Bildung von ähnlichen vermeintlich tertiären Ablagerungen der unmittelbaren Nachbarschaft, weshalb er denn auch Abstand nahm, sein vermutetes Kretazikum weiter zu verfolgen und unstreitig petrographisch mit seiner Mörsheimer Kreide vollkommen übereinstimmende Gebilde, wenn auch zunächst mehr provisorisch, seiner tertiären Albüberdeckung zurechnete.

Und so gewann denn auch in der Folge die Annahme eines tertiären Alters für die fraglichen Bildungen stets mehr die Oberhand, obwohl für den Fall der Richtigkeit der GÜMBEL'schen Beobachtung mariner Fossilführung bei Mörsheim die Altersfrage eigentlich ziemlich entschieden war und nur noch an prätertiäre Sedimente gedacht werden konnte, denn zur Tertiärzeit läßt sich keine marine Überflutung des Altmühlgebirges mehr annehmen, indem ja terrestrische und stets mehr lokale Süßwassergebilde, die schon früh in ziemlich gleichmäßiger Verbreitung über das Gebiet hin konstatiert wurden, sämtliche Phasen dieser Epoche für sich in Anspruch nehmen.

Für das Alter der rätselhaften Mörsheimer Gebilde konnte also im Falle tatsächlichen Vorliegens von Marin nur jüngst-jurassisches (Purbeck) oder unterkretazisches oder aber oberkretazisches Alter in Frage kommen.

Den sichersten und endgültigen Beweis mußte also wohl vor allem der paläontologische Befund des Mörsheimer Vorkommens ergeben, der beim ersten Antreffen der Bildung durchaus nicht aussichtslos erschien. Grobkörnige, wohl sekundär durch Auslaugen stark vermorschte, teils aber auch noch recht verbändsfeste und halbquarzitische, auch gelegentlich mehr tonhaltige und limonitische Sandsteinbrocken sind erfüllt von Bryozoenstäbchen, die gelegentlich fast die ganze Gesteins-

masse zu liefern scheinen; daneben beobachtet man wieder recht feinkörnige oder auch mehr dichte kieselige, tripelartige Gebilde, die mit den sicher jurassischen Kieselkalken des Plattenhangenden, ihrer unmittelbaren Unterlage, eine unstreitig weitgehende Ähnlichkeit aufweisen, so daß man zunächst einen gewissen Verdacht der annähernden Identität der Ablagerungen nicht von der Hand weisen kann. Außer Bryozoen sind aber auch andere organische Reste nicht selten, zunächst kleinere Schalenbruchstücke sehr häufig, daneben aber auch wieder fast ganze, mitunter recht stattliche Ostreen, dann sehr häufig eine kleine hochgewölbte und grobgerippte *Exogyra*, Serpelknäuel, glatte Pectiniden und ähnliches. Eine einigermaßen sichere spezifische Bestimmung gestattete das Material zunächst allerdings nicht. Das zu Tage liegende Gestein war aber damals bei meinem ersten Besuch ausgebeutet, so daß zunächst keine definitive Altersentscheidung ermöglicht wurde, es konnte sich auch um oberstjurassisches Litoral oder um Unterkreide handeln und mußte die Frage also auf weiteres zurückgestellt werden. Auf alle Fälle aber hatte es sich herausgestellt, daß das rätselhafte fossilführende Gestein von den auch sonst überall im Gebiete angetroffenen Quarziten, Sandsteinen, tripelartigen Platten, wie sie weiter im Süden, besonders in Begleitung der verschiedenen Grobsande und vor allem auch der sogen. Neuburger Kreide sich vorfinden, petrographisch und sicher auch genetisch durchaus nicht getrennt werden kann, weshalb in der Folge auch stets beim Antreffen derartiger Gebilde das Augenmerk auf allenfallsige Fossilführung zu richten war. Und tatsächlich konnten denn auch im Laufe der Zeit nicht nur an verschiedenen anderen Stellen organische Spuren in diesen Bildungen nachgewiesen, sondern auch eine unverkennbare, derartig weitgehende faunistische Übereinstimmung der einzelnen Vorkommen konstatiert werden, daß die Zusammengehörigkeit und Gleichaltrigkeit der Ablagerung außer Frage stand. Immer reicher stellten sich Anzeichen ein, die für ein kretazisches, und zwar oberkretazisches Alter sprachen, und das gesamte mir heute vorliegende faunistische Material, das ich unten vorführen werde, legt das Vorhandensein cenomaner Ablagerungen außerordentlich nahe.

Häufige fossile Reste, besonders Inoceramen, dann glatte Pectiniden, kleine Aviculiden schlug ich aus den den zwei Kreideschächten westlich über Wellheim entstammenden weißen quarzitischen dichten Brocken, wie sie auch regelmäßige Begleiter der südlichen, Neuburger Kreide-Vorkommen sind.

Die besten Aufschlüsse aber gewährte unstreitig ein Besuch der Sandgruben zwischen Konstein und Gammersfeld im Forstteile „Konsteiner Sandgrube“, etwa 3 km N. der beiden Fundstellen bei Wellheim. Herumliegende, teils gleichfalls mehr dichte, helle, quarzitische Platten, dann wieder feinkörnige, halb morsche, tripelartige Gesteinsbrocken, die scheinbar mit Vorliebe mehr im Hangenden der dort mehrere Meter mächtigen groben Sande stecken und wahrscheinlich die Denudationsreste von weggewaschenen mehr kompakten höheren Lagen bilden, erwiesen sich hier mitunter wieder recht fossilreich; kleine Kardita-artige Limen und Modiolen trifft man in manchen Stücken in Masse an; außerdem fiel mir aber hier eine unstreitige *Vola aequicostata* LAM. zu, also ein unumstößliches Oberkreidefossil. Ein Besuch der gleichen Fundstelle im letzten Herbst lieferte außerdem noch *Vola quadricostata* Sow., so daß an dem oberkretazischen Alter der Ablagerung nicht mehr zu zweifeln war.

Später traf ich auch anderwärts noch Organismenspuren an; Quarzite auf dem Knockfelde zwischen Treidelheim und Sieglohe, dann über der gegenüberliegenden, westlichen Talseite im Südteile des „Mauerner Schlages“ enthalten neben Seeigel-



stacheln auch wieder Bryozoen und Ostreen ähnlich wie bei Mörsheim. Eine quarzitische Platte mit *Inoceramus* fand ich als Lesestück auf den Beixenhartäckern hart überm Trockental, südlich Dollnstein; Spuren von solchen traf ich außerdem O. von Biesenhart an der Straße nach Meilenhofen; nach Mitteilung des Herrn Direktors Meyer im Schulzesehen Kreidewerke von Neuburg wurde ein solcher auch in einem einem dortigen Kreideschacht entnommenen quarzitischen Brocken gefunden. Also weitgehend die gleichen faunistischen Spuren über die ganze Juraplatte hin, von der Altmühl bis zur Donau, so daß an der Gleichaltrigkeit und Homogenität der fraglichen Bildungen nicht mehr gezweifelt werden kann.

Auch die sogen. „Neuburger Kreide“ läßt sich nur als Bestandteil der gleichen Sedimentierung auffassen und verstehen; sie geht auch überall wie bei Neuburg-Oberhausen, so auch bei Wellheim seitlich in die gleichen groben, meist hellen, von Quarzitbrocken und -felsen gespickten Sande oder auch Tone über. Die folgende mehr zusammenhängende Darstellung der ganzen Bildung als solchen ist also gewiß sehr gerechtfertigt.

1. Ausbildung.

Das anfänglich wohl weitaus häufigste und vorherrschende kretazische Sediment auf den Jurahöhen zwischen Altmühl und Donau waren vor allem Sande der verschiedensten Farbe und Korngröße, mit Vorliebe aber recht helle, fast weiße und gleich grobkörnige, wie man sie heute noch überall und gelegentlich in recht ansehnlicher Mächtigkeit und in weiter regionaler Erstreckung antrifft, wo sich ihre Anwesenheit vielfach durch eine recht ausgeprägte Kieselflora (Föhrenbestände mit Heidekraut) sofort verrät. Sie lassen sich von den typischen tertiären, wohl meist obermiozänen Sanden, die übrigens selten die Höhen ganz erklimmen, sondern sich regelmäßig nur mantelförmig an deren untere Gehänge, besonders über den Talungen der Donau halten, dann auch von Osten her in den Talniederungen und Einmuldungen (Schuttertal, Adelschlag-Ochsenfeld) ins Gebirge eindringen, meist unschwer unterscheiden durch ihre viel größere Reinheit und ihre große Variabilität in Korngröße und Farbe; letztere ist den mehr graulich oder grünlich-gelben miozänen Sanden gegenüber im allgemeinen eine viel hellere, weißliche, die allerdings gelegentlich auch recht tiefen, ockerig-bräunlichen oder auch roten bis violetten Tönungen Platz macht; letztere, die Korngröße, ist eine normal viel gröbere, unterliegt allerdings im einzelnen auch außerordentlichen Schwankungen und variiert von Erbsen- und Schussergröße bis zum feinsten und oft recht gleichmäßigen Korn.

Durch noch stärkeres Divergieren der Korngröße dieser Sedimente entstehen dann Gebilde, die man überhaupt nicht mehr als Sande deuten kann; es sind auf der einen Seite eine Art Schotter- und Kieslager, die allerdings zum geringsten Teile aus gerundeten Flußkieseln bestehen, obwohl auch solche von Nuß- bis Walnußgröße darunter nicht selten sind, als vielmehr von meist recht schlecht gerundeten, größtenteils sogar mehr trümmerig eckigen und splätterigen Hornsteinknauern zusammengesetzt erscheinen. Auch diese groben Schotter- und Kiesgebilde haben eine recht weite Verbreitung und teilen sich über weite Strecken hin mit den obigen Grobsanden in die Herrschaft, mit denen sie sich übrigens stets aufs engste verbunden und derartig regelmäßig vergesellschaftet zeigen, daß an dem innigsten Zusammenhang beider und der Gehörigkeit zur gleichen Sedimentation keinen Augenblick gezweifelt werden kann. Merkwürdigerweise wurden diese Hornsteinschotter trotz

ihrer großen Häufigkeit bisher anscheinend im Gebiete ganz übersehen, und doch machen gerade sie die bisher so beliebte Deutung unserer Sande als einer Art tertiärer Wanderdünen vollkommen unhaltbar. Sie bedurften einer viel energischeren Kraft als der des Windes zu ihrer Verfrachtung, wie fließendes Wasser oder aber einer brandenden Meeresflut; ihre außerordentlich weite und vollkommen gesetzlose Verbreitung spricht aber auch entschieden gegen ein Gebundensein an alte Wasserläufe.

Außerdem gehen aber unsere Grobsande nicht selten, wenn auch mehr gelegentlich, lokal und nesterweise in jene ungemein feinkörnige Bildung über, die wohl das längst- und bestbekannte, wie technisch wertvollste Element der ganzen Sedimentierung darstellt und besonders in der westlichen Umgebung von Neuburg seit langem als sogenannte „Neuburger Kreide“ und „Neuburger Weiß“ gewonnen und als Metallputz und Farbensubstrat verarbeitet wird und in den Handel kommt, das man aber, wenn auch mehr untergeordnet, auch sonst sehr häufig den mehr normalen Grobsanden des nördlichen Nachbargesbietes beigemengt findet.

In sämtlichen der eben aufgezählten klastischen Sedimente kam es sehr häufig zur sekundären und vielfach sogar sehr intensiven neuerlichen Zusammenbackung und Verfestigung durch meist kieseligen Verband zu Sandsteinen, kieseligen Konglomeraten und Brekzien oder auch tripelartigen Gebilden; bei noch intensiverer Verkittung entstehen die außerordentlich häufigen, wenn auch in ihrem Vorkommen mehr gescharten quarzitischen Brocken und Blöcke oder gelegentlich auch Felsen von 5—7 m Höhe, Bildungen, die von der ganzen Ablagerung am wenigsten übersehen werden können und bisher auch stets betont wurden und die man auch in recht regelmäßiger Verbreitung in die GÜMBEL'sche Karte vom Ries bis an den Meridian von Ingolstadt eingetragen findet.

Der gleiche Prozeß der Quarzitisierung hat aber auch gleichzeitig die beiden anderen Sedimentextreme getroffen, die groben Schotter und feinsten Kieselnde sowie die Neuburger Kieselkreide und es entstanden daher auf der einen Seite quarzitische Konglomerate und Brekzien, auf der anderen meist recht dichte, glasig spröde und außerordentlich harte, vielfach auch mehr dickplattige bis dünngebankte oder elliptische, in der Farbe meist mehr weiße Quarzite, wie sie aus größeren Kreidenestern stets auch massenhaft zu Tag gefördert werden (Neuburg, Oberhausen, Finkenstein, Wellheim), die sich gelegentlich auch durch ihren Fossilgehalt auszeichnen und, wie erwähnt, besonders in der Umgebung von Wellheim häufig Inoceramen bergen. In der Farbe sind diese quarzitischen Koncretionen den zugrunde liegenden Sedimenten natürlich regelmäßig analog; sehr helle, graulich bis gelblich oder auch rötlich weiße Sandsteine und Quarzite herrschen weitaus vor; auch die Dichtquarzite zeigen meist ein fast reines Weiß; doch kommen daneben auch alle denkbaren Farbennuancen vor bis ins dunkle Braun und tiefe Violetrot; auch aschgraue, schön blaugraue, ja fast schwarze (weißgeflamnte) Quarzite, Dichtquarzite, auch konglomeratische Quarzite kommen vor; an ein paar Stellen traf ich auch durch reichen Glaukonitgehalt schön olivgrüne Quarzite an, so daß für den Fall größerer Häufigkeit weiter nach Süden und vor allem im Gebiete der heutigen Hochebene derartige kretazische Bildungen durchaus nicht ausgeschlossen erscheinen als Lieferanten gewisser, hinsichtlich ihrer Herkunft mehr rätselhaften Gerölle in jüngeren, tertiären und diluvialen Ablagerungen.

Als häufige Begleiterscheinung einzelner der eben kurz gezeichneten Sedimente sind außerdem noch charakteristisch durch außerordentlich starken Eisen-

gehalt ausgezeichnete, feinkörnige, zum Teil mehr oolithische Eisensandsteine, Rot-eisensandsteine und durch Limonit verbundene Grobsandsteine. Man trifft derartige Gebilde besonders SO. und O. von Gammersfeld (Eggert, Geiernest) und über Aicha bei Wellheim, dann auch bei Mörsheim an; doch handelt es sich wohl meist um recht bescheidene Vorkommen, die übrigens regelmäßig durch starkes Umwühlen des Grundes auf bereits erfolgte Ausbeute durch Menschenhand hindeuten. Sie wurden sicher wohl sehr regelmäßig im Obereichstätter Hochofen neben den Bohnerzen schon früh verhüttet.

Noch eines Sedimentes darf übrigens nicht vergessen werden, des unangenehmsten bei der Kartierung; es sind dieses Lehme, Tone, Mergel, wie man sie gerade recht häufig auch in engem Verband mit der Neuburger Kieselkreide beobachtet, deren Nester und Lager vielfach seitlich in außerordentlich feinen Sand oder auch sehr oft in meist recht buntgefärbte, hochrote, dann aber auch wieder hellgraue bis weiße Lehme und Tone übergehen. Bei der Kartierung auf der Hochfläche begegnet aber die Alterserkennung solcher Tone und ihre Abscheidung von analogen jüngeren Gebilden bei der meist hochgradigen Überwachsung mit Vegetation ohne Bohrung und künstlichen Aufschluß außerordentlichen Schwierigkeiten. Größere Anhäufung solcher Lehme führt sehr häufig zur Bildung kleiner Teiche und Wassertümpel; auch manche Kreidenvorkommen sind deshalb mit solchen Wasseransammlungen enge verbunden, es stand oft eine Pfütze über dem Kreideneest (Finkenstein bei Neuburg, Geiernest bei Wellheim).

Bezüglich der ursprünglichen Heimat obiger Sedimente läßt sich wenig Sicheres sagen. An der Herkunft der Hornsteinschotter aus abgetragenen jurassischen Schichten ist nicht zu zweifeln und zwar wohl vorwiegend der Portlandschichten mit oft außerordentlich intensiver Verkieselung, die sich vielleicht weiter nach Süden im Gebiete der heutigen Hochebene noch wesentlich steigerte, wie ganz dunkle, mächtige Hornsteinbänke der oberen Reisbergschichten z. B. bei Joshofen (Neuburg) anzudeuten scheinen.

Der annähernd gleichen Quelle wie die Hornsteinschotter, Konglomerate und Brekzien möchte ich auch die Neuburger Kieselkreide zuschreiben. Auch sie ist wohl der unlösliche Denudationsrückstand jurassischer Schichten. Doch möchte ich in ihr weniger das Abreibungsprodukt jener weißen kreidig-mehligen Kieselrinde erblicken, die vielfach jurassische Hornsteine außen umgibt, wie etwa GÜMBEL die Bildung sich vorstellt; denn die mit der Kieselkreide meist zu Tage geförderten plattigen oder auch ellipsoidischen Dichtquarzitbrocken sind nicht etwa Jura-hornsteine, sondern es sind sekundäre Konkretionen in der petrographisch vollkommen gleichen Einbettung und kretazischen Alters, wie die häufig eingeschlossenen, sicher kretazischen Fossile (Inoceramen, Pectiniden, Aviculiden und ähnliches) beweisen. Die Neuburger Kieselkreide ist mit den Dichtquarziten von den häufigen tripelartigen durch ähnlichen Fossilgehalt ausgezeichneten Bildungen genetisch durchaus nicht zu trennen, die vermutlich nichts anderes sind als mehr oder minder ausgelaugte ehemals gleichfalls wohl mehr dichte Quarzite von nur etwas größerem Korn.

Als Quelle dieser feinstkörnigen Quarzbestände möchte ich die außerordentlich häufig gefundene und gelegentlich ebenso reiche Einlagerung feinsten Quarzkörnchen und -Partikelchen in oberjurassischen Kalken ansprechen, die bereits früher besonders aus dem Plattenkalkhangenden und von dem „Wilden Felsen“ von Mörsheim hervorgehoben wurde und die oft derartig reich erscheint, daß das Gestein

nach Wegführung des Kalkes noch vollständig kompakt und verbandsfest bleibt. Bei geringerer Einlagerung mußte das Gestein nach Auslaugen des Kalkes zerfallen und die Kieselsäure als unlöslicher Rückstand ins Wandern kommen. Nach ihrer Zusammenschwemmung und abermaligen Anreicherung durch die schlemmende Wirkung der wohl sehr seichten kretazischen Überflutung konnte sie sehr gut unsere Kreidenester liefern und zu den quarzitischen Tripelbildungen führen, die sich tatsächlich von den ausgelaugten jurassischen Kieselkalken oft nur durch ihre kretazische Fossilführung oder die Lagerungsverhältnisse oder aber überhaupt nicht unterscheiden lassen. Allerdings bleibt auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die beiderlei Bildungen als regelrechte Seichtwassersedimente sich auf die gleiche primäre Quelle zurückführen.

Das Material zu unseren kretazischen Grobsanden, die aus meist auffallend schlecht gerundeten Kornindividuen zusammengesetzt erscheinen, wie auch der Bestand an bald mehr bald weniger großen und gleich gerundeten Kieselgeröllen der Schotter, Konglomerate und Brekzien läßt sich bezüglich seiner Herkunft am wenigsten sicher deuten; doch möchte ich hinsichtlich ihrer am wenigsten an ein Wandern von S. nach N., etwa an ein zerstörtes vindelizisches Gebirge, denken, als an ein Kommen von N. oder NW., denn die Tendenz zur, wenn auch noch so allmählichen, Hebung dieser Gebiete gegenüber einer gleichgradigen Senkung des S. und SO. dürfte schon sehr weit zurückdatieren und bis in die Zeit der mittleren Kreide bereits ganz gut eine Abtragung von Dogger- und Lias-, ja vielleicht sogar Rhät-Sedimenten gestattet haben. Den gegenwärtigen oberkretazischen weitgehend ähnliche Sedimente mußten übrigens wohl bereits dem nach SO. abwandernden jüngst jurassischen oder ältest kretazischen Meeresstrande nachfolgen, so daß unsere heutige Oberkreideablagerung vielleicht größtenteils nur eine durch die Transgression bewirkte Aufarbeitung und Neusedimentierung eben dieser älteren Gebilde darstellt.

2. Vorkommen und Fauna.

Bezüglich der regionalen Verbreitung der eben kurz gezeichneten sicher oberkretazischen Ablagerung gewährt ein kurzer Rundgang im Untersuchungsfelde, etwa beginnend mit dem bisher allein erkannten Vorkommen bei Mörsnheim am NW.-Ende, annähernd folgendes Bild:

Das kleine Vorkommen auf der GÜMBEL'schen Karte über dem alten Mörsnheimer Horstbruch auf dem „Solnhofer Berg“ NW. Mörsnheim erweist sich in N.- und NW.-Richtung als in Wirklichkeit wesentlich ausgedehnter, ist aber nur noch in Form einer unzusammenhängenden, stark zerrissenen, auf weite Strecken vielfach nur noch durch bald mehr bald weniger über die Vegetationsrinde zu Tage dringende, meist recht grobkörnige Sandstein- und vor allem Quarzitbrocken und -Blöcke oder auch tripelartige Gesteinsstücke in ihrer einstigen Verbreitung verfolgbaren äußerst dünnen Decke erhalten und über die ganze Mörsnheimer und Solnhofer Hart hin anzutreffen, sowie auch auf dem östlichen Solnberg SW. über Solnhofen, und nur in Einbrüchen von Schlotten, teilweise wohl auch als primäre Ausfüllung solcher, von etwas größerer Mächtigkeit. Gerade dieses Mörsnheim-Solnhofer Vorkommen zeichnet sich aus durch relativ häufigen Gehalt an Organismenspuren, deren Präsenz sich beim Anschlag eines Gesteinsstückes zunächst durch kleine, weiße, von Bryozoen und Schalentrümmern herrührende Stäbchen und Flämmchen verrät; die förmlichen Bryozoensande deuten unfehlbar auf Bryozoenstrandriffe hin. Gerade hier bei Mörsnheim fiel mir denn auch eine relativ ziemlich reiche Fauna zu, die sich von jener von der Konsteiner Sandgrube etwas zu unterscheiden scheint; ob es sich dabei aber um eine stratigraphische oder fazielle Differenz handle, läßt sich zurzeit noch nicht beurteilen, da das Mörsnheimer Material infolge schlechter Erhaltung teilweise nur eine recht problematische Bestimmung gestattet. Diese ergab aus dieser Fundstätte etwa folgendes:

1. *Sphaeractinia* sp. (cf. *diceratina* STEINM. *Foss. Hydroc.* p. 17 Taf. 2 Fig. 3—7). Taf. IX Fig. 9. = ? *Sphaerulites Saxoniae* A. ROEM., gar nicht selten.
2. *Cidaris Sorigneti* DES. (GEINITZ I. c. I. Taf. 15 Fig. 1—19). Stachelabdruck.
3. *Cidaris* cf. *vesiculosa* GOLDFUSS (GEINITZ I. Taf. 14). Stachelabdrücke sehr häufig.
4. *Serpula filiformis* SOW. (= *S. gordialis* SCHL. GEINITZ II. Taf. 37 Fig. 3 u. 4).
5. *Bryozoen*, hauptsächlich ästig verzweigte Formen, die oft förmliche Rasen bildeten, daneben aber auch rundknollige oder deckenförmige Gebilde. Ich glaube Andeutungen etwa folgender Genera zu erkennen: *Heteropora*, *Ceripora*, *Berenicia*, *Radiopora*, *Thalamopora*.
6. *Rhynchonella* sp. *compressa* LAM.? (GEINITZ II. Taf. 36).
7. *Rhynchonella* aff. *plicatilis* SOW.? (GEINITZ I. Taf. 7).
8. *Pecten* cf. *membranaceus* NILSS. (GEINITZ II. Taf. 43).
9. *Pecten* sp. (cf. *elongatus* LAM. GEINITZ I. Taf. 64).
10. *Ostrea* sp. (cf. *diluviana* L. GEINITZ I. Taf. 39).
11. *Exogyra conica* SOW. (GEINITZ I. Taf. 10 Fig. 8—13), häufig

Da die meisten der eben angeführten Formen die beiden Stufen des Cenomans und Turons durchsetzen, so geben sie zunächst über das nähere Alter der Ablagerung keinen definitiven Entsch. Die anscheinend gar nicht seltene, mir aber bisher leider in erst einem einigermaßen erhaltenen Exemplare vorliegende *Ostrea* läßt sich leider nur recht problematisch als *O. diluviana* L. bestimmen, eine Form, die fürs Cenoman sehr charakteristisch sein soll.

Die Unterlage der Kreide bildet an der besprochenen Lokalität Plattenkalk, vorwiegend in der Ausbildung des „Wilden Felsen“, dessen oberste Schichten hier meist als ausgelaugte, gleichfalls tripelartige Kieselkalke vorzuliegen scheinen, die beim Zerstampfen gleichfalls eine Art Neuburger Kreide liefern müßten.

Wie weit die Bildung über der Solnhofer Hart nach W. vorgreift ist bis jetzt leider nicht konstatiert; ebenso wenig kenne ich ihre nördlichste Grenze; auf alle Fälle ging sie noch, wenn auch vielleicht recht kurz, über die Altmühl hinüber, denn ich stieß auf die typischen quarzitären Brocken und kleinen Blöcke hart NW. über Solnhofen in der unteren Dolomitregion, ebenso auch auf der schmalen Landzunge des Kraspelberges zwischen Esling und Hagenacker.

Über der Haunsfeld-Ensfelder Platte sind sicher kretazische Bildungen nur in der mehr westlichen Region in größeren, einigermaßen noch zusammenhängenden Decken erhalten; zumeist handelt es sich um grobe, helle, von quarzitären Brocken und Blöcken verratene Sandgebiete, so in der näheren Umgebung vom Wildbad, dann besonders weiter südlich im Gebiete des Breitenhart W. von Ensfeld, wo die Sande allerdings stark verwaschen und in die Talungen herabgeglitten erscheinen; aber die außerordentlich große Häufigkeit der typischen Quarzite deutet unstreitig kretazisches Alter an.

N. vom Wildbad findet sich auch eine kleine Decke von teilweise zu Konglomeraten und Brekzien verbackenen Hornstein-Schottern.

Ob die anscheinend ziemlich mächtigen Ton- und Lehmdecken im Gebiete der Wiesengründe W. Haunsfeld und N. Ensfeld kretazischen oder tertiären Alters sind, läßt sich schwer entscheiden; über der „Mörnsheimer Platte“ S. Mörnsheim deutet die auffallend stark mit kohligen Bestandteilen durchsetzte dunkle Vegetationserde auf das Vorhandensein kleiner tertiärer Süßwassersedimente hin.

Auf den östlichen Teilen der Haunsfeld-Ensfelder Platte stößt man nur noch auf sehr vereinzelte Quarzitblöcke in den Gemarkungen dieser Dörfer und nur überm südlichen Beixenhart östlich Haunsfeld und dem südlichen Handloh SW. Wielandshöfe sind noch kleinere, vermutlich kretazische Sandnester erhalten.

In meist etwas besserer Erhaltung trifft man die Bildung über der breiten Platte des Schweinsparkes und Wittmes an; typische Quarzitbrocken, auch tripelartige und mehr dichte Kieselplatten lassen die vielfach auch mit größeren Quarzgeröllen (Walnußgröße) versetzten sandigen Bildungen N. und S. von Schweinsparkhaus als wohl nur wenig gestörte Kreide deuten, die sich weiter nach SW. im Gebiete der südlichen Sauschütt durch grobe Quarzitblöcke dann sicher als solche verrät, und besonders nach W. überm Mühllohberg und Schinagl S. der Bubenrothmühle zu einer recht typischen, heute noch leidlich zusammenhängenden Grobsanddecke sich zusammenschließen und über der vorderen Hammerleite auch recht charakteristische Felsblöcke halb-konglomeratiger Quarzit-Brekzien birgt.

Große Ausdehnung und anscheinend ziemliche Mächtigkeit, die sich allerdings ohne Graben schwer feststellen läßt, erlangen die hellen Grobsande weiter nach S. im Dollnsteiner Wald und vor allem im Wittmes. Ziemlich zusammenhängende Nester traf ich zunächst überm Haderbuck S. Ried,

dann auch überm Konsteiner Römerberg. Kleinere Nester und sehr häufige Einzelquarzite verbinden diese Vorkommen nach O. mit dem großen Sandgebiete vom Wittmes und Pfahlstriegel, vor allem längs des sogen. Pfahles, der Römerstraße, die sich hier stellenweise heute noch als deutlicher Wall von über $\frac{1}{2}$ m Höhe verfolgen läßt und sich vor allem erhielt, da hier zu ihrem Aufbau der überm Pfahlstriegel wieder große Ausdehnung erlangende Hornsteinschotter Verwendung fand. Die Sande und Quarzitblöcke ziehen sich als mantelförmige Hülle tief die Hänge herab und in die Talmulden hinein.

Auch weiter nach S. läßt sich hier die Kreide deutlich verfolgen; als Kiesel- und Hornsteinschotter beobachtet man sie noch in 544 m Höhe NO. von Hardt; dann zieht sie sich als Grobsand über die beiden Langzungen des Dachs- und Mühlberges gegen Wellheim vor, sowie über die Höhen über Aicha; als Quarzitblöcke trifft man ihre Spur S. über Hardt in 525 m wieder an; die Sande in der schmalen Talrinne an der Wellheimer-Straße sind wohl spätere Einschwemmungen aus den eben abgegangenen Sandlagern der Hardter Höhen.

Sehr ausgedehnt sind dann kretazische Bildungen wieder im SW., S. und SO. von Biesenhart besonders überm Schutterberg und Pfahlschlag, und zwar gleichfalls vorwiegend als helle, grobe Sande; auf der Höhenkuppe hart SO über Biesenhart nimmt die Bildung wieder den Charakter von typischen Hornsteinschottern an, die hier häufig auch, mitunter recht grobe Kieselgerölle führen. In einer der häufigen dichtquarzitischen und tripelartigen Platten schlug ich hier auch ein Bruchstück von Inoceramus.

In Form einer großen, wenn auch nicht mehr ganz zusammenhängenden und viel zerrissenen Decke ziehen sich dann unsere Grobsande von hier aus hinab über den Schutterberg und Pfahlschlag, wo man wenig N. von der Seefähmühle wieder auf ein Heer quarzitischer Brocken und Blöcke und an einer anderen Stelle NW. daneben auch auf recht stattliche Felsen von etwa 3—4 m Höhe und mehreren Metern Länge recht gleichmäßig feinkörniger Quarzite stößt.

Auch überm Langrücken des Biesenharter Forstes und des Hohensteins W. Obermöckenlohe, sowie S. daran anschließend im Gebiete des Hasenwinkels und des Hohensteins NW. von Nassenfels sind kretazische Grobsande und quarzitische Blöcke und Felsen wieder sehr ausgedehnt und verbreitet; überm Möckenloher Hohenstein dringen sie streckenweise sehr häufig mehlsackartig zu Tage, und einigen felsigen Erhebungen von etwa 4—5 m verdankt die Höhe und der Forstteil den Namen Hohenstein; auch der gleiche Name der südlich an den Hasenwinkel sich anschließenden Höhenkuppe (Hohenstein) führt sich vollkommen analog auf einen hier zu Tage dringenden etwa 7 m hohen, mächtigen Quarzitmonolith zurück, der hier vor dem Waldsaum von Nassenfels her weithin sichtbar erscheint.

Auch auf der weiten Platte von Emskeim-Gammersfeld zwischen dem Spindeltal und dem Trockental von Hütting und Mauern trifft man wieder ausgedehnte kretazische Bildungen an, zumeist Sande, Grobsande und Quarzite.

Mächtige Grobsandlager finden sich am Sandbuck NW. von Emskeim, wo sie sich von etwa 555 m Höhe in N.-Richtung tief die Hänge hinabziehen. An einer Stelle stieß ich hier auch wieder auf die typischen Hornsteinbrekzien, die in einigen deutlichen Bänken anstehen und zwecks Gewinnung von Straßenschotter angebrochen sind und die Grobsande zu überlagern scheinen; sie dürften deshalb hier mehr als Regressionsbildung des Kreidemeeres zu deuten sein.

Von ganz hervorragendem Interesse ist aber dann wieder das große kretazische Sandgebiet zwischen Gammersfeld und Konstein W. über Wellheim, sowie kleinere Vorkommen überm Langrücken des Gigelberges zwischen Gammersfeld und Hütting, teils wegen wieder häufiger Fossilführung, teils wegen Führung technisch nutzbarer Bestandteile, wie von Kieselkreide und Eisenerzen.

Mächtige helle und weiße Grobsande beherrschen besonders W. vom Wellheimer Schloß- und Kreuzberg oft weithin das Gebiet, oberflächlich schon verraten durch ausgesprochene Kieselflora und einen gelegentlich fast kümmernden Kieferbestand; im Forstteile „Konsteiner Sandgrube“ sind diese Sande an der Straße Gammersfeld-Wielandshöfe in zwei mächtigen Gruben angebrochen. In der einen kleineren, heute leider verlassenem östlich dieser Straße sollte sich mir wieder reichere paläontologische Ausbeute bieten und nach mehreren Besuchen auch das unumstößliche Beweismaterial für Vorliegen sicher oberkretazischer Sedimente.

Was mir nämlich die allerdings teilweise noch sehr problematische Bestimmung der hier gewonnenen Fossile ergab, ist folgendes:

1. *Spatangus sp.* (*Holaster cf. planus* Mst. GEINITZ I. Taf. 3). Abdruck der Bauchseite eines ziemlich großen Exemplares.
2. *Cidaris aff. vesiculosa* GOLDF. (GEINITZ I. Taf. 14), häufig.

3. Abgerissene Bryozoen-Stämmchen, gar nicht selten (*Entalophora? Proboscina?*).
4. ? *Terebratula* sp. cf. *phaseolina* LAM.
5. *Avicula* sp.
6. *Avicula* sp. cf. *laevis* NILSS. (GEINITZ II. Taf. 43).
7. *Pinna* sp.?
8. *Lima* sp. cf. *elongata* A. ROEM. (A. ROEMER, Oberschlesien Taf. 29 Fig. 1 und GEINITZ II. Taf. 9 Fig. 9—10).

Diese an *elongata* erinnernde Lima ist in den Konsteiner Tripelplatten recht häufig, wenn auch meist stark verdrückt und schlecht erhalten; doch ist sie entschieden kürzer und breiter als *L. elongata* ROEM.

9. *Lima* sp. cf. *pseudocardium* REUSS. (GEINITZ II. Taf. 42 Fig. 10—15). Die mir in einem recht gut erhaltenen Exemplar vorliegende hochgewölbte schöne Form weiß ich bis heute nur mit *pseudocardium* REUSS. zu vergleichen, sie ist aber gröber und spärlicher gezeichnet als diese Form und stärker in die Länge gezogen (Taf. IX Fig. 7).
10. *Lima* sp. Es liegen mir noch einige winzige Limen von kaum einigen Millimeter Länge vor, die teils vielleicht frühe Jugendstadien der beiden vorausgehenden, teils auch anderer Formen sind.
11. *Pecten* sp. cf. *undulatus* NILSS.
12. *Pecten* aff. *membranaceus* NILSS.
13. *Pecten* sp. (cf. *elongatus* LAM. GEINITZ I. Taf. 44).
14. *Vola quadricostata* SOW. Nur ein Exemplar bis heute. (Taf. IX Fig. 8).
15. *Vola aequicostata* LAM. Gleichfalls ein anscheinend nicht erwachsenes Exemplar.
16. *Spondylus* sp.?
17. ? *Ostrea hyppopodium* NILSS.
18. *Exogyra columba* LAM. Ein zwar schlecht erhaltenes Exemplar mittlerer Größe, das aber doch den Typus von *columba* derartig wiedergibt, daß ich an ihrem Vorliegen nicht zweifeln kann.
19. *Exogyra* aff. *sigmoidea* REUSS. (Taf. IX Fig. 6).

Die in einem äußerst grobkörnigen Sandstein steckende, leider nicht ganz herauspräparierbare interessante schlanke, stark an *Exogyra sigmoidea* erinnernde, aber größere und viel höher gewölbte Form glaube ich mit Sicherheit in einem in der hiesigen paläontologischen Sammlung aus dem angeblichen Turon von Betzenstein liegenden Exemplare wieder zu erkennen.

20. *Modiola* sp. cf. *irregularis* GEIN. (GEINITZ I. Taf. 48 Fig. 14—15). Nicht selten angetroffen, wenn auch meist schlecht erhalten und bis heute nur annähernd bestimmbar, werden zartschalige Modiolen.

Auf den deutlichen Unterschied der gegenwärtigen kleinen Fauna von jener von Mörsnheim wurde bereits hingewiesen, sie zeigt größtenteils Formen, die mir von dort bis heute noch nicht vorliegen, so daß in dieser Erscheinung eine durchaus nicht unwahrscheinliche gewisse stratigraphische Differenz zum Ausdruck kommt, indem das gegenwärtige Vorkommen von Konstein, das sich hier anscheinend im Hangenden ziemlich mächtiger Sandlager zu halten scheint, dem Mörsheimer gegenüber möglicherweise jünger, turonisch ist, worauf allenfalls noch obige *Exogyra* aff. *sigmoidea* REUSS. hindeuten mag. Da es sich aber sowohl mit dieser wie auch anscheinend mit sämtlichen der übrigen mir bisher zugefallenen Formen um dem Cenoman wie Turon angehörige, also durchgehende, handelt, bleibt jedes nähere Urteil über den Horizont vor Erwerb weiterer Anhaltspunkte entschieden verfrüht. Der übrigens anscheinend sehr enge Lagerungsverband auch der Konsteiner Sande mit den Wellheimer Kreidenestern, von wo mir der von JOH. BÖHM als unstreitig cenomaner Typ gedeutete *Inoceramus Crippsi* MANTELL in vielen Exemplaren zufiel, möchte ich das cenomane Alter auch der Bildungen unserer Lokalität für äußerst wahrscheinlich halten.

Im Gebiete der östlichen Sandgrube und besonders überm Griesberg, westlich Konstein, stößt man dann nicht selten auch wieder auf Hornsteinkiesel und -Brekzien und -Konglomerate. Die kretazischen Bildungen dringen hier tief, großenteils wohl infolge tektonischer Störungen, in die Muldungen und Talzungen herab.

Als Einbruch in eine Spalte, oder vielleicht eher noch der Effekt von Höhleneinstürzen, ist dann wohl das weiter südlich hart über Wellheim in auffallend tiefer Lage (etwa 25 m über Tal) an der Gammersfelderstraße sich findende Kieselkreidenest zu deuten, das hier in einem Schachte zurzeit angebohrt ist, eine Unmasse der wiederholt zitierten Dichtquarzitbrocken lieferte und seitlich

gleichfalls in Grobsande mit häufigen quarzitischen und tripelartigen Gesteinsbrocken überzugehen scheint. Für ein sekundäres Zutalbrechen dieser Sedimente scheint mir nämlich vor allem die Tatsache zu sprechen, daß die gleichen Gebilde hart südlich darüber überm Kreuzberg gegen das Geiernest etwa 60—70 m höher in einer seichten Einmuldung zwischen Dolomiten ansteht und gleichfalls in einem Probeschacht Kieselmehl zeigt. Nur sind hier anscheinend in dem Sedimente noch reichlich gleichaltrige Lehme und Tone beteiligt, die hier zur Bildung eines kleinen Wasserpfels führten.

Außer der Kreideführung ist hier die Bildung aber auch noch, wie bereits angedeutet, wegen wieder häufiger Fossileinschlüsse von großem Interesse; neben kleinen Aviculiden und Pectiniden treten einem in den blendend weißen dichten quarzitischen Platten besonders häufig Inoceramen entgegen, die sich wohl mit Bestimmtheit als die von JOH. BÖHM als

Inoceramus Crippsi MANTELL. (Taf. IX Fig. 4 u. 5)

neu fixierte Art wieder erkennen läßt, die dieser Autor dem Cenoman-Pläner zuschreibt, mit dem bisherigen *Inoc. latus* MÜNST. identifiziert und von der GOLDFUSS'schen gleichnamigen Form (*Inoc. Crippsi*) aus dem Senon Westfalens, seinem neuen *Inoc. balticus*, scharf abtrennt (cf. SCHROEDER und BÖHM, Subhercyn. Kreide Taf. 10 u. 11, p. 41 ff.).

Außer diesen Inoceramen finden sich noch

Pecten cf. membranaceus NILSS. und

Avicula sp. cf. laevis NILSS.

Vom Geiernest aus verfolgt man dann kretazische Sande in westlicher Richtung bis über den Wald hinaus auf die Gammersfelder Flur, wo man auf der Eggert nicht selten, besonders am Waldsaume, sehr gehaltreichen Roteisensandsteinen, wie gleichfalls wieder quarzitischen Platten mit Inoceramen begegnet. Südlich des Gießgrabens, westlich vom Forsthaus, wurde diesen Erzen in früheren Zeiten intensiv nachgefahren. Auch hier gelang es mir ein etwa handgroßes Quarzitstück mit zwei Inoceramen-Gehäusen zu finden. Nach einer kurzen lehmig-tonigen Unterbrechung, die wahrscheinlich gleichfalls kretazischen Alters ist, lassen sich dann unsere Grobsande und Quarzite in östlicher Richtung auf dem Rücken des Gigelberges bis hart an dessen Ostabfall ins Trockental verfolgen; an einer oder zwei Stellen nördlich des Einzelhofes Gigelberg soll auch hier Kieselweiß erbohrt sein. Ein kleines Sandnest klebt heute noch in einer Vertiefung über den Hüttinger Dolomiten; am Waldsaume westlich von Gigelberg sind in einem kleinen Bruche deutlich kretazische Quarzitbänke seicht aufgeschlossen. Auch südwestlich von Gammersfeld und vor allem auf der Gammersfelder Hart und dem westlichen Mühllohberg, gewinnen unsere Grobsande wieder große Ausdehnung, die hier gelegentlich auch Hornsteinschotter führen und in ihrer Erstreckung vielfach oberflächlich gezeichnet sind durch mächtige Quarzitblöcke. Auf der westlichen Hart traf ich in solchen wieder häufiger Organismenspuren an wie Stacheln von *Cidaris aff. vesiculosa* und Bryozoenstämmchen.

Am Waldende vor der Emskeimer Flur bergen sie wieder reicher Eisensandsteine und erscheinen sie sehr intensiv bei deren wohl längst erfolgten Ausbeute herumgearbeitet. Auch weiter nach Süden läßt sich unsere Kreide über der breiten Platte von Ammerfeld und Rohrbach wieder recht gut verfolgen, weniger deutlich vielleicht über der Röth, wo die Bildung von wohl größtenteils jüngeren Lehmen und Mergeln anscheinend stark verdrängt und an den NO.-Hängen gegen Emskeim stark verwaschen erscheint, aber durch häufige, typische Quarzite in ihrer einstigen Herrschaft noch deutlich wieder erkannt wird; auch östlich von Rohrbach zeichnen häufige Quarzite ihren einstigen Bereich. In größerer Verbreitung und einer einigermaßen noch zusammenhängenden Decke mit sehr häufigen quarzitischen Felsblöcken findet sie sich noch im südlichen „Mauernerschlag“ und überm Tillfeld, wo morsche Grobsandsteine ganz ähnlich wie auf der Mörnsheimer Hart wieder häufig Bryozoen, Seeigelstacheln, gelegentlich auch Ostreen, Pectiniden und Hydrozoen führen (*Cidaris aff. vesiculosa* GOLDF., *Heteropora sp.*, *Ceriopora sp.* und *Sphaeractinia sp.*).

Auch jenseits des Trockentales kehren ziemlich große, stellenweise noch gut zusammenhängende Flecken der ehemaligen Kreidedecke häufig wieder, so traf ich ein ziemlich ausgedehntes Feld von groben Schussersanden, Hornsteinschottern und Konglomeraten NW. von Bergen hart überm Schuttertal S. über der Bauchenberger Mühle.

Eine gleichfalls mehr zusammenhängende, teilweise ziemlich mächtige Decke von oft recht bunten Grobsanden breitet sich dann über der Höhe östlich von Bergen gegen Igstetten an der Neuburger Straße, im nördlichen Maltheser- und südlichen Brunnholze aus, wo eine Sandgrube häufig sich deutlich bankende kieselige Erhärtungen zeigt. Große Einzelquarzite NW. über Attenfeld verbindet diese Grobsanddecke mit kleineren halbzerissenen kretazischen Fetzen überm süd-

lichen Mühlberg. In den tiefer gelegenen Einmündungen greifen dann aber vielfach jüngere Bildungen, tertiäre Glimmersande und diluviale Lössanreicherungen stark um sich und verwischen das Bild; dann steigen aber auch kretazische Bildungen hier nicht selten recht tief in die Talungen herab, obwohl sie sonst eigentlich entschieden in den mehr höheren und höchsten Lagen zu Hause sind.

So trifft man in einer allerdings recht zerrissenen Decke unsere kretazische Bildung über der höchsten Erhebung des südlichen Gebietes, über der Kuppe des stattlichen Hainberges in Form von groben Erbsensanden, Hornsteinschottern, typischen Quarziten in über 550 m an, wo sie an den Westhängen überm Trockental allerdings stark verwaschen und tief herabgeschwemmt oder herabgeglitten erscheint und sich mit wahrscheinlich jüngeren Sanden hart über Ellenbrunn vermischt; auch an den Südhängen gegen Riedensheim zu ist sie stark verwaschen und bis zur Unkenntlichkeit verlagert; um so häufiger aber trifft man auch hier Quarzitblöcke als Zeugen ihrer einstigen Ausdehnung. Einen größeren zusammenhängenden Fetzen traf ich aber noch überm Knockfeld östlich über Treidelheim bei Rennertshofen, wo neben Grobsanden und Schusserkiesen auch Hornsteinschotter, wie auch ein Heer von Quarzitblöcken sich findet, die hier gelegentlich auch zu Pflastersteinen abgebrochen werden und z. B. das Material für die alte Pflasterung des nahen Marktes Rennertshofen lieferten. Das Vorkommen ist hier außerdem insofern wieder von Interesse, als man häufiger auf organische Spuren stößt, so fand ich neben zahlreichen Stacheln von *Cidaris aff. vesiculosa* GOLDF. auch den Abdruck eines anderen dickkeulig anschwellenden grobkörnig kannelierten Seeigelstachels, der höchst wahrscheinlich von *Cidaris Sorigneti* DES. stammt (GEINITZ I. Taf. 15 Fig. 1—19).

Noch tiefer steigen gleich typische, wenn auch wieder ganz anders geartete kretazische Bildungen an den Osthängen des Hainberges hinab, wo sie etwa 70 m tiefer als jene Vorkommen der Kuppenhöhe am Anstieg der Bergenerstraße als mitunter außerordentlich grobkalibrige brekzige Hornstein-Konglomerate zwecks Gewinnung von Straßenschotter angebrochen sind, einer Ausbildung, die überhaupt von hier aus in SO.-Richtung eine recht große Ausdehnung zu gewinnen scheint.

So sind solche Hornsteinschotter und -Konglomerate über dem Höhenrücken zwischen Forsthof und Gietlhausen, besonders westlich dieses letzteren Ortes in mehreren, allerdings stets seichten, Anbrüchen aufgeschlossen, wo sie gleichfalls Straßenschotter liefern. Auch hier ziehen sie sich tief den Hang hinab bis fast aufs Niveau von dem Kessel von Forsthof, wo nahe der Straße ein 4 m tiefer Anbruch über 2 m dicken groben Sandsteinbänken noch gegen 2 m meist sehr grob kalibrige Hornsteinkonglomerate und Brekzien zeigt mit ebenfalls gelegentlich bis zu Faustgröße anwachsenden Geröllen. Die Bildung griff hier dann anscheinend weit nach W. vor, über die Hirschhütte hinaus bis in die Gegend von Riedensheim, wo zahllose Quarzite ihre einstige Ausdehnung markieren. Auch hier fand das harte und widerstandsfähige Material weitgehendste Verwendung für Bau und Unterhalt der vorüberführenden alten Römerstraße. Auch nach S. und O. bedeckte unsere Kreide dereinst überall die Höhen und zeigt sich auch über der „Platte“ gegen die Monheimerstraße zu noch in einzelnen kleinen zusammenhängenden Fetzen und in gelegentlich wieder mehr ausgedehnten über dem Langrücken N. Gietlhausen bis über den Galgenberg und die Eichstättstraße hinweg und in die Nähe von Unterstall hin.

Nach S. und O. greift die Ablagerung dann gegen Hessellohe und Unterstall zu weit an den Sanftböschungen herab, gestattet hier streckenweise wieder eine typische Kieselflora-Ansiedlung und ist NO. von Hessellohe am Waldsaum in kleineren Schottergruben angebrochen und NW. hart über Unterstall in Form grober halbkiesiger Sandsteine und konglomeratiger Quarzitbrocken neben den hier sonst alles beherrschenden tertiären Glimmersanden sofort wieder erkennbar.

Aber auch die tief gelegene terrassenförmige Gebirgsvorstufe, die zwischen Unterstall-Gietlhausen und der Donau noch deutlich im Durchschnitt einige 30—40 m über das Niveau des Flußbettes sich erhebt, dokumentiert sich durch das häufige, wenn auch recht zerstreute und durch jüngere Bildungen stark verdeckte Vorkommen von Quarziten, Grobsanden und Kiesen als einstiger Kreidebereich, der besonders überm Weinberg am Arcoschlößchen und dann in den durch wieder häufige Kieselkreideeinlagerungen ausgezeichneten Grobsandgebilden um Hessellohe noch als solcher markiert erscheint.

Auch W. über Bittenbrunn und S. der Monheimerstraße dringt die Kreide in allerdings wieder viel höherer Lage bis hart an die Donau heran und kommt anscheinend gerade hier überm Finkenstein und im Musterholz S. vom Militärschießplatz heute noch lokal wieder zu einer gewissen Herrschaft. Eine dereinst durch einen Wassertümpel gekennzeichnete Stelle birgt gerade hier ein größeres wieder mit Ton und Letten vergesellschaftetes Kreideweißnest, dessen technische Ausbeute in der neuen großen Betriebsanlage des Herrn Grafen v. Moy eben begonnen hat.

Zu einer relativ großen Herrschaft gelangen aber unsere Kreidebildungen gerade noch über den südlichsten Juraausläufern, über der noch über die Donau vordringenden langgestreckten Jurascholle zwischen Neuburg und Unterhausen, von wo sie wegen des gerade hier so häufigen und an ein paar Stellen außergewöhnlich reichen Gehaltes an dem technisch wertvollen Kieselmehl vielleicht am längsten bekannt wurde, wenn auch bisher noch unerkannt in ihrem Alter.

Ja, gerade der reiche Kieselmehlgehalt um Neuburg mochte GÜMBEL in der Annahme eines tertiären, obermiocänen Alters für unsere Ablagerung bestärkt haben; denn p. 158 seiner „Fränkischen Alb“ möchte er sie mitsamt den häufigen Quarziten in Beziehung bringen zu den mächtigen kieselereichen Diatomeen-Bänken von der obermiocänen Braunkohlenablagerung von Sauforst, Abbach, Oberteich und damit auch den Braunkohlenablagerungen von Ingolstadt-Adelschlag, mit den Kieselhölzern der Grube von Wackersdorf, mit den obermiocänen Süßwasserquarziten von Egelsee bei Burglengelfeld und Benkhof bei Amberg mit eingeschlossenen tertiären Süßwasserkonchylien sowie endlich mit den Wemdinger Braunkohlengebieten der Grube Concordia vom Rothenberger Hof.

Da sich indes unsere Sedimente auch südlich der Donau mit den nördlichen Vorkommen von Kieselweiß, vom Musterholz, von der Wellheimer, Konsteiner, Gammersfelder und Hüttinger Gegend in Lagerung wie petrographischer Beschaffenheit der Begleitgesteine und Einbettungsmasse vollkommen analog und konform erweisen, wenn sie hier bei Neuburg auch in größerer Mächtigkeit erhalten sind, so kann an der Zusammengehörigkeit der Bildungen und dem gleichen kretazischen Alter nicht gezweifelt werden, wie denn in Dichtquarziten auch von hier bereits ein Exemplar eines *Inoceramus* (wohl *Crippsi*) vorliegt sowie kleine marine Zweischaler von Oberhausen (geschlagen von Herrn Dr. KRUMBECK in Erlangen). Die obermiocänen Grün- und Glimmersande zeigen sich auch hier in der Neuburger Gegend von den reinen kretazischen Grobsanden gleich scharf verschieden wie weiter im Norden, auch mußten sie als jüngere Bildung in einem Probeschachte auf Kieselkreide im Pfarrgarten von Oberhausen, wo sie die auch anderwärts konstatierte *Unio flabellata*-Bank führen, deutlich durchbohrt werden, um auf die Kreide der Unterlage zu kommen. Allerdings mag unser Cretazium hier im Süden stellenweise eine gewisse nachträgliche Verwaschung erfahren haben, doch wohl sicher mehr durch die Tagewässer und durch Abgleiten an Hängen als durch eine spätere Überflutung, denn im letzteren Falle würden sie wohl auch gelegentlich jüngere, tertiäre Fossile führen. Auch hier im Süden wird das Vorkommen von den gleichen Quarzitblöcken begleitet wie über der nördlich anschließenden Alb, die sich von jenen von Siegloh, Rohrbach, Gammersfeld, Konstein, Mörsheim mit ihrer unstreitigen Kreidefauna durchaus nicht trennen lassen.

Die Wellheimer Kreide stellt übrigens GÜMBEL selbst („Fränkische Alb“ p. 372) mit dem Grobsande und den Quarziten zwischen Altmühl und Donau zur gleichen Ablagerung. Das feine Kreidemehl ist bei Neuburg, wie bereits hervorgehoben, auch vielfach mehr feinkörnigen Sanden eingelagert und scheint zum Teil eine Art Ausfüllung von Mulden und Klüften der jurassischen Unterlage zu bilden; ihr tiefes Hinabgreifen aber an den flachen Hängen besonders im Gebiete der Beutemühle von Häselhof und Kreut bis hart an den Donauspiegel ist sicher so gut wie über der Terrasse bei Hesseloh und dem Arcoschlöchen auf nachträgliche tektonische Vertikalverlagerung zurückzuführen, wie im tektonischen Abschnitt ausführlicher erwiesen wird. Den Hauptbestandteil des Sedimentes bilden aber auch bei Neuburg wie überall meist grell gefärbte grobe Sande, die besonders nördlich der Donauwörther Straße oft noch ziemlich ausgedehnte zusammenhängende Decken bilden.

Eine solche verfolgt man W. Stadt Neuburg von der Klausen ab über die alte Burg und das Burgholz hinweg bis herauf an die Burgholzäcker und die Straße, in W.-Richtung die seichte Böschung hinab bis gegen die alte Schießstätte und die Beutemühle.

An einer Stelle im Burgholz gewahrt man hier mitten in ausgedehnten Sandlagern mächtige Blöcke und deutliche Dickbänke eines hellen, mäßig groben, ziemlich gleichkörnigen halbquarzitischen Sandsteines, der hier abgebaut wird, um zu Treppen, Säulen und Grabmonumenten verarbeitet zu werden. Einzelne Partien sind aber wieder intensiver gebunden und typisch quarzitisch geworden, wie man der Bildung auch sonst über der Alb überall begegnet.

Besonders im Hangenden der Sande und Sandsteine breitet sich in deutlichen Bänken eine eigenartige quarzitische bläulichgraue Hornsteinbrekzie aus, die zwar das Vorkommen unstreitig mit den bisher angetroffenen Hornsteinschottern, Konglomeraten und Brekzien deutlich verbindet, sich aber diesen gegenüber doch durch auffallend innige Verkittung und vollkommen dichte Quarzitisierung der Einbettungsmasse auszeichnet; in einer blaugrauen, dichten, quarzitischen, hornsteinartigen Grundmasse stecken undeutlich gerundete, häufig splittrig-eckige Quarzit- und Hornsteinbrocken von scheinbar fast gleich geartetem Material; das ganze Gestein ist glasis im Bruch und von außerordentlich großer Härte.

In den gleichen, wenn auch lokal etwas feineren Sanden, wie hier Sandsteine und Quarzite, sind im vorderen Burgholz Kreideweißnester eingelagert von bald größerer, bald geringerer Mächtigkeit, von denen das eine schon seit langen Jahren seitens der Schulze'schen Werke in etwa 15 m tiefem Tagebau ausgebeutet wird, während anderen das gesuchte Material in 10–15 m tiefen Schächten entnommen wird.

Aber auch weiter nach W. ist im westlichen Burgholz gegen die Beutemühle zu noch an zahllosen Stellen in kleinen linsenförmigen Einschwemmungen in letzterer Zeit Kreide erbohrt worden und führte zur Anlage weiterer meist kleiner und seichter Gruben.

Westlich vom Häselhof taucht dann die Bildung mit gleich häufigen Kieselkreide-Einschlüssen sofort wieder auf und läßt sich in SW.-Richtung bis auf die Höhen von Oberhausen hin verfolgen, wo sie am Anstieg der Neuburger Straße gleichfalls zwecks Gewinnung von Kreideweiß in mehreren Gruben und einem gegen 10 m tiefen Schachte angebrochen ist; auch im Dorfe selbst wurde, wie bereits mitgeteilt, im Pfarrgarten unter den obermiozänen Unionensanden unsere Kreide erbohrt.

Weiter nach W. konstatiert man als ganz schwache Decke oder in Form von Einzelquarziten unsere Kreide noch deutlich über der Kuppe des Flachsberges, wo sie an dessen NO.-Hängen wieder tief zu Tal bis hart an die Donau sich hinabzieht und gleichfalls an einigen Stellen Kreideweiß mit zahllosen Dichtquarziten liefert; auch über dem schmalen Rücken des östlichen Steppberges trifft man überall noch die Anzeichen und Spuren ihrer einstigen Herrschaft.

So ließ sich denn im Vorausgehenden eine ehemals über das ganze Untersuchungsfeld sich erstreckende, wenn auch vielfach sehr stark zerrissene und der Denudation weitgehend anheimgefallene und nur in einzelnen, bald größeren bald kleineren Fetzen noch erhaltene kretazische Decke nachweisen, die aber in ihrer Erstreckung nicht etwa auf das eben abgegangene Gebiet beschränkt erscheint, wenn es mir heute auch noch nicht möglich ist, über ihr Vorkommen auch jenseits seiner Grenze ein sicheres Urteil abzugeben. Zwar scheint sie nach N. in der Breite von Solnhofen-Dollnstein die heutige Altmühl kaum wesentlich zu überschreiten, so daß ich in der nächsten Nähe die Küste der einstigen kretazischen Flut vermuten möchte, da man hier die sonst so zahlreich zerstreuten Quarzite gänzlich vermißt, die sich vorfindenden Sandlager durch meist viel stärkere tonig-mergelige Beimengungen den viel reineren im Gebiete südlich der Altmühl gegenüber sich deutlich auszeichnen. Ob dann unsere Kreide über Eichstätt hinweg mit den Sanden der Umgebung von Pollenfeld, Wachenfeld und Altdorf in Beziehung zu bringen ist, kann hier nicht entschieden werden.

Nach W. scheinen kretazische Sedimente jenseits der Grenze unseres Untersuchungsfeldes zwar noch vorzukommen, aber auch nicht mehr sehr weit vorzugreifen, und zwar nicht etwa als Folge einer mehr totalen Wegführung, sondern weil sie hier überhaupt nicht mehr zum Absatz kamen, indem das Kreidemeer auch hier anscheinend in nächster Nähe seine Westgrenze hatte. Zwar erkannte ich die kretazische Bildung im Hirnholz (Hangert) NW. von Burgmannshofen bei Ammerfeld noch deutlich wieder (typische Grobsande) und ich finde bei GÜMBEL noch Quarzite zwischen Bloßenau und Natterholz eingetragen; ob auch manche von den von diesem Autor hervorgehobenen bunten Lehmen und Letten der Monheimer Gegend als kretazisch zu erachten sind, oder, wenn jünger, unter ihrer Decke die ältere Kreide vor unseren Augen verschlossen ist, läßt sich zurzeit nicht entscheiden. Auf alle Fälle aber würde auch hier das allmähliche gänzliche Fehlen von Quarziten in westlicher Richtung zu der Annahme berechtigen, daß von hier ab kretazische Sande überhaupt nicht mehr zum Absatz kamen.

Da aber auch nach O. die Verzeichnung von Quarziten auf der GÜMBEL'schen Karte sehr bald, sogar noch innerhalb der Grenze unseres Untersuchungsfeldes unterbleibt, wo sie sicher noch weiter in dieser Richtung vordringen, dürften die im Vorausgehenden auf die GÜMBEL'sche Kartierung aufbauenden Schlüsse zunächst

noch mehr problematischer Natur sein.¹⁾ Immerhin ist ein unmittelbarer Ostzusammenhang unserer Eichstätt-Neuburger Kreide mit jener von Kelheim durchaus nicht notwendig und könnte es sich hier ganz gut um eine von S. nach N. eingreifende schmale und seichte kretazische Meereseinbuchtung handeln. Sicher kretazische, durch quarzitische und tripelartige Brocken gekennzeichnete Sedimente traf ich noch überm Hellenberg westlich Adelschlag an und die Reste einer kleinen kretazischen Hornsteinschotterdecke möchte ich in den auf der Pietenfelderhöhe ausgebreiteten, durch Eisen stark geröteten Kieselknuern erblicken, so daß diese Punkte sicher noch in den Bereich der cenomanen Überflutung fallen. Laut einer gelegentlichen mündlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. SCHWERTSCHLAGER von Eichstätt werden die gewohnten Quarzite auch noch in der Umgebung von Dunsdorf unfern Denkendorf angetroffen, also noch recht wesentlich weiter östlich als man sie von GÜMBEL verzeichnet findet.

Die Berechtigung zu näherem Eingehen auf die interessante Frage nach Ausdehnung der cenomanen Transgression in den fraglichen Breiten steht indes der Detailaufnahme dieser Gebiete zu. Hier nur noch ein paar Worte über die mutmaßliche präcenomane Orographie des Untersuchungsfeldes.

Bei der Frage nach der Unterlage unserer cenomanen Kreide stellt es sich heraus, daß als solche sämtliche Schichten vom oberen Kimmeridge, d. h. von der oberen Dolomitregion bis herauf ins Oberportland in Betracht kommen können.

Während die Bildung über der Mörsnheim-Solnhofer Hart deutlich über Plattenkalke und den „Wilden Fels“ in etwa 540—560 m Höhe sich legt, hat sie südlich Mörsnheim auf der Haunsfeld-Ensfelder Platte vielfach merklich ältere Sedimente als Unterlage, so normalen Frankendolomit in der Umgebung des Mörsheimer Wildbades, die Bänke der Beckeri-Gravesianus-Stufe und nur noch unterste Plattenkalke überm Beixenhart in etwa 520—530 m Höhe; über der höchsten Kuppe der Ensfelder Hart liegt die Kreide wieder ähnlich wie bei Mörsnheim in etwa 560 m über Plattenkalken.

Östlich des Trockentales hält sich die Ablagerung über der Schweinspark-Witmes-Platte im N. in der Umgebung des Schweinsparkhauses in 510—530 m mit Vorliebe an die obere Dolomitgrenze; weiter im S., im Dollnsteiner Holz, Witmes, überm Pfahlstriegel bilden in 520—540 m Höhe neben dem hangendsten Dolomite häufig auch die untersten Portlandbänke die Kreideunterlage. Auch weiter nach S. hält in der Gegend von Hardt, Biesenhart und überm Konsteiner Römerberg in annähernd gleicher Höhe vorwiegend noch die gleiche Stufe als Unterlage an, jüngstes Kimmeridge und unterstes Portland.

Dieses letztere dient auch im SO. von Biesenhart noch als Cenomanunterlage und zieht sich mit diesem von 525 m nach S. und SO. überm Schutterberg und dem Pfahlschlag gegen die Seefähmühle unstreitig infolge tektonischer Störung bis auf gegen 430 m herab.

In wieder größerer, mehr normaler Höhe, doch mit so ziemlich der gleichen Unterlage, Hornsteinkalkbänken der Gravesianusstufe findet sich unsere Kreide auch weiter ostwärts, so in 490—510 m im Biesenharter Forst, N. von Meilenhofen, um die Römerschanze und am Möckenloher Hohenstein, während sie südlich davon im

¹⁾ Gelegentlich einer geologischen Exkursion zu Ostern dieses Jahres (1914) überm östlichen Riesrand traf ich mächtige, wollsackförmige Quarzite auf der Höhe zwischen Polsingen und Döckingen, die sich petrographisch, möglicherweise also auch stratigraphisch, mit den kretazischen Quarziten unseres Gebietes vollkommen decken.

Hasenwinkel und am Nassenfelser Hohenstein sich wieder auf jüngere Schichten, die den Plattenkalken äquivalenten Nassenfelser Echinodermen-Brekzien legt und mit diesen hier auf etwa 440—430 m herabsteigt, wohl durch die gleichen tektonischen Vorgänge wie am Schutterberg.

Sehr wechselnd wird die Unterlage unseres Cenomans über der Emskeim-Gammersfelder Scholle. Über dem Wellheimer Schloßberg, Kreuzberg, der Konsteiner Sandgrube, der Gammersfelder Eggert, sowie überm Gigelberg kommen als Träger der Kreidesande gleichfalls vorwiegend die Dolomite der obersten Kimmeridgegrenze, sowie das unterste Portland in Betracht, in etwa 480—520 m Höhe.

Weiter nach S. aber, im unteren Öchselschlag und der westlichen Hart SW. von Gammersfeld fungieren auch wieder recht wesentlich jüngere Schichten in annähernd gleicher Höhe (490—520 m) als Kreideunterlage, nämlich bereits recht mächtige Schichtstöcke von Plattenschiefern und deren mehr gebankten jüngsten Äquivalenten, den Reisbergschichten. Auch über der Röth und dem Tillfeld bei Rohrbach tragen die gleichen grauen Bankkalk der Reisbergschichten unser Cenoman. Daß sie hier im S. allmählich die gleiche Rolle übernehmen als Kreideträger, die weiter N-wärts ausschließlich zuerst Frankendolomiten, dann Unterstportland zukommt, führt sich neben einer dem Cenoman vorausgegangenen bereits starken Korrosion unserer Jurasedimente, vor allem auf eine unstreitige tektonische Senkung des Südens gegenüber dem nördlichen Nachbargebiete zurück.

In der Gegend von Bergen werden die kretazischen Sedimente S. der Schutter über der Bauchenbergermühle von gebankten Dolomiten getragen, die bereits nicht unwesentlich ins untere Portland hereingreifen dürften, und östlich über Bergen bilden sogar im westlichen Maltheser- und westlichen Brunnholze in etwa 480 bis 490 m Dolomite vom Alter der Diceraskalke, also Plattenkalkäquivalente die Unterlage des Cenomans.

Überm mächtigen Hainberg legt sich dann die Kreide in der stattlichen Höhe von 540—550 m zum erstenmal auch auf die hellen Obertithonkalke (von Neuburg-Oberhausen).

In fast der gleichen stratigraphischen, doch in viel geringerer absoluten Höhe, in 470—490 m liegt sie dann hart westlich daneben überm Knockfeld bei Treidelheim, so daß man auch mit Bezug auf dieses Vorkommen an tektonische Senkung wird denken müssen.

In gleichfalls mehr tieferer Lage, 450—470 m, liegt die Kreide auf den Bankkalken der wohl mehr jüngsten Schichten des Untersten Portlands (Reisbergschichten) dem Langrücken zwischen Forsthoft und Gietelhausen, an dessen Südhängen sie dann wieder bis auf 420 m mit der gleichen Unterlage herabsteigt. Dagegen scheint sich die Kreide im Musterholz überm Finkenstein wieder auf Obertithon zu legen, das dann besonders südlich der Donau über den Burgholzäckern westlich Neuburg, dem Flachsberg und besonders bei Oberhausen mit der respektablen Mächtigkeit von gegen 40 m die Kreide unterteuft.

So übernehmen von der Altmühl bis zur Donau immer jüngere jurassische Schichten die Rolle als Kreideträger, angefangen vom obersten Kimmeridge bis herein ins jüngste Tithon, ganz analog wie wir heute dort bei einem Gange von N. nach S. auf immer jüngere jurassische Sedimente stoßen. Es berechtigt und zwingt diese Tatsache zu der Annahme, daß schon der Untergrund unseres Cenomanmeeres keineswegs wie man erwarten möchte, von der gleichen, etwa jüngsten Jurastufe, vielleicht dem im S. kennen gelernten Obertithon, gebildet wurde, sondern

bereits viel ältere Malmschichten an seiner Bildung sich beteiligten. Es waren also damals bereits unter sich nicht unwesentlich altersverschiedene Schichtkomplexe des oberen Malm auf annähernd gleiches Niveau geraten, in der Weise, daß damals bereits im Süden deutlich die Schichten der älteren Stufen den sie verdrängenden jüngeren Platz machten, und zwar nicht etwa als Folge eines allgemeinen NS. Einfallens, sondern nur als Effekt vertikaler Senkungen an Bruchspalten.

Die eben gestreifte auffallende Analogie der präcenomanen Lagerungsverhältnisse mit den heutigen zwingt zur Annahme, daß die gleichen Agentien und tektonischen Vorgänge, die allmählich zu dieser Lagerung führten, bereits zur Zeit der Unterkreide eingesetzt und bereits recht respektable Verschiebungen bewirkt hatten, wenn sie ihren Totaleffekt, wie er sich heute uns repräsentiert, auch erst viel später, vielleicht hart vor Schluß des Tertiärs und möglicherweise auch noch später, erreichten. Ja, gerade in diesen präcenomanen tektonischen Bewegungen und Senkungen innerhalb und in der unmittelbaren Nachbarschaft unseres Untersuchungsfeldes, vor allem im Gebiete südlich der heutigen Altmühl, möchte ich dessen Überflutung gelegentlich der oberkretazischen allgemeinen Meeresanschwellung mit Ausschluß der westlichen und vielleicht auch östlichen, sicher aber nördlichen Nachbarschaft finden.

Näheres Eingehen auf die so interessanten Fragen und Verhältnisse fällt dem tektonischen Teile der Arbeit zu, auf den ich hier verweisen möchte.

III. Tertiär.

Während sich das Alter des mehr sandigen Teiles der sogen. Albüberdeckung im allgemeinen recht leidlich fixieren läßt und sich im vorausgehenden großenteils als kretazisch erwies, begegnet seine Bestimmung bei manchen anderen Ablagerungen außerordentlichen Schwierigkeiten und läßt sich zurzeit ohne Zuhilfenahme von Bohrung oder Graben überhaupt noch nicht bewerkstelligen. Als solche großenteils sehr unsichere und problematische Bildungen kommen vor allem die oft ziemlich ausgedehnte Areale einnehmenden mergelig-tonigen oder lehmigen Sedimente in Betracht, die sich nur durch konstatierte Fossilführung oder aber durch nachgewiesenen engen Verband mit anderen, in ihrem Alter bekannten oder bestimmbaren Ablagerungen in ihrer Horizontzugehörigkeit festlegen lassen. Wo mir weder Fossilführung noch dieser innige Kontakt mit bereits bekannten Gebilden über ihr Alter Aufschluß gab, wurden sie als zunächst alterlich noch unbestimmte lehmige Albüberdeckung eingetragen. Derartige Tone und Lehme halten sich mit Vorliebe an muldenförmige Vertiefungen der jurassischen Unterlage, an mehr flache und seichte Täler und oben auf die Platte ausstreichende Talzungen, dann auch an den Fuß sanft geböschter Bodenerhebungen und gehören über den höheren Partien der Juraplatte wohl großenteils dem Tertiär, in flachen Tälern, Talzungen und am Fuße seicht geböschter Gehänge dem Diluvium an. Da aber daneben sicher auch kretazische Lehme vorkommen und auch über so ziemlich das ganze Untersuchungsfeld sich zerstreuen, wird der endgültige Entscheid über das Alter eines bestimmten Absatzes nur einer eingehenden Detailuntersuchung durch Bohren zu fallen, die wohl sicher nicht selten dann auf Tertiärkonchylien oder aber Neuburger Kieselweiß mit Dichtquarziten und Ähnliches stoßen würde.

An mehreren Stellen, wo aus irgend einem Anlaß derartige Bildungen aufgeschlossen wurden, ließ sich bis heute bereits ihr Alter konstatieren und erwiesen sie sich als meist dem Tertiär und zwar mit Vorliebe dem Obermiozän zugehörige

Absätze in vorwiegend kleineren Süßwasseransammlungen, Teichen und Tümpeln. Nur von O. und S., soweit Gebiete unseres Untersuchungsfeldes bereits gesenkt und zum Bereich der Hochebene zugehörig erscheinen, dürften größere Wasserbecken sie noch überflutet haben; sie sind dann aber auch durch vorwiegend andere Sedimente deutlich erkennbar oder wenigstens von den Gebilden der eigentlichen Hochplatte merklich geschieden durch starkes Überhandnehmen von mehr sandigen Ablagerungen.

Als sicher tertiär und wohl mit vollem Recht obermiozän gedeutet werden allgemein die aufs Untersuchungsgebiet von S. und O. noch hereingreifenden über der ganzen schwäbisch-bayerischen Hochebene äußerst verbreiteten sogen. Glimmersande. Es sind normal meist recht monotone, feinkörnige, stark mergelige, grünlich-graue, im Hangenden auch mehr gelbliche und ausgebleichte, durch regelmäßigen Gehalt an bald größeren und bald kleineren Glimmerplättchen ausgezeichnete lose Sande („Silbersande“ im Volksmunde) mit meist recht deutlicher Kreuzschichtung. Nur ganz lokal sind sie zu dickplattigen, gebankten oder auch mehr felsigen Sandsteinen erhärtet; eigenartige zapfige Konkretionen sind in diesen Sanden nicht selten. Während sie selbst in der Regel fossillos erscheinen, werden gelegentlich mehr lehmig-tonige oder oolithisch-(pisolithisch-)kalkige oder auch torfig-kohlige Einlagerungen nicht selten äußerst reich an den bekannten obermiozänen Land- und Süßwasserkonchylien. Als häufigste und regelmäßige fossile Begleiterscheinung auch dieser Sande selbst sind bald größere, bald kleinere Stücke von Kieselhölzern zu nennen, die vermutlich größtenteils der gleichen Baumgattung, anscheinend Eichen, entstammen. Nur an einer Stelle im Untersuchungsfelde wurde meines Wissens auch in den Sanden größerer Fossilgehalt angetroffen. Es ist dies die bereits oben erwähnte im Pfarrgarten in Oberhausen erbohrte Sandbank mit *Unio flabellata*, die von E. FRAAS und anderen als Strandbank der oberen Süßwassermolasse gedeutet wird.

Vorkommen und Verbreitung der behandelten Glimmersande im Untersuchungsgebiete wurden bereits wiederholt kurz gestreift. Sie legen sich besonders im Süden, in der Umgebung von Neuburg, als ein allerdings meist stark zerrissener Mantel mit Vorliebe an den Fuß und die unteren, mehr sanft geböschten Gehänge der Höhen, sind nur in tieferen und mehr geschützten Talmulden in noch größerer Mächtigkeit erhalten und dringen nur selten, und wohl meist als eine Art von Dünen, höher die Gehänge und nur ganz ausnahmsweise auf die eigentliche Plateauhöhe hinan. Sehr häufig sind sie oben von einer meist mäßig dicken, tonigen oder lößigen Decke verhüllt, die vielleicht größtenteils als ihr Verwitterungsprodukt zu gelten hat und sich nicht selten durch Führung von typischen Lößkonchylien als diluvial erweist.

Unter dieser lehmigen Decke ziehen die gezeichneten Glimmersande im äußersten SW. von Neuhausen und Erlbach (Ölschlag, Schönfelderschlag) bei Bertoldsheim auf unser Gebiet herein, wo sie, übrigens lokal, N. von letzterem Orte von Kies und Schotter überlagert werden, anscheinend den letzten Resten des abgetragenen Hauptkieslagers. Größere Ausdehnung gewinnen sie dann besonders in der Umgebung von Unterhausen, Oberhausen und Seensand, wo sie N. der Bahn zwar nur noch mehr gelegentlich als zusammenhängende Decke erhalten sind, S. derselben dagegen unterm Hauptkieslager bereits die in der ganzen Hochebene ihnen zukommende mehr herrschende Rolle zu übernehmen scheinen. Gerade hier bei Oberhausen aber zeigen sie die doppelte Eigenart, daß sie am Bahndurchstich häufig mächtige lehmige, auch kohlige und kalkige Einlagerungen mit obermiocänen Land- und Süßwasserkonchylien aufweisen und in Oberhausen die erwähnte Unionenbank führen. Nicht selten stößt man in den Gemarkungen der genannten Orte auch auf Kieselhölzer.

Jenseits der Donau traf ich hier die Bildung besonders um und westlich über Riedensheim an, wo sie bei Dietenfeld bis gegen 450 m ansteigt und westlich vom Dorfe am Fuße des Gais-

berges pisolithische Süßwasserkalke birgt. Weiter nach O. werden tertiäre Glimmersande über Bittenbrunn von der Monheimer Straße durchbrochen und in der Mulde zwischen Laisacker und Gietlhausen sowie um Hessellohe und Ried stark von Lehmen und Löß verhüllt, scheinen aber hier überhaupt keine größere Mächtigkeit zu erlangen; um so größer wird diese aber hart NO. daneben in der Umgebung von Unterstall, dessen Straßen und Zugänge sämtlich als tiefe Hohlwege mächtige, 8—10 m tiefe Sandlager durchschneiden. In den oberen Lagen zeigen sich hier hart westlich am Orte dickplattige Sandsteinerhärtungen.

Von Eggweil und Nassenfels scheinen dann Glimmersande in Talmulden und die Schutter entlang weiter nach W. vorgedrungen, aber bereits wieder stark abgetragen zu sein; sie machen hier ausgedehnten Lößdecken Platz, von denen sie wohl häufig auch wieder verhüllt werden. Der seichte OW.-Rücken zwischen der Straßwirtschaft und Attenfeld besteht heute noch aus Glimmersand, der, in einer Grube bei letzterem Orte angebrochen, deutliche Kreuzschichtung zeigt. Spuren einer einstigen Glimmersanddecke trifft man außerdem noch östlich Nassenfels am dortigen Keller; als letzten Rest aus dieser kann man dann die zwischen Nassenfels und Zell nicht selten vorgefundenen Kieselhölzer betrachten. Während aber heute sonst das Schuttertal hier und weiter nach W. von tertiären Sanden geräumt und ausgefegt scheint, dürften diese früher noch weit in die Bergener Bucht herein gereicht haben, denn hart westlich über diesem Orte führt die Straße nach Hütting wieder durch einen seichten Glimmersandrücken. Dieser ist hier ausgezeichnet durch lokale Erhärtung zu Sandstein und tritt blockig über der Straße zu Tage. Das Gestein ist hier außerordentlich glimmerreich und möchte beim ersten Anblick fast eine Art verwitterten Gneises vortäuschen. Die Bildung ist auch hier seitwärts dann stark von Löß überdeckt.

Weiter nach N. greifen besonders in der breiten Talbucht bei Möckenloh und Adelschlag unsere Glimmersande wieder weiter gegen W. vor und steigen hier westlich Prielhof und im Adelschlag Forst sogar bis gegen 500 m hinan. Als eine Art schmale OW.-Düne südlich Adelschlag, ganz ähnlich wie bei Attenfeld erhalten, nehmen die Sande in den Waldungen westlich Prielhof und Wittenfeld oft ausgedehnte Areale ein, auf weite Strecken allerdings von Lehm und Löß überdeckt oder verdrängt oder teilweise wohl auch von solchen gleichen Alters ersetzt. Auch kommen sie hier mit älteren, kretazischen Sanden oft derartig enge in Kontakt, daß es nicht immer leicht fällt, beim Kartieren ohne weiteres die beiden zu scheiden, so daß ihre genaue Abgrenzung gegeneinander nur durch Bohrversuche erreicht werden könnte. Gerade hier westlich Prielhof zeichnet sich die anscheinend im allgemeinen nicht tiefe Glimmersanddecke aus durch das außerordentlich häufige und reiche Führen von tertiären Kieselhölzern, die in letzter Zeit auf Feldern am Waldsaum oft als mächtige Stammstücke zu Tage gefördert wurden.

Auch hart nördlich von Adelschlag zieht über der dortigen seichten Erhöhung ein schmaler Sandrücken von der Neuburger Straße westwärts bis gegen den Waldsaum bei der Fasanerie hin; dieser Sandrücken scheint hier in seiner weiteren westlichen Erstreckung in der Richtung nach Moritzbrunn und am dortigen Bahndurchschnitt wieder häufig lehmige und kalkige Einlagerungen aufzunehmen, sowie Braunkohlen; denn solche wurden mit wieder reichem Fossilgehalte hier seinerzeit beim Bahnbau in Wechsellagerung mit Glimmersanden durchstoßen. Sie enthalten massenhaft die auch sonst in obermiocänen Kalken regelmäßig angetroffenen Süßwasserkonchylien, sowie auch obermiocäne Säugetierreste: *Planorbis cornu* var. *Mantelli* DUNK., *Limnaeus dilatatus* NOUL., *Ancylus deperditus* DESM., *Amnicola convexa* SANDB., *Palacomeryx furcatus* HENSEL, *Cercus lunatus* H. v. M., *Diplocyon* sp.; *Testudo antiqua* BRONN. liegt vom nahen Obermöckenloh vor.

Der Einschluß von Braunkohlen stellt das Vorkommen von Adelschlag mit ähnlichen um Eitensheim und vor allem auch von Ingolstadt in enge Beziehung, die damit sicher auch gleichaltrig und wahrscheinlich sogar im gleichen Becken abgesetzt sind. Nach W. dürfte das Vorkommen mit einem von mir zwischen Moritzbrunn und Ochsenfeld konstatierten noch in Zusammenhang stehen. Eine schwache Glimmersanddecke vom Westsaum des Waldes westlich Moritzbrunn geht im Gebiete des heutigen Wiesengrundes hart östlich von Ochsenfeld und nördlich vom Pechweiher allmählich in starke lehmige und lettig-mergelige Bildungen mit häufigen kalkigen Einlagen sowie ausgedehnten torfigen oder auch sapropelartigen Einschlüssen über. Nicht selten eingewehte oder eingeschwemmte dünne Glimmersandbänder deuten auf Gleichaltrigkeit mit den östlich benachbarten Glimmersanden hin. Diese wird übrigens hier unstreitig noch des weiteren erwiesen durch den Charakter der besonders in den kalkigen und torfigen Einlagerungen außerordentlich reich eingeschlossenen Konchylien-Fauna, von der mir bei Gelegenheit reicher Aufschlüsse durch Anlage von zahlreichen Zisternen im dünnen Sommer 1911 folgendes zufiel: *Limnaeus dilatatus* NOUL., *Planorbis cornu* var. *Mantelli* DUNK., *Ancylus deperditus* DESM., *Amnicola convexa* SANDB., *Bythinia gracilis* SANDB., *Helix sylvana*

KLEIN., *Helix inflexa* KLEIN, *Helix carinata* KLEIN, von Säugetierknochen erhielt ich lediglich ein leider nicht näher bestimmtes Bruchstück (*Rhinoceros* sp.?).

Das Vorwiegen von dicken Lehmen, Letten und hellen Tegeln mit nur mehr untergeordneten kalkigen Einlagerungen deutet im Vereine mit den häufigen Süßwasserkonchylien auf eine Ablagerung in der äußersten Bucht oder auch einem bereits mehr abgetrennten Teile eines östlich im Gebiete der Adelschlager Mulde sich anschließenden größeren Wasserbeckens hin.

Ein ganz ähnliches, wenn auch weniger ausgedehntes Vorkommen tertiärer Lehme mit kalkigen Einlagerungen findet sich am SO.-Ende des Exerzierplatzes von Eichstätt S. vom Parkhaus und deutet auf analoge Entstehung mit dem Vorkommen von Ochsenfeld hin. Außer der dort auf Äckern mit Kalkbrocken überall massenhaft vom Pflug zu Tage geförderten *Helix sylvana* dürfte die Schaffung eines größeren Aufschlusses wohl auch hier noch weitere Bestandteile der Fauna von Ochsenfeld-Adelschlag liefern.

Die beiden Vorkommen von Ochsenfeld und dem Eichstätter Exerzierplatz (Waschette), teilweise auch jenes von Adelschlag treten gegenüber den bisher behandelten vorwiegend sandigen Sedimenten in immer schärferen Gegensatz durch Vorherrschen von mehr lehmig-tonigem oder auch kalkigem Material. Handelte es sich bei den ersteren hauptsächlich um Ablagerungen in mehr ausgedehnten Seebecken mit einer Art Wanderdünen am sandigen Strande, so erfolgten die Absätze über den größeren Höhen der Juraplatte in meist wesentlich kleineren Wasseransammlungen in Tümpeln und Teichen, in die nur noch bei größeren Stürmen von O. herein sandige Einschwemmungen oder Einwehungen statt hatten.

Bei noch weiter im W. konstatierten Süßwasser-Sedimenten handelt es sich sicher um Absätze in recht bescheidenen Wasserbecken mit gleichfalls fast ausschließlich leutig-toniger oder auch torfig-mooriger Sedimentation mit gelegentlicher kalkiger Einlagerung. Ein solches Vorkommen konnte ich überm östlichen Schneiderberg bei Breitenfurt und gegen den Pechofen zu feststellen, wo über Feldern und an Waldgräben genau wie über der Waschette bei Eichstätt mit Süßwasserkalken massenhaft *Helix sylvana* zu Tage dringt. Derartige kleine Tertiärnester dürften sich über der Schweinspark-Wittmesplatte sowie auch über jener von Haunsfeld noch des öfteren vorfinden, lassen sich aber ohne Graben unter der meist starken Vegetationsdecke nicht erkennen. Mit großer Sicherheit vermute ich ein solches auf der „Platte“ südlich überm Mörsheimer Schloßberg, wo ich zwar bisher noch keine Süßwasserkalke beobachtete, aber häufig jene eigenartige dunkle Moorerde antraf, wie sie mir vom Schneiderberg (Breitenfurt) her bekannt ist. Weiter nach NW. sollen sich wieder in der Gegend von Bieswang tertiäre Süßwasserabsätze vorfinden.

Faunistisch als älter denn obermiocän charakterisierte Süßwassersedimente konnte ich bis heute innerhalb des untersuchten Gebietes nicht feststellen, obwohl ich deren gelegentliches Vorkommen für keineswegs unwahrscheinlich erachte, nachdem in sehr naher westlicher Nachbarschaft nun bereits an zwei Stellen solche konstatiert werden konnten. Ich möchte hier deshalb nicht versäumen, durch Aufführen dieser älteren, meist oligocän gedeuteten Faunen ihrem Übersehen beim Antreffen im Gebiete selbst vorzubeugen. Eine in einem Kalkblocke der sogen. „bunten Brekzie“ vom Eisenbahndurchschnitt bei Otting-Weilheim von Dr. v. KNEBEL entdeckte und von Dr. SCHÜTZE als mittel- oder unteroligocän, von C. JOOSS neuestens als unteroligocän gedeutete Fauna von Land- und Süßwasser-Konchylien setzt sich nach SCHÜTZE folgendermaßen zusammen:

Phragmites sp., *Sphaerium Bertereauae* FONT., *Sphaerium Risgoviense* SCHÜTZE, *Pisidium* sp., *Pomatias suevicus* SANDB., *Cyclotus scalaris* K. MILL., *Limnaeus subovatus* ZIET., *Limnaeus Brancai* SCHÜTZE, *Limnaeus truncatuliformis* SCHÜTZE, *Planorbis Chertieri* DESH., *Planorbis spretus* NOUL., *Planorbis oligyratus* F. EDW., *Planorbis Lincki* SCHÜTZE, *Oleacina crassicosta* SANDB., *Patula globosa* K. MILL., *Helix blaviana* K. MILL., *Cypris Fraasi* SCHÜTZE, *Anthophora (Podolirius?)* sp.

Da der später in die bunte Brekzie gelangte Block zuvor wohl in der Nähe über der Alb anstehend war, bildet seine Fauna eine willkommene Ausfüllung der Lücke des im Untersuchungsfeld bisher nicht konstatierten älteren Tertiärs. Eine Art weiterer angenehmer Ergänzung zu dieser Oligocän-Fauna bietet eine von mir

im Frühling 1910 in einem heute gleichfalls einer Art bunten Brekzie eingelagerten Kalkgesteine in der Kiesgrube am Dobelbuck von Amerbach bei Wemding (Ries) angetroffene Konchylienfauna, die von J. Jooss als gleichfalls oligocän und aus den folgenden Arten bestehend angegeben wird:

Oleacina crassicosta SANDB., *Zonites (Archaeozonites) aff. subangulosus* ZIET., *Zonites Risgoviensis* JOOSS, *Zonites pyramidalis* JOOSS, *Palaeotachia convexitesta* JOOSS, *Phlebecula Fraasi* JOOSS, *Limnaeus pachygaster* THOMAE, *Limnophysa Amerbachensis* JOOSS, *Planorbis crassa* var. *involuta* JOOSS, *Planorbis cornu* var. *subteres* SANDB., *Gyraulus cordatus* SANDB., *Gyraulus spretus* NOULET., *Gyraulus sp.?*, *Ericia Schneidi* JOOSS.

Auch über den Höhen zwischen Hagau und Polsingen überm Ostrand des Rieses hatte ich gelegentlich Süßwasserkalkbrocken angetroffen mit anscheinend gleichen Einschlüssen wie der von der Amerbacher Kiesgrube. Nachdem also in der nahen westlichen Nachbarschaft des Untersuchungsfeldes auch ältere tertiäre, oligocäne Süßwasserabsätze gar nicht so selten zu sein scheinen, dürften auch weiter ostwärts derartige Bildungen kaum ganz fehlen.

Sicher verbürgte, wenn auch wesentlich andere faunistische Zeugen aus dieser älteren Zeit liegen tatsächlich auch heute schon vor aus allerdings von den bisherigen wieder mehr abweichenden Ablagerungen, nämlich in Form von Säugetierknochen aus den im folgenden kurz zu zeichnenden sogen. Bohnerzlehmen.

Während sich aus der im allgemeinen alterlich schwer feststellbaren sogen. lehmigen Albüberdeckung doch ein Teil und gewisse Vorkommen durch Konchylienführung als an oder in tertiären und zwar innerhalb des engeren Untersuchungsfeldes regelmäßig obermiocänen Süßwasseransammlungen abgesetzte Sedimente erwiesen, gestatten andere durch das Vorkommen von Säugetierknochen ein meist recht sicheres Urteil über ihr Alter, es sind dieses die sogen. Bohnerzlehme, die sich bisher im untersuchten Gebiete gleichfalls zumeist als tertiär qualifizieren ließen.

Es handelt sich hier um die meist mergelig-tonige oder lehmige, gelegentlich auch mehr sandige oder selbst kiesige Ausfüllung der verschiedenst gearteten, in dem jeweils an die Oberfläche dringenden jurassischen Grundgesteine wohl vorwiegend durch die erodierende Tätigkeit der Tagewässer entstandenen Unebenheiten, der Spalten und Schlotten, die man wegen des häufigen, wenn auch durchaus nicht regelmäßigen Einschlusses von sogen. Bohnerzen gerne als Bohnerzlehme bezeichnet. Da sich einige dieser Ausfüllungsmassen durch gelegentlichen Einschluß von Säugetierknochen als sichere Ablagerungen des Tertiärs charakterisieren, berechtigen sie immerhin zu einem gewissen Schlusse auf annähernde Äquivalenz gleicher oder ähnlicher Gebilde der näheren Nachbarschaft, ein Schluß, dessen Berechtigung allerdings keine absolute zu sein braucht. Vielmehr erwächst diesem eine gewisse Begrenzung in der Erwägung, daß die Entstehung und Ausfüllung von Spalten mit vielleicht weitgehend ähnlicher Füllmasse von der Zeit ab konnte eingesetzt haben, wo die erste Heraushebung des Landes aus der Meeresüberdeckung erfolgte, also bereits bald nach Abzug der jurassischen Flut, d. h. bereits in der der oberkretazischen Transgression vorausgehenden Epoche. Tatsächlich legt sich das Cenoman von Regensburg und Kelheim über einen von Schlotten und Spalten ganz analog, wenn auch vielleicht noch wesentlich bescheidener, benagten jurassischen Untergrund, wie dieser heute auf der Alb dem Besucher sich darbietet. Immerhin wird sich eine prä- oder altkretazische Spaltausfüllung wegen einer gelegentlich der jungkretazischen Transgression wohl merklich modifizierten petrographischen Natur im Falle besseren Aufschlusses wohl noch erkennen lassen.

Derartige präcenomane und cenomane und dann marine Kluftausfüllungen werden wohl auch unserem Untersuchungsfelde kaum ganz fehlen, wenn sie vielleicht auch stark in den Hintergrund treten und mehr in jene Gebietsteile zu liegen kommen, die auch heute noch nicht wieder ganz von den kretazischen Sedimenten geräumt sind; wie diese zunächst die übrigen Unebenheiten des Bodens auszufüllen bemüht waren, so wurden natürlich auch bestehende schmälere Spalten mit mariner Füllmasse geschlossen und überdeckt. Soweit derartige Ausfüllungen in dem Bereich der oberkretazischen Überflutung zu liegen kommen, dürften sie also im allgemeinen noch leidlich erkennbar sein; in dieser freigebliebenen Gebieten aber, wo unter Umständen derartige ältere Klüfte eine rein terrestrische und wahrscheinlich jener späterer Epochen sehr ähnliche Ausfüllung erhielten, dürfte die Alterserkennung unter Umständen recht schwierig oder unmöglich sein.

Da indes das hier beschriebene Gebiet noch ganz von der oberkretazischen Überflutung betroffen wurde, dürfte es sich bei weitaus den meisten Kluftausfüllungen, soweit diese unter den Begriff der sogen. Bohnerzlehme fallen, um tertiäre und zwar vorwiegend jungtertiäre Sedimente handeln. Es dürften also mit Recht die sämtlichen mehr mergelig-lehmigen und tonigen, wie auch vielfach von Eisenschwarten durchsetzten oder von schlecht gerollten Bruchstücken solcher, mit kleineren Kieselgeröllen gespickten unreinen sandigen Ausfüllungen, mit oder ohne Bohnerzföhrung, innerhalb des Gebietes vorwiegend als jungtertiär, miocän, und zwar obermiocän zu gelten haben, wobei solche aus der früheren Tertiärzeit, besonders dem Oligocän, zwar stark zurücktreten, aber durchaus nicht ausgeschlossen erscheinen, wie sich denn solche auch, wenn auch nicht innerhalb, so doch unwesentlich jenseits der Grenzen des näheren Untersuchungsfeldes durch Föhrung von Säugetierresten nachweisen ließen.

Eocänes Alter für Kluftausfüllungen konstatiert SCHLOSSER in nicht allzugroßer Entfernung von unserem Gebiete, z. B. bei Heidenheim am Hahnenkamm (*Lophiodon rhinocerosoides* RYTM., *Palaeotherium* cf. *medium* CUV., *Diplobune secundarium* CUV.), außerdem im Grobschwart bei Raitenbuch (*Palaeotherium* cf. *medium* CUV.), oligocänes und untermiocänes aber für solche von der Grafenmühle bei Pappenheim und zwar durch folgende Säugetierfauna:

Pseudosciurus suevicus HENSEL, *Amphicyon* sp., *Palaeochoerus* cf. *typicus* POM., *Diplobune bavaricum* FRAAS,? *Coenotherium commune* FILH.

Für miocänes und zwar mittelmiocänes Alter von Spaltausfüllungen und Bohnerzlehmen innerhalb des näheren Untersuchungsfeldes sprechen aus einer Spalte der großen Plattenbrüche der Solnhofen-Mörnsheimer Hart („neue Welt“) geförderte außerordentlich interessante und reiche Säugetierreste; es liegen nämlich von dort nach SCHLOSSER folgende Tierformen vor:

Rhinolophide, *Prolagus Oeningensis* KÖNIG sp., *Sciurus* sp., *Sciuroides* (?), *Potamotherium franconicum* QU. sp., *Stenoplesictis* (?) *Grimmi* SCHLOSS., *Mustela* (?) sp., *Amphicyon* cf. *rugosidens* SCHLOSS., *Mastodon angustidens* CUV., *Listriodon Lochhardti* POM., *Palaeomeryx* (?) *annectens* SCHLOSS., *Palaeomeryx* sp., *Palaeomeryx* (?), *Amphitragalus* (?), *Teleoceras Aurelianense* NOUL. sp.

Die große morphologische Übereinstimmung und Monotonie der oft 8—12 m und darüber die Plattenkalke im Solnhofen-Mörnsheimer, wie auch im Schernfeld-Eichstätt Gebiet kaminförmig oder auch nach Art mächtiger sogen. geologischer Orgeln durchsetzenden Schlotten und Spalten mit ihrer zähen, feinen, bräunlich-lehmigen, häufig von erbsen- bis schussergroßen Bohnerzen oder auch schlecht

gerundeten Bruchstücken von Brauneisenerzschwarten gespickten, gleich monoformenten lehmig-tonigen, selten mehr eisenschüssigen sandigen Füllmasse deutet ganz entschieden auf annähernd gleiches geologisches Alter hin, das der berühmte mittelmioocäne Solnhofener Säugetierfund als wohl im allgemeinen vorwiegend mioocänes erscheinen läßt.

Wohl an dieser Stelle einzureihen ist ein erst jüngst erfolgter gleichfalls sehr interessanter und reicher Fund an tertiären, doch etwas jüngeren, nämlich obermioocänen Wirbeltierresten, von dem ich kurz vor Drucklegung dieser Arbeit Kunde erhalte. Auch hier handelt es sich um ein Vorkommen innerhalb und zwar im SO. des Untersuchungsfeldes, nämlich bei Attenfeld auf Blatt Nassenfels, das sich unstreitig an eine sandig-lehmige Spalt- oder Schlotausfüllung bindet. Hart NNO. von dem genannten Dorfe hat rechts an der Straße nach Meilenhofen und unfern vom Waldrande ein seichter, kaum 1½ m tiefer kleiner Anbruch in dem durch das häufige Vorkommen von *Rhynchonella Astieriana* als relativ jugendlich charakterisierten, grobkristallinen Dolomite auch eine wenig über 1 m breite Kluftausfüllung angeschnitten mit dem häufigen Einschlusse von Wirbeltierresten, deren Vorkommen die Arbeiter erst dann beachteten und bekannt gaben, als das Ausheben eines prähistorischen Menschenskelettes seitens des Münchener K. Generalkonservatoriums in naher Nachbarschaft ihr Interesse geweckt hatte. Was bisher aus der Spalte an organischen Resten zu Tage kam und an das hiesige paläontologische Museum gelangte, hat Herr Professor Dr. SCHLOSSER untersucht; es verteilt sich laut seiner gütigen Mitteilung, für die ich ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danken möchte, auf etwa folgende Tierformen:

- | | |
|---|---|
| 1. <i>Amphicyonine?</i> | 11. <i>Palaeomeryx Bojani</i> v. MEYER. |
| 2. <i>Mustelide?</i> | 12. <i>Palaeomeryx Meyeri</i> HOFMANN. |
| 3. <i>Talpide.</i> | 13. <i>Dicrocerus furcatus</i> HENSEL. |
| 4. <i>Prolagus Mezeri</i> TSCHUDI. | 14. <i>Micromeryx Flourensianus</i> LART. |
| 5. <i>Lagomyide.</i> | 15. <i>Lagomeryx pumilus</i> ROGER. |
| 6. <i>Cricetodon minus</i> LARTET. | 16. <i>Anas?</i> |
| 7. <i>Anchitherium Aurelianense</i>
CUV. sp. | 17. <i>Propseudopus Fraasi</i> HILGEND. |
| 8. <i>Aceratherium tetradactylum</i>
LARTET. | 18. <i>Ophidier</i> -Wirbel. |
| 9. <i>Hyotherium Soemmeringi</i> v. MEY. | 19. <i>Clemmys guntiana</i> ROGER. |
| 10. <i>Dorcatherium crassum</i> LARTET. | 20. <i>Testudo antiqua</i> v. MEYER. |
| | 21. <i>Rana? Palaeobatrachus?</i> |
| | 22. Fisch. |

Die ansehnliche Reihe von Tierformen stellt das obermioocäne Alter des interessanten Vorkommens von Attenfeld außer Zweifel und tut untrüglich die Äquivalenz unserer Kluftausfüllung mit den in unmittelbarer Nachbarschaft weit um sich greifenden Glimmersanden dar, die in kalkigen und tonigen Einlagerungen bei Adelschlag, wie bereits früher mitgeteilt, auch einige von den eben aufgezählten Tierformen bargen.

Da aber die Bildung von den hier in Frage stehenden Höhlungen und Spalten, die sich wohl vorwiegend auf die Gesteinsauslaugung durch die Tagewässer zurückführt, die ihrerseits wieder durch tiefe präexistierende, meist tektonische, die Schichten vertikal durchsetzende Bruchspalten bedingt werden, ein gewisses Entstehungs-Optimum zwar im Tertiär, der Hauptepoche tektonischer Schicht-Bewegung und -Zerreißung erfahren haben mag, mit Schluß des Tertiärs jedoch keineswegs sistiert wurde und sicher auch in der Folgezeit noch weiter vor sich ging, darf

es durchaus nicht wundernehmen, wenn eine Spaltausfüllung auch einmal als Nachmiocän oder diluvial oder selbst recent sich erweist. Besonders dort, wo sich die Spaltbildung schon mehr zur Hüllen- oder Dolinenanlage auswächst, dürfte es sich sogar weitgehend bereits um jüngere, diluviale, mit dem Einbruch von Höhlen eng verbundene Entstehungen handeln, die ihrerseits selbst wieder mit mächtigen Bruchspalten in inniger Beziehung bleiben. So fanden sich denn auch tatsächlich in der Grube vom Grobschwart bei Raitenbuch in anscheinend engem Kontakt mit sogen. Bohnerzen altpleistocäne Skelettreste wie *Bos primigenius*, *Mastodon angustidens*, *Elephas primigenius*. Über eine gewisse große Wahrscheinlichkeit für Zugehörigkeit der meisten der in Frage stehenden sogen. Bohnerzbildungen des Gebietes zum Miocän ist also zurzeit nicht hinauszukommen.

IV. Diluvium.

Während dem jüngsten Tertiär, dem Pliocän, keinerlei Sedimente mit Sicherheit zugeeignet werden können, läßt die sich unmittelbar daran anschließende Quartär- oder Eiszeit mancherlei Gebilden ihren deutlichen Stempel aufgedrückt. In vielen Fällen allerdings erscheint dieser wieder stark verwischt und fällt die sichere Altersbestimmung auch hier oft recht schwer.

Als sicher dem Diluvium angehörig verrät sich vor allem die besonders im äußersten S. und SO. des Gebietes recht verbreitete und oft weite Strecken beherrschende, in ihrer Entstehung bisher mit Vorliebe als aeolisch gedeutete Ablagerung von Löß und lössigen Lehmen. Sie zeigt hier in ihrem Vorkommen insofern einen gewissen Parallelismus mit den obermiocänen Glimmersanden, als sie sich wie diese mit Vorliebe an die mehr gesenkten und tiefer gelegenen Gebiets- teile halten und an die Sockel sanft geböschter Höhen und Gehänge anlegen, die Glimmersande regelmäßig auch begleiten und über weite Flächen hin deutlich überlagern. Weitgehend dürften sie auch deren normales Verwitterungsprodukt darstellen. Auch der Löß erscheint also unverkennlich an meist mehr bescheidene Höhen gebunden und dürfte sich vornehmlich zwischen 400 und 410 m halten.

In Form ausgedehnter, gut zusammenhängender und oft mehrere Meter mächtiger Decken findet man die Bildung als westliche Fortsetzung größerer Areale im östlichen Nachbargebiete besonders auf Blatt Nassenfels und dem südlich sich anschließenden Blatt Neuburg. So nimmt Löß im Bunde mit tiefen Lößlehmern die langgestreckte Kesselmulde ein zwischen Nassenfels und Adelschlag, bei welchem Orte die letzteren zur Herstellung von Dachziegeln abgebaut werden.

Auch südlich der Schutter beherrscht die Ablagerung in den Gemarkungen von Egweil und Attenfeld oft weithin das Terrain und greift von hier auch westwärts in den Taltiefungen und deren kesselförmigen Aussackungen mächtig um sich, so von Attenfeld über Igstätten durchs südliche Maltheserholz, bis an den Forsthof und an die Nordgehänge des Hainberges und von hier nordwärts über den großen Kessel von Bergen hinweg, wo in ihr gleichfalls große Lehmgruben angelegt wurden. Auch in seitlichen Ausweitungen des Schuttertales machen sich lössige Lehme breit, so im S. und SW. der Seefähmühle und in der Meilenhofer Talmulde, von wo sie sich in der dortigen Seitentalrinne bis zur Biesenharter Flur hinaufziehen. An tief einschneidenden Hohlwegen um Attenfeld birgt die Ablagerung häufig die gewohnten Lößkonchylien: *Helix hispida*, *Succinea oblonga*, *Pupa sp.* (*muscorum?*).

Ausgedehnte, nur lokal durch die von unten empordringenden tertiären Glimmersande durchbrochene, oft ziemlich mächtige Decken bilden dann typischer Löß und

Lößlehme wieder weiter südwärts (auf Blatt Neuburg), so zwischen Unterstall, Ried und Joshofen und vor allem wieder in der weiten Talbucht von Laisacker und Gietlhausen. Auch hier werden die Sedimente in der Ziegelau bei Laisacker und in den Lehmgruben von Ried zur Ziegelfabrikation gewonnen. Auf dem Weinberg über der Donau östlich vom Arco-Schlößchen traf ich in der hier recht dünnen, von einer gleich zarten Glimmersandschicht unterlagerten Lößdecke gelegentlich wieder massenhaft Konchylien an und zwar hier in einer reicheren Artenfülle, so neben den oben aufgeführten alltäglichen auch die folgenden Formen; *Helix silvatica*, *Helix incarnata* MÜLL., *Helix (Trigonostoma) obvoluta* MÜLL., *Helix (Vallonia) pulhella* MÜLL., *Pupa* cf. *columella* A. BRAUN.

Auch weiter im W., auf Blatt Burgheim, beherrschen oft mehrere Meter mächtige Lagen von Löß und Lößlehm in der weiten trichterförmigen Trockental-mündung bei Rennertshofen und Stepperg und der Usselmündung allenthalben die untersten Partien der sanften Gehängeböschungen und Höhengsockel. Von Stepperg begleiten sie die Monheimer Straße ostwärts bis gegen Riedensheim und von Rennertshofen aus westwärts weit gegen Rohrbach hinan, und von Treidelheim aus lassen sie sich auch taleinwärts bis über Mauern hinaus verfolgen, wo sie in tiefen Lehmgruben wieder Material für Ziegelbereitung liefern und nicht selten die gewohnten Konchylien beherbergen.

Während so im S. und SO. des Untersuchungsfeldes sicher diluviale lössig-lehmige Gebilde auf weite Strecken hin sich unschwer wieder erkennen lassen, begegnet, wie bereits hervorgehoben, die Deutung ähnlicher Bildungen über der Platte selbst und den oben auf diese ausstreichenden Talzungen in ihrer Altersbestimmung oft außerordentlichen Schwierigkeiten und gestattet heute vielfach überhaupt noch keine nähere Definierung. Neben sicher kretazischen und vermutlich recht ausgedehnten tertiären dürften hier auch diluviale, genetisch von den stets viel tiefer gelegenen Lössen allerdings wohl zu scheidende Lehme kaum ganz fehlen, wie das von SCHLOSSER konstatierte Vorfinden pleistocäner Säugetierknochen aus den Bohnerzgruben der Grobschwart bei Raitenbuch (Eichstätt), nämlich von Resten des *Bos primigenius*, *Mastodon angustidens* und *Elephas primigenius* nahelegt.

Doch fehlen dem südlichen Löß und Lößlehm äquivalente Bildungen auch dem nördlich anschließenden Gebiete nicht, indem man hier lössige Lehme als Bekleidung der untersten Gehängesockel und der seitlichen Talsohlen durchs ganze Trocken- und das anschließende Altmühltal gar nicht selten antrifft und oft weithin verfolgen kann. So umsäumt konchylienführender Lößlehm den Wellheimer Kessel im S. und SO. und den Dollnsteiner Talkessel im W. und überdeckt stellenweise die untersten nördlichen Gehänge der Altmühl von Breitenfurt bis zur Attenbrunnmühle und von der unteren Weinleite von Obereichstätt bis gegen Rebdorf. Auch hier traf ich die Lößschnecken nicht selten an. Die gleichen Lößlehme kehren auch weiter talabwärts nicht selten wieder, so z. B. zwischen Böhming und Kipfenberg, abermals mit Konchylien.

Außer den eben vorgeführten und besonders im S. ausgedehnten Vorkommen von Löß und Lößlehm fallen aber sicher auch noch gewisse sandige Ablagerungen dem Diluvium zu, wenn sie mitunter auch wieder sehr schwer von sicher älteren, tertiären Sanden abzuscheiden sind. Ich denke hier vor allem an besonders im Trockentale nicht seltene und überhaupt deutlich an die großen Talzüge gebundene Sandvorkommen, die einerseits von den kretazischen Sanden sowohl durch den gänzlichen Mangel von quarzitischen Erhärtungen, wie ein meist etwas lebhafteres

Kolorit und normal viel feineres Korn, andererseits aber von den gewöhnlichen tertiären Sanden vor allem durch das Fehlen der Glimmerplättchen meist merklich zu unterscheiden sind. Man trifft sie mit Vorliebe über den unteren und mittleren Gehängen des Trocken-, seltener des Altmühltales an und zwar besonders gerne an oder in der Nähe einer Seitental-Einmündung. Wo ähnliche Sande ganz oder fast ganz auf die Juraplatte hinansteigen, wie überm Torleitenberg SO. von Dollnstein und N. Groppenhof oder auch W. nächst Hardt und weiter N. besonders zwischen Schönau und Eberswang dürften sie wohl etwas älter, vermutlich tertiär (pliocän?) sein. Über Groppenhof ist eine mächtige derartige Sandgrube von zahllosen dünnen Eisenschwarten durchzogen.

Die stets tiefer an den Gehängen gelagerten diluvialen Sande sind meist recht unregelmäßig, doch immerhin noch deutlich geschichtet, zeigen gelegentlich auch eine Art Kreuzschichtung und scheinen dann gleich manchen Glimmersanden auf äolischen Absatz hinzudeuten. Größtenteils aber sind sie wohl Flußanschwemmungen und den weiter unten behandelten, in annähernd gleicher Höhe sitzenden, Geröllablagerungen äquivalent. Größere Nester dieser Sande sind nicht selten behufs Gewinnung von Bausand angebrochen.

Im Trockentale kenne ich derartige Sande (im S.) östlich über Ellenbrunn am Westfuße des großen Hainberges, wo sie sich von den hier tief zu Tal greifenden und abgeschwemmten kretazischen Sanden schwer scharf abgrenzen lassen. Weiter taleinwärts findet sich ein ähnliches kleines Sandnetz NO. über Aicha im Wellheimer Kessel, und ein besonders großes bis zu 8 m mächtiges in dem von der Hardter Straße eingenommenen Seitentälchen; ob die weiter oben gegen Hardt in großen Gruben angebrochenen Sande noch hierher gehören, erscheint mir sehr fraglich; sie sind wohl älter, vielleicht pliocän. Auch hart NW. an Konstein geht eine respektable Grube in derartige diluviale Sande, während die westwärts sich anschließende Talmulde von sicher kretazischen Grobsanden mit eingebackenen typischen Quarziten eingenommen wird.

Während im Altmühltales, wenigstens innerhalb des Untersuchungsfeldes, nur noch recht bescheidene und seichte derartige Sandablagerungen anzutreffen sind, wie an den nördlichen Talgehängen zwischen Dollnstein und dem Burgstein (Breitenfurt), mit viel Gehängeschutt vermischt nördlich bei Wasserzell, dann flußabwärts bei der Aumühle (Eichstätt) und bei Landershofen, gewinnen sie gelegentlich im Schuttertal eine wieder etwas größere Mächtigkeit, so N. über der Seefähmühle und über Meilenhofen. Am ersteren Orte wurde durch Herrn Forstrat GAREIS von Eichstätt darin ein Geweihbruchstück von *Rangifer tarandus* gefunden, was für dieses Vorkommen auf ein sicher diluviales Alter schließen läßt, so nahe ihm hier lokal auch nordwärts sicher kretazische Sande und Quarzite gelegen sind.

Als ebenfalls dem Diluvium angehörig dürfte mit ziemlicher Sicherheit ein großer Teil der gleichfalls mit Vorliebe an die großen Talrinnen gebundenen Kiese und Geröllager anzunehmen sein, die zum Teil schon sehr früh die Autoren beschäftigten und in neuerer Zeit besonders von SCHWERTSCHLAGER eingehende Würdigung erfuhren, auf dessen ausführliche und gediegene Arbeit hier aufmerksam zu machen ich nicht versäumen möchte. Ein Teil dieser Geröllvorkommen dürfte allerdings noch recht weit, vielleicht sogar in die jüngste Kreide oder wenigstens das Tertiär hinaufreichen. Dieses gilt besonders von einem Teil der an den verschiedensten Punkten des Plateaus und in so ziemlich gänzlicher Unabhängigkeit von den heutigen Talrinnen anzutreffenden Geröllvorkommen.

Quarzgerölle kleineren Kalibers, wie man sie häufig auch in den kretazischen Grobsanden und Hornsteinschottern vorfindet, dürften nicht selten die letzten Residua solcher abgeschwemmter Kreidesande darstellen oder von späteren, wohl meist tertiären, doch teilweise auch diluvialen kleineren dauernden oder periodischen Wasserläufen diesen entnommen sein, wie man sie denn tatsächlich gelegentlich auch in die tertiären Süßwasserbecken eingeschwemmt sieht. Nicht selten findet man derartige Gerölle auch in deutlicher Begleitschaft jener losen, meist buntgefärbten, unreinen Sande, die man besonders nördlich der Altmühl über der Platte antrifft, und die oben bereits aus der Gegend von Schönau, Eberswang, Schernfeld erwähnt wurden, und zu denen ich auch das kleine Grobsand- und Feinkiesnest vom Blumenberg über Marienstein (Eichstätt) rechnen möchte, und wozu wohl auch das oben zitierte Sandnest vom Dollnsteiner Torleitenberg gehört. Derartige kleinkalibrige Gerölle dürften im Vereine mit den geschilderten Sanden, die man ähnlich oft auch in engem Kontakt mit Bohnerzlehmen antrifft, sich im Laufe der Zeit als an jungtertiäre Wasserläufe gebunden erweisen lassen, also gleichfalls tertiären Alters sein. Das Material für derartige Absätze lieferten wohl gleichfalls zunächst vorwiegend kretazische Sedimente, die allerdings ihrerseits weiter im Norden früh abgetragenen Dogger- oder sogar bereits Keuperschichten entstammen mögen.

Weit schwieriger gestaltet sich aber die Altersfrage bei gleichfalls zuhöchst über der Platte gelagerten, aber unvergleichlich gröberen Quarzgeröllen, denen nun neben Quarz, Quarziten und Hornsteinen auch regelmäßig feinkörnige Sandsteine und Eisensandsteine beigemischt erscheinen und die dadurch wie besonders durch ihr viel gröberes Kaliber zu den obigen mehr reinquarzigen Kleinschottern in einen gewissen Gegensatz treten und auf der andern Seite gleich stark den sonst recht regelmäßig an die unteren, sanft geböschten Gehänge der großen Trocken- und Altmühltalrinne gebundenen Quarz- und Sandsteingeröllen sich nähern.

Da sich diese ihrerseits ihrer Zusammensetzung nach anscheinend ziemlich restlos mit den Geröllen des obermiocänen Grobkieslagers der Hochebene decken, möchte man zu diesen auch für unsern Grobkies der Höhenplatte Beziehungen vermuten, wenn nicht ihre teilweise recht merklich höhere Lage zunächst jede engere Verknüpfung sowohl mit dem tertiären Grobschotter der Hochebene wie auch den diesem entnommenen Talgeröllen verböte und zu einer, wenn auch zunächst mehr vorläufigen, gewissen scharfen Scheidung von diesen beiden mahnte. Immerhin könnte vielleicht eine genauere Untersuchung auch einen gewissen merklichen Bestandsausfall in der Zusammensetzung gegenüber dem Grobkieslager konstatieren und dadurch später ein näheres Urteil über ihr Alter gestatten, das mir heute leider noch nicht zusteht. Ob es sich bezüglich dieser Gerölle um alte, vielleicht sogar jüngst kretazische Flußkiese oder um tertiäre, die alten, vielleicht noch größtenteils NS. gerichteten Zufuhrwege zum tertiären Hauptkieslager der Hochebene markierenden Absätze, oder aber um die Sedimente der primären, pliocänen Donau handle, als welche sie vielleicht RECK zu deuten geneigt ist, kann zunächst ohne (erst durch die Teilaufnahme zu gewinnende) Kenntnis allenfallsigen Vorkommens derartiger Gerölle auch nördlich der heutigen Altmühlrinne nicht entschieden werden. Nur möchte ich zunächst eine gewisse Scheidung betonen gegenüber dem Grobkieslager des Südens, das wohl bis zu solchen Höhen und über die eigentliche Juraplatte selbst nie herangriff. Die Richtigkeit der Annahme früh tertiären, wenn nicht noch jüngst kretazischen Alters, an welches vor allem

SCHWERTSCHLAGER zu denken scheint, halte ich bezüglich dieser Gerölle zunächst für durchaus nicht unwahrscheinlich.

Derartige grobe, nicht selten über faustgroße Quarz-, Quarzit- und Sandsteingerölle, die sich von den heutigen Talrinnen recht frei zu halten scheinen, begegneten mir bis heute zunächst häufig über der Haunsfeld-Ensfelder Platte, so massenhaft in der Haunsfelder Flur O. und S. vom Orte in 540—560 m, dann auf den Feldern S. Ensfeld in wenig geringerer Höhe, 510—520 m, ein anderes reiches Kieslager begegnete mir hart neben kretazischen Hornsteinschottern und Sanden jenseits der Kuppe O. über Biesenhart an der Meilenhofer Straße in ziemlich gleicher Höhe mit dem Ensfelder Vorkommen, 510—520 m.

Die recht ansehnliche Höhe dieser Vorkommen von etwa 540 m gegenüber jener des Hauptkieslagers der Hochebene, als welche man hart S. über Station Unterhausen z. B. 425—435 m findet, verbietet, wie bemerkt, zunächst jede engere Verbindung damit.

Immerhin bietet das längst bekannte Quarzgeröllager von Siegloh O. über Treidelheim bei Rennertshofen mit etwa 470—480 m eine gewisse Vermittlung, das auch in seiner Komposition dem tertiären Hauptkieseschotter der unmittelbaren südlichen Nachbarschaft wie auch den regelmäßig viel tiefer sitzenden Geröllvorkommen im Trocken- und Altmühltal ziemlich gleichzukommen scheint. Bis zu dieser Höhe konnte also das Hauptkieslager doch noch herangereicht haben und würde seine heutige, wesentlich tiefere Lage auf eine nachträgliche Senkung hindeuten.

Eine nähere Entscheidung über diese interessanten Fragen, über die im tektonischen Teile der Arbeit noch manches zu erörtern sein wird, kann zurzeit vor näherer Untersuchung der verschiedenen Geröllvorkommen leider noch nicht getroffen werden.

Auch die nun bereits wiederholten recht regelmäßig und oft weithin die unteren sanftgeböschten Gehängepartien des Trocken- und Altmühltales bekleidenden ziemlich groben Gerölle, die sich meist nur wenig (10—25 m) über die heutige Talsohle erheben und ihrer Zusammensetzung nach sowohl mit den Geröllen von Siegloh, wie mit jenen des miocänen Grobkieslagers der Hochebene sich gut decken und nur spätere Einschwemmungen aus diesen darzustellen scheinen, und die sich von den anschließend erwähnten Geröllen des Talgrundes durch das starke Überwiegen quarzigen und quarzitischer Materials und den fast gänzlichen Mangel von Geröllen alpiner Kalkgesteine unterscheiden, sind bezüglich ihres Alters, ob jüngstpliozän oder fröhdiluvial, für mich zurzeit noch schwer zu deuten. SCHWERTSCHLAGER, auf den ich verweise, stellt sie wohl mit Recht an den Ausgang des Pliocäns und den Eingang des Diluviums. Ich traf die genannten Gerölle, zu denen sich möglicherweise auch noch jene von Sieglohe stellen, vor allem bei Hütting, Wellheim, Ried, Groppenhof, Dollnstein, Obereichstätt (besonders massenhaft), Landershofen, Pfünz; außerhalb des Untersuchungsfeldes kenne ich sie von Gungolding, Arnsberg, Böhming (Kipfenberg) und Neuessing. (Das letzte Vorkommen gehört möglicherweise zu den hier anschließend geschilderten Geröllen.) Einige bisher mehr rätselhafte Bestandteile dieser Gerölle, die man weder aus den Alpen noch auch aus der Umgebung, am besten vielleicht aus dem Fichtelgebirge herzuleiten wußte, dürften wohl noch am ersten jungkretazischen Sedimenten entstammen.

Als sicher diluvial zu betrachten und von den eben geschilderten ihrer Zusammensetzung nach wie auch mit Bezug auf ihre heutige Lage scharf zu trennen ist eine weitere dem Trocken- und Altmühltal folgende Art von Geröllen, die inner-

halb des Untersuchungsfeldes beim Kartieren zwar nicht oder äußerst selten anzutreffen ist, indem sie so ziemlich überall im Untersuchungsfeld unter der heutigen Talsohle liegt. Es sind dieses die anscheinend überall den tiefsten Boden der heute bereits wieder hochaufgefüllten Talrinne auskleidenden Geröllager, die durch besonders grobes Kaliber und das Überwiegen von alpinen Kalken und reichere Beimischung zentralalpiner Granite und Gneise charakterisiert sind und bisher vornehmlich durch Brunnenschachtenanlagen, so bei Obereichstätt, Eichstätt, Wellheim (?), dann jenseits der Grenze des Untersuchungsgebietes bei Kottlingwörth unterhalb Beilngries in gelegentlich 20 m unter der heutigen Sohle (Eichstätt) ermittelt wurden. Das Geröll gleicht seiner Zusammensetzung nach dem heutigen Donaukies, wenn es vielleicht teilweise auch gröberen Kalibers ist. SCHWERTSCHLAGER deutet es als Äquivalent des Hochterrassenschotter, von dem man am Eingang des Trockentals hart nördlich über Bertoldsheim tertiären Glimmersanden aufsitzende und von Löß teilweise noch überlagerte Reste vorfindet.

Einer weiteren auch anderwärts im Jura ziemlich ausschließlich dem Diluvium zugesprochenen Bildung sei hier noch kurz gedacht, ich meine die Höhlenbildung, deren lehmig-tuffige und schuttige Bodenausfüllung gelegentlich auch recht interessante Zeugen aus jener Zeit und besonders in einer von Herrn Lehramtskandidat GAREIS in Eichstätt im sogen. Eichstätter Spitalwald zwischen Pollenfeld und Walting wenig jenseits der NW.-Grenze des Untersuchungsfeldes eine äußerst wichtige Urkunde und ein anschauliches Bild von der Zusammensetzung der diluvialen Fauna auch über der Höhe unserer fränkischen Juraplatte geliefert hat.

Zwar tritt die Höhlenbildung im Altmühlgebirge im Vergleich zu anderen Äquivalent-Gegenden, besonders der fränkischen Schweiz, auffallend stark zurück, was wohl in einer gewissen Faziesverschiedenheit der betreffenden Malmschichten begründet sein mag. Nicht als ob hier Höhlen ganz fehlten, aber sie sind relativ selten und meist gleich bescheiden in ihrer Ausbildung. Um so häufiger aber stößt man über der Platte doch auf jene eigenartigen, in ihrer Entstehung zu meist auf Höhleneinsturz zurückgeführten bald mehr bald weniger ausgedehnten rund-kesselförmigen Vertiefungen, die sogen. Dolinen oder Hüllen. Mit einer unverkennbaren Vorliebe halten sich diese an die Gebiete seitlicher Berührung von Dolomit (Felsenkalk) und Unterportland (Bank- oder Plattenkalke), d. h. an die Nähe der Umrahmung der sogen. ζ -Mulden, also an die Ränder der größeren Senkfelder, als welche sich jene Mulden im Gebiete meist ausweisen. Wenn die Dolinenbildung tatsächlich auf Höhleneinsturz beruht, und diese Erklärung ist wohl die natürlichste, so sind sie wohl größtenteils diluvial, teilweise aber sicher auch recenter Natur. Die sie oberflächlich auskleidenden Lehme mögen also auch noch zum Teil eiszeitlich sein.

Kleinere Höhlen und Halbhöhlen finden sich besonders über der äußeren Westenvorstadt von Eichstätt und am sogen. Prinzensteig, geräumigere kenne ich von Mauern bei Rennertshofen und von Wellheim (Zigeunerloch).

Aus einem kleinen Felsloch am Nordfuß des Neufang gegen den Crampelberg bei Breitenfurt wurde neben vielen, wohl verschiedenartigen, Tonscherben und recenten Knochen auch ein Extremitätenstück von *Rhinoceros antiquitatis* BLUMB. zu Tage gefördert; in einer Halbhöhle oder unter überhangenden Felsen bei Aicha (Wellheim) neben vielen und unsicheren Resten von Nagern (*Arvicula amphibius*, *Arvicula agrestis*) von Herrn GAREIS auch die so charakteristischen Diluvial-Typen

Leucocyon lagopus und *Cuniculus torquatus* gefunden. Mammut, Wildpferd und Wolf fanden sich auch in einer Höhle bei Feldmühle.

Eine ungeahnt reiche und selten schöne Diluvial-Fauna aber sollte die bereits oben angedeutete Höhle im Eichstätter Spitalwalde bei Pollenfeld liefern; sie hatte nach oben eine schachtförmige Öffnung, durch welche anscheinend die Tiere in der Tiefe verunglückten. Die ungemein reiche in tuffigem Lehm und Schutt in der Mitte der Höhle angehäuften, zum Teil recht gut erhaltenen Knochenreste wurden von Herrn Prof. SCHLOSSER und Herrn GAREIS geborgen und von Herrn Präparator REUTER aus München in dem neuen Luitpoldmuseum in Eichstätt aufgestellt. Sie gestatteten vielfach die Montierung ganzer oder fast ganzer Skelette und zeigen nach der Bestimmung SCHLOSSERS die folgende Eiszeit-Fauna in schönster Vertretung:

1. *Rhinoceros antiquitatis* (mehrere Schädel),
2. *Equus caballus fossilis* NEHRING,
3. *Rangifer tarandus* OGILBY (fast ganz),
4. *Megaceras (hibernicus)* OGILBY,
5. *Cervus elaphus* LINN. (nahezu ganz),
6. *Bison priscus* BOJAN,
7. *Hyaena spelaea* GOLDF. (fast ganz),
8. *Lupus vulgaris* LINN.,
9. *Elephas primigenius* BLUMB. (der größere Teil des Skelettes, Schädel mit Zähnen).

Und so hat denn der so glückliche Fund des Herrn GAREIS bei Buchenhüll auch für die Eiszeit unseres Gebietes die Zeichnung eines recht kompletten Faunenbildes gestattet.

V. Alluvium.

Als alluviale Gebilde sind zunächst vielleicht die vielfach terrassenförmig über den Talrändern und vor allem in der unteren Region der Höhen und Leiten angehäuften Massen von Gehängeschutt zu erwähnen, die gelegentlich einen bis ein paar Meter Mächtigkeit erlangen können und vorwiegend aus den kaum nennenswert abgerollten Kalkgesteinen der höheren Gehängepartien mit dazwischen eingeschwemmten mergeligen Verwitterungsprodukten bestehen. Die Art der Zusammensetzung dieses Schuttes wie teilweise auch die der Lagerung richtet sich selbstredend nach den jeweils an den Gehängen anstehenden Gesteinen, so daß es sich bald um einen mehr oder weniger hoch die Hänge heraufreichenden Mantel von Plattenschutt, bald um einen solchen von eckigen Bankkalken aus dem Unterportland oder im äußersten NW. auch aus den Polyplokschichten, bald auch um ein Trümmerfeld von Dolomitblöcken handeln kann; wo kretazische oder tertiäre Sande über Talrändern anstehen, erscheinen auch sie oft deutlich abgeglitten und abgeschwemmt, auch gar nicht unbedeutende Zusammenschwemmungen von Dolomitsand kommen gelegentlich vor.

An den unteren Ausgängen kurzer, steiler Kerbtäler wurden im Laufe der Zeit auch nicht selten recht ansehnliche Schuttkegel aufgehäuft, die sich allerdings in Perioden geringerer Niederschläge oder infolge Verlegung solcher oft kurz benützter Wasserwege wieder unter einer dicken Vegetationskruste verbergen können. Aber auch an der Mündung größerer Seitentäler lassen sich gelegentlich unschwer bescheidene Schuttkegel erkennen (Spindeltal).

Als Alluvionen im Altmühltal kommen besonders die durch den Detritus des fast alljährlich wiederholten Wasseraustritts immer mehr wachsenden Talanschwemmungen in Betracht, die einen oft metermächtigen Vegetationsgrund liefern und hier eine äußerst ersprießliche Wiesenkultur gestatten.

Torfbildung kommt im Altmühltale im Gebiete nicht vor, um so weiter greift sie dagegen im Gebiete des Schutterlaufes um sich, so schon von ihrem Ursprung bei Wellheim bis unter die Feldmühle und an den Eintritt ins eigentliche Schuttertal, weiter unten besonders wieder von Zell und Nassenfels ab.

Total anderer Natur sind natürlich die Alluvionen der Donau, diese läßt zunächst vor allem grobe Gerölle, bei Überschwemmungen aber lokal auch Sande und feinen Tonschlamm zurück.

VI. Technisch nutzbare Stoffe.

Von jurassischen Ablagerungen finden als Bau- und Werksteine vorwiegend die mächtigen Eudoxus-Kalke (δ) Verwendung und werden innerhalb des Gebietes in dauernder Ausbeute besonders um Eichstätt gewonnen in großen Brüchen bei Rebdorf, Marienstein, Schlagbrücke (Wagnerbruch), Buchtal (Hartinger-Bruch), Pfünz, außerdem bei Solnhofen. An sämtlichen dieser Orte dienen sie außer zu Quader- und Roh-Mauersteinen auch zur Herstellung von Treppen, Hofsäulen, Barren, Grabsockeln (Halbdolomit von Pfünz), Pflastersteinen. Gleiche Verarbeitung finden die gleichen Schichten im westlichen und nördlichen Nachbargebiete besonders bei Pappenheim, Treuchtlingen, Möhren, Gundelsheim, Weilheim, Kaisheim, Wending, Weißenburg, Petersbuch bei Titting, im östlichen bei Walting, Hirschberg und Paulushofen bei Beilngries. Bei Treuchtlingen werden die Gesteine auch geschliffen und poliert und kommen als Treuchtlinger Marmor in den Handel, der sich einer stets wachsenden Beliebtheit erfreut. Mehr gelegentlich und periodisch liefern die gleichen Schichten Rohmauersteine und Straßenschotter bei Hagenacker (Dollstein und Obersichtstätt).

Als Mauersteine finden auch die meist mehr mitteldicken Bänke der sämtlichen höheren Horizonte häufige Verwendung; von mehr untergeordneter Bedeutung sind in dieser Hinsicht die e-Felsgebilde und die der höheren Stufen. Doch handelt es sich hier stets um mehr vorübergehende und gelegentliche, nirgends dauernde Ausbeutung. Mauersteine liefern zunächst die meist hornsteinreichen Bänke des unteren Portland, der Beckeri-Stufe, in zahllosen Anbrüchen, so bei Bieswang, Schernfeld, Seubersholz, Buchenhüll, Pietenfeld, Adelschlag, Möckenloh, Meilenhofen, Biesenhart, Wellheim, Ried, Ensfeld, Altstätten, Trugenhofen; weiter im S. treten dann als Lieferanten für Mauersteine die meist dunkleren, hornsteinfreien, rostfleckigen Bänke des obersten Unterportland, die „Reisbergschichten“ ein, so bei Nassenfels, Zell a. d. Speck, Hütting, Gammersfeld, Unterstall, Joshofen, Seensand, Riedensheim, Stepperg, Mauern, Erlbach, Neuhausen, Ammerfeld, im östlichen Nachbargebiet besonders auf dem Böhmfelder Reisberg. Auch die hellen Obertithonkalke von Neuburg-Oberhausen dienen häufig als Mauersteine (Burgholzäcker bei Neuburg, Ober- und Unterhausen), vorwiegend aber zur Herstellung von Brennkalk.

Von halb- oder ganzfelsigen Gebilden finden als Mauersteine gelegentlich Verwendung die Brachiopoden- und Brekzienkalke des obersten Kimmeridge bei Haunsfeld, Konstein, Wellheim (Geiernest), solche des mittleren Unterportlandes bei Nassenfels, Zell und Laisacker; auch Dolomite dürften hier im Süden bei Joshofen, Neuburg, Rennertshofen gelegentlich als Mauersteine dienen.

Pflastersteine, Flursteine und ähnliches werden längs der Altmühl ziemlich regelmäßig aus den Eudoxus-Kalken (δ) gewonnen, mit Vorliebe aber aus den liegenden Dolomiten im Hangenden der gleichen großen Eudoxusbrüche, so bei Rebdorf, Marienstein, Schlagbrücke, Pfünz; reichlichere Verwendung fanden anscheinend früher zum gleichen Zwecke die etwas höheren Bankdolomite des tiefen Tales bei Hagenacker; im S. liefern Dolomite des obersten Kimmeridge (oder unteren Unterportlands) Pflastersteine bei Mauern, Neuburg und Joshofen; bei Nassenfels gelegentlich die Nerineen-, bei Laisacker dauernd die Korallenkalk.

Aber auch kretazische Quarzite und Sandsteine liefern gelegentlich Pflasterungsmaterial, so bei Rennertshofen (Siegloh und Rohrbach) und Neuburg (Burgholz).

An der Donau werden besonders Dolomite zur Flußkorrektur verwendet und dienen solche von dort heute wieder bei Augsburg zur Korrektur des Lechs.

Als Material zum Kalkbrennen werden im Gebiete besonders die hellen Obertithonkalke von Unterhausen und Neuburg verwendet, Unterportlandkalke im Schernfelder Forst, dann die Korallenkalk von Laisacker, in der Umgebung von Hütting, Wellheim und Konstein angeblich auch Dolomite.

Straßenschotter liefern die sämtlichen der bisher gestreiften dauernd oder vorübergehend ausgebeuteten Brüche, wie natürlich zahllose andere und kleinere. Bei Mauern werden seit kurzem die Blaudolomite des obersten Kimmeridge maschinell zu Feinschotter zerquetscht, auch am Eichstätt-Bahnhof verarbeitete eine Quetschmaschine bis vor kurzem etwas ältere Dolomite, hier vorwiegend für den Bahnkörper. Straßenschotter liefern gelegentlich auch die oberkretazischen Hornsteinkiese, so für Forstwege besonders zwischen Gietlhausen und Forstthof bei Neuburg, dann bei Emskeim; an ersterem Orte sowie besonders überm Pfahlstriegl bei Biesenhart benutzten sie bereits die Römer neben den kretazischen Quarziten zum gleichen Zwecke. Bei Unterhausen liefert auch das tertiäre Hauptkieslager Straßenschotter.

Besonders ausgiebige Verwendung finden die Solnhofener Plattenkalke und zwar zunächst vorwiegend als Dachbedeckungsmaterial, sowohl in zubereiteter Form als sogen. Zwicktaschen, als auch in unbearbeitetem Zustande und zwar in letzterem mit Vorliebe innerhalb des Bereichs ihres Vorkommens selbst an den so charakteristischen Flachdächern der sämtlichen Dörfer der Eichstätt-

Solnhofer Jurahöhen; ferner vor allem als Bodenbelegplatten, als welche sie besonders für Kirchenpflasterungen weithin verfrachtet werden. Weltberühmt wurden die Solnhofer Lithographiesteine, die eine großartige Industrie ins Leben riefen.

Dachschiefer und Bodenbelegplatten werden besonders um Eichstätt, so bei Wintershof, Langensalach, Workerszell, Ruppertsbuch, Sappendorf, Schernfeld, Obereichstätt, Eberswang, Pietsfeld, Breitenfurt, Haunsfeld, Bieswang, natürlich auch im Hauptplattengebiet bei Solnhofen, Mörsheim und Langenthalheim gewonnen. Weiter südlich kenne ich kleinere Plattenbrüche bei Neuburg und im westlichen Nachbargebiet bei Ganzheim und Daiting. Lithographiesteine kommen fast ausschließlich bei Mörsheim-Solnhofen, Langenthalheim und Mühlheim, in geringer Ausbeutung bei Ganzheim vor.

Zu Briefbeschwerern werden gelegentlich schön kolorierte Schichten des Plattenhangenden bei Mörsheim verarbeitet (Kieselkalke?).

Für Skulpturarbeiten (Grabmonumente in erster Hinsicht) finden die hellen quarzitären Sandsteine der Oberkreide im Burgholz östlich Neuburg Verwendung, die durch ihre freundliche, fast weiße Farbe an Kelheimer Marmor erinnern.

Gebankte ζ -Kalke, die früher den Stein zu jenen herrlichen Skulpturen LOY HERINGS und seiner Schule lieferten, die einen Hauptschmuck des Eichstätter Domes bilden, finden heute zu solchen Arbeiten anscheinend keinerlei Verwendung mehr.

Eisenerze lieferten früher für den Hochofen in Obereichstätt vor allem die sogen. Bohnerze von der Höhenplatte zwischen Altmühl und Anlauter in zahllosen größeren und kleineren Anbruchgruben, vor allem bei Pollenfeld, Wachenzell, Hirnstetten und im Grobschwart (Raitenbucher-Forst), doch wurden dort sicher auch oberkretazische Roteisensandsteine und Brauneisenerze verhüttet, so von Aicha und Gammersfeld bei Wellheim und von Emskeim.

Als Bausande und zu ähnlichen Zwecken finden sowohl kretazische als tertiäre und jüngere Sande Verwendung; als größere derartige Gruben seien genannt jene von Schönau und Eberswang, Emskeim, Groppenhof, Konstein, Hardt-Wellheim, Fasanerie bei der Waldhütte, Adelschlag, Biesenharter-Forst beim Prielhof, Attenfeld, Unterstall, Bergheim (letztere sechs Vorkommen obermiocäne Glimmersande), Neuburg (Burgholz).

Tertiär-Sande von Neuburg und dem Biesenharter Forst (Prielhof) dienen auch als Formsande in der Obereichstätter Eisenhütte, reine Quarzsande um Wellheim und Konstein zur Glasfabrikation in der Konsteiner Glashütte.

Ein technisch äußerst wertvolles Material stellt das sogen. „Neuburger Weiß“ dar, das, in kretazischem Sand oder Letten eingelagert, besonders im Burgholz bei Neuburg (Schulze'sche Werke), seit neuerem aber auch bei Oberhausen, Bittenbrunn, im Musterholz nahe der neuen Schießstätte (Graf Moy'sche Anlage), weiter nördlich auch bei Wellheim, Hütting und Feldmühle gewonnen wird. Es bildet sowohl zur Herstellung von Putzcreide wie auch als Substrat für Farbenfabrikation einen sehr gesuchten Handelsartikel. Ähnliches Material dürften übrigens auch die gestampften, ausgelaugten, jurassischen Kieselplatten der Solnhofer und Mörsheimer Hart liefern.

Material zur Ziegelfabrikation bieten und boten vorwiegend die diluvialen Lößlehme, so bei Adelschlag, Ried bei Neuburg, Laisacker, Rennertshofen, Mauern, Bergen, Dollnstein.

Töpferton soll vorübergehend aus dem Tertiär-Becken hart O. von Ochsenfeld gewonnen worden sein.

Torf wird innerhalb des Gebietes nur bei Feldmühle nächst Wellheim gegraben.

Inhaltsverzeichnis.

II. Teil.		Seite
5. Stufe der <i>Berriasella ciliata</i> n. sp.		1
a) Horizontbeschreibung und allgemeiner Faunencharakter		1
b) Vorkommen der Stufe		6
c) Kurze Beschreibung der reichen, bisher meist unbekanntes Ammonitenfauna		9
1. Gruppe des <i>Perisphinctes Danubiensis</i> SCHLOSS.		9
2. Gruppe des <i>Perisphinctes pseudocolubrinus</i> KIL.		10
3. Gruppe des <i>Perisphinctes geron</i> ZITT. und <i>P. senex</i> OPP.		11
4. Gruppe des <i>Aulacosphinctes dicratus</i> n. sp.		12
5. Gruppe des <i>Aulacosphinctes Falloti</i> KIL. und <i>ramosus</i> n. sp.		14
6. Gruppe des <i>Aulacosphinctes racemosus</i> n. sp.		15
7. Gruppe der <i>Berriasella ciliata</i> n. sp.		17
8. Gruppe des <i>Pseudovirgatites palmatus</i> n. sp.		19
9. Hoplitcn? Simoceraten, Aspidoceraten und Nautilen		22
6. Tabellarische Zonenübersicht		28
II. Obere Kreide		29
1. Ausbildung		32
2. Vorkommen und Fauna		35
III. Tertiär		45
IV. Diluvium		52
V. Alluvium		58
VI. Technisch nutzbare Stoffe		59



Zur Kenntnis des Donnersberggebiets.

Von

Prof. Dr. C. Schmidt (Basel) und Dr. Otto M. Reis (München).

(Mit 3 Tafelbeilagen und 6 Textfiguren.)

I. Abschnitt.

Über die Erzaufschlüsse bei Imsbach im Jahre 1900.¹⁾

Von Prof. Dr. C. Schmidt.

Am 18. bis 21. Mai 1900 habe ich die Kupfererzlagerstätten am Donnersberge bei Imsbach und bei Kirchheimbolanden in der bayerischen Pfalz sowie bei Münster a. St.²⁾ und bei Waldböckelheim im Nahetal (Rheinprovinz) nahe der bayerischen Grenze untersucht.

Zur Abfassung eines Berichtes vom 26. Juni 1900 standen mir wissenschaftliche Publikationen, technische Berichte und Pläne zur Verfügung.

1. Wissenschaftliche Publikationen.³⁾

1. F. v. OEYNSHAUSEN. Geognostische Reisebemerkungen über die Gebirge der Bergstraße, der Haardt, des Donnersberges etc. p. 180. — 1822.
2. I. BURKART. Geognostische Skizze der Gebirgsbildungen des Kreises Kreuznach etc. p. 194. — 1826.
3. H. v. MEYER. Geognostische Beschaffenheit um Kreuznach. Neues Jahrb. f. Miner. etc. p. 217. — 1832.
4. GÜMBEL. Geognostische Bemerkungen über den Donnersberg. Neues Jahrb. f. Miner. etc. p. 553. — 1846.
5. LASPEYRES. Kreuznach und Dürkheim an der Haardt. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft. Bd. XLX, p. 837. — 1867.
6. GÜMBEL. Bayrische Rheinpfalz, Geogn. Verhältnisse in „Bavaria“, Bd. IV, Abt. II, p. 42 u. 44.
7. DECHEN. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im deutschen Reiche. p. 643. — 1873.
8. GREBE. Über Revisionsarbeiten an der Saar, Nahe und in der Rheinpfalz. Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. p. CXIII. — 1888.
9. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. Bd., p. 978 ff. — 1894.
10. Neue Erzaufschlüsse in der Rheinpfalz. Zeitschr. f. prakt. Geologie. p. 299. — 1893.
11. DECHEN. Geologische Karte von Rheinprovinz und Westphalen. 1:80 000. Blatt 32. Kreuznach. II. Auflage. — 1882.

Die wertvollsten und ausführlichsten Angaben enthält das Werk von GÜMBEL: Geologie von Bayern; zwei andere Arbeiten konnte ich mir leider bis heute noch nicht verschaffen, nämlich: FR. BODMANN, Annuaire statistique du Dép. du Mt. Tonnière, Mayence 1809 und W. DUNCKER, Beschreibung des Bergreviers Coblenz II, Bonn 1884.

¹⁾ Über einen wichtigen Aufschluß, der in der nachfolgenden Zeit bis 1910 ausgeführt wurde, wird unten S. 76 Tafel III Fig. 2 und 3 berichtet.

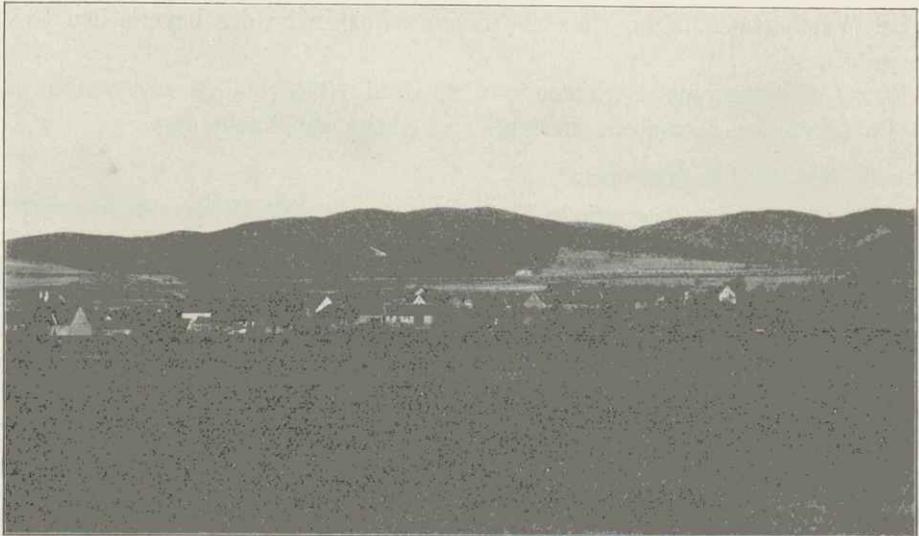
²⁾ Die Angaben über Aufschlüsse bei Waldböckelheim, Münster a. Stein und Kirchheimbolanden werden z. T. im Zusammenhang mit Übersichtskärtchen und geolog. Erläuterungen von Dr. O. M. REIS über die Umgebung des Lembergs und Krehbergs etc. später berücksichtigt.

³⁾ Weitere Literatur siehe S. 76³⁾ und S. 80.

2. Technische Gutachten und Berichte.

1. Berichte und Auszüge aus handschriftl. Berichten von SPARGO, AMMANN, CRUSIUS, STRIPPELMANN.
2. Berichte des Betriebsdirektors A. LIPPIG in Imsbach vom März, 1. April, 6. Mai, 9. Juni und 3. Juli 1900.¹⁾

In Beziehung auf die geologische Natur der Lagerstätten sollen — unter Verweisung auf die unten beigefügten geologischen Erläuterungen von Dr. O. M. REIS — hier nur wenige allgemeine Angaben gemacht werden. Es handelt sich um Erzanreicherungen längs lang anhaltenden Gangklüften in Quarzporphyr, Melaphyr und veränderten Schiefen, und zwar sind meist nur die randlichen Partien der Quarzporphyrmassive und die daran zunächst anstoßenden Melaphyre und Schiefer erzführend. In den bis jetzt allein abgebauten obern Teufen der Lagerstätten herrschen sekundäre Kupfer- und Kobalterze (Malachit, Lasur, Kieselkupfer, Ziegelerz, Kupferschwärze, Schwarzkobalt) vor, so daß die abbauwürdige Erzmasse einen zwischen 2% und 40% schwankenden Gehalt an Kupfer besitzt. In den erreichten größten Teufen, ca. 40 m unter Tage, stellen sich in feinen, zum Teil schon ausgelaugten Adern auch geschwefelte, silberhaltige Kupfererze (Kupferglanz und Fahlerz) ein.²⁾ Im folgenden bespreche ich die einzelnen Gruben.



Textbild 1.

Ansicht des kleinen Donnersbergs mit dem Erzrevier von Süden vom Bahnhof Langmeil über das Dorf Langmeil hinaus; man erkennt zwei tiefe Taleinschnitte, im rechten (Schweinstal) die Halde des Grünen Löwen; ganz rechts zeigt sich der Zug des Beutel Fels-Kübelbergs. — (Dr. MATTH. SCHUSTER photogr.)

Die beigefügte Übersichtskarte in 1 : 7500 ist zum Teil nach älteren amtlichen Plänen 1 : 1000 vom Betriebsdirektor LIPPIG entworfen und ergänzt; es wurde in ihr noch der viel später angesetzte Eugenstollen und die Eisenerzgänge im Langetal nachgetragen und einzelne geologische Grenzen nach den Ergebnissen der geologischen Landesaufnahme (Bl. Donnersberg der geologischen Karte der Rheinpfalz 1 : 100 000, vgl. auch Tafel III) 1 : 50 000 hinzugefügt.

¹⁾ Ferner erhielt ich noch: 3. Rapport sur les mines de cuivre près d'Imsbach et de Kirchheimbolanden etc. de H. O. CRUSIUS, Hanovre 19. juin 1893. 4. Bericht von Dr. O. M. REIS, Febr. 1900. 5. Drei Analysenberichte über Erze der Eichinzeche von Dr. W. SONNE (Darmstadt).

²⁾ Das von mir in der Grube Katharina gesammelte Erz erwies sich als Kupferglanz (79,86% Kupfer).

Die vier Grubenfeldabteilungen bei Imsbach.

(Vgl. Tafel I.)

1. Grubenfeld Katharina (Katharina und Grüner Löwe).

a) Katharina.

Die Minen „Katharina“ sind wohl die ältesten und bedeutendsten Kupfergruben bei Imsbach. Alten Nachrichten zufolge waren hier im 15. Jahrhundert 400—500 Bergleute tätig, von 1720—1730 soll monatlich 50 Zentner Kupfer und 12 Pfund Silber ausgebeutet worden sein. Die abbauwürdigen Orte, Gangklüfte und imprägnierten Nebengesteine waren 6—8 m, stellenweise 8—12 m mächtig, so daß durch den Abbau solcher ausgedehnten Erzkpunkte oft hausgroße Weitungen entstanden. Offenbar wurde in dieser Periode des intensiven Bergbaues die Ergiebigkeit der Lagerstätte auch nach der Teufe nachgewiesen, in Katharina II wurde ein 60 m tiefes Gesenke hergestellt und offenbar gestützt auf hierbei erreichte günstige Resultate unternahm man es, von Westen her, ausgehend vom Wambacher-Hof, einen Stollen anzulegen, der mit einer Länge von 1250 m die Baue der Katharina auf eine Teufe von 70 m unterfahren sollte. Dieser Stollen ist nie vollendet worden. — Im Jahre 1842 nahm die bayerische Regierung die Versuchsarbeiten wieder auf, man gelangte aber nicht dazu, das Gesenke in Katharina II wasserfrei zu machen.¹⁾ Im Jahre 1883 ca. übernahm die Gewerkschaft Palatina den Betrieb der Imsbacher Gruben, die Katharina-Mine scheint aber nicht wesentlich bearbeitet worden zu sein, immerhin wurde ein Plan der Katharinengrube im Jahre 1883 durch den K. Markscheider F. BRAUN aufgenommen und im Jahre 1890 durch den K. Markscheider FR. MAYER nachgetragen.

Nach meinen Erhebungen sowie nach den auf dem genannten Plane erhaltenen Daten gestalten sich die Verhältnisse folgendermaßen:

Der Hügel des Erzrevieres am westlichen Gehänge des Katharinentales besteht aus einem dichten Quarzporphyr; ca. 140 m südwärts vom Mundloch des alten Katharinenstollens steht Melaphyr an. Die erzführende Zone liegt offenbar in den peripherischen Teilen des Quarzporphyrmassives, in den Grenzgebieten gegen Melaphyr.

Zwei alte Tagbaue lassen die Natur des Erzlagers sehr gut erkennen. Der vordere südliche Tagbau, Nr. I,²⁾ stellt eine ca. 1500 m³ messende Ausweitung dar, der hintere nördliche Tagbau, Nr. II,²⁾ ist etwas weniger groß, der Ausbau dürfte gegen 1000 m³ betragen.

Die Grenzen der Tagbaue je gegen Norden sind ganz scharf und entsprechen tatsächlich je einer deutlich ausgeprägten Gangkluft, die N. 65° W. streicht; im südlichen Tagbau beträgt das nordöstliche Einfallen der Klufft ca. 55°, im nördlichen Bau dagegen 75° bis 80°. Die beiden Erzlager konvergieren also nach der Tiefe zu. Der Porphyr ist außerordentlich klüftig, und zwar tritt neben der

²⁾ Auffällig ist folgende auf die Katharina sich beziehende Bemerkung GÜMBELS (Geologie von Bayern p. 984): „Nach der Tiefe nahmen die Erze rasch ab und keilen sich nach den in neuester Zeit vorgenommenen Untersuchungsbauen in 66 1/2 m unter der alten Erbstollensole auf einer schon von den Alten erreichten Teufe völlig aus.“ Da die Angaben GÜMBELS sonst durchweg zuverlässig sind, mahnt uns diese Bemerkung zur Vorsicht. Die Angabe GÜMBELS kann übrigens insofern nicht ganz richtig sein, als der „Erbstollen“ gar nicht im Felde der Katharina, sondern im Erni- und Lili-felde liegt. Außerdem werde ich später zeigen können, daß das Gesenke so angelegt ist, daß schon in ca. 20 m Tiefe unter der Stollensole das Erzlager durchfahren sein müßte, daß also ca. 40 m in tauben, liegenden Porphyr zu stehen kommen.

¹⁾ In Tafel I sind irrtümlich im Grubenfeld Katharina die Bezeichnungen I und II vertauscht.

Klüftung in der Richtung der Gänge: N. 65° W., eine zweite N. 45° O. verlaufene Kluftrichtung deutlich hervor. Im wesentlichen stellen die beiden Erzlager über Tage je eine ca. 10 m mächtige, längs Gangklüften mit Erzen imprägnierte Masse von klüftigem Quarzporphyr dar.

Die in feiner Verteilung auf den Klüften des Porphyr sich ansiedelnden Erze sind: Malachit, Ziegelerz und Schwarzkobalt. Die beiden genannten Erzkörper sind ca. 40 m unter der Oberfläche durch den sogen. „untern Stollen“ angefahren. Dieser untere Stollen führt durch Quarzporphyr, der mehrfach Erzbesatz auf N. 65° W. streichenden Klüften zeigt und außerdem durch seine ganze Masse hindurch die Klüftung nach N. 45° O. erkennen läßt.

Der querschlägige Stollen ist nordwärts ca. 600 m ins Gebirge getrieben, mit einer schwachen Steigung. 70 m vom Stollenmundloch entfernt trifft man auf eine schwach mit Malachit imprägnierte N 65° W. streichende Gangkluft, die offenbar Veranlassung gegeben hat zur Eröffnung einer gegenwärtig nicht fahrbaren ca. 120 m Versuchstrecke. Ca. 90 m vom Stollenmundloch entfernt ist auf die Länge von ca. 60 m das dem Tagbau II entsprechende Erzlager durchfahren und durch Weitungen beiderseits des Stollens aufgeschlossen. In den Weitungen selbst ist von dem Einsetzen eines deutlichen Ganges kaum etwas wahrnehmbar, der mit Malachit schwach besetzte Porphyr wurde überall ausgebeutet, und zwar in ganz beträchtlichem Maße. Nach dem Detailriß durchquerte die Strecke eine vordere, ca. 40 m mächtige erzführende Zone, dann 10 m tauben Porphyr und dann wieder 10 m Erzzone. In der vorderen Zone fand der hauptsächlichliche Abbau statt und hier wurde auch das Gesenke bis ca. 60 m unter die Stollensohle abgeteuft. Die nordwärts vorschreitende Strecke traf nicht auf die tiefere Fortsetzung der Erzmasse des Tagbaues I; taube oder nur schwach mit Malachit besetzte N. 65° W. streichende Gangklüfte, die derselben entsprechen, wurden durch den Stollen ca. 280 m bergwärts angetroffen.

Die Erzsäule des Tagbaues II wurde von der Hauptstrecke aus durch einen 80 m langen Querschlag erreicht und hier in großartigstem Maßstabe abgebaut. Tagschächte führten aufwärts bis zum Tagbau und 25 m über der Sohle des untern Stollens führt der „mittlere Stollen“ zu Tage gegen das Katharinental. Die angehauene Erzsäule mißt hier im Grundriß ca. $60\text{ m} \times 12\text{ m} = 720\text{ m}^2$, was bei einer Höhe derselben von ca. 50 m einer Masse von 36000 m^3 entspricht. Nach den vorhandenen Analysen von A. NORMAN TATE & Co. enthalten die allgemein verbreiteten Erzmittel (Malachit in Quarzporphyr) 1,8 bis 2,2% Kupfer.¹⁾ In der vorderen Erzmasse (Katharina II) wurde früher namentlich an den Saalbändern „Kupferglanz“ gefunden; der Tiefbau des hinteren Ganges (Katharina I) hat nun in allgemeinerer Verbreitung wiederum vorzugsweise an den Saalbändern derbe, geschwefelte Kupfererze (Kupferglanz und Fahlerz) aufgeschlossen. Ich konnte das reichliche Auftreten von Kupferglanz konstatieren. Diese silberhaltigen Sulfide durchziehen in daumendicken Adern den Quarzporphyr, sie sind zum Teil schon ausgelaugt und der Quarzporphyr imprägniert sich von ihnen aus mit Kupferkarbonaten. Neuerdings wurden bei den Aufschlußarbeiten unter dem Wasserspiegel in den alten Bauen von Katharina I) in größerer Menge derbe Malachiterze gefunden, die nach Geheimrat SCHMIDT in Müsen $42\frac{1}{4}\%$ Kupfer und

¹⁾ Eine von mir genommene Probe ergab 1,57% Kupfer und 0,0025% Silber (anal. Prof. DUPARC, Genf), stammend von einem von den Alten stehen gelassenen Pfeiler.

auf 100 Kilo Kupfer ca. $\frac{1}{2}$ Kilo Silber enthalten. Prof. DUPARC (Genf) bestimmte in einer analogen Probe 20,38% Kupfer und 0,0235% Silber.¹⁾ Von dem nach den Weitungen von Katharina I führenden Querschlag wurde der untere Stollen noch 350 m weiter getrieben und durchquerte an zwei Stellen normal N. 65° W. streichende aber taube Gangklüfte.

Nach unserm Befunde stellt also die Lagerstätte der Katharina zwei auf zwei untereinander parallel N. 65° W. streichenden Gangklüften einsetzende Erzsäulen dar. In der Richtung senkrecht zu ihrem Streichen sind dieselben ca. 200 m voneinander entfernt. Der Querschnitt der erzeichen Säulen ist elliptisch und beträgt 60—80 m in der Streichrichtung des Ganges, bis 15 m senkrecht dazu. In der hinteren Säule (Katharina I) scheint die Erzfüllung viel kompakter zu sein als in der vorderen (Katharina II). Die Anzeichen können so gedeutet werden, daß in größeren Teufen die Erzführung der Säulen konzentrierter wird; das Einsetzen derber sulfidischer Erze ist nicht ausgeschlossen. Da die Gangklüfte von Katharina I 75°—80°, diejenige von Katharina II hingegen 55° nach Nordosten einfällt, so wäre die Vereinigung der beiden Erzsäulen unterhalb Katharina I in einer Tiefe von ca. 200 m unter der Sohle des „untern Stollens“ zu erwarten.

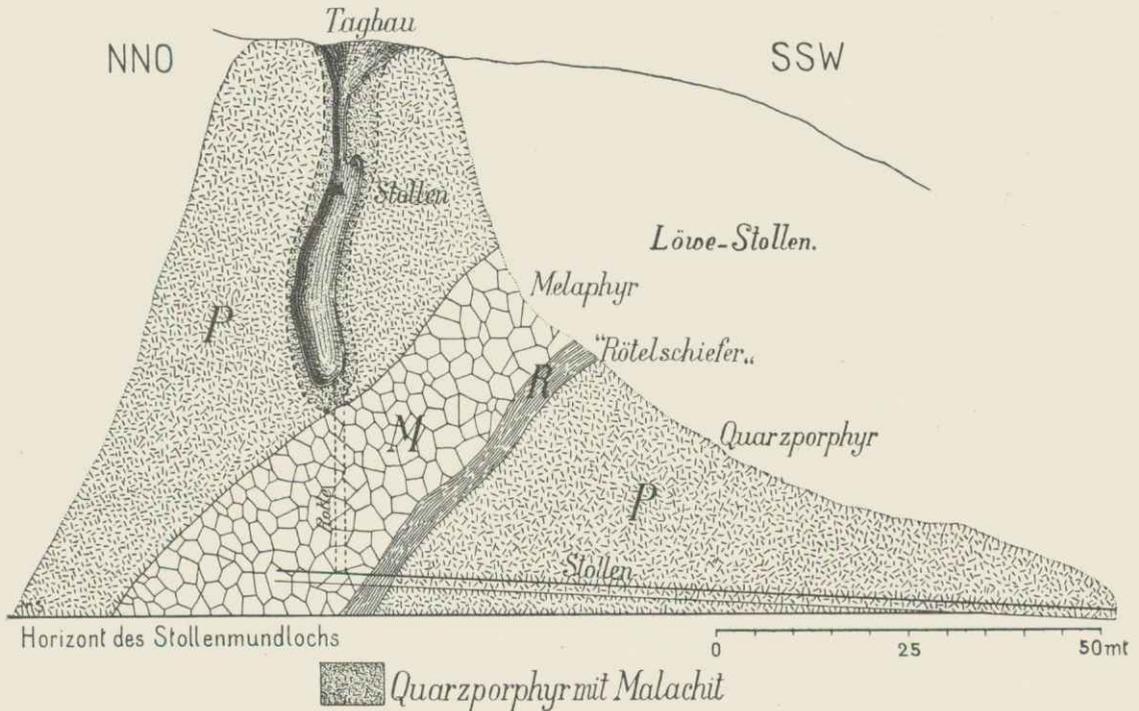
Das ca. 60 m tiefe Gesenk in der vorderen Grube (Katharina II) ist derart angelegt, daß die 55° nach NO. einfallende Erzsäule schon in ca. 20 m Tiefe durchfahren sein mußte und daß also 40 m des Gesenkes tatsächlich in den tauben liegenden Porphyry zu stehen kämen. Die Angabe GÜMBELS (Geologie von Bayern p. 984), daß die Erze in diesem Untersuchungsbau in der Tiefe völlig verschwinden, dürfte also durchaus richtig sein; dieser Befund darf aber nicht als ein Anzeichen dafür gelten, daß das Erzlager in der Tiefe vertaube.

b) Grüner Löwe.

Die Lagerstätte des „Grünen Löwen“ ist im Tagbau derjenigen der Katharina analog. Längs einer N. 65° W. streichenden, annähernd saiger stehenden Gangklüfte ist, wie die Pläne der alten, nicht mehr zugänglichen Baue zeigen, der Quarzporphyry auf ca. 45 m Länge in einer Mächtigkeit von 5—6 m mit Malachit imprägniert. Die Lagerstätte des Grünen Löwen liegt 500 m südöstlich von der Katharina II genau in der Streichrichtung und zwischen beiden Punkten findet man an der Ostseite des Katharinentales in zwei kurzen Stollen im klüftigen Quarzporphyry Andeutungen des mit Kupferkarbonaten schwach besetzten Ganges. Grüner Löwe und Katharina II gehören offenbar demselben Gange an. In der Tiefe von 70 m wird der Tagbau von einem Stollen, der vom Schweinstale ausgeht, unterfahren. Die geologischen Verhältnisse gestalten sich hier viel komplizierter als in der Katharina und werden erst nach weiteren Untersuchungen über und unter Tage klar zu übersehen sein. Der Stollen des Schweinstales durchfährt auf eine Länge von ca. 120 m dichten, von N. 45° O. streichenden Klüften durchsetzten Quarzporphyry P; bergwärts lagert sich an denselben mit unregelmäßig verlaufender Trennungsfläche ein eigentümliches, rotes, tonig kieseliges, schiefriges Gestein R, welches näher zu untersuchen ist. Dieser Rötelschiefer bildet eine ca. 5 m breite, N. 60° W. streichende Zone und ohne scharf markierte Grenze folgt darauf erst roter dichter, dann blaugrauer feinkristalliner Melaphyr M. Die Rolle zum Tagbau

¹⁾ Da der reine Malachit 58% Kupfer enthält, so hätten die beiden Erzproben 72,4% resp. 35,1% Malachit und nur 27,6% resp. 64,9% Gangart enthalten.

steht in Melaphyr. Diese Melaphyrzone ist ca. 25 m mächtig und bergwärts schließt an dieselbe wieder Quarzporphyr (vgl. Textbild 2). Sechs Meter vor Ort in dem aufgewältigten Stollen beobachtet man an der Grenze des Rötelschiefers und des Quarzporphyrs eine deutliche N. 60° W. streichende Gangkluft, welche einen Besteg von Schwarzkobalt zeigt und etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig ist.¹⁾



Textbild 2.

2. Grubenfeld Erni und Grubenfeld Lili.

a) Friedrich-Gang, Ida-Gang und Erbstollen.

Südwärts vom Grünen Löwen und südöstlich von der Katharina treffen wir auf zwei 120 m voneinander entfernte, N. 65° W. streichende Gänge: Friedrich im Norden und Ida im Süden. In den Jahren 1883—1892 wurden diese Gänge abgebaut und es wird gemeldet, daß man nicht ohne Erfolg die Erze auch in der Tiefe aufgeschlossen habe, die zusetzenden Wasser aber mit der Handpumpe nicht hätte bewältigen können. Leider ist gegenwärtig (1900) nur der Erbstollen gangbar.

Der Friedrich-Gang wurde im Streichen durch einen ca. 200 m langen Stollen abgebaut, ein 40 m hoher Wetterschacht führte zu Tage und eine 25 m lange Rolle stellte die Verbindung mit dem Erbstollen dar. Der Friedrichstollen durchsetzte Quarzporphyr und Melaphyr und reiche Erze müssen angetroffen worden sein, wie die Halden vor der Mündung des Friedrichstollens im Schweinstal und

¹⁾ Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der in der Tiefe auf der Strecke früher abgebaute Erzgang mit dem durch Tagbau aufgeschlossenen Imprägnationslager überhaupt nicht in direkter Verbindung steht. Nach GÜMBEL (Neues Jahrb. 1846, p. 553) wurde der Gang der Löwengrube auf Kobalt betrieben und lieferte geschwefelte Erze auf einem Braunsparthange. Falls also nicht eine Verwechslung vorliegt, würde dieser Gang mit dem „Reich Geschiebe“ übereinstimmen (vgl. unten).

vor dem Erbstollen anzeigen. Neuerdings wurde der Friedrichstollen auf ca. 100 m fahrbar gemacht. Erzader am Kontakt von Melaphyr und Porphyry ca. 65 m lang und 10 m mächtig. N. 65° W. streichend. (Erze ca. 20% Cu.)

Der Ida-Gang wurde, wie es scheint, im Streichen auf zwei Horizonten durch die Stollen Erni und Lili abgebaut.

Der querschlägige Friedrich August Erbstollen ist auf ca. 210 m Länge aufgewältigt. Der Eingang steht im Porphyry, der auch hier, wie in Katharina und Grünem Löwen, eine Hauptkluftrichtung N. 45° O. zeigt. Ca. 60 m vom Eingang ab stellen sich zahlreiche, 1—6 cm mächtige, N. 65° W. streichende Gänge von Wad ein. Dann trifft man einen 0,60 m mächtigen, normal streichenden Wad-Gang, der dem Ida-Gang entsprechen dürfte und auf der ca. 5 m höher liegenden Sohle des Ernestollens abgebaut worden ist. Die weiche, feuchte, schwarze, erdige, homogene Gangfüllmasse stellt ein Gemenge von Eisenhydroxyden, Manganoxyden und Kupferoxyd mit kieseligem Gangmasse dar. — Im Laboratorium des Kantonschemikers von Baselstadt ist die Analyse der Erzmasse ausgeführt worden:

	I.	II.
Wasser (bei 105° C.)	67,14	(auf wasserfreie Substanz berechnet)
Glühverlust	4,38	
Kieselsäure	2,57	8,98
Kupferoxyd	2,22	7,76
Eisenoxyd	14,93	52,23
Manganoxyd	8,49	29,70
Kalk	0,19	0,65
Magnesia	0,19	0,65
Phosphorsäure	Spuren	Spuren
	100,11	99,97

Hinter diesem Haupt-Wadgang finden sich noch mehrere Läufer von Wad; auch Schmitzen eines weißgrauen Glanzes stellen sich ein; dann wird auf ca. 80 m Länge erzleerer Quarzporphyry durchfahren, bei 198 m vom Mundloch entfernt hört der Quarzporphyry auf, rote tonige Schiefer, die in massigen Melaphyr übergehen, stellen sich ein. Im Melaphyr steht eine vom Friedrichstollen herabführende Rolle, in welcher noch sehr schöne derbe Malachitstücke konstatiert werden konnten.

Nach den auf dem Grubenplan sich findenden Einzeichnungen ist die Melaphyrzone im Erbstollen nur etwa 40 m mächtig und bergwärts stellt sich wieder Quarzporphyry ein.

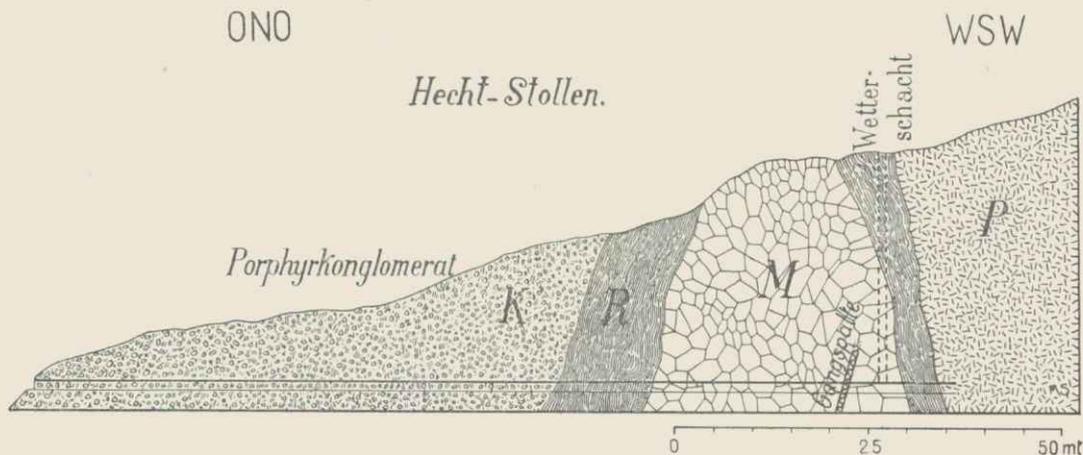
Vor dem Mundloch des Erbstollens liegt ein Haufen von ca. 2000 Ts. Erz, das wahrscheinlich mittels der Rolle durch den Erbstollen aus dem Friedrichstollen gefördert worden ist, und das nach der Analyse von NORMAN TATE & Co. 8,9% Kupfer enthält.

Es mag noch erwähnt werden, daß im Jahre 1885, nach dem Zeugnis des damaligen Betriebsteigers ein Gesenk aus dem Ernestollen von 32 m Tiefe abgeteuft wurde. Eine aus diesem Gesenk aufgefahrene Strecke erschloß einen Gang von 0,10—0,20 m Kobalterze. Dieser Gang gehört offenbar zum Idagang. Der Idagang ist also ein kupferhaltiger Manganerz- und Kobalterzgang, während der Friedrichgang lediglich eine Kupfererzlagerstätte darstellt.

b) Grauer Hecht.

Ca. 100 m nordwestlich vom Friedrichsgang soll ein neuer N. 65° W. streichender Gang auftreten: der Gang des „Grauen Hechtes“. Derselbe wird durch einen ca. 110 m langen querschlägigen Stollen erreicht und durch eine ca. 40 m lange

Strecke aufgeschlossen. v. GÜMBEL gibt ein Profil durch die vom querschlägigen Stollen durchfahrenen Felsarten, dessen Richtigkeit ich konstatieren konnte (vgl. Textbild 3).



Textbild 3.

Der Eingang des Stollens ist in brekziösem Quarzporphyr geöffnet. Daran schließt sich wie im „Grünen Löwen“ roter, toniger, kieseliger Schiefer, der von GÜMBEL als veränderter Kohlschiefer gedeutet wird und Knollen von Kupferglanz enthalten soll. Weiter bergwärts tritt Melaphyr auf und in demselben beobachtet man einen 0,60 m breiten, tauben Gang, der N. 65° W. streicht und ca. 70° nach NO. fällt. Eine 45 m lange Strecke hat in nordwestlicher Richtung diesen Gang auf ca. 20 m angehauen. Der Gang ist entweder taub, mit kaoliniger Masse erfüllt oder abgebaut und mit altem Mann versetzt.

Nach dem Profil von GÜMBEL sowie nach Einzeichnungen in dem Plan von 1891 trifft man im Hintergrund des Querstollens nach dem Melaphyr wieder auf Schiefer und Quarzporphyr (vgl. Textbild 3).

3. Grubenfeld Frieda.

a) Reich Geschiebe.

Im westlichen Abhang des Langetales finden sich Stollen in der Gesamtlänge von ca. 600 m in einem tiefern und von ca. 170 m in einem höheren Niveau. Die tiefern Stollen sind jedenfalls seit langem verfallen, während die höhern im November 1891 aufgewältigt waren. Alle Stollen scheinen einem Ost-West streichenden Gange parallel angelegt zu sein; Reich Geschiebe gehört also offenbar zu einem andern Gangsystem als Katharina, Grüner Löwe, Ida, Friedrich und Grauer Hecht.

Der obere Stollen konnte von mir untersucht werden. Bis 40 m hinter dem Mundloch findet sich ein klüftiger Quarzporphyr, daran schließen sich schwarzblaue Schiefer und brekziöse Melaphyre. Vor Ort wurde ein im brekziösen Melaphyr aufsetzender, Ost-West streichender, in seiner Mächtigkeit wenig konstanter Gang konstatiert. Derselbe enthält neben gelegentlichen Malachitausscheidungen als Gangart Schnüre von Kalk-, Braun- und Flußspat und führt geschwefelte Erze: Kupferglanz, Fahlerz, Kupferkies, Kobaltkies und Pyrit. Der Gang ist bis auf die Stollensohle abgebaut. Ein verdrückter erzarmer Gangteil ließ sich später auf 15 m Länge verfolgen. Von den auf der Halde liegenden Erzen wurde eine Probe durch

NORMAN, TATE & Co. analysiert, sie enthielt 18,57% Kupfer und 10 ozs 2 dwts 12 grs = 314 g Silber pro Tonne.

Reich Geschiebe ist offenbar ein ausgesprochener Erzgang. Ungefähr 10 m südlich vom Eingang in den oberen Stollen wurde am Abhange zwischen roten Schiefen und Melaphyr ein zweiter, dem Hauptgang parallel verlaufender Gang mit derben Malachiten zu Tage ausbeißend gefunden.

b) Weifse Grube.

Die Weiße Grube im Wolferstal stellt ein ca. 750 m ostwärts vom obern Stollen von Reich Geschiebe in Quarzporphyr aufsetzendes Imprägnationslager dar, welches der Katharina-Lagerstätte durchaus analog ist. — Der Tagbau ist sehr bedeutend, die Aushöhlung beträgt ca. 4000 m³. Man konstatiert, daß Ostwest streichende Gangklüfte vorhanden sind, von denen aus in einer linsenförmigen Zone der Porphyr mit diffus sich verbreitenden Kupferkarbonaten imprägniert ist. Die Erzführung erscheint gering und nur wenig konzentriert (ca. 4,2% Kupfer).

Der Tagbau wurde in der geringen Tiefe von ca. 20 m durch einen in der Haupttrichtung Nord-Süd verlaufenden Stollen unterfahren, dessen Gesamtlänge 150 m beträgt. Bevor dieser querschlägige Stollen das Hauptlager erreichte, hat er Ostwest streichende, mit Schwarzkobalt und Malachit besetzte Gangspalten durchquert. Die nach dem Plane in einer Mächtigkeit von etwa 30 m aufgeschlossene Erzzone scheint in der Tiefe des Baues am nördlichen und südlichen Salband eine Konzentration des Erzes gezeigt zu haben, neben Malachit werden Kupferglanz, Kobaltblüte, Schwarzkobalt, Kobaltkies und gediegen Silber erwähnt.

Zusammenfassung.

Der Charakter der Erzlager ist folgender:

a) Katharina, Tagbau Grüner Löwe und Weiße Grube sind im Quarzporphyr längs aushaltenden Gangspalten aufsetzende, linsenförmige Imprägnationslager, deren Erzgehalt bis in die erschürften Tiefen von 50 m wesentlich aus sekundären Kupfer- und Kobalterzen besteht; in den tiefern Horizonten setzen auch silberhaltige geschwefelte Kupfererze ein.

b) Friedrichsgang, Grauer Hecht, sind Gänge und auf Gangspalten aufsetzende Linsen, die in der Kontaktregion von Quarzporphyr und Melaphyr ebenfalls in oberen Regionen sekundäre, in tieferen geschwefelte Kupfererze führen.¹⁾

c) Der Ida-Gang auf der Erbstillensohle ist ein in Quarzporphyr aufsetzender Gang von kupferhaltigem Erdmangan (Wad) und Kobalterzen.

d) Reich Geschiebe und vielleicht auch Tiefbau: Grüner Löwe bei Imsbach ist ein in Melaphyr aufsetzender typischer Erzgang von geschwefelten, silberhaltigen Kupfer- und Kobalterzen mit Gangmasse von Braunspat.

¹⁾ Demselben Typus gehören die an anderer Stelle zu besprechenden Vorkommen von Eichinszeche bei Kirchheimbolanden sowie von Manfred und Astarte bei Waldböckelheim an.

II. Abschnitt.

Die allgemeinen und besonderen geologischen Verhältnisse des Erzgebiets am Donnersberg.

Von Dr. Otto M. Reis.

A. Kurze Bemerkungen zu dem geologischen Übersichtskärtchen (Tafel II).

Die tiefsten Schichten des Gebietsteils, welcher dem Südostrand des Pfälzer Sattels außerhalb der Grenze von Unter- und Oberrotliegendem angehört, sind die an der Nordwestgrenze des Donnersbergmassivs selbst liegenden und scheinbar unter ihn einfallenden Odenbacher Schichten¹⁾ ru^{2a} mit dem typischen Feist-Konglomerat, dem Odenbacher Flöz mit dem zugehörigen Karbonatbänkechen, Ostrakoden und Anthrakosienchiefern. An der Mordkammerhütte wurde früher ein Abbau auf dieses etwas zerknitterte Flöz betrieben; ein Tholeyitgängehen durchsetzt die Schichten, welche in NO. streichen und im Liegenden z. T. gegen Lebacher Schichten, z. T. gegen Söterner (Hochsteiner) Schichten abstoßen. — Bei den Buchstaben th des Worts „Marienthal“ ist der wichtige Kontakt zwischen diesen Schichten und Porphyry; es handelt sich um eine steile Anlagerung von 70—75° auf ca. 15 m Höhe (S. 74); die tiefe Einbuchtung an der Mordkammerhütte kann aber als eine Flächenüberlagerung der ru^{2a} durch Pf gedeutet werden, obwohl es nicht notwendig ist. Das Aufsteigen der Sedimente zu beiden Seiten von Falkenstein deutet aber in größerer Intrusionshöhe wieder auf eine steilflächige Anlagerung, welche tektonisch etwas gestört ist (vgl. unten). — Südwestlich von Falkenstein durchsetzt eine breite Apophyse die grauen Kuseler Schiefer, welche ich früher für Odenbacher Schiefer hielt; neuere Funde haben mich überzeugt, daß es oberste Kuseler Schichten sind; sie enthalten Tutenkalke und Mergelbänkechen, welche mit Pflanzenresten auf die Pflanzen führenden Mergel von Oberhausen (vgl. J. SCHUSTER, Berichte der Bayer. Botanischen Gesellschaft Bd. XII, 1909, S. 11) im nahegelegenen Appeltal hinweisen.

Die nächst höheren Schichten der Kuseler Reihe sind als Liegendes des durchlaufenden Profils am Nordwesteck des Kärtchens bei Katzenbach aufgeschlossen, es handelt sich um die sogen. Alsenzschichten (ru^{2b}), einen Komplex sandiger Schiefertone, Sandschiefer und untergeordneter Sandsteine, welche von auf den Stahlberg hinaufstreichenden Quarzitgängen quer durchsetzt und selbst zu Quarziten umgewandelt sind.

Das Hangende dieser Formationsstufe bilden die Hooper Schichten, mit welchen die sogen. Kuseler Schichten nach oben abschließen; es sind dunkelgraue Schiefertone mit Kalk- oder Toneisensteinbänkechen; sie führen sandige Kohlschiefer, z. T. Anthrakosien, z. T. Wirbeltierreste; sogen. Stromatolithen zeigen sich hier häufig; auch die plattigen Sandsteine sind kalkig gebunden, an der oberen Grenze treten öfter schwache Lagen grobkörniger Sandsteine und sogen. „Tonsteine“ auf (vgl. Geogn. Jahreshefte 1913, XXVI, S. 163—165).

Über den Kuseler Schichten folgen nach SO. zu die Lebacher Schichten, deren untere Abteilung ru^{4a} zwei Regionen feintoniger, gleichmäßig grauer Bausandsteine enthalten, welche durch wechselnd mächtige Schiefertone z. T. mit Toneisensteingeoden (hier selten) getrennt sind. Die obere Abteilung hat einen unteren gleichfalls zu Bausteinen verwerteten Komplex, die Schweisweiler Schichten: grobkörnige weißlich-rötliche Sandsteine, deren Hangendes, die sogen. Olsbrücker Schichten, mit ähnlichen aber nicht aushaltenden Sandsteinen und überwiegenden Schiefertönen nach oben zu weißliche Tonsteine enthalten, welche z. T. tuffig brekziös (l. c. 1913, S. 165—169) das Liegende des ersten Melaphyregußlagers bilden.

Letzterer Zug (Md und Mdp) tritt am Südwesteck ins Blatt, wird bei Schweisweiler ins Liegende verworfen und läuft mit nur geringen queren Störungen südlich vom Mariental nach dem Nordosteck des Blattes; die verschiedene Breite, östlich und westlich vom Alsenztal bei Schweisweiler und NO. von Mariental ist hauptsächlich durch den Abtragungsanschnitt und das Einfallen bedingt.

Was nordwestlich dieses mit Tuffen verbundenen wahrhaften Grenzergußes an Melaphyrauftreten in der Karte eingezeichnet ist, sind kurzzügigere Intrusionslager, wogegen die basischen Eruptivgesteine südöstlich davon lang erstreckten Ergußlagern angehören, welche tektonisch unterbrochen sind.

Bei ersteren sieht man deutlich die Anordnung des „Alternierens“ (G. J. XIX): es ist im Raum von Rockenhausen eine Tholeyitintrusion breit unterbrochen; in einem diesen Ausfallen entsprechenden

¹⁾ Dieses Auftreten hat schon 1846—48 (N. Jahrb. f. Miner.) die Erörterungen über das Alter des Porphyrs beherrscht.

bzw. ihn seitlich wenig überholenden Raum befindet sich im Hangenden und Liegenden eine höhere und tiefere Intrusion. Dem Intrusionslager vom Sattelberg (bzw. Kahlenberg) SO. von Rockenhausen (Mc) entspricht ein ganz schmales Md im Hangenden, das von Ruppertsecken an, wo Mc abbricht, in Alternation plötzlich viel stärker wird; es zeigt sich hier eine Abhängigkeit von einander bezüglich des Spielraums für die Massenausdehnung der Intrusionen, ebenso wie hinsichtlich des Nachschubs eine Art Wechsel in Ladung und Ladungszug. Das Lager Mc fällt aus den Gesteinen der übrigen Intrusionen heraus und hat nach MATH. SCHUSTER¹⁾ nahe Strukturbeziehungen zu dem Ergußporphyrit (Mp): „Hochstein—Falkenstein“ bzw. Mariental. Es unterscheidet sich hiervon durch die Merkmale der Kuselite, das durchgängige Auftreten von Quarz als regelmäßige Resteckausfüllung.

Es hat dieses im Gebiet des Blatts Donnersberg oder überhaupt im Pfälzer Sattel in seiner Eigenart nur an einer anderen Stelle wieder auftretende Gestein deswegen noch eine besondere Wichtigkeit, weil ihm erstens ein sehr vergleichbares ausnahmsweises Ergußgestein in unserem Kartengebiet, der Hochsteiner Porphyrit, strukturell entspricht, weil auch zweitens in dem Melaphyr des Eugenstollens und Graue Hechtstollens, der auch durch „Aplitgängen“ gekennzeichnet ist, in dichtem Tholeyit aufgebrauchte Einschlüsse dieses „Kuselits“ vorhanden sind. — Wenn nun der „Sattelberg“-Kuselit gleichzeitig ist mit dem Porphyriterguß von Hochstein und es ebenso naheliegt, daß der Tholeyitintrusion im Donnersberg-Porphyr, gleichzeitig ist mit dem Erguß in den Winnweiler Schichten, so ist das Aufführen von solchen Einschlüssen aus der Tiefe verständlich, da ja die stratischen Aufstiegsflächenetze der Intrusionen nach den Muldenmitten hinweisen (vgl. Geogn. Jahresh. 1906, XIX, S. 101—105).

Der erwähnte Porphyrit ist der zweite (mittlere) Erguß im Oberrotliegenden, unter ihm nach dem Grenztholeyit zu liegen Arkosen, tuffige Sandsteine, Tonsteine, Melaphyrbrekzien und Tuffe: die Söterner-Hochsteiner Schichten. Nach dem Porphyriterguß muß eine starke Störung der Schichtenlagerung stattgefunden haben, welche den Porphyrit steilgestellt, den oberrotliegenden Sattelrand unter bzw. hinter ihm gesenkt hat, so daß der Donnersberg mit seinen unterrotliegenden Begleit-schichten als senkrecht und radial festgewurzelte Masse scheinbar aufwärts durchgebrochen ist.

Der nächstfolgende Schichtenverband des Oberrotliegenden wird nun durch das Porphy- bzw. Porphyritkonglomerat eingeleitet als Transgressionskonglomerat, welches den Porphyrit, den Porphyrit und die scheinbar gehobenen zunächst anliegenden Kuseler (und Lebacher) Schichten überdeckt. Da diese Erscheinung der Bruchtektonik (Senkung des Sattelkörpers) eine weit verbreitete gewesen sein muß, so ist das dadurch verursachte älteste Schichtprodukt auch wohl sehr verbreitet; ich habe daher das Waderner Konglomerat, das nachgewiesenermaßen eine älteste Bruchsenkung in der Nähe des Nohfelder Porphyrdurchbruchs überschreitet, hiermit verglichen; dieses Quarzitkonglomerat ist im Nahegebiet die örtlich mögliche Grundkonglomeratbildung (in Hunsrückfazies), wie hier im Donnersberggebiet der Porphyrikonglomerat. Die über dem Porphyrikonglomerat folgenden Schichten sind rote Schiefertone, graue und rötliche Tonsteine und tuffige Sandsteine, der zweite Tholeyiterguß, darüber rote Schiefer mit einer Kalk-Kieselknollenbank mit Vertebratenresten (Jakobsweiler Kalk, vgl. Geogn. Jahresh. 1912, S. 245, 1914, S. 155) und endlich ein Quarzitkonglomerat, das man ebensogut als Abschluß der Winnweiler bzw. Waderner Schichten nehmen kann, wie als Beginn der nächsten petrographisch sehr unterschiedlichen Abteilung, der Standenbühler Schichten (der „Rötelschiefer“).

In ersterem Falle wäre es ein mit der Entfernung vom devonischen Ursprungsort im Profil aufwärts gewandter Konglomeratvertreter der Waderner Schichten (Quarzitkonglomerat). Im engeren Gebiete des Donnersbergs dauert die Porphyrit-Konglomeratbildung (wohl in steter teilweiser Zerstörung und Neubildung aufzufassen) bis über die Zeit des Winnweiler Ergusses hinaus, welcher daher bei Imsbach unter das Porphyrikonglomerat verschwindet und bei Steinbach-Jakobsweiler an der entgegengesetzten Seite des südlichen Donnersbergs wieder aus jenem emporsteht.

Nicht weit von der unteren Südostecke des Kärtchens beginnt die Auflagerung des Buntsandsteins mit dem den Unteren Buntsandstein vertretenden Staufer Konglomerat, welches in seiner Basis eine Lage mit Porphyrgeröllen enthält.

Die oben gekennzeichneten Senkungserscheinungen in der Umgebung des Donnersbergmassivs haben sich später wiederholt; ein querer NW.-SO. Graben kennzeichnet die Gegend zwischen Winnweiler und Imsbach; durch Kombination mit streichenden Verwerfungen nördlich vom Donnersberg bildet sich um ihn eine halbkreisförmige Grabensenkung, wohl zum Teil auf älteren Störungslinien,

¹⁾ Geogn. Jahresh. 1910, XXIII, S. 180—181, Geogn. Jahresh. 1913, XXVI, S. 244 und 259. Die Gleichheit dieser beiden Gesteinszüge habe ich schon bei der Aufnahme des Blattes Rockenhausen 1894/95 zum Ausdruck gebracht.

wodurch das Massiv noch mächtiger aus der Umgebung emporragt (vgl. unten). Obwohl die Erzgänge im Donnersberggebiet den erwähnten quer zur Sattelachse gerichteten Grabenverwerfungen ähnlich gerichtet sind, läßt sich doch nicht eigentlich sagen, daß sie sich auf Verwerfungen gebildet haben; die Störungen müßten dann mindestens älter sein als das Porphyrkonglomerat (vgl. unten).

Wir wollen hier noch kurz auf die oben kurz erwähnte wichtige Kontaktstelle zwischen Porphyr und den Odenbacher Schichten an der Seedelle (Taf. 3 Fig. 4) eingehen; wir erwähnten, daß der Kontakt durchaus nicht lagerhaft ist, sondern mit $70-75^\circ$ auf eine Höhe von bis 20 m aufsteigt was ebenso nach der Falkensteiner „Schneid“ hin auf einen Steilanstieg des Kontakts von 300 m auf ca. 160 m Horizontalentfernung mit einem konstruierten Winkel von 60° hinweist; lagerhaft scheint er nur in einer tieferen Region zu sein, unter dem Niveau des Aufschlusses bei der Sandelle, Beweise liegen nicht vor; im Profil 2 des Blattes Donnersberg ist in einem Zugeständnis an diese Möglichkeit die Kontaktfläche mit 20° angegeben; das ist aber lediglich Annahme auf Grund der Ausstreichgrenze gegen die Odenbacher Schichten bei der Mordkammer. — Die Kontaktstelle bietet aber auch petrographisches Interesse. Die dunkelaschgrauen Schiefertone sind blaugrau geworden, sie haben einerseits am Kontakt eine intensivere Färbung angenommen, anderseits sind sie aber fast unregelmäßig gelblichweiß gefleckt; diese Flecken zeigen einen zonaren Bau, wie er bei den bekannten Kontakt-Knotenschiefern, -Fleckschiefern oder -Schäckschiefern nicht selten ist.¹⁾ Die äußere Zone ist die einer vollständigen Entfärbung, die innere zeigt gelegentlich mit Resten der ursprünglichen feinfaserigen Struktur eine Gelbfärbung und Erzanreicherung, in welcher auch sehr kleine Kristallgruppen eines hellen regulären Minerals auftreten. Die hellere Zone zeigt eine Vereinheitlichung der Bindung der feinen Tonfäserchen, sowie, davon ausgehend, in kleinen Rissen kleine Quarzausscheidungen in gehinderter Kristallentwicklung; das ist ein Verquarzungsring. Die feinkörnigen Sandsteine am Kontakt hat MATH. SCHUSTER untersucht (Geogn. Jahresh. 1913 XXVI S. 255); er findet im Bindemittel allenthalben winzige gedrungene Prismen von Turmalin. — Das gleiche fand ich in einem kleinen Sandsteineinschluß im Porphyr selbst; anderseits ist auch im vererzten Bindemittel dieses Sandsteins das vereinzelt Vorkommen von scharf begrenztem Zirkon zu erwähnen; ich stehe nicht an, ihn als autochthones Kontaktmineral zu erklären, wie bei den turmalinisierten Sandsteinen vom Hochbusch am Potzberg (vgl. Geogn. Jahresh. 1914 S. 203—204). — In Schliffen, die den Kontakt selbst zwischen Porphyr und dem sandigschieferigen Sediment zeigen, betont MATH. SCHUSTER die Anhäufung des Turmalins an der Kontaktnaht; hier ragen zahlreiche Turmalinadelchen zum Teil wie eine Kruste des Sediments in die Porphyrmasse herein; wo die Grenze der unregelmäßigen, sehr innig verschmelzenden und trotzdem scharf geschiedenen Verwachsung der beiden Gesteine von der Fläche und über sie hinaus etwas in den Porphyr hinein getroffen ist, da scheinen zahllose Einzelkristalle, Bündel und Rosetten von Turmalin im Porphyr zu liegen; das sehr fein gewalkte Auslaufen der Schiefertoneinschlüsse und deren Besatz mit Turmalin scheint eine Zerklüftung des Porphyrs mit nachträglicher Turmalinbildung in ihm anzudeuten, was aber nicht aufrechtgehalten werden kann. Im Innern der tonigen Gesteine fehlt der Turmalin offenbar auch ganz.

Was die tektonischen Erscheinungen am Kontakt betrifft, so sind deutlich Bewegungen auf einzelnen NNW.-Vertikalklüften mit liegenden, nahezu horizontalen Schubstreifen, wodurch der westliche Teil des Grabens gegen den östlichen etwas vorgeschoben zu sein scheint; hiermit können auch einige ganz geringe, flache Verschiebungen auf leicht nach N. einfallenden liegenden Klüften zusammenhängen (vgl. Taf. 3 Fig. 4), welche eine eckige Nische in die Kontaktfläche hineindrücken; die Kontaktfläche selbst — insbesondere die Verwachsungsfläche — zeigt keine Spuren tektonischer Veränderungen.

Wenn man die Ausstreichgrenze von der Seedelle nach dem Mordkammerhof in ihren Höhenunterschieden als Auflagerungsgrenze von Porphyr und Odenbacher Schichten nähme — vgl. Prof. 2 des Blattes Donnersberg —, so erhält man (s. o.) eine hypothetische Auflagerungsfläche von 20° ; so groß der äußere Anschein ist, so widerspricht dem doch, daß seitlich von der Mordkammerhütte in einem mit über 100 m fast im Schichtenstreichen angelegten Stollen ein hin und her geknicktes Flözchen mit den Begleitschichten stets nur zwischen 90° und 75° Einfallen zeigt, wie dies an der Seedelle sichtbar ist. An einer Stelle zeigt sich hier an einer flach mit ca. 10° einfallenden Kluff eine Überschiebung nach NO. von 3 m, ein Zeichen, daß hier ähnliche Kräfte wirksam waren wie in der Nähe von Altenbamberg; vielleicht kann die erwähnte hypothetische Fläche von 20° als Überschiebungs-

¹⁾ Vgl. unten S. 88.

fläche gelten, welche dann hier wenigstens 700 m betragen würde; — dies würde aber nichts an der Tatsache ändern, daß der Porphyr im Kontakt mit den Odenbacher Schichten liegt und hier sowohl in den angelagerten und verschmolzenen Sandsteinen und Schiefen sich mikroskopisch die Kontaktwirkungen unzweideutig nachweisen lassen.

An der Falkensteiner Höhe ist hinter den obersten Häusern eine von den nahe anstehenden oberen Kuseler Schiefen verschiedene Gesteinsgruppe an der Porphyrgrenze eingeklemmt, welche von vielen Schubflächen durchsetzt ist; sie hat Ähnlichkeit mit den auf dieser Seite des Donnersbergs N. von Imsbach in den Erzstollen nachzuweisenden Oberen Lebacher Schichten (vgl. unten); sie zeigen keine auffälligen Kontaktmerkmale und scheinen tektonisch an der Intrusionsgrenze an der Stelle der stärksten Verengung der unterrotliegenden Schichten zwischen der nördlichen Zone von Oberrotliegendem und dem Porphyr zur Zeit der Bildung der Erzsapalten in letzterem eingebrochen zu sein.

B. Die nähere Umgebung des Erzgebietes.

Das in NO.-SW. gestreckte Massiv des Donnersbergs, welcher bekanntlich aus Felsitporphyr besteht, hat einen ovalen bis fast halbkreisförmigen Umriß, dessen nördlicher in SW.-NO. verlaufender Durchmesser streichend ist, dessen Bogen nach SO. und S. gewendet ist; dieser Bogen schließt sich bis zum Südwest- und Nordostende durchaus an Oberrotliegendes an, so daß es aussieht, als ob die Porphyrmasse eine Einschaltung im Oberrotliegenden wäre. Den größten Teil der Durchmessersehne bilden aber, wie erwähnt, als Liegendes des Porphyrs nach SO., d. h. unter den Porphyr hin einfallende Kuseler Schichten, welche, wie schon v. GÜMBEL (1848 N. J. f. Min. S. 160) geradeso wie für den Porphyr von Altenbamberg und Kreuznach betonte, an einer Stelle metamorphosiert von Porphyr zum Teil eingeschlossen werden. Im Hangenden des Porphyrbogens zwischen Imsbach im SW. und Steinbach im NO. liegt ein ausgedehnter Kranz Porphyrkonglomerat, dessen seitliches Weiterstreichen nach NO. wie SW. beweist, daß ein beträchtlicher Teil des Oberrotliegenden im engeren Donnersberggebiet fehlt, daß also der Porphyr erst kurze Zeit vor der Entstehung des Porphyrkonglomerats, zu dessen Bildung er den Schutt abgab, durchgebrochen sein bzw. eine bedeutendere Höhenlage erreicht haben mußte. Es liegt daher nahe, an einen tektonischen Durchbruch oder einen Abbruch des nördlich vom Donnersberg liegenden Sattelteils zu denken, was dadurch gestützt wird, daß das Porphyrkonglomerat am Nordwesteck des Donnersbergs über Lebacher Schichten transgrediert, in deren Liegendes wieder erst Oberrotliegendes folgt.

Der Donnersberg wäre also, entsprechend seiner wenig an einen Erguß erinnernden Masse und Form, eine stock- bis lagerstockähnliche Intrusion, in deren Liegendem zunächst obere und untere Obere Kuseler Schichten auftauchen; das Hangende, soweit es nicht bei der Durchbrechung zertrümmert ist, wäre im SO. und O. zu erwarten, woselbst wir aber nur grobschüttige Abtragungsgebilde haben, welche den Porphyrkörper selbst angegriffen haben und ihn bedecken.

Zu einer Lösung der Frage nach dem Hangenden des Porphyrs könnten aber die sedimentären Einschlüsse, welche besonders im Erzgebiet des Donnersbergs aufgefunden wurden, beitragen.

In der Mitte des Massivs tritt südöstlich von der Mordkammer im Spendental (vgl. weiße Kreuze der Karte) eine auffällig große Anzahl von Sandsteinblöcken, konglomeratigen Sandsteinen mit Quarziten auf, welche einer Gangfüllung entsprechen müssen, deren einzelne Teile bei der Talausnagung sich lockerten und abwärts wanderten; die Gesteine — außer den Quarziten, welche quarzitierte Sandfüllungen von Spaltklüften darstellen können — weisen auf die Odenbacher Schichten (Feistkonglomerat), welche ja in einer Länge von beinahe 5 km den Nordrand der Donnersbergmasse unterteufen.

Weiter westlich haben wir bei Imsbach die Spaltausfüllungen der Erzzüge, in welchen Sedimente und Eruptivgesteine auftreten; diese wären zu deuten. Auf das Schichtenprofil in der Umgebung des Porphyrkonglomerats haben wir schon oben hingewiesen (Taf. III Fig. 3); es wurde schon erwähnt, daß über dem Porphyrkonglomerat bzw. von ihm zum Teil eingeschlossen ein Melaphyr liegt, welcher im NO. von Imsbach mit tonsteinartigen Begleitschichten auftritt, die auch im Liegenden der Winnweiler Melaphyreffusion zu beobachten sind. Weiter im WNW. über den Langheckerhof nach Winnweiler-Hochstein zu kommen erst die tieferen Liegendeschichten dieses Melaphyrs zum Vorschein: rote tonsteinartige Schichten, rote Schiefer, rote Sandsteine mit Porphyrgeröllen, in tieferer Lage zum Teil Kalkbänke, zum Teil Tonsteine und tuffige Sandsteine bis zum Porphyrkonglomerat; es schiebt sich hier nach SW. zu eine Mächtigkeit von im Maximum 500 m zwischen die obere Winnweiler-

Imsbacher Melaphyreffusion und das Porphyrkonglomerat; das Porphyrkonglomerat im Hangenden am Donnersberg ist noch in einem an Porphyrgeröllen reichen Sandstein bis Höringen zu erkennen.¹⁾

Ähnlich ist es mit dem Verlauf der gleichen Schichten zwischen Imsbach und Steinbach nach NO.; auch hier teilt sich das von der Porphyrummantelung mit dem Melaphyr im Liegenden und Hangenden engstens verbundene Porphyrkonglomerat in zwei durch eine Mächtigkeit von bis 200 m (rote Schiefer, Tonsteine und rote sandige Schichten) getrennte Porphyrkonglomeratlager bzw. -Bänke, in deren Mitte die obere Tholeyiteffusion mit 10—20 m Mächtigkeit eingeschaltet ist; es sind das feinkörnigere Sedimenteinschaltungen, welche sich mit der Entfernung vom Massiv einstellen und bis zu einem gewissen Höchstmaß zunehmen; am südlichen Donnersberg selbst fehlen sie; der erwähnte Melaphyr tritt nur an einzelnen Stellen in tiefem Einschnitt auf, wird aber vom Porphyrkonglomerat so überschritten, daß die Annahme berechtigt ist, daß seine Lagererstreckung zum Teil noch viel weiter gereicht habe und der randlichen Abtragung anheimgefallen ist.

Am Hang des Porphyrmassivs aufwärts liegt also nur Porphyrkonglomerat als abschließender Vertreter einer großen Mächtigkeit von Sedimenten einschließlich einer Effusion, welche nach W., O. und S. sich einstellen. Über die Identität dieser Effusionen einerseits der Jakobsweiler-Dannenfels-Kirchheimolander, andererseits der Winnweiler-Höringer mit den mit dem Porphyrkonglomerat engstens verbundenen und der Ummantelung des Porphyrs angehörigen vereinzelt auftretenden Tholeyiten besteht kein Zweifel.²⁾

Wir wenden uns nun von den Gesteinen der sedimentären Ummantelung des Porphyrs zu jenen, welche dem inneren Porphyrkörper angehören; wir besprechen hierzu zunächst die Aufschlüsse im Eugenstollen und Grauen Hechtstollen bei Imsbach, die den Ummantelungssedimenten am nächsten bzw. noch in ihrem inneren Grenzbereich liegen.

C. Die Schicht- und das Eruptiv-Gesteinsvorkommen in den Bergbauen.

1. Der Eugenstollen (vgl. Taf. III Fig. 2 im Grund-³⁾ u. Aufriß u. die allgem. Orientierung im Profil Fig. 3).

Der Eingang des von der Imsbacher Seite in NNO. vorgetriebenen Stollens liegt im Porphyrkonglomerat etwa in der Linie, unterhalb welcher 15—20 m tiefer der Außenrand des Tholeyitergusses durchziehen muß; der Stollen durchörtert etwa 145 m des nach SSW. einfallenden Konglomerats, welches mit einer ziemlich steilen, in gleicher Richtung einfallenden Fläche, welche nicht Anschwemmungs- sondern Bewegungsfläche ist, an den Porphyr sich anlegt. Die Erstreckung des Porphyrs beträgt 140 m. Dieser stößt mit einer weniger steilen, entgegengesetzt einfallenden scharfen Grenzfläche an Melaphyr, welche Grenzfläche auch Bewegungsfläche ist. — An einer zuerst mit 22° nach NNO. aus dem Porphyr nach der Grenzfläche abfallenden und von da mit 20° in den Melaphyr aufsteigenden Schubfläche hat eine tangentielle Bewegung stattgefunden, welche einen oberen Melaphyr reduziert.⁴⁾

Bei etwa 5 m zeigten sich im Melaphyr ganz weiße Kalkspatgänglichchen, bei 5,5 m, 8,5 m und 9,5 m zeigen sich bis 3 cm dicke Gänglichchen eines rötlichen Karbonats, welche Dr. A. SCHWAGER in zwei Proben analysierte.

¹⁾ Unter diesem Porphyrkonglomerat liegt noch eine Schichtenmächtigkeit von 3—400 m bis zur tiefsten Effusion, dem eigentlichen Grenzlager, die Hochsteiner Schichten; sie ziehen hinter dem Donnersberg her (vgl. S. 73).

²⁾ In Tafel I sind diese Züge und Kuppen mit M(++××) bezeichnet.

³⁾ Den vermessenen Grundriß verdanke ich dem Entgegenkommen des Herrn Direktor BALTZER. Nach L. FRETZ: Pfälz. Heimatkunde 1914 X. wurde mit dem Eugenstollen im November 1908 begonnen; seit August 1911 ruht alle Arbeit.

⁴⁾ Diese kleinere, aber nichtsdestoweniger in Schubharnischen kräftig gezeichnete Bewegung hängt jedenfalls (vgl. Übersichtsprofil Fig. 3) mit der randlichen Absenkung des Porphyrkonglomerats als Rückwirkung zusammen; es zeigt sich, wie beim Übergang aus einem Gestein in ein lithologisch verschiedenes Gestein dieselbe Bewegung sich mit verschiedenem Einfallen der Schubklüfte äußern kann, was für die Beurteilung von Harnischen wichtig ist (vgl. Geogn. Jahresh. 1815 S. 257¹⁾). Diese Bewegung geht unter dem Begriff: Ausgleichsbewegung.

Die I. Probe enthält:	Die II. Probe setzt sich zusammen aus:
MnCO ₃ 4,41%	MnCO ₃ 24,47%
FeCO ₃ 0,84 „	FeCO ₃ 1,28 „
CaCO ₃ 59,51 „	CaCO ₃ 52,83 „
MgCO ₃ 35,90 „	MgCO ₃ 21,47 „
100,66%	100,05%

Am Rand der Gänge findet sich stellenweise reichlich Schwefelkies. — Eines der an diesen Karbonatgängen geschlagenen Melaphyrstücke zeigt eine 8 mm dicke Aplitader, welche den Karbonatgang aufrecht durchschneidet; auf der Halde sammelte ich in einer etwas dunkleren Partie des Melaphyrgesteins — offenbar aus der diesen Gängen benachbarten Region stammend — ein größeres Stück mit einem etwa 2 cm messenden Aplitgänglichchen mit Quarzeinsprenglingen. Über dessen Mikrostruktur teilt Dr. SCHUSTER mir mit, daß das Gestein sich fast nicht von den bisher bekannt gewordenen Pfälzer Apliten unterscheidet; „der Quarz findet sich vorzugsweise in größeren Körnern, stets in seiner Umgrenzung von den Feldspäten bestimmt; an einigen Stellen sucht er sich kristallographisch abzugrenzen“; während der Aplit frisch blieb, ist das Nebengestein sehr umgewandelt, frischer sehen nur die in dem Nebengestein auskristallisierten roten Feldspäte aus (vgl. auch die Anzeichen aplitischer Injektion in dem Tholeyit des Friedrichstollens S. 82).

Bei 20 m ist das Gestein des Melaphyrs verhältnismäßig am frischesten. Dr. SCHUSTER hat von hier und dem Gestein des Grünen Löwen die in den Geogn. Jahreshften 1913 S. 237 Anm. gegebene Diagnose, daß der Melaphyr ein Tholeyit sei, der sich strukturell engstens an den Effusivtholeyit von Winnweiler (Langhecker Hof W. von Imsbach) anschließt, gegeben.

Bei 29 m zeigt sich in einer mit Schwefelkies durchsetzten Kalkspatklüft ein von diesen Klüften selbst zersprengter bzw. durchwachsender Knollen eines Einschlusses, der sich nach der mikroskopischen Untersuchung von Dr. SCHUSTER zunächst dem Porphyrit von Hochstein, viel mehr aber noch dem Kuselit von Sattelberg-Paterberg-Ruppertsecken anschließt (vgl. Geogn. Jahreshfte 1913 S. 244 u. 259 und ebenda 1910 S. 181); das Gestein ist aber gebleicht und ist schwach hellrosafarben: ehemalige dunkle Gemengteile, wohl Augit, sind zu Chlor und Biotit umgewandelt; primäres Erz ist nur wenig vorhanden.

Wenn es sich nahelegen läßt, daß dieses Gestein aus der Tiefe aufgebracht ist (vgl. unten und Erläuterungen zu dem geol. Übersichtskärtchen S. 73), dann hat der Fund schon dadurch eine Bedeutung, daß er festlegt, daß die Quarzausscheidung wohl eine sehr alte Erscheinung ist, was eher für einen primären, höchstens der Diagenese des Gesteins angehörigen Quarz spricht als für einen sekundären, wovon übrigens die Umgebung nichts erkennen läßt.

Der Melaphyr (Tholeyit) schließt mit einer sehr zersetzten einerseits hellgrau-farbigem andererseits stark chloritisierten Partie¹⁾ ab; darauf folgt eine etwa 3,0 m starke Region mit Kohlen, welche im Liegenden einen grauen an durch Druck gestreckt-zerissenen, schlechterhaltenen Pflanzenresten (Wurzeln, Stengel mit wenig Blattteilchen) reichen, wechselnd tonreichen, feinglimmerigen Sandstein führt; er hat hellgraue, beim Vorherrschen des Sandes schmutzigweißliche Farbe und enthält in verhältnismäßig feinsandiger Grundmasse einzelne bis haselnußgroße weiße Quarze; in der Übergangsregion zum Flöz zeigen sich schwarze an Pflanzenresten noch

¹⁾ Ein Geröll von sehr ähnlicher Gesteinsbeschaffenheit fand sich im Porphyrkonglomerat; ich stehe nicht an, anzunehmen, daß es von dorthier stammt (vgl. unten).

reichhaltigere Schiefer, welche aber Bestimmbares nicht zu enthalten scheinen. Die Kohle selbst ist schieferig, sie enthält bis 39,58% Asche und schließt mit einer Zone ab, welche als eine Brekzie aus Kohlenfragmenten, aus rundlich gewalkten Bruchstücken eines Sandsteins (wie der im Liegenden) und tonigen Beimengungen besteht; in dieser Masse schieden sich große Pyritkristalle aus und in Höhlungen krümeliger Jaspis. Letzterer tritt auch an der Randkluft aus Kalkspat auf, welche selbst wieder Schubkluft ist; die ganze Masse erscheint von Bewegungsklüften stark durchsetzt zu sein.

Jenseits der Flözschubfläche setzt von neuem Melaphyr ein, der nach MTH. SCHUSTER (l. c. S. 237) dem äußeren Tholeyittrum vollständig gleicht; er ist etwas weniger zersetzt, zwar auch mürb, aber dunkelgrau; zunächst der Liegendgrenze ist er ebenfalls stark von Schubflächen und entfernter von Kalkspatgängen durchsetzt, ebenso bei 12 m; die Mächtigkeit ist etwa 16 m.

Jenseits der Grenze folgt nun mit steilerem Einfallen zunächst ein Verband von Sandsteinen mit rot- und grünesprenkelten Tonzwischenlagen; in den ersten Lagen sind die Sandsteine feldspatarm, etwas über feinkörnig, zum Teil hell graugrün, zum Teil etwas rötlich, aber im ganzen durch kaolinisches Bindemittel weißlich; charakteristisch sind kleine dunkelrote Flecken; ein 8 m weiter im Hangenden liegender Sandstein ist dunkelbraunrot und glimmerreich; 1 m darauf ist der Sandstein heller gefärbt und etwas grobkörniger. Die eingeschalteten Schiefertone sind zum Teil schwärzlich, zum Teil dunkelgrün bis dunkelbraun rötlich; sie sind sehr stark von Schubflächen durchsetzt. Vor Ort fand sich ein feinkörniger, rötlicher, hell grüngrau gefleckter Sandstein, der ein anderes viel schwächeres Einfallen hat und gegen die liegenden Sandsteine durch eine Bewegungsfläche abgesetzt ist.

2. Der Graue Hechtstollen.

Er liegt 48 m höher als der Eugenstollen und senkrecht über ihm; er ist von der entgegengesetzten Seite in SW. gegen die Region der Gänge über den Eugenstollen vorgetrieben; der Stollen endet über der Stelle, wo im Eugenstollen der Melaphyr und Sedimenteinschluß beginnt, ebenso wie der Eugenstollen da endet, wo im höher gelegenen Hechtstollen von der anderen Seite dieser Einschluß beginnt; die beiden Stollen durchfahren die gleiche Einschluß- und Gangregion von verschiedenen Seiten her; der Eugenstollen ist die neuere Aufschlußarbeit.

Eine weitere Parallele wäre, daß der Stolleneingang und ein Abschnitt von ungefähr 67 m durch Porphyrkonglomerat geht; dies gibt schon v. GÜMBEL an; C. SCHMIDT (S. 70) bestätigt das GÜMBEL'sche Stollenprofil,¹⁾ spricht aber im Text von brekziösem Quarzporphyr; obwohl diese Angabe GÜMBEL'S mir bei der Aufnahme bekannt war, konnte das sogen. Porphyrkonglomerat, das ja in der Tat mehr eine Schuttbrekzie ist, im Wald nicht festgestellt und abgetrennt werden; die Darstellung in Tafel III Fig. 3 ist daher schematisch; es würde sich dieses Vorkommen an das nahe gelegene Porphyrkonglomerat anschließen, das hier eine nördliche Umbiegung der Ausstreichkurven²⁾ hat. Es muß sich hier um eine Störungslagerung mit Absenkung handeln, was auch daraus geschlossen werden kann, daß zwischen dem Konglomerat und den darauf folgenden Sedimenten kein Porphyr gelegen ist.

¹⁾ Vgl. Geologie von Bayern II S. 984.

²⁾ Im Übersichtsprofil (Fig. 3), das in einer mittleren Richtung zwischen Eugenstollen und Grauer Hechtstollen angelegt ist, zeigt sich das Konglomerat Pe. infolge dieser „Umbiegung“ noch in einer weiter nordöstlichen Region in bedeutenderer Höhenlage (395 m); die Umbiegung selbst scheint einer eigenen Störung anzugehören (vgl. unten).

Es folgen darauf ungefähr 25 m von v. GÜMBEL so genannten Kohlschiefern; es sind das rötliche, „kieselige“ Schiefertone; die Verkieselung von Schiefertonen und feinkörnigen Sandsteinen ist in den tonigen und feinsandigen Nachbargesteinen der erzführenden Gänge des Donnersberggebiets, wie in anderen Gebieten eine verbreitete Erscheinung; andererseits hat man in der Porphyrmasse vom Königsberg, Donnersberg und Kirchheimbolanden neben den Erzgängen außer ganz weißen kaolinischen Füllungen wieder örtlich sehr starke Eisenerzkonzentrationen, deren Ursprung jedenfalls auf Umwandlung des zermürbten Porphyrs selbst zu setzen ist (vgl. Geogn. Jahreshfte 1904, XVII. S. 174—175, 186, 193, 224—227).

Auch im Donnersberg hat man neben sehr intensiver Bleichung zum Teil auch des Eruptivgesteins selbst und neben dem Auftreten kaolinischer Spaltfüllungen noch tonige Roteisenerzgänge; tonige Schiefer und feinkörnige Sandsteine sind zum Teil weiß, zum Teil intensiv rot und zwar unregelmäßig gefleckte, oft quer durchsinterte, gehärtete Schiefer geworden; es ist manchmal schwer zu sagen, ob die rote Färbung eine ursprüngliche oder eine erworbene ist; letztere Annahme ist jedenfalls auch in der von v. GÜMBEL gewählten Bezeichnung „veränderte Kohlschiefer“ enthalten, worin ein gewisser Gegensatz zu den nahe anstehenden und zum Vergleich auffordernden Rötelschiefern des Oberrotliegenden ausgesprochen sein soll; das Rot der Schiefer und der verkieselten feinkörnigen Sandsteine im Grauen Hecht weist vielmehr auf das der Gangbildungen hin, andererseits finden sich aber auch im Grauen Hechtstollen dunkelgraue verkieselte, feinkörnige Sandsteine, welche zweifellos auf unterrotliegende Gesteine hinweisen.

Jenseits der Schiefer folgt nun ein Melaphyr, der eine merkbar größere Breite hat als die Melaphyrmasse im darunter liegenden Eugenstollen mit Einschluß des Kohlenflözes. Eine Fortsetzung des Kohlenflözes fehlt aber in dieser höheren Teufe; der Melaphyr reicht aber im Profil offenbar weiter nach NO. als in größerer Teufe; vielleicht ist das auf die im Eugenstollen beobachtete Verschiebungsart zurückzuführen, wie das im Übersichtsprofil Fig. 3 schematisch und vorstellungsweise angegeben ist. Der Erhaltungszustand des Melaphyrs ist nach Proben, welche Professor Dr. OEBBEKE 1908 hier sammelte, der gleiche wie im Eugenstollen. Jenseits des Melaphyrs zeigen sich wieder Schiefer in geringerer Mächtigkeit; diese fehlen an der entsprechenden Stelle im Eugenstollen. Was aber die obere Teufe im Grauen Hechtstollen mit der tieferen verbindet, das ist die Tatsache, daß die Erzgangspalte dort innerhalb der südlichen Hälfte des Melaphyrs aufsteigt.

Es handelt sich hier offenbar um eine in Höhe und Breite einheitliche Masse des Melaphyrs, welche nur 40—50 m Mächtigkeit, dagegen über 70 m Höhenverbreitung hat, deren Tiefenerstreckung unter der Stollensohle durchaus nicht bekannt ist.

Schlußfolgerungen aus den beiden, einem einzigen Gangkörper angehörigen Aufschlüssen.

Kurz sei auf folgendes aufmerksam gemacht:

1. Ist es auffällig, daß in den höheren Teufen die Verkieselung zu seiten des Melaphyrs, dessen Verhalten in beiden Teufen gleichartig ist, einen ziemlichen Umfang hat, während sie in der tieferen, woselbst der Melaphyr einen ganz ähnlichen Verwitterungsgrad wie oben hat, völlig fehlt; gleichzeitig findet sich hier das Erz in höherer Teufe. — Von Wichtigkeit ist, daß das Kohlenflöz des Eugenstollens und die begleitenden Schiefer im Melaphyr des oberen Stollens nicht mehr auftreten; es handelt sich hier also wohl um eine dem Melaphyr im magmatischen

Zustand eingeschlossene Scholle; da es nicht festzustellen ist, ob die Mächtigkeit der Kohle eine normale oder nicht etwa durch schuppige Aufeinanderschiebung oder Faltung vergrößerte ist, so ist über die stratigraphische Orientierung nicht ganz sicher zu sprechen; ist die Mächtigkeit ursprünglich, so könnte es sich wohl nur um ein Karbonflöz handeln, das dann aus sehr großer Tiefe mit aufgebracht wäre; dazu scheint die Kohle aber zu wenig verändert; ich glaube daher, daß es nach den Begleit-schichten dem Odenbacher Flöz entspricht und daß hier nur eine scheinbare höhere Mächtigkeit vorliegt, da die Masse stark von Schubflächen durchsetzt ist. Nehmen wir die Höhenlage und ein Mindesteinfallen der Odenbacher Schichten an der Mordkammerhütte (S. 74) zum Ausgang einer Berechnung, so müßte das Flöztrumm etwa 350 m gehoben worden sein. Wir haben ähnliche isolierte Vorkommen von Bestandteilen des Odenbacher Schichtenprofils oben schon erwähnt, allerdings etwas näher am Vorkommen bei der Mordkammerhütte. Die nördlich vom Melaphyr im Eugenstollen noch vorgefundenen Schichten haben mehr den Charakter der Oberen Lebacher Schichten, wenngleich nicht zu leugnen ist, daß im ganzen Schichtenprofil der Kuseler und Lebacher Schichten gerade zwischen den Oberen Lebacher und Odenbacher Schichten manche ähnliche Gesteine und Gesteinsverbände auftreten. Im Gegensatz zu einer Odenbacher Schichten-Scholle wären aber Obere Lebacher Schichten nur als von oben eingebrochen zu bezeichnen. Da ist nun die Frage zu stellen, ob diese Einbrüche als tektonische anzusehen oder — da wir am Randgebiet einer riesigen Eruptivmasse stehen — als magmatische; hierüber werden wir uns erst später äußern können. Wir können nur einstweilen das hervorheben, daß sich hier gesunkene und gehobene Schollen begegnen würden, daß die gesunkenen Schollen dem Porphyry angehören müßten, die gehobenen dem Melaphyr, in welchen wir auch einen Einschluß (S. 77) nachweisen konnten, welcher sicher als aufgebracht zu betrachten ist.

3. Der Friedrichstollen und Idastollen (N. von Imsbach); hierzu Fig. 4—6.

Wir betrachten hier zunächst die der Porphyrykonglomeratgrenze zunächst liegenden Gänge. Die Verhältnisse werden hier kurz nach dem Aufsatz von Dr. J. VALENTIN in Berg- und Hüttenmännische Zeitung LIII. 1894 Nr. 12 S. 97 mit einigen Ergänzungen nach eigenen Aufsammlungen geschildert; der Friedrichgang streicht SO.-NW., ist auf eine Länge von 145 m, eine Höhe von 52,5 m und eine Mächtigkeit von 3—4 verfolgt worden, er fällt mit 70° nach NO.; im Hangenden und Liegenden ist Porphyry; die Gangmasse besteht hauptsächlich aus Melaphyr; unter einer Mächtigkeit des liegenden Porphyrys hat der Erbstollen und die 10 m höhere Strecke „metamorphosierte“ Schiefer in ungefähr 50 m festgestellt; es sind nach meinen Einsammlungen weißliche und rotgeflamnte, veränderte und zwar verkieselte Schiefertone und sehr feinkörnige, glimmerführende Sandsteine, deren Verfärbung und Umwandlung keinen Rückschluß über die Formationszugehörigkeit zuläßt.¹⁾ Vertikal- und Horizontalrisse (Fig. 4—6) lassen erkennen, daß der Melaphyreinschluß durch tektonische Verschiebungen verändert wurde; das Hereindrücken eines Porphyrytrums mit eingelagertem trümmerigen Porphyry mit Letten östlich der Linie des Ernst August Erbstollens und die hiermit zusammenhängende Zerteilung des Melaphyrs mit einem nach SO. scharf auskeilenden Melaphyrtrumm, eine ähnliche Zerteilung am Nordwestende der Gangmasse sieht sehr nach tektonischen Umgestaltungen aus; daß das Erz sich scheinbar regelmäßig um die Porphyryzunge herumlegt, ist nicht auf-

¹⁾ Außerdem zeigen die Schiefer sehr starke Schubstreifen und Harnische, sind also in mehrfacher Hinsicht großen Veränderungen unterlegen.

fällig, da man es hier mit sekundären Erzen zu tun hat; auch das spitze Auskeilen des Melaphyrs nach der Teufe (Fig. 4) und sein Ersatz durch einen Kalzitgang im Erbstollen beweist das ebenso wie das entgegengesetzte Phänomen der queren Ab-

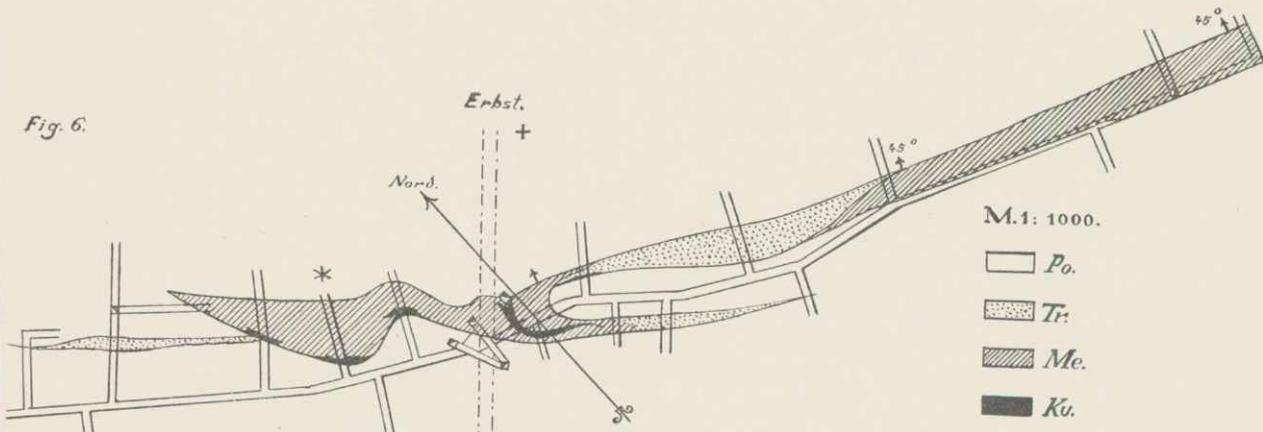
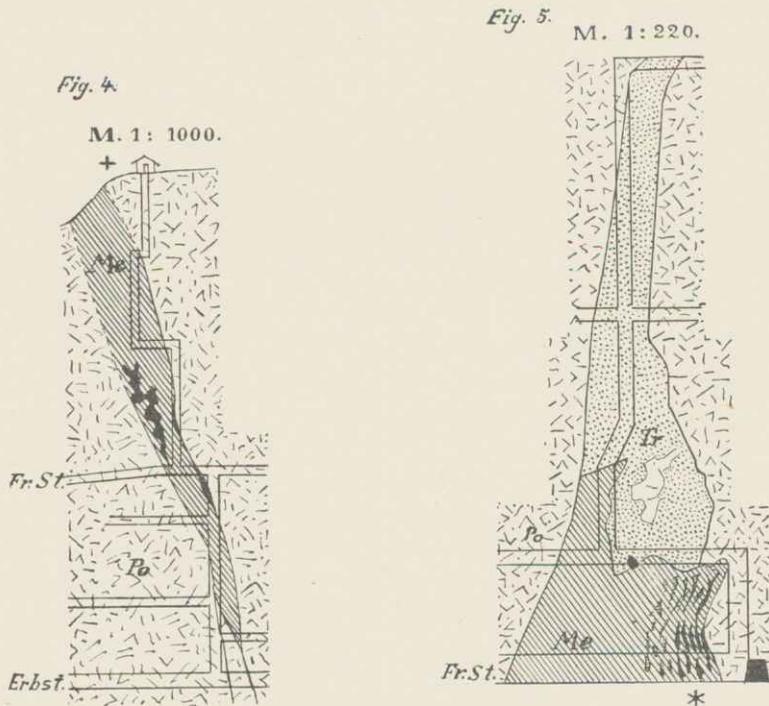


Fig. 4. Seigerriß durch die Aufschlüsse über und unter der Sohle des Friedrichstollens (Fr.St.) in 1:1000 über der Durchkreuzung mit dem tiefen Erbstollen (Erbst.); Kreuz des Flächrißes in Fig. 6 (Erbst.).

Fig. 5. Seigerriß am Sternchen der Fig. 6 über der Sohle des Friedrichstollens.

Fig. 6. Horizontalriß durch die Aufschlüsse des Friedrichstollens.

Die Zeichnungen sind nach Dr. J. VALENTIN wiedergegeben.

Po. = Porphyry; Tr. = trümmeriger Porphyry; Me. = Melaphyr; Ku. = Kupfererze.

stützung nach oben gegen das Nordwesteck (Fig. 5) zu; man wird hier an Ver-rückungen auf flachen Schubflächen erinnert, wie wir sie im Eugenstollen (Taf. III Fig. 3) beschrieben haben. Auffällig ist das gleichartige Einfallen der Melaphyr-

masse und der sie begleitenden tektonischen Klüfte mit den Schiefereinschlüssen im Liegenden, welche leider in Fig. 4 zwischen P^o. und Erbst. nicht gezeichnet sind.

Der Melaphyr ist zum Teil wohl zersetzt, aber doch immerhin guter Diagnose zugänglich. Dr. MATTH. SCHUSTER teilt mir hierüber mit: „Das Gestein ist ein Tholeyit (spez. Gew. 2,8 im frischen Zustand), der mehr als die Tholeyite vom Grauen Hecht, Eugenstollen und Grünen Löwen an ein Intrusivgestein erinnert; die Feldspäte sind leicht chloritisiert; auffällig ist neben der Ausfüllung ihrer Zwischenräume durch Chlorit das Auftreten von Quarz, wie bei den Gesteinen von Mannweiler (vgl. Geogn. Jahresh. 1913 XXVI. S. 241—242); es tritt aber auch Mikropegmatit auf, wodurch der Quarz in unseren Proben als Begleiterscheinung aplitischer Durchdringung festzustellen ist.“ J. VALENTIN versteht ohne weitere Begründung das Auftreten des Melaphyrs im räumlichen Verhalten als ein den Porphyr durchsetzender jüngerer Gang, was mir durch die aplitische Injektion noch gestützt scheint. Es liegt natürlich nahe, homogene Schollen von wenigstens 160 m Länge, über 60 m Höhe in steiler Lagerung in einer Klufbreite von höchstens 10 m nicht auf einen Einbruch zurückzuführen; es käme ja auf eine Einbruchskluft von 10 m Breite eine Scholle von der sechsfachen Breite; damit ist aber immer noch nicht bewiesen, ob die Schollen nicht etwa Niederbrüche im Porphyrmagma darstellen, ganz abgesehen davon, ob nicht eine Emportreibung aus dem Liegenden angenommen werden könnte (vgl. unten).

Über die Erzvorkommen sei noch kurz nach VALENTIN mitgeteilt, daß sie sich nesterweise und schlierig im Melaphyr in der Nähe der Porphyrgrenze halten; es waren oxydische Cu-Verbindungen, oft mit Kupferglanz im Kern, Malachit, Lasur und Kieselkupfer; Begleitminerale sind Kalkspat und Quarz, ersterer in Gängen im Melaphyr; an einer Stelle fand sich Bleiglanz!

Der Idastollen verläuft parallel dem Friedrichstollen und baut zwei Wadgänge ab; er liegt dem Sedimentmantel des Porphyrs genähert. Der quer hierzu verlaufende Erbstollen setzt im Porphyr ein; hier, wie fast überall im Gebiet, bildet die Zerklüftung des Porphyrs mit den Gängen einen Winkel von ungefähr 60°, der innere Gang durchsetzt mit Eisen imprägnierte metamorphosierte Schiefer und Sandsteine, welche nach NO einfallen; der Gang fällt aber gemäß meiner Notiz aus dem Jahre 1900 nach SW. ein. Diesem Schieferauftreten möchte ich einen kleinen Tagaufschluß mit Schiefeln gleichstellen, welcher neben der Grubenbahn im Porphyr auf der östlichen Seite des Schweinstals zu sehen ist und zwar eine kurze Strecke hinter der Porphyrkonglomeratgrenze unweit des Stollenmundlochs des Eugenstollens; es sind das graue Schiefer, welche den Typus der Schiefertone aus unterrotliegenden Schichten haben.

4. Die Baue vom Grünen Löwen.

Die Maßverhältnisse der Schichtfolge sind oben S. 68 geschildert; es ist einiges über die Gesteine nachzutragen, wobei ich mich noch auf drei schöne von Prof. SCHMIDT eingesammelte Proben stützen kann; die Schiefer sind verkieselt zusammengebacken und zeigen eine unregelmäßige großfleckige Rotfärbung; die helleren Flecken sind weißlichgrau; man erkennt noch gut ihre Entstehung aus grauen Schiefeln; zunächst der „Rolle“ zeigt sich ein feinkörniges, dunkelrotbraunes Gestein, das wie ein Porphyrit aussieht, aber ein gleichmäßiger und sehr feinkörniger Sandstein ist, der mit seiner Verkieselung die sehr intensive Färbung erfahren hat.

Von dem nach Prof. SCHMIDT ungefähr 25 m mächtigen, auf 82 m Höhe durch einen Schacht angeschnittenen Melaphyr haben wir zwei Proben, eine hellere stärker verkalkte und eine dunklere frischere; nach Dr. SCHUSTER handelt es sich „um einen

feinkörnigen Tholeyit mit sehr gleichmäßigen Feldspäten, bei der ersten Probe mit umgewandeltem Olivin (? Augit) und chloritisierter bzw. verkalkter, ehemals glasiger Zwickelfüllung; bei der zweiten Probe ist der Zersetzungsprozeß erst bei der Bildung von Chlorit und Biotit aus Augit angelangt, die Verkalkung auf die Glaszwickel beschränkt; in den Zwickeln der Feldspatleisten finden sich eine Anzahl Quarzkörner, die homogen ganz zarte Apatitprismen umschließen; dies erinnert eindringlich an die Mannweiler Tholeyite, welche möglicherweise oder wahrscheinlich den Quarzgehalt durch einen sauren Nachschub erhalten haben (vgl. Geogn. Jahresh. 1913 XXVI. S. 240–243)“. Auffälligerweise zeigt sich letzteres Phänomen nur an Intrusivgesteinen des Sattelkörpers in einer Breite, welche ungefähr der des Donnersbergs, des Ruppertsecken-Sattelbergzugs¹⁾ entspricht und zwischen zwei NO.-SW. „Leitlinien“ nach dem Porphyrdurchbruch vom Bauwald nördlich von Obermoschel zieht. Die Intrusivnatur des Melaphyrs im Grünen Löwen wird auch hierdurch sehr nahe gelegt, als auch die Zugehörigkeit zu einer der Formationsgruppen, welche dem tieferen und inneren Sattelkörper angehören.

Auffällig ist, daß auch hier die durchdringende Verkieselung der Nachbargesteine nicht auch im Melaphyr selbst zu beobachten ist; es ist überhaupt im Pfälzer Sattel die Verkieselung der Melaphyre (Tholeyite) nur an drei oder vier Stellen beobachtet und hat einen ganz besonderen Charakter (vgl. z. B. Geogn. Jahresh. 1913 S. 242–243 und Erl. z. Bl. Kusel 1910 S. 76). In jedem Falle sind andererseits diese Verkieselungsumwandlungen in den Sedimentgesteinen auch im Donnersberggebiet völlig verschieden von der Bildung von „sekundären“ Einsprenglings-artigen Quarzen in den Melaphyren, in denen sonst keine „Verkieselung“ zu beobachten ist; die Quarze sind also nicht etwa als Anzeichen einer „Verkieselung“ in obigem Sinne zu deuten.

5. Die Aufschlüsse im Katharinenstollen.

Es scheint, daß die Erzgänge hier völlig im Porphyr stehen; es fanden sich zwar auf der Halde hier und da grünliche, verkieselte Gesteine, welche man wegen des Fehlens von Lagerungsanzeichen leicht als Eruptivgesteine deuten könnte. Dr. SCHUSTER hat mehrere dieser Gesteine untersucht; es sind sehr feinkörnige Sandsteine mit einem Bindemittel von kleinsten bis unauflöslich feinsten Quarzpartikelchen;²⁾ Quarzäderehen zeigen Faserstruktur. Der oben S. 65 genannte, zu Tag ausstreichende Melaphyr ist ein Gestein, welches zu dem Winnweiler Effusivtholeyit als Basis des Porphyrkonglomerats zu rechnen ist; er führt auch wie dieser reichliche Blasen; wiewohl der Schutt vieles verdeckt, läßt sich doch der Zug dieses ausstreichenden Ergusses mit hinreichender Deutlichkeit nach Imsbach zu verfolgen.

6. Der Lebacher Stollen.

Östlich vom Grünen Löwen ist vom Schweinstal aus ein Versuchsstollen getrieben worden, durch welchen auf eine Strecke von ungefähr 120 m lediglich auch an Tag ausstreichende Sedimente aufgeschlossen wurden; der damalige Betriebsleiter hat in ihnen Pflanzenreste gefunden, die er einem Paläophytologen zur Bestimmung gab; sie wurden als den Lebacher Schichten angehörig erkannt, wonach der Stollen Lebacher Stollen genannt ist; näheres ist leider nicht bekannt geworden.

Es kann nicht geleugnet werden, daß eine Anzahl der auf der Halden zu sammelnden Gesteine, rötliche Quarzitkonglomerate, rötlichgraue glimmerreiche Sandschiefer und Schiefertone an

¹⁾ Vgl. oben kurze Erl. zu dem Geol. Übersichtskärtchen S. 72–73.

²⁾ Solche Bildungen, wie sie Dr. SCHUSTER beschreibt, scheinen Folge der Entglasung ursprünglich amorpher Kieselsäure zu sein, man kann sie in Hornsteinknollen, in fossilen Nadeln von Kieselsäureschwämmen oder auch in Glaukonitkörnern finden (vgl. Geogn. Jahresh. 1909 XXII, S. 195–196).

untere Olsbrücker Schichten, andere hellgraue bis rötlichgraue, grobkörnige Sandsteine mit kleinen weißen Feldspätchen und geröllführende hellgraue Sandsteine an Obere Lebacher, feinkörnige hellgraue Sandsteine an Untere Lebacher Schichten erinnern; besonders die die Pflanzenreste führende feinsandige, tonige, schieferige Lage hat eine für die Schweißweiler Sandsteine charakteristische, hellviolettgraue Färbung, wobei die Pflanzenreste in rötlicher Färbung erhalten sind; es ist hervorzuheben, daß die oberrotliegenden, Pflanzen führenden Tonsteine und Kalksteine davon sehr verschieden sind; ein einziges Gestein hat in etwas ein oberrotliegendes Aussehen, dagegen erinnert ein brekziöses Konglomerat von weißlichen Quarziten entschieden an obere oder untere Obere Kuseler Schichten, Hooper oder Odenbacher Schichten.

Die Gesteine sind nicht sehr verändert; ein Melaphyr scheint in diesem Stollen nicht angefahren zu sein, obwohl in der Nähe Findlinge eines brekziös zerdrückten Melaphyrs angetroffen wurden, auf welchen wir unter 7. noch zurückkommen, der auch sehr wohl hieher noch herüber streichen könnte.

Die Gesteine weisen also jedenfalls zum größten Teil auf unterrotliegende Schichten hin; ein Teil gehört zu den als Obere Lebacher Schichten gekennzeichneten Gesteinen des hinteren Eugentollens; sichere oberrotliegende Gesteine sind nicht nachzuweisen.

7. Der Reich-Geschiebe-Stollen.

Nach Prof. SCHMIDTS Darstellung S. 70—71 findet sich 40 m hinter dem Stollenmundloch schwarzblauer Schiefer und ein brekziöser Melaphyr; nach den späteren Aufschlüssen wurde auch südlich von dem Melaphyr roter Schiefer festgestellt. Nach v. GÜMBEL fällt der Gang nach S. ein; die sämtlichen Vermessungen zeigen indessen ein nördliches Einfallen des ungefähr ostwestlich streichenden Gangs; die Richtigkeit dieser Vermessung zeigt auch der Vergleich der Erstreckung vom oberen und unteren Stollen.

Von dem auftretenden Melaphyr habe ich bei der Aufnahme im Jahre 1894 hier ein Stück in geringem Tagaufschluß gesammelt. Dr. SCHUSTER teilt darüber folgendes mit: „Das Gestein ist ein Augit-Orthophyr; es ist verwittert, zeigt weiterhin rote Eisendurchsinterung, riecht tonig und zeigt wenig Kalk. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspateinsprenglinge zum großen Teil als Orthoklas, daneben ist völlig chloritisierter und vererzter Augit; vereinzelt Quarze scheinen primäre Einsprenglinge zu sein; unregelmäßige rundliche Blasen sind mit gebändertem Quarz und Chlorit ausgefüllt; die Grundmasse ist ein mikrokristallinisch farbloses Aggregat mit einzelnen Feldspatleisten; ein (stellenweise) vorwiegendes Quarzaggregat ist zum Teil sphärolithisch; dieser Quarz scheint wohl eher der Entglasung der Grundmasse anzugehören, so daß auf einen vitrophyrischen Augitorthophyr¹⁾ geschlossen werden könnte. Ausbildungsform und Grundmasse weisen auf das nahe im Langetal am Birkenhebel anstehende Gestein“.

Den Augitorthophyr von Birkenhebel hat Dr. M. SCHUSTER in Geogn. Jahresh. 1913 XXII S. 250 unter dem Felsitporphyr behandelt. Dies erfolgte besonders unter der von mir mitgeteilten Auffassung, daß nach den während der Aufnahme zugänglichen Aufschlüssen das an der Grenze zum Porphyrkonglomerat liegende Gestein einen Übergang in den Felsitporphyr zu haben schien;²⁾

¹⁾ Ein nachträglich von Herrn Geh. Rat Prof. OEBBEKE zur Verfügung gestellter Schliff einer von ihm gesammelten Probe dieses Gesteines ist bedeutend frischer; es zeigt sich im allgemeinen schön das oben gekennzeichnete Verhalten; es fehlt jeder Quarz; die Grundmasse ist sicher nicht vitrophyrisch, sie läßt sich in die feinsten Feldspatmikrolithen auflösen; deutliche Blasen sind gebändert mit Chlorit ausgefüllt; das oben erwähnte Auftreten von sphärolithischem Quarzaggregat läßt sich auf Füllungen von in ihrer Begrenzung undeutlich gewordenen Blasen zurückführen; die Grundmasse ist stellenweise trachytisch fluidal.

²⁾ Es schienen wenigstens am Birkenhebel die Anzeichen einer tektonischen Abgrenzung des Augitorthophyrs an dem Phorphyr nicht gegeben, eher die einer Verwischung der Grenzen, wie diese ebensowohl als Folge einer magmatischen Differenzierung wie einer Intrusionsverschmelzung gedeutet werden könnten (vgl. z. B. die lehrreichen Erscheinungen der Aplitinjektionen).

da aber das Auftreten des Augits und die Anwesenheit von „nicht eben spärlichen“ Plagioklaseinsprenglingen dem Gestein doch eine gewisse Selbständigkeit zuerkennt und die Ansicht, daß es sich um eine basischere Randfazies des Porphyrs handelt, mehr begründet werden könnte und sollte, so liegt andererseits der Gedanke nahe, daß hier ein Gang vorliegt, der mit dem gangartigen Vorkommen von nächstgelegenen Reichgeschiebestollen eine Einheit bildet. VALENTIN hat auch in seinem Kärtehen (vgl. S. 80—82) diese beiden Melaphyrvorkommen tatsächlich miteinander verbunden.

Es handelt sich also um ein Eruptivgestein, das verhältnismäßig schmal ein lineares Streichen von wenigstens 700 m einhält und eine Höhererstreckung von über 50 m hat; es sind dies die gleichen Verhältnisse wie bei den übrigen Melaphyrvorkommen und wir dürfen wohl auch aus diesem Grunde von gangartigen Intrusionen sprechen. Die erwähnten Schiefer würden ihrer Farbe nach als unterrotliegende Gesteine anzusprechen sein.

8. Fragliches blasiges Gestein von Imsbach.

In neuerer Zeit sind, wie Herr Prof. Dr. SCHMIDT mitteilt, aus der Hinterlassenschaft einer Familie, deren Vorfahren Besitzer der Gruben von Orbis waren, schöne Stücke von Kupfer- und Quecksilbererzen als von Kirchheimbolanden, Wolfstein, Moschellandsberg etc. in den Handel gekommen, von welchen eine Anzahl sich zweifellos und leicht mit solchen pfälzischen Vorkommen identifizieren läßt. Fremdartiger sind nur dicke Brocken von Kupferglanzgängen, zum Teil mit anhängendem Porphyr, welche schwerer zuverlässig zu bestimmen sind; Dr. H. ARNDT, der im Begriff steht, die Mineralien der Rheinpfalz zusammenzustellen, glaubt nach verschiedenen Vergleichen darauf schließen zu dürfen, daß die Mehrzahl dieser Kupferglanzgangstücke aus Imsbach stammen, trotzdem man von so starken Gängen in Imsbach keine sichere Nachricht hat; da aber zweifellos etwa halb so starke Gangproben noch im Anfang der 90er Jahre in der Katharinengrube gesammelt wurden, so ist diese Bestimmung doch ziemlich wahrscheinlich. Darunter sind nun einige Stücke, welche zu beiden Seiten des Ganges ein blasiges Gestein von heller Farbe zeigen, dessen Blasen durchwegs nach einer Seite verlängert sind und zwar senkrecht zu dem Erzgang, der wie eine Zerreißungsfüllung quer zu dem Zug dieser Blasen aussieht. Das anhängende Gesteinsaband ist nach Mitteilung von Dr. SCHUSTER ein orthophyrisches Gestein aus einer Grundmasse von mit Glas durchtränkten Feldspatmikrolithen und Erzkörnchen, welche teils regellos sind, teils fluidal die Blasen und die Einsprenglinge umfließen. Die Blasen sind leer oder mit Quarz und Chlorit inkrustiert. Als Einsprenglinge wären zu nennen seltenere Serpentinpseudomorphosen — gemäß der noch gut angedeuteten Kristallform nach Augit —; dann treten verwachsen mit diesem Augit noch ziemlich frische, gedrungene, ungestreifte Feldspäte auf; diese sind bis zu 5 mm groß und stellenweise sehr angehäuft.

Trotz der Unterschiede in der Grundmasse ist eine Beziehung zu dem Augitorthophyr vom Birkenhebel und vom Reichgeschiebestollen nicht abzulehnen; es müßte dann das Gestein wohl aus dem Katharinastollen stammen, aus welchen eine sehr intensive Bleichung des Porphyrs bekannt ist; es konnte daselbst offenbar nur einen ganz schmalen jüngeren Intrusionsgang bilden, der vielleicht noch stellenweise durch die Aufreißung vor der Mineralisierung, die tatsächlich Feldspatbröckchen in die Erzmasse gelangen ließ, und durch die nachträglichen tektonischen Bewegungen völlig unkenntlich gemacht worden wäre.

D. Schlußfolgerungen.

Die durch den Bergbau festgestellten, oberflächlich wegen ihrer geringen Breite und des ausgiebigen Porphyrschutts nicht oder nur in unbedeutenden Anschnitten bemerkten Einschaltungen von Schicht- und Eruptivgesteinen könnten vielleicht, da der Porphyr des Donnersbergs, wie oben S. 75 geschildert wurde, von drei Seiten von Oberrotliegenden umschlossen ist und nur an einer als Liegendseite zu kennzeichnenden „inneren“ Seite Kuseler Schichten hat, da weiter die Längserstreckung des Porphyrs im Streichen des Oberrotliegenden liegt, — als Sediment-einschaltungen während einer etwaigen Effusion des Donnersbergporphyrs aufgefaßt werden. Hiergegen spricht:

1. die Lagerung jener Schichten, welche ein durchgehends viel steileres und entgegengesetztes Einfallen und fast rechtwinkelig dazu gerichtetes Streichen haben;

wenn man dem Donnersberg statt einer Lagerstock-artigen Intrusion in dem südlichen Flügel des Pfälzer Sattels die Deutung einer mächtigen Effusion auf der Oberfläche dieses Flügels zukommen lassen will, so sollten die Schichteinschaltungen zum mindesten das allgemeine Streichen und annähernd vergleichbares Einfallen zeigen.

2. Die eingeschalteten Schichten lassen sich nicht bzw. in ganz einzelnen Vorkommen nicht ganz deckend mit Schichten des Oberrotliegenden vergleichen; dagegen haben sie größte Ähnlichkeit mit Oberen Lebacher und unteren Ober-Kuseler Schichten, womit auch das merkwürdige Auftreten eines Kohlenflöztrums im Melaphyr des Eugenstollens in Zusammenhang stehen wird.

3. Von den eingeschalteten Melaphyren läßt sich wohl ein Typus mit der Effusion der unmittelbaren Nachbarschaft zusammenbringen, zwei bis drei andere Typen, der Aplit, mit Quarz injizierte feinkörnige Tholeyite und der Augitorthophyr haben aber mit Eruptiven der Nachbarschaft nichts zu tun; was den ersteren Typus betrifft, so ist aber auch zu bedenken, daß hier ebensogut das gangartige Vorkommen eines Magmas in Betracht gezogen werden kann, welches in der nächstliegenden Sedimentreihe als Erguß auftritt.

4. Nach dem Vorkommen von Gesteinen der Oberen Lebacher Schichten müßte der Porphyry jünger sein als diese; das stimmt damit überein, daß gerade in den obersten Oberen Lebacher Schichten zum erstenmal Porphyrygerölle, welche auf den Porphyry des Pfälzer Sattels bezogen werden können, auftreten.

Es ist nun die Frage zu erörtern, auf welche andere Weise als die einer Sedimentierungseinschaltung diese Sedimente in das Porphyrymassiv eingeschlossen wurden.

Zunächst liegt die Möglichkeit tektonischer Einschaltung, eines Einbruchs vor, was dadurch noch besonders gestützt werden könnte, daß eine gewisse Übereinstimmung mit der Richtung benachbarter Störungen besteht; es wäre das wichtig, wenn keine andere Erklärung möglich wäre. Zweifellos sind auch an allen Gängen ziemlich tief eingreifende Schubbewegungen festzustellen; es läßt sich aber mehr als nahelegen, daß alle diese Bewegungen später eingetreten sind, daß sie sogar die Erzgänge selbst in tiefgehender Weise betroffen haben, wobei keinem Zweifel unterliegt, daß die Mineralisation sicher jünger ist als die Einschaltung der Sedimente und wobei — späterem vorgreifend — es wahrscheinlich ist, daß sie sich als postvulkanischer Vorgang an die Intrusion der Melaphyre anschließt. Daß Verwerfungen selbst — wenigstens nachpermische — nicht an der Einsenkung dieser schmalen Sedimentbänder beteiligt waren, ist oben schon (S. 74) betont worden. Permische Störungen — Vor--Winnweiler = Vor-Waderner — könnten eher in Betracht kommen; ist doch in Gesamtheit gegen die Höhenlage im SW. der nach O. und SO. gelegene, mittlere Teil des Pfälzer Sattels stark niedergesunken und erscheint der Donnersberg mit seinen anschließenden Kuseler Sedimenten als ein verhältnismäßig in Ruhe gebliebenes, engbegrenztes Stück der südöstlichen Sattelflanke, das seine Ruhelage eben wohl dem Intrusionsdurchbruch verdankt, welcher seine tieferen Wurzeln noch weiter im Südosten nach der Muldenachse¹⁾ besitzt.

Es könnte sich daher nur um mehr passive Einbrüche einer Sedimentdecke in gelüpfte Spalten des Porphyrys handeln, welche Lüpfungen vielleicht Begleiterscheinung der erwähnten großartigen tektonischen Vorgänge wären; es hat

¹⁾ Vgl. hierzu die Ausführungen in den Geogn. Jahreshften Bd. XIX 1906, S. 101 Profiltafel, über die Bedeutung der Mulden für die Intrusionen und Effusion und die hierzu gegebenen Tafeln.

diese Deutung vieles für sich. Es ist nun eine aufrechtstehende, dünnplattige Kontraktionszerklüftung im Porphyry zu beobachten, mit welcher die Klufträume der Sedimenteinschaltungen ziemlich regelmäßig einen Winkel von 60° bilden; es müssen also zweifellos viel mächtigere, durchreißende Kraftwirkungen die Ursache der Durchkreuzung dieser ältesten Zerklüftungsstruktur sein, wenn nicht irgend eine andere Vorbereitung die Bruchfläche durch eine Diskontinuität der Masse vorgezeichnet hat. Das Einfallen der Gänge nach NO. wäre mutatis mutandis vielleicht in ähnlicher Weise zu erklären wie die kleinen Teilverwerfungen und lokalen schmalen Einbrüche, welche zu Seiten des Rheintalrandes auf vom Graben weg einfallenden Klüften vor sich gingen; d. h. durch Zug von SW. her würden auf der Ost- und Westseite des Massivs senkrecht zum allgemeinen Schichtenstreichen und dem Streichen eingeschalteter Intrusionlager im Porphyry Abreibungen erfolgen, welche mit Spaltendivergenz verbunden war, wobei das stärkere Maß auf der Außenseite der Kluff lag, so daß auf diesen schiefen Ebenen selbst oder auf neu entstehenden, ihnen parallelen Klüften Abrutsche von Porphyry und seinem Hangenden eintreten, bis die Klüfte gefüllt waren. Auf der Ostseite scheinen solche Vorgänge ebenfalls stattgefunden zu haben; vom Reisberg bei Steinbach gibt v. GÜMBEL mehrfach an, daß bei einem in der Nähe der Rotliegendengrenze abgeteuften Schacht endlich schwarzgraue Kohlschiefer, d. h. Schiefertone mindestens des Unterrotliegenden, angetroffen worden seien, über welche der Porphyry „herübergeschoben“ sei; es kann sich auch hier nur um eine steil einfallende Sedimenteinschaltung nach Art jener bei Imsbach handeln; daß hinter d. h. NW. vom Donnersberg zwischen dem am tiefsten niedergebrosenen unteren Oberrotliegenden und den mit jenen in Kontakt stehenden Kuseler-Odenbacher Schichten schmale streichende Schollen von oberen und unteren Lebacher Schichten stufenweise eingebrosen sind, das wurde schon oben erwähnt. Streichende Kluffzerrungen haben sich im Porphyryrinnen nicht gezeigt; sie liegen auch dynamisch nicht so nahe, wie quere.

Eine andere Möglichkeit der Erklärung der Sedimenteinschlüsse wäre die Annahme, daß sie von oben beim Platztausch oder Übersichbrechen des Magmas in dieses eingebrosene Schollen wären; auch diese Vorstellung wurde eingehend erwogen, es zeigen sich aber zum Teil schwer überwindliche Schwierigkeiten und eine Beschränkung weiterer Möglichkeiten, welche im nachfolgenden zur Sprache kommen.

Wir haben schon oben angedeutet, daß gemäß der scheinbar starken Mischung bei den in den Gangzonen eingeschlossenen Gesteins- und Formationstypen ein Teil von oben eingebrosen gedacht werden kann; ein anderer Teil scheint gehoben und aufgebracht zu sein, entweder durch den Porphyry selbst, wie dies für die Feistkonglomerateinschlüsse im Spendeltal gelten könnte, oder durch den Melaphyry.

Es wurde mehrfach darauf hingewiesen, daß im Gegensatz zu den wenig einheitlichen Sedimenteinschlüssen, die mit ihnen auftretenden Melaphyre auf 60 und weit mehr Meter Höhe einheitliche Körper darstellen, daß es unmöglich ist, so hoch reichende, steile Melaphyrschollen in solcher Einheitlichkeit in so viel schmäleren Spalträumen als eingebrosen sich vorzustellen; auffällig ist sogar eine gewisse Reihenfolge von außen nach innen, welche ihre Parallele mit der Reihenfolge der Eruptivgesteine im Pfälzer Sattel überhaupt hat: außen großkörnige, an jüngste Ergußgesteine erinnernde Tholeyite, welche Brocken eines Gesteins der Außenzone des normal ausstreichenden unterrotliegenden Sattelkörpers mit emporbrachten, weiter nach innen Tholeyite mit ausgesprochenen Intrusivtypus mit Aplit und

mit Quarzinjektionen, wie sie wieder nur nach dem Sattellinnern zu auftreten, endlich der Augitorthophyr, welcher einen Übergang bildet zu den die tieferen bzw. inneren Sattelregionen einnehmenden Porphyren.

Zu ähnlichen allgemeinen Ergebnissen kommt auch eine Betrachtung* des dem Donnersberggebiet naheliegenden Porphyrmassivs W. von Kirchheimbolanden, das aber ohne eine kleine Übersichtskarte in mindestens 1 : 50 000 nicht zu behandeln ist, weswegen es im Jahresheft 1915 nachgeholt wird.

Wenn wir nun zu der Ansicht gekommen sind, daß die Melaphyre des Erzreviers autochthone Durchbrüche und Intrusionen in den durch die oberflächlicheren Schiefereintrübe gekennzeichneten, vorgebildeten großen und tiefgehenden Zerspaltungen darstellen, so ist die Frage, wie die Melaphyre zu den Veränderungserscheinungen der eingeschlossenen Sedimente sich verhalten; diese lassen sich als Verkieselungsvorgänge mit einseitigen Entfärbungen (Enteisenung) und wieder anderwärts mit örtlich angehäuften Eisenoxyd bzw. Manganoxydbindungen, sei es nun in Gesteinen selbst, sei es nun in tonigen Spaltfüllungen, deuten.

Derartige Entstehungen finden sich im Kontakt mit den Eruptiven nicht; sind das selbst Verkieselungen beobachtet, so halten sie sich nur an die nächste Umgebung unter möglichster Erhaltung der ursprünglichen Färbung des Gesteins; eine viel häufigere Erscheinung ist die Bildung von Knotenschiefern, welche auf eine ebenso räumlich beschränkte aber intensive Durchfeuchtung der Schiefertone schließen läßt, wobei eine schwache Entfärbung in knotigen, kleinen Geoden ähnlichen Partien erfolgt, welche wohl auch in einer Trennung von Kieselsäure und von Eisenverbindungen zu bestehen scheint. — Der mehr oder minder saure Charakter der emporgedrungenen Magmen spielt, soweit die Pfälzer Vorkommen Gelegenheit zur Beobachtung bieten, bei den Verkieselungserscheinungen keine Rolle; im Gegenteil scheinen die basischen Magmen etwas intensivere Metamorphosen in obigem Sinne zu bewirken.

Wir können daher jene Umwandlungserscheinungen nicht als Kontaktwirkungen im eigentlichen Sinne erklären, sondern sie mit den Begleiterscheinungen der Mineralisierung in Zusammenhang denken, welche die übrigen Erzganggebiete, insbesondere die der Quecksilbererze, auch auszeichnen, woselbst zum Teil Melaphyre (Tholeyite) einer vollkörperlichen Verkieselung (allerdings sehr vereinzelt) anheimgefallen sind.

Um der Frage nach der Herkunft und nach den Zusammenhängen der Mineralisierung mit den Eruptivmassen nachzuprüfen, ist es nötig, noch weitere ähnlich gelagerte Gebiete des Pfälzer Sattels genau zu prüfen; es werden daher noch zwei Gebiete, die Umgebung von Kirchheimbolanden und die des Lembergs einer ähnlichen Behandlung wie die vorliegende unterzogen werden, wobei es mir durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. Dr. C. SCHMIDT in Basel möglich ist, mehrere montan-geologische Beiträge zu verwerthen.

Tafel-Erklärung.

Tafel I.

Übersichtskarte der Erzgänge und Grubenbaue bei Imsbach am Donnersberg mit Einzeichnung der Grenze von Porphyry im Norden gegen Porphyrykonglomerat und Oberrotliegendes im Süden; ein dieser Grenze entsprechender Melaphyrrerguß ist mit stehenden und gestürzten Kreuzchen angegeben; im Grubenfeld Katharina ist irrtümlich die Bezeichnung I und II verwechselt (S. 65).

Tafel II.

Geologisches Übersichtskärtchen des Gebiets zwischen Donnersberg und Alsenz 1:50000. Zur Zeichenerklärung ist hinzuzufügen, daß die Erzgänge im Porphyry mit weißen \times -Zeichen, ein Quarzgang daselbst mit weißen Kreuzchen angegeben ist (S. 72—76).

Tafel III.

Fig. 1. Ansicht von der Höhe bei Ruppertsecken (vgl. Taf. II) über Marienthal nach dem Nordrand des Donnersbergs zwischen Bastenhaus im Osten und der Mordkammerhütte im Westen; der nächste Hang im Vordergrund sind Obere Lebacher Schichten, über denen im Talgrund und am Nordhang des nächsten Längszugs von Osten her ein Intrusionslager folgt; darüber und am Nordhang des dritten Längszugs von Osten her liegen Olsbrücker Schichten, welche vom unteren Grenzlager, das Marienthal durchzieht, normal überlagert sind. Dieses Grenzlager bildet den Waldfirst rechts und links (östlich und westlich des Dorfs) und hat im Hangenden noch Soeterner Schichten. Durch den Taleinschnitt hindurch sieht man auf den tieferen Donnersberghang und den Weg nach der Mordkammerhütte, der vollständig in Odenbacher Schichten geht. Der Porphyry beginnt mit dem Wald.

Fig. 2. Grundriß und Durchschnitt des Eugenstollens bei Imsbach (Pc = Porphyrykonglomerat, P = Porphyry, M = Melaphyry, t = Schiefererton, S = Sandstein, ea = Kohle). Das Profil ist natürlich weit über Stollenhöhe fortgesetzt (S. 76—79).

Fig. 3. Gesamtprofil durch das Erzrevier bei Imsbach in der Linie Eugenstollen, Hechtstollen, Reicheschiebestollen (vgl. Taf. I). Buchstaben wie bei Fig. 2; K = Kalkkieselbank in Sch = Schieferen.

Fig. 4. Kontakt zwischen Porphyry und Odenbacher Schichten (Schiefer = gestrichelt und Sandsteinschiefer = gestrichelt und punktiert); der Porphyry hat flaserige, gestreckte Schieferertonpartien aufgenommen, deren Grenze reich mit mikroskopischem Turmalin besetzt ist (S. 74). Die Kontaktstelle ist von einzelnen queren Schubflächen mit liegenden Schubstreifen durchbrochen.

Nachtrag

zu S. 75, Zeile 6 u. w.

Durch weitere Einsammlung an neuem günstigem Aufschluß konnte festgestellt werden, daß hier an den tektonisch jedenfalls verrückten Anlagerungsgesteinen eine Kontaktwirkung, bzw. ein magmatischer Einschluß von grauen Schieferen in den Porphyry erfolgt ist.

Zu S. 82, Zeile 31—35.

Es wurden hier neuerdings (ungefähr 220 m vom Eugenstollen und 450 m vom Übergang der Förderbahn über das Schweinstal) hellgraue und schwach-rötliche Schieferetone mit undeutlichen Pflanzenresten, hellweißlich-graue, wenig veränderte grobkörnige Sandsteine und dunkelblaugrüne, eisenschüssige, glimmerreiche mittelkörnige Sandsteine vom Typus Oberer Lebacher Schichten in einem Aufschluß von 1,5 m Breite steil stehend im Porphyry eingeschlossen, eingesammelt; die Gesteine sind sehr wenig verändert.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
I. Abschnitt.	
Über die Erzaufschlüsse bei Imsbach im Jahre 1900	63
1. Wissenschaftliche Publikationen	63
2. Technische Gutachten und Berichte	64
Die vier Grubenfeldabteilungen bei Imsbach	65
1. Grubenfeld Katharina (Katharina und Grüner Löwe)	65
a) Katharina	65
b) Grüner Löwe	67
2. Grubenfeld Erni und Grubenfeld Lili	68
a) Friedrich-Gang, Ida-Gang und Erbstollen	68
b) Grauer Hecht	69
3. Grubenfeld Frieda	70
a) Reich-Geschiebe	70
b) Weiße Grube	71
Zusammenfassung	71
II. Abschnitt.	
Die allgemeinen und besonderen geologischen Verhältnisse des Erzgebiets am Donnersberg	72
A. Kurze Bemerkungen zu dem geologischen Übersichtskärtchen	72
B. Die nähere Umgebung des Erzgebietes	75
C. Die Schicht- und das Eruptiv-Gesteinsvorkommen in den Bergbauen	76
1. Der Eugenstollen	76
2. Der Graue Hechtstollen	78
Schlußfolgerungen aus den beiden, einem einzigen Gangkörper angehörigen Aufschlüssen	79
3. Der Friedrichstollen und Idastollen	80
4. Die Baue vom Grünen Löwen	82
5. Die Aufschlüsse im Katharinenstollen	83
6. Der Lebacher Stollen	83
7. Der Reich-Geschiebe-Stollen	84
8. Fragliches blasiges Gestein von Imsbach	85
Schlußfolgerungen	86



Geologisches Übersichtskärtchen des Gebietes zwischen Donnersberg u. Alsenz.

M.1:50000.

Aufgen. von Dr. O.M. Reis.

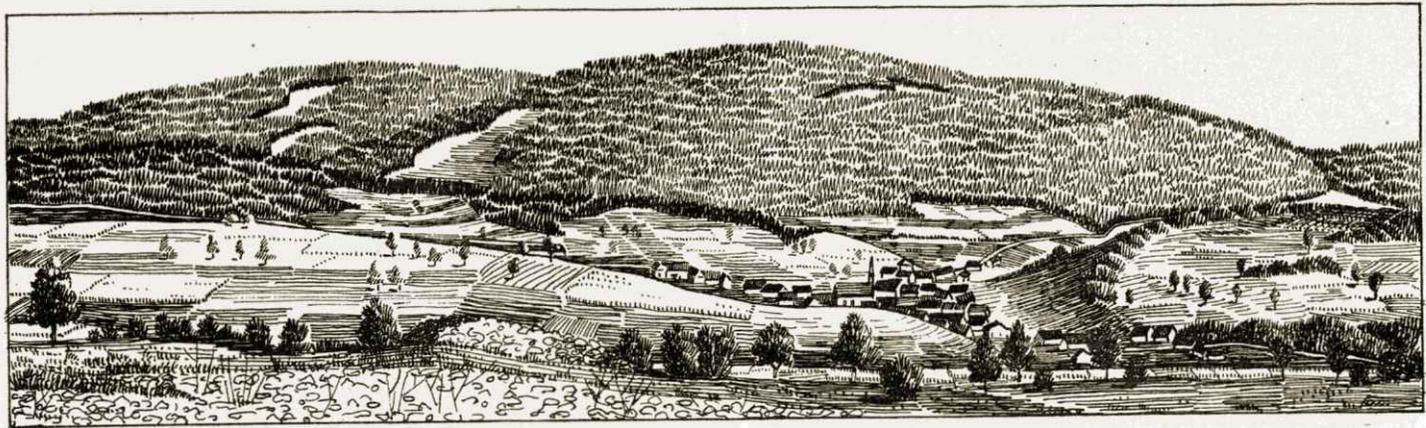


α as	Alluvium u. Schutt.	ru^{ab}	Obere Winnweiler, (Waderner) Scht.	ru^{ab}	Olsbrücker Sch.	ru^{ab} ru^{ab}	Hoofer Alsenz-Schichten	Th	Tholeyit (effusiv) m. handg. Porphyrit.	Qz	Quarzitgang.
q^{st}	Lehm(Löß)u. Schotter.	ru^{st}	Porphyrikongl. d. Unt. Winnweiler S.	ru^{st}	Schweisweiler S.	ru^{st}	Odenbacher Sch.	Th Mc	Tholeyit } intrusiv.	K	Konglomerate. Tonstein, Kalk.
ru^{st}	Standenbühler Sch. m. lgd. Quarzitkongl.	ru^{st}	Sötkerner (Hochsteiner) Schichten.	ru^{st}	Unt. Lebacher S.	Mc	Hochsteiner Porphyrit (effusiv)	Pf	Felsitporphyr.	V	Verwerfungen.

Die im Felsitporphyr Pf des Donnersbergmassivs eingetragenen weißen XXX-Zeichen bedeuten den Zug der Kupfer- und Eisenerzgänge, die weißen +++-Zeichen dagegen den Zug erzfreier Quarzitgänge.

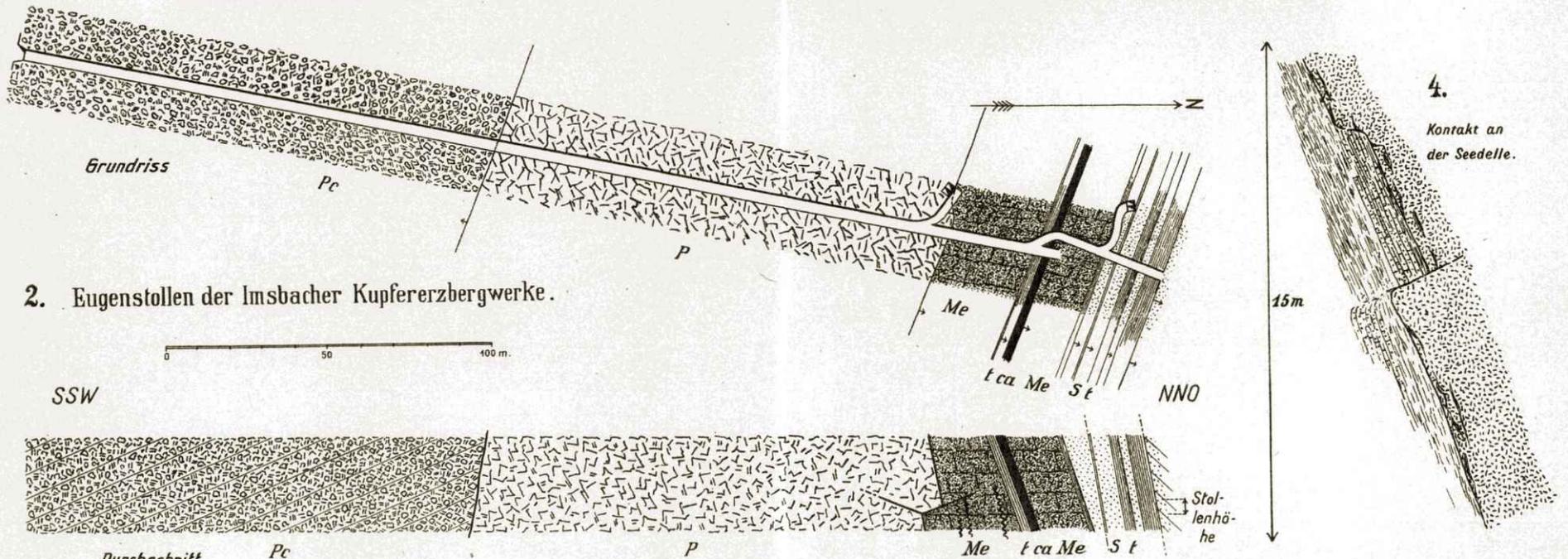
Bastenhaus.

1.



Mordkammer.

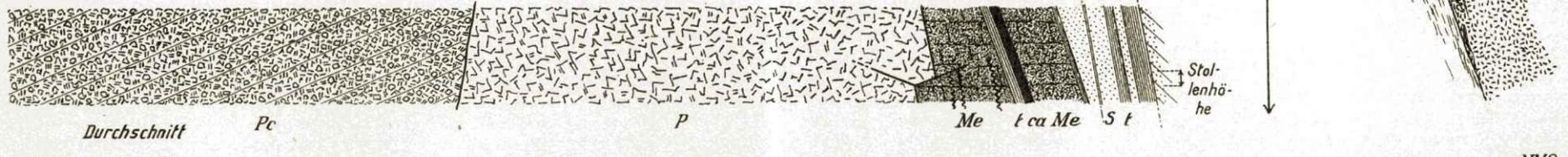
Mariental.



2. Eugenstein der Imsbacher Kupfererzbergwerke.

0 50 100 m.

SSW



Durchschnitt

SSW

3.

0 25 50 75 100

Imsbach

280

Sch K

Eugenstein

302 m Sch

Hechtstollen

305 Pc

NNO

Ob. u. unt. Reicheschiebestollen

Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau.

Von

Dr. Ernst Kraus.

(Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000 und 14 Textfiguren.)

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einem Gebiete, in welchem der Bayerische Wald gegen Süden in das Tertiärland übergeht. Seit den bereits geraume Zeit zurückliegenden Übersichtsaufnahmen GÜMBELS ist hier geologisch nur wenig gearbeitet worden. Wenn daher als Grundlage dieser Arbeit eine erste genaue Aufnahme im Maßstab 1 : 25 000 gemacht werden sollte, so waren sehr eingehende Voruntersuchungen notwendig. Der Charakter der überaus aufschlußarmen Gegend und die Berücksichtigung der in nichtgebirgigen Landteilen wichtigen wirtschaftlichen Momente bedingten eine wesentlich andere Methode der Aufnahme als in gebirgigen Lagen. Schon bei den Voruntersuchungen trat eine solche Fülle von Einzelfragen entgegen, daß die Bearbeitung auf die zunächst wichtigen Punkte beschränkt werden mußte. Dies gilt sowohl bezüglich rein geologischer als ganz besonders bezüglich bodenkundlicher Fragen. Die Berücksichtigung der letzteren war dadurch sehr erschwert, daß die spezielle Bodenkunde noch recht wenig ausgebildet ist. Auch der Umstand veranlaßte eine gewisse Ungleichmäßigkeit in der Bearbeitung, daß manche Horizonte, vor allem diejenigen des Jura und der Kreide, stark bedeckt, jetzt noch unvollkommener als früher aufgeschlossen sind. Die tektonischen Folgerungen aus den etwas eigenartigen Lagerungsverhältnissen, welche den eigentlichen Ausgangspunkt dieser Arbeit bildeten, mußten bei der starken Überdeckung des Gebietes ebenfalls an Sicherheit einbüßen.

Sowohl bei der Aufnahme als bei der Untersuchung der gesammelten Proben stellte sich immer klarer jener große Unterschied heraus, der zwischen einer mit der geologischen Aufnahme verbundenen bodenkundlichen Übersichtsaufnahme und einer speziellen Bodenkarte zu machen ist. Die vorliegende Karte will, abgesehen von den geologischen Angaben, nur eine Übersicht über die vorhandenen Böden geben. Bezüglich der bei der Aufnahme, Untersuchung und Darstellung befolgten Methoden, welche ihre Ausbildung vorwiegend agronomischen Gründen verdanken, muß auf die auf S. 164 bis 167 abgedruckten „Bemerkungen zur Karte des Gebietes“ verwiesen werden.

Einleitung.

Geographische Angaben.

Das bearbeitete Gebiet zerfällt in zwei wesentlich verschiedene Teile; etwa die nördliche Hälfte gehört noch den kristallinen Gesteinen des Bayerischen Waldes an, die südliche ist bereits ein Stück der bayerischen Hochebene. Orographisch prägt sich diese Zweiteilung in keiner Weise aus.

Wenn man die Höhen des Gebietes vergleicht, so zeigt sich, daß sowohl dem Durchschnitt nach, wie absolut die bedeutendsten Höhen im Süden¹⁾ liegen. Am höchsten (469,8 m) erhebt sich die Gegend im Südosten an der alten Reichsstraße von Ortenburg über Fürsterzell nach Österreich. Gegen den Bayerischen Wald zu muß man ca. 5 km von Windorf (an der Donau) nordnordöstlich gehen, bis man den nächsten höheren Rücken, den Büchelberg, mit 492 m erreicht. Die Höhe von Ruhstorf (östlich von Windorf), welche sich von der Donau aus über die Talebene an ihrem Fuß so sehr hervorhebt, besitzt nur 440 m und setzt sich nach Norden und Osten zu in ein besonders gegen die Donau (300 m) sehr tief zerschnittenes Plateau fort, dessen allgemeine Höhe allerdings um einiges über das allgemeine Niveau des unmittelbar südlich der Donau liegenden Gebietes emporragt.

Allmählicher steigt dieser südliche Gebietsteil zu dem stark zerteilten großen Quarzschottergebiet²⁾ an, welches im Südosten entwickelt ist. Es hat keinen Plateaucharakter, sondern ist durch die im Norden regelmäßiger als im Süden verlaufenden tief eingreifenden Täler in einen langen Rücken geteilt, welcher von der höchsten Höhe im Südosten bis zu dem noch plateauartigen Abschluß beim Waldhof hinzieht, und der sich besonders nach Norden in verschiedene Zweige auflöst. Die auffallend unruhige Talgliederung mit den verhältnismäßig recht stark geneigten Gehängen bringt es mit sich, daß diese Höhenzüge die einzigen Richtungen mit gleichmäßigem, nur am Rand bedeutendem Gefälle sind; daher verlaufen auch alle großen Straßen auf ihnen. Die besondere geologische Bedeutung dieser Höhenzüge wird näher zu besprechen sein.

In scharfen Gegensatz zu diesen östlichen Geländeformen treten die sanft geneigten weiten Flächen im Westen, wo sich Mergel, Letten und feine Sande ausbreiten. Doch erscheinen auch hier steilere Talgehänge vornehmlich an den Stellen, welche, wie im Osten, größere Quarzschotterpartien aufweisen. Denn genau so, wie im Tal der den Osten von dem Westen trennenden Wolfach das östliche Schotter-Gehänge weit steiler emporsteigt als die westliche Seite mit ihren feinen Sedimenten, so wiederholt sich dieser mit der Art der Gesteine zusammenhängende morphologische Charakter in den kleineren und kleinsten Tälchen. Besieht man sich daraufhin die Täler im Tertiärgebiet, so bemerkt man diese Regel nur von wenigen Ausnahmen unterbrochen. Besonders schön tritt sie in den ganz kleinen Senken auf, deren verschiedene Gehängeneigung auf der Karte nur wenig deutlich wird. Es ist eine nicht nur in der Ortenburger Gegend, sondern im ganzen nördlichen Tertiärgebiet der bayerischen Hochebene zu verfolgende Erscheinung, daß die Talseiten, an welchen die tertiären Schottermassen zu Tage treten, weit steiler ansteigen, als jene mit feineren Sedimenten. Dabei ist darauf aufmerksam zu machen, daß wenigstens in dem bearbeiteten Gebiet die überwiegende Mehrzahl aller Täler in jenem Sinne einseitige Täler sind.

Die Neigungswinkel der Talseiten hängen jedenfalls mit dem verschiedenen Böschungswinkel zusammen, welchen die verschiedenartigen Gesteine bei ihrer Abtragung bilden. Das Wasser läuft, wenn es die feinsandigen Letten und Mergel einmal imbibt hat, allmählich oberflächlich ab, während es in den Schottern tief eindringt, sich sammeln kann und so eine kräftigere unterhöhrende Spülung bewirkt; auch können die meist nicht verbundenen Schotterbestandteile zu Zeiten von starken Wasserbewegungen leicht fortgeschafft werden. Daß so viele der Täler einseitig sind, dürfte mit dem gleichen Grund zusammenhängen; da sich an den Grenzen von Schotter und unterliegender Mergel- oder Letten-Schicht immer mehr Wasser ansammeln muß, als etwas entfernt davon, so werden diese Stellen bei der Erosion begünstigt sein; die Abtragung wird aber gegen den lockeren Schotter hin fortschreiten unter Bildung eines steileren Gehänges. An ganz kleinen derartig ungleichseitigen

¹⁾ Siehe L. WASSNER, „Das Donautal Pleinting-Passau-Aschach“, eine geol. Skizze, A.G. Passavia 1900.

²⁾ Diese tertiären Schottermassen gewähren ein sehr charakteristisches Landschaftsbild. Sie nehmen die Kuppen der Hügel oder ihre steilen Gehänge ein, welche wasserarm meist nur von einer dürrtigen Vegetation (Kiefer, Birke, gelber Ginster, Calluna, Heidelbeere, Flechten) bedeckt sind. In trockenen Sommern werden sie sogar an vielen Stellen kahl und die hervortretenden weißen Quarze zusammen mit den rötlichen Halmen verdorrter Gräser bedingen von weitem ganz eigenartige Farbenwirkungen.

Tälchen sind die Neigungen am stärksten; so zeigt z. B. eine kleine Rinne NW. vom Schuster (nahe dem W.-Rand im Süden) an ihrer lehmigen SW.-Seite 10° Böschung, an ihrer kiesigen NO.-Seite bis 25°.

Bei annäherndem S.-N.-Verlauf liegen die flacheren Gehänge mit ziemlicher Regelmäßigkeit an der westlichen Talseite. Als Beispiele sind besonders das Wolfachtal, ein Talstück zwischen Unter- und Ober-Iglbach (im SW.), dann die Tallinie SO. vom Schloder und S. vom Rauscher zu nennen; hieher gehören auch die verschiedenen Verästelungen des Voglarner Tals im Osten. Da die flachen Talseiten meist zugleich von einer ziemlich zusammenhängenden Lößdecke überzogen sind, welche den steileren fehlt, könnte man den Löß, der von Westen hergetrieben sich im Windschatten ablagerte, für diese Erscheinung verantwortlich machen. Dafür ist jedoch diese Decke zu dünn; sie fehlt den Ostseiten, weil sie sich hier an den steileren, stärker erodierten Schotter-Hängen nicht halten konnte.

Eine andere Beobachtung möge noch von der Wolfach erwähnt werden. In äußerst vielgestaltigen kleinsten Windungen schlängelt sich dieser Bach auf seinem breiten Lettengrund mit geringem Gefälle nach Norden. Ganz plötzlich bei Neustift, wo er mit schwach ausgeprägtem Trichter in das Granitgebiet eintritt, ändert sich der Charakter des Laufes vollkommen. Die Windungen zweiter Ordnung haben hier völlig aufgehört, das Bett ist festgelegt und die Wolfach durchschreitet in weiten Mäandern den Granit. Letzterer ist durch die in ihm sehr langsam fortschreitende Erosion zugleich der Grund für das geringe Gefälle und die starken Windungen im Süden. Damit hängt auch die häufige Überschwemmung des ganzen noch nicht durch Regulierung gesicherten Talgrundes zusammen. Genau die entsprechenden Erscheinungen treten übrigens dort auf, wo die Vils und die Donau in das Granitgebiet eintreten.

I. Gesteins- und Formationsbeschreibung.

I. Abschnitt. Die kristallinen Gesteine.

Vorbemerkungen.

Der größere nördliche Teil des kartierten Gebietes zeigt in weiter Verbreitung von jüngeren Schichten mehr oder weniger bedeckt die Granite und Gneise des Bayerischen Waldes. Es handelt sich um Gesteine, welche in einigermaßen zusammenfassender Form hauptsächlich mineralogisch und mehr vom rein beschreibenden als vom genetischen Gesichtspunkt aus zuerst von WALT¹⁾ und WINEBERGER²⁾ bearbeitet wurden. Erst GÜMBEL brachte durch seine „Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ 1868 zugleich mit der Übersichtskarte eine auf der geologisch-petrographischen Grundlage seiner Zeit ruhende Beurteilung und Gruppierung des sogen. Urgebirges. Diese Arbeit litt an dem Zwiespalt, der noch damals zwischen der Betrachtung der rein mineralogischen und der meist schlecht zu beobachtenden geologischen Eigenschaften der Gesteine herrschte. Auch jetzt trennen wir in erster Linie lithologisch und nach Lagerung und Verbreitung; doch haben für uns all die verschiedenen Eigenschaften einen oft ganz anderen Wert für die Einteilung erlangt; denn wir besitzen heute wesentlich andere Anschauungen über die Bildung der granitischen Gesteine.

Trotzdem sich diese Anschauungen schon seit längerer Zeit geklärt haben, sind die GÜMBEL'schen Arbeiten immer noch die einzigen Grundlagen für die Kenntnis des in Betracht kommenden Gebietes und auch jene Arbeiten, welche auf neuer Basis in Nachbargebieten gemacht wurden und mehr oder weniger sich auf unsere Gegend beziehen, sind verhältnismäßig sehr spärlich. Es wären hier

¹⁾ WALT¹⁾ u. a.: „Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Passau.“ Briefl. Mitt. des Korrespondenzblattes d. geol.-min. Ver. Regensburg, 1847; „Geognosie von Passau und Umgebung“ *ibid.* 1868.

²⁾ L. WINEBERGER: „Versuch einer geognostischen Beschreibung des bayer. Waldgebirges und Neuburger Waldes.“ Passau 1851.

vor allem die Schriften von WEINSCHENK¹⁾ dann von WEBER,²⁾ P. P. SUSTSCHINSKY,³⁾ AL. FRENTZEL⁴⁾ und A. TILL⁵⁾ zu nennen. Geologische Aufnahmen in größerem Maßstabe als 1:100 000 liegen überhaupt noch nicht vor.

1. Normaler feinkörniger Granit.

In den südlichen Teilen des kristallinen Gebietes gewinnt ein normaler, feinkörniger Biotitgranit, GÜMBELS Lagergranit, größere Verbreitung. Er wird wegen seines gleichmäßigen Kornes in größeren Brüchen als Pflasterstein, auch als Straßenschotter abgebaut und ist besonders schön in dem Neustifter Bruch an der Wolfach aufgeschlossen (Abb. 1).

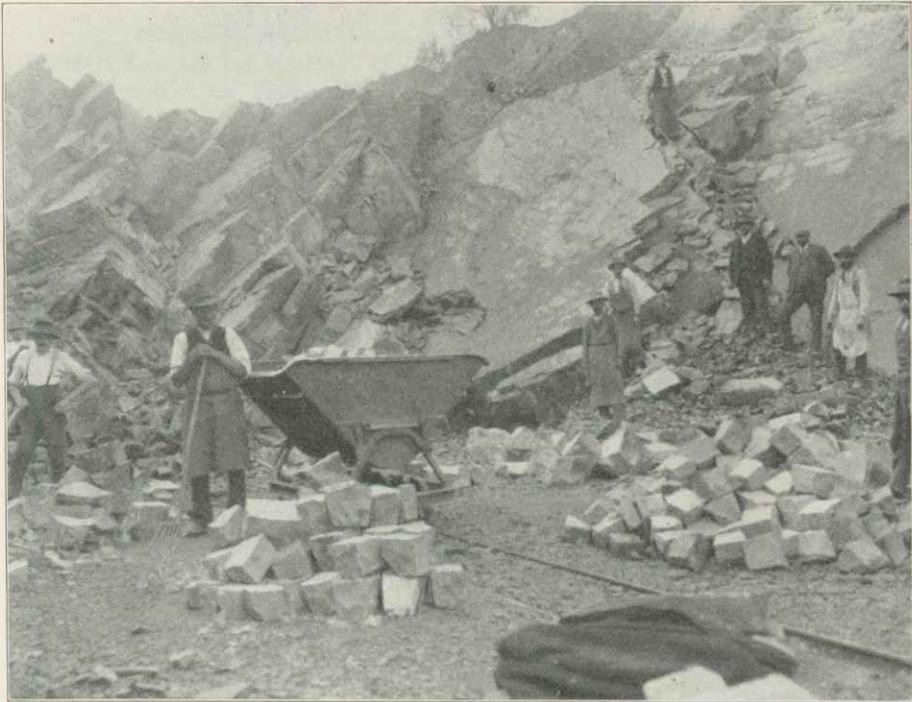


Abb. 1.

Normaler Biotitgranit, stark geklüftet. Bruch bei Neustift.

Im Dünnschliff ist die undulöse Auslöschung des Quarzes auffallend häufig; die Plagioklase sind meist Oligoklas, doch zeigt sich auch gelegentlich Albit.

An manchen Stellen ist Biotit etwas putzenförmig angereichert, ab und zu trifft man auch rötlich gefärbte Orthoklase. Sekundär sind Muskovit und Pennin. Im ganz frischen Zustand hat der

¹⁾ E. WEINSCHENK: „Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges.“ Abh. d. bayer. Ak. d. W. Bd. 19. 2. 1897. „Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais.“ Abh. d. bayer. Ak. Bd. 21. 2. 1901. „Bodenmais-Passau“, petrographische Exkursionen im Bayerischen Wald, München 1914, Verlag Natur und Kultur.

²⁾ Siehe diese Jahreshefte 1909 S. 313 und 1910 S. 1.

³⁾ Tiré des travaux de la soc. imp. des naturalistes de St.-Petersbourg vol. 36 l. 5 Sect. de géol. et de min. Résumé. S. 427.

⁴⁾ AL. FRENTZEL „Das Passauer Granitmassiv.“ Diese Jahreshefte 1911 S. 105.

⁵⁾ A. TILL „Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell“ in Verh. der K. K. Geol. Reichsanstalt Wien 1913 Nr. 7.

Granit die gleiche bläuliche Farbe, wie der ebenfalls meist feinkörnige Passauer Waldgranit, von dem er kaum zu trennen ist.

Was an den Graniten besonders ins Auge fällt, ist ihre ebenflächige, außerordentlich starke Klüftung, die auch an der Abb. 1 hervortritt. Meist sind es in den Aufschlüssen eine oder zwei Hauptrichtungen mit einer oder zwei weiteren Nebenrichtungen, nach denen das Gestein in sehr scharfkantige, parallelepipedische Stücke zerfällt. Um eine Übersicht zu gewinnen, ob im großen eine Regelmäßigkeit der im kleinen anscheinend ohne bestimmtes Gesetz verlaufenden Kluftrichtungen herrscht, wurde eine Reihe von Messungen der hauptsächlichlichen Klüfte in verschiedenen Aufschlüssen ausgeführt und zusammengestellt (siehe unten). Nur

Ort	Gestein	Hauptklüftungen
Bruch bei St. Barbara NW. Vilshofen	Granit an injiziertem Schiefer	Str. N. 70° W. f. 55° N.
Bruch an der Vils O. von Dorf . . .	normaler Granit	Str. N. 40° O. 1; Str. OW. f. 55° S.
SW. der Vilmühle	„	Str. N. 50° O. 1 oder f. 80° SO.
Großer Bruch O. von Sollasöd . . .	„	Str. N. 60° W. f. 80° W.; Str. N. 20° W. f. 45° NO.
Großer Bruch O. von Sollasöd . . .	„	Str. N. 35° O. 1 mit Streifen: f. 15°-20° SW.
An der Wolfach O. von Kapfham . . .	„	Str. N. 0°-40° O. f. 70°-80° N. m. Streif.: f. 20° S.
Einschnitt etwas N. von vorigem . . .	„	Str. N. 25° O. f. 45°-50° SO.
2. Bahnaufschluß NW. Knadlarn . . .	„	Str. N. 5° O. f. 40° O.
1. Bahnaufschluß NW. Knadlarn . . .	„	Str. N. 10° O. f. 50° O.; Str. N. 30° O. f. 65° SO.
Alter Bruch N. von Neustift	„	Str. N. 20° W. f. 35° NO.; Str. OW. f. 85° S.
1 Bahnaufschluß N. von Neustift . . .	„	Str. N. 5° O. f. 45° O.
Bruch bei Neustift	„	Str. NS. f. 45° O.; Str. N. 45° W. f. 45° NO.
Bruch bei Neustift	„	Str. N. 15° O. f. 45° NW.; Str. N. 85° O. fast 1.
Bruch bei Neustift	„	Str. NS. f. 60° O.; Str. N. 60° O. f. 70° NW.; Str. N. 20° W. f. 60° NO.
Bruch am Ladeplatz	„	Str. N. 25° O. f. 45° SO.
S. von Neustift	„	Str. NS. f. 85° W.; Str. NS. f. 40° O.
Bei Station Blindham	„	Str. NS. f. 45° O.
An der Hackelmühle	injizierter Schiefer	Str. N. 60° W. f. 80° SW.
Talausgang bei der Hackelmühle . . .	Str. N. 20 O. f. 35 NW. geschieferter Granit	Schieferung: Str. N. 60° O. f. 10° SO. mit Streifen: Str. N. 75° O.
Bruch W. der Hackelmühle	Granit	Auf unregelm. Klüftung Streifung: Str. OW. f. 45° W.

an ganz wenig Stellen zeigten sich die Klufflächen mehr rundlich-schalig, wie im Bruch südlich von Knadlarn, so daß eine Messung nutzlos war. Aus der Zusammenstellung geht hervor, daß sich zwar im Streichen der Haupt-Kluffsysteme anscheinend keine Regelmäßigkeit ausprägt, daß aber das Fallen nach O., NO. und SO. weitaus überwiegt. Nach S., SW., W. und NW. fallen nur bezw. 2, 2, 1, 2 Flächen und zwar mit zwei Ausnahmen sehr steil. Nach den sonstigen Erfahrungen dürfte diese Erscheinung mit der Abkühlungsfläche des Stockes in Beziehung zu setzen sein. Sie hat demnach im Osten der Gebiete gelegen, deren Klüfte gemessen wurden. Vielleicht gehört zu diesen Abkühlungserscheinungen auch die eigentümliche Form von säulenförmigem Biotitgranit, welche unter dem Tertiärsand beim Kalkberger Bruch, und von schlierigem, pinitführendem Aplit, welche am Donauufer östlich des Bahnhofs von Vilshofen gefunden wurde. An diesen etwa 5 cm dicken, ziemlich regelmäßigen Säulen wird der Mantel von etwa Centimeter-breiten,

in regelmäßigen Winkeln ein- und ausspringenden längsverlaufenden Flächen gebildet. Übrigens ist die besprochene Klüftung durchaus nicht auf den normalen, feinkörnigen Granit beschränkt, sondern sie findet sich auch in größeren aplitischen Stöcken, in schlierigem pegmatitisch-aplitischem Granit und teilweise im injizierten Schiefer, wie z. B. am Voglarner Bach WNW. von Eben oder NO. von Windorf.

Eine Äußerung außerordentlich starken Druckes durch ausgelöste Gebirgsbewegung kann man am südlichsten Granit im Ortenburger Gebiet an der Hackelmühle beobachten. Bei einem Übergang in injizierten Schiefer tritt hier an den Felsen eines verwachsenen Bruches ein hellgrauer Zweiglimmergranit auf, der durch Verquetschung die schiefrige Struktur eines Augengneises erhalten hat.

Unter dem Mikroskop sieht man den stark undulösen Quarz in einzelne Stücke zerbrochen, die zum Teil mörtelartig zwischen größeren Mineralstückchen liegen. Der Muskovit ist in unregelmäßigen Zügen mit kleinen Quarzkörnchen zusammen durch das Gestein verteilt, stark zerfasert und durcheinander geschoben; ähnlich zeigt sich der Pennin faserig mit sehr mannigfaltigen Interferenzfarben, teilweise mit noch unzersetztem Biotit parallel verwachsen, der stark verquetscht aussieht. In diesen Zonen der gut spaltbaren Mineralien und des zerriebenen Quarzes scheint hauptsächlich die Bewegung vor sich gegangen zu sein; sie sind an die Schieferungsflächen gebunden. Außer reichlichem Orthoklas bemerkt man etliche zersetzte Plagioklase (auch Albit) und etwas Apatit.

Im ganzen erinnert das Gestein sehr an gewisse gequetschte gneisartige Granite in der Nähe des Pfahls.

Abgesehen von solchen sehr bedeutenden späteren Veränderungen weist auch das Granitmagma selbst manche Modifikationen in Struktur und Mineralbestand auf, welche jedoch, in jedem Granitmassiv wiederkehrend, keinen Anlaß zur Aufstellung besonderer Typen geben. So finden wir an der Eisenbahnbrücke S. von Knadlarn einen mittelkörnigen Zweiglimmergranit; die Felsen OSO. von Unter-Oh zeigen einen etwas schlierigen Granit mit basischen Putzen; der Granit SW. Ober-Oh schließt reichlich Quarzgänge ein; etwas größere Feldspateinsprenglinge zeichnen den Biotitgranit an der Wolfach OSO. Kapfham aus, etwas porphyrisch ist auch der Granit im Bruch N. von Unter-Oh entwickelt. Geht man von Sollasöd Vils abwärts, so passiert man große Brüche in normalem, feinkörnigem Biotitgranit, der noch bei dem neuen Elektrizitätswerk an der Vils ansteht; hier führt er etwas mehr Quarz. Nordöstlich aber trifft man ihn meist nur noch in Gängen in dem schlierigen Granit. Auch in den spärlichen Aufschlüssen im NW. der untersten Vils gegen die Donau treten bald glimmerärmere, bald -reichere Biotitgranite, öfter etwas grobkörnig-pegmatitisch werdend, hervor. In einzelnen Partien ist er bei Hackelsdorf, in Windorf und etwas quarzreicher W. von Kalkberg, im Voglarntal W. von Eben und im NO. entwickelt. Hier hat die Straße WNW. von Deichselberg einen grauen, durch größere Feldspäte etwas porphyrischen Biotitgranit von mittlerem Korn aufgeschlossen, ziemlich glimmerarm mit hellgrünlichen trüben Partien.

U. d. M. zeigt sich etwas aplitische Struktur, sehr reichlich Orthoklas und viel Quarz, besonders reich an Flüssigkeitseinschlüssen; Plagioklase ziemlich zersetzt vom Charakter des Albit-Oligoklas und Oligoklas mit größeren Kristallen; neben etwas Myrmekit reichlich Perthit; Mikroklin; spärlich Biotit auch mit Pennin parallel verwachsen mit zahlreichen pl. Höfen um Zirkon; wenig Muskovit auch skelettartig in Quarz und Feldspat; etwas Erz.

Vornehmlich durch seine rote Farbe trennt sich von diesen Graniten scharf ein gangartig auftretender Granit NNO. vom Lippert, wie er auch sonst im Bayerischen Wald nur selten angetroffen wird. Die stark ausgesprochenen Farben der großen fleischroten Orthoklase, hellgelblichen Plagioklase im Verein mit dem bräunlich-rauchgrauen Quarz und dem intensiv schwarzen Biotit machen ihn zu einem sehr schönen Gestein.

In einem mittelkörnigen glimmerarmen Stück tritt u. d. M. die aplitische Struktur deutlich hervor: Quarz liegt in kleinen und größeren rundlichen Partien, auch mit gerundet-hexagonalem Umriß im Feldspat; Mikroklin, Orthoklas und Perthit, auf Rissen ziemlich zersetzt, sind reichlich vertreten; an Plagioklasen ist nur wenig Oligoklas und ganz wenig Albit zu konstatieren. Wenig Biotit, parallel zusammenliegend mit seinem faserigen ausgebildeten Umwandlungsprodukt, dem Pennin, ziemlich reichlich Apatit und etliche Erzpartien (wohl Magneteisen) vervollständigen das mikroskopische Bild.

An der Nordseite des Ganges ist solcher Granit-Aplit auch pegmatisch ausgebildet und durchsetzt gangartig einen schwarzen biotitreichen Gneis.

Der Biotit des letzteren ist von Quarz durchlöchert; im Schliff findet man auch neben reichlich Plagioklasen (Albit-Oligoklas bis Oligoklas) wenig Orthoklas, Muskovit, Mikroklin, Körner von Zirkon und wenig Erz (wohl Titaneisen).

Makroskopisch treten große Almandine in diesem Paragneis hervor. Auch in diesem Ganggranit prägt sich eine Kluftrichtung (Str. N. 10 W. \perp) deutlich aus. Stark grünlich und rötlich gebändert nach der Richtung (Str. ca. OW. f. 30° N.) des angrenzenden Schiefers ist der hieher gehörige Granit an der Wegbiegung NO. vom Lippert.

2. Schlieriger Granit und injizierter Schiefer.

Bisher haben wir den Granit nur soweit verfolgt, als er noch ziemlich normal ausgebildet war. Wenn wir uns von diesen Komplexen des feinkörnigen gleichmäßigen Biotitgranits an der Wolfach und Vils weiter gegen N. wenden, so gelangen wir zu granitischen Gesteinen, welche durch ihre außerordentliche Mannigfaltigkeit in Struktur und Zusammensetzung auffallen und noch weiter nach N. treffen wir an der unteren Vils und an der Donau bereits im großen gut geschichtete Gesteine an: wir sind durch die schlierige Randzone des Granitmassivs im Süden in das Gebiet der typischen injizierten Schiefer gekommen.

Es ist sehr schwer, diese im großen deutlichen Zonen auf der Karte von einander zu trennen; besser kann noch die Grenze zwischen Granit und Randzone als die gegen die Schiefer gelegt werden. Für die letztere mußte ein einigermaßen äußerliches Kriterium angenommen werden: die Linie, an welcher die Schiefer überhandnehmen und daher die geschichteten Partien ein übereinstimmendes Streichen und Fallen zu zeigen beginnen. In der Darstellung ist es jedoch nicht möglich, Randzone und Schiefer zu trennen, denn erstere ist ja durch letztere bedingt, und die Schiefer sind von den Apophysen aus der Randzone durchschwärmt.

Gut sind die Erscheinungen dieser Übergänge im kleinen an den Felsen bei der Hackelmühle zu verfolgen. Etwa an der Stelle des durch Druck geschieferten Granits beginnt auch der ziemlich normale Granit gegen O. zu sehr unruhig und schlierig zu werden; der aplitische Biotitgranit enthält große Pinitpartien und geht durch Aufnahme von an Biotit reichen Schieferfetzen in einen injizierten Schiefer über mit dem Streichen N. 20 O. f. 35 NW. Gegen Norden zu fällt uns der schlierige Granit an der Straße 50 m NW. vom Dötter und bei Unter-Oh auf, doch sind das isolierte Partien im normalen Granit. Erst NO. von Zeitlarn kurz vor dem östlichen Talriß stellen sich im geklüfteten normalen Granit untergeordnet schlierig-schiefrige (biotitreiche) Einschlüsse und Pegmatitgänge (mit schönem Schriftgranit) ein. An dem Steilhang östlich bei Dinkreith steht bereits stark schlieriger Granit mit Gängen und unregelmäßigen Partien von Pegmatit, Aplit und Quarz an. Hier hat auch der Gehalt an ziemlich großen Piniten (zum Teil noch mit den kurzprismatischen Kristallformen des Kordierits) bereits stark zugenommen.

An solchen pinitreichen, schlierigen Graniten findet man im Dünnschliff: Quarz, teilweise etwas undulös, reich an Flüssigkeitseinschlüssen mit rundlicher Umgrenzung wie eingefressen im

Pinit; in letzterem viel Muskovit, gelegentlich mit Maschenstruktur, und Pennin; der Muskovit ist auch in radialfaserigen Schuppen ausgebildet und parallel verwachsen mit Pennin. Letzterer entstand aus Biotit unter Ausscheidung schwärzlicher Zersetzungsprodukte und enthält Sagenitnadeln; daneben wenig Orthoklas, wie die spärlichen Plagioklase (Oligoklas-Andesin bis Oligoklas) meist stark zersetzt, Zirkon, Erz und Pyritwürfel.

An den gleichen Graniten u. a. auch mit etlichen Gängen von porphyrischem Granit vorbei gelangt man am Bahneinschnitt an der Blümelmühle an eine Wand, die durchschwärmt ist von Pegmatit-, Aplit- und Granit-Gängen, eingezwängt zwischen Stücke von feinkörnigem, biotitreichem Granit-Gneis; auch hier fehlen die Pinitputzen nicht. Weiter nach Norden beginnen die typischen injizierten Schiefer; sie bilden bereits die südlichen Uferfelsen der Donau und zeigen hier ziemlich feinkörnige biotitreiche Lagen gebändert durch mehr oder weniger gefaltete Aplitpartien.

Ganz ähnlich ist das Bild, wenn man die Aufschlüsse an der untersten Vils nach NO. verfolgt; nur sind hier die Zonen öfter wiederholt: nach dem feinkörnigen Granit hat man bald auch die schlierige Randzone durchschritten, denn bereits SO. von Auhof schneidet die Bahn durch injizierte Schiefer, bei denen sich allerdings ein vorherrschendes Streichen wenig ausprägt. NO. von Auhof schließen sich dann schon wieder jene Gesteine an, wie sie an der Blümelmühle liegen. Eigentümliche Löcher mit scharfen, sich unter den Winkeln des Kalkspats schneidenden Begrenzungsflächen in dem etwas verwitterten Orthoklas des Pegmatits weisen auf ursprünglich ausfüllenden Kalkspat hin. Am linken Vilsufer und an der Vilmühle treffen wir dann neuerdings auf die injizierten Schiefer mit oft sehr stark zickzack-gefalteten Aplitgängen. Am westlichen Hang der Vilmühle steht im Hintergrund des Bruches darin ein feiner, schlieriger, etwas gneisartiger Biotitgranit an, der als selbständiger Stock oder als Vorposten einer größeren Intrusivmasse in den Schiefen gelten kann. Er wird auch nördlich von jenen Schiefen anscheinend mantelförmig umschlossen.

In diesem meist pinitreichen, auch Almandin führenden injizierten Schiefer liegen die an der Donau grenzenden Gebiete im NW. (bei St. Barbara darin wieder Granit), N. und NO. von Vilshofen. Im O.¹⁾ der Stadt ist in einem Bruch am Nordufer wieder schlieriger Granit aufgeschlossen; im Dünnschliff treten auch in diesem Gestein Muskovit, teilweise radialstrahliger Pennin und Granat auf.

Gegen O. zu wechseln die Zonen des schlierigen Granits mit denen des injizierten Schiefers immer mehr. Die ab und zu inselartig auftretenden Granitmassen und die intensive Metamorphose allenthalben zeigen aber an, daß der Granit in nicht großer Tiefe unter dem ganzen Gebiet durchgreift. Als Vertreter der schlierigen Randzone im NO. sei der helle, durch größere Feldspäte etwas porphyrische Biotitgranit, reich an Aplit-, Pegmatit-²⁾Gängen und Gneiseinschlüssen genannt, welcher am Bach O. von Bösensandbach ansteht. ONO. von Sandbach am Bahnwärterhaus entspricht der Randzone ein grauer schlieriger Granit, pinitführend teils aplitisch-pegmatitisch, teils mit regelmäßigeren Gneis-Einschlüssen. U. d. M. zeigt das Gestein hier die gleichen Erscheinungen — ebenfalls aplitische Struktur — wie sonst in der Randzone.

Durch Aufnahme von etwas mehr Granat und vor allem von Kordierit (bzw. Pinit) werden die injizierten Schiefer bei Bösensandbach und Sandbach den Kordierit-

¹⁾ Siehe Abbildung von einem Aufschluß bei Windorf in GÜMBELS Ostbayr. Grenzgebirg S. 579.

²⁾ Große Bergkristalle und Rauchquarze findet man ab zu im Acker NO. Bösensandbach.

gneisen von Bodenmais zum Verwechseln ähnlich. SW. liegen in einem Schiefer abwechselnde, meist flachlinsenförmig verdickte Lagen von Pinit, Feldspäten und Sillimanit, reich an rötlichbraunem Granat mit Quarzaugen, wenig Biotit; sie werden von einem an größeren Piniten ebenfalls reichen Pegmatitgang schief durchsetzt. In dem größeren Bruch O. von Bösensandbach liegen in typischem Kordieritgneis unregelmäßig schlierige Schieferreste, dichtere gleichmäßig dunkle Partien von bis 2 m Durchmesser; daneben Übergänge in grünliche, an Chlorit und größeren Feldspäten reiche, auch Erz und Kalzit führende Massen von ziemlich bedeutendem Umfang.

U. d. M. erkennt man darin: ganz wenig Quarz und Orthoklas; von den zahlreichen Plagioklasen neben Albit und Albit-Oligoklas vorwiegend Oligoklas-Andesin mit ziemlich engen, teilweise verworfenen Lamellen; in einem andern Schriff herrschen dagegen Labrador-Bytownit und Anorthit vor; dazu treten wenig Kordierit, reichlich Erz (Magnet- oder Titaneisen) in länglichen Formen, Titanit, Zirkon und Muskovit. An Zersetzungsprodukten beobachtet man abgesehen von den serizitartigen Schüppchen in den Feldspäten hauptsächlich Pennin, teilweise radialstrahlig und rostig (darin auch neu gebildeter Titanit); außerdem viel Pinit mit den öfter noch erhaltenen Kordierit-Umrissen, ziemlich viel Kalzit, teilweise mit geraden Begrenzungslinien gegen Quarz und Feldspat. Die Zwillingslamellen des letzteren sind an den Stellen etwas gebogen, wo der Quarz undulös wird.

Es handelt sich jedenfalls um basische Bestandteile des Nebengesteins, welche umgeschmolzen und mechanisch beansprucht wurden.

3. Marmor.

Als sehr charakteristische Einschlüsse in dem etwas nördlich der Donau von WNW. nach OSO. zwischen den beiden Granitgebieten durchstreichenden Zug von metamorphen Schiefen stellen sich an recht zahlreichen Punkten größere und kleinere Kalklinsen ein, die durch die Metamorphose hoch kristallin geworden sind und verschiedene Kontaktminerale beherbergen. Entsprechend dem allgemeinen Streichen zeigen auch diese Einlagerungen meist einen Längsverlauf von WNW. nach OSO. Abgesehen von einem durch EGGER¹⁾ erwähnten rings von Granit eingeschlossenen Bruchstück von Kalk und Serpentin liegt in unserem Gebiet ein solches Lager SW. bei Hausbach nahe der Donau und eines nächst der nördlichen Gebietsgrenze bei Wimhof N. von Vilshofen.

Lager bei Hausbach.

An der Stelle, wo der bei Hausbach in die Donau mündende kleine Bach seine auffallend scharfe Biegung nach O. macht, beginnt besonders an der Südseite des Tals das durch mehrere jetzt verlassene Brüche aufgeschlossene Marmorlager. Der graulichweiße Kalk ist meist recht grobkristallin und stellenweise reich an kleinen Putzen von Graphit. Letzterer erscheint überhaupt in dem Zug metamorpher Schiefer sehr charakteristisch; seine Häufigkeit im Marmor schildern GÜMBELS²⁾ Worte: „Es wird in unserem Gebirge kaum ein Kalklager geben, dessen Gestein beim Auflösen in Säuren nicht wenigstens einzelne Schüppchen von Graphit im Rückstand ließe.“ Nach dem Auflösen erhält man sechseckige tafelförmige Kristallformen, deren Basis fein gestreift erscheint.

In dem oft recht phlogopitreichen Marmor findet man u. d. M. neben Phlogopit und Kalkspat reichlich Körner von Forsterit auf Rissen mit beginnender Serpentinisierung, teilweise rostig, zusammen mit kleinen Kristallen von edlem Spinell, größeren Grossularen, ganz wenig Kordierit,

¹⁾ Jahresbericht des naturhistorischen Vereins in Passau III 1859. S. 212.

²⁾ l. c. S. 411.

Schwefelkies und Magnet Eisen, ab und zu auch farblosen Chlorit, Muskovit und Skapolith. Makroskopisch bemerkt man an anderen Stellen blauschwarzen Spinell, himmelblauen Apatit, Granat, hellgrünlichen Diopsid (Salit), teilweise in dunkle, eisenreichere Partien übergehend und Ophikalzit. Außerdem werden noch Chondroit und Aragonit¹⁾ erwähnt.

In dem kleinen Hohlweg beim Haus SW. Hausbach liegt zwischen dem Marmor und dem etwa 25 m SO. anstehenden rötlichen schlierigen Granit (der auch bei der Talecke im W. dem Marmor sehr nahe kommt) ein schlechter Aufschluß mit dichtem, grauem und schwarzem Quarzgestein und sandsteinartigem Quarzit 3 m neben feinkörnigem, sehr splitterigem Granit und mürbem Gneis.

Der Dünnschliff durch das schwarze Gestein zeigt eine sehr feinkörnige Quarzgrundmasse, bräunlich gefärbt und durchzogen von Chlorit und einigen Muskovit-Fasern; die Beimengungen von unregelmäßig fasrigen Partien von Erz, Rost und kohligen Substanzen ordnen sich nierenförmig und markieren die meist ausgezeichnet konzentrisch-schalige Struktur, in welche die Quarzmasse in Form radialfasrig angeordneter größerer Quarzindividuen übergeht gegen die ursprünglichen Hohlräume, die jetzt meist ganz mit größerem Quarz ausgefüllt sind. Ein bräunlicher Zickzackstreifen bezeichnet die Kristallenden, welche sich gegen den ursprünglichen Drusenraum ausgebildet hatten. Von ähnlicher Struktur ist die Quarzgrundmasse des hellgrauen Hornsteins. Die faserigen mehr oder weniger welligen Quarzbänder — ihre recht gleichmäßige Dicke beträgt 0,03—0,06 mm — schließen sich hier auch zu kleineren, radialstruierten, runden und ovalen Körpern zusammen. Wenig Apatit, Erz, Würfel von Brauneisen nach Pyrit und ein schmaler Kalkspatgang vervollständigen das mikroskopische Bild.

Wir haben es hier anscheinend nicht mit Kontakterscheinungen, sondern mit allmählich und periodisch vor sich gehender Quarzinfiltration zu tun.

Lager bei Wimhof.

Bessere Aufschlüsse im Marmor gewährt der noch im Betrieb stehende, etwa 18 m hohe Bruch bei dem Weiler Wimhof N. von Vilshofen. Hier findet sich neben den bereits von Hausbach angeführten Mineralien violetter Flußspat, braune Zinkblende und Bleiglanz,²⁾ auf Klüften des Marmors weißer und hellbräunlicher Asbestbelag, im Marmor selbst schwärzliche Streifen von vielleicht bituminösen Partien. Auch Ophikalzit, das Eozoon, ist hier charakteristisch, wenn auch nicht in Menge entwickelt.

Was jedoch diesen Bruch besonders interessant macht, sind die Kontakterscheinungen gegen die Granit- und Pegmatit-Gänge, welche hier³⁾ schön zu beobachten sind. An der Abb. 2 bemerkt man deutlich das gangartige Hereingreifen von Granit (Gr) zwischen die Marmorpartien (K) — wo der Hammer liegt, sind sie sehr phlogopit- und serpentinreich — und die größere an Biotit sehr reiche schiefrige Granitmasse (L). Der Granit ist meist mittelkörnig, doch kommen, besonders östlich, in halber Höhe auch Pegmatitgänge vor mit schönem Schriftgranit und vielleicht primären Chloritafeln.

Analog denen von Niedersatzbach⁴⁾ treten auch hier Kalksilikatfelsen auf. Zwischen Marmor und einem an grobblättrigen Muskovit reichen Pegmatitgang liegt ein graubräunlicher, dichter Hornfels mit etlichen grünlich-schwarzen Putzen wohl von Salit, gegen den Pegmatitkontakt auf 2—4 cm rot gefärbt.

Er zeigt im Dünnschliff deutliche Siebstruktur: Muskovit und viel Diopsid, im Schliff farblos, sind von kleinen Quarzen und Feldspäten durchlöchert; von den recht zahlreichen Plagioklasen sind

¹⁾ l. c. S. 412.

²⁾ GÜMBEL l. c. S. 413.

³⁾ Wie früher bei Stetting nicht weit im NO.; siehe die Abbildung im ostbayer. Grenzgeb. S. 578.

⁴⁾ Zwischen Passau und Obernzell; siehe E. WEINSCHENK „Bodenmais-Passau“ 1914 S. 47.



Abb. 2.

Granitgänge (Gr) im Marmor (K) und biotitreichem schiefrihem Granit (L). Marmorbruch bei Wimhof N. Vilshofen.

viele Anorthit, teilweise zersetzt und reich an Muskovitschuppen; dazu kommen einige große Granaten, etwas Spinell und Titanit.

Am Kontakt mit dem sehr biotitreichen schiefrihem Granit, aber auch nahe an einem durchsetzenden Pegmatitgang liegt ganz ähnlicher Hornfels ungefähr senkrecht zu letzterem schwach geschiefert.

U. d. M. zeigen sich in typischer Siebstruktur: wenig Kalkspat, Orthoklas, Mikroklin, viel Forsterit, skelettartig, reichlich wirrfaserige Aggregate von Chrysotil, etwas Pennin, Klinochlor, Großular mit Flüssigkeitseinschlüssen, basischer Plagioklas, wenig Quarz, kleine Muskovitschuppen, einige Spinelle, Magneteisen und Brauneisen. Durch Aufnahme von viel Biotit geht dieses Kontaktgestein in den dunklen schiefrihem Granit über. Dieser enthält neben dem an pl. Höfen armen, ziemlich idiomorphen Biotit reichlich im Schliff farblose Augite; wenig Quarz mit dünnen Nadelchen, auch rundlich im Augit; mikrolithenreiche Plagioklase, Oligoklas, Andesin, meist Oligoklas-Andesin und etwas basischer, wenig Orthoklas, Titanit und Rost.

Es handelt sich hier jedenfalls um ein recht basisches Produkt magmatischer Spaltung, wie es öfter in granitischen Randzonen vorkommt (Migmatit).

4. Granulit und Aplit.

An einzelnen Stellen des Gebietes, vor allem in Sandbach an der Donau, wo der Flußlauf sich plötzlich nach ONO. wendet, treten recht ungewöhnlich große Massen von sehr hellem, meist grobkörnigem Gestein auf, welches als etwas pegmatitischer Aplit anzusprechen ist. In dem 10 m hohen Bruch SO. der Sandbacher Kirche steht im oberen Teil ein stark zersetzter rötlicher, gelblicher oder weißer pegmatitischer Aplit¹⁾ mit Brauneisenwürfeln an. Durch seine starke Klüftung zerfällt er in dünne Platten und parallelepipedische Stücke.

¹⁾ Dieser plattige Aplit dürfte mit dem „Aplitschiefer“ zu vergleichen sein, welchen A. TILLI, c. u. a. S. 191 von der Eisenbahnbrücke O. von Passau in geologisch analoger Lagerung beschreibt.

U. d. M. sieht man die ausgeprägte aplitische Struktur und etwas myrmekitische Verwachsung. Orthoklas herrscht weitaus vor; er ist zersetzt und oft faserig-flachwellig undulös. Neben Quarz und etwas Mikroklin bemerkt man einige stark zersetzte Plagioklase (meist Albit-Oligoklas), zersetzten und gebogenen Muskovit und Würfel von Brauneisen nach Pyrit.

Dieser Aplit führt ab und zu auch größere Pinite. Unter ihm liegt fast völlig frisch und fast nicht geklüftet ein anderes weißes Gestein, ebenfalls grobkörnig, mit etwas rostigem Biotit und hellbraunem Quarz. Im Dünnschliff tritt hier neben den übrigen Mineralien (auch Mikroklin, aber kein Muskovit) reichlich Almandin, etwas Pennin, Biotit, Perthit und Quarz vermiculé hervor. Man kann zweifelhaft sein, ob man dieses Gestein noch Aplit oder schon Granulit nennen soll. Es setzt als mächtiger Stock die Felsen am Donauufer und im Osten von Sandbach zusammen und könnte als granulitische Differenzierung des granitischen Magmas angesehen werden.

Für eine solche Ausbildung des Magmas spricht auch das Vorkommen von Gesteinen in ganz untergeordneten Gängen im Tälchen südöstlich von Sandbach westlich von Haid, am Donauufer östlich von Witzling und nächst der Hackelmühle. Diese Gesteine sind makroskopisch ziemlich dicht, splittrig, dunkelgrau, führen mehr oder weniger Erz und liegen in schlierigem Granit und in injiziertem Schiefer.

Im Dünnschliff fällt sofort die ausgeprägte granulitische Struktur auf, welche ziemlich reichliche Quarze als kleine Tropfen in den übrigen Mineralien hervorrufen; auch für sich ist der Quarz an einzelnen Stellen angereichert, Orthoklas ist aber spärlich und die basischeren Mineralien haben die Vorherrschaft: so unter den reichlichen Plagioklasen Oligoklas-Andesin und Labrador; dazu treten wenig Pennin und Klinochlor, viele runde Körner von Titanit, reichlich Augit und Erz (Magnetkies in derben, unregelmäßigen Partien).

Es ist kein Gestein bekannt, in welchem bei so hoher Basicität die granulitische Struktur so wohl erhalten ist als bei Granulit. Es liegt ein Trappgranulit oder Charnockit vor.

Auch sonst treten Gesteine auf, welche eine große Ähnlichkeit mit dem Sandbacher Stock haben. Hieher gehört das sehr granatreiche, aplitische Gestein im Tälchen SO. von Sandbach, der grobkörnige Aplit mit einzelnen großen Biotitputzen und Orthoklaskristallen im Tälchen W. von Ruhstorf und vor allem das Gestein NO. und N. von Windorf. An der „Schießstätte“ tritt dort in dem ca. 20 m hohen verlassenen Bruch stark geklüfteter feinkörniger Granit und mürb zersetzter, ziemlich feinkörniger Aplit mit Quarzgängen auf, rosa, gebleicht und mit Schwefelkies durchsetzt als Analogon zu dem oberen Teil des Sandbacher Bruches. Dem unteren Gestein dort entspricht genau der östlich am Bach in großen Felsen anstehende Aplit; er geht aber hier schlierig in normaleren Granit über; auch tritt er mehr gangaplitisch auf und wird sogar „gneis“artig durch lagenförmig angereicherten Biotit. An dem östlich anschließenden Hohlweg steht er auf der einen Seite mächtig an; auf der andern Seite sehen wir die typischen Bilder der Injektionen. Diese Aufschlüsse zeigen, wie sich in der granitischen Randzone Gesteine von aplitisch-granulitischem Gepräge entwickelt haben.

5. Sekundäre Prozesse.

Chloritisierung.

Eine Reihe von Zersetzungs Vorgängen, welche die Gesteine unseres Gebietes nach ihrer Bildung erfahren haben, ist auf die Chloritisierung zurückzuführen. Kehren wir in den Granitbruch bei Neustift zurück, so bemerken wir an dem

Eisenbahneinschnitt (Abb. 3) mitten in dem frischen, stark geklüfteten, feinkörnigen Granit eine etwa 3 m breite Zone (b), in der das Gestein völlig weich und grusig ist. Durch den Grus, in dem sich ein grünliches, chloritisches Mineral reichlich erkennen läßt, setzen etwa parallel zu der Hauptklüftung des nördlich anschließenden frischen Gesteins (Str. N. 25 O. f. 45 SO.) 1—2 cm breite gerade Gänge (c), von andern auch durchschnitten, in ihrer Mitte mit einer plastischen grauen Masse, an ihren beiden Salbändern mit einer rotbraunen, brauneisenreichen Zone, welche nach außen etwas gelblich in den graulichgrünen grusigen Granit mit noch erkennbarer Klüftung verläuft. Die grusige Stelle durchzieht senkrecht, oder steil SO. fallend von oben bis unten das Gestein; es ist kein Grund vorhanden, daß gerade an dieser Stelle eine so merkwürdige Oberflächenzersetzung so tief eingreifen würde.



Abb. 3.

a = normaler Granit; b = stark zersetzte Zone, chloritisiert; c = graue tonige Lagen.

Eisenbahneinschnitt bei Neustift.

Die Art dieser Zersetzung kann man an ähnlichen, weniger umgewandelten Zonen mitten im frischesten Granit studieren, wenn man sich in den Bruch selbst begibt. Parallel mit einer Hauptklüftung (Str. N. 15 O. f. 45 NW.) durchsetzt eine grünliche, ziemlich weiche Lage von 30 cm Dicke den frischen blauen Granit des ganzen Bruches¹⁾; sie zeichnet sich schon makroskopisch durch sehr viel grünliche, schuppige, chloritähnliche Mineralien und einen wechselnden Gehalt an Schwefelkies aus.

U. d. M. zeigt sich neben wenig etwas undulösem Quarz sehr reichlich ziemlich zersetzter Orthoklas, meist saure Plagioklase mit viel muskovitisch-serizitischen Einschlüssen, sehr viel von dem gelblich-grünlichen Chlorit-Mineral, das mit seinen optischen Eigenschaften in die Nähe von

¹⁾ Die Stelle ist etwa 200 m von der westlichsten Bruchhütte entfernt.

Leuchtenbergit gehört; seine größeren Schuppen sind skelettartig von Quarz und Feldspat durchlöchert, die kleineren sind radialfaserig angeordnet, ähnlich dem oft reichlich auftretenden Pennin. Dazu kommen unregelmäßige Titanitpartien, wenig Apatit und Pyritwürfel. Manche Zonen von kleinschuppigen, serizitischen Mineralien und kleinen, eckigen Quarzen und Feldspäten sind auf Zermalmung zurückzuführen.

Durch Abnahme von Chlorit geht diese Lage in normalen Granit über. Eine andere 5—20 cm breite Zone ganz ähnlicher Ausbildung durchsetzt den Bruch nicht weit davon; besonders im Hangenden wird sie von zahlreichen Quarzgängen ziemlich in der Richtung der herrschenden Klüfte durchzogen (Str. NS. f. 40 O.). 10 m vom hinteren Ende des Bruches zeigt der weißlichgrünliche Zweiglimmergranit nur geringe Zersetzung, aber ziemlich stark undulöse Quarz-Auslöschung; unmittelbar daneben ist der Orthoklas rot; der Chlorit und zugleich die Anzeichen für mechanische Beanspruchung nehmen zu; in dem anschließenden Granit stellt sich mit noch höherem Chloritgehalt bereits etwas Mörtelstruktur ein. Allenthalben sieht man auf den Klufflächen auch im frischesten Gestein einen dünnen chloritischen Belag, teilweise auch Quarzgänge und Schwefelkies abgesetzt.

Aus allen Erscheinungen geht eine gewisse Verknüpfung der die Chloritisierung hervorrufenden Zersetzung mit den in dem Gestein verteilten Klüften, Spalten und Ruschelzonen hervor; die letzteren waren bereits vorhanden, denn ihnen folgten die Agenzien und an ihnen haben sie den Chlorit, den Quarz und den Schwefelkies abgesetzt.

Ganz ähnliche Beobachtungen kann man auch makroskopisch und mikroskopisch an den Gesteinen von Sollasöd oder von Gurlarn machen, überall der grünliche, ab und zu auch schwärzliche, talkig-glatte Belag¹⁾ auf den Klüften, überall stärkere Chloritisierung in Verbindung mit Reibungszonen des Gesteins.

Naturgemäß sind solche Zonen der Gebirgsbewegung und stärkster Zersetzung zugleich auch die Stellen stärkster Verwitterung; so entstehen die mürben Gänge im frischen Gestein, welche oft von dem in tonartige Masse umgewandelten ursprünglichen Chloritbelag durchsetzt werden, wie sie schon von Neustift beschrieben wurden und noch öfter im Gebiet anzutreffen sind; ähnliche Bildungen liegen zum Beispiel am Bahneinschnitt ONO. von Auhof an der Vils, oder an dem neuen Weiher S. von Hattenham nahe der Donau.

Noch stärkere Quetschungen und Chloritisierungen haben das Gestein am Bach bei der „Schießstätte“ N. von Windorf umgewandelt; im Tal NO. von Haberg (an der nördlichen Kartengrenze) steht ein von Aplit durchaderter und von Quarzgängen senkrecht zur Schieferung durchbrochener, chloritisierter Schiefer an. Gleich S. davon liegen Stücke, welche man makroskopisch ohne weiteres als Lamprophyre ansprechen würde, die ja sonst im Bayerischen Wald recht häufig auftreten. Eine ziemlich dichte, grüne, gangartige Gesteinsmasse mit reichlich Schwefelkies umschließt zerbrochene Fetzen von etwas pegmatitischen Aplitgängen des Nebengesteins. An dieser Brekzie sieht man an einzelnen Stücken jedoch schon makroskopisch einen Übergang der grünlichen Partien in etwas bräunlichen Gangquarz; die abzweigenden grünen Gänge werden oft sehr dünn.

U. d. M. bemerkt man äußerst auffällig ausgebildeten Quarz weitaus vorherrschend: er hat die Form von meist kleinen breiteren oder schmäleren Leisten, deren Querschnitt hexagonal ist und deren Umriß oft geradezu gezähnt erscheint. Die nicht orientierte Quarzmasse erscheint von Nadelchen und Zersetzungsprodukten ganz gesprenkelt; die größeren, oft schuppigen Fragmente bestehen aus mehr oder weniger rostiger Hornblende und Chlorit und bedingen durch ihre Anreicherung,

¹⁾ In Gurlarn auf Flatschen auch Häute von Schwefelkies.

die auch in Streifen erfolgt, die grüne Farbe des Gesteins. Außerdem liegen nur einige größere Kristalle von saurem Plagioklas mit vielfach verworfenen Lamellen, Orthoklas und Quarz (auch undulös), wenig Titanit und Schwefelkies-Würfel (außen in Brauneisen verwandelt) in der Quarzmasse; einige von den grünlichen Mineralien freie Gänge von etwas gröberen Quarzkörnern und mit etlichen anscheinend mitgerissenen hexagonalen Quarzprismen durchziehen die Masse.

Wie die etwas mörtelartige Struktur und die andern Anzeichen von Quetschungen unter dem Mikroskop und makroskopisch andeuten, handelt es sich hier wohl um eine Zone stärkerer Bewegung und Pressung in dem schlierigen Granit, bei der in die Spalten sich die Quarzmasse unter Bildung von Hornblende, Chlorit und Schwefelkies einzwängte. Auch hier dürfte ein Zusammenhang bestehen mit den nachträglichen Chloritisierungserscheinungen.

Quarzeinlagerungen.

Abgesehen von jenen Quarzgängen, welche als kieselsäurereichste Spaltungsprodukte des granitischen Magmas ziemlich selten im schlierigen Granit und in den injizierten Schiefen auftreten, bemerkt man auch im Ortenburger Gebiet Quarzeinlagerungen, welche analog dem Pfahl eine recht späte Bildung im Verein mit starken Pressungen¹⁾ darstellen. Es sind allerdings nur ganz kleine Vorkommen an der Wolfach beim Spiegel und, etwas besser aufgeschlossen, am Rand des kleinen Tals S. von Edhof (im NO. des Gebiets). Die Hauptmasse ist dort ein stark rissiger bräunlich bis dunkellila gefärbter Quarz ohne den Fettglanz der Gangquarze mit starker Brekzien-Struktur, eine dem Pfahlquarz sehr ähnliche Bildung. Der direkte Kontakt mit dem östlich anschließenden Granit ist nicht zu sehen; doch liegen auch keine Stücke umher, welche etwa mit dem Typus der Pfahlschiefer zu vergleichen wären.

Kaolinisierung.

Anzeichen für kaolinische Zersetzung der Gesteine, welche gegen O. zu so stark zunehmen, finden sich ebenfalls nicht allzu selten. Leider bringt es die technisch wenig brauchbare Beschaffenheit der meist unvollkommen zersetzten Gesteine mit sich, daß diese Erscheinungen eigentlich in keinem Aufschluß studiert werden können. Es sind nur ganz ungenügende Anrisse an Wegen, besonders am Hang westlich der Straße bei Dinkreith und im NO. bei Hitzing, welche den weißlich-schmierig zersetzten Feldspat im lockeren Gestein erkennen lassen. Auch unter dem Mikroskop treten neben dem Quarz und dem meist gebleichten Glimmer besonders in feineren Schlammprodukten des Materials die weichen, hellen Schuppen des Kaolinites an Stelle des Feldspats hervor. Außer an den angeführten Stellen lassen sich die Merkmale dieser Zersetzung durch kaum nennenswerte Aufschlüsse und durch Bohrung mehr oder weniger sicher nach W. bei Neuhofen (an der Nordgrenze), bei Haberg, OSO. von Habernagel und nördlich anschließend an den verschütteten Jurabruch im Tal bei Marterberg konstatieren. Auf beginnende kaolinartige Zersetzung könnte auch vielleicht die weißlich mürbe Beschaffenheit des oberen Aplits im Sandbacher Bruch und im N. von Windorf zurückgeführt werden.

Verwitterung.

In sehr scharfen Gegensatz zu der eben besprochenen lokalen Kaolinisierung treten die allgemeinen Erscheinungen der Verwitterung. Diese ist in unserem Gebiet, wie im ganzen Bayerischen Wald an vielen Stellen außerordentlich tief-

¹⁾ WEINSCHENK „Bodenmais-Passau“ S. 9.

gehend. In gelegentlich angelegten Sandgruben kann man bis in 4 m Tiefe den Granit völlig vergrust antreffen und bei Brunnengrabungen erscheint der „Flinz“, wie man den Granitgrus nennt, oft noch mächtiger. Auch die Wollsackbildung ist an manchen Taleinschnitten schön entwickelt.

Granitböden.

Resultate der mechanischen Analyse nach KOPECKYS Methode.

Nummer der Probe	Benennung	Ort der Probeentnahme	Größe \wedge 2 mm % d. Gesamt b.	% des Feinbodens der Korngrößen mm					Kalkgehalt nach WOLF % bestimmt
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	$< 0,01$	
170*	1 S \mathcal{L}	Zwischen Kreiling und Hitzing, Krume	—	1,85	32,44	8,30	18,46	38,95	0,08
174	gl S \mathcal{L} Sand	Höhe 1 km O. von Windorf, Krume	—	3,70	30,74	8,16	24,20	33,20	0,04
203*	\mathcal{L} Sand	1. Höhe S. der Wolfachmündung, 0—25 cm	12,3	—	42,43	9,38	18,64	29,55	—
204*		Darunter, 30—35 cm tief	15,92	—	53,40	8,90	12,43	25,27	—
205*		Darunter, 90—130 cm tief	22,6	—	72,88	6,74	6,33	14,05	—
209*	lgr. weißlich	Weganschnitt am Hang O. von Lindabof	26,0	—	51,32	6,20	9,21	33,27	—
183	s l, rot	Weiberboden an Straße W. Dinkreith	—	3,22	24,76	8,28	25,30	38,44	—
172	gl l Sand, weiß	Hohlweganriß WSW. von Hitzing	—	—	30,76	17,34	20,45	31,45	Spur
168	\mathcal{L} Sand	Weganriß O. von Gerharding	—	—	20,48	16,86	25,58	37,08	0,05

* Mittel aus zwei Analysen.

Als Typus der aus der Verwitterung des Granits hervorgegangenen Böden möge die Probe 203 in der angeführten Tabelle gelten. Dieser recht charakteristische, stark lehmige, besonders an Grobsanden reiche Sandboden bedeckt ziemlich große Flächen im Norden. Besonders leicht zu erkennen ist er, wenn der Regen die Granit-Grandstückchen auf dem Boden freigespült hat. Die Richtung, in der die Verwitterung verläuft, läßt sich gut aus dem Profil 203 bis 205 ableiten, welches ziemlich auf der Höhe des Plateaus südlich der Wolfachmündung erbohrt wurde. Aus der Tabelle geht deutlich hervor, wie der Steingehalt (> 2 mm), ausgedrückt in Prozenten des Gesamtbodens, nach oben zu fällt, und wie parallel damit auch die Grobsande (0,1—2 mm groß) des Feinbodens abnehmen. Dagegen steigt der Prozentgehalt bei Feinsanden (0,05—0,1 mm) wenig, bei Staubsand (0,01—0,05 mm) und abschlämmbaren Teilen ($< 0,01$ mm) bedeutend. Geht die Verwitterung noch weiter, so resultieren etwas schwerere Böden (Probe 174 und 170), wie sie O. der Doblmühle, zwischen Kreiling und Hitzing oder östlich von Windorf verbreitet sind. Der Kalkgehalt ist in diesen Böden sehr gering.

Eine wesentlich abweichende Erscheinung haben wir, wie schon erwähnt, bei denjenigen Böden vor uns, welche von kaolinisiertem Granit bzw. Gneis abzuleiten sind. Ihnen gehören die Proben 209, 172 und auch noch 183 an. Nach der mechanischen Analyse könnte 172 ganz gut in die normale Verwitterungsreihe, etwa zwischen 174 und 203, eingereiht werden; aber bei 209 fällt schon ein bei

der großen Menge an Grand und Grobsand ungewöhnlich hoher Gehalt an abschlämmbaren Teilen auf. Abgesehen davon ist der Habitus und das Verhalten zu Wasser ganz anders. Unter der meist gleich gefärbten Krume treten hier rötliche und weiße Farben hervor, die dem normalen Granitboden fehlen. Auch ist der Boden in seinen feineren Partien viel schmieriger, lettiger und die Bindigkeit bei Wasserbenetzung wesentlich verschieden. Unter dem Mikroskop fällt gegenüber den normalen Verwitterungserscheinungen in den Grobsanden neben dem überwiegenden Quarz der weich zersetzte, in weiße Kaolinschuppen zerdrückbare, ursprüngliche Feldspat auf; in den Feinsanden, besonders Staubsanden, tritt der Quarz eigentümlich zerfressen und glashell ganz zurück gegen die weißen Kaolinitblättchen, die auch in den abschlämmbaren Teilchen weitaus überwiegen. Böden kaolinisierter Gesteine scheinen bei gleichem Sandgehalt viel leichter zu verschlämmen, eine Wasser wenig durchlässige Schicht zu bilden als normale Granitböden; die reichlichen schuppigen Aggregate legen sich enger aneinander. Daher sind anscheinend die Flächen, in welchen jene Erscheinungen sich finden, zugleich durch reichliche Wasserdurchtränkung, teilweise sogar Versumpfung ausgezeichnet.

Als Beispiele für die Anreicherung an Staubsanden, besonders an feinsten Teilen, welche in der Regel bei Abschwemmungen in tieferen Teilen des Granitgebietes eintritt, sei Probe 183 genannt, ein rötlicher, ziemlich kaolinreicher, sandiger Letten, der sich im Weiher an der Straße W. von Dinkreith sammelt. Probe 168 ist ein sandiges, auffallend stark gesondertes Umlagerungsprodukt im normalen Granitverwitterungsgebiet.

Kurze Zusammenfassung.

Im ganzen haben wir in dem nördlichen Teil des Gebietes ein typisches Beispiel für einen Granitstock,¹⁾ dessen schlierige Randzone in injizierte Schiefer übergeht. Der Granit ist ziemlich feinkörnig, seine stark ausgeprägten Kluftflächen fallen hauptsächlich gegen Osten ein. Er weist bereits im SW. verschiedene lokale Modifikationen auf. Während er sich gegen SO. zu, wo er ziemlich normal bei Gurlarn wieder auftaucht, nach einer schlierigeren Zone (Vornbaetal) in den normaleren blauen Granit von Neubaus und Schärding am Inn entwickelt, stellt sich gegen N. zu eine stark schlierige Randzone ein, in der die Typenvermischung²⁾ einen hohen Grad erreicht hat. Als Ergebnis sehr starker magmatischer Spaltung muß besonders die Ausbildung von gangförmigem Trappgranulit, wie die Bildung des teilweise sehr granulitähnlichen Aplitstocks von Sandbach angesehen werden, an dem die Donau etwas gegen ONO. abgelenkt wird.

Wahrscheinlich im jüngeren Paläozoikum ist die der Hauptsache nach gleichaltrige Granitmasse in die Schieferserie³⁾ eingedrungen, deren hochmetamorphe Reste die nördliche Begrenzung bilden. Diese Schiefer von vermutlich altpaläozoischem⁴⁾ Alter mit ihren untergeordneten Graphiteinschlüssen und ihren großen Marmorlagern bei Hausbach und Wimhof (mit Kontakterscheinungen) stellen typische injizierte Schiefer dar. Besonders im O. sind sie von den Kordieritgneisen von Bodenmais teilweise nicht zu unterscheiden.

¹⁾ Siehe AL. FRENTZEL l. c. S. 186.

²⁾ Siehe WEINSCHENK, Spezielle Gesteinskunde 1907, Taf. VI und S. 303.

³⁾ Der Perlgneis und Kordieritgneis der Gaissagruppe von GÜMBELS herzynischer Gneisformation, Ostbayerisches Grenzgebirg S. 575.

⁴⁾ Siehe WEINSCHENK „Bodenmais-Passau“ S. 18, S. 62.

Von den sekundären Prozessen erscheint die ausgeprägte Chloritisierung ganz an die Klüfte und Ruschelzonen in der Masse gebunden, während dies von den untergeordneten Kaolinisierungen und Quarzeinlagerungen nicht nachgewiesen werden konnte.

2. Abschnitt. Jura.

Zwischen den kristallinen Gesteinen und den nächst jüngeren Schichten, welche im Ortenburger Gebiet zu beobachten sind, besteht zeitlich eine bedeutende Lücke. Erst aus dem höheren Dogger und tieferen Malm sind wieder Reste von Ablagerungen bekannt.

Von der näheren Bearbeitung des Jura war nach den langjährigen Aufsammlungen Dr. EGGERS¹⁾ und den endgültigen Bestimmungen v. AMMONS²⁾ zunächst nichts Neues zu erwarten. Auch sind die Aufschlüsse, wie bemerkt, seit jenen Untersuchungen weit schlechter geworden.

Auf die wesentlichen Charaktere des vorliegenden Jura, besonders auf ihre Beziehungen zum westlichen Jura der Alb und zum östlichen in Mähren und Polen-Galizien hat ebenfalls v. AMMON bereits hingewiesen.

Als tiefstes Juraglied, welches beim Kalchberger Bruch in Unter-Voglarn in einem rötlichen Sandstein von untergeordneter Ausdehnung vermutet wird, ist nach petrographischer Ähnlichkeit der Eisensandstein des Dogger angeführt worden. Paläontologisch nachgewiesen sind folgende Schichten³⁾:

unter wenig mächtigem Dolomit (nur bei Söldenau von GÜMBEL beobachtet):

ca. 18 m: Stufe der *Oppelia tenuilobata*, „Söldenauer Schichten“; geschichteter gelblichweißer Kalk, nur bei Söldenau. Darunter:

sehr mächtig: Stufe des *Peltoceras bimammatum*, „Ortenburger Schichten“, „Kieselnierenkalk“; weißer Kalkstein mit dunklen Feuersteinen. An allen Juravorkommen, außer bei Zeitlarn. Darunter:

einige Meter: Stufe des *Peltoceras transversarium*, „Voglarners Schichten“; geschichtete grauliche Kalke, oben dolomitisch. Am Meßmer Bruch, bei Dinkreith und in Untervoglarn. Die unterste Bank dieser Stufe ist die

0,3 m mächtige glaukonitführende Grenzlage, der Grünoolith von Voglarn und Dinkreith.

0,1—0,2 m Stufe des *Aspidoceras biarmatum*, Dinkreithers Schichten. Oolithischer Mergelkalk mit braunen Toneisensteinputzen und grünlichen Glaukonitfasern. Voglarn, Dinkreith.

3 m gelber spätiger Doggerkalk; Zeitlarners Schichten (Crinoideen-Kalk) des mittleren und oberen Dogger; Dinkreith, Zeitlarn, Voglarn und Marterberg.

? Eisensandstein.

Alle näheren Angaben sind bei v. AMMON zu finden.⁴⁾

Da sich das Kalkbrechen nicht mehr entsprechend rentiert, werden auch die Brüche bei Söldenau jetzt allmählich aufgelassen. Die Spuren eines alten längst verfallenen Bruches und Kalkofens wurden unlängst 200 m S. von Dötter aus dem Acker gegraben. Der ziemlich tief liegende Bruch O. vom Hammerschmiedgütl

¹⁾ „Der Jurakalk von Ortenburg und seine Versteinerungen.“ 1. Bericht des naturhistorischen Vereins Passau 1857.

²⁾ „Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau.“ Gekrönte Preisschr. München 1875.

³⁾ Im wesentlichen nach v. AMMONS Sammelprofil.

⁴⁾ Bestimmungen von Spongien aus diesem Jura wurden von ZITTEL ausgeführt.

ist durch hereinbrechende Massen des steil darüber aufsteigenden Schotters verschüttet. In Ober-Oh findet man jetzt nur noch Lesestücke. Bei Dinkreith sind im Föckerer Bruch zwei Stellen entblößt; dagegen liegen O. an und in der Wolfach noch Jurabänke frei. Der auf GÜMBELS Karte östlich der Ziegelhütte angegebene Jura deutet sich auch nicht in Spuren an; es dürfte hier ein Versehen vorliegen. In der tiefsten Kalkbank des Meßmerbruchs (Transversarius-Stufe in Schwammfazies) findet man hübsche, scharfkantige, ringsum ausgebildete Quarzkristalle (+ und - R und ∞ P) als Neubildungen. Auch die Juravorkommen am Hammerberg sind jetzt verwachsen. Lesestücke findet man ebenfalls nur noch beim Lippert, Aichberg,¹⁾ wo die Kieselnierenkalke teilweise brekziös aussehen, und in Marterberg. Schwach betrieben werden noch die Brüche des Kalchberger in Untervoglarn²⁾ und bei Fürstenzell. Hier liegt eine zusammenhängende Scholle, heute bei Scheuereck an der Straße und östlich im Tälchen bei Spirkenöd aufgeschlossen; ihr Zusammenhang wurde durch Brunnengrabungen festgestellt. Auch spricht WINEBERGER (l. c. 1851, S. 82) von vier früheren Brüchen in der Gegend.

3. Abschnitt. Die Kreide.

Ähnlich wie mit dem Jura steht es auch in dem Gebiet mit der Kreide. Ihre zum Turon und Senon gehörende Fauna wurde bereits von GERSTER³⁾ vor allem nach den Aufsammlungen Dr. EGGERS bearbeitet. Sie tritt innerhalb der im Gebiet auf zwei konvergierenden Linien beschränkten Juravorkommen auf und ist noch an folgenden Stellen zu sehen:

Am Ende des Schöfbachtals stehen aus dem Schutt des alten Bruches etwa 2 m die ziemlich horizontalen grauen, meist stark mergeligen Kalkplatten mit Fossilien (Pecten, Exogyra, Scyphien...) hervor. Als Lesestücke findet man noch hellgelblichen, harten Plänerkalk. Ähnlich den horizontalen Bänken, die sich am Voglarnbach 150 m unterhalb Obervoglarn am Bach bis gegen die steil südfallende Kreide am Kalchberger Bruch hinziehen, trifft man auch in Marterberg in einem ganz kleinen Bruch südlich des verschütteten Jura einen schaligen, splittrigen, grauen Mergelkalk in gröberen Bänken an, die mit unregelmäßigen, dünnplattigen Kalken wechseln.

Eine bedeutende Strandnähe verrät der graue, an gröberen Quarzkörnchen und Glimmer reiche Kreidemergel, welcher sehr versteinerungsreich heute in einer Grube im Tälchen W. vom Kalkberger Bruch gegraben wird; wie der durch seine Fossilien des Senons (ohne Belemniten) bekannte, sonst nirgends mehr aufgeschlossene Marterbergmergel, dürfte er zu jenen Mergeln gehören, welche früher zwischen Vilshofen und Passau in größeren Betrieben gegraben wurden. BAUER⁴⁾ schreibt darüber: „Eine besondere Art des Mergels ist das sogen. Koth. Dieses wird beinahe bergmännisch in der Tiefe, meist in etwas sumpfigen Gründen, und zwar, wenn bei strenger Kälte der Boden gefroren ist, gegraben und mittels eines Haspels herausgezogen. Vermutlich ist es eine Art von Muschelmergel; von Farbe ist er dunkel, bläulich und grau; brauset sehr stark mit Säuren, verwittert sehr

¹⁾ Siehe WALTZ 1847 l. c., S. 46 „hier sieht man deutlich, daß der Kalk auf Granit ruht, das Hangende ist ein bläulicher Mergel...“.

²⁾ Abb. bei EGGER l. c.

³⁾ „Die Plänerbildungen von Ortenburg bei Passau“ in Nov. Act. d. Leopoldina 1881, S. 1—59.

⁴⁾ Im Wochenblatt des landwirtschaftlichen Vereins in Bayern. Jahrg. II Nr. 42, 1812.

leicht und wird dann wie Asche. Weil er sehr wirksam ist, so wird er nicht stark aufgetragen; auch kauft man ihn teurer.“

Für die auftretenden Kreideschichten gab GÜMBEL¹⁾ folgendes Profil:

Oßere Lagen (Buchleiten und beide Talseiten von Untervoglarn):

1. zu oberst blaugrauer, sehr kompakter, dicht- oder grobkörniger, in mehrere Bänke geteilter Kalk, der sich in Platten spalten läßt 7 1/2'
2. blaugrauer, durch Verwitterung braunanlaufender, harter, spröder, muschlig brechender Kalk mit Hornsteineinschlüssen . . . 1 1/2'
3. grauer, mehr mergeliger, nach unten dünngeschichteter und blättriger Kalk 3'

Untere Lagen:

4. Schmutzig weißlichgrauer, harter, schalig brechender Kalk mit Glaukonit in zwei Bänken, sehr Plänerkalk ähnlich 4 1/2'
5. dunkelgrauer, durch Glaukonit grünlich gefärbter, blättriger Mergelkalk, dessen Tiefstes nicht weiter aufgeschlossen ist . . . 6'.

4. Abschnitt. Tertiär.

I. Das marine Miozän.

Nach dem Meeresrückzug am Ende der Kreidezeit erscheinen erst wieder Ablagerungen des jüngeren Tertiärs. Die Spuren der Ereignisse in der Zwischenzeit, hauptsächlich abtragender Natur, sind durch noch spätere Erosion und Bedeckung zu sehr verwischt, als daß sie wenigstens in unserem engen Gebiet verfolgt werden könnten.

Bei der neuen Transgression schuf die allmählich vordringende Brandungswelle des Meeres eine ganz überraschend regelmäßige Abrasionsfläche, ein außerordentlich instruktives Beispiel für die einebnende Kraft des Meeres, welche v. RICHTHOFEN so sehr betonte. Haarscharf und auch auf größere Entfernung fast genau horizontal (s. Abb. 4) schneidet diese Fläche die nach Osten geneigten Jurakalkbänke der südlichen Wolfachlinie in 350 m Meereshöhe ab; dort ist sie auch am besten in den Brüchen zu studieren. Sonst kann man sie heute nur noch im Südosten außerhalb des kartierten Gebietes in der Gegend von Fürstzell (s. Abb. 6 S. 152) aufgeschlossen finden, sowohl bei Scheuereck an der Straße als im Talgrund bei Spirkenöd, ebenfalls auf Jurakalk, aber hier in etwa 380 m Meereshöhe. Ist sie auch anderwärts nicht zu sehen, so verrät sie doch ihr Niveau, da keines von den älteren Gesteinen südlich der Störungslinie Kalchberger-Lippert (s. Abb. 6 S. 152) und einer von Zeitlarn nach Westen bis zum Kartenrand gezogenen Linie höher als höchstens 355 m emporsteigt, an allen Stellen aber meist gleich mit jener Höhe beginnt.

Betrachtet man diesen alten Meeresboden genauer, so stellt er sich außer bei Söldenau als eine nahezu vollkommen ebene Fläche dar. Im kleinen ist er nur ganz schwach gewellt mit einzelnen rundlichen flachen Vertiefungen, deren Oberfläche auf Auslaugungsvorgänge hindeutet. Die Stümpfe der abgeschnittenen, etwas härteren Jura-Versteinerungen stehen nur wenig hervor. Wurmförmig gewundene, auch verzweigte Röhren, cylindrisch, von 1—2 mm Dicke durchziehen teils die oberste, weder durch Farbe noch Verwitterung von den andern wesentlich abweichende

¹⁾ Ostbayerisches Grenzgebirge S. 747.

Kalkbank, teils verlaufen sie als mehr oder weniger bedeckte Kanäle an deren Oberfläche. Sie dürften ungefähr denen entsprechen, welche BRUNHUBER¹⁾ von der Regensburger Gegend beschreibt und welche ihm von *Teredo* herzurühren scheinen.

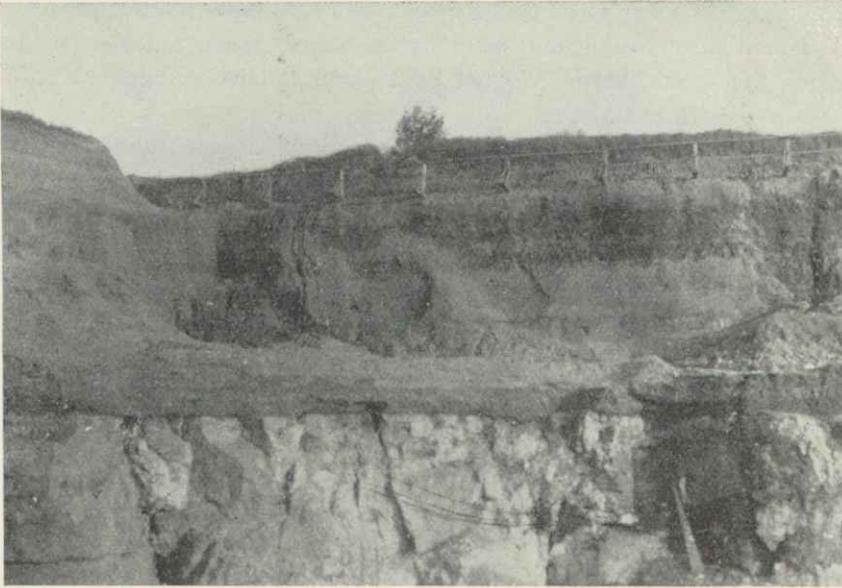


Abb. 4.

Maierhofbruch.

Mittelmiozäne Transgressionsfläche auf schwach geneigtem Kieselnieren-Kalk, horizontal. Darüber der in manchen Schichten — besonders unterste Austernbank — sehr versteinerungsreiche Meeressand.

Die eben beschriebene Ausbildung besitzt die Transgressionsfläche unter den grobsandigen Austernbänken in den Brüchen von Dötter und Maierhof. Die Spuren der Tätigkeit von Bohrmuscheln kann man in den zwei Söldenau zunächst liegenden Kalkbrüchen beobachten. Meist ziemlich dicht gedrängt und öfter verschmolzen finden sich dort auf der Transgressionsfläche — den abgeschnittenen, etwas verwitterten und eisenschüssigen Söldenauer Schichten — Löcher eingesenkt, deren Grund etwa halbkugelige Form hat und deren cylindrische Höhlung meist durch eine nahe der Gesteinsoberfläche ringsherum verlaufende Einschnürung die Gestalt einer Birne oder einer Flasche mit kurzem Hals bekommt. Die Maße dieser Löcher waren an verschiedenen Formen in Centimeter:

Tiefe:	Größte Dicke 0,6—1 cm über dem Grund:	Dicke an der Einschnürung:
1,5	1,2	0,5
2	1,4	1,2
2,5	1,5	—
2	1,4	—
2	1,4	0,9
3	1,8	1
4	3	—

Die Wandungen sind glatt und rund, außer bei den etwas größeren Löchern, welche im Ziegler Bruch (nächst Söldenau) vorkommen; letztere zeigen schwach

¹⁾ „Beobachtungen über Bohrlöcher...“ Ber. d. naturw. Vereins zu Regensburg. Jahrg. 1903/4. H. 10, S. 4.

anschwellende Leisten etwa 3 mm über den Grund horizontal oder auch schief nach aufwärts verlaufend. Diese Löcher dürften von einem größeren Vertreter der Gattung *Pholas* gegraben sein; die rein birnförmigen weisen, wie das BRUNHUBER l. c. S. 5 für die von Spirkenöd annahm, auf Löcher von anderen kleineren Pholaden hin. Reste der Tiere selbst waren nicht zu entdecken.¹⁾ Die Höhlungen sind bei dem Ziegler Bruch mit mergeligem, feinem Sand und Mergel, an einer Stelle gegen den benachbarten Wagner Bruch und in diesem noch mit Resten des groben Meeressandes ausgefüllt.

Die durch v. AMMON²⁾ erwähnte kieselige Brauneisenkruste wurde auch bei Söldenau beobachtet; sie wird noch zu besprechen sein.

Entsprechend ihrer Auflagerungsfläche tragen die Sedimente des neuen Meeres den Charakter der Strandbildung an sich. Sie sind schon seit langem durch ihren Reichtum an teilweise ausgezeichnet erhaltenen Fossilien berühmt.

1768 bildete bereits WALCH in seiner „Naturgeschichte der Versteinerungen“ (II. Teil, 1. Abschnitt S. 68 Tab. B Nr. 13 Fig. 1, 2) einen *Pecten* von Komödingen (wohl Sommating) bei Ortenburg ab, den SCHLOTHEIM später *Pectinites gigas* benannte. Die bis jetzt bestimmten Fossilfunde sind ganz verstreut bald da bald dort erwähnt worden; die vollständigsten Listen gab v. GÜMBEL namentlich nach den langjährigen Aufsammlungen Dr. EGGERS in seiner Arbeit „Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottnang.“ Sitzungsber. d. math. phys. Kl. der K. B. Akad. d. W. 1887 H. 2. EGGERS³⁾ hat vor allem die ziemlich reiche Foraminiferenfauna bearbeitet.

Als Ausgangspunkt für die Schilderung der Schichtenfolge möge das im Hangenden des Jurakalkbruchs zu Maierhof⁴⁾ ununterbrochen aufgeschlossene Profil dienen. Von unten nach oben liegen hier diskordant über den etwa 10⁰ nach ONO. einfallenden Kieselnierenkalkbänken folgende Schichten horizontal:

a) Bis 1 m mächtiger, grober, grauer und grünlicher Quarzsand mit spärlichen Kieselchen von 1/2 cm Größe, teilweise in eine feste Austernbank übergehend; an der Ziegelhütte sind darin die schwarzen Kieselnieren des unmittelbar unterliegenden Kalks angereichert. Aus dieser besonders an Austern und Pectiniden bester Erhaltung reichen Lage stammen neben Balanen, Haizähnen u. s. w.:

Ostrea lamellosa BROCC.

Sehr zahlreiche Übergänge⁵⁾ von dieser Form zu *Ostrea edulis* L.

Ostrea lamellosa BROCC., eine Form, die sich durch die unregelmäßig blättrige Struktur der linken Schale der *Gigantostrea crassicosata* Sow. nähert.

Ostrea aff. *Hoernesii* REUSS; Muskeleindrücke doppelt so groß als beim Typus dieser Art.

Aequipecten praescabriusculus FONT.⁶⁾

Pecten camaretensis FONT.; liegt nach FONTANNES l. c. S. 90 im Horizont über *P. praescabriusculus* und unter *P. scabriusculus*.

¹⁾ EGGER sagt in „Der Jurakalk bei Ortenburg . . .“ S. 6: „es ist bisher nur ein einziges Mal geglückt, den Kern einer solchen Bohrmuschel zu finden in einer Stellung, wie ursprünglich das Tier im Schlamm gesteckt haben mag. Herr Hofrat BRONN hat sie mir als *Fistulana pyrum* Lk. bestimmt.“

²⁾ „Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau“ S. 99.

³⁾ G. EGGER „Die Foraminiferen der Miozänschichten bei Ortenburg“, Stuttgart 1857.

⁴⁾ Eine längst abgegrabene Profilansicht gab GÜMBEL „Ostbayer. Grenzgebirge“ 1868, S. 785.

⁵⁾ Angesichts der außerordentlichen Formenmannigfaltigkeit kann nur von einer sehr eingehenden Bearbeitung eine befriedigende Charakterisierung gegeben werden.

⁶⁾ Diese Art bezeichnet im Basin du Rhône nach FONTANNES („Études . . . dans le basin du Rhône“ 1878, S. 82) stets die Basis des Miozän, ebenso trifft man sie in den tiefsten (Horner) Schichten des Wiener Beckens meist in großer Menge.

Pecten pseudo-Beudanti DEF. et ROM. (obere Klappe).

Aus der entsprechenden Austernbank im Dötter-Bruch wurden noch bestimmt:
Ostrea aff. edulis L., vom Typus durch schwache unregelmäßige Rippen und rundlichen Muskeleindruck der linken Schale stark abweichend;
Gigantostrea crassicosata Sow., längliche Form mit breiten aber flachen, die Bandgruben begleitenden Wülsten.

Daß der Sand dieser Ablagerung hauptsächlich aus Quarz besteht, ist bei der Bearbeitung des Materials am Strand nicht zu verwundern. Auch der Quarzsand des Strandes am Fuß der Pyrenäen¹⁾ stammt aus der Aufarbeitung der Granitküste. Wie der Glimmer- und Feldspatgehalt, so ist auch der Kalk von den hier noch an der Küste aufragenden Jurafelsen weggespült worden.

b) Es folgt 3,2—5 m mächtig ein feinerer, gleichmäßigerer Quarzsand von gelblicher, graulichgrüner, auch bräunlicher Färbung. Er ist unten versteinungsarm, nach oben liegen in Streifen mehr Fossilien; besonders an der oberen Grenze sind die meist dicken Schalen der Muscheln stark angereichert, so daß sie als weißes Band²⁾ recht kontinuierlich an der Grubenwand hervortreten. Hier liegen besonders die Schalen des *Amussiopecten gigas* SCHLOTH. (früher „*Pecten solarium* LAM.“), an denen eine Länge von 18 cm, eine Höhe von 15,5 cm und eine Dicke (zweiklappig) von 6,5 cm nicht selten. Auch die kleinere Form (11,5 bzw. 10,5 bzw. 2,8 cm) von *Amussiopecten gigas* SCHLOTH. var. *plana* SCHFF. wurde hier aufgefunden. Daneben liegen in großer Zahl Vertreter der Gattungen *Pectunculus*, *Venus* u. s. w., deren Schalen aber meist durch das zirkulierende Wasser sehr bröcklich geworden sind.

An dieser Zersetzung ist die Wirkung jener Agentien besonders beteiligt gewesen, auf welche die Beschaffenheit der überlagernden Bank

c) mit ihrer eigentümlich rötlichbraunen Färbung hinweist. Sie besteht aus grobem Quarzsand, dem viel rötlichbraunes, eisenschüssiges Material beigemischt ist, welches außerordentlich an gewisse Roterde-artige Verwitterungsprodukte erinnert. Unregelmäßige, zum Teil skelettähnliche Knollen von weißlichem, sandigem, konkretionärem Kalk nehmen oft größere Partien dazwischen ein; darin liegen auch ziemlich reichlich Gerölle von Feuerstein, Quarz und Granit. Versteinerungen sind nicht selten, doch fast nur als Steinkerne erhalten. Diese 1,5—2 m mächtige Bank liegt auf etwa 0,5 m grünlichem und rotbraunem, etwas mergeligem Sand, welcher in den unterliegenden Sand unregelmäßig in kurzen Vertiefungen und Zapfen eingreift.

Unmittelbar darüber liegt etwa 1 m lettiger Mergel, welcher als unterstes Glied einer jüngeren Serie erst später besprochen werden soll.

Entsprechend dem rasch wechselnden Charakter der Litoralfazies findet man zwar in dem nur 750 m nordwestlich gelegenen Dötter-Bruch die Schichten des Profils wieder, doch in Mächtigkeit und Zusammensetzung schon ziemlich verändert. In der Austernbank liegen hier die meist wenig gerundeten Stücke des unweit anstehenden Granits. Die rotbraune Bank c) ist noch typisch entwickelt. Sie wird von grünlichem Letten überlagert und enthält neben wenig zahlreichen Versteinerungen ebenfalls harte Kalkknollen, die teilweise zu großen, abenteuerlichen Ge-

¹⁾ Siehe JOHANNES WALTHER „Lithogenesis“ 1894 S. 872.

²⁾ = Lage 5 des von FR. E. SÜSS gegebenen Profils. Siehe „Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern“. Annalen des naturh. Hofmus. Bd. VI. H. 3 u. 4. 1891.

bilden verkittet sind. Ihr Material besteht aus einigen eckigen bis walnußgroßen Graniten, eckigem Quarz von Grobsand- und Grandgröße, Feldspatstückchen, kleinen schwarzen Hornsteinen, Glimmer und einigen Muschelschalen; kleine Flecken von schwärzlicher, konkretionärer Substanz sind überall abgesetzt. Als Hangendes der Bank c) tritt hier meist nicht sofort der reine Letten bzw. Mergel auf, sondern dieser ist unten in der Regel noch mit Streifen von größerem Quarzsand durchsetzt; darin liegen zahlreiche zerriebene Schalenreste besonders von *Pecten*.

Anders wird das Bild, wenn man sich in der Wolfachlinie nach SSO. wendet. 625 m von Maierhof liegt der Weng-Bruch; die Lagen a) und b) sind hier auf 1,8 m reduziert und lassen keine Lokalgliederung erkennen. Das Material ist ein grauer, teilweise bräunlicher Quarz-Grobsand, recht verschieden gekörnt, mit vielen größeren Kieselchen; er enthält eine sehr große Zahl von zerbrochenen Fossilresten in ganz unregelmäßiger Verteilung. Der ganze Absatz scheint in sehr stark und wechselvoll bewegtem Wasser gebildet; auffallend ist die Menge von Ton, welche dem groben Sand beigemischt ist; wenn sie nicht nachträglich eingeschwemmt wurde, muß man das Fehlen einer sondernden, die feinsten Teilchen ausspülenden Unterströmung¹⁾ beim Absatz annehmen. Ruhigeres Wasser hat darüber 25 cm hellgelblichen lettigen Mergel abgesetzt, vielleicht gleichzeitig mit Partien des feineren oberen Sandes von Maierhof. Wie dort, so folgt auch bei Weng darauf die auf 65 cm reduzierte rötlichbraune Lage c), typisch entwickelt, stark durchsetzt mit Brauneisen, das teilweise eigentümlich glatte Rinden bildet, und mit zahlreichen Schalenresten, besonders von Ostreen und Pectiniden. Auch hier erscheint als Hangendes 3—4 m mächtig ein grünlicher lettiger Mergel.

Begibt man sich in die drei südlich anschließenden Brüche gegen Söldenau, so sieht man, wie sich die bisher verfolgten Lagen im gleichen Sinne noch mehr verändern. Die Reduktion ist hier nahezu vollendet, denn wir finden die Sande unter dem gleichen mehr oder weniger lettigen Mergelschiefer nur noch in den Einsenkungen der Transgressionsfläche in Resten vor. Der Charakter der rötlichbraunen Bank c) ist hier deutlich ausgeprägt. Im Ziegler Bruch ist der Jurakalk durch Vertiefungen und Schlotten von 5 cm bis über 1 m Tiefe und mehreren Dezimetern Breite ausgehöhlt und von einer 5—30 cm mächtigen, äußerst unregelmäßigen Masse ausgefüllt. Letztere, ein stark eisenschüssiger, gelbbraun-streifiger oder auch schwärzlicher lehmiger Sand, enthält gerundete Kiesel von Gangquarz, schwarze Feuersteine (Kieselnieren), kantengerundete grob- oder mittelkörnige Granite, dunkelbraunen Quarzit. Besonders die Granite sind von einer schwärzlichen, glänzenden Haut überzogen. Eine eigentümliche schwarze Kruste zeigen auch die Bohrlöcher gegen den nördlich benachbarten Bruch zu; sie wurde bereits von Spirkenöd und von anderen Stellen der Bank c) erwähnt. Diese Bank macht nach allem den Eindruck, als ob sie im wesentlichen den Agentien der Verwitterung ihr heutiges Aussehen verdanke. So lassen sich die hier unvermittelt und regellos auftretenden Gerölle erklären, so die roterdeartigen Massen mit ihrem Hinweis auf die intensiv arbeitende Verwitterung subtropischer Zonen, die sehr intensive Auslaugung der Fossilshalen gerade in dieser Bank und die Masse der teilweise wohl aus dem überliegenden Mergel stammenden konkretionären Kalkgebilde. Die starke Anreicherung von Eisenhydroxyd und nicht zuletzt die Auslaugung und Schlottenbildung im Jurakalk nur an den Stellen, wo die Bank c) unmittelbar auf diesen zu liegen kommt, stützen diese Annahme.

¹⁾ J. WALTHER, Lithogenesis, 1894, S. 837.

Der Meeresboden scheint also an der Wolfachlinie einige Zeit Land geworden zu sein; die Größe dieser auftauchenden-Scholle konnte mangels Aufschlüsse nicht ermittelt werden; sie ist bei den Brüchen auf nicht ganz 2 km nachzuweisen; auch der Betrag der relativen Hebung ist kaum festzustellen, doch war er sicher nur gering.

Für die Erkennung der Verbreitung des Meeressandes sind außer der Wolfachlinie nur wenig gute Aufschlüsse vorhanden. Im Westen kommen fossilreichere Grabsande nur südwestlich von Wurmagn in Betracht.

Im Süden liegt das Ende des Tälchens bei Kamm im Hangenden des Sandes; einem ähnlichen Niveau dürften die tieferen Sand- und Mergellagen angehören, welche bei dem neuerdings gegrabenen Brunnen der neuen Haushaltungsschule von Ortenburg gefördert wurden. Ganz undeutlich aufgeschlossen liegt in dem alten Schöföbach-Bruch O. von Maierhof der Meeressand mit Kieselnieren und gut gerolltem feldspatführendem Quarzit der Kreide auf. Zahlreiche Schalen von *Pecten*, *Ostrea* u. s. w. liegen verstreut in der Ackerkrume, welche jetzt die etwas eingeebnete Schutthalde des ehemaligen Bruches bedeckt. Man findet auch noch größere Stücke von konkretionärem Kalk mit Granitrollstücken, Bivalvenabdrücken; Haizähne und Schalenabdrücke von *Terebratula* stehen daraus hervor. Ganz ähnliche Lesestücke kann man bei dem verschütteten Jurabruch NO. von Blindham finden. Auch bei Oberoh beobachtete man seinerzeit Meeressand.

Einer zweiten Tiefenlinie gehört der durch Bohrung gefundene Meeressand SO. bei Elexenbach und W. und vor allem O. bei Semmating an, wo er am Grund der steil ansteigenden östlichen Talseite gegraben wird. Hier entspricht jedoch nur der untere Teil des Aufschlusses den Sanden von Maierhof; er besteht aus 1,3 m feinem Sand mit weniger Pectiniden (*Aequipecten praescabriusculus* FONT.) und darüber einer 1 m mächtigen besonders pectinidenreichen Muschelbank u. a. mit *Balanus concavus* BRONN und *Anomia* sp. Über 1,5 m Mergel mit sandig-grandigen Zwischenlagen folgt 2 m teilweise verfestigter Grobsand mit sehr zahlreichen, aber umgelagerten und daher meist zerbrochenen Fossilien des tieferen Niveaus; nur die widerstandsfähigen Schalen von *Ostrea gingensis* SCHLOTH., *Crassostrea crassissima* LAM. und *Ostrea fimbriata* GRAT. sind noch einigermaßen unverletzt neben Fragmenten von *Terebratula* cf. *grandis*, *Anomia* sp., *Dendrophyllia*, zahlreichen Bryozoen¹⁾ u. s. w. Ähnlicher verkitteter Sand mit *Crassostrea crassissima* LAM. liegt am Talgehänge östlich von Unterhaushof.

Die Stellung des bräunlichweißen, versteinungslosen Quarzsandes, der im Kalkberger Bruch Jura und Kreide bedeckt, ist unklar; er führt viel zersetzten Feldspat und ist teilweise stark eisenschüssig und verkittet. Beim Lippert waren noch Frühjahr 1912 im Tälchen die jetzt durch einbrechende Quelle verschütteten, feinen, glimmerig-mergeligen Sande aufgeschlossen, die unten auf 1 m sehr zahlreiche Fossilien bergen. Daraus wurden bestimmt:

Anomia ephippium L. var. *ornata* SCHFF. linke Klappe; stimmt gut mit dieser von SCHAFFER im „Miozän von Eggenburg“ I. Die Fauna S. 25 aufgestellten Varietät überein.

Turritella Doublieri MATH. Fragment.

Protoma cathedralis BRONG. var. *quadricincta* SCHFF. Fragment.

Ancylus sp., *Cardium* sp., *Dentalium* sp., *Venus* sp., *Turritella* sp.

¹⁾ v. GÜMBEL „Die miozänen Ablagerungen...“ S. 303, 1887 (cit. S. 112).

Aus diesen Schichten spült hier der kleine Bach zahlreiche, teilweise gut erhaltene Schalen aus und verbreitet sie bei höherem Wasser auch auf der Wiese. Darunter waren:

Pectunculus Fichteli DESH.

Pectunculus Fichteli var. *Vindobonensis* SCHFF.

Amiantis gigas LAM. (*Venus umbonaria*).

Cardium cingulatum GOLDF.

Turritella turris BAST.

Ancillaria sp., Korallenstock (*Lobopsammia*?).

Die Stellen, an denen früher besonders von EGGER bei Aichberg¹⁾ und Habüchler gesammelt wurde, sind jetzt nicht mehr bekannt; dort stand seinerzeit Mergel an, der ähnlich dem feineren mergeligen Sand beim Lippert auf ein ruhigeres Wasser, wohl in einer schlammigen Bucht hindeutet.

Analog der Sedimentänderung im Wolfachtal gegen N. zu scheint sich auch das Profil über dem Jura bei Fürstenzell gegen ONO. zu verändern: während im W. bei Scheuereck 6—7 m Letten und Mergel nur mit Sandschnüren und zerriebenen Ostreen²⁾ auf dem Jura liegt, sieht man $\frac{1}{2}$ km östlich über dem Spirkenöder Jura 6 m ungleichkörnigen groben Quarzsand wechselnd mit härteren Bänken und Lettenzwischenlagen, darin *Crassostrea crassissima* und andere zerriebene Schalen. Etwa 20° SW. fallend folgt darauf 1,5 m Sand mit rotbraunen und schwarzen kohligen Lagen, welcher ganz unzerstörte Reste besonders von dünn-schaligen Austern (*O. edulis* cf. var. *adriatica* LAM.) enthält. Diese Lagen dürften aber insgesamt bereits einem höheren Horizont angehören; Äquivalente der Maierhofsichten a) bis c) sind, wie bei Söldenau, nur durch die mit grobem Sand ausgefüllten Bohrmuschellöcher auf der Transgressionsfläche angedeutet.

Schwer ist es auch ohne genauere Kenntnis aller Schichten der Nachbarschaft die Stellung einzelner anderer Aufschlüsse, wie die im Tal W. von Sommerei und bei Niederham N. von Harbach zu erkennen. Die feinen Sande u. a. mit *Aequipecten* aff. *scabrellus* LAM.³⁾ liegen dort unter Mergel und deuten wohl auf ruhigeres, etwas tieferes Wasser hin. Da ihre Stellung aber nicht gesichert, können sie nicht ohne weiteres als Äquivalente unseres Meeressandes, somit als Zeugen des entsprechenden, hier tieferen Meeres verwendet werden.

Sicher ist aber, daß die Transgression vorerst ihr Ende an der Randspalte erreichte, denn es sind nördlich von ihr keine weiteren Strandablagerungen im Hangenden des Granit-Gneises zu finden. An der Wolfachlinie gegen S. und von Fürstenzell gegen W. gelangen wir in reduzierte Schichten und in ein Gebiet, das jedenfalls in größeren, nicht aufgeschlossenen Tiefen die zeitlichen Äquivalente der entsprechenden Flachsee birgt. An dem etwa mit der Randspalte verlaufenden Küstensaum scheint im Schutz einer Halbinsel oder vorgelagerten Insel in der Gegend von Lippert und Aichberg lange ruhigeres Wasser bestanden zu haben. Für die spätere Zeit kann man in dem an der Wolfachlinie aufgetauchten Land die schützende Barre vermuten. Dadurch konnten sich dort auch die dem Granit unmittelbar vorgelagerten Küstenfelsen des Jura und der Kreide in den mergeligen Sedimenten ausprägen; denn an den anderen bewegten Litoralstellen schaffte die stärker spülende Unterströmung die weicheren, kalkigen Abrasionsprodukte zurück in die Flachsee.

¹⁾ v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II. S. 376.

²⁾ FR. E. SÜSS l. c. S. 420 erwähnt aus einer Zwischenlage *Nucula* cf. *Ehrlichi*.

³⁾ Mit 17 Rippen auf der linken Klappe, die am Vorder- und Hinterrand schwächer werden; die Radialstreifen sind breiter und schwächer als beim Typus der angeführten Art.

Sowohl die mergeligen als die grobsandigen Schichten erklärte GÜMBEL¹⁾ als gleichaltrig mit den tieferen Schichten im Horner Becken (Loibersdorf-Gauderndorfer Schichten). Speziell die Grobsandfazies mit ihrer Fauna „spricht mit ihrem Gesamteindruck mit Entschiedenheit für einen Vergleich mit den tiefsten Schichten im Horner Becken und außerdem mit den tiefsten Lagen der subalpinen und subjurassischen miozänen Meeresmolasse. Von anderweitigen Ablagerungen läßt sich bestimmter nur FONTANNE's Miocène moyen, Langhien (?) et Helvetien I in der Gruppe von Visom — die Molasse mit *Pecten praescabriusculus* — in Parallele stellen“. Wenn diese Schichten auch ins Untermiozän zu stellen sind, so braucht doch damit noch nicht notwendig, wie GÜMBEL wollte, mit der Transgression auch das Miozän zu beginnen. Denn mag diese Meeresüberflutung in unserem Gebiet ein noch so einschneidendes Ereignis darstellen, immer muß doch jene zeitliche Grenze zwischen Oligozän und Miozän festgehalten werden, welche zuerst definiert und anerkannt wurde.

II. Die Sedimente des Mittelmiozän.

a) Übergangsbildungen.

Kehren wir wieder in den Maierhofbruch zurück, so sehen wir die tertiäre Verwitterungsbank c) von einer petrographisch wesentlich anders entwickelten Serie überlagert. Im Gegensatz zu den an tonigen und kalkigen Beimengungen armen, meist groben Sanden der Unterlage wiegen hier Mergel, Letten und feine Sande weitaus vor. An Fossilien ist nichts zu entdecken. Auffallend ruhig ist die Überlagerung von c) durch 1,4 m feinen lettigen Mergel. An der Wand der östlich anschließenden Tongrube folgt darauf 3 m grünlicher Letten, 3 m bräunlicher und grünlicher Letten mit Sand-Schmitzen und -Streifen, 0,5 m lettiger Grobsand und 0,5 m grandig-sandiger streifiger Letten, rötlich und grünlich, nach oben in rötlichen Sand, die Basis des höheren Quarzschotters, übergehend. Etwa das gleiche Bild zeigen die anderen Aufschlüsse gegen Söldenau: über c) folgt eine grünliche Letten- bzw. Mergellage von 4—6 m Dicke, darauf ein starker Wechsel sehr unregelmäßig gelagerter Grobsand- und Letten-Schichten. Nur beim Dötter stellt sich bereits unter dem Letten ein lettig-mergeliger Grobsand mit zahlreichen zerriebenen Fossilschalen ein.

Die mehr oder weniger groben meist grünlichen Sande der Zwischenlagen bestehen neben vorwiegendem Quarz aus weißlich zersetztem oder auch noch frischem Feldspat; in diesem fast nicht gerundetem Material treten außer spärlichem Rutil und lichtem Glimmer nicht selten Magnetiseisenkörnchen und manchmal reichlich Glaukonit auf. Vereinzelt sind Schmitzen von schwarzer kohligter Masse zu bemerken.

Besonders auffallend ist der außerordentlich unregelmäßige und scharfe Wechsel von grobem Sand und Grand in den feinkörnigsten Mergeln und Letten. Bald nimmt der eine, bald der andere Komponent überhand. Charakteristische Proben dieser Sedimente wurden bei dem Grundaushub für den Neubau der Haushaltungsschule in Ortenburg ausgegraben.

In dem groben Quarzsand mit bis walnußgroßen, kantengerundeten Quarzen waren dort z. B. einzelne Fladen und mehr oder weniger geschichtete Putzen von feinem grauen Mergel zu beobachten. Die dickeren oder dünneren Fladen sind teils zerbrochen und mit Kalzit ausgeheilt, teils stärker verworfen, vielfach auch schwach gefaltet und gebogen. Sie deuten an, daß der Meeresboden in der Nähe bis auf Tiefen wieder aufgewühlt wurde, in denen die feinen Mergellagen schon ziemlich verfestigt waren.

¹⁾ l. c. S. 301 ff.

Ganz ähnliche Sedimente stehen am Tümpel bei Kamm südlich am Taleingang an. Hierher gehört anscheinend der bräunliche, etwas glaukonitische, feldspatführende Quarzgrobsand mit Letten- und Mergel-Zwischenlagen im W. beim Harrer, der sandige Mergel mit *Pecten* am Hohlweg SW. von Wurmaign, der Mergel mit Grobsand-Schmitzen von Unter-Iglbach, die schon erwähnten hangenden Sande von Semmating und die Schichten in den Gruben von Gobertsham (2 km vom Wellner im SO.). An letzteren beiden Orten liegen recht dünnchalige Austern, was jedenfalls nicht auf Kalkmangel,¹⁾ sondern auf zeitweilige Ruhe des Wassers deutet. Auch der bereits beschriebene Quarzsand von Spirkenöd entspricht dem besprochenen Horizont. Dagegen stellen sich, wie erwähnt, im Hangenden des Jura von Scheuereck 6—7 m mächtige Letten mit Sandschnüren ein, welche nach Fr. E. Süss zum Schlier gehören.

Vertreter der eigenartigen Schlierfauna konnten im Ortenburger Gebiet an zwei Stellen nachgewiesen werden, nämlich in der Grube W. von Wapmannsberg (375—385 m hoch) und im Brunnenauhub beim Schulhaus in Holzkirchen in etwa 365 m Meereshöhe. An beiden Orten treten petrographisch einander ähnliche, bläulich-graue, glimmerige, sehr sandreiche Mergel und mergelige Sande mit reichlich groben Körnchen auf. Sie fallen zwar annähernd unter die ziemlich weite petrographische Fassung des Begriffs „Schlier“, welche E. Süss²⁾ mit den Worten gab: „Schlier nennt man in Oberösterreich einen in der Regel mehr oder minder feinsandigen und glimmerigen, häufig schieferigen Tonmergel von lichtblauer oder blauweißer Farbe, welcher weniger plastisch ist als der Tegel von Wien.“ Doch weichen unsere Sedimente durch den hohen Gehalt, vor allem an ziemlich groben Sanden, von den typischen wesentlich ab. Paläontologisch stimmen dagegen die Fossilreste gut mit denen des echten Schliers überein. Neben einigen Exemplaren der brackischen *Oncophora Partschii* var. *Gümbeli* HOERNES und kleinen Schälchen von *Cardium bavaricum* v. AMM. in Mergel fanden sich bei Wapmannsberg sehr zahlreich im glimmerreichen mergeligen Sand:

Nucula placentina LAM. und große Schalen von
Leda subfragilis R. HOERNES.

R. HOERNES³⁾ beschreibt diese aus dem österreichischen Schlier, wo sie allerdings nicht gerade häufig sind. Im Brunnenauhub beim Schulhaus von Holzkirchen lagen unter Quarzkies im Mergel mit Sand-Zwischenlagen:

Buccinum Pauli R. HOERN. kommt außer im Schlier nicht selten auch in der jüngeren Mediterranstufe vor; zwei Stück.

Solenomya Doderleini MAYER, selten auch in der zweiten Mediterranstufe; Fragment.

Cassis sp.; verdrücktes Fragment.

Tellina ottnangensis, ein kleines Exemplar; nur aus dem Schlier angegeben.

Nucula placentina LAM., verschiedene Stücke.

¹⁾ Nach J. WALTHER (Lithogenesis S. 666) sind bei gleichem Kalkgehalt des Wassers in der Ostsee die gleichen Arten dünnchalig, welche in der bewegten Atlantik dicke Schalen haben.

²⁾ „Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I: Über die Gliederung d. tert. Bildungen zwischen d. Mannhart, d. Donau . . .“ S. 32.

³⁾ R. HOERNES „Die Fauna des Schliers von Ott nang.“ Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. 25, 1875, S. 378 H. 4.

Patella aff. *excentrica* SANDB.¹⁾

Ostrea sp., linke Klappe.

Obwohl diese Funde in Sedimenten liegen, welche nicht nur von denen des normalen Schliers, sondern auch von den besprochenen, äußerst wechselvoll zusammengesetzten Übergangsgebilden abweichen, müssen doch nach der Lagerung mindestens die sonst an nicht eingeschwemmten Versteinerungen leeren Schichten zwischen 365 und 385 m Meereshöhe als zeitliche Äquivalente des Schliermeeres angesehen werden.

b) Die Absätze des Brackwassers.

1. Die Sedimente.

Über der Zone von Ablagerungen sehr wechselnder Beschaffenheit wurde etwa von 390 m Meereshöhe ab eine Schichtenfolge gebildet, welche einen wesentlich ruhigeren Charakter des Wassers andeutet. Die Korngröße überschreitet jetzt nicht mehr diejenige des Feinsandes; nur noch ganz selten findet man als Nachklang früher bedeutenderer Einschwemmungen mitten in dem normalen, durch brackische Fossilien charakterisierten Sediment dichte, unregelmäßige Kalkkonkretionen mit Bruchstücken von *Pecten* und *Ostrea*, so bei dem zweiten Hof WSW. von Wurmain Stücke von *Ostrea edulis* var. *adriatica* LAM. Aber der Charakter des raschen Wechsels ist auch hier ausgeprägt. In unübersehbarer Mannigfaltigkeit wechseln Ton-, Kalk- und Quarz-Gehalt; als einziges ziemlich konstantes Merkmal erscheint nur der makroskopisch hervortretende lichte Glimmer; doch auch dieser wird bei manchen Ton- und Mergellagen vermißt. Im großen besteht bei dieser bis 455 m emporreichenden Sedimentfolge ebenfalls keine größere petrographische Ähnlichkeit gleichzeitiger Ablagerungen auf einige Entfernung hin. Als Beispiel möge das Profil in der Grube bei Hafenberg (im SO.) angeführt werden. In 440 m Höhe liegt dort über feinem Sand von oben nach unten:

1,5 m Wechsel von glimmerig-sandigem Letten und Ton;

0,5 m glimmerarmer Grobsand, rotbraun, teilweise im Wechsel mit glimmerigem Ton und rundlichen Stücken des unterliegenden Tons; an der Basis darin ungerollter Quarz, weißlicher Feldspat, wenig Glimmer von Grandgröße;

0,9 m glimmerreicher, sandiger Letten und Ton mit dendritischen Eisen- und Manganausscheidungen und einem (?) Stengelabdruck;

0,05–0,3 m rötlich gefärbter Ton mit Deckeln von Schneckenschalen (analytierte Probe 132);

0,8 m heller Ton, oben reich an Glimmer und feinem Sand, unten mit pilzhutförmigen oder unregelmäßig nierigen Konkretionen von dichtem grauen Kalk und mit länglichen Zapfen von konzentriertem Brauneisen;

1,5 m grünlicher, glimmerig-sandiger Letten bis lettiger Sand, an der Basis mit zahlreichen nierenförmigen Knollen dichten weißen Kalks.

Die Kalkkonkretionen kommen auch in anderen Gruben (beim Hilkingen z. B.) nicht selten vor.

Besonders interessant sind die Pilzhutformen; ihre Größe schwankt zwischen 1 und 10 cm im Durchmesser und 0,5–2 cm in der Dicke. Sie liegen als rundliche Scheiben meist nach oben konvex, nach unten etwas konkav zwischen den Letten- oder Mergellagen. Nur die konvexe oder auch beide Oberflächen sind unregelmäßig wellig-wulstig von Spalten kreuz und quer durchzogen,

¹⁾ Weicht besonders durch den steiler abfallenden Wirbel von dieser Form ab, welche SANDBERGER „Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens“ 1863 S. 181 aus dem mittelloligozänen Weinheimer Meeressand als selten anführt.

die von außen tief ins Innere schneiden und kurz vor der Mitte sich schließen; dadurch entsteht eine mittlere Platte, auf der polygonale Prismen mehr aneinander stehen. An anderen Stücken ist diese mittlere Platte dicker und reicht als wulstiger Rand über die Felderfläche hinaus. Unregelmäßigere lappige Formen mit undeutlichen Rissen leiten zu den knolligen, strukturlosen Gebilden über. Die Substanz besteht aus 80—90% kohlensaurem Kalk und sehr feinen, wohl tonigen Teilchen; sie ist weiß, innen meist dichter und grau. Die Bildung der Konkretionen steht offenbar in näherem Zusammenhang mit ihrer Lagerung im Profil; besonders in der Basis einer Mergel- oder Letten-Schicht nahe der Grenze gegen eine darunter liegende Sandlage sind sie angereichert.

In den recht zahlreichen Gruben, welche die Bauern zur Gewinnung von „Mirgel“, Ton oder feinem Sand in den besprochenen Schichten anlegen, beobachtet man in der Regel einen im ganzen etwas konstanteren Sedimenttypus als in dem angeführten Profil. Sehr verbreitet und in mächtigeren Lagern tritt der durch etwas reichlicheren Glimmer mehr oder weniger gut geschichtete feinsandige oder tonige Mergel von grauer Farbe auf, der Hauptträger der Fossilshalen. Durch Aufnahme von mehr feinem Sand und Glimmer entwickeln sich daraus mergelige Feinsande (Maiersberg), wie sich aus den mitunter erscheinenden Tonlagen (Hafenberg, Hilkingen, Ober-Iglbach) alle Übergänge zu Letten (Hinterschloß) und meist sehr glimmerreiche, lettige Feinsande (Niederham, Auf der Linden) beobachten lassen. Wenn die glimmer- und feldspatreichen feinen Quarzsande stärker verwittert eine rotbraune Farbe bekommen, reicher an etwas größerem Sand, vor allem an Glimmer werden, so entstehen die in den höheren Lagen verbreiteten „Fuchssande“ von Wimberg oder S. vom Harrer.

Sedimente des brackischen Mittelmiozän.

Resultate der mechanischen Analyse nach KOPECKYS Methode.

Nummer der Probe	Benennung	Ort der Probeentnahme	% des Feinbodens der Korngrößen mm				Kalkgehalt (CO ₂) n. PASSON %
			0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
138	gl s	Grube SW. Auf der Linden 2 m tief	28,62	57,76	8,18	5,44	—
5	gl l s	Grube in Maiersberg	5,32	26,44	37,99	30,25	1,7
21	l gl Sand	Sandgrube N. von Niederham	4,53	46,96	33,14	15,38	—
30	gl l s orangebraun	S. beim Harrer 60—70 cm tief	6,31	51,25	18,51	23,93	—
25	l gl s „Fuchssand“	In Wimberg	0,98	23,10	41,64	34,28	—
27	ss gl l	Höhe von Hinterschloß 60—85 cm	1,64	9,81	54,87	33,68	0,06
153	gl ss gl l	Am westl. Haus von Haimbuch 1,5 m tief	2,61	14,24	35,41	47,65	0,05
10	Tonmergel mit Sandlagen wechselnd	Zieglerbruch (Söldenau) 20 cm über dem Jura	0,61	7,87	36,31	55,21	20,5
28	gl s l	Höhe von Hinterschloß 85—100 cm tief	5,38	9,96	24,21	60,45	0,05
196	gl Tonmergel „Schlier“, hellgrau	Mergelgrube bei Prims	1,8	5,62	28,90	63,68	15,0
16	gl Ton, grau	Grube O. vom Hilkingen	3,43	8,61	22,12	65,84	—
178	fetter Tonmergel, grau	Mergelgrube N. vom Rauscher	2,32	6,17	22,50	69,01	30,0
9	Ton, grau	Mergelgrube S. von Ober-Iglbach	0,29	3,85	24,67	71,19	—
17	fetter Tonmergel, grau	Mergelgrube W. von Wurmain 60—70 cm	1,30	2,30	18,64	77,76	20,5
132	Ton, rötlich	Grube W. von Hafenberg	4,44	4,87	10,50	80,19	—

Zur näheren Kennzeichnung, als Vorarbeit für spätere Studien über Sedimentbildung und um dem unmittelbar praktischen Bedürfnis zu entsprechen, wurden die Haupttypen der Sedimente mechanisch und mikroskopisch untersucht. Zur Tabelle (S. 120), welche die Resultate der mechanischen Analyse wiedergibt, ist zu bemerken, daß die an abschlämmbaren Teilen besonders reichen Proben auch durch längeres Kochen vor der Analyse nicht ganz vollständig zerlegt wurden, so daß der Gehalt an gröberem Teilen hier etwas zu hoch angegeben wird. Für den hier in Betracht kommenden Zweck genügte jedoch die Trennung. Die Resultate der mikroskopischen Untersuchung sind in einer weiteren Tabelle auf S. 127 f. angeführt.

Bezüglich der Verbreitung ist zu betonen, daß die brackischen Schichten zwar im ganzen ungefähr das Gebiet des Meeressandes einnehmen, indem auch sie nur auf der südlichen Kartenhälfte liegen; doch weisen die nördlich der Randspalte bei Giglmöhren und nordwestlich im Granitgebiet gelegenen petrographisch übereinstimmenden Sedimente auf ein weiteres Vordringen dieser höheren Ablagerungen in den Bayerischen Wald hin. Eine stärkere Einbuchtung macht die nördliche Verbreitungsgrenze von Hainbuch südwestlich über Scheunöd bis Blindham und von da über Bergham¹⁾ nach Norden. Für die Feststellung des genaueren Küstenverlaufs kann aber diese Linie nicht benützt werden, da auch die nördlichsten Sedimente keine wesentlich küstennähere Fazies zeigen und da die in der Folgezeit das Gebiet durchziehenden Flußläufe an vielen Stellen, besonders im Norden, die weichen Sedimente forttragen.

2. Die Fauna.

Wie schon erwähnt, enthalten die höheren, feineren Ablagerungen die Reste einer eigentümlichen, dem Brackwasser entstammenden Fauna; die ziemlich zarten, kleinen Schälchen liegen in nicht gerade zahlreichen, aber recht fossilreichen Lagen. Allenthalben sind darin die zwei Formen verbreitet:

Oncophora Partschi var. *Gümbeli* HOERNES und

Cardium bavaricum v. AMMON in einer kleinen Varietät.

In typischer Größe (Länge 14—23, Höhe 12—22 mm) konnte letztere Art nur spärlich in der Mergelgrube von Prims im SO. aufgefunden werden. Alle anderen sehr zahlreichen Stücke aus den Gruben von Prims, S. von Ober-Iglbach, W. und N. von Wurmaign, wiesen einen wesentlich geringeren Größendurchschnitt auf, indem z. B. N. von Wurmaign die Längen 10, 11, 8, 9, 8, 8 mm, die entsprechenden Höhen 8, 10, 8, 8, 7, 7, mm betragen. In Prims schwankten die Längen zwischen 18 und 7 mm, die Höhen zwischen 13 und 5 mm. Wenn man auch noch so sehr die Möglichkeit geringeren Alters der Formen in Rücksicht zieht, so scheint es doch nicht möglich, bei der allgemeinen Verbreitung der kleinen, wie bei dem fast völligen Mangel an Exemplaren normaler Größe alles jener Ursache zuzuschreiben. Schon HOERNES hat sich veranlaßt gesehen, für die mit unserer Form so reichlich vorkommende kleine *Oncophora Partschi* K. MAJER einen besonderen Namen zu geben; auch bei diesen kleinen Formen von *Cardium bavaricum* v. AMMON liegt Veranlassung vor, eine im wesentlichen nur durch ihre geringere Größe charakterisierte Varietät anzunehmen; sie möge var. *minor* heißen.

Außer diesen überall anzutreffenden Kleinformen konnten nur wenig andere Reste konstatiert werden. Bei Prims fanden sich noch einige sehr unvollkommene

¹⁾ In einem 28 m tiefen Brunnen wurde in Bergham unter Lehm noch Mergel angetroffen.

Reste von *Paludina* cf. *conoidea* KRAUSS; dort und W. von Wurmaign zerbrochene Stücke von *Paludina* sp. Interessante Einblicke in die Bewegungsvorgänge, welche sich im Mergel und Ton bei Aufnahme und Abgabe von Wasser vollziehen, gewähren die oft merkwürdig gebogenen, auch zerbrochenen Schälchen.

Ihren Einschlüssen nach sind die brackischen Schichten die Fortsetzung der von v. AMMON¹⁾ im westlichen Nachbargebiet und im Südwesten bearbeiteten Ablagerungen. Sie sind Äquivalente der Kirchberger Schichten bei Ulm und gehören dem Mittelmiozän an. DEPÉRET²⁾ stellte sie in sein unteres Tortonien über das Helvetien s. stricto, also bereits in das untere Obermiozän.

Bezüglich des Allgemeincharakters der Fauna ist auf die außerordentliche Artenarmut in Verbindung mit einem stellenweise überraschenden Individuenreichtum hinzuweisen. Außerdem fällt die fast durchgehend geringere Größe auf, welche unsere wenigen Arten gegenüber den Angehörigen der gleichen Art in anderen Gebieten, wie bei Kirchberg oder in Mähren auszeichnet.

Auch ohne eingehendere Untersuchungen über die damaligen Lebensbedingungen halte ich die Vermutung für berechtigt, daß es sich hier um die wenigen Tiere handelt, welche sich bei der zunehmenden Aussüßung und Vertiefung des Meeres weiter erhalten konnten, während die übrigen Bewohner des ursprünglich marinen Beckens teils nach SO. zu auswanderten, teils hier ausstarben. Durch die so erfolgte Verringerung der Konkurrenten mögen die überbleibenden Arten so sehr überhandgenommen haben, daß ihre Schalen teilweise unter Zurücktreten des Zwischenmittels ganze Bänke³⁾ bildeten. Andererseits aber weist die geringere Größe der Tiere in unserem veränderten Meeresteil doch wohl darauf hin, daß auch diesen Formen trotz ihrer Verbreitung die Lebensbedingungen nicht mehr so entsprachen.⁴⁾ Vielleicht hängt dies zum Teil mit der plötzlichen Bildung von Kalkschlamm zusammen. Die Spärlichkeit der Individuen, welche die der brackischen Randzone entsprechenden tieferen noch salzigeren Meeresteile bei einem gewissen Artenreichtum bevölkerten, könnte unter Umständen ebenfalls mit diesem Kalk-Niederschlag in Verbindung gebracht werden. Nach Vorhergehendem ist ja die eigenartige Fauna des Schliermeeres als gleichaltrig mit den Übergangsgebilden vom Meeressand zu den brackischen Sedimenten anzusehen.

Wenn man sich in der Umgebung nach den Resten des dem späteren brackischen Meeresteil entsprechenden marinen Beckens umsieht, so findet man gegen SO. zu nichts anderes als die teilweise außerordentlich mächtige⁵⁾ Ablagerung des Schliers. Es liegt nahe, den höheren Teil desselben als zeitliches Äquivalent unserer brackischen Schichten zu erklären, wie das bereits v. AMMON⁶⁾ tat. Als Ursache für die Entstehung des brackischen Wassers hat schon v. GÜMBEL⁷⁾ das Einmünden eines Flusses in diesen Meeresteil angenommen. Er wies auf die deltaähnliche scharfe Begrenzung des brackischen Gebietes hin, das ein schmales langes Dreieck mit der nördlichen Spitze bei Aidenbach bildet, dessen breite Basis im Süden an der verbreiteten Talfläche des Zusammenflusses von Inn, Alz und

¹⁾ v. AMMON „Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern“. Diese Jahreshäfte 1888.

²⁾ Sur la Classification et le Parallélisme du système miocène“ 1893. S. 265.

³⁾ v. AMMON l. c. S. 17.

⁴⁾ Über eine ähnliche Erscheinung im gleichen Meer s. E. Stüss „Untersuchungen über den Charakter . . . I“ S. 46. Er erwähnt aus dem Meer des oberen Schliers von einer sandigen Zwischenlage O. bei Laa an der Thaja neben der marinen Fauna und etlichen eingeschwemmten terrestrischen und fluviatilen Formen von normaler Größe eine Reihe seltener Formen von geringerer Größe und führt dieses Vorkommen auf das Eindringen von Süßwasser zurück, in welchem „durch längere Zeit ein Teil der Meeresfauna unter den abnormen Verhältnissen verkümmerte, unter welchen ein anderer Teil derselben in unveränderter Größe gedeihen konnte“.

⁵⁾ Das tiefste Bohrloch in Wels hat mit 500 m Tiefe den Schlier noch nicht durchsunken (COMMENDA 1900).

⁶⁾ l. c. S. 6.

⁷⁾ „Die miozänen Ablagerungen“ S. 306.

Salzach (zwischen Marktl und Simbach-Braunau) liegt. Die östliche Grenzlinie hat im N. durch die Kartierung eine starke Ausbuchtung nach SO. erfahren, indem die ganze südliche Hälfte des Gebietes noch in den Bereich der Brackwasserbildungen fällt.

Dagegen, daß die tieferen Ablagerungen des durch die typische Fauna von Ott nang charakterisierten Schliers auch zeitliche Äquivalente des tieferen Ortenburger Meeressandes sind, spricht folgendes: Wie bemerkt, stellen sich erst über der Verwitterungsbank c) an der Wolfachlinie die ersten Sedimente mit bedeutendem Kalkgehalt und von großer Feinheit ein; nach den Absätzen der unruhigen Übergangszeit folgen darauf die Schichten aus ruhigem, offenbar tieferem Brackwasser. Als unmittelbar fortsetzendes Gebilde schließt sich daneben der Schlier an, ebenfalls kalkreich, aus feinem Material, mit spärlichen Faunenresten, ein Absatz aus ruhigem tieferem Meerwasser. Die gemeinsamen Züge beider Ablagerungen weisen auf neue, gemeinsame Absatzbedingungen hin und trennen beide zugleich scharf von dem unterliegenden Meeressand. Allerdings könnte man noch die mergeligen Äquivalente des letzteren bei Aichberg und Habüchler als Vertreter des offenen Schliermeeres erklären; der Kalkgehalt jener Ablagerungen eines örtlich beschränkten ruhigen Wassers läßt sich aber, wie schon ausgeführt, unschwer von den damals an der Küste anstehenden Partien von Jura und Kreide ableiten. Abgesehen davon wäre es nicht verständlich, daß in beiden petrographisch ziemlich analogen Ablagerungen die Faunen so sehr voneinander verschieden sind, wenn sie gleichzeitig im gleichen Meer entstanden wären. Wenn man die 80 Arten umfassende Liste¹⁾ von Aichberg und Habüchler mit den 79 Schlierformen von Ott nang²⁾ vergleicht, so fällt, abgesehen von dem Mangel der bei ersteren so häufigen Vertreter von *Ostrea* und *Pecten* vor allem auf, daß nur sieben Arten gemeinsam sind. Von diesen ist allein *Natica helicina* in Ott nang häufig, *Dentalium entalis* und *Corbula gibba* sind dort selten, alle andern sehr selten. Von den Schlierformen, welche aus dem ziemlich grobsandigen mergeligen Schlier von Wapmannsberg und Holzkirchen bestimmt werden konnten, wird keine von Aichberg-Habüchler erwähnt.

Die Herkunft des Kalkgehalts in den brackischen Schichten und im Schlier ist schwer festzustellen. Die Möglichkeit, daß er von dem Jura- und Kreide-Kalk des Küstensaumes stammt, ist schon wegen seiner allgemeinen Verbreitung abzulehnen. Es bleiben aber noch zwei Quellen übrig: entweder die Ausscheidung durch Organismen bzw. durch chemische Vorgänge im Bodenwasser oder durch wesentlich mechanischen Niederschlag von kalkigen Sedimenten, welche neu einströmende Flüsse mitbrachten. Letzteres erscheint wahrscheinlich, wenn man sich erinnert, daß nach der bewegten Zeit der Übergangsgebilde zugleich mit der Tieferlegung des Meeresbodens der Kalkgehalt sehr konstant hoch blieb und das Wasser ausgesüßt wurde. Diese drei Momente würden ihre gemeinsame Erklärung in einer Senkung des Gebiets finden, welche das Einströmen eines oder mehrerer Flüsse veranlaßt hat; letztere wären nicht vom Bayerischen Wald her, wie GÜMBEL³⁾ annahm, gekommen, sondern von einem kalkreichen Gebiet im SW., W. oder NW., vom Jura oder von den Alpen. Der bedeutende Glimmer- und Quarzgehalt, im Sediment vom Kalk meist ziemlich getrennt, stammt dann von schwächeren Nebenflüssen aus kristallinem Gebiet her. Andererseits weist jedoch der so weit ver-

¹⁾ v. GÜMBEL „Die miozänen Ablagerungen . . .“ S. 299, 300.

²⁾ R. HOERNES „Die Fauna des Schlier von Ott nang.“ K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1875, S. 333.

³⁾ l. c. S. 307.

breitete¹⁾ eigenartige Charakter der Schlierablagerungen mit ihren Eindampfungserscheinungen (Salz und Gips z. B. von Wieliczka, Naßgallen), Jodquellen, Schwefel-²⁾ und Gasquellen³⁾ auch auf die Möglichkeit von abnormen Abscheidungen im marinen Bodenwasser hin. Es ist ja an sich eine über so große Entfernungen faunistisch wie petrographisch so gleichbleibende Ablagerung für das Tertiär eine Seltenheit. Für die Ähnlichkeit der Fauna verschiedenster Gegenden ist hier viel weniger das gleiche Alter, als die gleichen, ungünstigen Lebensbedingungen maßgebend gewesen. Die Frage nach der Herkunft des Kalks in den besprochenen Sedimenten muß offen bleiben, bis eingehendere Untersuchungen ausgeführt sind. Jedenfalls beweisen die Übergangsbildungen mit ihrem Glaukonit⁴⁾-Gehalt ein bedeutendes Tieferwerden des Meeres, in dem sich erst allmählich die Ruhe einer Flachsee mit brackischem Wasser oder einer sehr geschützten tiefen Brackwasser-Bucht einstellte.

c) Die Böden der brackischen Sedimente.

Zur Gewinnung einer entsprechenden geologischen Karte mußten in erster Linie die weit verbreiteten Verwitterungsprodukte der brackischen Sedimente einer genauen Betrachtung unterzogen werden. Denn es ist außerordentlich schwierig, diese von manchen anderen Böden, z. B. denen des Löß zu unterscheiden,⁵⁾ insbesondere, wenn sich kleine Umlagerungen und Mischungen des Materials vollzogen haben. Eine solche Unterscheidung ist aber für das Verständnis unbedingt nötig; in vielen Fällen hätte z. B. die Lagerung des über den brackischen Schichten folgenden Quarzschotters auf andere Weise nicht geklärt werden können.

Zwei Momente sind es vor allem, welche die Erkennung der Abstammung dieser Böden, den Schluß auf die ursprünglich vorgelegenen Sedimente, so sehr erschweren: einerseits die große Mannigfaltigkeit der oft äußerst schnell wechselnden petrographischen Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, andererseits aber die oft überraschende Ähnlichkeit der aus verschiedenen Bestandteilen hervorgegangenen Böden unter sich und vor allem mit den Lößböden. Eine Zusammenstellung der Haupttypen nach ihrem Habitus und ein Vergleich mit den unveränderten Sedimenten läßt dies deutlich ersehen.

Typen nach dem Habitus.⁶⁾

1. Glimmerführende staubige (lößartige) Letten (26), Lehme (119, 151, 152, 180) und stark lehmige Sande (83, 72);
2. ziemlich glimmerreiche lehmige feinsandige Sande (23, 29, 90);

¹⁾ Siehe E. SÜSS „Antlitz der Erde“ I, S. 399. Als selbständiges, fremdartiges Schichtgebilde mit besonderen Merkmalen zwischen der 1. und 2. Mediterranstufe wird hier der Schlier verfolgt vom östlichen Bayern über Oberösterreich, Niederösterreich, Ostrau, Troppau, preußisch Schlesien, Wieliczka, Lemberg, Bukowina, Walachei in die pannonische Ebene, von Schio, Turin, Nizza, Bologna, Ancona, Sizilien bis nach Malta.

²⁾ L. REUTER will in seiner Schrift „Der tertiäre Meeressand in Niederbayern“, Kleinwelt 1910/11 H. 3, dieses allgemeine Phänomen der Gasführung von den Zersetzungsprodukten der im unterliegenden Meeressand eingeschlossenen Tierreste ableiten.

³⁾ Siehe FR. MÜNICHSDORFER „Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet.“ Diese Jahreshefte, 1911, S. 233. Auch in Ortenburg gibt es eine schwache Schwefelquelle.

⁴⁾ J. WALTHER „Lithogenesis“ 1894, S. 883 „soweit es bisher bekannt ist, findet man keinen rezenten Glaukonit in der litoralen und sublitoralen Zone“.

⁵⁾ v. GÜMBEL „Geologie von Bayern“ II, S. 384.

⁶⁾ Die beigefügten Zahlen sind die Nummern der als Belege gesammelten und in der Bodenkundlichen Sammlung des landwirtschaftlichen Laboratoriums der Technischen Hochschule München aufbewahrten Böden. Die fettgedruckten sind näher untersucht.

3. glimmerreiche feinsandige lettige Lehme (103);
4. glimmerführende staubsandige Letten (96) und Lehme (81);
5. ziemlich glimmerreiche sandreiche und sandarme Lehme und Letten (31, 125, 179);
6. 1—5 umgelagert und stärker gemischt mit Kies, Grand, Grobsand (181) und Löß (154).

Wie diese Verwitterungsgebilde den unveränderten Sedimenten aufliegen, sollen folgende zwei Profile veranschaulichen:

Probe Nr.	Benennung	Typus	Ort der Probeentnahme	% des Bodens der Korngrößen mm					Kalk (CO ₂) nach Wolff be- stimmt %
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
26	gl s l	1	Bohrung Höhe v. Hinterschloß 30—60 cm	0,2	3,02	6,42	35,27	55,09	0,05
27	ss gl l s	—	do. 60—85 cm	0,35	1,29	9,81	54,87	33,68	0,06
28	gl s l	—	do. 85—100 cm	—	5,38	9,96	24,21	60,45	0,05
154	s ss l lößartig	6	N. von Hainbuch, Krume	—	10,48	11,46	36,06	42,0	—
151	s ss l	1	Am westlichen Haus von Hain- buch, Krume	—	7,19	23,24	25,31	44,26	0,05
152	gl s ss l l	1	do. 40 cm	—	5,0	23,06	25,42	46,52	0,05
153	gl ss l	—	do. 150 cm	—	2,61	14,24	35,41	47,65	0,05

Von einer so regelmäßigen Änderung in den Korngrößenverhältnissen, wie sie z. B. beim normalen Granitprofil zu erkennen war, ist hier keine Rede. Besonders ausschlaggebend ist die Veränderung durch primäre Schichtung bei dem Profil von Hinterschloß, wo lettige und sandige Lagen mit bald sehr großem, bald geringerem Glimmergehalt stark wechseln. Auch die nicht weit voneinander gewonnenen, der Lage nach ziemlich gleichwertigen Proben 154 und 151 sind recht verschieden, dagegen wieder 151 und 152 einander sehr ähnlich trotz verschiedener Lage zur Oberfläche. Weder 28 noch auch 153 kann als sehr ähnlich dem Ausgangsmaterial für die Verwitterungsprozesse bezeichnet werden.

Einen außerordentlich lößartigen Habitus zeigen die Proben 154, 151, 152 und 119 (folgende Tabelle), was hier jedenfalls zum Teil auch auf Mischung zurück-

Probe Nr.	Benennung	Typus	Ort der Probeentnahme	% des Bodens der Korngrößen mm					Kalk (CO ₂) nach Methode WOLFF %
				> 2	0,1 bis 2	0,05 bis 0,1	0,01 bis 0,05	< 0,01	
29	gl l (l) s	2	In Wapmannsberg ca. 30 cm	—	0,96	16,19	43,26	39,59	0,08
180	gl ss sl l	1	W. vom Höfler, Krume	0,64	10,32	13,50	30,23	45,31	0,05
81	gl ss l l	4	In Wapmannsberg, Krume	—	3,44	14,64	32,46	49,46	0,05
31	kl l	5	„Feldl“ O. von Jaging, Krume	—	13,52	9,02	26,76	50,70	—
119	gl ss l bindig	1	300 m SW. v. Prostädter, Krume	—	5,39	9,34	32,59	52,68	—
83	ss l — l ss	1	Mergelgrube W. von Wurmain 0—10 cm	—	5,16	3,93	32,74	58,17	0,2

zuführen ist. Die in der zweiten Tabelle aufgeführten Proben 180 und 83 sind dagegen Vertreter eines besonders im SW. sehr verbreiteten Typus, welcher auch recht Lößboden-ähnlich ist, aber seinen Charakter der Verwitterung aus den Mergeln und sehr feinen leittigen Sanden verdankt. Aus ähnlichen Sedimenten entstand auch Probe 29 mit ihrem bedeutenden Staubsandgehalt; aus tonreicheren ist Probe 81 und von einer Lettenlage ist 31 abzuleiten. Bei geringen Abweichungen im Habitus können in vielen Fällen schon die Zahlen der mechanischen Analyse den Ausschlag geben bei der Entscheidung, woher der Boden stammt.

Eine weitere sehr wichtige Stütze dafür wird durch die mikroskopische Untersuchung der Schlämnrückstände gewonnen. Schon makroskopisch tritt der oft so charakteristische höhere Glimmergehalt hervor, der auch in den feinsten Korngrößen vorhanden ist. Außerdem sprechen sich hier auch andere charakteristische Eigenschaften der unverwitterten Sedimente noch deutlich aus, z. B. in der Häufigkeit der dichten hellbraunen Konkretionen. Diese haben allerdings abgenommen; die schwarzen Konkretionen sind in den Böden viel reichlicher.

Was die Form der Quarzbestandteile betrifft, so geht aus der Untersuchung von Schlämnrückständen der 28 bearbeiteten Böden hervor, daß nur bei den Proben 26, 154, 151, 37,¹⁾ 38,¹⁾ 158,¹⁾ 180, 81, 119, 83 in den Grobsanden mehr oder weniger gerundete Quarze vorkommen, aber nur untergeordnet und nur bei den größten. Wenn man damit die später beschriebenen Löße und Lößböden vergleicht, so stellt sich heraus, daß dort nicht weniger, vielleicht sogar mehr gerollte Quarze vorkommen, nämlich in 14 Proben 5 mit solchen. Es ist daher nicht möglich, nach diesem Merkmal beider Bodengruppen zu unterscheiden, wie dies PUCHNER²⁾ nach Untersuchung einiger Proben glaubte; auch sind hiedurch die daran geknüpften Folgerungen nicht zu stützen.

DAUBRÉE³⁾ hat durch seine Versuche nachgewiesen, daß jeder Sand, der feiner ist, als etwa 0,1 mm, eckig bleiben muß, da er auch in schwach bewegtem Wasser noch schwimmen kann, nicht gerollt wird. Bereits bei fünffacher Korngröße ist bei 1 m Wassergeschwindigkeit der durch die Abreibung hervorgebrachte Gewichtsverlust nur sehr gering.

Bezüglich der chemischen Beurteilung unserer Böden möge auf die Analysen der Kgl. Landwirtschaftlichen Zentralversuchsstation München und auf die Untersuchungen von GRÜNER⁴⁾ hingewiesen werden.

¹⁾ Kommen hier wegen Mischung mit fremdem Material nicht in Betracht.

²⁾ PUCHNER, „Die niederbayerischen Lößböden“ in Vierteljahresschrift des B. Landwirtschaftsrates VIII. Jahrg. 1903: „Ferner sind die Quarzbestandteile des Tertiärlehms vollkommen abgerundet, was auf eine weite und dabei langsame Vorwärtsbewegung des alpinen Bodenmaterials vor seiner endgültigen Absetzung hinweist, die Quarzteilchen des echten Lößbodens sind kantig . . .“

³⁾ DAUBRÉE, Experimentalgeologie S. 196.

⁴⁾ „Zur Charakteristik des Schlierbodens.“ Landw. Jahrbücher Bd. 39, 1910, S. 613.

Resultate der mikroskopischen Untersuchung.

1. Sedimente der brackischen Zone des miozänen Meeres.

Probe Nr.	Korngröße	ca. % von						Bemerkungen
		Quarz	Feldspat u. seltene Silikate	Glimmer	Schwarze ¹⁾ Konkretionen	Dichte hellbraune Konkretionen	Nicht zerlegt	
138	Grsd.	> 54 ×	20	> 30				Ebenso Feinsand u. Staubsand
5	Grsd.	—	—	—		100		Kalkreich
	Fsd.	20 ×	5	w +	35	—	40	
	Stsd.	60—70 ×	5	w	5—10	—	10—20	
21	Grsd.	10 ×	w	—5	w	—	85	Ebenso Staubsand
	Fsd.	65 ×	5—10	20	—	—	5	
30	Grsd.	65	—	15—20	—	15	—	Ebenso Feinsand
	Stsd.	55	—	5	—	40	—	
25	Grsd.	8 ×	—	2	90	—	—	Die Hälfte der schw. Konkret. mit braunem Strich (Fe)
	Fsd.	80 ×	w	15—20 ^o	w	—	—	
	Stsd.	75—80	—	20 ^o	—	w	—	
27	Grsd.	—10	—	—	—5	35	50	
	Fsd.	5	—	75 ^o	—	20	—	
	Stsd.	w	—	> 85 ^o	—	10	—	
153	Grsd.	40 ×	—	w	50	—	5—10	
	Fsd.	55 ×	—	—20	—2	—25	—5	
	Stsd.	60 ×	—	5	w	35	—	
10	Grsd.	—5 ×	—	w	—	—	95	Kalzit Mit Kalkkörnchen
	Fsd.	15 ×	—	w	—	—	80	
	Stsd.	—60 ×	—	w	—	—	40	
28	Grsd.	—10	—	—	—5	35	50	Schw. Konkretionen auch mit rotbraunem Strich
	Fsd.	—5	—	—5	—	40	50	
	Stsd.	w	—	w	—	30	65	
196	Grsd.	w ×	—	—	w	—	> 95	Fragm. v. Cardium. Ebenso Fsd. — 10% Kalk
	Stsd.	50 ×	—	w	—	—	40	
16	Grsd.	—50 ×	—	w	—45	—	5	Schw. Konkretionen auch mit rotbraunem Strich
	Fsd.	75 ×	w	5—10	—	—10	—10	
	Stsd.	90 ×	—	—5	—	5	w	
178	Grsd.	—	—	—	w	—	98	Ebenso Feinsand
	Stsd.	—15	—	—5	—	—	80	
9	Grsd.	w	—	—	—	—	95	+ Ostrakodenschälch.; grane tonige Aggr. Ebens. Fsd. u. Stsd.
17	Grsd.	w	—	—	w	w	95	Schalen v. Muscheln u. Ostrakoden. Verh. dicke weisse Kalkröhren. Ebenso Fsd.
	Stsd.	5	—	w	—	—	> 90	
132	Grsd.	w ×	—	—	—	—	99	Einig. Muschelschal. u. Deckel von Schneckenschalen
	Fsd.	w ×	—	—	—	w	99	
	Stsd.	w	—	w	—	5	—95	
37	Grsd.	85	w	w	10	—	—	
	Fsd.	75 ×	w	5—10	5—10	5	—	
	Stsd.	60	—	—10	15	15	—	
38	Grd.	100	—	—	—	—	—	Gerundet Zersetzer Granit
	Grsd.	90	w	w	w	w	—	
	Fsd.	60	w	—20 ^o	5	10	—	
	Stsd.	65	w	5	5	25	—	

× = nur eckig; + w = wenig; o = matt, bräunlich zersetzt und licht.

¹⁾ Mit verschiedenem, meist bräunlich schwarzem Strich.

2. Böden der brackischen Sedimente.

Probe Nr.	Korngröße	ca. % von					Bemerkungen	
		Quarz	Feldspat u. seltene Silikate	Glimmer	Schwarze Konkretionen	Dichte hellbraune Konkretionen		Nicht zerlegt
26	Grsd.	5	—	—	10	35	50	Nicht zerlegt sind weißl. schuppige, kaolinartige Aggregate. Die br. Konk. als feine Blättchen in der prim. Schichtung Granitstückchen
	Fsd.	3	—	2	5	60	30	
	Stsd.	w	—	w	—	45	50	
154	Grsd.	—50	w	—	—50	—	—	Ebenso Stsd.
	Fsd.	85 ×	—	—5	10	—	—	
151	Grsd.	—	—	—	—	—	—	Wie 154 Grsd. Wie 154 Fsd.
	Fsd.	—	—	—	—	—	—	
	Stsd.	80 ×	—	—5	15	—	—	
152	Grsd.	50 ×	—	w	45	—	—	
	Fsd.	80 ×	—	10 ○	5—10	—	—	
	Stsd.	75 ×	—	15—20 ○	5—10	—	—	
29	Grsd.	w	—	w	60	5	30	
	Fsd.	45 ×	—	5	20	15	15	
	Stsd.	75 ×	w	—5	5—10	10	—	
180	Grsd.	60	w	w	35	—	—	
	Fsd.	—80 ×	—	w	20	—	—	
	Stsd.	—80 ×	—	w	20	w	—	
81	Grsd.	75 ×	w	w	—25	—	—	
	Fsd.	—85 ×	—	2	—15	—	—	
	Stsd.	—85 ×	—	w	10	5	—	
31	Grsd.	80 ×	—	—	20	—	—	
	Fsd.	85 ×	—	—	15	—	—	
	Stsd.	—80 ×	—	w	20	w	—	
119	Grsd.	—80 ×	—	w	—20	—	—	
	Fsd.	75	—	—5	—5	—15	—	
	Stsd.	75	—	3	3	—20	—	
83	Grsd.	10	—	—	90	—	—	
	Fsd.	70	—	—	30	—	—	
	Stsd.	—90	—	2	5—10	—	—	

III. Der altpliozäne Quarzsotter.

Über den brackischen Schichten liegt diskordant eine bedeutende fluviatile Sand- und Kies-Ablagerung, welche hauptsächlich aus Quarz besteht. Bei Brunnengrabungen wurde, z. B. W. von Buch und in Hinterhainberg, eine Mächtigkeit von 40 m beobachtet. Diese Schottermasse überdeckt noch die höchsten Erhebungen des Gebietes (470 m) und geht an den Gehängen bis auf 335 m Meereshöhe herab.

Wo ihre tiefsten Lagen aufgeschlossen sind, wie bei Söldenau oder beim Drittenthaler, sieht man sie mit einer bis ca. 10 m mächtigen Schicht von groben, ziemlich gleichmäßig körnigen, braunefärbten Sanden beginnen, welche teilweise neben dem Quarz sehr viel Feldspat und etwas Glimmer enthalten. Darauf lagert ein meist grobsandreicher Kies.

Die Gerölle bestehen vorzugsweise aus sehr widerstandsfähigen Gesteinen, besonders aus Quarzen. Gangquarze von weißer, lichtbräunlicher, grauer oder auch rötlicher Färbung weisen in weitaus überwiegender Zahl durch grünliche

phyllitische Schmitzen auf einen aufgearbeiteten phyllitischen Gebirgszug hin. Verstärkt wird dieser Hinweis noch durch einige Funde von stark gefältelem grünem oder auch schwarzem graphitreichem Phyllit mit eingeschlossenen Quarzgängen. Sehr häufig finden sich auch nur wenig Glimmerblättchen den Gangquarzen eingestreut. Quarzite und quarzitisches Sandsteine oft mit zersetztem Feldspat und lichtem Glimmer sind sehr verbreitet. Meist nur in vereinzelt größeren Blöcken treten äußerst harte Kiesel-Konglomerate auf, die in der splittrigen Grundmasse neben vielen kleinen Quarzen größere schwärzliche Hornsteine, Aplite und zersetzte Feldspäte enthalten. Seltener sind die in der Regel völlig zu Grus zerfallenden Granite von mittlerem und feinem Korn, glimmerarme, quarzreiche Pegmatite und Aplite; dazu treten Gneise ab und zu etwas gefälte, auch mit Quarzaugen, spärliche schwarze Lydite, braune Feuersteine übergehend in kristallinen Quarz, auch von rötlicher, grauer oder lila Färbung. Als große Seltenheit wurden SW. von Ortenburg bei Wolfkirchen einige Stücke von Granat führendem, sehr grobem Amphibolitschiefer gefunden. Übrigens sind die granitischen Gesteine nicht in ungefähr gleicher Zahl in den Gruben zu finden; häufig sind sie nur an einzelnen Stellen, wie im NNO. vom Hammerschmiedgütl, an der Straße in Galla, in Vorderhainberg oder südlich von Buchet.

Was die Korngröße betrifft, so kann man die größte Mannigfaltigkeit oft auf wenige Meter Entfernung konstatieren; meist sind die Geschiebe von Erbsen- bis zwei Faust-Größe, doch tritt der Kies auch oft zurück, und die Grobsande, welche sich so entwickeln, nehmen größere Ausdehnung an, wie auf der Höhe östlich von Oberhaushof, nördlich vom Hilkingen, westlich und südlich von Jaging. In manchen anderen Strichen übersteigt der Kies nicht Haselnuß-Größe, wie südlich und nördlich der Ortenburger Schloßallee. Bis zwei Walnuß-Größe erreichen die Kiesel zum Beispiel nordwestlich von Hörgessing. Manchmal finden sich aber auch bis kindskopfgröße Geschiebe.

Diese Verschiedenartigkeit der Korngröße, besonders das Vorhandensein von Grobsandlagen im Schotter, läßt verschiedentlich eine Schichtung erkennen. Häufig trifft man in den Gruben neben der in Flußschottern nicht seltenen diskordanten Parallelschichtung auch ein konstanteres Einfallen der Schichten an.

Keine der zu beobachtenden Daten über Lagerung oder Korngrößen erlaubt aber einen Schluß auf Altersbeziehungen gleichartiger Striche. Fossilien fehlen fast ganz; Terrassen sind nicht zu beobachten; die Mischung der verschiedenen Gerölle ist zu gleichartig, die Verteilung der Korngrößen zu mannigfaltig für eine Gliederung des Schotterkomplexes. Wohl verlangt man bei Betrachtung der regelmäßig auf den brackischen Schichten bei Söldenau liegenden Grobsand- und Schotterlagen zunächst ein Stadium tieferer Erosion, hierauf ein solches, in dem Quarzsand in wenig raschem, ziemlich beständigem Wasser abgesetzt wurde, endlich ein drittes, welches in rascher strömendem Wasser Kies und groben Sand brachte. Aber es haben sicher sehr zahlreiche solcher Stadien in verschiedener Reihenfolge einander ablösend einmal diese, ein anderes Mal jene, dem Korn und meist der Zusammensetzung nach übereinstimmende Massen geliefert.

Unter den sekundären Prozessen, welche die Schotter veränderten, fällt zunächst die außerordentlich starke Auslaugung der Gerölle auf. Die in der Regel stark eisenschüssigen Kiesel sind oft ganz zerfressen; an manchen Stellen, wie westlich von Auf der Linden, sind nur löcherige, völlig hohle Quarzskelette übrig geblieben; eingeschlossene Feldspäte oder Glimmerflasern wurden gänzlich zerstört.

Unter gewissen Bedingungen, vielleicht durch alkalihaltiges Wasser, wird aber auch der Quarz gelöst, um an anderen Stellen wieder zur Ausscheidung zu ge-

langen. Die über große Flächen ausgedehnten Platten von Kieselkonglomerat, wie sie unweit südlich im Forst Steinkart liegen, oder die grotesken Felsbildungen von kieselsinterartiger Beschaffenheit in den Wäldern südlich von Wolfakirchen finden sich hier allerdings nicht. Es sind nur ganz verstreute Vorkommen von bis 3 cbm großen Quarzit-Blöcken (nordöstlich von Kapfham, nordwestlich von Auhof oder westlich von Schweickelberg), welche jene Verkieselungen andeuten.

Im Dünnschliff sieht man, daß die Grundmasse solcher Kieselkonglomerate nicht besonders dicht ist. Sie besteht aus neugebildeten kleinen Quarzen und tritt sehr zurück gegen die eingeschlossenen Quarzsandkörnchen mit etwas gezähneltem Umriß und schwach undulöser Auslöschung; auch eckige, meist stenglig-undulöse Quarze und gerundete Quarzite von erheblicher Größe liegen darin. Diese Quarzite sind ebenso zusammengesetzt wie das Kieselkonglomerat, in dem sie eingeschlossen sind; sie unterscheiden sich nur durch das spärlichere Bindemittel; wenn dieses jedoch an ihrem Rande zunimmt, so verschwimmen die Quarzitgeröll-Umrise in der umgebenden Kieselmasse. Vor der Bildung des (pliozänen) Kieselkonglomerats muß also schon einmal in einem früheren Lager Quarzsand zu Quarzit verkittet und dann gerollt worden sein. Manche Bestandteile deuten jene Auflösungsvorgänge auch durch die Form ihrer Umrise an. Außer Quarz ist nur noch etwas Zirkon zu beobachten. In anderen Blöcken erscheint die kieselige Grundmasse etwas verunreinigt und umschließt auch andere sehr harte Gesteinsfragmente, besonders schwarze Feuersteine.

Von größerer praktischer Bedeutung sind die Eisenortsteinlagen. In dem sonst orangebraunem Schotter, dessen Gerölle durch kleine schwärzliche Flocken oft ganz punktiert erscheinen, treten unter Waldbedeckung ausgelaugte Bleichzonen 1—1,5 m tief auf; sie werden von der 0,5—1 m mächtigen Region der schwarzen Ortsteingebilde unterlagert, welche in wenigen bis 2 cm dicken harten Lagen oder auch in zahlreichen dünneren Streifen ausgebildet sind.

Die Verbreitung der Kiese und Sande des Schotters ist zwar in der Regel auch ohne Aufschlüsse gut zu verfolgen. Wo sich aber Übergänge vom Grobsand zu Granitgrus oder zu gemischtem Lößmaterial einstellen, ist es schwer, eine Grenze zu ziehen. Letzteres wird besonders von Bedeutung, wenn die untere Grenze der Schotterverbreitung überhaupt in Betracht kommt. Daß wir es meist mit einer ziemlich bedeutenden Gehägebewegung zu tun haben, beweist die Erfahrung, daß an der unteren Grenze einer Schotterverbreitung an den Gehängen in der Regel im Boden reichlich Quarzsand auftritt, welcher offenbar, da er leichter beweglich als der Kies, von dem höher liegenden Schotter in größerer Menge herabgespült wurde.

An organischen Einschlüssen sind diese fluviatilen Ablagerungen arm. Schwarze, kohlige Putzen liegen ab und zu im Grobsand. In der Erläuterung zu einem schematischen Profil des Tertiärs von Söldenau und Maierhof erwähnt v. GÜMBEL¹⁾ Knochenfunde in einer obersten Grobsandlage; doch konnte darüber nichts Näheres erfahren werden. Heute sind nur verkieselte Hölzer²⁾ in einiger Menge in den Schottermassen anzutreffen, besonders in den Kiesgruben zwischen Vorderschloß und Hinterhainberg, auf manchen Äckern östlich von Ortenburg und im Tälchen zwischen Lippert und Edelpoint. Dieses Vorkommen ist an sich recht verständlich, wenn man einerseits an der Häufigkeit der Hölzer in den Flüssen, andererseits an das Wanderungsvermögen der Kieselsäure denkt. Eine Umlagerung der bereits verkieselten Hölzer aus viel älteren Ablagerungen erscheint bei der Größe einzelner Stücke wenig wahrscheinlich. Ihr Umfang — bis 30 cm lang und 15 cm dick — und ihr Gewicht ließe es nicht verstehen, weshalb nicht auch andere

¹⁾ „Die miozänen Ablagerungen . . .“ S. 301 und „Geologie von Bayern II“ S. 374.

²⁾ Hauptsächlich durch die freundlichen Bemühungen des Herrn Kantors SAUERACKER in Ortenburg bin ich in den Besitz einer Reihe dieser Hölzer gelangt.

so große Geschiebe von den Flüssen mitgeschleppt wurden. Leider war eine Bestimmung der Hölzer nicht möglich. Ein von Dr. EGGER im Quarzgeröll des Schloßberges von Ortenburg entdeckter Stamm wurde von GÖPPERT¹⁾ in die Farnfamilie der *Psaronien* gestellt.

Bei vorliegender Aufnahme wurde der Quarzschotter als eine zusammengehörige Bildung, welche durch keine petrographisch abweichende Zwischenschicht getrennt ist, angesehen. Er tritt dadurch in Gegensatz zu den obermiozänen Schottern der Nachbarschaft. Zu dieser Auffassung berechtigt die Beobachtung, daß nirgends eine mergelige oder lettige Seeablagerung von einiger Mächtigkeit direkt über einem Schotter liegt. Überall da, wo in höherem Niveau Mergel und Letten in der Nähe eines Schotters beobachtet wurden, konnte die Annahme einer seitlichen Anlagerung des Schotters an erstere aufrecht erhalten werden. Wohl bemerkt man an einzelnen Stellen ganz untergeordnet Lettengesteine auf Kies, so den grobsandigen Letten im Wald W. von Krontal; recht konstant liegt sogar bei der Blümelmühle, O. von Auhof und bei Sollasöd etwas Letten über kiesigem Granitgrus und unter Löß. Als Einschwemmung, wie hier, ist aber auch der schmale Lettenkeil in der Kiesgrube von Waldhof, sind die Lettenlinsen im Sand O. von Zeitlarn aufzufassen. Außerdem stimmen damit alle in Erfahrung gebrachten Brunnenprofile überein. Nur in folgenden Fällen wurden andere Ergebnisse angegeben. So soll am südlichsten Haus von Galla unter 4—6 m „Mergel“ ein Kies gefunden worden sein; in einem Brunnen bei Ottenög soll sich zwischen 6 m Mergel und den Meeressand eine mächtige Kieslage einschieben, ebenso beim Höfler „Pechkies“ unter den lettigen Glimmersand und über den Mergel. Doch sind diese Angaben unsicher und Verwechslungen nicht ausgeschlossen, was schon daraus hervorgeht, daß von unweit gelegenen Brunnen ganz normale Profile angegeben werden. Es ist aus allem eine mantelförmige Anlagerung eines geschlossenen Schotterkomplexes an die älteren Sedimente anzunehmen, wenn letztere, oft allerdings nur petrographisch nachgewiesen, im Scheitel der Hügel höher emporsteigen.

Höhenzüge der älteren Schichten.

Wie die Karte zeigt, heben sich solche Scheitel aus dem weitausgebreiteten Schotterfeld deutlich erkennbar als Höhenzüge heraus. Bisher glaubte man, dieser Schotter sei allen Erhebungen als Kappe oder Decke aufgesetzt; und in der Tat sieht man häufig die Kuppen von dem mit Wald bestandenen Kies überdeckt. Aber so charakteristisch dieses Bild etwa für den Südwesten, für die östliche Wolfachalseite oder auch für die Umrahmung des Voglarntals sein mag, so sehr täuscht es doch meist den Blick. Wenn man mit jenen oft wiederkehrenden Bildern vertraut etwa in dem von Kam (345 m) gegen O. ziehenden sogen. Trompeter-Tal zur Straße (375 m) und auf ihr nördlich nach Hinterschloß (440 m) über den steilen kiesbedeckten Waldhang emporsteigt, so wird man erstaunt sein, hier oben den typischen Boden und bei Bohrungen das Anstehen der brackischen Schichten konstatieren zu können. Ebensowenig wird man beim Aufstieg vom obersten Voglarner-Tal (380 m) gegen Süden, nachdem man steilere Kiesgehänge passiert hat, in der Höhe der Straße (451 m) eine Mergelgrube mit brackischen Versteinerungen vermuten. Zwar liegt auf der höchsten Höhe des ganzen Gebietes (469,8 m) im SO. noch Quarzschotter als Beweis dafür, daß die Flüsse einmal alle heutigen Höhen überfluten konnten, aber es handelt sich hier, wie Brunnengrabungen beim Wellner

¹⁾ Siehe in den Sitzungsberichten der K. Bayer. Akademie der Wissenschaften 1861 S. 211.

ergaben, nur um eine geringe Kiesdecke, unter welcher unweit die brackischen Schichten hervortreten.

Von hier ausgehend bauen letztere, nur wenig von Schotter oder Löß auf ihrer Höhe bedeckt, einen Zug auf, welcher zunächst über Kronöd (445 m) und Schallnöd (447 m) nach NW., dann NNW. über Breitreuth (460 m), Klugsöd (433 m), Ottenöd (435 m), Kallöd (429 m), Salzmann (423 m) verläuft, um sich zunächst westlich nach Scheunöd (420 m), dann nördlich zu wenden. Von diesem Höhenrücken zweigen nach NO. verschiedene Äste ab, so gegen Hasenberg (454 m), Auf der Linden (450 m), Galla-Höfler, Haimbuch (400 m), ebenso gegen Süden nach Steindilln-Hinterschloß. Sie alle zeigen in ihrem Scheitel die älteren Schichten, denen der Schotter seitlich als Mantel angelagert erscheint.

Ähnlich steigen im Südwesten die brackischen Schichten zu Höhenzügen neben den Schottern an; der Hauptrücken zieht zwischen Wimberg (400 m) und Wurmagn (420 m) nach Untergfadering (420 m) und zur Höhe der Aidenbacher Straße (425 m); von da nicht ganz 1 km nach W. und dann nach NNO. (447,1 m) gegen Schalkham (441 m) und O. von Hörgessing (410 m) vorbei folgt ihm die Straße nach Vilshofen. Nordwestlich jenseits der Vils steigen im Ortenburger Gebiet die granitischen Höhen bis 410 m, nördlich der Donau bis 430 m an.

Flußläufe (s. Abb. 14 S. 163).

Wenn auch zur Zeit des Höchststandes der Flüsse alle diese Höhen überflutet waren, so müssen doch in späterer Zeit, als die Wasser tiefer flossen, jene Höhenzüge trennende Schranken gebildet haben. Trotz nachträglicher Erosion und Anlagerung kann man doch aus den Rücken auf den Verlauf und die Richtung der Flüsse schließen. Dabei kommen weniger die mehr kuppenförmigen granitischen Höhen im Norden als die zwei langen Züge brackischer Schichten im Süden in Betracht. Letztere besitzen im ganzen einen NNW.—SSO.-Verlauf und deuten damit einen ähnlichen Verlauf früherer Flüsse an. Von den Einzelheiten jener jedenfalls sehr stark wechselnden Wasserrinnen sind nur undeutliche Spuren zu beobachten. Aus der Lagerung und nach den Brunnenbohrungen ist westlich von Galla ein früheres Steilufer anzunehmen von einem Flußlauf, welcher über Lippert, Aichberg, Marterberg, Rammelsbach nach einer Windung gegen Süden sich über Grailing gegen Kalkberger und dann wohl südlich wandte. Andererseits deutet die Form der Auflagerungsfläche des Quarzschotters mit ihrer Erhebung östlich von Weng einen großen Mäander vom Dötter über Holzkirchen, NW. vom Hilkingen vorbei nach Weinberg und Söldenau an. Von da ging die Rinne südöstlich zum Hinterschloß und gegen Ortenburg, während eine andere von dem Steilufer am Hinterschloß nach Osten und vom Rauscher nach Süden zog. In Hinterhainberg hat die Flußerosion alles bis zum Meeressand fortgeschafft, denn nach den Brunnenbohrungen fehlen die brackischen Schichten über letzterem und unter 20—40 m mächtigem Kies. Die Schotter von Aisterham, Kronthal, Unteriglbach mögen wohl durch einen Flußlauf gebracht worden sein, der über Lengsolden, Schwaibach, Kronthal, O. von Hinding, Baumgarten etwa auf Basis 360—370 m strömte.

Naturgemäß haben diese Flüsse an ihren Seiten und ihrer Basis die Oberfläche der brackischen Schichten durch Umlagerung stark verändert. Wenn solche Flächen heute zu Tage treten, wird eine genaue Kartierung sehr schwer, denn eine Unterscheidung dieser Gebilde von den jetzt an den Gehängen liegenden Umlagerungsprodukten ist kaum möglich. Diese Gegenden zeichnen sich

durch den starken Wechsel von Schotter, grobem Sand und brackischem Material auch auf größere und flachere Strecken hin aus. Beispiele sind die Gegenden im Westen südlich von Jaging bis über die Aidenbacher Straße hinaus.

Geschiebegröße wie Verbreitung lassen bei unserem Schotter einen recht weitgehenden Vergleich mit dem Oberlauf heutiger Flüsse zu. Dieser entwickelt sich frei in lose aufgeschwemmten Schottermassen, wie dies etwa der Oberrhein von Basel abwärts bis zur Murgmündung vor seiner Korrektion zeigte. Bei einem Gefäll von $0,8 - 0,9^0/00^1$) nahm er die ganze Talebene in einem Gewirr von größeren und kleineren Stromarmen zwischen weiten Schottergründen und grünen Inseln ein; „das Hochwasser suchte sich seinen Weg, wo es den geringsten Widerstand fand, furchte hier tiefe Rinnen aus, während es dort alte Arme verschüttete. Je mehr der Strom in einer bestimmten Bahn wirksam wurde, sein Bett vertiefte und den Wasserspiegel senkte, desto näher lag der Zeitpunkt, daß ihm durch Querströme sein Bett verlegt und ein neuer Arm angebahnt wurde. Bei kleinem Wasser erschöpfte der Strom seine Kraft, um die Unregelmäßigkeiten, die das Hochwasser geschaffen, auszugleichen und zwischen den einzelnen tieferen Löchern eine Unzahl flacher Rinnsale herzustellen.“¹⁾ „Je unregelmäßiger das Strombett ist, desto stärker wird auch der Wechsel des Geschiebekorns sein; je weiter die Geschwindigkeit an einzelnen Punkten um den allgemeinen Durchschnitt schwankt, desto gemischerter wird die Zusammensetzung des Geschiebes sich gestalten.“²⁾ Solche Unregelmäßigkeiten herrschten auch gegen Ende des Tertiär in den von bedeutenden Wassermengen durchströmten Tälern der Ortenburger Gegend. Der starke Wechsel hat alle Anhaltspunkte zur Rekonstruktion von Einzelheiten zerstört.

Herkunft.

Der Ursprung des Quarzschotters war bisher recht zweifelhaft. Der Mangel an Gesteinen des Bayerischen Waldes schloß diesen als Lieferant von vornherein aus; denn die Granite, Gneise und Pegmatite sind für die Nähe des Waldes zu untergeordnet an Zahl und zu wenig charakteristisch. Vom entfernten Fichtelgebirg konnten die Massen aus ähnlichem Grund und wegen ihrer oft recht bedeutenden Größe nicht hergeleitet werden. Die teilweise quarzitischer Beschaffenheit der Alb kam wegen abweichender petrographischer Beschaffenheit der meisten Quarzgerölle ebenfalls nicht in Betracht. Im obersten Donaugebiet war es möglich, die dort liegenden im Durchschnitt anscheinend etwas kleineren Quarzgerölle aus dem Schwarzwald, die kleineren davon speziell aus den Konglomeraten des Buntsandsteins abzuleiten;³⁾ doch können die niederbayerischen Quarzschotter schon deshalb im wesentlichen nicht daher gekommen sein, weil, abgesehen vom Mangel anderer sehr harter Schwarzwaldtypen, ihre Menge viel zu bedeutend ist; auch sind sie ja größer als dort.

Die in sehr vielen niederbayerischen Quarzgeröllen eingeschlossenen Flasern von Phyllitresten deuten, wie erwähnt, auf die Aufbereitung eines größeren von Quarzlinsen und -gängen durchsetzten phyllitartigen Rückens hin, wie er in den Zentralalpen nicht selten ist. v. GÜMBEL⁴⁾) nahm daher den zentralalpinen Ursprung

¹⁾ R. JASMUND: „Der Wasserbau“ (III. Teil des Handbuchs d. Ingenieurwiss. 3. Aufl.) Bd. I 1911, S. 187.

²⁾ ibid. S. 347.

³⁾ Siehe AUG. GÖBRINGER: „Talgeschichte der oberen Donau...“. Mitt. d. Bad. Geol. Landesanst. Bd. VI. 1912.

⁴⁾ Siehe „Geologie von Bayern“ 1894 II S. 293, S. 382.

dieser Gerölle an; sie hätten die weicheren Gesteine auf dem Transport aufgerieben. Geschiebe von hartem Kalk und sonst festen Gesteinen der Alpen sind in dem Schotter nach v. GÜMBEL nur spärlich mit dem Quarz vermengt. Es ist aber zu bemerken, daß doch in pliozäner Zeit oder im jüngsten Obermiozän die Kalkalpen das nordalpine Vorland von den Zentralalpen soweit trennten, daß den Geröllen nach Norden zu wohl eine unübersteigliche Schranke gesetzt war. Außerdem sind typische Kalkalpen-Gerölle, welche zum Teil, wie die jurassischen Kieselschiefer, äußerst widerstandsfähig sind, in dem aufgenommenen Gebiet im Quarzschotter nicht zu finden.¹⁾ Wenn in dem gleichen Schotter einige davon anderswo in Niederbayern liegen, so wäre es doch äußerst merkwürdig, wenn sich gerade die Gerölle des nächsten Ursprungsorts in diesen großartigen Schottermassen so untergeordnet wiederfänden.

Es gibt aber noch eine Lagerstätte, von der die Quarzschotter der Ortenburger Gegend hergeleitet werden können, und welche noch heute mit ihnen in Zusammenhang steht: das im nördlichen Oberbayern und auch noch in Niederbayern weit-ausgedehnte Obermiozän. Dieses enthält neben den oft glimmerigen sandigen Mergeln und Sanden eine sehr große Menge von hauptsächlich aus Quarz bestehenden Schotterlagen. v. GÜMBEL²⁾ charakterisiert sie folgendermaßen: „Die meist groben Rollstücke bestehen durchweg aus den härteren Gesteinen der Alpen. Vorherrschend sind es hellfarbige Quarze und graue Quarzite mit Übergängen in eine Art Grauwacke, Kieselschiefer, Quarzitschiefer und quarzreiche Glimmerschiefer. Dazu kommen Gneise aller Art, namentlich flaserige und großaugige Hornblendegesteine (seltener), alpiner Granit, Pegmatit, rote Quarzporphyre, Verrucane, Werfener roter Sandstein, sericitische Gesteine, harte glaukonitische Sandsteine und ein buntes Gemenge alpiner, hauptsächlich roter Hornsteine. Kalkige Geschiebe fehlen so gut wie vollständig.“ Auch vom Frankenjura stammt kein Kalkgeröll. Eine obere Geröllablagerung verändert sich nun gegen Osten zu mehr und mehr, „indem³⁾ sich die Geschiebe hier auf den höheren Lagen anhäufen und nach und nach fast ganz ausschließlich aus weißem Quarz zusammengesetzt sind. Es scheint dies mit alten Talungen des Voralpenlandes in einem westlichen und östlichen alten Flußgebiet in Zusammenhang zu stehen.“ „Schon östlich der Linie Landshut—Regensburg sind in den zahlreichen Kiesgruben fast nur Quarzgerölle mit nur vereinzelt Urgebirgsstücken, Hornstein- und Flyschbruchstücken zu finden, und weiter dann zwischen dem unteren Isar- und dem Inntal entwickelt sich dieses Quarzgeröll immer mächtiger und selbständiger. Es bildet hier auf den Höhen eine geschlossene, oft durch quarzitisches Bindemittel zu einer außerordentlich festen, dem Braunkohlensandstein ähnlichen Masse verbundene Decke . . . auf den Höhen des ganzen östlichen Hügellandes südlich der Donau.“

Bezüglich der petrographischen Beschaffenheit und Verteilung jener großen Schottereinlagerungen im Obermiozän mögen hier kurz die Resultate flüchtiger Begehungen der Gegenden zwischen Landshut und dem aufgenommenen Gebiet angeführt werden. Es hat sich dabei herausgestellt, daß die Verteilung der Kalkgerölle etwas anders ist, als sie nach v. GÜMBEL zu erwarten wäre. Denn einerseits liegen diese offenbar den Kalkalpen entstammenden Gerölle nicht nur in den meist von Mergel oder Glimmersand bedeckten Schotterlagen bei Landshut,

¹⁾ Auch fehlen Amphibolite . . . der Zentralalpen.

²⁾ v. GÜMBEL l. c. S. 380.

³⁾ id. S. 381.

Ruhmannsdorf, Kirchberg, Wendelskirchen und südwestlich Frontenhausen; sondern es finden sich Kalkgerölle auch noch weiter östlich, z. B. im N. von Sattlern (nordöstlich von Arnstorf), Voglau, südlich von Eichendorf zwischen dem unteren Kollbach und der Vils. Andererseits aber sind die Schotter im SO. von Frontenhausen, O. von Kollbach, O. von Haberskirchen im oberen Kollbachtal, dann an den Höhen zwischen der unteren Vils und der Donau (Forst Hart) ohne weitere Bedeckungen, kalkfrei und besonders im Osten von den Ortenburger Schottern nicht zu unterscheiden. Ohne näher diese Verhältnisse zu verfolgen, soll doch ausgesprochen werden, daß es sich vermutlich um alte Flußrinnen handelt, welche in der allgemeinen Richtung von W. nach O. das obermiozäne Gebiet durchfurchten. Nach den gemachten Beobachtungen ergeben sich solche Flußläufe im Süden zwischen Frontenhausen und Arnstorf, mehr im Norden zwischen der unteren Vils und der Donau¹⁾ (Forst Hart). Es wird eine interessante Aufgabe bei den nunmehr auch in Niederbayern begonnenen Aufnahmen der K. geognostischen Landesuntersuchung sein, diesen Verhältnissen näher zu treten und die Flußläufe im Obermiozän, wie die späteren an Kalkgeröllen freien Rinnen zu entwirren.²⁾

Der äußerst rasche Wechsel von grobem Kies, grobem und feinem Sand, Mergel, ja Ton in den Sedimenten des Obermiozän lassen auf einen außerordentlichen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen, in der Menge und Bewegung des Wassers schließen. Bald breiteten sich Seen aus, bald wurden sie wieder von Flüssen verschüttet. Die letzten großen Bewegungen im Prozeß der Alpenaufrichtung erkennen wir in diesen Sedimenten wieder. Allerdings bestehen letztere meist nur zum kleinen Teil aus den Kalkgeröllen der Nordalpen; das ist aber nicht verwunderlich, wenn man die Tatsache bedenkt, daß wir es mit einem allmählich sich senkenden Gebiet zu tun haben, indem sich auch die aus härtestem Material bestehenden Restschotter der ganzen angrenzenden Gebietsteile sammeln mußten.

Am Ende des Obermiozän war das Ortenburger Gebiet eine Durchgangsstelle für die von jenem Inundationsgebiet abströmenden Entwässerungsrinnen. Letztere folgten mit starker Strömung dem sich zurückziehenden Meer nach Osten und erfaßten die kurz vorher in den Seen, Altwässern und Flußbetten niedergelegten Sedimente von neuem. Nachdem sie lange Zeit in der Zone der Verwitterung gelegen hatten, wurden diese Ablagerungen nun aufs neue geschlämmt; die feinen Teilchen und mit ihnen die Reste der verwitterten und zerriebenen Kalkgerölle wurden weit fortgeschafft. Bereits ein geringer Transport genügte, aus den obermiozänen Sedimenten jene widerstandsfähigsten Reste zu sondern, die nun als die schwersten und größten zunächst wieder zur Ruhe kamen. Nach wechsellösender Erosion und Ablagerung entstand so in unserem Gebiet jene kalkfreie Quarzschottermasse. Die Hauptzuflußrinne scheint dabei im WNW. in der Gegend des Forst Hart gelegen zu haben, in der die gleichen Schotter in langer West-Ost-Erstreckung ausgebreitet sind.

Als sich die Flüsse tiefer eingefressen hatten, kamen sie zwischen der unteren Vils und der Donau auf die widerstandsfähigen Gesteine des Bayerischen Waldes

¹⁾ H. RECK vermutete die Schotter dieser alten Donau-Vorläufer an den das Donautal begleitenden Höhen zwischen Kelheim und Ortenburg; siehe „Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft...“ Z. d. D. geol. Ges. Bd. 64. 1912. Abh. H. 1/2.

²⁾ Die ersten Andeutungen über diese Flußläufe dürfte MAYER-EYMAR gegeben haben in „Sur les relations des étages Helvétien et Tortonien du plateau Suisse-Allemand“. Archives des sciences physiques et naturelles 3. pér. t. VI. 1881 p. 7.

und wichen diesen anfänglich nach Süden zu aus. Wie schon ausgeführt, kann man aus der Gestalt der Schotterauflagerungsfläche hauptsächlich zwei im großen von NW. gegen SO. zu verlaufende Flußrinnen ableiten.

Auch die Höhenverhältnisse stimmen mit der Ableitung des Ortenburger Schotters aus dem westlichen Tertiärgebiet gut überein. Die Kieslager steigen jetzt z. B. im SO. von Blatt Ingolstadt¹⁾ noch bis auf ca. 520 m an, das übrige Tertiär bis etwa 550 m. Wenn man das Gefäll der Donau als Mindestmaß der pliozänen Donaualflüsse annimmt, so müßten die Tertiärschichten mit Kieslagern in der Gegend S. von Pfaffenhofen damals mindestens in 535 m Meereshöhe gelegen haben; denn die von ihnen vielleicht stammenden höchsten Quarzschotter bei Ortenburg liegen mit 470 m heute 175 m über dem Spiegel bei Sandbach (heutiger Wasserspiegel der Donau etwas östlich von Ingolstadt 360 m). Noch jetzt liegen sie also nur 15 m darunter; diese Höhenbeziehung verlangt somit einen weit geringeren Betrag der Abtragung als der, den er wahrscheinlich erreichte.

Bildung des Donaudurchbruchs.

Erst allmählich scheint sich an einer, vielleicht durch Zerrüttung der Erosion besonders zugänglichen Linie²⁾ eine endgültige Stromverlegung ins Bett der heutigen Donau angebahnt zu haben. Wie das so oft zu beobachten ist, hat die abströmende Wassermasse sich keine tiefere Rinne in den weichen Tertiärschichten am nahen Südrand des Waldes, wo sie doch anfangs floß, ausgearbeitet, sondern sie bevorzugte den soliden Grund der harten Gesteine. Als die Erosion etwa 360 m erreicht hatte, haben sich diese Flußläufe allmählich auf den Bereich der heutigen Donau beschränkt. Sie gruben dort eine Rinne bis 340 m Meereshöhe tief ein. Nach einem folgenden Akkumulationsstadium hat sich hierauf der Zuflußbereich der Donau wesentlich geändert.

Jüngerer Schotter.

Wenn man die Kieslager an der nördlichen Talseite der heutigen Donau untersucht, so findet man z. B. in der Kiesgrube nördlich von Windorf über 1,5 m Quarzkies gewöhnlicher Ausbildung eine ziemlich feldspatreiche Grobsandlage mit einigen fremden Kieseln, die nach oben auf 1,5 m in einer Kieslage stark zunehmen. Die gleichen Gerölle trifft man auch in den Kiesgruben SO. und O. von Gerharding, wo sie sogar die gewöhnlichen Quarzkiesel an Zahl übertreffen. Ein weiteres Vorkommen liegt W. von Bösensandbach. Einige auf dem Feld NW. bei Pickling verstreute Gerölle deuten die einstige Verbreitung auch auf der Südseite der Donau an, wo sie offenbar der stärkeren Erosion fast ganz zum Opfer fielen. Verschwemmt finden sich solche Gerölle auch in der Hohlweg-Biegung 700 m O. von Windorf auf 312 m Höhe; sonst nehmen sie Höhen zwischen 350 und 342 m ein und erweisen sich dadurch, abgesehen von der beobachteten Auflagerung auf den andern Schotter, als jünger wie dieser.

Die Gerölle bestehen ebenfalls aus sehr harten Gesteinen, unter denen die Quarze meist vorherrschen; sie besitzen im Durchschnitt eine etwas geringere Größe und sind vielleicht etwas weniger vollkommen gerundet. Hauptsächlich viele braune Hornsteine und lila-rötliche Quarze sind für den jüngeren Schotter charakteristisch. An den braunen Hornsteinen, die auch porös werden und in ein luckiges,

¹⁾ Blatt Ingolstadt, herausgegeben von der K. B. geognost. Landesuntersuchung 1889.

²⁾ Diese Linie geht parallel der tektonischen Haupttrichtung von WNW. nach OSO., ungefähr parallel dem Schieferstreichen, parallel dem Pfahl und der Randspalte.

aber dichtes Kieselgestein übergehen, treten ab und zu die Querschnitte von Bivalven- oder Brachiopodenschalen hervor. Daneben kommen rötliche, weißliche und schwarze Hornsteine, schwarze Lydite, Quarzite, Quarzsandsteine von grünlicher, bräunlicher und rosa Farbe, meist kieselig, mit oder ohne Feldspat vor. Außerdem sind einige stark zersetzte Gneise, Aplite, an Quarzgängen reiche Phyllite und Gangquarze zu nennen. Neben den anderen Geröllen liegen die vorwiegend sedimentären Kieselgesteine in meist recht glimmer- und feldspatreichem Grobsand, dessen Material jedenfalls dem Bayerischen Wald entstammt. Die meisten neu erscheinenden Gesteine kommen aber ebensowenig dort, wie in den untersuchten Obermiozän-Lagern vor. In der Zeit, als die Donau etwa 40 m höher als heute bereits in konstantem Bett gegen Osten floß, muß ein neues, ziemlich bedeutendes Gebiet ihrem Strombereich angegliedert worden sein; denn an ein plötzliches Auftreten dieser Gesteine infolge tiefer gehender Erosion ist nicht zu denken. Nach dem Charakter der Gerölle mag ein stärkerer Zufluß aus der Nabtalung, etwa vom Fichtelgebirge her oder von der Alb, in Frage kommen.

Der weitere Verlauf der Gewässer, welche den Quarzschotter ungefähr in der Richtung der heutigen Donau gegen das Wiener Becken zu weiter transportierten, ist durch diese Schotter markiert. Als Spur des jüngeren Schotters mit seinen Gesteinen paläozoischen Gepräges mag ein Fund WALTZ's¹⁾ gelten, von dem allerdings in der späteren Literatur nichts weiter bekannt geworden ist. ÖSTREICH²⁾ und HASSINGER³⁾ haben u. a. jene Quarzschotter im Osten verfolgt.

Bezüglich des Alters des Quarzschotters herrscht keine Sicherheit, da bestimmbare Einschlüsse fehlen. Es kommt das jüngste Obermiozän und das Pliozän in Betracht. Als einziger Anhaltspunkt dient bis jetzt die Analogie mit dem petrographisch ziemlich ähnlichen Hausruckschotter, aus dessen unmittelbar Liegendem (Trauntaler Braunkohlen-Ablagerungen) *Hipparion gracile* und *Chalicotherium* von TAUSCH⁴⁾ beschrieben wurden. Demnach wäre kein höheres Alter als Unterpliozän anzunehmen.

DEPÉRET⁵⁾ stellte die „Caillontis à Hipparion de la vallée de la Traun“ gleichzeitig mit dem Belvedereschotter in sein Pontique moyen und damit zum Obermiozän; doch rechnen die meisten die pontische Stufe bereits zum Pliozän. Der sehr ähnliche Belvedereschotter dürfte als Fortsetzung des Ortenburger Quarzschotters im wesentlichen gleichaltrig sein. Zu einer merkwürdigen Altersbestimmung gelangte PENCK,⁶⁾ der „die Quarzschotter Niederbayerns“ von den „obermiozänen“ Hausruckschottern abtrennte und ins Mittelmiozän stellte, wo doch noch Meeresbedeckung vorhanden war. Als diluvial war dagegen der Hauptteil der Quarzschotter des Ortenburger Gebietes auf der GÜMBEL'schen Übersichtskarte bezeichnet worden; schon PENCK hat aus ihrer höheren Lage auf höheres Alter geschlossen.

¹⁾ Siehe WALTZ in Briefl. Mitteilungen im Kbl. d. zool.-min. V. Regensburg 6. 1847 S. 80. Er fand im Quarzschotter ohne Kalkgeröll bei Kellberg ein Quarzgeschiebe von ca. 6 Pfund und erkannte darin deutlich einen Abdruck von *Rhodocrinus verus*.

²⁾ K. ÖSTREICH „Zur Landschaftskunde der österreich. Alpen“. Hettners G.Z. 1907. H. 5.

³⁾ H. HASSINGER „Geomorphologische Studien . . .“ Penks geogr. Abh. Bd. 8. H. 3.

⁴⁾ K. K. Geol. Reichsanstalt 1883 S. 147.

⁵⁾ l. c. p. 265.

⁶⁾ Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1. S. 83.

Zusammenfassung.

Wir kommen somit zu dem Resultat, daß die Quarzschottermassen des aufgenommenen Gebietes seit Ende des Obermiozän aufgeschüttet wurden von Flüssen, welche den Charakter des Oberlaufes an sich trugen. Sie kamen von Westen und breiteten in wechselluftigem Lauf zunächst ihre Schotter fast über das ganze Tertiär-Gebiet aus. Erst allmählich senkten sie sich tiefer und gruben besonders drei tiefe Rinnen etwa in NW.-SO.-Richtung, abgelenkt durch das entgegenstehende Massiv des Waldes. In diesem entwickelte sich parallel der Randspalte ein solider Lauf, der schließlich alle Gewässer aufnahm. Damit war in pliozäner Zeit der Lauf der heutigen Donau etwa 40 m über ihrem heutigen Niveau festgelegt. Durch Einbeziehung eines neuen Teils in das Stromgebiet gelangten hierauf petrographisch andere Geschiebe in den Lauf, der sich in diluvialer Zeit immer tiefer einsenkte. Dadurch, wie durch die gleichzeitige Tieferlegung der Zuflüsse, wurden die höheren miozänen Sedimente weggeräumt, so daß die tektonischen Grundzüge jetzt zum Teil auch orographisch wieder etwas hervortreten.

Die so weitaus überwiegend aus Quarzen bestehenden Schotter sind Restschotter, im wesentlichen hervorgegangen aus der Aufarbeitung der westlichen miozänen Sedimente mit ihren Geröllzwischenlagen. Sie sind auch dort bereits außerordentlich gemischt, da das einsinkende Tertiärland zum Sammelbecken aller Gerölle und Restschotter der Umgebung werden mußte. Die widerstandsfähigsten Geschiebe, die Quarze, haben die längste Wanderung hinter sich.

5. Abschnitt. Quartär.

I. Der Löß und die Lößböden.

Das Gestein mit seinen durch die Verwitterung und Umlagerung geringeren Ausmaßes gebildeten Abkömmlingen (Böden), dessen Material in diluvialer Zeit durch den Wind in der Gegend angehäuft wurde und noch als solches zu erkennen ist, wird als Löß bzw. Lößboden zusammengefaßt. Trotz seiner bei genauerem Zusehen erkennbaren außerordentlichen Mannigfaltigkeit ist der Durchschnitt der hierher gehörigen Gebilde doch so einheitlich, daß es möglich ist, sie in einer gemeinsamen Gruppe zusammenzufassen und als solche auf einer geologischen Karte gegen andere Böden abzugrenzen.

Als gemeinsame Eigenschaft ist zunächst die Lagerung zu nennen. Löß und Lößböden bedecken als jüngste bedeutendere Ablagerung das ganze Gebiet, seine höchsten Höhen, seine Hänge wie seine Niederungen; doch fehlen sie meist den steileren Böschungen und sind in den Talsohlen durch weitgehende Verschlammung und Vermengung mit anderem Material nicht mehr hierher zu zählen; sie bilden hier einheitliche Ablagerungen, abgesetzt durch die wesentlich in alluvialer Zeit tätigen Kräfte. Das helle, oft sehr helle Braun, welches sie in trockenem Zustand normalerweise zeigen, ihre meist sehr staubige, oft mürbe Beschaffenheit läßt sie ebensogut im Felde zusammenfassen, wie im Laboratorium ihre mechanische und chemische Zusammensetzung (Kalkgehalt), ihr Reichtum an Staubsanden, ihre Armut an Grob- und Feinsanden und ihre mikroskopischen Eigentümlichkeiten.

Aber wie schon bei Besprechung der Miozänböden erwähnt, reichen alle diese Eigenschaften in vielen Fällen kaum hin, unsere Gruppe reinlich von gewissen Verwitterungsprodukten des Tertiärs zu trennen. Nicht nur durch die Zusammen-

setzung der letzteren, auch durch die Variabilität der Lößböden ist diese durch die Verwitterung gesteigerte Konvergenz entstanden. Ihre Mannigfaltigkeit hat es nötig gemacht, eine größere Zahl von Typen aufzustellen, die genauer untersucht und denen dann alle hierher gehörigen Böden angeglichen wurden. Rein nach petrographisch-bodenkundlichen (agronomischen) Merkmalen lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

Agronomische Klassifikationen¹⁾:

A. Hoher Kalkgehalt (Löß)	B. Kalkarm bis kalkfrei (Lößartige Böden)
1. Bindiger Löß (Lößlehme): 128, 146, 163, 195, 187.	1. Sandige Lehme (milde, mürbe Lehme): 1, 47, 63, 66, 69, 82, 161, 167, 177, 101, 102, 114, 150. 2. Bindige und sehr bindige, auch lettige Lehme: 58, 59, 60, 57, 139, 162, 164, 42, 62, 121, 123, 126, 127, 129, 163, 168, 186, 188, 122, 32, 33, 39, 40, 41, 43, 44, 45, 46, 48, 51, 52, 54, 55, 64, 65, 116, 118, 109, 119, 124. 3. Fein- und staubsandreiche Letten: 84, 85, 86, 87, 97.
2. Feinsandreicherer, staubsandärmerer Löß: 165, 166, 148, 74, 75, 192, 155.	4. Lehmige und stark lehmige Sande: 56, 57, 68, 70, 71, 73, 76, 77, 79, 80, 99, 100, 106, 107, 149, 155, 156, 174.
3. Lößsande: 159, 201.	5. Schwach lehmige Sande: 160, 173.

Zwischen den einzelnen Gruppen finden sich naturgemäß sehr zahlreiche Übergänge, besonders unter B zwischen 1. und 2., 1. und 4., 2. und 3. und zwischen 4. und 5. Dagegen ist ein Übergang von A zu B sehr selten; Beimengungen von fremdem Material, z. B. von Kies, sind häufig.

Die große praktische Bedeutung, welche die Unterscheidung der angeführten Gruppen für Land- und Forstwirtschaft besitzt, geht aus der Verschiedenheit, wie aus der großen Verbreitung dieser Gebilde hervor. Sie gab Veranlassung, diese Verhältnisse auch auf der geologischen Karte durch Signaturen anzudeuten, obwohl jene Gruppen nach agronomischen Merkmalen im großen, welche für den Nutzungswert in erster Linie maßgebend sind, zusammengefaßt in vielen Fällen Dinge vereinigen, welche genetisch zu trennen wären. Nur die Unterscheidung der kalkreichen von den kalkarmen Typen hat auch genetischen Wert, indem erstere nicht oder nur wenig veränderten Löß, letztere Derivate desselben darstellen. Übrigens ist bei der agronomischen Bezeichnung und Gruppierung nicht allein ein einziges Merkmal maßgebend, wie etwa die mechanische Zusammensetzung; hier sind alle Eigenschaften des Habitus zu berücksichtigen; ein Letten und ein Lehm mit gleichen Korngrößenzahlen sind sowohl ihrem Aussehen wie ihrem Verhalten nach außerordentlich verschieden.

Um zu einem Verständnis der so verschiedenartigen Lößbildungen zu gelangen, mußten noch mehr als bei der agronomischen Einteilung neben der Beschaffenheit des Materials die Lagerung und eventuellen Vermengungen berücksichtigt werden. Auch hier hätte Einseitigkeit zu falschen Schlüssen geführt; denn wenn

¹⁾ Siehe S. 124 Anmerkung 6.

man z. B. Probe 27 (im Profil S. 125) nur nach den Zahlen der mechanischen Analyse beurteilte, so müßte man sie unbedingt zu den typischen Lößböden stellen. Durch Verwertung aller Momente wurde eine andere Gruppierung (S. 144) erreicht, die in erster Linie eine genetische ist; leider konnte diese aber nicht vollkommen durchgeführt werden und mußte an ihre Stelle noch teilweise eine Gruppierung rein nach der Beschaffenheit ohne nähere Kennzeichnung ihres genetischen Wertes treten, weil für die wenigsten Böden noch die Beziehung zwischen ihrer Ausbildung und den sich in der Ausbildung widerspiegelnden Entstehungsbedingungen festgelegt ist. So mußten sicher noch manche Böden von wesentlich verschiedener Entstehung in eine Gruppe zusammengeworfen werden, weil sie ohne eingehendere Bearbeitung, welche den Rahmen dieser Arbeit weit überschritten hätte, nach den wenigen zur Verfügung stehenden Resultaten nach ziemlich rohen Untersuchungen zusammenzugehören schienen. Der Stand der Kenntnisse, in welchem sich heute noch dieses Grenzgebiet zwischen Sedimentpetrographie und spezieller Bodenkunde befindet, machte es ganz unmöglich, bei der Kartierung mit einiger Sicherheit die in der Einteilung gegebenen genetischen Typen zu trennen. So mußten auch der umgelagerte Löß mit dem primären mit gleicher Farbe dargestellt werden. Geologisch wichtig wäre die Aufklärung der genetischen Beziehungen deshalb, weil die Verwitterung und Umlagerung des Materials nicht selten eine regionale Änderung der Korngrößen oder des Kalkgehalts im Löß vortäuscht, welche in Wirklichkeit primär nicht vorhanden waren.

Als Beispiel für solche sekundäre Unterschiede und zugleich als Grundlage der Einteilung mögen die an Lößablagerungen beobachteten Oberflächenprofile angeführt werden.

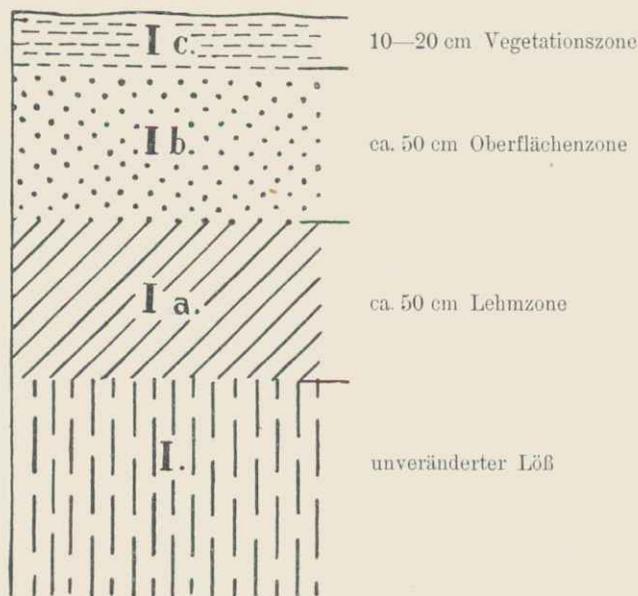


Abb. 5. Normales Oberflächenprofil einer Lößablagerung.

Vorstehende Skizze soll die im Gebiet mit großer Regelmäßigkeit wiederkehrenden obersten Schichten einer Lößablagerung andeuten. Über dem typischen, durch die Verwitterung wenig veränderten kalkreichen Löß (I) folgt eine etwa 50–70 cm mächtige Schicht (Ia), die sich von der unterliegenden besonders durch

fast vollkommenen Kalkmangel und durch dichtere Struktur, entsprechend höhere Bindigkeit auszeichnet. Sie ist sehr häufig durch senkrechte mehr oder weniger glatte Flächen, welche einander in mittleren Winkeln schneiden, in ziemlich scharfkantige Prismen (aber auch in Blättern) abgesondert. Diese Lehmzone wird von einer ebenfalls um 50 cm dicken Oberflächenzone (Ib) überlagert. Letztere ist auch fast kalkfrei, wesentlich poröser und weniger bindig als die Lehmzone und gleicht in ihrer Struktur oft sehr dem anstoßenden Löß. Sie trägt die „Vegetationszone“, die Krume oder „Kulturschicht“, wenn sie durch die Tätigkeit des Menschen verändert erscheint. In dieser (Ic) findet sich wiederum nur sehr wenig Kalk; sie unterscheidet sich von der physikalisch ähnlichen Oberflächenzone durch die reichlichere Beimengung von Humusstoffen und anderen fremden Bestandteilen.

In der Literatur wird allgemein die Verlehmung der Lößoberfläche erwähnt, doch selten finden sich genauere Angaben. Eine ziemlich weitgehende Analogie des besprochenen Normalprofils, das jedenfalls allgemeinere Bedeutung hat, ist bei dem Normalprofil des norddeutschen Geschiebemergels vorhanden. KEILHACK¹⁾ beschreibt über dem intakten Geschiebemergel den gleichstruierten, aber kalkfreien und durch Oxydation dunkler gefärbten „Geschiebelehm“ und darüber die Zone des lehmigen Sandes, beim Acker bedeckt von der etwas dunkleren „Kulturschicht“.

Zur näheren Kennzeichnung der im Felde an typischen Vorkommen unschwer zu erkennenden Verwitterungszonen wurden folgende Proben näher untersucht: 161, 162, 163, gewonnen an schwach ansteigendem Gelände im NO. des Gebiets südöstlich von Ried, wo sich unter der Krume folgendes Profil in einer Grube zeigt:

- ss 2 7 (161)
- ss 2 dicht 7—8 (162)
- ss 2 kalkreich mit Schnecken > 20 (163).

Verwitterungsprofile des Lößes.

Probe Nr.	Gruppe	Tiefe im Profil cm	Petrograph.- (agronom.) Bezeichnung	Korngrößen in %							Kalk bestimmt nach PASSON %	CaO Quant. be- stimmt %	„Ton“ bestimmt nach ARNYZ %	
				Grobsand					Fein- sand 0,1 bis 0,05 mm	Staub- sand 0,05 bis 0,01 mm				
				> 2 mm	2 bis 1 mm	1 bis 0,5 mm	0,5 bis 0,1 mm	zusammen						
161*	I1b	40—50	lößart mittelbind. 2	—	—	—	—	3,08	10,31	48,24	38,37	—	Spur	11,74
162*	I1a	100	ss 2 bindig	—	—	—	—	1,89	9,79	45,37	42,95	0,04	0,84	24,5
163*	I	180	ss 2 (typ. Lößlehm)	—	0,04	0,22	1,28	1,54	9,46	52,70	36,30	25,5	—	18,2
164	II1a	50—100	ss 2	—	—	—	—	2,78	15,58	44,02	37,62	1,9	—	—
165	II	500	gl 2 ss kalkreich	—	0,16	0,44	6,90	7,50	17,90	46,76	27,84	27,0	—	—
105	I1c	0—15	ss 2 Sand bis s Lehm	0,78	—	—	—	6,09	7,06	44,0	42,07	0,1	—	—
42	I1a	65—93	I ss 2	0,16	—	—	—	1,62	6,73	50,43	41,06	0,08	—	—
78	I1c	0—10	I gl ss 2	1,08	—	—	—	7,34	7,10	42,85	41,63	0,1	—	—
62	I1a	100	gl ss 2	0,2	—	—	—	4,0	10,16	47,26	38,38	0,05	—	—

* Mittel aus zwei bzw. drei Analysen.

Probe 165 steht ähnlich als typischer, schneckenreicher Löß mit senkrechter Absonderung 4 m mächtig westlich davon im S. von Eglsee an, bedeckt von der

¹⁾ Siehe „Einführung in das Verständnis der geol.-agron. Karten d. Nordd. Flachlandes“, herausgegeben von der K. Preuß. Geol. Landesanstalt 1908, S. 46 ff.

50 cm mächtigen Lehmzone (164) und von 50 cm stark lehmigem Sand. Probe 42 stammt von einer Bohrung am Südrand der Karte südlich von Oberöd aus 65—93 cm Tiefe und unter 105; 62 und 78 von Froschau W. von Söldenau.

Wenn wir uns zunächst auf die beiden ersten Profile beschränken, so sehen wir die anfänglich aus dem Habitus abgeleiteten Zonenunterschiede durch die Untersuchungen bestätigt. Auch durch den hohen Kalkgehalt von 25,5 bzw. 27,0% unterscheiden sich die unveränderten Löße 165 und 163 scharf von den ihnen aufliegenden Zonen. Der ausnahmsweise hohe Gehalt von 1,9% in der der Lehmzone zugerechneten Probe 164 wird wohl auf geringe Beimengung von noch nicht entkalktem Material zurückzuführen sein. Dies ist wahrscheinlich, da die an sich scharfe untere Grenze der Lehmzone oft recht bedeutend auf- und absteigt. Sie entspricht darin ganz der analogen Grenze beim Geschiebemergel; daß sie so scharf ist, mag auch hier auf eine Gesetzmäßigkeit¹⁾ bei der Entkalkung zurückzuführen sein, daß nämlich erst dann eine tiefere Schicht angegriffen wird, wenn die höhere bereits fast ganz entkalkt ist.

Die Unterschiede in der Struktur, der Bindigkeit werden durch die nach ARNTZ²⁾ ausgeführten Tonbestimmungen bei 163, 162 und 161 illustriert. Die Prozentzahlen sind am höchsten in der bindigsten Lehmzone, niedriger beim unveränderten Löß und am geringsten in der sandigeren Oberflächenzone. Im gleichen Sinne bewegen sich die Zahlen für die abschlämmbaren Teile: sie sind in der Lehmzone höher als darüber oder darunter. Diese Erscheinungen kann man wohl auf eine stärkere Verwitterung in der Oberflächenzone und eine Abschwemmung feinsten Teile in die tiefere Lehmzone zurückführen. Denn wir müssen annehmen, daß mit unbedeutenden Abweichungen ursprünglich der ganze Komplex die Zusammensetzung des Lößes hatte; durch die Verwitterung wurden die feinsten Teilchen vermehrt, teilweise in die Lehmzone geschwemmt. Ersteres scheint nach den Zahlen zum großen Teil auf Kosten des Staubsandes gegangen zu sein. Etwas abweichend sehen die beiden anderen Profile aus. Probe 42 und 62 sind Repräsentanten der Lehmzone, während 105 und 78 aus der Krume stammen. Wenn man, wozu Grund vorhanden ist, annehmen darf, daß der in diesen Fällen nicht vorliegende unveränderte Löß im wesentlichen von 163 nicht abweicht, so haben wir hier das Bild weniger weit vorgeschrittener Umbildung im Vergleich zu den oberen Profilen vor uns. Zwar ist naturgemäß die Krume durch ihren Humusgehalt wie durch ihre Lage auf Kosten der Staubsande noch reicher an abschlämmbaren Teilchen als die Oberflächenzone; aber der Unterschied zwischen Gehalt an Staubsand und an Abschlämmbarem, wohl bedingt durch die beiden Faktoren der Verwitterung und Abschwemmung von oben, ist noch größer als bei 162. Die Grobsande nehmen nach oben etwas zu, was bei 78 von der Zunahme von schwärzlichen Konkretionen herrührt, während bei 105 gegen 42 auch die Quarzsandmenge steigt. Die analoge Erscheinung des Sandigerwerdens nach oben beim Geschiebemergel führte KEILHACK³⁾ auf Abschwemmungen an Hängen und auf Windtransport der feinsten Teilchen in trockenen Wintern zurück.

Auch nach der mikroskopischen Untersuchung (siehe Zusammenstellung S. 146 f.) der Sehlämmrückstände ließen sich für die Vertreter der einzelnen Ver-

¹⁾ Siehe K. KEILHACK l. c. S. 48.

²⁾ E. ARNTZ „Studien über Tonbestimmung im Boden“. Die landwirtschaftlichen Versuchstationen Bd. 70 H. IV. 1909.

³⁾ l. c. S. 48.

witterungszonen gemeinsame Züge finden. Schon äußerlich unterscheidet sich die weißliche bis hellgraue Farbe der isolierten Fein- und Staubsande bei den Böden der Oberflächenzone von der hellbraunen bei der Lehmzone. Dieser Unterschied wird im wesentlichen durch die Beimengung von eigentümlich dichten, braunen, kalkfreien (Ton?)-Konkretionen bedingt, welche der Oberflächenzone fast ganz fehlen. Bei dem unveränderten Löß (s. S. 147) treten sie seltener auf (163, 128); neben den Resten von Schnecken- und Schalen charakterisiert letztere vor allem der Gehalt an Kalkröhren-Konkretionen in den gröberen, der an Kalkspat in den feineren Schlämmrückständen. Im allgemeinen scheint die Menge der abschlämbaren Teilchen ziemlich proportional dem Gehalt an dunklen Konkretionen zu sein. Erklärungsversuche bezüglich dieser nach ihren äußeren Eigenschaften, besonders nach dem Strich in mindestens drei verschiedene Gruppen zu trennenden schwärzlichen Konkretionen sind erst auf Grund eingehender chemischer und experimenteller Versuche zu machen. Besonders auffallend waren solche Konkretionen in einem stark staubsandigen Lehm (177), der im Tal O. von Hilger (S. Sandbach) ansteht. Sonst oft nur als Überzug, finden sie sich hier in ganz unregelmäßigen Partien bis zu 5 cc Inhalt; aber auch Röhren von $\frac{1}{2}$ —1 cm Durchmesser und 2—5 mm Wanddicke sind nicht selten. Diese Gebilde sind schwarz, ziemlich mürb und haben schwarzen oder ganz dunkelbraunen Strich. Eine nach den im chemischen Laboratorium der Technischen Hochschule München üblichen Methoden vom Verfasser ausgeführte quantitative Bestimmung ergab für „Humus“ nach Behandlung im Trockenschrank bei 100° als Verlust beim Glühen 6,25%, nach Aufschließung mit Soda in der salzsauren Lösung 10,4% Fe_2O_3 und 15,85% Mn_2O_4 . Es war also in den Konkretionen eine bedeutende Anreicherung dieser Bestandteile zu konstatieren.¹⁾

Außer den im Vorhergehenden betonten weitgehenden Unterschieden, welche die Lößablagerungen den Faktoren der Verwitterung verdanken, zeigt naturgemäß die sehr ausgedehnte Gruppe der fast kalkfreien „verschwemmten“ Bildungen eine große Mannigfaltigkeit je nach der Beimengung von mehr oder weniger fremdem Material. Sie alle konnten noch hierher gezählt werden, wenn der staubige Charakter und die Struktur durch Umlagerung noch nicht zu sehr verwischt waren. Als Beispiele seien Analysen von Probe 34, welche Kies, Grobsand und tonige Teilchen, und von 61 erwähnt, welche durch Verschlammung mehr feinste Teile aufgenommen hat. Sämtliche untersuchte Lößböden konnten in folgende drei Gruppen zusammengefaßt werden:

1b. Oberflächenzone.

Probe Nr.	Bezeichnung	Fundort	% Schlämmrückstand der Korngrößen mm					% Kalk
			> 2	2 bis 0,1	0,1 bis 0,05	0,05 bis 0,01	< 0,01	
161	lößartiger mittelbindiger Lehm	SO. v. Ried, Tiefe 40—50 cm	—	3,08	10,31	48,24	38,37	Spur
69	ss	SO. v. Höfler, Tiefe 20—30 cm	0,20	3,71	7,52	45,20	43,37	0,05
78	gl ss	WSW. von Froschau, Krume	1,08	7,34	7,10	42,85	41,63	0,1
105	ss s bis s	S. von Oberöd, Tiefe 0—15 cm	0,78	6,09	7,06	44,0	42,07	0,1
155	h gl ss	Nordende des Marterbergtals, Krume	0,44	6,25	29,31	39,10	24,90	20,0

¹⁾ Vgl. M. GLEISSNER „Über rezente Bodenverklittungen durch Mangan bzw. Kalk.“ Inaug.-Diss. der Techn. Hochschule Karlsruhe; Karlsruhe 1913.

1a. Lehmzone.

Probe Nr.	Bezeichnung	Fundort	% Schlämmrückstand der Korngrößen mm					% Kalk
			> 2	2 bis 0,1	0,1 bis 0,05	0,05 bis 0,01	< 0,01	
162	bindiger ss Lehm	SO. von Ried, 1 m tief	—	1,89	9,79	45,37	42,95	0,04
60	gl ss \mathcal{L}	Königbach westlich. Talrand, 1 m tief	—	4,41	10,10	44,38	41,11	0,02
139	ss l \mathcal{L} (l auf Klüften)	Ziegelhütte a. d. Aldersbacher Straße S. Vilshofen, 3–4 m tief	—	2,88	9,02	43,62	44,46	0,06
62	gl ss \mathcal{L} „entkalkter Lößlehm	Hohlweg WSW. v. Froschau, 1 m tief	0,2	4,0	10,16	47,26	38,38	0,05
177	ss \mathcal{L} mit großen schwarz. Konkretion.	O. vom Hilger, 1 m tief	3,64	6,84	8,06	43,32	38,14	Spur
42	gl l ss \mathcal{L}	S. von Oberöd, 65–93 cm tief	0,16	1,62	6,73	50,43	41,06	0,08
164	ss \mathcal{L}	Grube S. v. Eglsee, 70 cm tief	—	2,78	15,58	44,02	37,62	1,9

2. Durch Umlagerung verändert.

82	s l ss \mathcal{L}	W. Wapmannsberg über der Mergelgrube	—	7,33	14,79	34,16	43,72	0,1
47	Fe gl ss \mathcal{L}	Aufschluß in Dobl, 2,5 m tief	16% d. Gesamtbodens	4,58	8,68	41,30	45,44	0,65
57	l ss \mathcal{L}	In Bemmating	1,13	9,17	7,36	35,72	46,62	0,05
61	l ss \mathcal{L}	O. vom Hammerschmidgütl, 30–65 cm tief	1,08	3,96	5,83	42,61	46,52	0,04
34	K ss l \mathcal{L}	Ausgang des Schöfbachtals (Röhrenmühle), 85–100 cm t.	1% d. Gesamtbodens	12,36	9,10	31,89	46,64	0,1
156	S \mathcal{L} s	WSW. von Gaisbruck, 1 m tief	1% d. Gesamtbodens	22,75	30,34	17,37	29,54	—

Die weitere im folgenden versuchte Einteilung von 2. in lehmig-dichte und mürbe Gebilde ist wesentlich petrographisch; allerdings deckt sie sich im ersten Fall oft mit umgelagerten Böden der Lehmzone, im zweiten mit solchen der Oberflächenzone.

Die angeführten Beziehungen können folgendermaßen zusammengestellt werden:

Genetische Einteilung.

A. Primärer Löß	I. Bindigerer Löß (Lößlehme): 163, 128, 187			II. Feinsandreicherer, staubsandärmerer Löß: 165	III. Löß- sande: 201, 159
B. Abkömmlinge des primären Lößes	1. Durch Verwitterung				
	a) Lehmzone: 162, 42, 62	b) Oberflächenzone: 161, 69...	c) Krume: 105...		
	2. Wesentlich durch Umlagerung				
	a) lehmig- dicht: 6, 1..	b) mürb			

Selbstverständlich bedingen die zahllosen Übergänge auch hier eine weitere Unvollkommenheit der Gruppierung; doch kann sie im großen aufrecht erhalten werden und bei eingehender Bearbeitung könnte man in den meisten Fällen den

ungefähren Grad der Umlagerung, d. h. eine Entscheidung finden, ob ein Boden unter 1) oder 2) gehört. KOKEN¹⁾ dürfte hier etwas zu weit gegangen sein.

Die angegebene Einteilung deckt sich so weit mit der agronomischen (S. 139), als die Eigenschaften, welche genetisch wichtig sind, mit denen zusammenfallen welche den ganzen Habitus wesentlich beeinflussen. Dies gilt bezüglich des Kalkgehalts, der bindigen Beschaffenheit der Lehmzone, der sandigen Oberflächenzone. Dies gilt aber nicht beispielsweise bei geringer Beimengung fremden Materials, welche auf eine Umlagerung schließen lassen, deren Bedeutung für die Eigenschaften des Bodens an sich gering ist. Der genetische Gesichtspunkt des Geologen wird immer auf Dinge Wert zu legen haben, die in vielen Fällen von dem abweichen, was nach dem agronomischen Gesichtspunkt vor allem zu betonen ist. So sollen im folgenden auch nur die geologisch wichtigeren Vorkommen primären Lößes genauer behandelt werden.

Der primäre Löß.

Im Verhältnis zu der Ausdehnung der verwitterten und umgelagerten Lößabkömmlinge ist das Auftreten von primärem Löß in der Ortenburger Gegend ganz untergeordnet. Fast die ganze südliche Hälfte der Karte war aufgenommen, als die ersten Lößschnecken gefunden wurden. Allerdings ist die Nordhälfte reicher an frischem Löß, doch sind es mit wenig Ausnahmen nur künstliche Anrisse in Gruben, welche ihn mit seinem bedeutenden Kalkgehalt, Lößschnecken u. s. w. aufschließen. Bodenbildend in wenig veränderter Form (kalk- und schneckenreich) findet man ihn auf einigen Feldern O. von Hattenham, O. von Sandbach und O. von Windorf, also gebunden an die Gehänge des Donaueinschnittes. Hier haben jedenfalls Abschwemmungen seine Verwitterungsprodukte, nicht aber ihn selbst vollständig entfernen können.

An einzelnen dieser Punkte an der Donau fallen in dem sonst gleichmäßig feinkörnigen sandigen Löß einige ganz regellos verteilte, stark zersetzte Granitstücke auf, ungerollt und bis über faustgroß. Man erkennt aber, daß diese Stücke nur in dem Löß liegen, welcher sich sehr eng an die steil ansteigenden Granithänge anlehnt. Es ist nicht zweifelhaft, daß der Granit während der Lößanhäufung von den Steilgehängen herunterkollerte und eingebettet wurde.

Wenn man die verschiedenen Korngrößenzahlen der Lößvorkommen in der folgenden Tabelle vergleicht, so sieht man entsprechend dem äußeren Habitus die Zusammensetzung trotz Ausscheidung aller nicht-primärer Bildungen in weiten Grenzen schwanken. Durch ihren hohen Staubsandgehalt von 52,7, 54,98 und 58,08 % bei bedeutendem Gehalt an abschlämmbaren Teilchen, wenig Feinsand, noch weniger Grobsand zeichnen sich die Proben 163, 128 und 187 aus (Typus I). Dagegen bildet Probe 165 den Übergang zu viel sandigerem Löß (166) des Typus II mit noch bedeutendem Staubsandgehalt. 201 wiederum vermittelt mit einem Löß, der nach den Korngrößenzahlen als schwach lehmiger Sand zu bezeichnen wäre. Diese bedeutenden Unterschiede veranlaßten eine Gruppierung, wie sie bereits in der genetischen, wie auch in der agronomischen Einteilung eingehalten wurde. Weshalb sie genetischen Wert besitzen, soll später (S. 149) ausgeführt werden.

¹⁾ E. KOKEN: „Löß und Lehm in Schwaben“, N. Jahrb. für Min. . . . 1900 II S. 172, „verschwemmten Löß von solchem auf sogenannter primärer Lagerstätte zu unterscheiden nach Struktur oder petrographischer Beschaffenheit, ist ein Ding der Unmöglichkeit“.

Primärer Löß.

Probe Nr.	Typus	Benennung	Fundort	% Grobsande mm				% Fein- sande	% Staub- sande	% < 0,01 mm	% Kalk nach PASSON
				2 bis 1	1 bis 0,5	0,5 bis 0,1	zusam.				
163	I	typ. Lößlehm ss Q kalkreich	Grube SO. Ried; 1,8 m	0,04	0,22	1,28	1,54	9,46	52,70	36,30	25,5
128	I	ss Q kalkreich	NO. von Knadlarn	0,06	0,24	0,72	1,02	5,76	54,98	38,24	28,0
187	I	ss Q - Q ss kalkr.	Hangend. i. Meßmerbruch	0,42	0,48	1,28	2,18	9,54	58,08	30,20	34,0
165	II	gg! Q ss kalkreich	Grube S. von Eglsee; 5 m	0,16	0,44	6,90	7,50	17,90	46,76	27,84	27,0
166	II	ss Q Q ss kalkr. „sandreich. Löß“	Hohlweg W. von Eglsee	2,44	4,74	7,76	14,94	18,68	40,19	26,19	28,0
201	III	Q s ss kalkreich „Lößsand“	Wimhof	0,45	0,70	3,97	5,12	37,92	41,72	15,24	31,0
159		Q S s ss kalkreich	Sandgrube in Sandbach	0,08	0,18	19,59	19,85	44,52	25,11	10,52	41,0

Der Kalkgehalt ist ziemlich gleichmäßig hoch; über die Art seiner Verteilung und den Grund der Schwankungen gibt u. a. die folgende mikroskopische Untersuchung Aufschluß:

Mikroskopische Untersuchung der Schlämmrückstände.

1. Böden.

Oberflächenzone.

Probe Nr.	Typus	Korn- größe	ca. % von					Bemerkungen	
			Quarz	Feld- spat u. a. Silikate	Glim- mer	Konkretionen			
						Schwarz	Braun- eisen		
161	I 1 b	Grsd. Fsd. Stsd.	45 × —95 × —95 ×	— w ¹⁾ w	— — —	— — —	55 3—5 —3	× eckig × eckig × eckig	
105	I 1 c	Grsd. Fsd. Stsd.	20 × 85 × 90 ×	— w w	— w w	— — 5—10	80 10 —	× größere gerundet × eckig × eckig	
78	I 1 c	Grsd. Fsd.	30 × —90	— —	— w	— —	—70 10	w —	× eckig; selten dichte hellbraune Konkr. ebenso Staubsand

Lehmzone.

162	I 1 a	Grsd. Fsd. Stsd.	25 × 70 × 90 ×	w w w	w w w	— — —	75 — —	—30 — 10	× = eckig
164	II 1 a	Grsd. Fsd. Stsd.	—50 × —70 × —70 ×	— w w	—3 w 2	— — —	— —30 —	—50 — —30	
42	I 1 a	Grsd. Fsd. Stsd.	20 70 85	w w w	— 3 2	— — —	—80 × × — —	w w w	× × Strich innen ockerig, außen schwärzlich 25% dichte, hellbraune Konkretionen —10% „ „ „
62	I 1 a	Grsd. Fsd. Stsd.	> 45 × 50 × 75 ×	— — —	— 5 2	— 3 —	— — —	20 — —	> 30% „ „ „ > 40% „ „ „ > 20% „ „ „

¹⁾ w = wenig.

Primärer Löß.

Probe Nr.	Typus	Korngröße	ca. % von					Konkretionen		Bemerkungen
			Quarz	Feldspat u. a. seltene Silikate	Glimmer	Kalkspat	Kalk ¹⁾ Konkret.	schwarz	braun	
159	IV	2-1	w ×	—	—	—	99	—	—	× = eckig + meist gerundet. Kalkig gebund. feiner Quarzsdst.
		1-0,5	10 +	w	2	w	-85	—	—	
		0,5-0,1	50	12	2	35	w	—	—	
		Fsd.	50	5-10	3	40	—	—	—	
		Stsd.	-55	-5	2	40	—	—		
201	III	2-1	3	5	5 +	—	—	—	—	+ Biotit. 85% Granit; Schr eck- Schal.; fein. Kalküberzug i. Rest. 60% Biotit; Turmalin + Biotit; grüne Hornblende + Biotit
		1-0,5	3	5	5 +	—	25	—	—	
		0,5-0,1	80	10	5 +	2	2	—	—	
		Fsd.	60	-5	5 +	30	—	—	—	
		Stsd.	60	-5	3	-30	—	—		
165	II	2-1	5	—	—	w ×	-45	—	—	× gerund.; 50% Helixschal. × öft. ger.; 40% Helixschal. × größere ger.; 3% Helixsch.
		1-0,5	15 ×	—	2 ¹⁾	30	10	3	—	
		0,5-0,1	60 ×	3	3-5 ¹⁾	25	—	3-5	—	
		Fsd.	70	3	3-5 ¹⁾	20	—	—	—	
		Stsd.	-75	w	w	25	—	—		
163	I	2-1	—	—	—	—	—	99	—	einige Helix-Schalen × gerundet
		1-0,5	—	—	—	5 ×	—	-95	—	
		0,5-0,1	30	-5	3	20	—	40	—	
		Fsd.	65	-2	8	20	—	—	5	
		Stsd.	75	w	w	-25	—	—	einige Helix-Schalen Hornblende	
166	II	2-1	60 ×	5	w	3	30	w	—	× teilw. m. Feldsp. u. Biotit. Helix-Schalen × teilw. m. Feldsp. u. Biotit. Helix-Schalen Turmalin; Helix-Schalen
		1-0,5	75 ×	-3	w	—	20	—	—	
		0,5-0,1	75	-5	5-10	10	—	—	—	
		Fsd.	70	-5	5-8	15-20	—	—	—	
		Stsd.	60	-5	3-5	-30	—	—		
187	I	2-1	w	—	—	w ×	> 95	2	—	× rüdl.; Schneckenschalen-St. × rüdl.; teilw. m. Kristallecken × teilw. Spaltungsrhomb. 5% Schneckenschalen einige Schneckenschalen
		1-0,5	—	—	—	2 ×	95	3 ×	—	
		0,5-0,1	20	w	5	40 ×	15	-15	—	
		Fsd.	60	w	5	25	—	5	—	
		Stsd.	80	10	w	5-10	—	—		
128	I	2-1	—	—	—	5 ×	—	w	—	× rüdl. > 90% Schneckensch. × rüdl. > 90% Schneckensch. × braun, dicht, kalkfrei × braun, dicht, kalkfrei; wenig Schneckenschalen × braun, dicht, kalkfrei
		1-0,5	w	—	—	5 ×	—	w	—	
		0,5-0,1	30	—	—	-10	w	30 ×	—	
		Fsd.	60-70	5-15	w	3	—	20	—	
		Stsd.	80	w	—	-5	—	5-10 ×		

Wie aus der Untersuchung hervorgeht, bestehen diese Lößproben aus granitischem Material, von dem der Gehalt an Quarz weitaus überwiegt; er tritt besonders stark in den Staubsanden und Feinsanden hervor. Die meist geringe Menge von Feldspäten und von Glimmer verschiedener Varietät ist ziemlich gleichmäßig in allen Korngrößen verteilt, doch nimmt sie in den Staubsanden etwas ab. Ganz untergeordnet findet man Rutil, Zirkon, Turmalin und Hornblende, deren Herkunft aus eben dem granitischen Gestein nicht zweifelhaft sein dürfte. Das starke Hervortreten des Quarzes ist wohl darauf zurückzuführen, daß in den Ablagerungen, deren Oberfläche das Material lieferte, stark vorgeschrittene Verwitterung den Quarz-

¹⁾ Matt, braun, zersetzt.

gehalt konzentriert hatte. Schneckenschalen und Pflanzenreste liegen besonders in den größeren Korngrößen.

Was die Form der Teilchen betrifft, so war, wenn überhaupt, eine Abrollung nur bei den Korngrößen zwischen 2 und 0,5 mm zu bemerken; gleich unter einem Durchmesser von $\frac{1}{2}$ mm liegt hier die untere Grenze der Abrollung. Diese Verhältnisse wurden bereits S. 126 erwähnt.

Bemerkenswert ist die Art, wie der reichliche Kalk auftritt. Man kann deutlich erkennen, daß er in den Korngrößen über $\frac{1}{2}$ mm, abgesehen von den Schneckenschalen, fast nur durch Kalkröhrchen-Konkretionen repräsentiert wird, während unter dieser Grenze letztere ganz zurücktreten gegenüber den hier plötzlich in bedeutender Menge erscheinenden Körnchen von ziemlich reinem Kalk. Wahrscheinlich hängt der Mangel an Kalkkörnchen über 0,5 mm mit der Höchstgrenze einer von einem kalkreichen Gebiet her wirkenden Transportkraft, wohl des Windes, zusammen. Denn während es in dem Granitgebiet des Bayerischen Waldes keine Schwierigkeiten bereitet, die Herkunft des übrigen Materials ungefähr anzugeben,¹⁾ ist dies bei dem Kalk in der (abgesehen von den untergeordneten Marmoreinlagerungen) so kalkarmen Gegend schwieriger. Es muß ein größerer Transport angenommen werden, über dessen Richtung die Betrachtung der Korngrößenverteilung im Löß Aufschluß geben kann.

Die schon oft erwähnten Kalkröhrchenkonkretionen bieten einige merkwürdige Erscheinungen. Es sind zylindrische, mehrfach verzweigte Röhrchen mit einem Hohlraumdurchmesser von $\frac{2}{5}$ — $\frac{1}{2}$ mm, bestehend aus einer mehr oder weniger starken Kalkwandung, die an der Innenfläche ziemlich glatt und rund ist, nach außen zu aber sehr viel größere Partikelchen des Bodens einschließt. Es kommen auch Reste von 3 und 4 mm dicken Röhrchen vor. Meist schon nach 1—2 mm Länge treten Seitenästchen auf. Eingeschlossene Pflanzenreste wurden nur in einem Fall beobachtet; auch KOKEN wies bereits darauf hin, daß solche Funde gegen die Annahme sprechen, die Röhrchen seien die Inkrustationen von Steppenpflanzen; diese hätten sich nicht erhalten können, es sind viel mehr die Reste von rezenten Pflanzen, die in den Röhrchen gefunden werden, und diese wurden von letzteren umhüllt. Auf die Zirkulation kalkhaltiger Wässer weisen neben den ziemlich selten zu beobachtenden Lößkindeln (NW. von Vilshofen) die Reste von ganz feinen Kalküberzügen in den einspringenden Winkeln zahlreicher Körnchen hin. Andere offenbar noch im Entstehen begriffene Kalkröhrchen konnte Verfasser in einem recht sandigen kalkreichen Löß 2,5 m tief in der Grube bei Girching (W. von Pleinting) beobachten. Sie fallen außerordentlich ins Auge durch ihren rein weißen Kalk; dieser kleidet zahlreiche der ebenfalls vielfach gewundenen und verzweigten Röhrchen von einem Durchmesser bis 1 mm unvollkommen aus; er besteht aus reinen Calcit-Kristallen. Die eigentümliche Struktur des Kalküberzugs ist bemerkenswert: in der Längsrichtung der Röhrchen verlaufen etwa 15 durch ganz schmale aber sehr konstante Zwischenräume getrennte Kalksträngchen von ziemlich quadratischem Querschnitt; sie kleiden die Wandung aus und sind ihrerseits wieder durch mehr oder weniger tiefe Querkerben, welche einander etwas näher liegen, als die Dicke der Strängchen, gegliedert. Letztere zerfallen dadurch in einzelne Quaderchen. Je eines dieser Quaderchen

¹⁾ PUCHNER l. c. S. 300: „Der Löß ist eine lehmartige Bildung, die sich von der Natur des Untergrundes völlig unabhängig erweist.“ Von dieser völligen Unabhängigkeit kann hier nicht gesprochen werden.

ist ein weißer Calcit-Kristall von etwa 0,2 mm Größe. Häufig zu treffende Pflanzenreste in diesen Gebilden beweisen auch hier ihr ganz jugendliches Alter.

Verbreitung und Herkunft des Lößes.

Nach der Verbreitung der besprochenen Lößablagerungen ist es wahrscheinlich, daß diese früher einmal überall gelegen haben. Wo sie zurücktreten, wie in den koupierten Schottergegenden des SO. oder auch teilweise im Granitgebiet, weisen, wie S. 93 erwähnt, die steileren Oberflächenformen auf stärkere Abspülungen hin, denen das wenigstens anfangs recht lockere Material nicht widerstehen konnte. So bevorzugt die Lößdecke besonders die Plateaus und die schwach geneigten Hänge.

Wenn wir uns fragen, welcher von den vier aufgezählten Lößtypen in dem Gebiet die weiteste Verbreitung besitzt, so müssen wir alle anderen als Ausnahmen gegenüber den Vertretern der bindigsten Gruppe I bezeichnen. Sie treten normalerweise in den Gruben auf, sie waren meistens das Ausgangsmaterial für spätere Umbildung. Es ist dies gegenüber zahlreichen anderen Lößgebieten eine Abweichung, denn man ist gewöhnt, die charakteristischen Löß Eigenschaften am besten an jenen Bildungen ausgeprägt zu sehen, welche etwas mehr Feinsand, vor allem aber weniger feinste Teilchen enthalten. Das zeigt z. B. auch ein Vergleich der Korngrößenzahlen von I mit „Durchschnittszahlen aus je 10 echten rheinhessischen Lößböden und Gesteinen“, welche LUEDECKE¹⁾ zusammenstellte. Der große Gehalt an feinstem Material, wie der hohe Kalkgehalt weisen auf ein beträchtlich entferntes, kalkreiches Gebiet als Ursprungsort hin. Nach den in anderen Gegenden gemachten Erfahrungen über die Herkunft des Lößes ist es auch hier wahrscheinlich, daß unser Löß aus den nächstliegenden großen Kalkschotter- bzw. Moränenlagern der Eiszeit stammt.

Wegen der großen Nähe ist dabei die Herleitung aus dem weiten Donautal im W. etwas weniger wahrscheinlich als die von dem großen Glazialgebiet im Süden, südlich des Inn-Isentals. Bei der relativ geringen Ausdehnung des bearbeiteten Gebietes ist eine Entscheidung etwa durch Hinweis auf Korngrößenzunahme nach S. oder W. zu nicht zu geben. Denn die sehr gleichmäßige Vermischung von kalkigem und lokalem Material muß auf einen so weitgehenden Wechsel von Wind-Richtung und Stärke zurückgeführt werden, daß jener Nachweis von Korngrößenänderungen nur im allgemeinen auf ganz großen Gebieten zu verwerten ist.

Eine wesentlich andere Verbreitung besitzen die als Ausnahme bezeichneten sandigeren Lößfunde. Ohne Ausnahme sind diese an den Lauf der Donau gebunden und es ist eigentlich kein Wunder, wenn man früher, zugleich mit Rücksicht auf die weitgehenden Umlagerungen in unseren Lößgegenden, dem Wasser die erste Rolle bei Ablagerung von Löß zuerkannte. Doch sind auch hier die Charakteristika des Lößes so bezeichnend entwickelt, daß wir über die äolische Anhäufung desselben nicht im Zweifel sein können. Hieher gehören die Lößvorkommen an der neuen Rennbahn von Vilshofen, von Wimhof (201), Schmalhof, Winkelhof (N. von Vilshofen), von mehreren Punkten O. von Windorf (z. B. 165, 166), O. von Hattenham (155) und in Sandbach (159). Sie alle liegen an Stellen, wo sie vom Hochwasser der Donau und von ihren Seitenbächen gerade nicht mehr erreicht werden können und bekunden so einerseits, daß bei ihrer Bildung die heutige Orographie im wesentlichen fertig war, andererseits, daß sie als Reste einer ursprünglich mehr zusammenhängenden Ablagerung anzusprechen sind.

¹⁾ LUEDECKE „Über Aufnahme der geologischen Landesanstalt in Schlesien“ Nr. 179; in Verh. des Schlesischen V. zur Förderung der Kulturtechnik, Hauptvers. 5. XII. 1912.

Beim Vergleich mit dem normalen, hier allgemein verbreiteten Löß des Typus I fällt der Mangel einer Übergangszone zwischen beiden auf. Als Vertreter dieser kämen höchstens die Proben 187 im tiefgelegenen Meßmerbruch und 165, die schon 355 m hoch liegt, in Betracht. Regel ist, daß außerhalb des Donau-einschnittes sogleich der stark lehmige Typus I sich einstellt. Daher dürfte dieser so gleichmäßige und verbreitete Typ nicht von dem verhältnismäßig wenig ausgedehnten kalkreichen Schotter des engen Donautals zwischen Vilshofen und Sandbach abzuleiten sein, wie das von den sandreichen Typen sicher ist.

Wir betrachten somit den Löß der Ortenburger Gegend als stark gemischt mit Bestandteilen westlicher bzw. südlicher Schottergebiete, als Ablagerung, welche eine durch den Donauschotter bedingte lokale Sandfazies einschließt.

Fossilien.

An Organismenresten wurden im Löß nur die so auffallend konstant auch sonst auftretenden Schneckenschalen in oft recht zahlreichen Exemplaren gefunden. Es sind die bekannten Formen¹⁾:

Helix (Fruticicola) hispida L.

Helix (Fruticicola) terrena GLESSIN.

Pupilla muscorum L.

Succinea (Lucena) oblonga DRAP.

Succinea (Lucena) oblonga var. *elongata* A. BRAUN.

Arianta arbustorum L.

Von ihnen tritt nur die letztgenannte Form strichweise auf; die anderen finden sich fast immer, wenn überhaupt ein Fossil gefunden wird.

Eine nähere Altersbestimmung kann im Gebiet für den Löß nicht gegeben werden, da die glazialen Schotter hier nahezu gänzlich fehlen; auch eine Unterscheidung von verschiedenaltigem Löß war aus Mangel an Lehmzonen oder ähnlichen Anhaltspunkten nicht möglich.

II. Niederterrassenschotter.

Außer dem Löß hat im Gebiet nur noch der Niederterrassenschotter seine Bildung den besonderen Verhältnissen der Eiszeit zu verdanken. Nach der starken, mindestens 35 m betragenden Tiefenerosion der Donau hat er sich in ihrem Flußbett abgelagert, wo er untergeordnet auftritt. Seine Zugehörigkeit zu den Ablagerungen am Ende der Eiszeit wird nur durch die Größe seiner Rollstücke wahrscheinlich gemacht, welche eine stärkere Wasserbewegung der Donau voraussetzt, als sie heute vorhanden ist. Er besteht aus einer Auslese der härteren Gesteine aus den Alpen; seine Geröllgröße steht zurück gegenüber derjenigen des jüngeren Quarzschotter. Im Gegensatz zu dem pliozänen Schotter enthält er zahlreiche Lokalgerölle des Waldes, wie gerundete Granite u. a.

Bezüglich der auf der GÜMBEL'schen Übersichtskarte so häufig angegebenen Quartärschotter ist zu bemerken, daß kein Grund vorliegt, die betreffenden Stellen für quartär stärker umgelagert anzusprechen als die anderen Pliozänschotter.

III. Alluvium.

Durch die ständige Durchtränkung und Umlagerung hat sich, wie erwähnt, das in die Wasserläufe geratene feinere Material meist in graue oder bläuliche

¹⁾ Ihre genauere Bestimmung verdankt der Verfasser der Freundlichkeit von Herrn Rektor Dr. SCHRÖDER in München.

Letten oder lettige Sande verwandelt. Einen starken Wechsel in der Art der Ablagerungen findet man im Alluvium der Wolfach zwischen Ortenburg und Blindham. Hier liegt der Lauf im wesentlichen im Letten; zur Zeit des Hochwassers aber bringen die stärkeren Fluten einen mittel- bis grobkörnigen Sand mit welcher lippenartig besonders an den sonst wasserfreien Abkürzungsläufen abgelegt wird. Dadurch entstehen trocknere Wiesen, die sich bis ca. $1\frac{1}{2}$ m über die übrige Fläche der Talsohle erheben.

Zahlreiche Reste der brackischen Fossilien finden sich im Wasserlauf SW. bei Unteriglbach zusammengeschwemmt.

Versumpfungen und anmoorige Stellen sind verhältnismäßig selten. Richtige Vermoorungen trifft man nur ganz untergeordnet.

Im Laufbereich der Donau liegen, abgesehen von den erwähnten Schottern als Anschwemmungen der Jetztzeit, nur mittelkörnige Sande. Sie liegen in Terrassen bis 4 m über dem heutigen Donaupiegel und umkleiden den Abfall der Gehänge. Die Seitentälchen waren durch die vorausgegangene raschere Tiefenerosion der Donau übertieft worden und die Wasserläufe münden jetzt mit einem kleinen Gefällsbruch in die Donau bzw. auf die Sandterrassen, wo sie auf ihren Lippenbildungen dem Flusse zustreben.

II. Der geologische Aufbau des Gebietes.

Überblick.

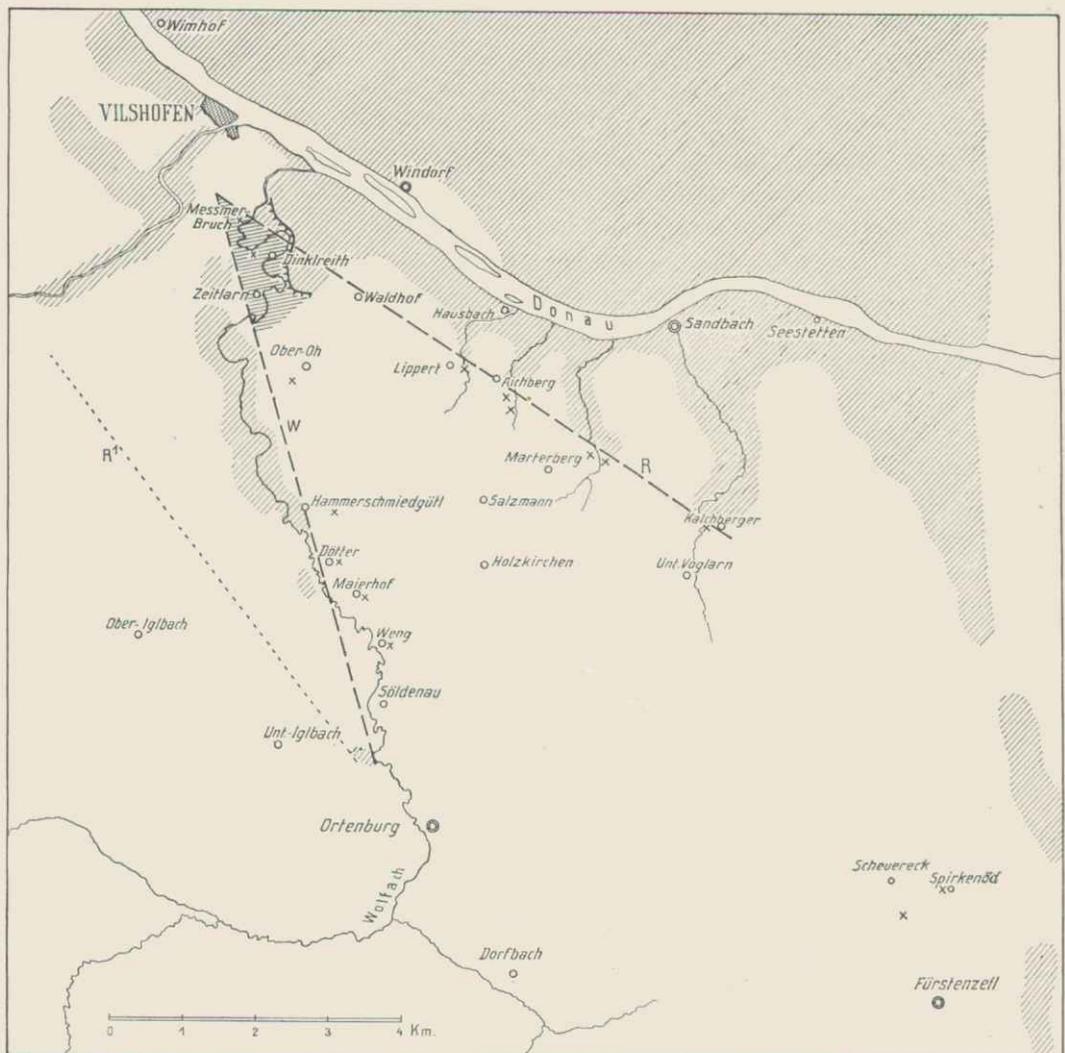
Dem Bau nach zerfällt das Ortenburger Gebiet im grossen in drei Teile (siehe die Skizze Abb. 6).

Die Zone der kristallinen Gesteine wird nach Süden zu von der schon erwähnten Kalchberger Störungslinie R scharf begrenzt, welche vom Kalchberger Bruch nordwestlich gegen den Waldhof verläuft. Westlich davon greift der Granit jedoch nach Süden über. Eine weitere Südgrenze des nördlichen kristallinen Komplexes von Waldhof über Zeitlarn und Lindach nach Westen gezogen dürfte daher durch den Bau wenig begründet sein.

Die hier südlich anschließenden granitischen Gesteine haben eine scharfe Begrenzung gegen Osten in einer Linie (W), welche vom Meßmer Bruch parallel der allgemeinen Richtung der Wolfach gegen Ortenburg verläuft, in der „Wolfachlinie“. Auch sie ist von größerer tektonischer Bedeutung, denn zwischen ihr und der Kalchberger Linie liegt als dritter Hauptteil des Gebietes ein deutlich ausgeprägtes Senkungsfeld.

I. Die Umrahmung des Senkungsfeldes.

Für die Erkennung der Lagerung der hochmetamorphen Schiefer im Norden, welche die ältesten Gesteine des Gebietes darstellen, sind nur sehr ungenügende Anhaltspunkte vorhanden. Spärlich sind die Stellen, an denen ein allgemeines Streichen und Fallen zu konstatieren ist, und auch aus diesen läßt sich nur wenig ableiten. v. GÜMBEL hat an dem Schieferzug ein allgemeines, ziemlich steiles Einfallen nach NO. konstatiert, was mit der einen südwestlichen Granitstock umhüllenden Lagerung der Schiefer gut stimmen würde. Aber im kleinen weichen die einzelnen Aufschlüsse hiervon wesentlich ab. Im Westen scheint ein Fallen nach Süden und Südwesten bevorzugt, im Osten herrscht ein ziemlich gleichmäßiges Fallen mit etwa 50° nach Norden, nur im Tal südöstlich von Hattenham fallen die Schichten ONO.



R - Kalkberger Randspalte, W - Wolfachlinie, R^1 - vermutete Randspalte, x - Juravorkommen, - Zeitlharner Depression an der Nordspitze des Senkungsfeldes, - heutige Begrenzung der randlichen Überschiebungsmasse, - ungef. Verbreitung der kristallinen Gesteine.

Abb. 6. Tektonisches Übersichtskärtchen.

Auch Marmoreinlagerungen, wie das Ost-West verlaufende Lager von Hausbach sind nicht geeignet, uns über den Bau der Schiefer näheren Aufschluß zu geben. Weder das Abweichen von der sonst in der Regel herzynischen Streichrichtung dieser Marmorlager, noch das unvermittelte Aufhören gegen Osten, noch auch die etwas südlichere Lage der westlichen Partien bei Hausbach kann mit irgendwelchen anderen Erscheinungen genügend in Verbindung gesetzt werden. Eine Beziehung zu dem Marmor im Nordwesten bei Wimhof erscheint doch zu fraglich, obwohl die ursprünglichen Kalkeinlagerungen in den sonst tonigen Sedimenten anfänglich viel aushaltender gewesen sein dürften.

Durch die Intrusion des Granits, welche das meiste von dem älteren Bau der Schiefer zerstörte,¹⁾ wurde ein Gesteinskomplex gebildet, der sich von den späteren Bewegungen deutlich beeinflußt zeigt. Wenn es auch nicht gelang, Lagerungsstörungen von größerem Ausmaß zu erkennen, was in einem solchen Gebiet die

¹⁾ H. V. GRABER „Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel“. PETERMANN'S Mitteilungen 1902 S. 121.

größten Schwierigkeiten bereitet, so spricht doch die allgemeine Verbreitung von Spuren jener Kleinbewegungen innerhalb der Masse selbst für starke mechanische Beanspruchungen, für eine Zermalmung des kristallinen Massivs in seinem innersten Gefüge. Neben den Ruschelzonen beobachtet man gelegentlich auch Rutschstreifen, so im Gneis am Voglarnbach, wo sie mit 45° nach Nordwesten fallen.

Im Westen der Wolfachlinie und südlich von Zeitlarn verschwinden die kristallinen Gesteine immer mehr unter der Überdeckung; an der Hackelmühle stehen die südlichsten Vorposten. Auf stärkere Lagerungsstörungen weist hier der bereits S. 96 beschriebene, durch Druck gneisartig gewordene Granit hin. Rutschstreifen deuten auf ziemlich horizontale Ost-West-Bewegung. Nördlich von Neustift an der Wolfach sind horizontale Rutschstreifen in Nordsüd-Richtung zu beobachten.

Der Grund, weshalb der Granit gegen Westen unter der tertiären Bedeckung vollkommen verschwindet, dürfte in dem Abbruch an einer Spalte (R^1) zu suchen sein, welche wohl von der Gegend der Hackelmühle nordwestlich über Aunkirchen nach Pleinting zieht. Auf dieser Linie wären daher die tektonischen Äquivalente der Juraschollen von Flintsbach u. s. w. zu suchen. Der ungebrochene Verlauf dieser vermuteten, orographisch in keiner Weise angedeuteten Spalte ist übrigens fraglich, denn einer von Pleinting nach SSW. über Aidenbach, Pfarrkirchen und Markt a. Inn gezogene Linie dürfte unter anderem als Westgrenze der nachgewiesenen mittelmiozänen¹⁾ Absätze große Bedeutung besitzen.

2. Das Senkungsfeld.

a) Die Kalchberger Störungslinie.

Auf dieser Linie trifft man in allen das Tertiär durchschneidenden Tälern und zwar auf gleicher Höhe statt des Granits unvermittelt kleine Partien von Jura und Kreide an.

Am südöstlichen Ende der beobachteten Störung liegt der Kalchberger Bruch. Er wurde von EGGER²⁾ sehr genau beschrieben und gezeichnet, seine Tektonik legte Herr Professor ROTHPLETZ 1911³⁾ dar. Das Profil (Abb. 7) soll die Lagerungsverhältnisse andeuten.

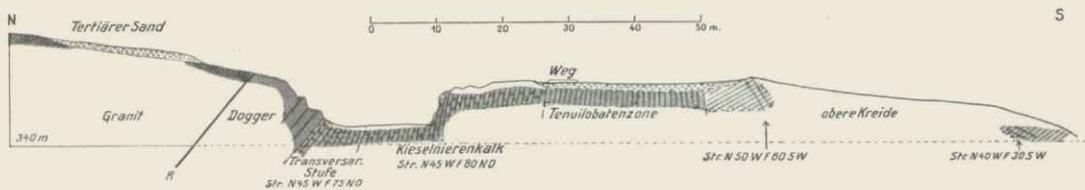


Abb. 7. Profil durch den Kalchberger Bruch, 1:1000, etwas schief zum Streichen.

Bezüglich jener Überschiebungsfläche, welche zwischen der im Süden des Bruches in der Höhe der Straße 60° nach SW. geneigten und der südlich an der Talsohle anschließenden horizontal gelagerten Kreide vermutet⁴⁾ wurde, ist festzustellen, daß ein neu aufgefundener Aufschluß zwischen beiden ein vermittelndes Fallen von 30° nach SW. zeigt. Abgesehen davon, daß der petrographische Habitus

¹⁾ V. GÜMBEL „Die miozänen Ablagerungen . . .“ S. 307 im Sinne von ROTHPLETZ „Die ost-bayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing“ im Sitzungsber. d. bayer. Ak. d. W. 1911 S. 163.

²⁾ „Der Jurakalk von Ortenburg.“ I. Jahresber. des naturhistor. Vereins Passau 1857.

³⁾ l. c. S. 171.

⁴⁾ ROTHPLETZ l. c. S. 173.

der verschiedenen Kreideschichten identisch ist, erscheint hierdurch eine Überschiebungsfäche wenig wahrscheinlich. Zwar sind die stark geneigten Schichten im Norden älter als die südlich folgenden, da man nach Süden zu ins Hangende kommt, doch bleibt man petrographisch im gleichen Schichtkomplex. Allerdings könnte immer noch nördlich oder auch etwas südlich der 30° SW. fallenden Kreide eine Überschiebungsfäche austreichen als weitere Äußerung der von NO. her gerichteten Bewegungstendenz, welche durch die Überkipplung der Schichten im Bruch nachgewiesen ist. Der versuchte paläontologische Nachweis kann nicht geführt werden wegen der ungünstigen Erhaltung der sehr spärlichen Fossilien in dem teilweise splittrig harten mergeligen Kalk.

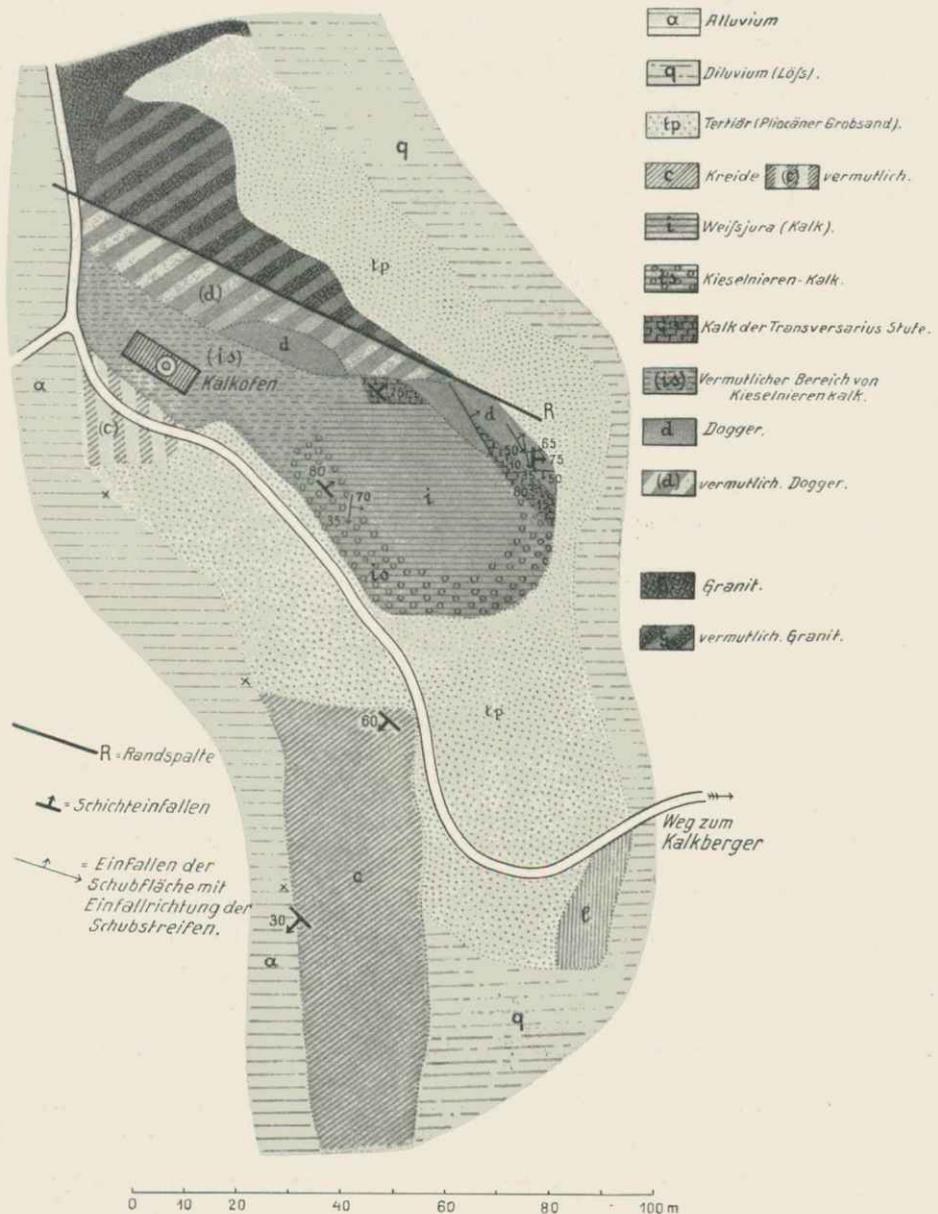


Abb. 8. Schematische Skizze des Kalkberger Bruches 1:1000.

Die schematische Skizze des Kalchberger Bruchs 1:1000 (Abb. 8) soll im Grundriß neben der allgemeinen Situation die Lage der größeren in verschiedenen Richtungen streichenden Rutschflächen und die Richtung ihrer Rutschstreifen mit roten Fallzeichen andeuten. Aus ihnen geht hervor, daß sich außer der großen Erscheinung des Abbruches und der Bewegung gegen SW. noch bedeutende Schollenbewegungen innerhalb der abgebrochenen Masse vollzogen haben. Nach der Richtung der meist SSO. geneigten Rutschstreifen sind auf den schief zum Streichen und zur Randspalte verlaufenden Spalten hauptsächlich Verschiebungen gegen SSO. nach abwärts erfolgt.

Wenn wir uns vom Kalchberger Bruch genau in der Richtung der dortigen Randspalte nach WNW. wenden, so stoßen wir, wie bemerkt, auf kleine Reste von ähnlichen Jura- und Kreideschollen, die nur in dieser Linie erscheinen. Begibt man sich in das nächste Tal bei Marterberg, so findet man hier die jetzt allerdings verschütteten Brüche im Jurakalk, welche vor längerer Zeit an der Sohle des östlichen und westlichen Talgehanges bestanden. Als Lagerung der Kalkbänke gibt GÜMBEL¹⁾ für den westlichen Bruch St. 3 f. 45 SO. an. Südöstlich gegenüber ist noch jetzt in einem Kreideaufschluß ein Einfallen von 70° nach SSO. zu konstatieren. Diese Änderung des Streichens und Fallens auf so kurze Entfernung kann auf eine Verwerfung zurückgeführt werden, deren Ausmaß 75 m beträgt. Wie der Kreideaufschluß der östlichen Talseite beweist, fallen hier die Schichten steil vom Granit weg nach SSO.

Schon im Kalchberger Bruch konnte ein zu dem WNW.-OSO.-Verlauf der Randspalte R etwas schief gerichtetes Streichen von NW. nach SO. festgestellt werden; die Streichrichtungen der Rutschflächen hatten dort noch mehr diese Tendenz, gegen die Nordsüd-Richtung abzdrehen. Hier bei Marterberg schneidet nun das Streichen im östlichen Bruch mit 45°, im westlichen sogar mit 70° die allgemeine Richtung der Randspalte R. Es liegt also eine Abdrehung gegen die OW.- bzw. NO.-SW.-Richtung vor. Eine Überkipfung ist hier weder aus den verschütteten Brüchen noch aus den Angaben in der Literatur zu entnehmen. Doch könnte nach der Erfahrung am Kalchberger Bruch für die an einer gewöhnlichen Randspalte mit Schlepplage auffallend unregelmäßige Lagerung der Jura-Kreide-Schollen zur Erklärung die Annahme einer störenden Schubbewegung gemacht werden.

Wenn hier auch kein unmittelbarer Anhaltspunkt vorhanden ist, könnte man vermuten, daß durch diesen Schub gegen das Senkungsfeld die abgebrochenen Schollen durcheinander geschoben worden seien, wobei vielleicht eine westliche Partie weiter vorgedrängt wurde.

Noch weniger ist über die Lagerung der in der Richtung der Randspalte R weiter westnordwestlich in den nächsten Tälern bei Aichberg und beim Lippert auftretenden Jura- und Kreide-Reste bekannt. Beim Aichberger sind an zwei Stellen der westlichen Talseite die Spuren längst verlassener und völlig zugewachsener Brüchen zu erkennen. Der Granit steigt an der östlichen Talseite bis 25 m hoch über die Talsohle an, doch hört er gerade an der Stelle auf, wo ihrem bisherigen Verlaufe nach die Randspalte durchschneiden müßte. Die Spuren von Granitgrus 100 m südwestlich an der Talsohle dürften nicht von anstehendem Granit herrühren. Beim Lippert findet man an den zwei verwachsenen Brüchen wenigstens noch einige Lesestücke von Kieselnierenkalk. Schon Herr Professor ROTHPLETZ vermutete nach der Nähe der früher unmittelbar südlich aufgeschlossenen Kreide eine steile

¹⁾ „Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ 1868 S. 696.

Schichtenneigung, ein Fallen der Bänke von dem Granit weg, der hier etwas weiter nördlich ansteht.

Zusammenfassend kommen wir zu dem bereits von GÜMBEL und ROTHEPLETZ vermuteten Resultat, daß wir es mit einem großen randlichen Abbruch der kristallinen Masse des Bayerischen Waldes zu tun haben; durch sekundäre Bewegungen wurden die Lagerungsverhältnisse komplizierter. Das Abbrechen erfolgte wahrscheinlich nicht zufällig gerade an der Linie, wo wir nach der petrographischen Fazies nach Süden zu die Fortsetzung des westlichen Granitmassivs zu erwarten haben.

b) Die Wolfachlinie.

Wenn man die Richtung der Kalchberger Randspalte weiter nach WNW. verfolgt, so gelangt man am Waldhof vorbei etwa in die Gegend, wo der Granit am östlichen Wolfachgehänge bei Zeitlarn endet. Erst in dem tieferen Talgrund der Wolfach trifft man wieder auf Jura, welcher aber nach seiner Streichrichtung, wie nach der Art seines Auftretens zu einer tektonischen Einheit gehört, die mit der Wolfachlinie in engerem Zusammenhang steht.

Beginnen wir mit der zusammenhängendsten Jurascholle an der Wolfach im Süden. Ihre Bänke zeigen im großen eine schwache Neigung mit 15° nach Osten, Ostnordost und Ostsüdost und sind von zahlreichen Sprüngen und Rutschstreifen durchzogen, an denen kleine Verschiebungen stattfanden. Nach ihrem ganz ähnlichen Streichen von NNW. nach SSO. bzw. von N. nach S. bilden die ebenfalls etwa 10° nach Osten geneigten Juraschichten von Maierhof und Dötter mit der fast zusammenhängenden Scholle bei Söldenau einen tektonisch einheitlichen Streifen, welcher nach Nordnordwesten zieht. Im wesentlichen die gleichen Lagerungsbeziehungen zum Granit, wie an der Kalchberger Randspalte, finden sich auch hier. Allerdings ist der Granit an der Wolfach im Süden bei weitem nicht eine oberflächlich so zusammenhängende Masse; er tritt nur an der Hackelmühle, am Spiegel und auf der rechten Wolfachseite beim Dötter auf. Auch sind hier die Lagerungsstörungen viel geringer, die Jurascholle hat noch das ihrem Längsverlauf und dem Granitrand entsprechende Streichen. Doch haben sich auch hier kleine Störungen in der Scholle eingestellt. So findet man im Dötter-Bruch gleich südlich neben dem Eingang starke Rutschflächen mit horizontalen Streifen, deren Streichen ca. N. 60° O. ist; das Streichen wie das Fallen wechselt innerhalb gewisser Grenzen. Nur gegen Westen zu liegt Granit, nur gegen Osten zu Jura und Kreide und was an Kreide in der Nähe (östlich von Maierhof) zu finden ist, legt sich normal auf die Fortsetzung der östlich geneigten Jurascholle. Es ist kein Zweifel, daß wir es mit der analogen Erscheinung wie an der Kalchberger Randspalte zu tun haben: an einer ungefähr mit der Wolfach laufenden Spalte ist im Osten eine mesozoische Scholle eingebrochen, welche hierbei eine gleichmäßige Schleppung erfuhr, deren Größe wenigstens nach den noch erhaltenen Resten nicht sehr bedeutend ist.

Gleich nördlich vom Dötter strömt die Wolfach in den Granit. Die Fortsetzung unserer Juralinie weist uns aber mit einer nur ganz geringen Ablenkung mehr in nördliche Richtung. In der Tat sehen wir auch hier, wo die Talerosion die Tiefe von 350 m erreicht hat, wieder den Jura zum Vorschein kommen. Die Neigung der Jurabänke in dem verschütteten Kalkbruch östlich vom Hammerschmidgütl ist nicht bekannt, doch findet man dort als Lesestücke nur die höheren Söldenauer

Schichten. Der Granit liegt daher an dieser Stelle östlich ziemlich viel tiefer, als er westlich beim Hammerschmidgütl emporreicht, wo bei einer Brunnengrabung bereits in 5 m Tiefe der Granitgrus begann.

Auch die Lagerung des nächsten Jura nördlich bei Oberoh ist nicht zu ermitteln. Er zog sich nach v. AMMON¹⁾ „von einer Stelle bei (wohl südlich von) Obernöd (Oberoh) in westlicher Richtung einige Zeit lang fort“. Der ca. 15 m tiefe Brunnen in Oberoh traf unter Lehm nur „Mirlgel“, vielleicht die Marterbergmergel der Kreide, an. Unweit westlich bei der neuen Wasserleitungsanlage für die Stadt Vilshofen beginnt der Granit.

c) Die Depression von Zeitlarn.

Genau an der weiteren, nicht durch Granit²⁾ unterbrochenen Fortsetzung der Wolfachlinie nach Norden liegen auch die letzten Jurastücke des ganzen Gebietes, der Reihe nach das Doggervorkommen an der Zeitlarnener Brücke, der untere Malm westlich von Dinkreith, im Meßmer-Bruch und daneben am Hammerberg. Dieser letzte Abschnitt zeichnet sich aber vor allen anderen Jurapunkten durch seine tiefe Lage aus.

Der Dogger in Zeitlarn liegt 314 m hoch und setzt mit seiner schwachen Neigung (15°) nach Osten die allgemeinen Erscheinungen an der Wolfachlinie ebenso fort, wie der sich nördlich anschließende Jura westlich von Dinkreith (310 m), mit dem er jedenfalls unmittelbar zusammenhängt. Wesentlich abweichend hiervon fällt der Jura im Meßmer-Bruch (307 m) mit 20° nach Südwesten. Herr Professor ROTHPLETZ³⁾ hat ihn mit dem südlichen als Westflügel eines etwa nordsüdlich verlaufenden Sattels in Verbindung gebracht. Während daher die Bänke bei Zeitlarn und westlich von Dinkreith normal geschleppt nach Osten zu von dem westlichen Granit⁴⁾ abfallen, schießen sie hier unter die allerdings erst weiter westlich an der Vils aufgeschlossenen⁵⁾ kristallinen Gesteine ein.

Der wesentlichste Unterschied dieser tiefen Jurascholle liegt aber darin, daß hier im Osten die steil ansteigende Granitmasse des Waldhofplateaus liegt. Ein Profil durch den Meßmer-Bruch und gegen Osten (Abb. 9) läßt es wohl möglich

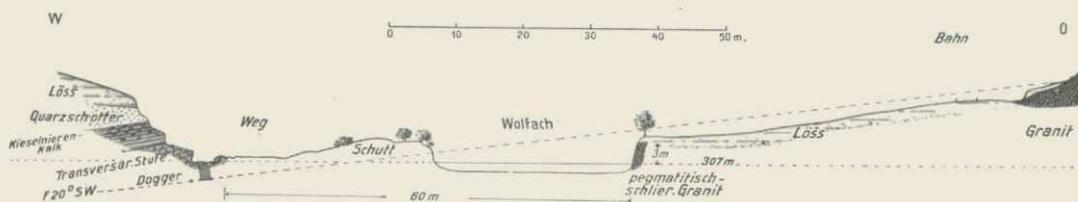


Abb. 9. Jura und Granit am Meßmer Bruch 1:1000.

erscheinen, daß die Schichten hier ohne Verwerfung schwach geneigt auf dem nur 60 m entfernt aufragenden Granit liegen; Voraussetzung ist dabei, daß der Dogger,

¹⁾ Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau“ 1875 S. 93.

²⁾ Der unterbrechende Granitzug auf der GÜMBEL'schen Karte 1:100 000 ist nicht vorhanden.

³⁾ l. c. S. 165.

⁴⁾ Beim Hof auf der Höhe westlich von Zeitlarn wurde Granitgrus in 17 m Tiefe (323 m Meereshöhe) erreicht.

⁵⁾ Bei einer Brunnengrabung an der Ziegelhütte im Westen traf man in etwa 12 m Tiefe, also in ca. 343 m Meereshöhe, Granitgrus.

das tiefste in der Gegend nachgewiesene Juraglied, unmittelbar dem Granit aufliegt. Weiter östlich steigt letzterer allerdings noch höher auf. Bei Zeitlarn (Abb. 10) schießen

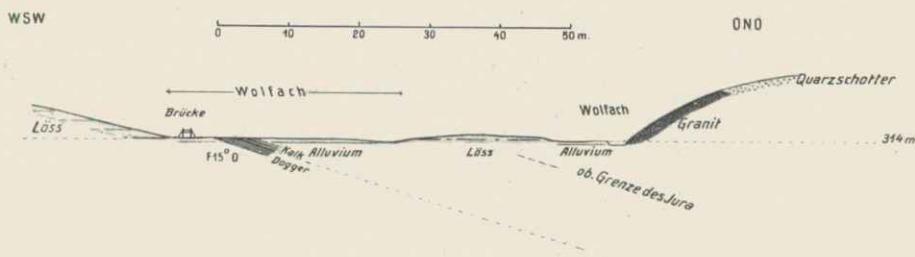


Abb. 10. Dogger, Malm, Granit bei Zeitlarn.

aber die Jurabänke tief unter den Granit ein und es muß zur Erklärung der Lagerung eine Verwerfung als das in unserem Gebiet Wahrscheinlichste angenommen werden. Bei der Nähe des Granits (250 m) wäre aber die Frage zu stellen, weshalb an dieser Verwerfung keine Schlepplage vorhanden ist. Der Mangel einer Schlepplage macht jene Erklärung unwahrscheinlich, wenn Jura und Granit so nahe aneinander treten, wie W. von Dinkreith. Hier ist seit langer Zeit der untere Malm und

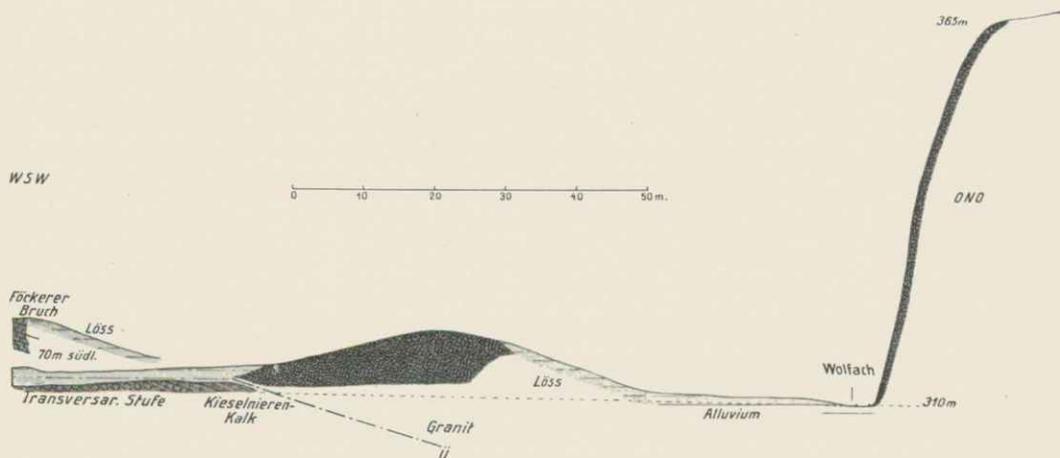


Abb. 11. Profil-Ansicht. Jura und Granit bei Dinkreith.

Ü = Fläche der Überschiebung. — Entfernungen 1 : 5000, Höhen 1 : 1000.

Dogger in dem jetzt fast verwachsenen Föckerer Bruch bekannt. Bei der Kartierung konnte dessen weitere Fortsetzung gegen O. zu an der Wollach festgestellt werden. Der Hang, an welchem er dort ansteht, ist dicht bewachsen und fällt steil direkt in die Wollach; daher ist das Vorkommen wohl bisher übersehen worden. Es ist von Bedeutung, weil an ihm 150 m weiter gegen Osten an der Eisenbahnbrücke bereits der Granit in großen Felsen steht, unter welchen der Jura einfällt. An dem zwischenliegenden Hangstück (Abb. 11 und 12) läßt sich durch Bohrung der Granitgrus bis fast an den Jura heran, ja sogar an mehreren Stellen über ihm feststellen. Da sich keine Spur von Aufbiegen oder Abbrechen der ostfallenden Jurabänke vorfindet, diese aber auch nicht in einer solchen Graniteinsackung abgelagert und dann etwa im W. gehoben sein können, muß man zur Erklärung der Lagerung eine Bewegung für wahrscheinlich halten, die den ursprünglich tieferen Granit seitlich

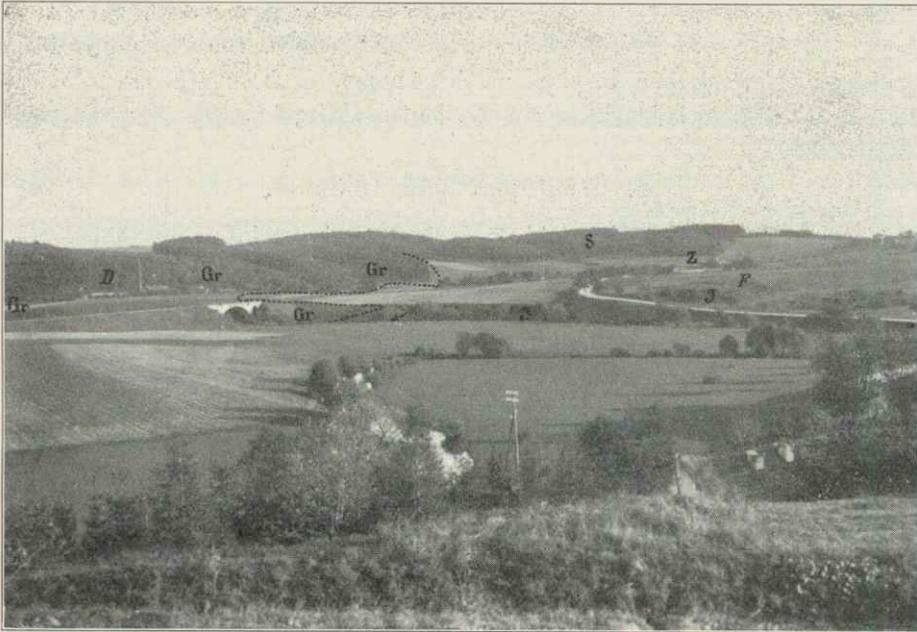


Abb. 12. Ansicht von der Lößlehmgrube über der Straße westlich des Meßmer Bruch nach SSO. auf Dinklireith (D) und Zeitlarn (Z).

Gr = Granit; J = Jura; + = Einfallen des Jura; S = Quarzsotter; F = Föckerer Bruch.

Im Vordergrund unter dem Gebüsch (nicht sichtbar) etwas Jura, zu dem Jura des unweit (links) gelegenen Meßmer Bruchs überleitend.

heranrückte, die Jurabänke aber nur wenig in Mitleidenschaft zog. Es ergibt sich als richtigste Erklärung die Annahme einer Schubbewegung vom Granit gegen den Jura.

d) Die Struktur des Senkungsfeldes.

Nach dem Vorausgegangenen stellt der große südöstliche Teil des Gebietes eine spitze Scholle dar, welche im Norden durch die Kalchberger Randspalte, im Westen durch die Wolfachlinie begrenzt, an ihrer Spitze tiefer eingesunken ist und dort die Erscheinung einer randlichen Überschiebung von geringem Umfang zeigt. Innerhalb dieses Landstückes (siehe das Hauptprofil von W. nach O. unter der Karte 1:25000) treten keine kristallinen Gesteine auf; als tiefste Schicht wurde in den mittleren Teilen die Kreide¹⁾ durch eine Brunnengrabung erreicht. Andererseits ist aber auch keine Stelle bekannt, an welcher außerhalb der beiden Begrenzungslinien Jura oder Kreide vorhanden wären. Die einzigen außer den Grenzen des aufgenommenen Gebietes in der Gegend gelegenen Juravorkommen von Scheuereck und Spirkenöd sind als Teile des Senkungsfeldes aufzufassen, dessen Jura dort nicht weit von dem östlichen und südöstlichen Granit (siehe Abb. 16) erscheint. Durch Brunnengrabungen ist der Zusammenhang zwischen diesen letzten Schollen festgestellt; bei Scheuereck läßt sich eine schwache Schichtenneigung nach Norden erkennen.²⁾ Nicht aus dem zu beobachtenden Fallen, sondern aus dem Auftreten der jüngeren Söldenauer Schichten an der südlichen Wolfachlinie ist eine

¹⁾ Bei Salzmann nördlich Holzkirchen wurde in einem Brunnen unter 6 m Lehm Fels erreicht, der nach Aussage des Brunnengrabers MARTIN SPRÖDHUBER dem Kreidefelsen in Voglarn glich.

²⁾ Nach v. AMMON l. c. S. 98.

sehr schwache Neigung der Scholle mit 3% ($1^{\circ}40'$)¹⁾ gegen SSO. zu abzuleiten. Entsprechend fand man in Dorfbach²⁾ (355 m 2 km SSO. von Ortenburg) bei dem Versuch, einen artesischen Brunnen zu bekommen, noch in 70—80 m Tiefe, also in 275—180 m Meereshöhe, keinen Kalk, lauter „Mirgel“.

3. Orographie und Tektonik.

Abgesehen von dem vielleicht auch tektonisch beeinflussten Donaulauf tritt im Ortenburger Gebiet orographisch nur die Wolfachlinie hervor. Sie dürfte bereits zur Zeit der Quarzschotterflüsse diese Rolle gespielt haben, so daß die jetzt so unbedeutende Wolfach durch ihren Lauf heute jene wichtige Grenze markiert zwischen dem vorwiegenden Schottergebiet im Osten und dem hauptsächlich aus brackischen Schichten bestehenden Westen.

Die Depression der nördlichen Wolfachlinie bei Zeitlarn mit ihrer randlichen Schubmasse im Osten war jedenfalls ein Grund für das Einmünden der Vils, wie der Wolfach gerade an dieser Stelle. Sonst erscheint die heutige Orographie in keiner Weise mehr durch die Tektonik beeinflusst. Das Senkungsfeld bildet jetzt sogar die Wasserscheide zwischen Wolfach und Donau.

4. Die tektonischen Bewegungen.

Aus den Lagerungsverhältnissen können verschiedene tektonische Bewegungen abgeleitet werden.

Als ältestes nachweisbares Ereignis ist der Einbruch des Senkungsfeldes anzusehen. Der Abbruch blieb an der Kalchberger Randspalte kein bloßes Abreißen, Einsinken und Abrutschen der südlichen Masse, sondern es haben sich hier sehr wesentliche Komplikationen eingestellt. Das Abdrehen der Streichrichtung, welche an normal geschleppten Schichten ungefähr von NNW. nach OSO. zu erwarten wäre, erfolgte beim Kalchberger Bruch gegen die Nord-Süd-Richtung, bei Marterberg gegen die Ost-West-Richtung und weist auf bedeutende Schollenbildung und Schollenbewegung innerhalb des abgesunkenen Teiles hin. Ob jene weiteren Störungen unmittelbar mit der Bildung des Abbruches verbunden waren oder ob sie erst später erfolgten, ist hier nicht zu ermitteln. Auch die Vermutung, daß dabei Schubbewegungen in Betracht kommen, kann mangels Aufschlüsse nicht weiter diskutiert werden. Jedenfalls muß für die Überkipfung der Bänke am Kalchberger eine gewisse, vielleicht als Ausgleichsbewegung zu erklärende Tendenz der höheren Massen nach SW. zu über die abgesunkene Scholle sich hin zu bewegen, in Anspruch genommen werden. Das merkwürdige Auftreten der Jura-Kreide-Bänke am Südrand der kristallinen Masse auf einer Linie und auf gleicher Höhe (340—350 m) in den verschiedenen aufeinanderfolgenden Talsohlen wird im wesentlichen auf das Ausstreichen der randlich geschleppten, abgesunkenen und von der Erosion verschonten Masse zurückgeführt.

An der Wolfachlinie ist heute nur noch der normale Abbruch mit randlicher Schlepplung zu konstatieren. Dagegen liegen die Verhältnisse in der Zeitlarn Depression verwickelter. Hier folgte dem tieferen Einbruch an der Spitze des Senkungsfeldes eine randliche Überschiebung. Bezüglich der Richtung dieser Schub-

¹⁾ Von Maierhof bis Söldenau (875 m) neigt sich die Oberkante des Kieselnierenkalks um ca. 26 m.

²⁾ Beim JUNGFREUND; Angabe des Brunnengrabers M. SPRÖDHUBER in Gobertsham.

bewegung ist auf die bereits von ROTHPLETZ erwähnten und abgebildeten¹⁾ großen Rutschflächen im Meßmer-Bruch hinzuweisen (siehe Abb. 13). Die teilweise 3 qm großen Flächen verlaufen: Str. N. 30 W. f. 15° NO. mit Streifen Str. N. 60 O. und mehrere parallele: Str. N. 70—80 O. f. 15° SO. mit Streifen f. 15° SW.



Abb. 13. Große Rutschfläche R im Meßmer Bruch.

Die Jurabänke, hauptsächlich zur Transversariusstufe gehörig, neigen sich schwach nach SW. (links vorn). Darüber schöne Verwitterungsformen der Kalkbänke.

Hier ist eine ausgesprochene Bewegung von ONO. vorhanden, die mit der Schubbewegung in Zusammenhang gebracht werden kann. Zwei weitere Überlegungen sprechen ebenfalls für den Schub. Es wird dadurch eine Erklärung möglich für das plötzliche Verschwinden der Randspalte R unter dem teilweise granitischen Waldhof-Plateau; auch kann eine ursächliche Beziehung mit der Tatsache angenommen werden, daß der Jurazug an der Wolfachlinie gerade hier 40 m tiefer liegt. Es wird ja in neuerer Zeit²⁾ besonders auf das Verhältnis der Radialbewegungen zu den tangentialen, der Schollenversenkungen zu den als Ausgleich erfolgenden Schubbewegungen hingewiesen, denn sie wurden auch anderwärts am Rande von Horsten festgestellt. Eine schwache Andeutung solcher Ausgleichsbewegung wurde schon beim Kalchberger Bruch erwähnt. Von einer zwar entfernten, aber geologisch ähnlichen, am Rand des böhmischen Massivs gelegenen Stelle, wo bei einer Brunnenbohrung unter 7 m Gneis weißer Jura gefunden wurde, konnte Verfasser durch einen Herrn in Znaim³⁾ erfahren.

¹⁾ ROTHPLETZ l. c. S. 166.

²⁾ Siehe K. LEUCHS „Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien“. Geologische Rundschau 1914 Bd. VII 2.

³⁾ Diese Brunnenbohrung wurde 1912 auf dem Terrain der Lederfabrik A. WEINBERGER beim Bahnhof in Znaim (Süd-Mähren) ausgeführt und ihre Resultate von Herrn H. v. PAUMGARTEN veröffentlicht. Geognostische Jahreshefte. XXVIII. Jahrgang.

Das Alter dieser verschiedenen Bewegungen ist, da zwischen den drei Transgressionen lange Trockenlegungen eintraten, schwer zu ermitteln. Jedenfalls hat die obere Kreide noch alle nachgewiesenen Hauptbewegungen mitgemacht. Wenn wir nach denjenigen Anzeichen in den uns erhaltenen Sedimenten suchen, welche als natürliche Folgen der postkretazischen Einbrüche gelten können, so finden wir als einzige Spur die Merkmale einer rasch und energisch verlaufenen Transgression des untermiozänen Meeres. Dieser Überflutung kommt ebenso wie der Erscheinung des Einbruches auf der Hochebene eine sehr allgemeine Bedeutung zu; daher dürfte ein ursächlicher und damit zeitlicher Zusammenhang zwischen Transgression und Senkung bestehen; wir halten es für das Natürlichste, eine Haupt-senkung in den Beginn der miozänen Zeit zu verlegen.

Über die Reihenfolge der Bewegungen ist ebenfalls nur Unsicheres zu sagen; Bildung der ersten Randspalte, darauf Einsenkung der Scholle auch an der Wolfachlinie und Überschiebung des Westteils der Spalte bei Zeitlarn erscheint am wahrscheinlichsten.

Aus der Beobachtung der hierauf abgesetzten miozänen Sedimente hat sich ergeben, daß auch noch jüngere Bewegungen stattgefunden haben. Die Verwitterungsbank c hatte für eine Hebung, für das Herausheben eines Landstreifens an der Wolfachlinie gesprochen; darauf wurde das Meer tiefer und bedeutende Niveauveränderungen nur ließen uns die stark wechselnde Beschaffenheit der Übergangsbildungen zu den brackischen Schichten verstehen. In einer späteren Zeit erst mag dann die Einsenkung in W. erfolgt sein, wo die älteren Miozänschichten in der Tiefe anscheinend fehlen.¹⁾ In all diesen Bewegungen erkennen wir das Ausklingen jener großartigen Einsenkungen auf der bayerischen Hochebene, welche mit den gewaltigen Alpenbewegungen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen sind. Mit dem höheren Mittelmiozän scheinen in unserem Gebiet die Kräfte zur Ruhe gekommen zu sein; weder aus der Lagerung noch aus der Beschaffenheit der jüngeren Sedimente²⁾ lassen sich bedeutendere Störungen mehr ableiten.

Schluß.

Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Kristalline Gesteine. Der mächtige Granitstock, welcher, von der Vils und Wolfach angeschnitten, im Norden an die Schiefer grenzt, hat gegen diese eine außerordentlich vielgestaltige, schlierige Randzone entwickelt, bei der besonders der granulitische Aplitstock von Sandbach und die Gänge von Trappgranulit auffallen. Die typischen injizierten Schiefer im Norden, stark wechselnd mit den Ausläufern der schlierigen Randzone (besonders im Osten), schließen zwei Marmorlager ein, von denen das bei Wimhof schöne Kontakterscheinungen zeigt.

2. Bezüglich Jura und Kreide siehe S. 108 f. und die Arbeit von v. AMMON l. c.

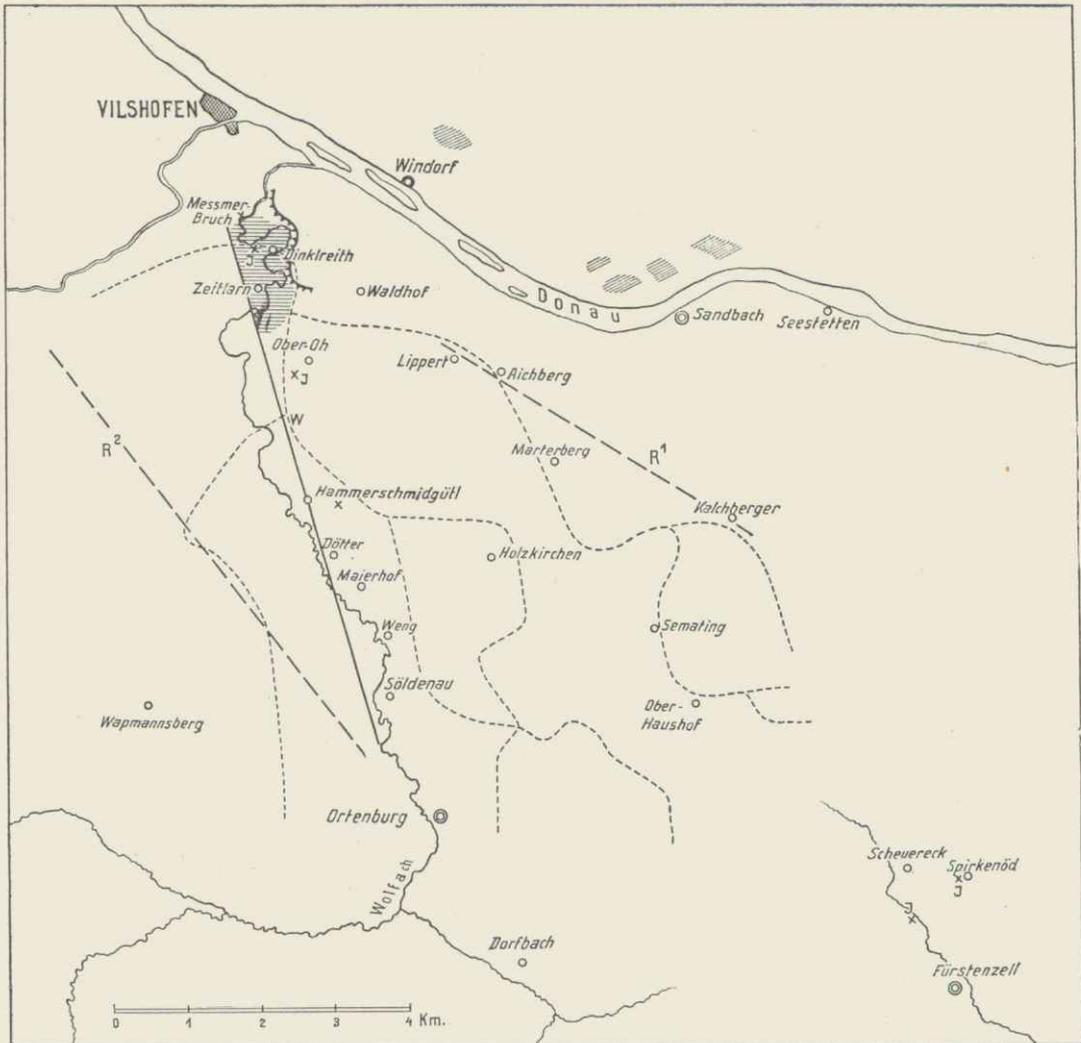
3. Miozän. Auf einer ausgezeichnet ausgebildeten Transgressionsfläche liegt die Litoralablagerung des untermiozänen Meeressandes von Ortenburg, dessen Begrenzung ungefähr mit derjenigen der eingesunkenen Scholle zusammenfällt. Eine

folgt. Die aus dem weißen Jura von KITTL bestimmte *Terebratulula* liegt im Naturhistorischen Hofmuseum zu Wien.

¹⁾ Ob die starke Neubelebung der Erosion, welche sich in der Umlagerung und Weitertransportierung des Obermiozän-Materials im Pliozän ausspricht, nur auf wasserreichere Alpenflüsse, nicht auch auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden muß, soll dahingestellt bleiben.

²⁾ Siehe ROTHPLETZ l. c. S. 163.

Feinsand- und Mergel-Fazies bildete sich in ruhigem Wasser nahe der Küste, wohl im Schutz von einem vorgelagerten Land. Gegen Ende der Zeit der Ufernähe tauchte an der Wolfachlinie auf 2 km nachgewiesen ein Landstreifen auf; er zeigt noch die Reste der tertiären Verwitterung. Allenthalben darüber ausgebreitete feinere, mergelige Sedimente beweisen ein Tieferwerden des Meeres, doch sind zunächst noch sehr starke Schwankungen in der Wasserbewegung vorhanden; es waren Ausläufer des Schliermeeres. Darauf folgte die ruhige Zeit eines etwas tieferen Meeres, dessen Wasser in unserem Gebiet brackisch war (Kirchberger Schichten des Mittelmiozän), wohl ebenfalls ein Teil des Schliermeeres.



R¹ - Randspalte; R² - vermutete Randspalte; W - Wolfachlinie; = gesenkte Scholle an der Wolfachlinie bei Zeittarn; = Überschiebung des Schollenrandes; - - - - - wahrscheinliche Flussrinnen im Pliocän; = Verbreitung des jüngeren Schotters.

Abb. 14. Skizze 1 : 100 000.

4. Pliozäner Quarzschotter. Vom Ende des Obermiozän ab wurde dieser Schotter von Westen her, wo verschiedene entsprechende Flußläufe im Tertiärland zu erkennen sind, in das Gebiet gebracht. Bei der Tieferlegung bildeten sich hier zunächst die von den härteren Gesteinen des Waldes nach SO. abgelenkten Flußrinnen (Abb. 15); dann beschränkten die Wassermassen ihren Lauf allmählich auf

den Bereich der heutigen Donau, wo sie das Bett bis auf 40 m über den heutigen Spiegel vertieften. Ein nun auftretender neuer Schotter (siehe Skizze) zwischen 350 und 342 m Meereshöhe zeigt einen Zuwachs des bisherigen Strombereiches an. Es folgte die Tieferlegung der Rinne im Diluvium. Der Quarzschotter ist ein Restschotter, im wesentlichen entstanden aus der Umlagerung der westlichen Obermiozän-Schichten.

5. Löß. Nach der agronomischen Einteilung wurde u. a. auf Grund des Normalprofils eine genetische Gruppierung des Materials versucht. Von den verschiedenen näher untersuchten Lößtypen war der bindigste Typus I am verbreitetsten. In Verbindung mit dem Kalkgehalt muß daraus auf einen bedeutenden Transport geschlossen werden, der von W. oder S. kam. An die Donau ist eine sandige Fazies gebunden.

6. Lagerungsstörungen. Diese sind im kristallinen Gebiet wesentlich durch die Intrusion des mächtigen südwestlichen Granitstocks bedingt. Die späteren Bewegungen haben das Massiv als Ganzes betroffen, aber ihre Wirkungen spiegeln sich in sehr zahlreichen Zermalmungen und Ruschelzonen wieder. Im SO. ist wahrscheinlich zu Beginn des Miozän eine spitze Scholle eingebrochen, im N. von der Randspalte (R_1), im W. von der Wolfachlinie (W) begrenzt; an der Spitze (Depression von Zeitlarn; siehe die Skizze) ist sie 40 m tiefer eingesunken und von O. randlich überschoben. Westlich der Wolfach wird eine spätere Randspalte (R_2) vermutet.

Bemerkungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern.

Bei der Ausarbeitung der geologischen und im gewissen Sinne bodenkundlichen Karte dieses Gebietes in 1 : 25 000 wurden Aufnahms- und Untersuchungsmethoden angewendet, welche nach Art und Umfang von den sonst üblichen in mancher Hinsicht wesentlich abweichen. Sie wurden sowohl durch die Notwendigkeit einer möglichst genauen geologischen Kartierung in einem etwas neuartigen Gebiet, als ganz besonders durch die Absicht bedingt, der Karte einen möglichst praktischen Wert zu geben. Es mögen daher einige Bemerkungen zur Art der Aufnahme, wie zur Benützung der Karte gemacht werden, welche das Verständnis der Karte erhöhen, die Vermittlung der in ihr verzeichneten Angaben für die landwirtschaftliche Praxis erleichtern sollen.

1. Über die Arbeitsmethoden im Feld.

In der überaus aufschlußarmen Gegend war bei der Aufnahme naturgemäß der Hammer weit seltener in Gebrauch als Bohrstock und Erdbohrer. Die Grundlage für die Karte bildete der Schluß von dem Verwitterungsboden auf das Gestein, aus welchem jener hervorging. Speziell im Tertiärgebiet, wo die Lesestücke von nicht zerfallenem Gestein fehlen, kann oft nur durch Bohrung in die weniger verwitterten Schichten Klarheit geschaffen werden; ganz besonders gilt das, wenn der Verwitterungsboden etwa durch Vermischung nicht charakteristisch genug erscheint. Dabei genügte jedoch in der Regel schon eine Bohrtiefe von 1 m. 2 m-Bohrungen waren nur sehr selten nötig; sie konnten auf eine ganz kleine Zahl reduziert werden; dadurch wurden nicht nur die Kosten, sondern auch der Zeitaufwand bedeutend verringert. Wohl wären zahlreichere Bohrungen auf größere Tiefe für praktische Zwecke von bedeutendem Wert; doch muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß die beabsichtigte Karte in erster Linie geologische Zwecke verfolgt und die agronomischen Daten nur so weit berücksichtigt, als sie für eine bodenkundliche Übersicht auf einer Karte 1 : 25 000 unterzubringen waren.

Durch diese Art der Aufnahme wird eine genauere Verfolgung der petrographisch-bodenkundlichen Verhältnisse möglich;¹⁾ doch sind damit natürlich noch lange nicht alle Unsicherheiten für die Kartierung verschwunden. So ist es im Tertiärgebiet sehr schwer, nach der petrographischen Beschaffenheit der Ablagerungen die unscharfe Grenze zwischen den alluvialen Letten und den mehr oder weniger verwaschenen Letten- und Mergelgebilden des Mittelmiozäns zu finden. Diese Schwierigkeit tritt vor allem im SW. und SO. des Gebietes hervor. An einzelnen kleinen Stellen, wo die Schichten und Böden außerordentlich wechseln, wie im SO. auf den Wiesen und Ackerflächen westlich und südlich von Schmelz, oder auch südöstlich vom Hilkingener mußte schematisch verfahren werden.

Hindernisse stellten sich der genauen Aufnahme auch an jenen Gehängen entgegen, wo die Neigung groß genug ist, daß sich eine Gehängebewegung der oberflächlichen Verwitterungsprodukte von etwas größerem Ausmaß entwickeln konnte. Es traten dadurch Mischungen der Verwitterungsprodukte verschiedener Sedimente ein, welche untergeordnet zwar auch sonst in der Regel vorhanden sind, hier aber, weil praktisch von besonderer Bedeutung zu berücksichtigen wären. Da die Ermittlung des jeweiligen Ausmaßes dieser Mischung durch Bohrung sehr schwer und zeitraubend gewesen wäre, wurde sie unterlassen. Es konnte das deshalb geschehen, weil es sich hier um allgemeine Erscheinungen handelt, die derjenige, welcher die Karte liest, immer berücksichtigen muß. Nur von einer speziellen Bodenkarte kann die Feststellung der lokal über den Einfluß der Gehänge- neigung hinausgehenden oder zurückbleibenden Gehängebewegung und Mischung gefordert werden.

Bei dieser Mischung ist es aber andererseits nicht möglich gewesen, in den Tertiärsedimenten die verschiedenen, meist rasch abwechselnden Lagen von feinem Sand, Mergel und Letten im Boden zu verfolgen oder darzustellen. Man muß sich hier mit der Ausscheidung der großen Bodenkomplexe begnügen, welche das Vorherrschende einzelner Bestandteile, etwa des Sandes, im Sediment auf große Entfernung und auf größere Mächtigkeit widerspiegeln.

Auch andere allgemeine Momente, welche zwar bei der Aufnahme beobachtet, aber nicht eingehend genug verfolgt werden konnten, um sie kartographisch darzustellen, seien kurz erwähnt. Die allgemeine Erscheinung, daß in den Niederungen, vor allem in denen, welche häufig oder immer von Wasser durchtränkt sind, der Boden meist lettiger, schwerer ist, die Eisenverbindungen, wie das die grauen oder blauen Farben andeuten, in Oxydulform vorliegen, durch Auslaugung in der Regel Kalkarmut herrscht, Humusstoffe angereichert sind, dürfte mehr oder weniger bekannt sein. Aber auch die stärkere Zersetzung des helleren Waldbodens, die Häufigkeit von Humus- bzw. Eisenortstein u. s. w. müssen berücksichtigt werden.

Bei den gegebenen klimatischen Verhältnissen treten an den Verwitterungsprodukten dann gewisse örtliche Bedingungen regelmäßig auf. So wird durch größere oder geringere Abschwe- mung feinsten Teile bei steiler geneigter Oberfläche der Boden des gleichen Gebiets im gleichen Verwitterungsstadium sandiger, auch nährstoffärmer sein, als bei ebener oder gar muldenförmiger Oberfläche. Doch scheinen nach Beobachtungen an recht zahlreichen Stellen öfter Ausnahmen vorzuliegen, hauptsächlich bei den Böden, welche auf der ebenen Oberfläche höherer, den Atmosphären besonders ausgesetzter Kuppen entstanden sind und liegen. Es scheint öfter, als ob die Regel maßgebend wäre, daß an solchen Stellen die Böden physikalisch „extremer“ werden, d. h., daß entweder der Tongehalt stark zunimmt oder der Gehalt an Sand, event. Grand. An Lössböden wurde der erste Fall häufig beobachtet (z. B. N. von Edhof), an Granitböden noch häufiger der zweite Fall, so auf den Höhen im Nordosten.

2. Über die Untersuchungsmethoden im Laboratorium.

Die Arbeiten im Laboratorium waren ebenfalls dem Gesichtspunkt einer möglichst brauchbaren bodenkundlichen Übersichtsaufnahme anzupassen. Dabei wurden die Methoden angewendet, welche im landwirtschaftlichen Laboratorium der K. Technischen Hochschule München zur Bestimmung der Böden im Gebrauch sind. Ausgehend von der Beobachtung der äußerlich erkennbaren Merkmale des Bodenmaterials wird dasselbe näheren Bestimmungen, zunächst der mechanischen Analyse, unterzogen. Die bei dieser gewonnenen Sortimente der Korngrößen werden mikroskopisch auf die vorhandenen Mineralien und auf deren ungefähres prozentuales Verhältnis untersucht. Dazu kommen Bestimmungen von Kalk und nötigenfalls weitere chemische Bestimmungen, besonders von Ton. Die Daten, welche eine vollständige systematische chemische Untersuchung liefert, sind für den

¹⁾ Der Versuch, die ermittelten petrographischen Verhältnisse des näheren geologisch zu deuten, stellt neue Fragen, welche in der Regel zunächst noch in keiner Weise zu lösen sind.

praktischen Zweck der Bodenbestimmung nicht schlechthin brauchbar. Denn die Bauschanalyse lehrt zwar z. B. die Mengen der vorhandenen Elemente kennen, sie sagt aber nicht, was vor allem interessiert, in welcher Form (Verbindung, Mischung) diese vorhanden sind. Unentbehrlich ist dagegen die mikroskopische Analyse, welche bei allen nicht zu kleinen Teilchen nicht nur eine Übersicht über die vorhandenen Elemente, sondern auch über die Art ihres Auftretens gibt, indem sie die ungefähre Zahl der Mineralien bekannter Zusammensetzung und deren ungefähren Zersetzungsgrad aufweisen kann. Zur Bewertung der sehr häufigen in verschiedenen Typen vorliegenden Konkretionen, zur Berücksichtigung der feinsten Teilchen, wie der auch in geringen Mengen wirtschaftlich wichtigen Bestandteile (Nährstoffgehalte) müssen dann allerdings noch chemische Untersuchungen, diesen speziellen Zwecken angepaßt, hinzutreten.

Ähnlich wurde auch bei der physikalischen Untersuchung der Gedanke in den Vordergrund gestellt, daß bei der ersten geologischen Bearbeitung zur Gewinnung eines Überblicks über die Böden nur Methoden geeignet sind, welche viel Material in kurzer Zeit bewältigen lassen, was auf Kosten einer zunächst unwesentlichen größeren Genauigkeit geschehen kann. Dazu ist für die mechanische Analyse der von KOPECKY angegebene Apparat besonders geeignet; er liefert die Prozentzahlen der hydraulischen Werte und ermöglicht die genauere mikroskopische Untersuchung der Bestandteile des Bodenskeletts wie der schlämbaren Sedimente. Die feinsten Teilchen können ja auch hier event. quantitativ gewonnen werden. Weitere physikalische Bodenuntersuchungen kommen für den vorliegenden Zweck nicht in Betracht.

Bei der Benennung der Böden war scharf zu trennen zwischen der geologischen Bezeichnung, welche oft nur nach der Entstehungsart oder Zeit gewählt wird, und der bodenkundlichen (agronomischen), welche die Beschaffenheit der betreffenden Probe angibt. Unter „LÖB“ verstehen wir z. B. eine Bildung von ganz bestimmter Geschichte, eine Bildung, die sich allerdings primär auch mit der petrographischen Bezeichnung eines kalkreichen, sehr staubsandigen und porösen Materials deckt; petrographisch sind bereits hier am unveränderten geologischen „LÖB“ sehr wesentliche Modifikationen zu verzeichnen, welche aber meist noch agronomisch „LÖB“ genannt werden. Steigern sich diese Unterschiede durch sekundäre Prozesse der Auslaugung, Verschlämmung oder geringeren Umlagerung, so haben wir immer noch geologisch einen LÖB vor uns, der agronomisch längst kein „LÖB“ mehr ist, sondern ein lehmiger Sand oder sandiger Lehm u. s. w.

3. Verwendung der Aufnahme für spezielle Bodenkarten.

Die Unterschiede, welche den Begriff der Bodenkarte von der hier beabsichtigten, mit der geologischen Aufnahme Hand in Hand gehenden bodenkundlichen Übersichtskarte scharf abtrennen, sind mehrfach betont worden. Sie lassen die Frage entstehen, wie weit außer der Übersicht für eine in gewissen Gebieten event. später erfolgende bodenkundliche Spezialaufnahme vorgearbeitet werden kann. Dazu ist zu bemerken, daß hiefür all die zahlreichen, an Ort und Stelle vornehmlich durch Bohrungen gewonnenen Daten über die Beschaffenheit der Böden eine wesentliche Erleichterung sind, wenn sie bei den Uraufnahmen in entsprechender Weise eingetragen werden. Dies kann natürlich nicht auf dem Maßstab 1:25 000 geschehen; dazu kommen die Katasterblätter 1:5000 in Anwendung, die auch zu den Uraufnahmen der K. B. geognostischen Landesuntersuchung benützt werden. Dabei wurden jedoch nur an den Stellen Eintragungen gemacht, wo der Aufnehmende war; alle anderen Strecken dazwischen wurden frei gelassen; denn nur so kann demjenigen, der sich über die tatsächlich an verschiedenen Punkten vorliegenden Böden orientieren will, ein einwandfreies Material übergeben werden. Das Netz der Begehungen wurde so eng gehalten, als die Zwecke der geologischen Aufnahme und der bodenkundlichen Übersicht erforderten. Abgrenzungen der verschiedenen Bodenarten nach der Seite oder Tiefe zu konnten aber schon in den einfachsten Gebieten nicht gegeben werden, denn sie sind zunächst noch vornehmlich von wirtschaftlicher Bedeutung und wären daher, was in einem so großen Gebiet nicht möglich, auf wenige Meter genau festzulegen. Solche Arbeit kann aber wiederum von einer Übersichtskarte im bodenkundlichen Sinne nicht verlangt werden. Es ist selbstverständlich nicht nötig, daß alle 16 aufgenommenen Katasterblätter veröffentlicht werden, denn für spezielle Zwecke können die in ihnen verzeichneten Angaben eingesehen werden.¹⁾

Ein entsprechend mit den Böden vertrauter Geologe kann die praktische Brauchbarkeit der geologischen Aufnahme im Flachland durch Berücksichtigung der Böden in der angeführten Art

¹⁾ Die Katasterblätter sind in der bodenkundlichen Sammlung der landwirtschaftlichen Abteilung der K. Technischen Hochschule München aufbewahrt.

erhöhen. Zu einer ganz ähnlichen Berücksichtigung wird er ja durch die Armut an genügenden Aufschlüssen veranlaßt. Zur Anwendung der beigebrachten Daten in wirtschaftlicher Beziehung und zu den hiezu erforderlichen Ergänzungen wird ein bodenkundlich besonders ausgebildeter Land- bzw. Forstwirt die Vermittlerrolle mit der Praxis zu übernehmen haben.

4. Zur Ausführung der Karte.

Vorliegende Karte kann als Darstellung der ungefähren petrographischen Verhältnisse der jüngeren bodenbildenden Sedimente angesehen werden. Denn dadurch, daß hier die hauptsächlichsten Verwitterungsböden mit Signaturen angedeutet wurden, ist schon ein gewisser Schluß von diesen auf das unterliegende Sediment möglich. Zur Erreichung möglicher Einfachheit in der Darstellung wurde nur für die von dem Charakter des am häufigsten auftretenden Bodens (sandiger Lehm oder lehmiger Sand) stark abweichenden Bodentypen Signaturen verwendet; dabei konnten hier wegen ihrer sehr geringen Verbreitung die Tonböden außer Betracht kommen, dagegen wurden die ausgesprochenen Kies- und Sandböden mit Ringelung bzw. Punktierung angedeutet. Eine Übersicht über die Art der anderen Böden konnte durch eingeschriebene Symbole und Profil-Symbole gegeben werden. Diese vervollständigen einigermäßen das, was man auch einer geologischen Flachlandkarte ohne Bodensignaturen, aber auch mit Aufschlußzeichen entnehmen kann. Denn man darf in der Regel den normalen Verwitterungsboden einer Schicht dort erwarten, wo ihre geologische Farbe ohne Aufschlußzeichen eingetragen ist. Umfaßt aber ein geologisch einheitlich kolorierter Schichtkomplex Sedimente von größerer petrographischer Verschiedenheit — dies ist ja im Tertiärgebiet die Regel —, so muß hier eine Detaillierung der Angaben eintreten, sollen sie praktisch von einigem Werte sein.

Bezüglich aller weiteren Aufschlüsse, besonders auch über die Böden, muß auf die in den einzelnen Abschnitten der „Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau“ enthaltenden Angaben verwiesen werden.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Vorwort	91
Einleitung; geographische Angaben	92
I. Teil.	
Gesteins- und Formationsbeschreibung	93
1. Abschnitt. Die kristallinen Gesteine	93
Vorbemerkungen	93
1. Normaler feinkörniger Granit	94
Klüftung	95
Druckschieferung; Modifikationen des Granits	96
Ganggranit	96
2. Schlieriger Granit und injizierter Schiefer	97
3. Marmor	99
Lager bei Hausbach	99
Lager bei Wimhof	100
4. Granulit und Aplit	101
5. Sekundäre Prozesse	102
Chloritisierung	102
Quarzeinlagerungen; Kaolinisierung; Verwitterung	105
Kurze Zusammenfassung	107
2. Abschnitt. Jura	108
3. Abschnitt. Die Kreide	109
4. Abschnitt. Tertiär	110
1. Das marine Miozän	110
Abrasionsfläche	110
Die Sedimente	112

	Seite
Das Profil an der Wolfach; Bank c	113
Verbreitung; bei Fürstenzell; Alter	115—117
2. Die Sedimente des Mittelmiozän	117
a) Übergangsbildungen	117
Schlier	118
b) Die Absätze des Brackwassers	119
Die Sedimente; Kalkkonkretionen	119
Verbreitung; Fauna	121
Äquivalente	122
Herkunft des Kalkgehalts	123
c) Die Böden der brackischen Sedimente	124
Habitus; mikroskopische Untersuchung	124—127
3. Der altpliozäne Quarzschotter	128
Bestandteile; Korngröße	128—129
Sekundäre Veränderungen: Auslaugung, Kieselkonglomerat	129—130
Ortstein; Verbreitung, organische Einschlüsse	130
Der Schotter, eine zusammengehörige Bildung	131
Höhenzüge der älteren Schichten unter dem Schotter	131
Tertiäre Flußläufe	132
Vergleich mit dem Oberlauf heutiger Flüsse; Herkunft der Schotter	133
Die obermiozänen Kieslager	134
Bildung des Donaudurchbruchs; Jüngerer Schotter	136
Zusammenfassung	138
5. Abschnitt, Quartär	138
1. Der Löß und die Lößböden	138
Agronomische Klassifikationen; Unterschied gegen genetische Einteilung	140
Das typische Oberflächenprofil	143
Wichtigkeit der Umlagerung; Zusammenstellung der analysierten Böden	144
Versuch einer genetischen Einteilung	144
Der primäre Löß; Unterscheidung von Typen	145
Resultate der mikroskopischen Untersuchung	146
Verbreitung und Herkunft des Lößes, die sandige Fazies im Donautal	149
Fossilien	150
2. Niederterrassenschotter	150
3. Alluvium	150

II. Teil.

Der geologische Aufbau des Gebietes	151
Überblick	151
1. Die Umrahmung des Senkungsfeldes	151
Im Norden; im Westen	151—153
2. Das Senkungsfeld	153
a) Die Kalchberger Störungslinie	153
Kalchberger Bruch, Grundriß	154
Marterberg; Aichberg und Lippert	155
b) Die Wolfachlinie	156
c) Die Depression von Zeitlarn	157
Meßmer Bruch; Zeitlarn Jura	157—158
Jura W. Dinkreith	158—159
d) Die Struktur des Senkungsfeldes	159
3. Orographie und Tektonik	160
4. Die tektonischen Bewegungen	160
Rutschfläche im Meßmer Bruch	161
Alter der Bewegungen	162
Schluß. Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse	162
Kartenskizze (Pliozäne Hauptflußläufe)	163
Bemerkungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen	164

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETS ZWISCHEN ORTENBURG UND VILSHOFEN IN NIEDERBAYERN

VON DR. ERNST KRAUS, MÜNCHEN.

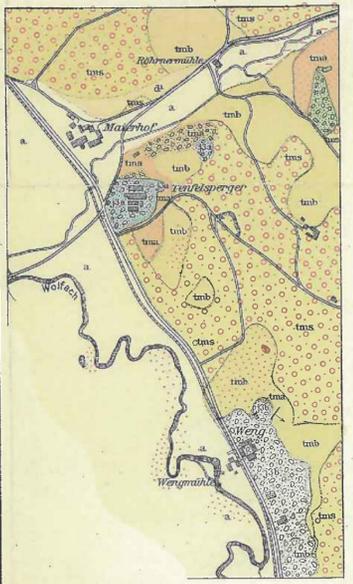
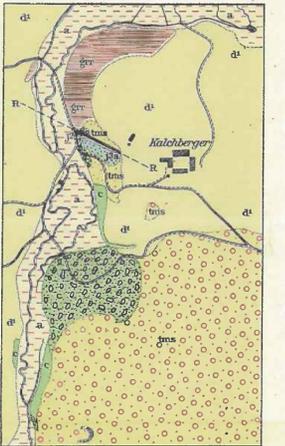
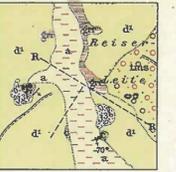
Farben- und Zeichen-Erklärung.

- Alluvium. a
- Talböden vorangehene alluviale Alters. a¹
- Gebirgschutt; die jeweilige Farbe bedeutet das Unterliegende.
- Niederterrassenschotter.
- Löss. d¹
- Jüngerer Quarschotter, Pliozän. tp
- Quarschotter des oberen Obermiozän oder des Aligkiozän. tms
- Übergangsschichten und brachisches Mittelmiozän „Kirchberger Schichten“. tmb
- obere Untermitiozän, unteres Mittelmiozän „Meersand v. Ortenburg“. tma
- obere Kreide, Turon und Senon. c
- Mittlerer Malm, Stufe der Oppalitenföhrer „Söllener Schichten“. j²b
- Untere Malm a u. β , Transversariustufe und Kieselienkalk „Ortenburger Schichten“. j²a
- Dogger. j²
- Injizierte Schiefer. gn
- Schlierige Sandsteine des Granits u. Quarzeinlagerung. qu
- Kalzinierter Gestein. ka
- Normaler Blotgranit. gr
- Grünere Apfritstöcke.
- Marmor.
- ausgesprochener Sandboden.
- ausgesprochener Kiebboden.
- anmooriger und sehr anmooriger Boden.
- ansteigendes Gestein.
- nachgewiesene bzw. voraussetz. Verwerfung, die Schicht fällt 60° nach SO.
- 13 Stellen der Entnahme von Bodenproben.



Zu den vergrößerten Kartenausschnitten.

Hinsichtlich der besonders in den Vergrößerungsausschnitten auffälligen Unregelmäßigkeiten der Aneinanderlagerung von tms, tma und tmb wird im Geogn. Jahresh. 1915 S. 132 dargelegt, daß allem Anschein nach Einlagerungen an der Grenze von tms und tmb durch tms stattgefunden haben. Das Bild derartiger Unregelmäßigkeiten mischt sich mit Gehäufigebewegungen und der Massenwanderung des groben Quarzes von tms, so daß z. B. tms unter tma und tmb zu liegen scheint. Es ist hier dennoch bei Beurteilung des Bildes stets im Auge zu halten, daß im Großen und Ganzen die drei tertiären Formationsglieder horizontal übereinander liegen.



= steinig, M = Mergel, L = Lehm, l = Letten, K = Kiese, G = Grand, S = Grobsand, s = Feinsand, cu Sand im allgemeinen, St = Stubensand, gl = glimmerhaltig, h = humusaltig, Fe = eisenhaltig.
 2 = Bodensprofil: humusaltiger lehmiger Sand liegt 3 dm mächtig auf sandigen Lehm, der nicht durchbohrt wurde (meist höchstens 1 m tief). Die Zahlen bedeuten dabei Mächtigkeit in dm.
 > = „weit gehöht wurde“.
 - bzw. „ auf einem Buchstaben bedeutet „stark“ bzw. „schwach“, also: h = schwach humusaltig, K = stark lehmig.
 * zwischen zwei Buchstaben soll Unausgeglichenheit des Bodens andeuten.
 -> also = unausgeglichenen sandiger Lehm.

Topographische Grundlage hergestellt vom k. b. Topographischen Bureau.

Maßstab = 1:25000

Lithographie und Druck von Piloty & Loehle München.

Maßstab 1:10000



Abstand der Höhenlinien 10 m

Hauptprofil durch das Gebiet, Str N 62° O, 1x überhöht.
 Längen 1:25000 Höhen 1:12500



Eine Verwerfung und andere bemerkenswerte Erscheinungen im Niederterrassenschotter bei Pasing.

Von

Dr. Werner Koehne.

(Mit 13 Abbildungen im Text.)

Eine große Niederterrassenfläche, wie sie bei der Aufnahme des in Vorbereitung zur Veröffentlichung befindlichen Blattes Pasing der geologischen Karte des Königreichs Bayern in 1:25000 zu bearbeiten war, scheint auf den ersten Blick eine solche Einförmigkeit darzubieten, daß sich eine eingehendere geologische Untersuchung kaum lohnt. Jedoch haben in den letzten Jahren die Untersuchungen des Herrn Oberbergrat Dr. REIS in einer Kiesgrube im Luitpoldpark in München, wo unter Niederterrassenschotter fossilführender Hochterrassenschotter angeschnitten wurde, gezeigt, daß auch in solchen Gebieten neue bemerkenswerte Einzelheiten zur Beobachtung gelangen können. Dies zeigte sich auch bei Blatt Pasing in einem zu Beginn der Aufnahme (1912) nicht erwarteten Maße.

Zunächst bot die Verwitterungsdecke wichtige Erscheinungen, welche mit Hilfe naturfarbiger Aquarelle festgehalten wurden. Es konnte hier ein moornaher und ein moorferner Bodentypus unterschieden werden. Beim moorfernen Typus liegt im unveränderten Waldboden zuoberst eine einige Zentimeter starke humushaltige dunkle Zone, darunter gelblicher stark sandiger steiniger Lehmboden in meist ungefähr 20 cm Mächtigkeit. Nun folgt eine sehr auffallende dunkelrotbraune Zone in meist etwa 10 cm Stärke. Sie ist gemischt aus mehr oder minder zersetzten kalkfreien Geröllen und Feinerde, welche einen hohen Gehalt an grobem Sand aufweist; trotzdem verleiht ihr die zähe Natur ihrer feinsten abschlämmbaren Teile einen bindigen lehmigen Charakter. Diese rotbraune Zone greift nun an unzähligen Stellen mit schmalen Zapfen in die Unterlage hinab. Diese Erscheinung ist in dem Werke „Die Gegend von München“ von L. v. AMMON (1894, Taf. VI) und in unserer Fig. 1 veranschaulicht. Infolge des Materialschwundes bei der Auslaugung des Kalkes tritt bei der Verwitterung zuweilen eine Aufrichtung der übrig bleibenden Gerölle ein.

Unterhalb dieser rotbraunen Schicht folgt der Kies, der oben eine Veränderungszone durch etwas dunklere gelbliche oder bräunliche Färbung in etwa 10—20 cm Stärke verrät. In dieser Zone sind die Kalkgerölle angeätzt und es sind daher nicht selten die darin enthaltenen Versteinerungen sehr schön herauspräpariert. Der Kies selbst besteht zu etwa 75—90% aus Geröllen von Kalkstein, Dolomit und kalkreichen Sandsteinen.

Die braune, von einer oft kaum sichtbaren Bleichzone bedeckte Ortzone an der Oberfläche des Mineralbodens, wie sie sich auf der Niederterrasse der Ampfinger Gegend zum Schaden der Forsten findet, wurde bei der Aufnahme der Niederterrasse von Blatt Pasing nicht beobachtet. Es ist das wohl darauf zurückzuführen, daß die große Nähe des kalkreichen Kiesel im Untergrunde eine extreme Kalkarmut der Bodenoberschicht nicht leicht aufkommen läßt. Im Ackerlande sind die obersten Bodenzonen bis zur Tiefe von 20 cm zerstört und in einen graubraunen bis rötlich-braunen Kunstboden umgewandelt worden.

Beim moornahen Bodentypus fehlen infolge der Einwirkung von Humusstoffen die gelben und rotbraunen Farbentöne völlig, sie sind durch dunkelbraungraue ersetzt. Von anmoorigen Böden kann man aber hier noch nicht sprechen, dazu ist der Humusgehalt zu gering und die Tiefe bis zum Grundwasser zu groß. Sie kann bis zu 5 m betragen, war aber jedenfalls früher geringer.

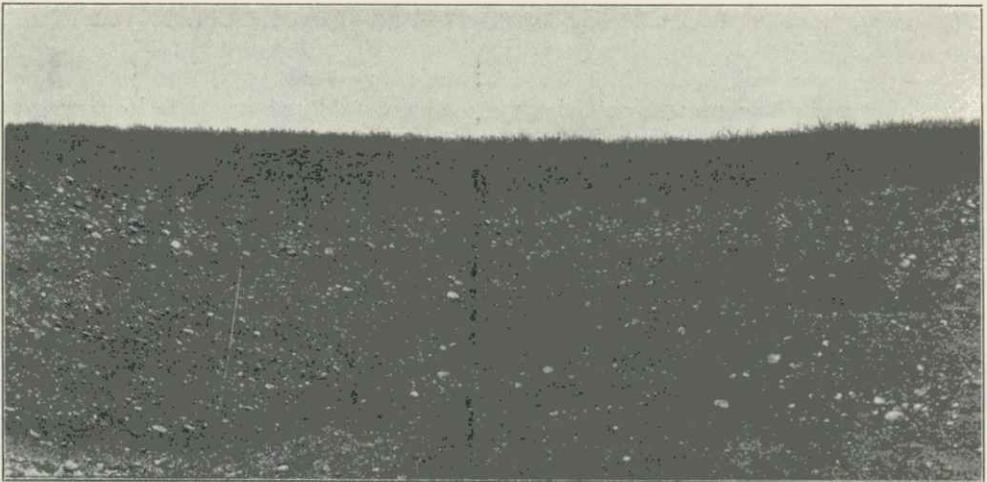


Fig. 1.

W. KOEHNE phot. 1915.

Niederterrassenkies mit zapfenförmig herabgreifender Verwitterungsdecke.
Kiesgrube an der Straße Martinsried—Krailling. Der Maßstab ist 2 m lang.

Wenn wir nun die Kieslager selbst ansehen, so finden wir durchweg eine ziemlich regelmäßige Schichtung (Fig. 1, 2). Diese ist hauptsächlich verursacht durch einen Wechsel reinen Kiesel (mit Geröllen von nicht unter 2 mm Durchmesser) mit solchen Lagen, in welchen alle Zwischenräume zwischen den Geröllen reichlich mit mehr oder minder mergeligem Sand (unter 2 mm Korndurchmesser) ausgefüllt sind. Zuweilen findet man auch schwache Sandbänke. Selten und höchstens einige Zentimeter stark sind Lagen mit lettigem Material (kalkhaltigem, tonigem Staubsand).

Eine fremdartige Einlagerung bildet ein Lehmbrocken von 30 cm Höhe in einer Kiesgrube bei Aubing östlich der Ziegelei (Fig. 2). Es ist anzunehmen, daß hier von der benachbarten lehmbedeckten Insel (Hochterrasse) ein gefrorener Lehmbrocken von den Gewässern mitgerissen und auf die Kiesbänke geworfen wurde, wo er dann von Kies noch mehrere Meter hoch überschüttet wurde.

Sehr häufig beobachtet man in den Kiesgruben an den oberen Teilen der Wände weißliche Stellen. Die Untersuchung zeigt, daß hier die Gerölle mit

30 cm }



Fig. 2.

W. KOEHNE phot. 1915.

Niederterrassenkies, der einen Brocken von Lößlehm eingeschlossen enthält. — Kiesgrube bei Aubing, östlich von der Ziegelei. Rechts von dem Lehmbrocken Schutt (nicht schräge Lage der Kiesschichten).

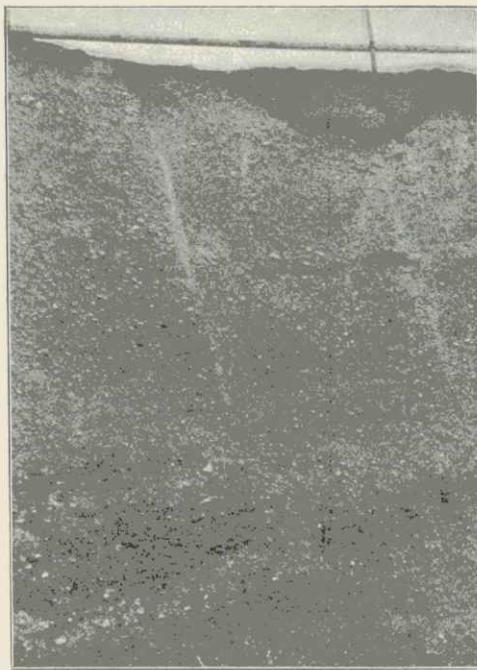


Fig. 3.

W. KOEHNE phot. 1915.

Kiesgrube östlich von Leutstetten. — Moränenkies. Oben Verwitterungstrichter, von deren Unterenden durch Kalkkarbonat verkittete Rippen (weiße Streifen) herablaufen.

Kalk überzogen sind. Jedenfalls ist hier derjenige Kalk zum Teil wieder zum Absatz gelangt, der bei der Verwitterung aus den obersten Bodenschichten ausgelaugt worden war. In einer Kiesgrube im Moränenkies bei Leutstetten (Blatt Gauting) ließ sich zeigen, wie solche Kalkausscheidungen als weiße Rippen von den unteren Enden der Verwitterungstrichter herablaufen (Fig. 3). Bei Blatt Pasing war die Verteilung der Kalkausscheidungen unregelmäßiger; meist ist sie in waagrechten oder schrägen Bänken erfolgt, in denen anscheinend die ursprüngliche Beschaffenheit der Schicht die Ausscheidung begünstigte. Daß aber die Zufuhr dieses Kalkes von oben her erfolgte, zeigt die in Fig. 4 dargestellte Kiesgrube, wo mehrere weiße Kalkrippen senkrecht heruntergehen; von ihren unteren Enden verbreitet sich dann der Kalk seitwärts in eine Bank hinein.

Diese Kalkrippen stellen aber keine Ausfüllung von Verwerfungen dar, vielmehr streichen die Schichten ganz ungestört hindurch. Man sieht hier auf der Abbildung überhaupt, daß keine Schichtenverschiebungen stattgefunden haben, sondern die Schichten ungestört bis an die Bodendecke des Hanges fortstreichen.

Was die Lagerungsverhältnisse im Niederterrassenschotter anbetrifft, so sind sie diejenigen einer typischen Flußschichtung, im großen und ganzen waagrecht, aber mit häufiger lokaler Schrägschichtung. Eine geneigte Lagerung im großen, wie sie als Ergebnis einer See-Einfüllung in den Kiesgruben bei Friedrichshafen bei der württembergischen Landesaufnahme beobachtet wurde,¹⁾ fehlt völlig.

¹⁾ Auch an den Ufern des ehemaligen Sees von Rosenheim wurde solche Schrägschichtung beobachtet. Zur Zeit ist sie sehr schön in einer großen Kiesgrube an der Bahnlinie zwischen den

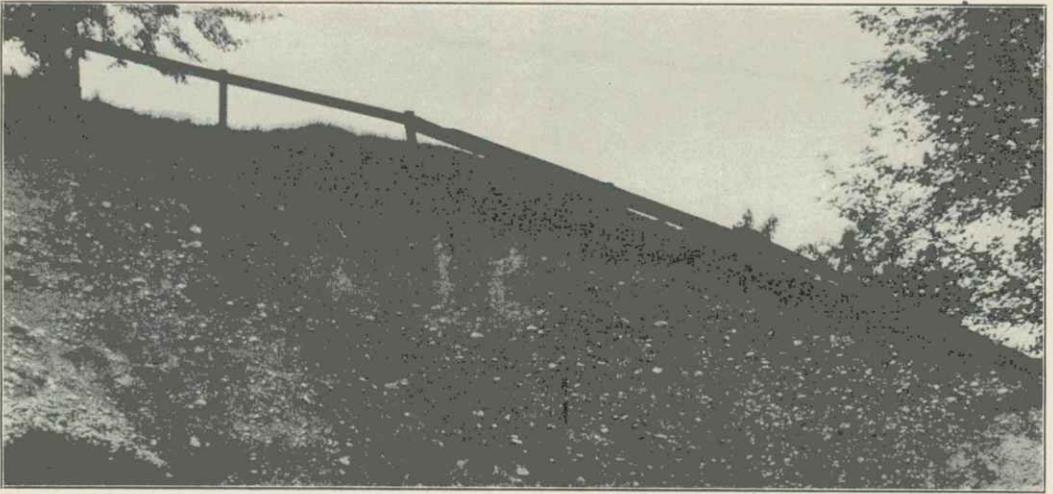


Fig. 4.

W. KOEHNE phot. 1915.

Weißer Kalkrippen in Niederterrassenschotter. — Kiesgrube hinter der Fabrik in Gräfelfing, etwa 400 m nördlich von der Stelle, wo die Verwerfung festgestellt wurde.

Immer sind die einzelnen schräg geschichteten Komplexe nur gering mächtig (z. B. etwa 1 m); sehr bald werden sie wieder diskordant wagerecht abgeschnitten.

Eine wellige gewundene Lagerung der Schichten wurde als Ausnahme bei Martinsried beobachtet (Fig. 5). Es ist aber nicht nötig, hier an tektonische Verschiebungen zu denken; sondern die Erscheinungen können entweder durch ursprüngliche Schrägschichtung oder durch nachträgliche Kalkinfiltration, die Schichtung vortäuscht, erklärt werden.

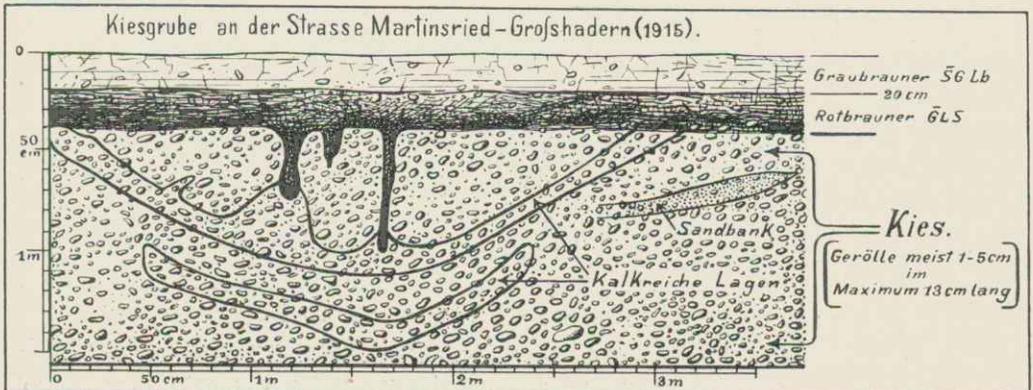


Fig. 5.

Nach allen diesen Beobachtungen mußte das Bild einen fremdartigen und überraschenden Eindruck machen, welches sich an der Südwand der großen Kiesgrube der Gemeinde Gräfelfing bot (Fig. 6 u. 7). Die Kiesgrube ist an der Staatsstraße von Gräfelfing nach Pasing bei der Abzweigung der Straße nach Großhadern in dem etwa 7—8 m hohen Stufenrande von der Niederterrasse zum Würmtalkies

Stationen Wasserburg-Bahnhof und Ramerberg aufgeschlossen, wo die Höhe des Seespiegels mit 474 m festgestellt wurde, sowie in einer Kiesgrube am Bahnhof Rohrdorf.

angelegt. Die Oberkante der Hauptwand der Grube liegt in etwa 545 m Höhe; die Unterkante reicht bereits etwa 2—3 m unter den 538 m hoch gelegenen alten

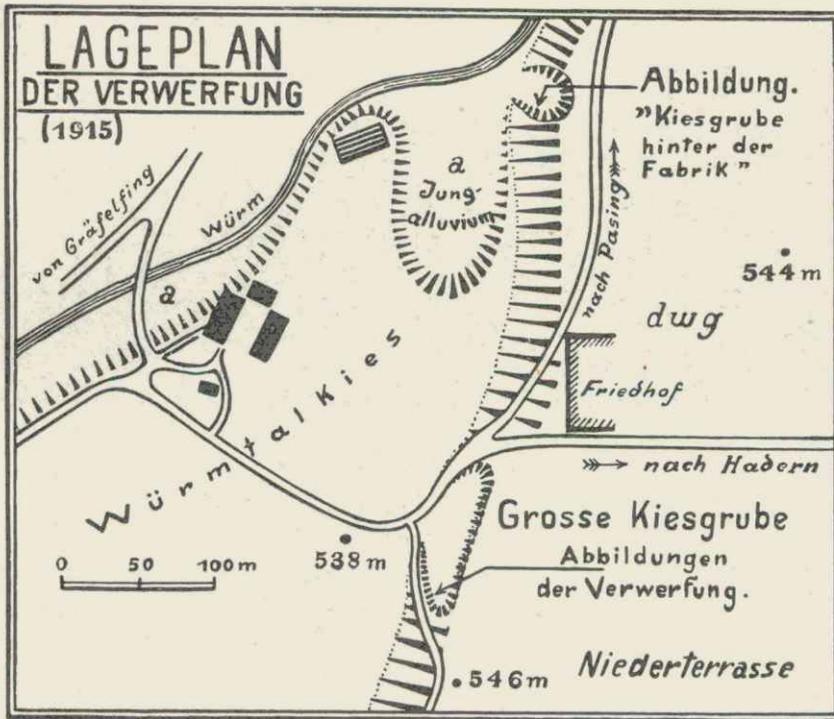


Fig. 6.



Fig. 7.

W. KOEHNKE phot. 1915.

Sieben Meter hoher Stufenrand vom Würmtal zur Niederterrasse mit Kiesgrube im Niederterrassenkies bei Gräfeljing. Die Verwerfung befindet sich am rechten Ende der Kiesgrube etwas mehr im Vordergrund als die große Wand (sie ist in diesem Bilde nicht erkennbar).

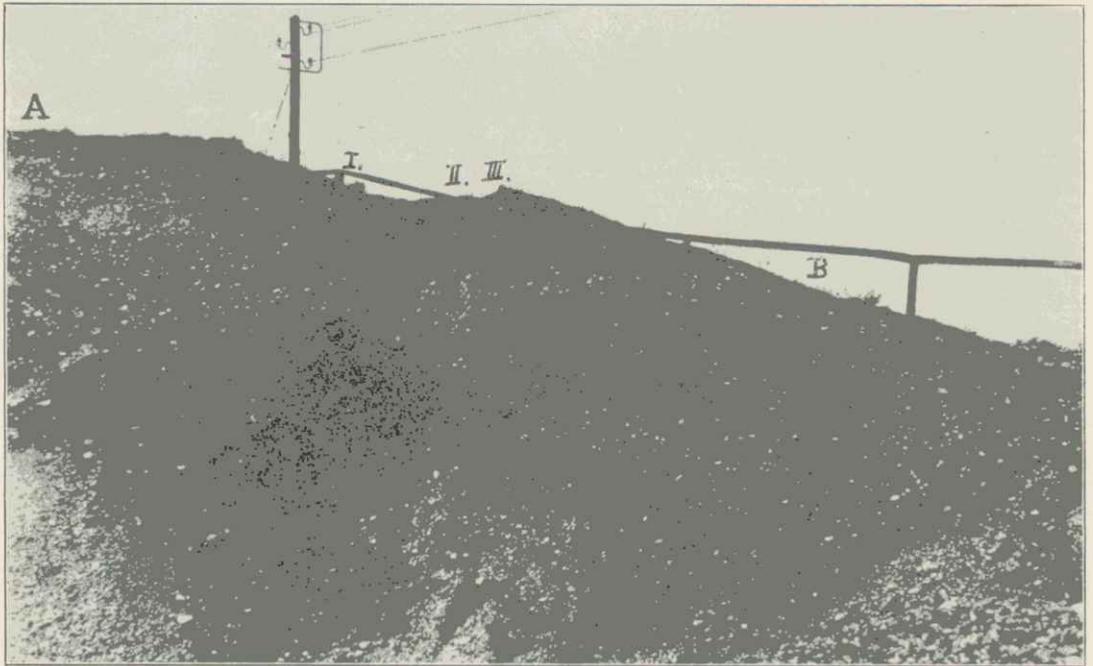


Fig. 8.

W. KOEHNE phot. 1915.

Verwerfung im Niederterrassenschotter. — Kiesgrube bei Gräfelfing.

Bei A wagerechte Schichten, bei B gegen Westen einfallende Schichten, bei I, II, III Zonen mit steil aufgerichteten Geröllen. Zwischen I und II mit 20° nach Osten einfallende Schichten. (Die Bodendecke ist abgeräumt.)

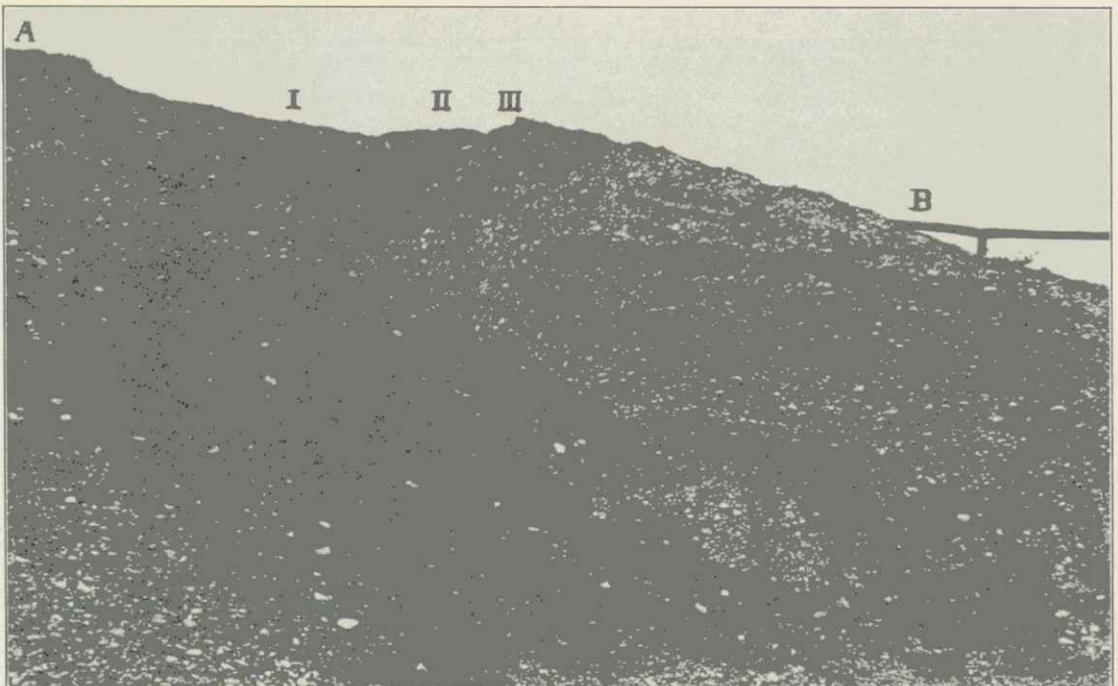


Fig. 9.

W. KOEHNE phot. 1915.

Dasselbe Bild wie bei Fig. 8 aus größerer Nähe aufgenommen. — Der wagrecht liegende Maßstab ist 2 m lang.

Würmtalboden hinab. An dieser 9—10 m hohen Wand ist der Niederterrassenschotter in durchaus typischer Weise zu beobachten. Die kürzere quer zum Stufenrand gerichtete Südwestwand der Grube wird zurzeit (1915) nicht mehr weiter abgebaut. Ihr Fuß ist daher durch Schutt der Beobachtung entzogen und nur eine einige Meter hohe Wand liegt frei. Hier zeigt sich das in Fig. 8—12 dargestellte Bild.

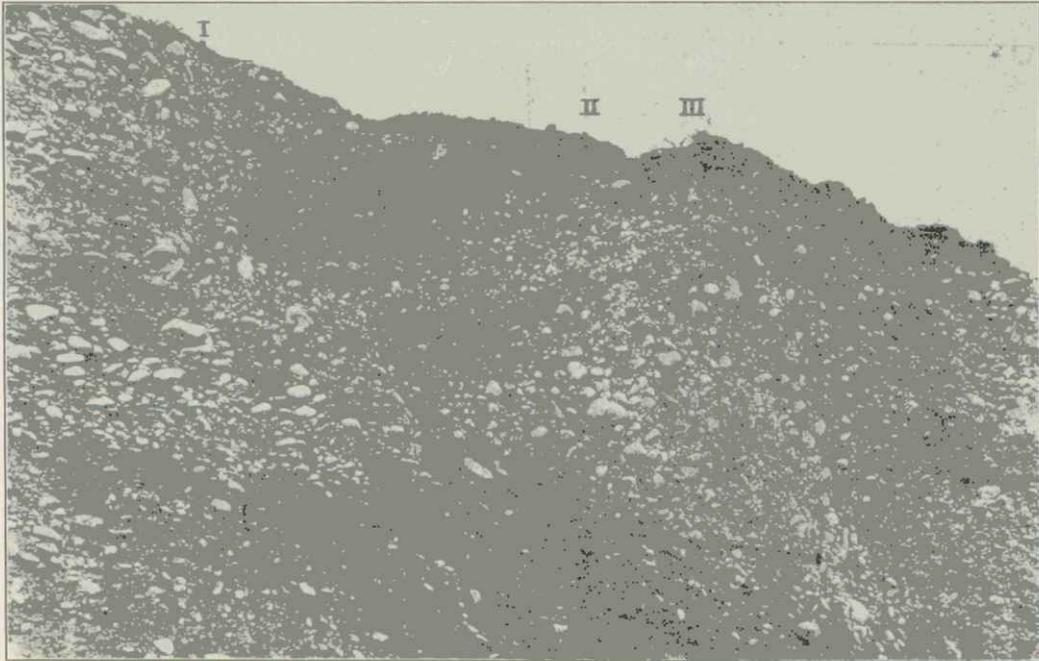


Fig. 10.

W. KOEHNE phot. 1915.

Dasselbe Bild wie bei Fig. 9 aus der Nähe von links her aufgenommen und daher perspektivisch verzerrt. Der 2 m lange Meßstab liegt an derselben Stelle wie in Fig. 9. Zwischen I und III ist der mit 20° nach links (Osten) einfallende Komplex sichtbar, in dessen oberen Teil sich eine bräunliche mehr lehmige Bank durch dunklere Farbe abhebt.

Auf der linken (östlichen) Seite der abgebildeten Wand liegen die Schichten noch normal; dann kommt plötzlich eine fast 2 m hoch aufgeschlossene steile Störungszone (I), in welcher die Gerölle aufgerichtet sind, so daß sie mit der Längsachse senkrecht stehen statt wagerecht. Rechts von dieser Störungszone sind die Schichten geneigt und fallen mit 20° nach Osten ein. Besonders fällt hier eine bräunliche Lage auf, die reich ist an kalkhaltigem, stark sandigem Lehm. Es folgt dann eine weniger deutliche Störung bei II und endlich die Hauptstörung III. Hier ist wieder die Stellung der Gerölle, mit senkrechter Längsachse äußerst deutlich ausgeprägt (Fig. 12). Ferner ist diese Störungszone von weißen Kalkausscheidungen durchzogen (Fig. 11). Die Störungszone I und III, die oben etwa 2 m voneinander entfernt sind, konvergieren etwas nach unten. Nach rechts (Nordwesten) schließt sich nun ein Schichtkomplex an, der auf das schönste die gewöhnliche Schichtung zeigt. Nur weist er insgesamt eine beträchtliche Neigung auf. Mißt man den Einfallswinkel an der Wand, so erhält man etwa 10° . Vermutlich durchschneidet aber die Wand die Schichten nicht in der Richtung des Einfallens, das mehr nach Westen zu gerichtet zu sein scheint, während die Wand hier eine Richtung von Südost nach Nordwest hat (vgl. den Lageplan Fig. 6). Der Einfallswinkel läßt sich

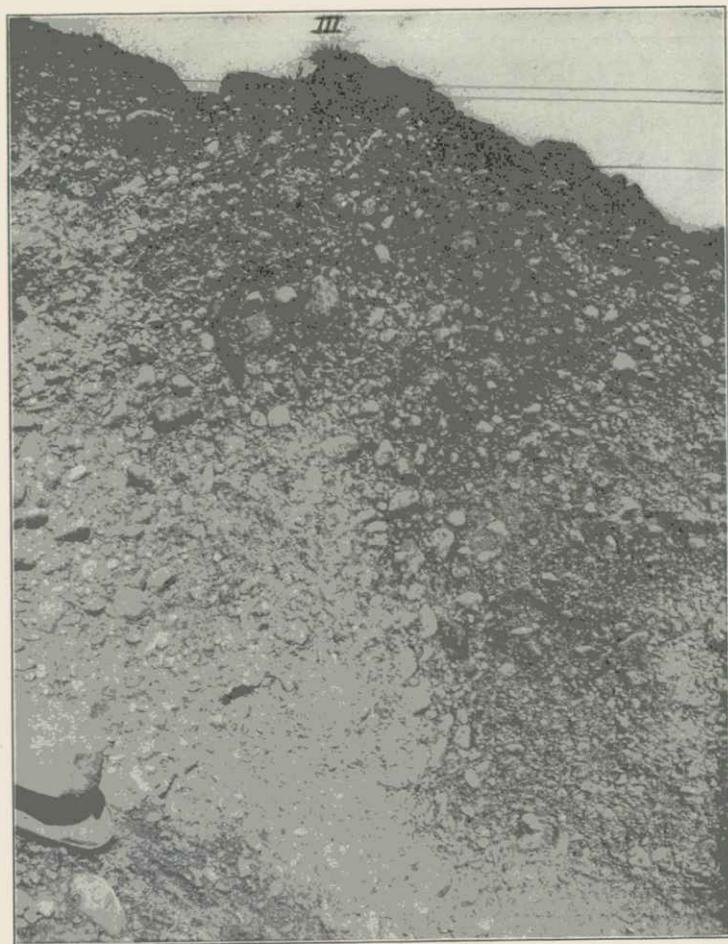


Fig. 11.

W. KOEHNE phot. 1915.

Die Störungszone III mit steil aufgerichteten Geröllen von links her gesehen. Rechts von dem Hute, der an derselben Stelle liegt wie bei Fig. 8, weißlicher Schimmer, von Kalküberzug herrührend.

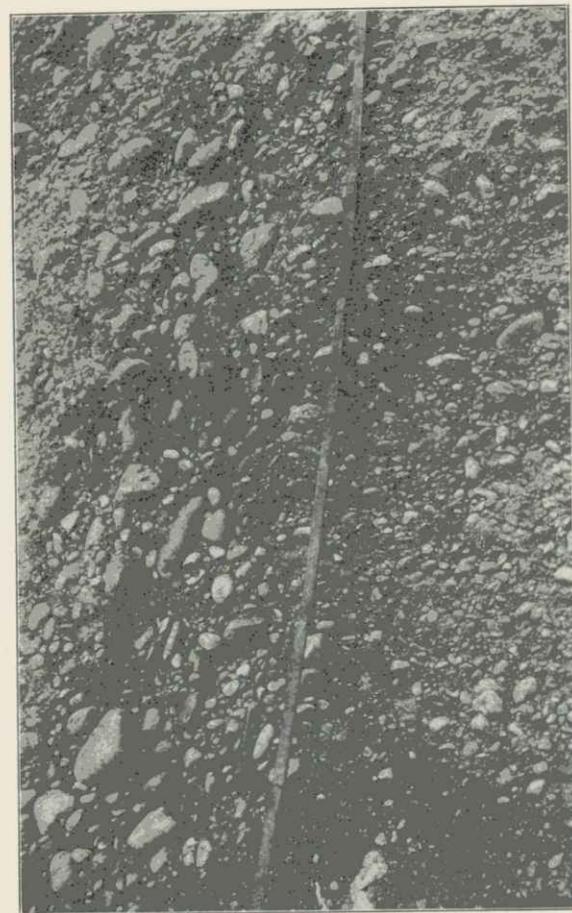
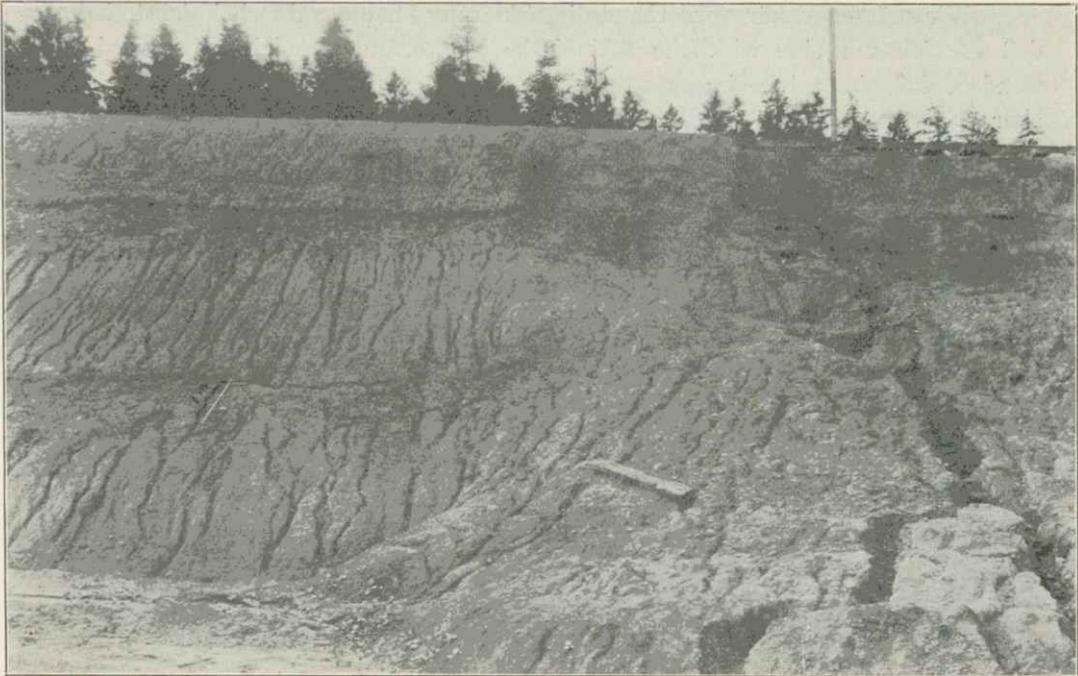


Fig. 12.

W. KOEHNE phot. 1915.

Ausschnitt aus nebenstehendem Bilde (unterer Teil) von rechts her gesehen; links die aufgerichteten, rechts die normal liegenden Gerölle.

daher nicht genau bestimmen; er beträgt mindestens 15° , vielleicht sogar 25° . Die Schichten fallen also etwa ebenso steil wie die Oberfläche des Hanges, welche sich mit $15-20^{\circ}$ neigt. Übrigens liegt mitten in diesem Schichtkomplex eine kalkreiche Bank.



W. KOEHNE phot. 1915.

Fig. 13.

Grube des Kalk- und Tonwerkes Lochhausen. Südwand. Nach links (Osten) schwach einfallende Tertiärschichten mit dünner Diluvialdecke.

Erklärungsversuch.

Wenn wir die geschilderten Störungserscheinungen zu erklären suchen, so gelangen wir zu der Annahme, daß der westlich (rechts) von III gelegene Schichtkomplex B (relativ) abgesunken ist, daß dabei eine Spalte aufriß, in welcher der zwischen I und III gelegene Keil einsank, wobei sich seine Schichten schräg nach Osten stellten. Die Gerölle, besonders die größeren, mußten durch diese Bewegungen aufgerichtet werden und sich so stellen, daß sie ihnen den geringsten Widerstand boten.

Es liegt nun nahe, diese Störungen, welche gerade im Uferrande des alten Würmtals auftreten, mit dessen Entstehung in Beziehung zu bringen. Es fragt sich dann aber, ist der Stufenrand die Ursache für die Entstehung der Störung oder hat umgekehrt die Störung mit anderen Faktoren zusammen die Talbildung veranlaßt.

Die erste am nächsten liegende Erklärung, daß einfach infolge der Talerosion eine Scholle im Ufergehänge gegen das Tal zu abrutschte, hält einer genaueren Prüfung der Sachlage gegenüber wohl kaum stand. Denn erstens ist der abgesunkene Schichtkomplex B ganz regelmäßig geschichtet und macht durchaus nicht den Eindruck, wie man ihn bei abgerutschten Kiesschichten gewöhnt ist, wo die

einzelnen Gerölle nicht mehr in ihrem ursprünglichen Verbande bleiben. Ferner ist keine genügende Höhe über der Talsohle vorhanden, um das Entstehen größerer Rutschungen wahrscheinlich zu machen. Der Fuß des Schichtkomplexes B (soweit aufgeschlossen) liegt vielmehr in ungefähr derselben Höhe wie die Oberfläche des Würmtalkieses.

Wir müssen daher vorderhand die Erklärung für die wahrscheinlichste halten, daß es sich um eine wirkliche tektonische Verwerfung handelt. Man wird einwenden, daß eine solche im ganzen Schottergebiete einzig dastehen würde.¹⁾ Es ist aber zu bedenken, daß die Kiesgruben, welche uns allein die Auffindung solcher kleinen Verwerfungen ermöglichen können, nur einen winzigen Bruchteil der Fläche erschließen, und daß die Verwerfungen vielleicht meist in den großen Tälern entlang streichen, wo sie von jüngeren Schottern bedeckt sein können. Es scheint also nicht ausgeschlossen, daß bei der Entstehung des Würmtals junge tektonische Vorgänge mitspielten. Im Zusammenhange damit sei erwähnt, daß auch die nicht weit entfernten Tertiärschichten an der Aubingerlohe schwache Neigungswinkel zeigen können, z. B. in der in Fig. 13 dargestellten Grube.

¹⁾ Nach Abschluß der Arbeit beobachtete ich in einer Kiesgrube an der Nederlinger Straße in München (zwischen dem Westfriedhof und Moosach) Aufrichtungen von Geröllen und Schleppungserscheinungen. Ob sie von tektonischen Bewegungen herrühren, ist noch nicht sichergestellt.



Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 1 Übersichtskarte.)

Vorbemerkung.

Es ist eine auffällige Tatsache, daß die Intrusionen nicht gleichmäßig zerstreut über den Sattelkörper hin auftreten, sondern gewisse Annäherungen zueinander haben, zum Teil dem Rand, zum Teil der Mitte des unterrotliegenden Sattels angehören. Ebenso auffällig ist, daß die meist lagerartig längsgestreckten und immer gewissermaßen streichend bleibenden, schichtartig eingeschalteten Intrusionen seitlich auskeilen oder verschmälert abbrechen, also in demselben geologischen Horizont zunächst nicht fortsetzen; dabei ist es aber eine häufige Erscheinung, daß die zu erwartende Fortsetzung nach der Seite von einem neuen seitlichen Aufbruchsanfang in gewisser Entfernung von den ersten Seitenenden im Liegenden oder im Hangenden zu geschehen scheint und daß die (nunmehr jederseits drei) seitlichen Enden je in einer Richtung liegen, wobei sich allerdings die auskeilenden Enden gegenseitig etwas „überflügeln“ können. Nun kommt es ferner vor, daß das ersterwähnte Lager wieder nach einer gewissen Zwischenunterbrechung in dem Spielraum des gleichen mittleren Horizonts eine neue streichende Nachbarfortsetzung hat, deren Seitenbeginn wiederum die jenseitigen Endauskeilungen der Lagergänge im Liegenden und Hangenden hat, welche nun alle in einer queren Zone liegen, die der ersterwähnten gleichläuft. Diese quere Linie oder die queren Linien, welche diese queren Absetzungszonen begrenzen, liegen nun in der Einfallsrichtung der Schichten des Sattels und können als Leitlinien der Verteilung der Magmendurchbrüche gelten, diesseits und jenseits welcher die Intrusivgruppen eine Unterbrechung bzw. stufenartige Absetzung, im ganzen also eine radiale bzw. alternierende Anordnung oder auch Mächtigkeitsverteilung erhalten haben. — Eine Alternierung findet nämlich auch so statt, daß ein tieferes Lager beim seitlichen Heranreichen an ein höheres nicht ganz aufhört, sondern recht schmal und dünn wird, also bei weitgehender Längsüberflügelung ein auffälliger Stärkewechsel eintritt.

Es könnte diese Erscheinung nun so gedeutet werden, daß hier eine ab-saugende Beeinflussung des Magmas in der Tiefe von einer Gangspalte durch eine neu einsetzende zweite parallele stattgefunden hätte; dies würde aber für alle Intrusionen voraussetzen, daß ihre Durchbrüche gleichzeitig wären. Es findet sicher auch ein derartiger „Ladungszug“ zwischen benachbarten gleichzeitigen

Durchbrüchen statt; es könnte aber damit die erwähnte gesetzmäßige Verteilung aller verschiedenartigen und sicher auch zeitlich einander folgenden Durchbrüche nicht gut erklärt werden. Wir sind daher angewiesen, auch auf die räumlichen Möglichkeiten für die Aufbrüche der Magmen im Gebirgskörper zurückzugreifen.

Es wurde für dies Gebiet¹⁾ dargelegt, daß keine Anzeichen dafür vorliegen, daß die Magmen selbst oder ganz allein sich gewaltsam ihren Weg durch die Gesteinsmassen gebahnt haben, daß sie ebenda das Trümmerwerk, das auf so gewaltigen Druckfronten entstehen muß, auf ihrem Weg beiseite gedrängt und verwalkt haben könnten; es gibt kein solches brekziöses Trümmerwerk gewaltsamer Durchbrechung vor dem Stirnrand der Intrusionen. Es liegen weiter keine Anzeichen dafür vor, daß bei den vielen flach einfallenden Lagergängen das Magma durch Platztausch mit dem niedergebrochenen Hangenden, wie DALY und E. STÜESS für viele Basaltdurchbrüche annahmen, durch „Übersichbrechen“ allmählich emporgedrungen wäre; wir finden keine sicheren eingebrochenen Schollen und Bruchstücke weder im Hangenden noch im Liegenden noch im Körper der Lagergänge; höchst vereinzelte, mehrdeutige Einschlüsse sprechen nicht für einen Vorgang, der an jedem kleinsten Aufschluß bemerkbar sein müßte. Wir können zwar auch nur an einzelnen Stellen einen einfachen Abbruch vom Hangenden annehmen und zugleich verstehen, warum er im nächsten Liegenden nicht nachweisbar sein kann; wir müssen aber verlangen, daß an allen Stellen des mehr und weniger flach einfallenden Liegenden die Anzeichen eines Übersichbruchs nachweisbar sein müßten. Daß die Magmen etwa die massenhaften Einschlüsse verzehrt und aufgeschmolzen haben können, das ist undenkbar in Hinsicht auf die große Verschiedenheit der durchbrochenen Gesteinsmassen und die große Gleichmäßigkeit der Eruptivgesteine in einem Eruptivzug, oder in Hinsicht auf die Forderung, daß bei mächtigen Lagergängen mindestens am Salband und am Rand alle möglichen Übergänge der Einschmelzung zu beobachten sein müßten. Im Gegenteil sind die Einschlüsse in den meisten Fällen durchgängig gleichmäßig und auffällig wenig verändert.

Alles dieses ist nicht vorhanden; dagegen haben wir an mehreren Stellen, wo hangende und liegende Schichten des Kontakts vorhanden sind, den Nachweis erbracht (vgl. Erläuterungen zum Blatte Donnersberg), daß die Unebenheiten und Ausbruchsrischen des hangenden Kontakts mit entsprechenden Vorragungen des Liegenden übereinstimmen, so daß es den Anschein hat, als ob Hangend- und Liegendfläche voneinander abgeblättert sein müßten; dann gibt es ganz vereinzelte Vorkommen, wo man denken könnte, es hätte vor der Erfüllung dieser Aufblätterung mit Magma eine selbständige Aufblätterungshöhlung bestanden, als habe hier gelegentlich ein älterer Wasserkurs²⁾ stattgefunden, der dann freilich alle stärkeren Abbröckelungen in größerer Tiefe abwärts geführt haben könnte. An anderer Stelle habe ich im Hangenden eines Intrusivlagers im NO. vom Hohlborner Hof (IV, 23) (vgl. Geogn. Jahresh. 1906 S. 87—88) ein blasiges Gestein beobachtet, welches als eine ganz örtliche Ausbildung über einem Tholeyit auftritt; es besteht nach mikroskopischer Untersuchung aus feinsten spitzeckigen Quarztrümmerchen und zeigt reichlich große und kleine und zwar ganz scharf-

¹⁾ Vgl. Erl. zu den Bl. Zweibrücken, Kusel und Donnersberg 1 : 100 000.

²⁾ Ich möchte hier besonders an die in Geogn. Jahresh. 1904 Taf. II Fig. 1 S. 142 im liegenden Sandstein einer Intrusion vom Relsberg erwähnten, von Magma erfüllten kleinen „Kanäle“ erinnern, welche möglicherweise durch Ausschwemmungen einer in ihm kursierenden und bei der Aufblätterung stark und unter Druck abfließenden Schichtwassers entstanden sind.

begrenzte Blasen; ich halte das Gestein für eine sehr feinkörnige und dichte Abschwemmung in einer schichtmäßigen Spaltenlüftung, welche von mit Gasen gesättigtem Wasser durchtränkt, durch die späteren eruptiven Vorgänge erwärmt wurde, zu einer raschen von innen nach außen stattfindenden Erhärtung kam und so mit Blasen durchsetzt wurde, ähnlich wie ein feinsandiger Lehmknollen, der mit Regenwasser gesättigt, durch Druck zusammengeballt, rasch erhärtet, im Innern zahlreiche Blasen ansetzt; unter normalen Sedimenten habe ich etwas Derartiges nie gesehen. MATTH. SCHUSTER hat ein vergleichbares Gestein von dem Liegenden einer Kuselitapophyse des großen Niederkirchner Tholeyit-Durchbruchs an der Goldgrube bei Hefersweiler (VI, 24) gesammelt (vgl. l. c. 1906, S. 88).

Wir haben also keine groben Trümmeranhäufungen am Boden der Apophysenräumen der Lagergänge, sondern ganz feinkörnige Abschwemmungen, welche den Intrusionen vorhergegangen sind und gelüpfte Räume voraussetzen, welche gelegentlich unter Wasser standen; das sind recht seltene Vorkommen.

Auf alle diese Beobachtungen hin bin ich zu dem Begriffe der Aufblätterung von später durch die Intrusionen eingenommenen Räumen gekommen; es ist naheliegend, diese Aufblätterung mit der Emporrichtung der unmittelbar vorher ein flaches Ablagerungsbecken bildenden Sedimente zusammenzubringen. Tatsächlich setzt jede Intrusion im Pfälzer Sattel die ältere Gewölbebildung, das heißt die Aufrichtung der Schichten voraus. Es haben sich indes auch getrennte, kleinere Kuppenaufblätterungen gebildet, wie die Gesamtaufblätterung. Ihre Entstehung innerhalb des Gesamtsattels setzt voraus, daß sie nicht ganz regelmäßig sein können, daß die Aufblätterungen als Druckwirkungen sich hier die leicht gangbaren Wege suchten, daß sie z. B. Sandsteinverbände steiler durchbrachen und Schiefer mehr lagenartig.

Die Annahme längerer Erhaltung solcher Aufblätterungshöhlungen — ich denke zunächst nicht an größere Höhlen, sondern an stark gelockerte und gelüpfte Schichtkomplexe — bietet bei einem so jungen und einfachen Sattel mit noch geringer tektonischer Zerklüftung keine Schwierigkeit; es ist ja der erste Bewegungsvorgang, der die jungen Schichtbildungen betrifft.

Ich stelle mir nun vor, daß, wenn Magmen von unten her auf größeren Hauptfugen der tieferen Sandsteinformationen aufdringen und darüber wieder¹⁾ gangbare steile und flachere Spaltlüftungen finden, von hier aus nunmehr eine Verdichtung der umgebenden aufgelockerten und gelüpfte Massen stattfindet und durch die hinzutretende Tätigkeit des Magmas so die größeren Räume geschaffen werden, ohne daß dem Magma zugemutet werden muß, geradezu die Last eines ganzen Gebirges emporzuheben.

Nun sind wir noch nicht bei der Erklärung der Verteilungsgesetzmäßigkeit angelangt; wir haben durch die Gesamtsattelbildung inmitten zweier großer Längsmulden in jener bloß die Vorstellung eines reichlich in den Schichtfugen gelockerten und aufgelüpfte Schichtenkörpers, dessen Zersprengungs- und Lockerungsfugen vom Sattelfirst flach die Schichten treppenförmig streichend durchschneiden, nach den benachbarten Muldenmitten hinabreichen und so die allgemeinen Bahnen bilden, in welchen die Magmen aus den nach unten reichlicher geöffneten und zersprengten Muldenmitten aufsteigen können. Wir verstehen somit, daß die Magmen (selbst verschiedenartige) in gewissen Nachbarschaftszügen, hauptsächlich zunächst des

¹⁾ In den peripheren, äußeren Sattelregionen sind natürlich die Aufblätterungen häufiger und stärker.

unterrotliegenden Sattelrands neben der großen Mulde auftreten und daß sie ein gewisses Durchschnitmaß an Raumeinnahme, entsprechend der allgemein vorhandenen Möglichkeit der Verdichtung, aufweisen und daß von den Teilmulden her nach den Teilaufwölbungen mit natürlich stärkeren Aufblätterungen und Firstzerbröckelungen stärkere Zuführungen und Einpressungen möglich sind; die Alternierung zu seiten von radialen Linien, welche keine tektonisch ebenso auffälligen Gebiete voneinander trennen, ist wohl hiermit aber noch nicht gegeben.

Es wird in den Erl. z. Bl. Donnersberg näher ausgeführt werden, daß die Bildung eines Sattels mit zwei anliegenden Mulden auf die Seitendruckwirkungen zurückzuführen sind, welche der Einbruch in einem schmalen Graben mit schwach nach innen unten konvergierenden Bruchrändern mit sich führt; es entsteht eine zentrale Längsaufwölbung und zwei randliche Mulden; es entstehen aber auch in dem mittleren Gewölbe noch Längs-Teilgewölbe. — Da nun nach Osten zu (Odenwald und Spessartgebiet) zwischen Grundgebirge und Oberrotliegendem kein Karbon und kein Unterrotliegendes mehr auftritt, so sind diese Formationen auch mit einem queren Abschluß gegen diesen östlichen Urgebirgsrand eingebrochen; die Absenkung ist ungleichmäßig, im Westen steigt die Sattelachse stark in die Höhe; infolge davon muß es auch quere Stauungen geben; wir haben solche zwischen Höcherberg und dem Glan-Lautergebirge, im Innern des letzteren, wir haben sie im Blatt Donnersberg im Lemberg-Gebiet bei Obermoschel, im Heimkircher Gebiet, schwächere nordwestlich Imsweiler bei Gerbach und Orbis.¹⁾ Neben diesen auffälligen Stellen gibt es aber auch eine Anzahl schwächerer Stauchungen, welche sich nur in Knickungen und in Abbiegungen im Streichen äußern. Es ist nicht unerklärlich, daß sich solche schwächere Stauchungen in queren Zonen etwa senkrecht zur Sattelachse äußern, daß die Stauchungsgebiete selbst wieder Gebiete etwas stärkerer Aufblätterung sind, daß dazwischen liegende schmale, annähernd lineare, solche der natürlichen und verstärkten Verdichtung sind, daß derartige Wirkungen sich ebenfalls mehr auf die randlichen bzw. äußeren und höheren Schichtenzonen werfen, daß die tieferen mehr oder weniger davon unberührt bleiben.

Wenn daher die Magmen in den tieferen Zuleitungsgebieten der Bruchzonen gleichmäßiger aufdringen mögen, so werden sie in höheren Schichtengruppen nach den queren Zonen größerer streichender und querer Lockerung abgelenkt und verteilt werden. — Wenn das Magma beispielsweise an irgend einer Stelle im Vorsprung ist und innerhalb einer solchen Querzone leicht und rasch empordringt, so wird es durch die in der Tiefe leichtere Kommunikationsmöglichkeit aus den streichend zunächst liegenden beiden Nachbarzonen abgezogen; in letzteren wird es aber in höheren oder tieferen Schichtverbänden des aufgerichteten Sattels ohne Hinderung aufbrechen können, da hier die Ablenkung nicht mehr so wirksam ist. Das wird nach solchen Stellen hin sein, wo seitlich in der erst angenommenen, nunmehr mittleren Zone noch die Verdichtung von dem zuerst aufgebrochenen Magma her wirkt und hier kein Magma zu größeren Höhen aufdringen kann. Durch den so erfolgenden Aufbruch in diesen Nachbarzonen wird nun außerdem das Magma aus den benachbarten Schichten der Mittelzone abgezogen; es kann daher hier eine Intrusion erst wieder in größerer Entfernung von dem ersten Durchbruch emporkommen. Erhöhte Möglichkeit der Ladung von Schichtverbänden mit Magma und des Ladungsentzugs im Streichen

¹⁾ Solche quere Stauchungen finden sich als Emporwölbungen auch in den Muldenbereichen, z. B. bei Nohfelden.

und senkrecht dazu, andererseits Verdichtung durch die Ladung und Verhinderung des Übergreifens dieser Verdichtung in die Nachbarzonen durch tektonisch dichte, mehr lineare Zwischenbänder, das sind also die Ursachen der Alternierung; beide Umstände spielen einander in die Hände und geben ein annähernd regelmäßiges Bild der gleichmäßig abgewogenen Verteilung. Das Magma hat bei diesem Vorgang vermöge seiner unbestreitbaren Expansionsfähigkeit hauptsächlich die Verdichtung der in den Fugen tektonisch gelockerten Nachbarschaft zu betätigen; man kann bei dieser Auffassung auf Schollenversenkung durch Platztausch etc. verzichten.

Nicht sehr viel anders stelle ich mir die Massenintrusion in Schichtenkuppeln, wie solche im Pfälzer Sattel mehrfach ziemlich regelmäßig auftreten, vor. Die tektonische Vorbereitung ist hier nur ungleich stärker durch die von der Peripherie der Kuppeln nach der mittleren Firstregion von allen Seiten wirkenden Tangentialkräfte; die Lockerung muß sehr stark sein; neben und teils statt der Verdichtung durch das Magma vermag hier eine regelrechte Verdrängung eines Teils der im First befindlichen Trümmern nach oben (Aushub und Ausbruch) stattfinden, als Begleitwirkung die steile Emporrichtung der Ummantelungsschichtung um die Eruptivmasse. Es soll nicht in Abrede gestellt werden, daß daneben Versenkung von Schollen und vielleicht auch teilweise Aufzehrung eintritt. Auf derartige Wirkung ist auch vielleicht zurückzuführen, was ich in Geogn. Jahresh. 1904 S. 216 vom Kästendeich bei Wolfstein im Königsbergporphyr beschrieb, nämlich eine flach lagenartige dünne Einschaltung eines blätterigen Orthoklasporphyrs,¹⁾ in dessen Hangenden der Porphyr säulenartig entwickelt ist und dessen Glimmerblättchen eine der Einschaltung parallele Anordnung zeigen; es könnte sich hier um die Einwirkung einer an Ort und Stelle verschwundenen Scholle auf das Magma handeln.²⁾

Die Wirkung des Magmas kann übrigens durch die Zentralisation, welche es in einer vorgebildeten Schichtenkuppel erhält, ebenso gesteigert erachtet werden, wie es die tektonische Vorbereitung an und für sich ist. In sehr schöner Weise ist die Entstehung einer Kuppenfüllung, wie die des Königsbergs, in dem Hermannsberg als Vorstadium gekennzeichnet; hier befinden sich zwei peripher gerundete, lagerartige Porphyrint intrusionen als steil stehende, an einer Stelle sehr genäherte Lagergänge, dann die stockförmig-lagergangartige, ähnlich gekrümmte Kuselitintrusion des Kiefernkopfs; sie bilden zusammen schon beinahe eine Kernfüllung; wäre der Hermannsberg nicht schon durch Ladungsentzug (vgl. unten S. 190¹⁾) vom Königsberg her beeinträchtigt worden, so wäre auch hier die Kernfüllung durch drei fast zu einem Mittelstock verschmolzenen Porphyrdurchbrüche nahezu vollendet ausgestaltet. Bei einem solchen Vorgang dürfte sogar eine Firstverdrängung zerbröckelter Massen verhältnismäßig geringfügig sein.

Es wurde früher betont, daß Magmen auf Verwerfungsspalten des Pfälzer Sattels nicht durchgedrungen sind; es ist dies im allgemeinen richtig; es konnte

¹⁾ Ich glaubte 1904 l. c. S. 224, daß diese Einschaltung auf eine von der Sedimentgrenzstufe ausgehende und mit ihr etwa konform physikalische und chemisch-mineralische zurückzuführen sei, hatte dabei allerdings Scholleneinschlüsse nicht im Auge; von einer „Gangbildung“, wie MATTH. SCHUSTER nach der Dünnschliffdiagnose (Erl. z. Bl. Kusel S. 22¹⁾) meint, kann nicht die Rede sein.

²⁾ Etwas Ähnliches an Zerklüftungsgruppierung wird von LASPEYRES im Porphyr von Eichelberg bei Fürfeld (Rhein Hessen) angeführt. Die Stelle ist jetzt nicht mehr zu sehen. Es würde dies die intrusive Entstehung dieses Porphyrmassivs nahe legen, wie dies durch einen strichweisen und vertikal erstreckten Einbruch eines Eruptivgesteins in das Porphyrmagma bei der Ebernburger Mühle in der Nähe von Altenbamberg, ich möchte sagen, bewiesen wird.

dies schon deshalb nicht der Fall gewesen sein, weil zur Zeit des Empordringens der Hauptmasse der Magmen der Sattel nur gelockert und im eigentlichen Sinne noch nicht gestört war. Doch gibt es auch noch ganz junge Effusionen in einer Zeit, wo zweifellos vorher der Sattel schon Bruchstörungen erlitten hat (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken), in der Zeit vor Ablagerung der Waderner Schichten. In diese Zeit trifft auch eine Intrusion, welche einer Störung nach verläuft, jener Tholeyitlagergang bei Altenbamberg. Es ist aber bezeichnend, daß auch dies wieder eine Störung ist, welche streichend verläuft und als Überschiebung im Sinne einer Stauchung bei einem späteren Stadium der Fortsetzung der Sattelbildung aufzufassen ist.

Neben diesen Intrusivlagergängen gibt es im Pfälzer Sattel auch eine geringe Zahl verhältnismäßig schmaler eigentlicher Gänge, welche mehr oder weniger quer und dabei ziemlich steil bis senkrecht die Schichten durchkreuzen; es sind dies 1. die Gänge, welche den Übergang des Höcherbergsattels in die quere Steinbacher Mulde kennzeichnen, dort einer starken Schichtenabbiegungszone entsprechen und von ihr nach Norden ausstrahlen (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken und Kusel); 2. Gänge, welche zum Teil als auslaufende Lagergänge strahlig nach Norden zusammenlaufend von der starken Aufstauchungszone des Glan-Lautergebirges, insbesondere der Ausdehnung der Potzbergkuppel entsprechend, auszugehen scheinen; 3. das sich kreuzende Gangsystem Gangloff-Reiffelbach-Odenbach, welche den Westrand der breiten Kallbach-Odernheimer Quermulde kennzeichnen, jenseits welcher die Lemberger und Obermoscheler Schichtenkuppeln aufsteigen.

Alle diese Vorkommen sind auf weithinreichende Dehnungserscheinungen zurückzuführen, welche in einem sonst noch von kleineren Zerklüftungen recht unberührten Sattel auf die älteren stärkeren queren Stauchungen der Sattelschichten hinweisen und diese als Voraussetzung der Intrusionen erkennen lassen. Die Intrusionen selbst mit ihren notwendigen seitlichen Massenverdrängungen und Verdichtungen bieten keinen Anlaß zu Dehnungszerreißen — insbesondere nicht am Rand des Höcherbergs, des Potzbergs und der Odenbacher Gegend —, welche aber in das Bild der aufstauenden Wirkungen der Sattel- und Teilsattelbildung vor allen Intrusionen sehr wohl hineinpassen.

Im Nachfolgenden soll nun ein Gebiet des Pfälzer Sattels, das die Verteilung der Eruptiv-Durchbrüche gut erkennen läßt, genauer besprochen werden; es ist dies der Bereich des Blattes Donnersberg 1 : 100000 und des anschließenden Gebietes von Blatt Kusel. (Hierzu Kartenbeigabe mit möglichst wenig Topographie.)

Am Schluß der vorliegenden Studie werden noch Beziehungen zu ähnlichen Erscheinungen in anderen Gegenden der Erde kurz besprochen.

Bezüglich der schon behandelten Gebiete sei auf meine Ausführungen in Erl. z. Bl. Kusel S. 161—168¹⁾ und auf Geogn. Jahresh. 1906 S. 71—117 verwiesen. Es ist hier S. 89—94 desgl. S. 117 die Ableitung, welche oben gegeben wurde, mit anderen Einzelheiten belegt, worauf verwiesen sei; sie gipfeln in dem Satz: Die Intrusivlager (des Pfälzer Sattels) konnten nur so dick werden, als es die Verdichtung der im Hangenden und Liegenden einer zur Intrusion geeigneten streichenden Spalte vorfindlichen Aufblätterungen möglich sein läßt. Zur Intrusionsspalte wird jene Aufblätterungsfuge, welche ihrer primären Weite nach für den Grad der Viskosität des Magmas am geeignetsten ist.

¹⁾ a. a. O. S. 161, letzte Zeile, heißt es irrtümlich und sinnstörend statt Ladungszug „Lockerungszug“.

Außerdem sei darauf aufmerksam gemacht, daß in diesen Schriften, sowie in den Erläuterungen zum Blatt Donnersberg dargestellt ist, wie in engem Zusammenhang mit der oben skizzierten Entstehungsweise der Intrusionen auch gesetzmäßige Eigenheiten der Form der einzelnen Intrusionen zu verstehen sind; nahezu alle größeren Intrusionsmassen (auch die porphyrischen) haben, der Mulde zugewendet, eine linear gestreckte Begrenzung und steil aufsteigende Vorderfläche, welcher häufig noch schmale Vertikalgänge in einiger Entfernung parallel laufen; die dem Sattelfirst zugewendete Seite aber ist lagerhaft und lappig ausgebuchtet; hier liegen auch die lagerhaften Apophysen; auch da, wo ein steilerer Durchbruch an dieser Seite vorliegt, weist offenbar die lappige, gerundete Begrenzung auf eine lagerhafte Ausbreitung des Magmas in gewisser Tiefe vor seinem steileren Durchbruch hin.

Erläuterungen zur Übersichtskarte der Verbreitung der Eruptivgesteine im östlichen Pfälzer Sattel.

Was die große Niederkirchener Masse im Südwesteck der Übersichtskarte betrifft, so ist sie in den Geogn. Jahresh. 1906 S. 73—81 schon ausführlich behandelt; es sei hier das Wichtigste kurz zusammengefaßt. Westlich der NW.-SO.-Linie Niederkirchen-Relsberg (IV—VI, 22—26) (Nik. u. Re) ist die Kernanschwellung der Eruptivmasse am stärksten und es ist nur eine Lagerapophyse im Liegenden durchgebrochen; östlich davon erscheint die Kernmasse auf Kosten zahlreicherer liegender Apophysen verringert; hier treten endlich auch im Hangenden vom Ost- rand (Se) her zwei Lagerapophysen auf statt einer. Im SO. vor der westlichen Kernmasse zeigt sich ① die Elkenknopf-Hohlborner Hof-Gruppe (E-Hl); sie zeigt auf der Seite der nordöstlich anliegenden Quermulde und nach Südosten zu eine einseitige Verstärkung des Durchbruchs, ein Zeichen, daß sie von dort und der Hauptmulde gespeist wird und daß hierdurch längs der Achse der Quermulde ein Ladungsentzug stattfindet; ebenso ist auch die Gegenseite der Mulde stark, während in dem Muldenbereich auf dem Ostflügel die Hangendlager der Niederkirchener Masse schwach werden, was auch noch für jenes zwischen Heimkirchen (H-Nik) und Rauschermühle (Ra) in Hinblick auf die ins Liegende verworfene westliche Fortsetzung (Sth-Mo) gilt. Hierbei ist zu betonen, daß die Niederkirchener Masse selbst im Nordflügel einer schmalen Längsmulde aufgestiegen ist, welche sich nach der einmündenden Quermulde nach NO. zu, ebenso wie nach dem Lautertal zwischen Faulbach und Olsbrücken nach SW. zu öffnet; die Längenausdehnung dieser mächtigen Intrusion entspricht also jener der Teilmulde und die stärkste Massenentwicklung gilt der stärksten Muldenausbildung; es hat also den Anschein, als ob die Mulde im Gefüge der Aufblätterungswellen her durch ihre Zersprengung nach unten zu örtlicher Ansammlung stärkerer Magmenmassen und der nachfolgenden Auf- führung nach oben höhere Gelegenheit geboten hätte. Es ist natürlich, daß in der Teil- mulde auf dem Homosynklinalfügel mit dem der Hauptmulde die Hauptmasse zum Durchbruch gelangt und nur ein geringerer Teil rückläufig auf dem entgegengesetzt anfallenden Flügel. Es scheinen mir diese beiden Muldenintrusionen die Rolle der Mulden zu beleuchten (vgl. Geogn. Jahresh. 1906 Profiltafel Profil 1).

Es ist zu bemerken, daß die quere Mulde sicher älter ist (ru^{4a} - ru^{2c})¹⁾ als das Oberrotliegende, welches an der Muldung nicht mehr teilnimmt; es darf also auch die jene ablösende und als begleitende Folge der von beiden Mulden eingeschlossenen

¹⁾ Vgl. Buchstabenerklärung S. 192 Anm. 1.

und ohne sie nicht vorhandenen Schichtenkuppel, folglich zu einer Entstehungseinheit gehörige Längsmulde als älter wie das Oberrotliegende bestimmt werden; dann sind beide Mulden aber auch älter als die Intrusionen und konnten für sie leitend sein.

Auf die Bedeutung der Teilmulden werden wir unten bei Gelegenheit der Durchbrüche am Roßberg, S. von Moschellandsberg bei Niederwiesen und im Lemberggebiet zurückkommen; es gilt das Gesagte in gewissem Umfang auch für die schwache Muldung von Schacherhof-Eisenhut-Schönborn südlich von Stahlberg und ihre Intrusionen (vgl. unten).

Der Umbiegung der Lagerteile zwischen Reichstal (Seelen Se) und Messersbacher Hof-Gehrweiler (Gw) entspricht zwischen Seelen und Rudolfskirchen (Se u. Ru) eine starke Abnahme der Intrusion; erst bei der zunehmenden Entfernung entspricht ② dem zwischen Gehrweiler, Imsweiler und Obermühle, SW. von Rockenhausen (Gw, Jw u. Om) liegenden obersten Lagerstück die im Sattelfirst liegende Intrusion vom Bittenbacher Berg (Bi VII, 23, 24) und Roßberg (Ro VIII, 23, 24). Der Kernanschwellung (O. von Ru-Ri) der Bittenbacher Bergmasse bei Rudolfskirchen entspricht im tieferen Liegenden zuerst eine intrusionsfreie Region; ihre Seitengrenze liegt in der Einfallrichtung, dem Seitenausläufer der Roßbergmasse (Wo, Te), welche Leitlinie zum Ausbacher Hof (Aus-Stw) hinzieht; hier läuft eine zweite im Schichteinfallen liegende Leitlinie aus, welche die Roßbergkernmasse (RO-Wo) gegen die im NW. über Becherbach-Ginsweiler folgende Apophysenzersplitterung (Be u. Rp) absetzt und gleichzeitig die Steinwaldmasse zwischen Ausbacher Hof und Reipoltskirchen (Aus u. Rp) als zu der Roßbergkernmasse alternierende Intrusion absetzt. Zugleich ist nicht zu verkennen, daß der Stärkewechsel in der nordöstlichen Niederkirchener Masse eine Beziehung zu der tieferen Ausbacher Gruppe hat.

Die Linie ¹⁾ Bisterschied (Bd)-Wolfsmühle (Wo)-Schacherhof (Sh)-Obermühle (OM im Alsenztal) ist eine Einfallslinie im Beginn der Sattelwende mit der Firstverbreitung der Alsenzer und Hooper Schichten (ru^{2b}, ru^{2c}); die Leitlinien, welche daher den Intrusionszug im höheren und die Roßbergmasse im tieferen Sattelhorizont gegen die alternierend gelagerte Schacherberg-Schönborner Intrusion trennen, laufen daher nicht rein in NW.-SO. Die Schacherbergmasse (Sh, Li, Sö), welche mit Bd einen deutlichen Stärkewechsel zwischen Wo u. Te kennzeichnet, liegt aber auch alternierend gegen die Intrusionsgruppe: Hooper Hof (IX, 19—20) = Wittgemark (Wi; VIII, 19); auch hier zeigt sich die fernere Sattelwendung in der dem allgemeinen Einfallen entsprechend radial gedachten Leitlinie; ¹⁾ das schönste Bild des Alternierens der in dieser Zone ③ liegenden Intrusionen bietet hierzu der höhere Ruppertsecker Zug (Sa-Ruk) zwischen VII, 19—20 und VIII, 18. Der nördlich davon liegende Marienthaler Intrusionszug (M) erscheint durch den Ladungsentzug oder die Hangendverdichtung der Ruppertsecker Masse stark beeinträchtigt, schwillt aber plötzlich östlich von Marienthal bis über Geh, den Wüstengerbacherhof (VIII, 18) stark an; dieser Teil ist durch Senkungstektonik abgesetzt; die stärkere Massenentwicklung der Eruptivdurchbrüche bietet wohl den Anlaß zu diesem Bruch.

Im Innern der Hooper Hof-Gruppe (Ho-Wi) zeigen sich im Hangenden nur da einige steil gangartige Intrusionen, wo die Hauptmasse abnimmt; andererseits zeigt sich eine Lagerapophyse im Liegenden mit zunehmender Entfernung von der Kernmasse (Steingruben und Mannweiler (Mw) Köllen im Alsenztal). Die Hooper Hof-

¹⁾ Es handelt sich hier eigentlich um zwei Linien, welche die seitliche Überflügelungsbreite im Vergleich zu dem Seitenende einer höheren bzw. tieferen Intrusion kennzeichnet.

Masse selbst liegt mit dem Imsweiler Zug (Gw, Iw, Om) in fast dem gleichen Horizont! Die Unterbrechung im Fortstreichen zwischen Om und Wi ist veranlaßt und dynamisch ausgeglichen durch die Schönborn-Katzenbacher Gruppe (Sö, Li, K).

Diese interessante, in einer Umbiegungsstaffel liegende Gruppe von Intrusionen ②—④ gestattet auch, einen Blick auf die Entstehungsfolge der Durchbrüche zu werfen; können und müssen die drei oder vier tieferen Tholeyit-Durchbrüche einer einheitlichen magmatischen Ladung zugeschrieben werden, so gilt dies natürlich nicht für den Ruppertsecken-Sattelberg-Porphyr; er ist davon getrennt zu halten; da er aber in der Längenerstreckung alternierend steht und sich so von der tieferen Intrusion insofern abhängig erweist, daß im Raum seines Aufbruchs noch keine Verdichtung stattgefunden hat und eine solche auch nach der Tiefenlage des ihm entsprechenden Tholeyitaufbruchs (So-Si) nicht haben konnte, so ist er jünger als jene drei Massen. Da nun ferner zwischen ihm und dem hangenden Tholeyit des Marienthal-Gerbacher Hof-Zugs (M Geh) keine gemeinsame, stofflich und zeitlich nahestehende Ladung anzunehmen ist und trotzdem eine Gestaltungsbeziehung nicht abzuleugnen ist, so ist nun zu folgern, daß die durch den Porphyritdurchbruch geschaffene Verdichtung im Hangenden an dieser Umbiegungsstelle keine vollständige war und daher der hangende Tholeyitdurchbruch insoweit schmal gehalten wurde, als eben der Porphyrit im Liegenden nach Osten reicht und seine Wirkungen vorher äußern konnte.

Wir hätten also hiernach einen älteren und jüngeren Tholeyitdurchbruch und einen zeitlich dazwischen liegenden Porphyritdurchbruch; letzteren vergleicht MATTH. SCHUSTER nun, wie ich das auch schon bei der Feldaufnahme durchführte, mit der Hochstein-Bastenhaus-Kirchheimbolanden-Effusion (Hst, Bast, Kbol); er hat auch die Frage gestellt, ob beide nicht gleichzeitig sein könnten. Wenn dies leicht zugestanden werden kann, so würden die beiden Tholeyitdurchbrüche ebenso leicht auf die beiden in dieser Gegend sehr deutlich entwickelten älteren und jüngeren Tholeyiteffusionen im Oberrotliegenden bezogen werden können.

Es wäre daher hierdurch eine Zeitbestimmung der Durchbrüche gegeben, welche einerseits gegründet ist auf dem aufgestellten Prinzip räumlicher und dynamischer Möglichkeit und Abhängigkeit der eingepreßten Magmenverbreitungen und andererseits auf einer gleichlautenden Reihenfolge stofflich nächst verwandter Ergüsse.

Es ist leider von hier aus nicht möglich, eine erhebliche Beziehung zur Donnersbergmasse zu erkennen, welche in der gleichen radialen Flucht ③ einander entsprechender Durchbrüche liegt. Die Schichten in ihrem Liegenden sind Odenbacher und Hooper Schichten, die vermutlichen in ihrem Hangenden sind Untere und Obere Lebacher; sie nimmt etwa deren Platzausbruch im Sattel ein und ist eine von der Mulde her im Sattelflügel in tieferen Schichten gestaute und emporgebrochene Masse; Beziehungen zu den tektonisch abgesenkten höheren Teilen des anliegenden Sattelflügels sind daher nicht zu erwarten. Intrusionen basischer Gesteine im Porphyrliegenden sind sehr schmal, können also wie solche in der Umgebung des Königsbergporphyrs durch die Verdichtungswirkung des Porphyrdurchbruchs als beeinträchtigt, somit für jünger gelten; nach den Einschlüssen in den Erzgängen von Imsbach ist der Porphyr älter als die obere Tholeyiteffusion und die Porphyriteffusion von Hochstein, dann auch scheinbar älter als Tholeyite, welche an die im Innern des Sattels bei Mannweiler auftretenden Gesteine erinnern (vgl. Geogn. Jahresh. 1915 S. 83).

Eine unverkennbare Beziehung besteht nun auch zwischen den tieferen Intrusionsabbrüchen von Ruppertsecken und Hooper Hof und der Zerteilung und Ver-

stärkung des erwähnten Lagergangs Marienthal-Wüstengerbacher Hof (5) nach dem Krehberg (Kre) zu; der Übertritt der Intrusion in das Porphyrgbiet des Krehbergs scheint hier zunächst Stauungen verursacht zu haben. Es erscheint bei Schwarzengraben (Sw) ein Tholeyitlager, welches, durch eine N.-O.-SW.-Verwerfung angeschnitten aussieht wie zwei annähernd parallel zu der Quermulde des Windhübels verlaufende Gangbildungen (es wurde dies erst neuerdings festgestellt). Als eine durch diese Quermulde in ihrer Lage und ihren Streichen bedingte Intrusion muß die Porphyritintrusion SW. von Althof (X, 18) W. von Steinhübel (Sth) gelten. Nördlich endet davon in stratigraphisch tieferer Lage das große streichende Lager Sg-Gu-Ni zwischen Gerbach-Schneeberger Hof (X, 18) und Niederhausen-Jägerslust (XIII, 17), vor welchem die Schneeberger Hof-Gruppe mit dem Gerbach-St. Albaner Gang noch eine Beziehung zum Hooper Hof zu haben scheint; es liegen hier nördlich und südlich vom Steinhübel (Sth) alternierende Intrusionen vor, deren Bild allerdings durch die jüngere Bruchtektonik unregelmäßig erscheint. Andererseits darf aber auch das erwähnte große Lager Schwarzengraben-Schneeberger Hof-Niederhausen (5) und (6) in Gesamtheit als Alternation zu der Hooper Hof-Wittgemark-Masse betrachtet werden, dieses in den unteren Hooper Schichten (ru^{2c}), jenes in den tieferen unteren Lebacher Schichten (ru³). Daß die Nordostgrenze der Hooper Hof-Masse (4) zu mehreren Leitlinien in Beziehung gebracht werden kann, das ist einerseits durch ihren plötzlichen Massenabbruch berechtigt, andererseits durch die in ihr und östlich von ihr sich vollziehende Sattelumbiegung.¹⁾

Die nordöstliche Grenze des langen Niederhausener (Gu-Ni) Lagergangs liegt in einer NW.-SO.-Linie mit dem nordöstlichen Auslaufen des Tiefental-Winterborner Lagers Ti-WB (XIII—XIV, 18 u. XIII, 18—19), deren westliche Verbreitungsgebiete in annähernd den gleichen stratigraphischen Höhen sich auch einander entsprechen. Es ist das um so auffälliger, als die Intrusionen, nach verschiedenen Seiten einfallend, diesseits und jenseits des nördlichen Teilsattels I N.²⁾ sich nach der periklinalen Umbiegung der Schichten hin sehr verschwächen und in der Sattellachse selbst nicht mehr bis zu der Höhe der möglichen Beobachtung empordringen; hier zeigt sich das Bild der Sattelintrusion im kleinen; die Sattelfirste werden durch die Melaphyre nicht senkrecht durchbrochen, sondern die Magmen drängen von den Mulden her, das Schichtensystem annähernd stratisch durchschneidend, nach den Firsten zu empor.

Von den beiden den Gesamt-Sattelfirst bildenden Teilsätteln³⁾ reicht der nördliche Teilsattel bezüglich der Erstreckung des Unterrotliegenden und etwaiger Intrusionen nun nicht so weit nach NO. wie die anschließenden südlichen Teilsattelungen, deren periklinales Ende auch im hessischen Gebiet bei Alzey noch nicht der Beobachtung zugänglich ist; dieser Sattelteil wurde daher ein noch weiter östlich gelegenes Gebiet von Intrusionen in den Unteren und Oberen Lebacher Schichten (7). Auf der Nordseite der deutlichen Sattelung liegt nun nach der Wendelsheim-Mörsfelder Mulde (Mö,

¹⁾ Entsprechend einer Quermulde in dem Auslauf der Längsmulde zeigt sich eine Unterbrechung des Lagers, die zum Teil bereits tektonisch ist, zum Teil aber als Folge der älteren Muldenentstehung betrachtet werden muß; es scheint das Lager Schneeberger Hof-Althof (Sg) in höherem Horizont der Unteren Lebacher Schichten zu liegen und mit dem großen Hauptlagerzug etwas zu alternieren; es erscheinen auch seitlich davon im Gutenbach (Gu) an der oberen Hooper Schichtengrenze vereinzelte tiefere Apophysen zu dem Hauptlager Ni.

²⁾ Vgl. hierzu tektonische Übersichtskarte zu Erl. z. Bl. Donnersberg.

³⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. 1904 Taf. I Fig. 4 und tekt. Übersichtskarte in Erl. z. Bl. Donnersberg.

XIII—XV, 13—15) gewendet in vergleichbarem Horizont wie der Niederhauser Zug die Niederwiesener-Schniftenbergerhof-Masse (Nw, XI, 16—XII, 15), mit welcher die Intrusionen Oberwiesen-Vorholz-Orbis (Vo-Orb) (X—XI, 16 und X—XI, 15) (zum Teil in Firstlagerung, zum Teil in S. einfallend) in stratigraphisch etwas höheren Lagen korrespondieren; auch hier liegt Nordost- und annähernd auch die Südwestbegrenzung auf queren Leitlinien. Die Nordostbegrenzung der Gruppe (Nw) ist etwas durch die Intrusion W. von Bechenheim (Bm) überflügelt; die Südwestbegrenzung der anschließenden schwach alternierenden Rotenkircher Teilgruppe (Rok) geht durch Kriegsfeld (Krf) und läuft am östlichen Abbruch der mächtigen lagerartig geformten Neuhofer-Intrusion aus (Nf, IX—X, 17—16), welche für sich im NW.-Liegenden eine auffallende Intrusionsleere hat. Das Nordwesteck von Rok ist durch einen Porphyrdurchbruch (Krf) gekennzeichnet, welcher noch berührt werden muß.

Die erwähnte Überflügelung W. von Bm kann vielleicht dadurch gesetzmäßig erscheinen, als es nicht unangängig ist, den Weinheimer Zug (Wh), den äußersten des Sattels, als in Alternation zu der Niederwieser Gruppe (NW) aufzufassen. Diese Ansicht kann dadurch gestützt werden, daß die den Alternationsendpunkt verbindende Leitlinie auch durch den nordöstlichen Endpunkt der Niederhausen-Gutenbacher Zuges hindurch und die letzten Endpunkte die Enden der beiden in ganz gleichen Horizonten aufgestiegenen Intrusionen beiderseits der Wendelheimer Mulde darstellen.

Wenn man auf der Südflanke des gesamten Sattels noch das Auftreten der Porphyre in diese Betrachtung einbezieht (vgl. oben S. 187), so besteht zweifellos zwischen der Verbreitung der Donnersberg-Masse (Do) und jener der Kühkopf-Krehberg-Masse (Kü-Kre) eine Alternation. Der Donnersberg gehört einer weiter nach der Synklinalregion der Oberrotliegenden-Mulde liegenden Intrusionsregion an als Krähberg-Kühkopf; erstere liegt auf viel tieferen Schichten auf, letztere auf viel höheren, was hier tektonisch völlig verständlich ist. Daß die Donnersberg-Masse in ihrer seitlichen Ausdehnung der Ruppertseckener Intrusion entspricht, andererseits aber auch in der West- und Ostgrenze von zwei scharfen Leitlinien bestimmt scheint, ist sicher kein Zufall; andererseits ist nicht zu verkennen, daß die Begrenzung der Kühkopf-Krehberg-Masse mit von NW.-SO. streichenden Leitlinien nach dem Innern des Sattels zu eine sehr intrusionsarme Zone einschließt, daß die äußere Gleichwertigkeit der Kühkopfhälfte mit jener der Krähberghälfte nur durch die massige Tholeytintrusion vom Neuhofer (Nf) geschaffen ist; es kann daher der Porphyrdurchbruch bei Kriegsfeld (Krf, Wolfsgalgen) einerseits auf den Abbruch der schwächeren Krehberg-Masse, andererseits auf den Beginn der weiter nach SO. vorgerückten stärkeren Kühkopf-Masse bezogen werden.

Wenn nun die Anlage der Gebirgsstruktur hier derart ist, daß sie der Auffassung einer einheitlichen Verteilung der magmatischen Massenaufbrüche nicht entgegensteht, so ist doch möglich, daß hier verschiedenalterige Durchbrüche vorliegen; für den Porphyr vom Wolfsgalgen gilt dies sicher; nun sind ihm angeschlossen einige Gesteinsdurchbrüche, welche VII, 20 südöstlich von Rockenhausen (Ro) auch die Nähe des Donnersbergs-Porphyrns kennzeichnen: die engeren Nieder- und Oberwiesener Gesteine (NW), welche nach MATTH. SCHUSTER dem Ruppertseckener Zug entsprechen würden. In Analogie wäre zu schließen, daß die hohen Tholeyite Bechenheim-Vorholz-Orbis-Kirchheim letzte Intrusionen gewesen wären, welche im Alter dem Marienthal-Neuhofer Zug entsprechen könnten. — Man hätte daher auch hier drei Altersstufen der basischen Durchbrüche: einen innersten, den Niederhausen-

Gerbacher, im alternierenden Anschluß an die Hooper Hof-Gruppe, sodann die Porphyritgruppe von Niederwiesen, endlich die Tholeytgruppe von Bechenheim-Bechenbacher Hof, Orbis. Bis in diese Gegend reichen auch die drei verschieden-alterigen Effusionen des Oberrotliegenden, wobei zu bemerken ist, daß das kleine Lager am Ort Wendelsheim möglicherweise noch der „Winnweiler“ Effusion entspricht.

Es ist hierzu ein Bedenken zu äußern: es dürfte dann die Intrusion bei Nw. nicht auf die nördlich und nordöstlich so naheliegende Effusion von Wendelsheim bezogen werden, welche dem tiefsten, eigentlichen Grenzlager entspricht, sondern im S. bzw. SO. auf eine Fortsetzung des Hochsteiner Lagerzugs über Kirchheimbolanden hinaus in den Umbiegungswinkel der Sattelgrenze XI—XII, 13—14, was ja nicht ausgeschlossen, leider aber nicht aufgeschlossen ist; hier bedeckt das Tertiär den abgesunkenen Sattelrand.

Mit der oben besprochenen ⑧ Intrusion Tiefental-Winterborn (Ti-Wi) haben wir schon in die Nordflanke des Sattels übergreifen; mit ihr steht zum mindesten in der Kernmasse der Altenbamberger Intrusion zwischen Brücklacher Hof (Brü) und Feil (Bi) (bzw. XV, 19 u. XIV, 20) im Wechsel. Das Fragliche im Maß der Überschiebung der letzteren Masse verbietet eine Erörterung etwaiger Beziehung zwischen deren Westende und der Bingert-Trombacher Intrusionsmasse; beide haben offenbar zusammengehungen.

Die Bingert-Trombacher Tholeytgruppe (Bi-Tro) ⑨ hat ihre Entwicklung in dem Winkel des Lembergs (XV, 22, Le) und Unterhäuser Bergs (Uh), den eine beträchtliche Ladungsverschiebung der Porphyritintrusion (nach der Nordseite höchst bemerkbar) begleitet; es scheint letztere die ältere Voraussetzung der Tholeytintrusion bei Bi gewesen zu sein.¹⁾ Auf der diametral entgegengesetzten westlichen Seite ⑩ des Lembergs zeigen sich auch eine Anzahl schmalerer Gänge im Buchwaldgebiet (Ba) S. Duchrot (Du) in den Odenbacher Schichten, welche besonderen Gegensatz bilden zu den viel mächtigeren, in gleichartige Schichten aufsetzenden Intrusionen N. von Duchrot; erstere zeigen sich in ihrem Korn als äußerste schmale Endigungen in stark verdichteter Umgebung, letztere sind mächtige großkristallinische, reichlich mit Blasen versehene, d. h. unter geringerem Druck erkaltete Massen. Auch hierin scheint das höhere Alter der Lembergintrusion ausgedrückt zu sein, was besonders dadurch nicht unwahrscheinlich ist, daß — das gleiche Alter des Tholeyitdurchbruchs mit dem Altenbamberger vorausgesetzt — diese etwa das Alter des höchsten Effusivlagers südlich vom Donnersberg gehabt haben würde, da das Altenbamberger in

¹⁾ Es sei hier nochmal kurz an das klassische Beispiel der Beziehungen zwischen Porphyrit- und Kuselit- bzw. Tholeyt-Intrusionen erinnert. Nördlich des massigen Königsbergkerns und ihm genähert haben wir ganz schmale periphere Kuselitintrusionen, ebenso nördlich von den sich hier fest zusammenschließenden gekrümmten Porphyrlagerstöcken des Hermannsbergs. Südlich vom Königsberg keilt die seitlich von ihm so mächtige Niederkirchner Masse in einem schmalen Spitzkeil aus. Zwischen den beiden erwähnten halbmondförmigen Porphyrlagerstöcken des Hermannsberg, der einen dem Königsberg sehr vergleichbaren Kuppeldurchmesser hat, haben wir gleichsam als Ladungsausgleichung mit dem Königsberg die Kiefernkopf-Intrusion, welche deutlich eine Restlücke der möglichen Raumeinnahme ausfüllt. Als ein Ersatz der Niederkirchner Masse — jedoch in Alternation mit dieser und mit dem Kiefernkopf zeigt sich die massige Potschberg-Intrusion. In eine kuppelartige Teilaufwölbung zum Potzberg selbst reichen nur von Osten her peripher diese Intrusionen heran; es fand hier Ladungszunahme statt; letzterer äußert sich auch in dem peripher sehr nahen Herantreten der Kuselite von Rammelsbach an die Karbonkuppel; vom Potzberg an treten überhaupt die Intrusionen von der Innenregion des Sattels zurück, um sich mehr nach dessen Peripherie zu anzuheufen. Aus der erwiesenen deutlichen Abhängigkeit der basischen Intrusionen von der Gestaltung der Porphyre springt auch das höhere Alter der letzteren hervor (vgl. oben S. 183 u. 187). — Vergleiche zwischen Königsberg-Hermannsberg und Donnersberg-Krehberg (Kühkopf) liegen nahe.

die Überschiebungskluft zwischen Waderner Schichten und Unterrotliegendes eingedrungen ist. Während man für den schon erwähnten Winterbach-Tiefentaler Tholeyitzug ⑧ das Hochstättener tholeyitisch-melaphyrische Grenzlager in nächster Nähe hat, würden für die jüngere Tholeyitintrusion auf dieser Seite des Sattels die darauf bezüglichen Effusivgebilde fehlen bzw. verdeckt sein; das Fehlen älterer Tholeyite in dieser Gegend würde darauf hinweisen, daß durch die stärkere Intrusion am Lemberg etc. die Verdichtung der gesamten Umgebung und der naheliegenden Teilmulde stark war und daß andererseits durch die tektonischen Vorgänge, durch den eruptiven Sattelkuppeldurchbruch und durch den Muldenausbruch Bw der porphyrischen und quarzporphyritischen bis porphyritischen Massen derart erleichtert und gefördert war, daß der Nachschub tholeyitischer Magmas völlig nach anderer Seite gedrängt wurde. Diese treten nun im Grenzlager bzw. in dessen Basis in der Tat auf und zwar westlich einer Linie, welche die seitliche Verbreitung des Porphyrits von Lemberg-Bauwald begrenzt und quer zum Gesamtsattelstreichen — unbekümmert um die Teilktonik — verläuft. An dieser Linie beginnen auch wieder bei Odernheim-Lettweiler (Od-Le) (XII—XIV, 23—24) Tholeyitintrusionen ⑬, welche nach dem inneren Zusammenhang mit den übrigen südlichen Intrusionen als ältere Tholeyite aufgefaßt werden können und welche weiter westlich zunächst dem Sattelrand in mächtigen Lagern bei Bärweiler¹⁾ und im tieferen Horizont NO. von Meisenheim (Me) (XI, 26) auftreten ⑭.

Was die erwähnte Odernheim-Lettweiler Intrusionsgruppe ⑬ betrifft, so entfernt sie sich bemerkenswerterweise von der Bauwaldmasse; da, wo sie näher an diese herantritt, sind nur schwache Überflügelungen bemerkbar; die Hauptmasse sucht sich sozusagen außerhalb der Verdichtungswirkung zu verlegen; doch ist diese hier nicht so deutlich, da die Bauwaldmasse keine aufgebogene Schichtenkuppelform ist, sondern mehr einen starken Muldendurchbruch darstellt, der weniger gleichmäßig verdichtend auf das Nachbargebiet wirken konnte.

Die Beziehungen zwischen der Bauwaldmasse ⑪ und dem Lemberg ⑩ sind sehr belehrend; die beiden Massen liegen, kurz gesagt, in zwei alternierenden Quadranten in Richtungen, welche die natürlichen, tektonisch fast nicht berührten Ränder der Bauwaldmasse beherrschen und die westliche die Lembergummantelung tangieren, so weit er rundlich begrenzt ist — und den Rändern des Lembergs parallel ziehen, so weit er mehr Querdurchbruch ist (Osthälfte). Man erkennt, daß die Formen abhängig sind von den örtlichen Schichtstreichlinien der Aufwölbung bzw. der Einmuldungen und von den Durchbruchlinien senkrecht zum Schichtenstreichen. — In der Anlage der beiden Durchbrüche zeigen sich also die gleichen richtenden Einflüsse, welche auch da wirksam bleiben, wo die Seitenränder der Massen nicht auskeilen, sondern senkrecht abstoßen; die Durchbruchlinien (oder schmalen Durchbruchzonen) sind demnach Leitlinien, an denen, wie auch hie und da an den Seitengrenzen der weniger mächtigen Lagergänge, das Magma infolge seitlicher Stauung emporgetrieben wird.

Nachdem wir bisher die Peripherie des östlichen und südöstlichen Pfälzer Sattels erledigt haben, wollen wir zunächst das Gebiet der Sattelmittle betrachten; diese besteht aus zwei Längslinien bevorzugter aber wechselnd starker Gewölbelerung; eine südliche haben wir schon oben berührt. Die Sattellinie: Nußbach-Bisterschied-Stahlberg (Nu, Bd, Sb, vgl. auch tekt. Karte in Erl. z. Bl. Donnersberg); die Höhe des Sattelfirsts ist nicht gerade die Region starker magmatischer Ladung, besonders liegen die Gangseiten der Lagerintrusionen seitlich davon und weisen schief ab-

¹⁾ Dieser mächtige mit dem Hundsbach-Lauschieder Intrusionslager alternierende Tholeyitlagergang ist nicht mehr in der Übersichtskarte dargestellt (vgl. Blatt Kusel XIII, 28—29).

wärts nach den Mulden hin, wenn sie noch so seicht wären. Besonders auffällig ist dies am Roßberg-Wolfsmühle. Die weitere Sattelmittle ist sehr arm an Intrusionen; anfällig ist aber auch hier, daß die einzige Stelle wieder reicher an Durchbrüchen ist, welche eine entschiedener Muldung erkennen läßt: ⑰ die Oberndorfer-Alsenzer Mulde (Si-Als-Mw, vgl. Tekt. Karte, Erl. z. Bl. Donnersberg); nach beiden Muldenflügeln steigen in NNW. und OSO. die Lagergänge auf, im Nordflügel der Mulde sogar bis zur Firstregion der Moschellandsberger Kuppel OM, deren jenseitiger Flügel aber zunächst völlig intrusionsfrei ist. Weiter ist die Ostseite der Mulde ohne Intrusionen, während sie die Westseite besitzt; letztere führt auch tiefere Schichten steiler in die Höhe, während sich die Osthälfte der Mulde verflacht. Es zeigt sich auch hier an dieser, wenn auch kleinen, so doch auffälligen Stelle die Bedeutung der Mulden für die Emporleitung der Magmen [vgl. S. 185 die Mulde vor der Niederkirchener Hauptmasse, an der Sternhütte (IV, V, 22, 23), am Windhübel (IX, X, 18) und bei Niederwiesen-Wendelsheim (XIV, 15)].

Im Innern der Moschellandsberger Gruppe zeigen sich ganz deutliche Alternationen oder Wechselstufungen, welche die Intrusionen der Nordost- und Südwestseite gegen die Südost-Längsseite der Sattelkuppe absetzen. Hier zeigt sich das umgekehrte Verhalten gegenüber der südlich anliegenden Mulde. Die Ostseite ist begünstigt in der Intrusion, während hier die Mulde nichts zeigt; ebenso ist die Umkehrung auf der Westseite deutlich.

Die Kallbacher ⑭ Intrusion (Ka, XI, 24) steht einerseits im Wechsel mit der Odernheim-Lettweiler Gruppe (Le, Od) und andererseits mit der Obermoscheler im SO. und ⑮ der Gangloff-Odenbacher (Ga-Od) im SW.; der nordwestlich davorliegende intrusionsleere Raum des Sattels ist dadurch gewissermaßen verständlich, daß, westlich davon mit Me beginnend, mehrere starke Intrusionen einsetzen (vgl. Bl. Kusel) und nach der Mulde zu in diesem Raum Effusionen von besonderer Stärke sich einstellen, welche als absaugende, entladende Ergüsse in Betracht gezogen werden können.

Um kurz zusammenzufassen, können wir feststellen, daß in dem dargestellten Gebiet 17 ziemlich regelmäßig in Lagewechsel stehende Intrusionsgruppen unterschieden werden können: 1. die Niederkirchener Masse Nik in ru^{2b1} — ru^{2a} , als Ganzes abgelöst nach NO. zu durch 2. in einem Horizont von ru^{2c} liegende Intrusion Gehrweiler-Imsweiler und einer in tieferem ru^{2a} ; beide brechen ab nach 3., wo eine mittlere Intrusion in ru^{2b} dem Horizont der Hauptentwicklung der Niederkirchener Masse bei Li-Sö und eine höhere Gruppe in ru^3 und ru^4 auftritt; diese reicht etwas überflügelnd in das Gebiet 4., wo wieder im Horizont des Imsweiler Zugs von ru^{2c} eine mächtige Intrusion (Wi-Ho) bemerkbar ist. Die Gruppen 5. und 6. liegen wieder alternierend zu letzterwähnter Masse in höherer Lagerung (tiefere Region von ru^3), wobei in 6. eine an Ausdehnung entsprechende äußere Intrusionsgruppe auftritt, von welcher die nördlichste bei Niederwiesen-Nw in tektonischer Wiederverkehr den gleichen geologischen Horizont (tiefere Lagen von ru^3) jenseits der Mörsfeld-Wendelsheimer Mulde einnimmt; deren beider Endpunktverbindung 7. die Weinheimer Gruppe als alternierend in höherem Horizont ru^4 abscheidet. Die letzterwähnten beiden Hauptgruppen von 6. liegen in einem geologischen Horizont, in welchem auch 8. die Winterborner Masse (tiefere Lage von ru^3) aufgebrochen ist;

¹⁾ c^6 = Breitenbacher (Obere Ottweiler) Schichten; ru^{1a} = Untere Kuseler Schichten; ru^{2a} = untere Obere Kuseler = Odenbacher Schichten; ru^{2b} = mittlere Obere Kuseler = Alsenzer Schichten; ru^{2c} = obere Obere Kuseler = Hofer-Schichten; ru^3 = Untere Lebacher Schichten; ru^4 und ru^{4a} = Obere Lebacher Schichten (Schweisweiler und Olsbrücker Schichten); ro = Oberrotliegendes.

die Verbindungslinie der beiden Endpunkte liegt quer zum Streichen der Schichten. Dieser Zug liegt wieder mit 9. in Alternation bzw. werden die Durchbrüche des Bingert-Altensbamberger Zugs gegenüber der Winterborner Masse klein und sporadisch. Überflügelt wird das Westende von 9. durch die zurückspringende Nordost-Hälfte 10. des Lembergs, der, in e^6 — ru^{2a} steckend, 11. mit dem Bauwald, der in ru^{2b} , ru^{2c} , ru^3 und ru^4 durchgebrochen ist, völlig alterniert; 12. zeigt eine kleine Alternation in entsprechenden Horizonten mit antiklinale Lagerung. Die Intrusion bei 13. liegt alternierend zum Bauwald (11.) in tieferen ru^{2c} und höheren ru^{2a} ; 14. alterniert zu der vorhergehenden Gruppe in tieferen ru^{2b} , nimmt andererseits auch eine mittlere Wechselstellung ein zu 15. in höheren ru^{2a} und zu 16. in tieferen ru^{2c} . 17. Die Sattelmittle läßt keine deutliche Wechselorientierung erkennen; ein gewisses Übergewicht deutet auf einen Wechsel mit 4., andererseits auch auf einen Wechsel mit 11.

Vergleiche und Beziehungen.

Die im Vorhergehenden vertretenen Anschauungen haben seit ihrer gerundeten Aufstellung in den Geogn. Jahreshften 1906 durch verwandte Gedankenverbindung eine gewisse Stütze aus anderen Gebieten erhalten. Es kommt hier zunächst die Frage der Aufblätterung in Betracht; bezüglich des zeitlich längeren Bestandes solcher Aufblätterungen habe ich schon 1904 S. 157 an die durch den Bergbau eingehend bis in die Tiefe bekannt gewordenen Aufblätterungen im schiefrigen Gneis in Australien erinnert, welche hauptsächlich in den Sätteln einen längeren Bestand haben mußten und daher durch Mineralintrusion von Erzen, Quarz, Feldspat und Granat ausgefüllt werden konnten. Was die Beziehungen von magmatischen Intrusionen zu aufgeblätterten Gebirgen betrifft, so ist HARKER (Natural History of igneous rocks 1909 S. 299) für gewisse britische Vorkommen auch zu der Anschauung gekommen, daß in gefalteten Gesteinen durch Abstau in den First- und Muldenachsen-Regionen Hohlräume entstehen, welche sich mit Magma ausfüllen. Wenn auch bezüglich einer zwingenden Vergleichbarkeit mit dem als Typus gewählten Beispiel von Shropshire (vgl. H. WOLF, Vulkanismus I, S. 228) nur die im Kuppenfirst zum Teil abgetragene Intrusion der Elkenknopf-Hohlbornerhofkuppe (IV, 23—24) angeführt werden kann, so ist doch auch die von mir gegebene Erklärung der einfachen Lagergang-Intrusion im Pfälzer Sattel genau das, was HARKER als Vorbereitung für seine „Phakolithe“ annimmt, d. h. sie beruhen auf Aufblätterungen durch einen tektonischen Abstau, der bei uns aus einer Kreuzung zweier aufeinander senkrechten Antriebe, einer stärkeren (streichenden) und schwächeren queren Druckwirkung, eine besondere Form annehmen muß.

Als Stockbildungen mit phakolithischer Veranlagung wären der Lemberg und zwar als Sattelfüllung und die Baumwaldmasse als Muldenfüllung aber in alternierender Verteilung anzusehen; eine Stockbildung wie letztere würde auch dem von SALOMON aufgestellten Begriff des Ethmolithen sich nähern.

Da ich weit davon entfernt bin, nur die Auffassung zu vertreten, daß die Magmen ganz ohne selbständig gestaltende Eigenwirkung bei ihren Aufbrüchen sind, und da ich die stärkere Aufrichtung am Rand der rundlichen Intrusionsmassen und die Erweiterung der vorgebildeten Klüfte (Geogn. Jahresh. 1904¹⁾ S. 136, Zeile 6) der Lagergänge der Rheinpfalz als den Arbeitserfolg der Magmen ansehe, so sind auch hier die Punkte gegeben, an den Begriff der Lakkolithen anzuknüpfen,

¹⁾ Vgl. hierzu noch meine Äußerungen ebenda S. 131 Anm., S. 128 Z. 20—25.

dessen Hypothese aber jede tektonische Vorbereitung der Magmenwege ausschließt, was für die Pfälzer morphologisch sehr lakkolithenartigen Intrusionen sicher nicht gilt.

Was nun die von mir zu Grunde gelegten Auffassungen bezüglich der Störungen des magmatischen Gleichgewichts durch „Ladung und Entladung“ (bzw. Ladungszug) betrifft, so liegt eine Annäherung an diesen Gebrauch in der von E. Süss 1909, Antl. der Erde, Band III, S. 658, 659 u. 662, angewendeten Bezeichnung „Entlastung“, wonach das in einem tiefen, geschlossenen Netz von Gängen vorhandene Magma durch den Ausbruch eines nahen Vulkans gehindert wird, die Oberfläche zu erreichen; das nach ROGERS und Du Toit gegebene Bild l. c. Fig. 54 S. 664 zeigt verschiedenartige, sehr deutliche Beziehungen des Stärkewechsels benachbarter Durchbrüche von Melilith-Basalt resp. Ladung und Ladungszug (bzw. Entlastung).

Von nicht geringem Interesse ist weiters die Vergleichung der Pfälzer Durchbrüche mit jenen und in der Karrooformation in Kapland, welche E. Süss in Antl. der Erde, Band III 2, 1909, Taf. XVII, S. 322—323 u. S. 661 nach ROGERS, SCHWARZ und Du Toit allgemeiner zugänglich gemacht hat. Wir sehen l. c. in Taf. XVII verschiedene Stufen der tieferen Karrooformation (Perm) fast streichend durchsetzende doleritische Lagergänge, wozu Folgendes zu erläutern ist.

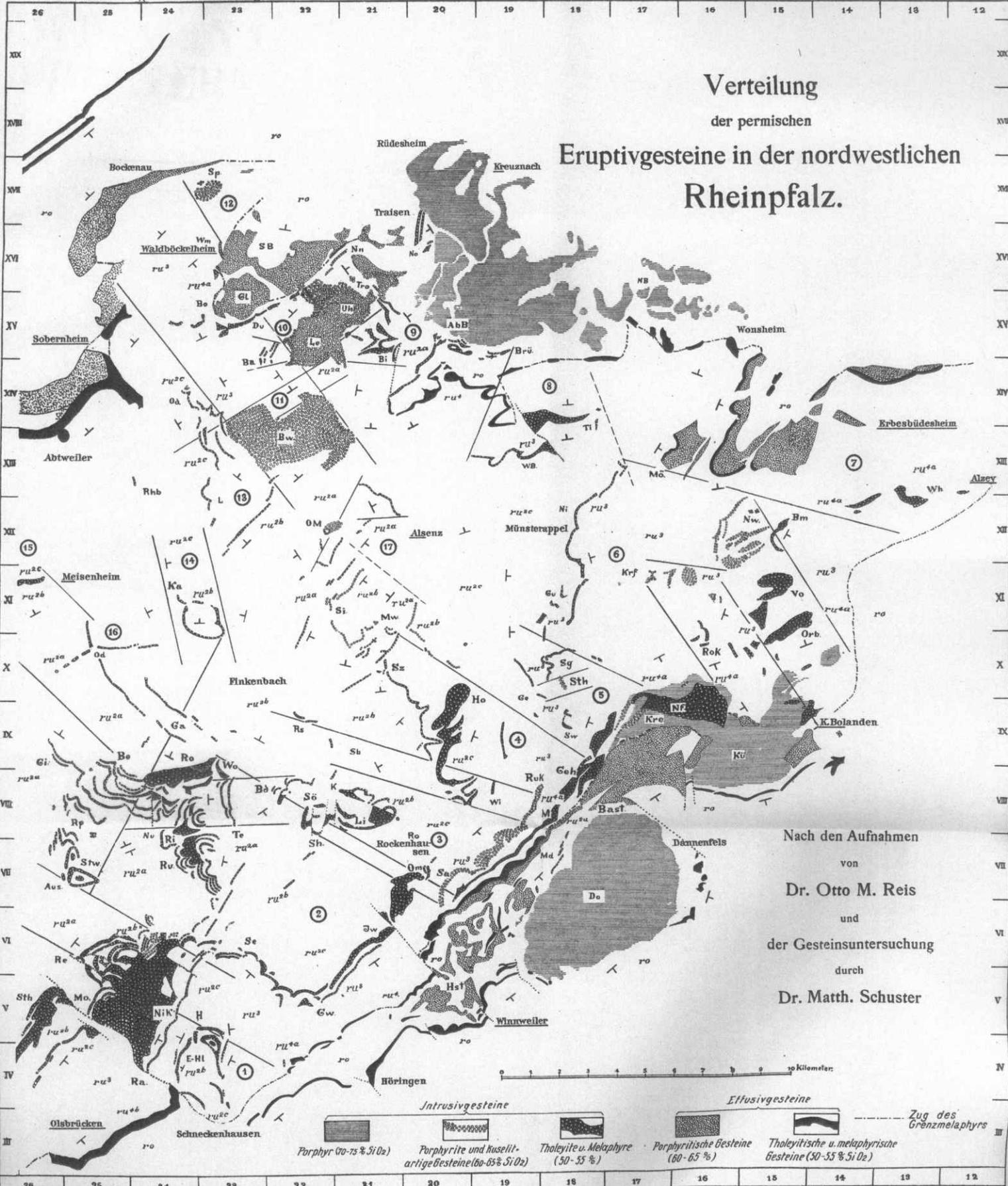
Nach ROGERS und SCHWARZ neigen sich diese Lagergänge allseits gegen die beckenförmige Mitte der Karroo, steigen also, unter spitzem Winkel die Schichten durchschneidend, von der gesenkten Beckenmitte nach außen in die Höhe. Auffällig ist nach diesen Forschern, daß die Lagergänge stellenweise sprungweise in eine tiefere Fuge treten. Dies knüpft an unsere Pfälzer Verhältnisse an; zwischen Elands Vlei und Middle Port bzw. dem oberen Great Fish River hat man bei etwa sechs übereinander folgenden Lagergängen zwei deutliche senkrecht zum Streichen der Schichten verlaufende Leitlinien, diesseits und jenseits welcher ein ganz deutliches Alternieren zu bemerken und in deren Zwischenbereich deutlich korrespondierende Stärkewechsel nahe benachbarter Intrusionen nicht zu verkennen sind; man glaubt in das Alsenzthal oder nach Tholey-Limbach versetzt zu sein.¹⁾ Es ist weiter hervorzuheben, daß diese Erscheinungen auftreten im Innenwinkel der großen fast rechtwinkligen Karroo Port-Schaarung (Swarte- und Cedar-Gebirg) und zwar nicht in den stärker gefalteten Gebirgstteilen selbst, sondern da, wo die Lagerung in eine einfachere breitere Muldung übergeht, wo aber die Begleitwirkungen der nahen intensiven Faltung sich zweifellos noch äußern mußten. E. Süss erwähnt in der Tat eine postume Faltung des Cedargebiets in der Karrooformation von der Ostseite her und sagt, daß sich die Hauptfaltung des Zwartegebirgs von der Südseite in schwachen Wellen noch in den höheren Karroo-Schichtfolgen fortsetze. Der Faltungsdruck ist in beiden Fällen nach dem Intrusionsgebiet in dem Karroobecken hin gerichtet. Es handelt sich also hier auch um zwei annähernd aufeinander senkrechte Stauungsrichtungen, welche die Karroo-Mulde gebildet haben und welche auf die Flügel der Mulde einwirken mußten. Der Unterschied liegt lediglich darin, daß Sattel- und Muldenbildung in unserem heimischen Gebiet Folge einer allgemeinen Senkung in einem annähernd rechteckigen Grabenraum sind, während im Kapland zwei aufeinander senkrechte Hebungs- und Faltungswirkungen das dazwischen liegende muldenartige Vorland bildeten und auf seine Struktur einwirkten; in beiden Fällen sind allerdings die Muldenräume selbst die verhältnismäßig am wenigsten in der gleichmäßigen Fortdauer der Sedimentbildung gestörten Gebirgstteile.

¹⁾ Vgl. Geogn. Jahresh. 1906 Beilage zu S. 81 u. 89.

Verteilung

der permischen

Eruptivgesteine in der nordwestlichen Rheinpfalz.



Nach den Aufnahmen
von
Dr. Otto M. Reis
und
der Gesteinsuntersuchung
durch
Dr. Matth. Schuster

<i>Intrusivgesteine</i>			<i>Effusivgesteine</i>		
Porphyr (70-75% SiO ₂)	Porphyrite und Kusell-artige Gesteine (60-65% SiO ₂)	Tholeiite u. Melaphyre (50-55%)	Porphyritische Gesteine (60-65%)	Tholeiitische u. melaphyrische Gesteine (50-55% SiO ₂)	Zug des Grenzmelaphyrs

Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen.

Von

Dr. K. Boden.

(Mit 5 Textbildern und 2 Tafeln.)

I. Teil.

Vorwort.

Schon im Jahre 1912 führten mich mehrere Exkursionen in das interessante und so gut wie ganz unbekanntes Gebiet des Geigersteins und Fockensteins. Infolge von anderweitiger Tätigkeit konnte jedoch sowohl in diesem wie auch im nächsten Jahre nur wenig Zeit für die Aufnahmen verwandt werden. Im Sommer 1914 sollte nun eigentlich die Karte fertiggestellt werden. Dieses wurde jedoch völlig unmöglich, da infolge des Kriegszustandes nur ein ganz geringer Urlaub gewährt werden konnte. Erst im Juni und Juli 1915 war es möglich, die Aufnahmen während mehrerer Wochen weiter zu führen und erheblich zu fördern.

Dadurch haben sich soviel Beobachtungen aneinandergereiht, daß es mir zweckmäßig erscheint, dieselben als vorläufigen Bericht über die Aufnahmen zu publizieren, wobei indessen keineswegs beabsichtigt ist, auf alle durch die Kartierung angeregten Fragen bereits jetzt einzugehen.

Die spezielle geologische Karte soll im Zusammenhang mit dem südlich angrenzenden Gebiet des Roßsteins, des Schönberges und der Seekarspitz publiziert werden.

Durch die Aufnahme des Gebietes um den Geigerstein und Fockenstein ist die Neubearbeitung der kalkalpinen Vorberge zwischen Loisach und Leitzach zum Abschluß gebracht. Es lag daher nahe, nunmehr nach den tektonischen Zusammenhängen in dieser kompliziert gebauten Zone zu forschen.

Sehr eingehend mußte nun auch auf die Ausführungen von Herrn Dr. F. HAHN¹⁾ eingegangen werden, die in der Arbeit über die Tegernseer Berge (Geogn. Jahresh. 1914) nicht mehr berücksichtigt werden konnten. Die Arbeit von HAHN bildet den ersten Versuch, den geologischen Aufbau des nördlichen Randes der bayerischen Kalkalpen auf Grund der neueren Aufnahmen in großzügiger Weise zu erklären und enthält eine Menge neuer Anregungen und Ideen, die von dauerndem Wert bei der weiteren Durchforschung dieser Gebiete bleiben werden.

¹⁾ Ergebn. neuer Spezialf. i. d. Deutschen Alpen. Geol. Rundschau Bd. V, Heft 2. 1914.

Für die Ausführung der Aufnahmen waren mir von der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften Mittel zur Verfügung gestellt, wofür ich an dieser Stelle nochmals meinen Dank zum Ausdruck bringe.

Vor allem möchte ich nicht versäumen, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ROTHPLETZ, für die Gewährung von Urlaub, sowie Herrn Oberbergrat Dr. REIS für sein Entgegenkommen bei der Publikation der Arbeit in den Geogn. Jahreshften bestens zu danken.

Das Gebiet des Geigersteins und Fockensteins.

I. Tektonik.

In den Tegernseer Bergen konnte am südlichen Ringberge zwischen Schärffen und dem Windberge eine wichtige tektonische Leitlinie festgelegt werden, durch welche eine schmale kalkalpine Vorzone abgetrennt wird, die sowohl in bezug auf die äußerst komplizierten tektonischen Verhältnisse wie auch durch die Ausbildung der Schichten von den südlich angrenzenden Faltenzügen nicht unerheblich abweicht.

Die Fortsetzung der Ringberg-Linie läßt sich gegen Westen zu leicht feststellen. Sie zieht am Nordabhang des Kampen südlich des Hirschberg-Sattels durch, kreuzt südlich der Sticker Alm zweimal das Hirschbachtal und verschwindet NO. von Tradln bei Mühlbach unter den diluvialen Talschottern des Isartales. Dieselbe mag als Hirschbach-Störung bezeichnet werden. Von dieser Störung im Süden und der südlichen Flyschgrenze im Norden wird eine Zone eingeschlossen, welche dem Ringberg-Gebiet in den Tegernseer Bergen entspricht.

Ganz ähnliche Unterschiede wie am Tegernsee und im Weissachtale machen sich auch zwischen der kalkalpinen Vorzone der Lenggrieser Berge und dem südlich angrenzenden Gebiete bemerkbar, nur gestaltet sich der geologische Aufbau der Vorzone im Osten von Lenggries ungleich mannigfaltiger wie am Ringberge.

Dieselbe umfaßt das Gebiet um den Geigerstein und Fockenstein und besitzt etwa eine Breite von $2\frac{1}{2}$ —3 km. In dieser verhältnismäßig schmalen Zone finden sich sämtliche Formationen vom bunten Sandstein bis zu den Ablagerungen der älteren Kreide.

Im wesentlichen ist auch hier, gerade wie am Ringberge, der tektonische Aufbau durch stehende, eng aneinander gepreßte, ostwestlich streichende Falten charakterisiert. Die sattelförmigen Aufwölbungen werden zumeist von den Triasgesteinen gebildet, zwischen denen sich synklinal gelagerte Jurabänder einschalten. Während jedoch am Ringberge die Sattelzonen lediglich aus Hauptdolomit und Raiblern bestehen, beteiligen sich in den Lenggrieser Bergen auch die älteren Triasglieder, Buntsandstein, Muschelkalk, Partnachschiechten und Wettersteinkalk, an der Zusammensetzung der ausstreichenden sattelförmigen Aufpressungen. Der südliche Schub hat hier also stellenweise viel intensiver gewirkt als wie im Osten.

Gerade das Auftreten des Muschelkalkes und Wettersteinkalkes verleiht dem Gebirgszuge sein charakteristisches Gepräge, da sich die dickbankigen bis massigen Kalke von den umlagernden weicheren Schichten stark abheben und die höchsten Erhebungen aufbauen. Diese werden vom Fockenstein und Geigerstein gebildet und stellen eine sattelförmige Aufbruchszone dar, deren steil mit 75° einfallende Schenkel nach unten zu konvergieren und deren Sattelfirst zu einer mehr oder minder flachen Mulde eingebogen ist, so daß im Scheitel des Gewölbes eine

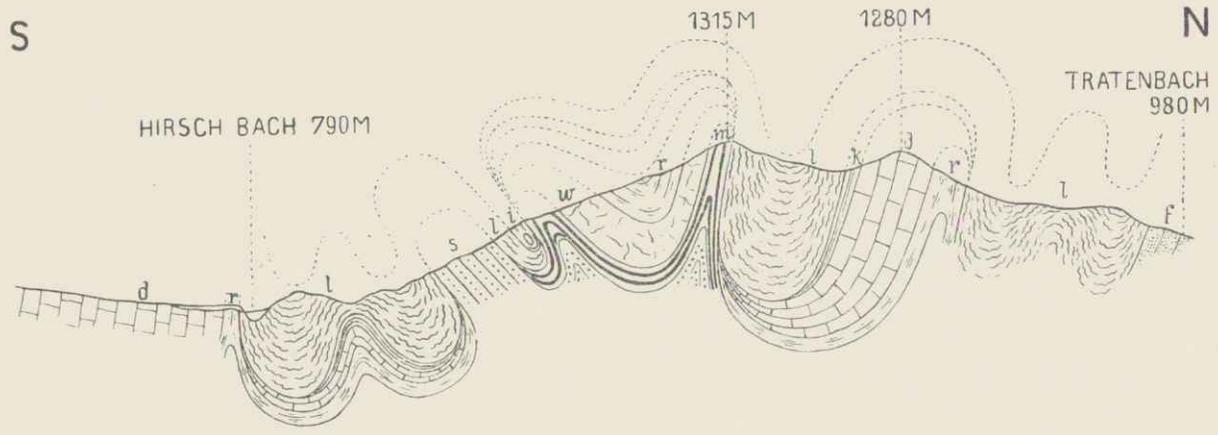
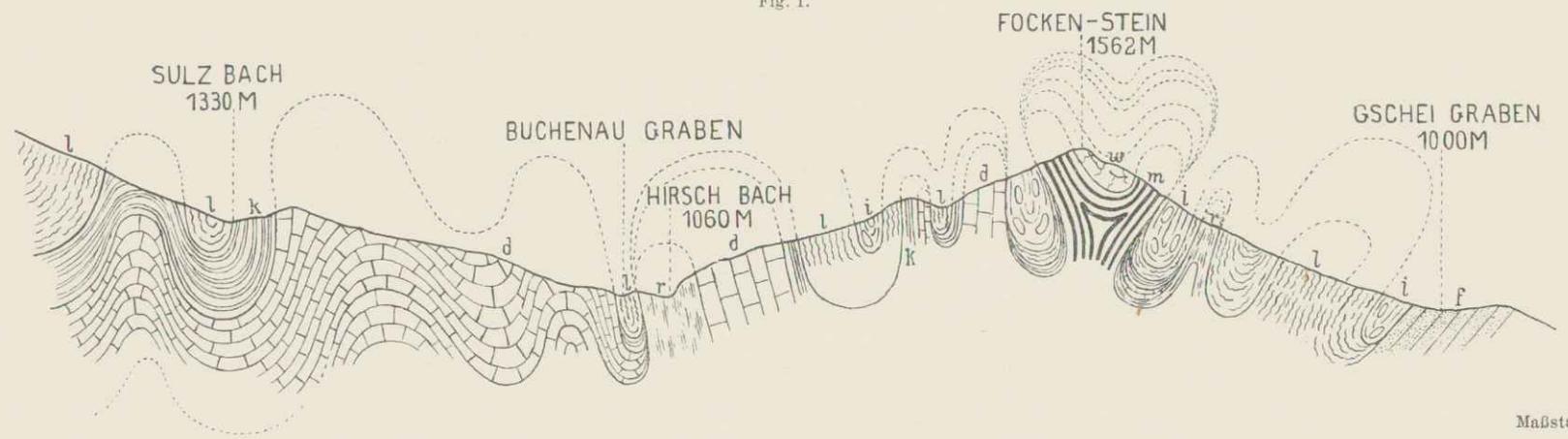


Fig. 1.



Maßstab 1 : 25 000.



Fig. 2.

Mulde mit zwei seitlich angrenzenden Spezialsätteln entsteht.¹⁾ Neben Muschelkalk, Partnachsichten und Wettersteinkalk beteiligen sich auch noch untergeordnet Buntsandstein und Raibler Schichten an dem Aufbau dieser emporgewölbten Zone, die etwa gerade die Mitte der kalkalpinen Vorzone einnimmt.

Während innerhalb der Scheitelmulde auffallend ruhige Lagerung herrscht, werden die Flanken des Sattels sowohl im Norden wie auch im Süden von bedeutenden Längsstörungen begrenzt, da die Triasgesteine, welche die Mulde aufbauen, sowohl am Nord- wie auch am Südschenkel des Sattels vollständig fehlen, so daß die älteren Triasbildungen — zumeist der Muschelkalk — direkt mit den sich konkordant an die konvergierenden Schenkel anlehenden Jurasedimenten in Berührung kommen. Zwischen beiden sind also Schichten von mehreren hundert Metern Mächtigkeit ausgewalzt.

Die Scheitelmulde ist am besten am Geigerstein entwickelt. Die aufragenden Wettersteinwände des Geigersteins im Norden und des tiefer gelegenen Ramlsschnaken im Süden bilden die Schenkel der Mulde, die von den Raibler Schichten ausgefüllt ist. Diese reichen bis südlich vom Mark-Eck. Von hier aus wird die Mulde nur noch von Muschelkalk und Wettersteinkalk aufgebaut. Der letztere bildet mehrere aneinandergereihte, unregelmäßig geformte Klötze, die an einer großen Anzahl nord-südlich streichender, steil stehender Störungen gegeneinander verschoben sind. Unterhalb von Adolfsruhe endigt der Wettersteinkalk und im weiteren Fortstreichen finden sich bei Schloß Hohenburg nur noch Partnachsichten und Muschelkalk.

Die Breite der eingemuldeten Sattelzone, deren Achse gegen das Isartal geneigt ist, beträgt am Geigerstein etwa 1 km und verschmälert sich bis zum Schloß Hohenburg ungefähr um die Hälfte.

Der aus Muschelkalk bestehende stark reduzierte Nordschenkel des Sattels, der im Durchschnitt etwa mit 75° südlich geneigt ist, läßt sich vom Kalvarienberg bis zum Westrande des Geigersteins verfolgen. Überall tritt hier an die steile, durch Querstörungen mannigfach zerstückelte Muschelkalkmauer der außerordentlich verquetschte Lias oder die Aptychenschichten mit demselben steilen südlichen Einfallen heran.

Am rechten Ufer des Ramlgrabens wird die zwischen dem Geigerstein und Ramlsschnaken gelegene Triasmulde durch eine steil stehende Nordoststörung abgeschnitten. Im Gebiete des Sonnersbaches ist daher lediglich der Nordflügel des Sattels vorhanden, an dessen Aufbau sich neben dem Muschelkalk auch die unterste Trias in äußerst komplizierter Lagerung beteiligt.

Im Norden vom Geigerstein ist sowohl der Muschelkalk wie auch der Kontakt mit dem Jura durch Schutt verhüllt. Dagegen erscheint der Muschelkalk im Nordosten des Geigersteins wieder als ein 100 m breites Band. In dem Graben NO. vom Geigerstein ist die Störung, welche dasselbe im Norden abschließt, vorzüglich aufgeschlossen. Der dickbankige, knollige, zuweilen etwas kristallin entwickelte Muschelkalk bildet die steile Südwand des Grabens. Der Nordrand des Tälchens wird meist

¹⁾ Mehr oder minder breite sattelförmige Aufwölbungen triassischer Gesteine mit stark gestörten, nach unten zu konvergierenden Schenkeln und muldenförmig eingebogenem Sattelfirst gehören keineswegs zu seltenen Erscheinungen in der kalkalpinen Vorzone der oberbayerischen Alpen. Beispielsweise finden sich derartige Lagerungsverhältnisse am Südabhang des Ringberges. Hier besteht der aus dem Jura aufragende Sattel aus Hauptdolomit, die eingebogene flache Scheitelmulde wird von Rhät und wenig Lias ausgefüllt. Die Schichten des Rhät fehlen an den steil mit 75° gegeneinander geneigten Sattelschenkeln, die aus Hauptdolomit zusammengesetzt sind und direkt an den Lias grenzen. Die Sattelzone des Focken- und Geigersteins bildet lediglich einen extremeren Fall des Sattels am Südabhang vom Ringberg.

von gelben, völlig verquetschten und zersplitterten Aptychenschichten aufgebaut, die sehr reich an Kalkspat sind.

Zwischen Muschelkalk und Aptychenschichten schalten sich schmale Streifen von schwarzen Liasschiefern ein, die im Bachbette anstehen und häufig Kalknollen und Krinoidenbänke führen. Stellenweise finden sich auch weiße Krinoidenkalke. Überall ist die Grenze zwischen Jura und Muschelkalk ganz steil gestellt. Im verdrückten Muschelkalk beobachtet man häufig etwas schräg verlaufende ostwestliche Rutschstreifen. Der unterste Teil des Grabens wird ganz vom Muschelkalk eingenommen, der sich bis in den Sonnersbach verfolgen läßt.

Im Sonnersbach zeigt der erhaltene Schenkel sattelförmigen Aufbau. Lediglich durch eine Quetschzone ist der normale Zusammenhang verloren gegangen. Der schmale, etwa 40 m breite Streifen Buntsandstein, der im Bachbett aufgeschlossen ist, wird zwar im Süden von Dolomiten überlagert, die zum Muschelkalk überleiten (s. stratigr. Teil) und direkt an Lias grenzen. Im Norden schaltet sich jedoch zwischen dem bunten Sandstein und dem Muschelkalk, welcher vom Geigerstein herunterstreicht, ein schmaler Streifen Lias ein.

Die Fortsetzung dieser Schichten findet sich — an einer Querstörung etwas nach Norden verschoben — in dem rechten Seitentälchen des Sonnersbaches, welches vom Punkt 1434 herunterzieht. Auch hier beobachtet man am Südabhang der Talschlucht die normale Überlagerung des Sandsteins durch den Muschelkalk, während der Muschelkalk des Nordflügels durch ein schmales Juraband, das mit dem ebenso gelagerten Liastreifen im Sonnersbach in Zusammenhang zu bringen ist, abgetrennt wird. (Über die Lagerungsverhältnisse des bunten Sandsteins, der an dem Wege im Osten des Punktes 1052 auftritt, können keine genaueren Feststellungen gemacht werden, da derselbe rings von Schutt umgrenzt ist.)

Im Osten des Sonnersbaches erscheint die Hauptsattelzone wieder in ihrer normalen Entwicklung und erreicht ihre größte Breite von 400 m am Fockenstein selbst. Die Scheitelmulde ist verhältnismäßig flach und wird vom Wettersteinkalk ausgefüllt, der den Gipfel des Fockensteins bildet.

Der Muschelkalk des südlichen Flügels läßt sich weiter gegen Westen verfolgen und baut den felsigen Grat auf, der bei der Höhe 1434 durchzieht. Überall ist der Muschelkalk steil mit 75° nach Norden geneigt und an denselben lehnen sich ebenso steil stehende plattige Aptychenschichten.

Der Muschelkalk des nördlichen Sattelflügels findet sich am steilen Nordabhang des Fockensteins wieder. Die Fortsetzung bildet offenbar die aus kristallinem Kalk bestehende Nase am Tauberg. Diese stößt direkt an den Hauptdolomit des nördlich vorgelagerten Sattels. An der Westseite des Tauberges verläuft eine Querstörung, an welcher der Wettersteinkalk gegen Süden verlagert ist. Der Muschelkalk fehlt hier vollständig, dagegen stellt sich zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit des nördlichen Sattels ein breiter Streifen Aptychenschichten und Lias ein. Im Westen einer weiteren Querstörung wird der Rand des Sattels jedoch wieder von Muschelkalk gebildet. Der Kontakt zwischen diesem und dem im Norden anstoßenden oberen Jura ist vorzüglich im Norden von dem Felsgrat aufgeschlossen, der vom Punkt 1434 gegen Nordwesten zieht. (Fig. 3.)

An der Zusammensetzung der Felsen beteiligt sich hier auch der obere Jura, der steil südlich geneigt ist und an ebenso steil einfallenden Muschelkalk grenzt. Zwischen beiden Formationen stürzt ein Bach herunter, der die steil stehende Störung in einer Höhe von etwa 30 m entblößt hat. Westlich der Felsen

ist der Muschelkalk wiederum gegen Süden verschoben. Die vorgelagerten Juraschichten sind durch eine breite Schutthalde völlig verhüllt.

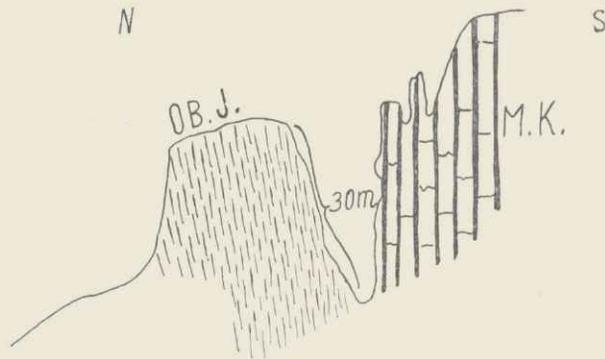


Fig. 3.

Aufschluß im Sonnersbach an der nördlichen Ecke der Felswand, die vom P. 1434 nach Nordwesten zieht, den steilen Kontakt zwischen dem M.K. der Hauptsattelzone und dem anschließenden OB.J. zeigend. (Skizze.)

An der Ostseite des Fockensteins streicht eine Nordwestverwerfung durch, die den Wettersteinkalk abschneidet und durch die der Steilabfall des Berges gegen Osten bedingt ist. Der Grat oberhalb der Neuhütten Alm wird von gut erkennbaren dunklen Muschelkalkbänken mit Hornsteinen und dolomitischen kristallinen Kalken aufgebaut, die mit $45-60^{\circ}$ oder steiler nördlich geneigt sind. Im Süden schließen sich ebenso steil nördlich geneigt Aptychenschichten und Lias an.

Der Grat besitzt auch gegen Norden zum Teil Steilabstürze. Vor denselben breiten sich sanft gegen Norden geneigte Hänge aus, die den Partnachschichten ihre Entstehung verdanken. Die typischen schwarzen weichen Schiefer mit wenigen dunklen Kalkbänken sind in mehreren Abrissen und Gräben aufgeschlossen. Unterhalb der flachen Hänge erscheinen wieder dunkle dickbankige und auch dünner gebankte wulstige Kalke mit südlichem Einfallen. Diese bilden die senkrechten Felsen südlich der Baumgarten Alm. Die Mulde des Fockensteins ist also auch östlich der Nordweststörung wieder deutlich erkennbar. Ihre Schenkel werden hier von Muschelkalk und der Kern von Partnachschichten eingenommen. Der südliche Schenkel liegt jedoch umgekehrt wie am Geigerstein viel höher wie der nördliche. Innerhalb der Mulde beobachtet man naturgemäß flachere Fallwinkel von 45° und weniger. Die schroffen Felswände an der Nordseite lassen jedoch erkennen, wie sich die Schichten bei ihrem Ausstrich steil aufbiegen. An dieselben lehnt sich der ebenso steil südlich geneigte obere Jura, der vor den senkrechten Felsen zumeist steil abfallende Wiesen bildet, die gegen Norden im Lias allmählich flacher werden. Die Störung scheint, soweit sich erkennen läßt, ebenfalls steil südlich geneigt zu sein. Zwischen Schichtenfallen und Einfallen der Störung herrscht also wieder völlige Konkordanz. Oberer Jura und Lias sind miteinander verfaltet, aber im großen und ganzen scheint doch den Muschelkalk zunächst ein Streifen von oberem Jura zu begleiten, an den sich der Lias anschließt. (Eine derartige Anordnung kehrt am Rande der zentralen Sattelzone häufig wieder.) Dort, wo der vom Fockenstein gegen Osten herabziehende Grat nach Norden umbiegt, ist die Stelle, an der das Juraband durchstreicht, durch eine Depression deutlich gekennzeichnet. Überall lassen sich hier im Walde die Gesteine des oberen Jura und des Lias nachweisen, welche den Muschelkalk von den zum nördlichen Sattel (s. u.) gehörigen Rauhwacken scheiden.

Östlich der Baumgarten Alm findet die Sattelzone ihr Ende. Der Muschelkalk taucht unter den Jura. Dagegen erscheint am Auerhütten-Eck und im großen Berg ein Streifen isolierter Schollen von Hauptdolomit und Raibler Schichten. Dieselben sind rings vom Lias umgeben und stellen einen zerbrochenen Sattel dar, der die Fortsetzung vom Geigerstein und Fockenstein bildet (Tegernseer Berge S. 199 u. 200). Die Sattelachse senkt sich vom Fockenstein aus stark gegen Osten und auch die faltende Kraft hat ein geringeres Ausmaß erreicht, denn während am Fockenstein der Muschelkalk und Wettersteinkalk bis in ein Niveau von über 1500 m emporgewölbt wurden, liegen am Auerhütten-Eck und im großen Berg diese Horizonte weit unter der Talsohle und auch die Hauptdolomit- und Raiblerschollen finden sich nur in einer Höhe von 1000—1200 m. Weitere Spuren des Sattels wurden im Söllbache und am Nordabhang der Ringspitze beobachtet.

Die Achse der Hauptsattelzone steigt vom Isartal gegen den Geigerstein zu an und senkt sich vom Fockenstein wiederum gegen das Söllbachtal. Die höchsten Erhebungen der Sattelzone fallen also mit der höchsten Lage der Sattelachse zusammen. Außerdem sind dieselben durch das Anschwellen des Wettersteinkalkes bedingt.

Das Streichen der Schichten, welche die Sattelzone aufbauen, ist ziemlich konstant ostwestlich gerichtet. Das Vordringen des Fockensteins gegen Norden ist lediglich durch Transversalverschiebungen bedingt.

Zwischen dem Geigerstein-Fockensteinsattel und der Flyschgrenze schiebt sich noch eine Sattelzone ein, die jedoch viel weniger stark differenziert und weniger kompliziert gebaut ist. Im Norden des Geigersteins besteht dieselbe aus einem breiten, steil mit 75° südlich einfallenden Streifen Raibler Schichten, über dem normal der Hauptdolomit folgt. Zwischen diesem und dem Lias schaltet sich noch ein äußerst schmaler Streifen Rhät ein, der sich mehrfach mit den charakteristischen Fossilien nachweisen ließ, z. B. im oberen Bsenggraben, beim Punkt 1310, im obersten Tratenbach, im Norden der Schwarzwand und am Fuße des Bergrückens zwischen Reiterbach und Halsbach bei dem Wasserreservoir. Im unteren Bsenggraben fehlt jedoch das Rhät. Die dickbankigen Hauptdolomitbänke, in denen dünne dunkelgefärbte schieferige Einlagerungen vorkommen, stoßen hier unmittelbar an den Lias. In bezug auf das Vorkommen des Rhät herrschen ähnliche Verhältnisse wie bei dem Sattel an der Nordseite des Ringberges (Tegernseer Berge S. 196). Auch sonst bestehen große Analogien zwischen beiden Sattelbildungen, da auch im Norden des Geigersteins der nördliche Sattelflügel fehlt. Hauptdolomit und Rhät, die über den Raiblern im Norden folgen sollten, sind ausgewalzt und die Raibler treten direkt an den Lias heran und bilden eine senkrechte Wand, die sich vom Gufelgraben über die Schwarzwand in den Sonnersbach verfolgen läßt und morphologisch stark hervortritt.

Im Osten des Sonnersbaches bildet der Sattel ein etwa 100 m breites, aus Raiblern und Hauptdolomit bestehendes, im Jura steil aufragendes Band. Weiter im Osten, im Norden des Fockensteins, scheinen sich die sattelförmig aufgepreßten Triasgesteine in einzelne Schollen aufzulösen, die nur noch aus Raiblern bestehen. In größerer Breite finden sich dieselben östlich der Baumgarten Alm, wo sie als steile Mauer den Lias überragen. Die Fortsetzung des Sattels liegt, wie schon eingehend festgelegt wurde (Tegernseer Berge l. c. S. 200), im Söllbach unterhalb vom Bauer in der Au und am Nordabfall des Ringberges.

Die zwischen den beiden Sätteln eingeschaltete Mulde, ist aus oberem Jura und Lias aufgebaut. Die Schichten, welche zumeist steil südlich einfallen

oder ganz senkrecht stehen, sind stark verquetscht, miteinander verfaltet und bilden oft ein wirres Durcheinander, daß es vielfach schwer ist, die beiden Juraglieder kartographisch auszuscheiden. Im Norden vom Geigerstein hat die Mulde ihre größte Breite und besteht im wesentlichen aus Lias. Am Südrande zieht sich jedoch vom Calvarienberg bis zum Mark-Eck ein Streifen Aptychenschichten entlang, die auch nördlich vom Geigerstein und im Graben nordöstlich dieses Berges wieder in Erscheinung treten. Östlich des Sonnersbaches ist die Mulde viel stärker verzerrt und gestört. Hier überwiegen die Aptychenschichten, die im Graben unterhalb der Höhe 1434 und zusammen mit Lias im Tauberggraben anstehen. Am Tauberg ist die Mulde überhaupt ganz ausgequetscht (s. o.). Am Nordabhang vom Fockenstein und bei der Baumgarten Alm schalten sich jedoch Aptychenschichten und Lias wieder zwischen Muschelkalk und Rauhacke ein (s. o.).

Die Mulde, welche zwischen dem nördlichen Sattel und dem Flysch liegt, erreicht eine ziemliche Breite und ist ganz überwiegend aus Liasgesteinen zusammengesetzt, deren Ähnlichkeit mit dem Flysch so groß ist, daß sich die Flyschgrenze nur schwer festlegen läßt. Sie verläuft etwa an dem Wege, welcher an der linken Seite des Tratenbaches entlang führt. An verschiedenen Stellen konnte hier der Lias durch Fossilfunde sichergestellt werden. Im Norden des Schwarzberges ist der Kontakt nirgend aufgeschlossen. Im Sonnersbach sind die Schichten durch diluviale Ablagerungen und im Lackengraben durch Schutt verhüllt. Dagegen läßt sich diese wichtige Grenze im Gscheigraben wieder recht genau festlegen. Dieselbe ist ebenso wie die Schichten mit etwa 50° südlich geneigt.

Gegenüber dem Vordringen des Jura am Sattelkopf weicht die Flyschgrenze hier wieder nach Süden zurück. Beweise für eine Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch konnten bisher nicht aufgefunden werden.

Eines der schwierigsten und zugleich eigenartigsten tektonischen Probleme des Gebietes bildet zweifellos das Auftreten des bunten Sandsteins am Südabhang vom Geigerstein. Allerdings ist es außerordentlich schwer, die Lagerung des Sandsteins festzustellen, da nur sehr wenige Aufschlüsse vorhanden sind und das ganze Terrain völlig verrutscht ist und sich auch heute noch in Bewegung befindet. Bei der Kartierung des Vorkommens ist man daher zumeist auf den Verwitterungsboden des bunten Sandsteins, der allerdings an den verwitterten Sandsteinbrocken recht gut kenntlich ist, angewiesen.

Das Vorkommen bildet einen etwa 200 m breiten Streifen, der dem Wege folgt, welcher oberhalb vom Fischmeister von der Höhe 845 um den Südabhang des Geigersteins in den Ramlgraben hineinführt. Etwas oberhalb der Wegebiegung liegen die günstigsten Aufschlüsse im Sandstein. Dieselben sind durch einen Bergbruch entstanden, der eine erhebliche Vermurung hervorgerufen hat, die noch in Bewegung ist und den Weg teilweise zerstört und tiefer gelegt hat. Oberhalb des Bergbruchs sind die Sandsteinschichten mit eingelagerten Rauhacke sichtbar. (Im Sommer 1915 waren die letzteren durch neuen Schutt bereits wieder verhüllt.) Die Schichten streichen mit geringen Abweichungen ostwestlich und fallen flach mit 45° gegen Norden ein. Weiter unterhalb fand sich noch anstehender Buntsandstein, der ostnordöstliches Streichen und ebenfalls nördliches Fallen mit 45° zeigte. Einige weniger günstige Aufschlüsse liegen im Osten des Punktes 845. (Alle geschilderten Aufschlüsse sind jedoch fortwährenden Änderungen unterworfen.)

Der Buntsandstein unterlagert jedoch nicht normal den ebenfalls — allerdings etwas steiler — nördlich geneigten Muschelkalk des südlichen Flügels der

Hauptsattelzone, sondern ist von demselben durch ein schmales, aus oberem Jura und Lias bestehendes, auch nördlich geneigtes Band getrennt. Die Juraschichten sind zwar außerordentlich stark verquetscht, sie lassen sich indessen an dem mit rauhem Buschwerk bewachsenem Hang überall nachweisen. Die Aptychenschichten schließen sich stets direkt an den Muschelkalk und fallen unter denselben ein. Der Kontakt ist besonders gut in dem Bach oberhalb des Punktes 845 und in dem nächsten nach Osten zu folgenden Wasserriß, der von einer kleinen Querstörung durchzogen ist, aufgeschlossen. Die Kontaktfläche ist gerade wie die Schichten steil nach Norden geneigt. An dem Hange bilden die Aptychenschichten meist eine kleine Stufe, hinter der sich die steile Muschelkalkwand erhebt. Der Lias begleitet die Aptychenschichten im Süden kontinuierlich. Er ist in einer verfallenen Holzreiß, die quer über den Hang führt und etwa oberhalb des Punktes 845 endigt, ganz gut aufgeschlossen.

Östlich des flachen Rückens, welcher bei der Wegebiegung herunterzieht, ließ sich kein Jura mehr nachweisen. Es scheint, als ob diese Schichten hier durch eine Querstörung abgeschnitten sind und der Sandstein an den Muschelkalk heranreicht. Unterhalb vom Ramlsschnaken schieben sich jedoch wieder die Aptychenschichten zwischen Sandstein und Muschelkalk ein. Weiter östlich ist alles durch die langgestreckte Schutthalde, welche vom Ramlsschnaken niedergegangen ist, verdeckt. Die westliche Fortsetzung des Jurastreifens findet sich offenbar südlich vom Dionysberg im Muschelkalk eingeklemmt.

Schwieriger wie die nördliche Grenze ist die südliche Begrenzung des Sandsteines festzustellen. Dieselbe wird ebenfalls von der Liasformation gebildet. Schiefer und Kieselkalke dieser Formation stehen in leidlichen Aufschlüssen an der schon öfter erwähnten Biegung des Weges an und grenzen hier überall an den Sandstein. Ein weiteres Vorkommen von Fleckenmergeln, dunklen Schiefnern und Kieselkalcken liegt in einem Bachriß im Walde nordöstlich vom Fischmeister und außerdem finden sich dieselben Liasgesteine in mehreren Gräben und an dem Gehänge weiter im Osten. Östlich des Punktes 845 ist die Grenze nur schwer auf Grund der Verwitterungsstücke nachzuweisen, und weiter im Westen ist alles durch Schutt, der von den oberhalb anstehenden triassischen Kalcken niedergegangen ist, verhüllt.

Der Buntsandstein bildet also am Südabhang des Geigersteins eine schmale längliche Zone, die rings von Juragesteinen umschlossen und ebenso wie die im Norden folgenden Jura- und Triassschichten nördlich, jedoch etwas flacher geneigt ist.

Obgleich bei der Erklärung dieses merkwürdigen Vorkommens möglicherweise an nach Norden geneigte und gegen Süden gerichtete Schuppung gedacht werden kann, möchte ich auch diesen im Jura eingeschlossenen Streifen Buntsandstein als ein Gebilde deuten, das durch den südlichen Schub zunächst sattelförmig aufgewölbt und bei intensiverem Druck allmählich bei Unterdrückung der gesamten mittleren und oberen Triassschichten mit nach Süden überkippter Lagerung durch den Jura hindurchgepreßt wurde. (Nach den früher üblichen tektonischen Erklärungen würde man das Vorkommen durch staffelförmiges Einsinken deuten.)

Als die Fortsetzung des Buntsandsteinaufbruches ist ein schmaler Streifen Muschelkalk am Schlagkopf anzusehen.

In dem südlichen Teil der kalkalpinen Vorzone der östlichen Lenggrieser Berge zwischen dem Fockenstein und der Hirschbachstörung schalten sich mehrere eng aneinander liegende, aus obertriassischen Gesteinen bestehende, zum Teil recht komplizierte Sättel und Mulden ein. Am Eibenberg liegt der breiteste Sattel, der

sich im wesentlichen aus Hauptdolomit aufbaut, an dessen Rändern verschiedentlich Rhät erscheint und dessen Kern die Raibler Schichten bilden, die am Kögel den Sattel ausschließlich zusammensetzen. Dieselben treten außerdem im Hirschbachtale zutage aus und stoßen fast direkt an die Hauptdolomitmasse des Kampen. Nur ein schmaler, im untersten Buchenaugraben anstehender Streifen von Lias und Aptychenschichten deutet den Verlauf der Hirschbachstörung an. Weiter gegen Westen ist die Hirschbachstörung durch eine Transversalstörung gegen Süden verschoben. Der Lias gewinnt hier eine viel größere Verbreitung. Unter demselben erscheinen im Kohlgraben als sattelförmige Aufwölbung Rhät und Hauptdolomit und unter diesem im Ramlgrabens die Raibler.

Im Gebiet des Ramlgrabens werden die Triasgesteine von einer Querstörung gegen den Lias abgeschnitten, der nunmehr die ganze Breite zwischen dem bunten Sandstein und der Hirschbachstörung einnimmt. Auch morphologisch tritt die Querstörung klar hervor, da Raibler sowohl wie Hauptdolomit an derselben stets eine steile Wand bilden, wodurch sich der eigentümliche Verlauf deutlich abhebt. Die Eintiefung des Ramlgrabens steht jedoch in keinerlei Zusammenhang mit der Querstörung.

Als echte, etwa 100 m breite Quetschzone tritt die Hirschbachstörung wieder im Süden der Raibler des Ramlgrabens in Erscheinung. Hier finden sich sowohl am rechten wie auch am linken Ufer des Hirschbaches mehrere stark verquetschte und bunt durcheinander gewürfelte Schollen von oberem Jura, Lias und Rhät.

An die Hirschbachstörung schließt sich im Süden mit breiter Mächtigkeit der Hauptdolomit der Grasleite an, der die Fortsetzung vom Kampen bildet. Hie und da schieben sich auch noch kleine Fetzen von Raiblern ein, wie z. B. im Nordosten von Tradln und im unteren Markgraben. Eine schmale, aus Lias und Rhät zusammengesetzte Spezialmulde schaltet sich im Hauptdolomit südlich des Markgrabens ein und wird durch eine Nordweststörung, die im unteren Sulzbach verläuft, im Westen abgeschnitten.

Weiter südlich folgt die breite Liasmulde der Seekar Alm und des Seekar-Kreuz, die im Westen an eine westlich der Markwand und östlich vom Grasleitenkopf durchziehende Querstörung stößt. Am Schönberg liegt eine weitere breite Mulde, an deren Aufbau sich neben dem Lias und dem oberen Jura auch die mittlere Kreide in Form von *Orbitulina concava* führenden Konglomeraten und Mergeln beteiligt. Der zwischen beiden Mulden gelegene Sattel wird im wesentlichen aus rhätischen Mergeln und dunklen Kalken sowie aus oberrhätischen Riffkalken gebildet.

Im schroffen Gegensatz zu den außerordentlich stark gestörten Lagerungsverhältnissen im Norden der Hirschbachstörung treten uns südlich derselben breite und einfach gebaute Sättel und Mulden entgegen, welche als die Fortsetzung der Falten zwischen Hirschberg und Leonhardstein anzusehen sind.

II. Stratigraphie.

Untere Trias (Skytische Stufe).

Das ausgedehnteste Vorkommen vom bunten Sandstein findet sich am Südhang vom Geigerstein. Außerdem liegen mehrere kleinere, aber darum nicht weniger wichtige Ausstriche dieser Formation im obersten Sonnersbach und dessen Seitengraben.

Im allgemeinen setzen sich die Schichten am südlichen Geigerstein aus roten Quarzsandsteinen mit dunkelroten und grünen Tongallen, die oft nur winzig klein sind, oft auch Durchmesser bis zu mehreren Zentimetern erreichen, zusammen. Die Quarzkörner, welche den Sandstein aufbauen, sind von ziemlich gleichförmiger mittlerer Größe und nur sehr wenig abgerundet. Seltener zeigen sich auch etwas größere Quarzeinsprenglinge. Auf den Schichtflächen findet sich oft weißer Glimmer und grüner Letten. Mehrfach wurde Kreuzschichtung beobachtet. An der Zusammensetzung des Buntsandsteins beteiligen sich ferner dünngeschichtete, braun und rot gebänderte, sandig tonige Mergel. Außerdem dünne Lagen von roten Letten. Oberhalb des Bergruteschens schalten sich Bänke von hellgrauen, stark bituminös riechenden Zellenkalken ein. Dieselben unterscheiden sich von den Raibler Rauhwacken dadurch, daß sie eine viel geringere Menge von Poren aufweisen. Mehrfach gehen die Sandsteine in sehr feste, splittig brechende, rot und auch grau gefärbte, quarzitishe Gesteine über, die von zahlreichen Harnischen durchzogen sind und beim Anschlagen in scharfkantige, mannigfach geformte Bruchstücke zerfallen, so daß es fast unmöglich ist, ein leidliches Handstück davon zu bekommen. Im Dünnschliff zeigt sich, daß diese Gesteine ein etwas feineres Korn besitzen wie die Sandsteine. Aber auch hier sind die einzelnen Bestandteile kaum kantengerundet.

Die im Sonnersbach zutage austretenden Schichten der Buntsandsteinformation bestehen ebenfalls aus roten Sandsteinen, die zum Teil sehr dünnschieferig werden und viel Muscovit enthalten. In einem kleinen linken Seitengraben finden sich dagegen wieder quarzitishe Gesteine.

Als einer der wichtigsten Aufschlüsse muß jedoch derjenige in dem rechten Seitentale des Sonnersbaches unterhalb des Punktes 1434 angesehen werden, da hier die Überlagerung durch den Muschelkalk klar erschlossen ist. Der unterste Teil des Tälchens wird vom bunten Sandstein eingenommen, dann folgen oberhalb des Weges senkrecht stehende oder steil südlich geneigte Aptychenschichten. Oberhalb der 1200 m Kurve, dort wo das Tälchen zu beiden Seiten von Felsen eingerahmt wird, erscheint an der linken Talseite wieder der bunte Sandstein in Form von roten und grauen quarzigen Sandsteinen, Quarziten und mergelig sandigen Schichten. Über dem Sandstein folgt eine Serie von stark verquetschten Gesteinen, die im wesentlichen aus hellgelben, dünngeschichteten bis schieferigen, kalkig-mergeligen, zum Teil auch rauhwackigen Bildungen und aus grauen, von Kalkspatadern durchzogenen Dolomiten bestehen. Der darüber liegende Muschelkalk bildet eine Steilwand. Die normale Aufeinanderfolge der mit 45° südlich einfallenden Schichten kann keinem Zweifel unterliegen. Im Norden schließt sich an den bunten Sandstein ein schmaler Streifen vom oberen Jura, zuweilen schaltet sich auch noch etwas Lias ein und dann folgt am nördlichen Talhang, ebenfalls eine Steilwand bildend, wieder Muschelkalk (vgl. tektonischen Teil).

Über dem etwa 40 m breiten Buntsandsteinstreifen, der im Sonnersbach ansteht, lagert in normaler Folge ein etwa 70—80 m mächtiger Schichtkomplex von dunklen, zuckerkörnigen, weichen, stark bituminösen Dolomiten. (Dieselben brausen an manchen Stellen schwach mit Salzsäure.) Untergeordnet treten auch, besonders an der Basis, zellige Dolomite und Kalke auf. Die streichende Fortsetzung der Dolomite findet sich in dem rechten Seitengraben, der im Norden des Markköpfl verläuft. Dieselben bilden hier eine Stufe, über die ein Wasserfall hinüberstürzt. Nördlich vom Wasserfall folgt an der rechten Talseite eine steile Muschelkalkmauer, die zu dem Punkte 1434 hinaufzieht.

Die Dolomite lagern also im Hangenden des bunten Sandsteins und im Liegenden vom Muschelkalk und bilden daher gerade wie die in dem nördlicheren Tälchen zwischen denselben Ablagerungen eingeschalteten Rauhacken und Dolomite die Grenzschichten zwischen der skytischen und anisischen Stufe. Zum Teil mag jedoch auch das Muschelkalkniveau durch dieselben noch mit vertreten sein.¹⁾ Dasselbe Alter besitzt auch ein am Südabhang des Geigersteins östlich des Punktes 845 auftretender Dolomit, der stellenweise in Rauhacken übergeht.

Auch weiter oberhalb findet sich im Sonnersbach ein isolierter Streifen von ähnlichen Rauhacken und Dolomiten.

Was das Alter der im Sonnersbach und am Geigerstein auftretenden Sandsteinschichten anbetrifft, so gehören dieselben der obersten Abteilung des bunten Sandsteins an.

Mittlere Trias (Anisische und Ladinische Stufe).

Die Muschelkalkschichten setzen sich zumeist aus dunkel gefärbten, dünnplattigen bis dickbankigen, zuweilen auch massigen Kalken zusammen, die häufig Hornsteine führen und in denen die *Terebratula vulgaris* ein nicht gerade seltenes Fossil bildet. Die dünneren Bänke zeigen meist knollige und wulstige Schichtflächen, welche von dunklen Tonhäuten überzogen sind. Hie und da stellen sich bei den massigen Kalken auch heller gefärbte Varietäten ein. Neben diesen Hauptentwicklungsformen des Muschelkalkes beobachtet man auch dunkle kristalline Kalke und dolomitische Kalke, die oft ein ganz ähnliches Aussehen wie der Hauptdolomit besitzen, jedoch mehr oder weniger stark mit Salzsäure brausen.

Die Fazies der Partnachsichten besteht aus abwechselnden Lagen von dünnplattigen, stellenweise auch dickbankigen Kalken und schwarzen weichen Schiefen.

Die meist dunkel, zuweilen aber auch hellgelb oder rötlich gefärbten Kalke zeigen ähnlich wie der Muschelkalk knollige und wulstige Schichtflächen. Besonders die dunklen Varietäten enthalten vielfach Hornsteine und zeigen Abdrücke von schlecht erhaltenen *Daonellen*.

Die Partnachsichten sind häufig ganz durch Muschelkalkgesteine vertreten, über denen normal der Wettersteinkalk folgt. Man spricht in diesem Falle kurz von Muschelkalk, wenn er auch das Partnachniveau mit in sich schließt, welches sich petrographisch in keiner Weise abhebt. Ebenso vertreten sich auch Wettersteinkalk und Partnachsichten gegenseitig, so daß die ladinische Stufe (und eventuell auch ein Teil der anisischen Stufe) oft ganz vom Wettersteinkalk und ebenso oft auch zum Teil oder an manchen Punkten vollständig²⁾ von Partnachsichten gebildet wird, deren Fazies wiederum ins Muschelkalkniveau herabreichen kann.

Ein sehr gutes Profil, in dem normal auf den Muschelkalk die Partnachsichten und dann der Wettersteinkalk folgt, findet sich in einem kleinen Grabenriß östlich von Ramlsschnaken im Westen des Punktes 845.

Der Dionysberg und der Calvarienberg bei Hohenburg setzen sich ganz aus dunklen, zum Teil dick- und dünnebankten, zum Teil massigen dunklen Kalken zusammen. Die schwarzen Schiefer der Partnachsichten konnten nirgend nachgewiesen werden. Indessen scheint es doch, als ob sich auch das Partnachniveau am Aufbau dieser Hügel mit beteiligt. Besonders am Calvarienberg deuten die

¹⁾ Auf der tektonischen Übersichtskarte wurden die Dolomite und Rauhacken im Sonnersbach mit zum Muschelkalk gezogen.

²⁾ Tegernseer Berge l. c. S. 177 u. S. 207.

einzelnen mauerartig aufragenden Kalkzüge auf eine Wechsellagerung von Kalken und Mergeln hin. Die letzteren sind jedoch nicht aufgeschlossen. Mehrfach wurden in den Kalken auch *Daonellen* gefunden.

Im Fockensteingebiet erlangen die kristallinen Gesteine eine große Verbreitung und bauen zum Teil den felsigen Grat auf, der vom Fockenstein gegen Westen führt. Hornsteinführende blaue Kalke gehen hier normal in die kristallinen Gesteine über, so daß die Gleichaltrigkeit der beiden Fazies keinem Zweifel unterliegen kann. Ähnliche Verhältnisse finden sich an dem Ostgrat im Norden der Neuhütten Alm. — Der gegen Norden vorspringende Fels am Tauberge besteht ebenfalls aus einem kristallinen Kalke, der offenbar auch dem Muschelkalk zuzurechnen ist.

Östlich vom Fockenstein treten die Partnachsichten in der Mulde wieder als schwarze Schiefer mit wenigen dunklen Kalkbänken in Erscheinung.

Ein schmaler Streifen von dunklen oder blau gefärbten hornsteinführenden Kalken, die dem Muschelkalk völlig gleichen, finden sich ferner am Schlagkopf. Dieselben stehen hier in unmittelbarem Kontakt mit Rauhacken.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten zwischen Buntsandstein (inklusive Rauhacken und Dolomite der Grenzschichten) und Wettersteinkalk schwankt zwischen 80 und 150 m. Am Südabhang vom Geigerstein, wo Muschelkalk und Partnachsichten entwickelt sind, fällt auf jede Stufe etwa die Hälfte der Mächtigkeit.

In bezug auf die Gesteinsentwicklung ist bei dem Wettersteinkalk nichts wesentlich Neues hinzuzufügen. Hauptsächlich interessieren bei diesem Schichtkomplex wohl die außerordentlich starken, oft recht schroffen Schwankungen der Mächtigkeitsverhältnisse. Die Höchstmächtigkeit, welche jedoch nur an wenigen Stellen gemessen werden konnte, beträgt 200—300 m. Zumeist ist dieselbe jedoch viel geringer und sinkt bis auf 40—50 m und weniger.

Obere Trias (Karnische, Norische und Rhätische Stufe).

Die Raibler Schichten erlangen eine verhältnismäßig große Verbreitung in dem Gebiete. In ihrer Hauptmächtigkeit bestehen dieselben aus lichtgrau oder braun gefärbten großzelligen Rauhacken. Ferner beteiligen sich an der Zusammensetzung plattige, hellgelbe Kalke, die sehr an die plattigen, hellen Oberjurakalke erinnern. Außerdem finden sich dolomitische Kalke, gelbe Dolomite und braune Sandsteine, welche stets die unteren Lagen der Raibler Schichten zu bilden scheinen, jedoch nur stellenweise entwickelt sind. In dem obersten Teil des Tälchens, welches am Südabhang vom Geigerstein östlich der Höhe 845 vorbeizieht, stehen sehr fossilreiche dunkle Kalke der Raibler Schichten an mit *Alectryonia montis caprilis* und *Myophoriopsis lineata*.

Am Kögel finden sich blaue Kalke, die dem Muschelkalk sehr ähnlich werden und die Rauhacken unterlagern, jedoch keine Hornsteine enthalten.

An dem flachen Rücken, welcher östlich von Ramlsschnaken nach dem Geigerstein hinaufzieht, werden die tiefsten Raibler sowohl am nördlichen wie am südlichen Muldenflügel von den etwa 50 m mächtigen, plattigen, gelben Kalken gebildet, während der Muldenkern von großzelligen Rauhacken und weißen, zuckerkörnigen, fein porösen Kalken eingenommen wird.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten ist schwer zu schätzen, da das Hangende und Liegende nirgends in demselben Profile aufgeschlossen ist. Nach den vorliegenden Beobachtungen kann die größte Mächtigkeit etwa auf 200 m und die geringste auf 100 m angegeben werden.

Hauptdolomit und Raibler Schichten sind eng miteinander verknüpft und durch eine breite Übergangszone, die im Ramligraben und am Südabhang vom Eibenberg gut aufgeschlossen ist, verbunden. Bei dem Hauptdolomit fällt gegenüber den südlich angrenzenden Gebieten besonders die geringe Mächtigkeit auf. Dieselbe überschreitet kaum 300 m, bleibt jedoch vielfach hinter 100 m zurück. Die Plattenkalkfazies fehlt so gut wie ganz. Wo sich derartige Bildungen in geringer Mächtigkeit vorfinden (z. B. am Neuhütten-Eck und im Westen des unteren Markgrabens) wurden dieselben naturgemäß mit als Hauptdolomit kartiert.

Gerade wie im Gebiete des Ringberges fehlen auch in der kalkalpinen Vorzone östlich von Lenggries die hellen, dickbankigen und riffartigen Kalke des Rhät vollständig. Lediglich dunkel gefärbte und blaue Kalke mit den charakteristischen Fossilien und Korallenstöcken sowie schwarze Mergel bauen diesen Horizont auf, der sich bei der nördlichen Sattelzone als schmale, nur wenige Meter mächtige Lage zwischen Lias und Hauptdolomit einschaltet. Südlich vom Geigerstein und Fockenstein erreichen die Schichten am unteren Reitweg südlich vom Schlagkopf, am Ostabhang vom Kohlgraben, westlich vom Eibenberg und am Neuhütten-Eck eine etwas größere Mächtigkeit von etwa 30—40 m. Am Neuhütten-Eck, am Markköpfl und östlich der Fuchslochhütte fanden sich auch oolithische Strukturen in den dunklen Rhätkalken.

Lias, oberer Jura und ältere Kreide.

Eine genaue Übersicht über die Verteilung der verschiedenen Jurafazies wird naturgemäß erst nach Fertigstellung der Aufnahmen möglich sein. Indessen geben auch die bis jetzt ausgeführten Beobachtungen schon einen gewissen Überblick über die Ausbildung und Verbreitung der Schichten.

In der Mulde zwischen dem nördlichen Sattel und der südlichen Flyschgrenze setzt sich der Lias fast ausschließlich aus dunklen Schiefnern und Kieselkalken zusammen. Dunkle, gefleckte Mergel finden sich noch verhältnismäßig häufig, während die typischen grauen und gelben gefleckten Kalke, welche in den südlich der kalkalpinen Vorzone gelegenen Faltenzügen eine so große Mächtigkeit und Verbreitung erlangen, hier nicht gerade ganz fehlen, aber doch nur eine geringe Bedeutung besitzen. Im Gscheigraben, im Tauberggraben, im Hochgraben, im Tratenbach und Achertsgraben, überall trifft man auf dasselbe monotone Liasprofil, welches aus schwarzen Schiefnern besteht, die mit Kieselkalken wechsellagern. Die letzteren sind auch hie und da gefleckt oder weisen eine feine Bänderung auf. Oft sind dieselben auch von Hornsteinbändern durchzogen oder nehmen gerade wie die Flysch-Kieselkalke hornsteinartigen Habitus an. Am Schwarzbergel und im Achertsgraben (bei der Einmündung des Gufelgrabens) finden sich Einlagerungen von grobsandigen bis konglomeratischen Bänken, die sehr an die Flyschkonglomerate erinnern. Überhaupt tritt die Ähnlichkeit dieser Liasentwicklung mit der Kieselkalkstufe des Flysches so stark hervor, daß die Festlegung der Grenze zwischen beiden Formationen mit außerordentlich großen Schwierigkeiten verbunden ist und häufig nur mit Hilfe von Fossilien erfolgen kann. Ein besonders flyschähnlicher Liasaufschluß liegt im oberen Tratenbach westlich vom Schwarzbergel. Ich habe diese Schichten lange Zeit für Flysch gehalten, bis es mir gelang, in denselben einen Liasammoniten nachzuweisen.

Es ist bemerkenswert, daß gerade die Liasschichten, welche unmittelbar an den Flysch grenzen, diesem in bezug auf die Gesteinsentwicklung so vollständig

gleichen. Eben solche Verhältnisse wurden in dem östlich angrenzenden Gebiete festgestellt und finden sich auch im Benediktenwandgebirge wieder.¹⁾

¹⁾ Die außerordentlich große Ähnlichkeit der Kieselkalke des Flysches mit den liassischen Kieselkalken wurde schon oft hervorgehoben und führte mehrfach zu Verwechslungen beider Ablagerungen. Es mag jedoch an dieser Stelle bemerkt werden, daß die Gleichartigkeit nur bei makroskopischer Betrachtung vorhanden ist. Eine Untersuchung im Dünnschliff läßt leicht erkennen, daß beide Gesteinsarten sowohl ihrer Zusammensetzung wie auch ihrer Entstehung nach recht verschiedenartige Bildungen darstellen.

Die Kieselkalke des Flysches bestehen aus wenig abgerollten, zumeist eckigen Quarzkörnern und anderem detritogenem Material. Das Bindemittel bildet Kalkspat von meist sehr fein kristalliner Beschaffenheit. Fast in jedem Schliff lassen sich gut erhaltene Foraminiferengehäuse oder doch Reste davon nachweisen (vorwiegend Globigerinen, Rotalien und Textularien). Charakteristisch ist auch der oft hohe Gehalt an Glaukonit, der jedoch manchmal sehr zurücktreten oder ganz fehlen kann. Der Prozentsatz an Quarzkörnern bedingt die Härte des Gesteins. Oft ist derselbe so hoch, daß eigentliche Hornsteine entstehen. Eine sehr zutreffende mikroskopische Beschreibung der Flyschgesteine finden wir bereits bei FINK (Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spez. Ber. des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. 1904).

Bei den Kieselkalken des Lias wird die Grundmasse ebenfalls von Kalkspat eingenommen, der oft sehr fein kristallin ist. Häufig bilden die Kalkspatkristalle jedoch auch größere Individuen, wodurch die Kieselkalke ein kristallinisches Aussehen erhalten. Seltener treten vereinzelt Foraminiferen auf. Der Kieselsäuregehalt besteht in erster Linie in kieseligen Spongiennadeln, die sowohl im Querschnitt wie auch im Längsschnitt mit scharfer Umrandung in der Kalkspatmasse sichtbar werden. Außerdem findet sich der Quarz als höchst unregelmäßig gestaltete, konkretionäre Durchdringungen im Kalkspat von den verschiedenartigsten Formen, die zuweilen scharfe Ränder gegen den Kalkspat erkennen lassen, meist jedoch mit diesem eng verwachsen sind und häufig Kalkspatkristalle beigemischt enthalten. Wo derartige Gebilde makroskopisch hervortreten, besitzen sie eine bläuliche Färbung. Nur ganz vereinzelt ließen sich in den liassischen Kieselkalken, und zwar vorwiegend in solchen, die nahe von der Flyschgrenze stammten, Quarzkörnchen im Dünnschliff nachweisen. Diese Gesteine enthalten demnach im wesentlichen nur sehr feinen Detritus.

Der Quarzgehalt der liassischen Kieselgesteine ist also, soweit er sich im Dünnschliff erkennen läßt, vorwiegend organogenen Ursprungs und besteht aus kieseligen Spongiennadeln und durch Umlagerung aus diesen entstandenen, mehr oder minder umfangreichen Konkretionen.

Bei der Bildung der liassischen Kieselkalke hat man sich ein mit wechselnden Mengen von feinem Kalk und Tonschlick untermischtes lockeres Hautwerk von kieseligen Spongiennadeln vorzustellen, das durch Kalkspat miteinander verkittet wurde. Die Spongiennadeln unterlagen später einer teilweisen Umwandlung in Kalkspat und die in Lösung gegangene Kieselsäure gab Veranlassung zu den konkretionären Gebilden, die wiederum eine Umformung des Kalkspates darstellen, was insbesondere auch dadurch erklärlich wird, daß die Konkretionen zum Teil noch Kalkspatkristalle enthalten. (Vgl. ROTHPLETZ: Vilser Alpen. Palaeontogr. Bd. 33. S. 66.)

Es fand also eine Wanderung bezw. ein gegenseitiger Austausch von kohlen-saurem Kalk und Kieselsäure in weitgehendem Maße innerhalb der Gesteine statt. (Das Anätzen der kieseligen Gesteine mit Salzsäure, um die Kieselnadeln zu gewinnen und dadurch ein Unterscheidungsmerkmal mit dem Flysch zu erhalten, genügt daher nicht in allen Fällen, da an manchen Stellen fast sämtliche Kieselnadeln in Kalkspat umgewandelt sind.)

Sowohl von Organismen ausgeschiedene Kieselsäure wie auch Quarzkonkretionen wurden bisher in den Flyschkieselkalken nicht beobachtet, sondern aller Quarz, der in denselben enthalten ist, befindet sich auf sekundärer Lagerstätte und wurde dem Flyschmeer neben anderen in geringerer Menge vorhandenen Mineralien (wie Hornblende, Glimmer etc.) von nördlich vorgelagerten Festlandsmassen (Vindelisches Gebirge) zugeführt.*)

Der den Krinoidenkalken beigemengte Quarz bildet ebenfalls Konkretionen von sehr stark wechselnder Größe, die zumeist eine bläuliche Färbung besitzen. Auch hier ist die Kieselsäure als

*) Nach der Drucklegung wurde ich von Herrn Oberbergrat Dr. O. REIS auf die Resultate von Dünnschliffuntersuchungen aufmerksam gemacht, die von GÜMBEL und REIS ausgeführt waren. Danach enthalten auch die Flyschgesteine, insbesondere die fast dichten feinkörnigen Kieselkalke häufig Spongiengereste in großer Menge. GÜMBEL: Spongiennadeln im Flysch (Verh. d. Reichsanst. 1880 S. 213). FINK: Zur Flysch-Petroleumfrage in Bayern (Z. f. prakt. Geol. 1905 S. 330).

Eine ganz ähnliche kieselig-schiefrige Liasfazies beteiligt sich auch vorwiegend an der Zusammensetzung der viel schmäleren Juramulde zwischen dem nördlichen und dem Geigerstein-Fockenstein-Sattel. Hier erlangen jedoch die gefleckten Kalke eine größere Verbreitung und außerdem finden sich häufig dunkle Kalke mit eingesprenkten Krinoidenstielgliedern, die an der Oberfläche herauswittern und dadurch gut erkennbar sind. Ferner wurden plattige, schwarze Kalke beobachtet, die auf den ersten Blick große Ähnlichkeit mit den dunklen Rhätkalken besitzen. Bei genauerer Betrachtung lassen sich jedoch bläuliche Kieselausscheidungen wahrnehmen. In denselben fand sich die ebenfalls verkieselte *Rhynchonella genifer* WINKL.¹⁾ Diese Kalke nehmen das tiefste Niveau des Lias ein und begleiten den schmalen Rhätzug des nördlichen Sattels. Besonders günstige Aufschlüsse liegen im obersten Tratenbach und in dem Graben nordöstlich vom Geigerstein.

Ebensolche dunkle und zum Teil bläulich gefärbte Kalke treten auch im oberen Tauberggraben und im oberen Markgraben auf, wo derselbe nach Norden umbiegt, westlich der Zahl 1300. Auch weiter südlich finden sich am Neuhütten-Eck und am Markköpfl dieselben krinoidenführenden dunklen Liaskalke, die gerade wie im Norden das tiefste Niveau dieser Stufe repräsentieren. Dieselben stehen hier im engsten Zusammenhang mit rhätischen dunklen Oolithen, von denen sie sich kartographisch nur schwer trennen lassen, zumal da die Oolithe auch stellenweise Krinoidenstielglieder führen.

Bei der Entwicklung der Liasschichten zwischen Geigerstein und Fockenstein einerseits und der Hirschbachstörung andererseits fällt besonders das häufige Vorkommen von hellgefärbten Krinoidenkalken neben den Kieselkalken, Schiefern und gefleckten Mergeln auf. Diese Krinoidenkalke, die auch zum Teil verkieselte sind und bläulich gefärbte Hornsteine führen, erlangen besonders nördlich der Sticker Alm sowie am Süd- und Ostabhang vom Schlagkopf eine große Mächtigkeit.

ein Umlagerungsprodukt von kieseligen Schwammnadeln, die dem Gestein ursprünglich beigemischt waren und deren Reste sich noch beobachten lassen, anzusehen. Übrigens bestehen zwischen Krinoidenkalken und Kieselkalken alle Übergänge, da auch die letzteren in mehr oder minder großer Menge Krinoidenreste enthalten.

Ebenso ist die kieselige Beschaffenheit mancher Fleckenmergel durch einen mehr oder minder hohen Gehalt an kieseligen Schwammnadeln hervorgerufen. Diese sind oft in solcher Menge vorhanden, daß ein Unterscheidungsmerkmal mit den Kieselkalken unter dem Mikroskop lediglich durch die dunklen Flecke gegeben ist. Auch die Umwandlungserscheinungen der Schwammnadeln in Kalkspat sind dieselben wie bei den Kieselkalken.

Von diesen spongienführenden Kieselkalken sind die hornsteinführenden plattigen und knolligen Kalke des oberen Jura, deren Kieselsäure aus Radiolarienskeletten entstand, sehr wohl zu unterscheiden. Für diese Gesteine sollte der Ausdruck „Kieselkalk“ vermieden werden und auf die liassischen Spongienkalke und die Flysch-Kieselkalke beschränkt bleiben, obgleich auch hier schon Sedimente von ziemlich verschiedenartiger Beschaffenheit mit demselben Ausdruck belegt werden.

Ein mehr oder minder beträchtlicher Gehalt an Spongiennadeln ist zweifellos als besonders charakteristisch für viele Liagesteine anzusehen. Auch in schwarzen, dem Lias zugehörigen Mergelkalken, die im Süden der Waxelmoos Alm (Tegernseer Berge) anstehen, wurden dieselben beobachtet. Diese Gesteine enthalten auch in ziemlicher Menge im Dünnschliff gut erkennbare Quarzkörnchen. Derartige Beimengungen scheinen nach den bisherigen Erfahrungen im wesentlichen auf die eigentümlichen flyschähnlichen Liasfazies am nördlichsten Kalkalpenrande beschränkt zu sein. Ihr Ursprungsort ist in nördlichem Festland zu suchen, von dem aus in die südlicheren Teile des Liasmeeres nur mehr sehr feiner und an Menge gegen Süden mehr und mehr abnehmender Detritus gelangte.

¹⁾ *Rhynchonella genifer* wurde auch von HAHN schon vom Geigerstein erwähnt (Ergebnisse neuer Spezialforschungen S. 131).

GÜMBEL erwähnt aus den Liasschichten von Hohenburg folgende Ammoniten-spezies: *Psiloceras calliphylum*, *Johnstoni*, *planorbis*, *Aegoceras Struckmanni*, *Schlotheimia angulata*, *marmorea* und *Arietites proaries* (Geologie von Bayern II. S. 168).

Die Ausbildung der oberen Juraschichten weist keine wesentlichen Besonderheiten auf. Dieselben sind als rote und graue hornsteinführende Aptychenschichten entwickelt. In der nördlichsten Mulde trifft man dieselben nur ganz vereinzelt in schmalen kurzen Zügen an. Im Gebiete des Fockensteins erlangen diese Ablagerungen ihre größte Verbreitung, während in den südlicheren Teilen der Vorzone die Juraschichten hauptsächlich durch die Liasformation vertreten sind.

Einer besonderen Besprechung bedarf jedoch ein recht interessantes Profil, welches sich im Gscheigraben nördlich vom Fockenstein beobachten läßt. Im unteren Teil des Grabens stehen südlich fallende Kieselkalke und Schiefer des Flysches an. Diese schließen mit einer schwarzen Schieferlage gegen ebenso südlich geneigten roten hornstein- und aptychenführenden Knollenkalk ab und dann folgen gefleckte Kalke, die mit roten und dunklen Letten wechsellagern und in denen ebenfalls kleine Aptychen vorkommen. Hierauf stellt sich in konkordanter Lagerung eine Folge von hellen, gefleckten Kalken, dunklen Schiefen, Sand- und Konglomeratbänken ein, die an liassischen Kieselkalk grenzen, der mit demselben Winkel südlich einfällt. Die Schichtfolge zwischen Flysch und Lias besitzt etwa eine Mächtigkeit von 40—50 m.

Die Konglomeratbänke sind von recht grobem Gefüge und die einzelnen nur wenig abgerollten Bestandteile, welche lediglich aus den Kalkalpen stammen,¹⁾ erreichen zuweilen Durchmesser von 1—2 cm. In den Konglomeraten wurden mehrere Belemniten und Aptychen gefunden. Besonders zahlreiche Aptychen enthalten jedoch die feinsandigen Bänke, auf deren Schichtflächen dieselben oft dicht nebeneinander liegen.

Ganz ähnlich ausgebildete klastische Gesteine finden sich auch bei Hohenschwangau. Böse²⁾ spricht zwar nur von Platten, die vollständig von Aptychen und Belemniten bedeckt sind, aber an den in der Münchener Sammlung von dort vorliegenden Stücken erkennt man deutlich das sandige und konglomeratische Gefüge dieser mit hornsteinführenden Mergeln und Kalken zusammen vorkommenden Gesteine, in denen Böse oberjurassische Fossilien nachgewiesen hat. Auf Grund dieser Vorkommnisse sind auch die im Gscheigraben zwischen Lias und Flysch eingeschalteten Schichten als oberjurassisch zu bezeichnen oder doch im wesentlichen dieser Formation zuzurechnen, worauf auch die Lagerung schon hindeutet. Vor allem sind nun auch die schon früher erwähnten (Tegernseer Berge S. 187) den oberjurassischen Aptychenschichten vollkommen gleichenden hornsteinführenden Kalke, in denen sich konglomeratische und sandige Lagen einschalten, zum oberen Jura zu stellen.³⁾ — Neben der häufig etwas mergeligen Beschaffenheit ist der Gehalt an roten und grünen Hornsteinen in diesen vereinzelt am Nordrande der oberbayerischen Kalkalpen auftretenden Ablagerungen zumeist bedeutend geringer

¹⁾ Soweit mir bis jetzt klastische Bildungen im oberen Jura am Nordrande der oberbayerischen Alpen bekannt geworden sind, bestehen dieselben lediglich oder doch vorwiegend aus kalkalpinen Komponenten. Erst in den sandigen Lagen der dem Neocom zugerechneten Schichten stellen sich in beträchtlicher Menge Quarzkörner ein (Tegernseer Berge I. c. S. 187).

²⁾ Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. 1894, S. 22.

³⁾ Derartige Einlagerungen sind keineswegs auf die hangenden Teile des oberen Jura, also auf die Grenzschichten gegen das Neocom beschränkt, sondern finden sich ebensowohl in den tieferen Lagen des Malm.

wie in gleichaltrigen weiter südlich gelegenen Vorkommnissen, wo sich oft mehrere Bänke ausschließlich aus roten oder grünen Hornsteinen aufbauen.

Im unteren Scheibengraben (Tegernseer Berge l. c. S. 187) entwickeln sich mit breiter Übergangszone aus den oberjurassischen hornsteinführenden Kalken sehr flyschähnliche Mergel und Sande, die auch in das Fockensteingebiet übergreifen und infolge der Ähnlichkeit, der gefleckten und fucoidenähnliche Gebilde führenden Mergel mit anderen Neocommergeln, dieser Formation zugewiesen wurden (Tegernseer Berge S. 187).

Genau dieselbe Entwicklung der Schichten wies auch DACQUÉ im Aalbach bei Tegernsee nach (Schliersee-Spitzingsee S. 32). In bezug auf die Abtrennung der Horizonte weichen jedoch die beiden Karten östlich und westlich des Tegernsees insofern voneinander ab, als DACQUÉ alle Schichten, in denen sandige Einlagerungen vorkommen, auch die hornsteinführenden roten und gelben Kalke als Neocom kartiert hat.

Ein recht günstiger Aufschluß, der die Wechsellagerung von rein kalkigen, zum Teil rotgefärbten, hornsteinführenden Bänken mit sandigen Lagen (die ich hiernach zum oberen Jura rechnen möchte) deutlich zeigt, findet sich nordöstlich vom Riederstein, wo der die 1000 m Kurve kreuzende Weg in den Aalbach einbiegt.

Neocomfossilien wurden bisher am Nordrand der Kalkalpen zwischen Herzogstand und Leitzachtal nicht nachgewiesen, so daß die hier durchgeführte Einteilung bis zu einem gewissen Grade willkürlich ist. Erst in den südlich angrenzenden Faltenzügen und in den Vilser Alpen¹⁾ findet sich fossilführendes Neocom, jedoch lediglich in mergeliger Entwicklung, ohne die sandigen und konglomeratischen Einlagerungen.²⁾

¹⁾ ROTHPLETZ, Vilser Alpen. Palaeontogr. Bd. XXXIII, S. 43.

²⁾ Östlich des Inn sind am nördlichen Kalkalpenrand Neocomvorkommnisse an der Kampenwand bekannt geworden (BROILI, Kampenwand und Hochplatte. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 37, S. 424). Zu unterst bestehen dieselben aus gefleckten, etwas mergeligen, hornsteinführenden Kalken, die sich aus den Aptychenschichten entwickeln und nach oben in graue bis schwärzliche, dünn-schichtige, weiche Kalkmergel übergehen. Ähnliche gefleckte, hornsteinführende, durch Fossilien sichergestellte Neocomgesteine, die durch ihren höheren Tongehalt gegenüber den unterlagernden Aptychenschichten ausgezeichnet sind, finden sich ferner am Laubenstein in ziemlicher Verbreitung (FINKELSTEIN, Der Laubenstein. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. VI, S. 61) und bei Ruhpolding (ARLT, Ruhpoldinger Berge. Mitt. d. geogr. Ges. in München 1911, S. 16 u. 17). Obgleich hier also eine ganz ähnliche Gesteinsentwicklung vorliegt, fehlen die sandigen und konglomeratischen Einlagerungen, die bisher nur in den Schlierseer und Tegernseer Bergen nachgewiesen wurden.

Böse erwähnt auch aus der Serie der oberjurassischen Aptychenschichten gefleckte Kalke, die den Liasfleckenmergeln gleichen (Hohenschwangauer Alpen l. c. S. 22). Tatsächlich mögen oft derartige Vorkommnisse noch dem oberen Jura angehören. Zum mindesten lassen sie sich von dieser Formation nicht abtrennen, wenn kein annähernd vollständiges Jura-Neocomprofil vorliegt.

Im Anschluß an die Besprechung der Jura-Neocomserie möchte ich ein merkwürdiges Vorkommen von schwarzen Schieferletten (Kreidemergel nach AIGNER) nicht unerwähnt lassen, die unterhalb des großen Wasserfalles in der Schmiedlaine sowie im unteren Teil des Kohlstattgrabens bei Benediktbeuern anstehen und von AIGNER zur oberen Kreide gerechnet werden (Benediktenwandgebirge S. 51). Dieselben erreichen eine nicht unerhebliche Mächtigkeit und bestehen aus 2—3 cm dicken Bänken, die mit dünnen, stenglig zerfallenen Schiefnern wechsellagern. Die dickeren Lagen besitzen ebenfalls ein sehr lockeres Gefüge und zerspringen beim Anschlagen in unregelmäßige kantige Stücke (der Gesteinshabitus erinnert lebhaft an die Fazies der Partnachmergel).

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine äußerst feinkörnige Textur. Feine Quarzkörnchen sind ziemlich häufig vertreten. Hie und da findet sich auch ein zartes Glimmerschüppchen. Vor allem aber bilden winzige Dolomitkriställchen, deren Rhomboederform häufig noch deutlich erkennbar ist, einen nicht unwesentlichen Bestand des Gesteins. Außerdem zeigen sich dunkelgefärbte Körnchen und längliche Gebilde, die offenbar pflanzlicher Natur sind. Andere organische Reste fehlen dagegen vollständig.

Die hier dem Neocom zugerechneten, nur in sehr geringer Verbreitung am Nordrande der Kalkalpen auftretenden Schichten bilden mit ihren oft papierdünnen Mergel-, Schiefer- und Sandsteinbänken eine küstennahe Seichtwasserfazies, die in einem Meere zur Ablagerung kam, in das neben vorwaltendem groben kalkalpinem Detritus auch bereits von nördlich vorgelagertem Festland Quarzkörner in größerer Menge hineingespült wurden. Die Hebung des Meeresbodens der alpinen Geosyncline war also schon ziemlich weit vorgeschritten. Vielleicht hatten sich überhaupt schon einzelne abgeschlossene Meeresbecken gebildet.

Die in den oberen Juraschichten eingeschalteten klastischen Einlagerungen, die hie und da mit Mergel- und Schieferbildungen vergesellschaftet sind, finden sich in der Umgebung des Schliersees in der zwischen Baumgartenberg und der südlichen Flyschgrenze gelegenen Mulde. In den Tegernseer Bergen wurden dieselben verschiedentlich in der nördlichsten über den Flysch geschobenen Jura- mulde am Nordabhang vom Sattelkopf, am Juckerfuß und im Söllbache beobachtet. Im Norden vom Fockenstein stoßen dieselben direkt an den Flysch¹⁾

Die schwarzen Schieferletten sind stark zusammengefaltet und legen sich konkordant an die roten hornsteinführenden Aptychenschichten, mit denen sie durch Übergänge verknüpft sind (Benediktenwandgebirge l. c. S. 51, 52 u. 84).

Auf schwach gewellter Abrasionsfläche haben sich über den Aptychenschichten und schwarzen Letten grobe, zumeist aus Hauptdolomit bestehende Konglomerate abgelagert, die dem Cenoman zugerechnet werden.*) Direkt unterhalb des Wasserfalles ist die diskordante Überlagerung außerordentlich günstig aufgeschlossen.

Infolge der konkordanten Anlagerung an die Aptychenschichten (gut sichtbar im unteren Kohlstattgraben) und der engen Verknüpfung mit denselben bilden die schwarzen Schieferletten zweifellos ein eigenartig entwickeltes Glied der Jura-Neocomserie. Auf den ersten Blick könnte man an Lias denken, in dem zuweilen ähnliche schwarze Schiefer nahe der Flyschgrenze vorkommen. Es fehlen jedoch die kieseligen Bänke und das völlig kalkfreie Gestein weicht in bezug auf seine petrographische Zusammensetzung so vollkommen von allen bisher bekannt gewordenen Liasgesteinen ab, daß es ausgeschlossen ist, die Schieferletten als ein Glied dieser Formation anzusehen (es fehlen auch die für die Liasgesteine charakteristischen Spongiennadeln). Viel wahrscheinlicher erscheint es mir, daß die Schieferletten die roten Aptychenschichten überlagern und im wesentlichen eine eigenartige Fazies des Neocom darstellen.

¹⁾ Nach Abschluß des Manuskriptes fand ich im Baumgartengraben am Nordabhang vom Fockenstein noch ein interessantes Juraprofil, welches eine wichtige Ergänzung zu den früheren Beobachtungen bildet.

Im untersten Teil des erwähnten Grabens tritt unter dem reichlich vorhandenen Schutt nur ein kleiner isolierter Aufschluß von südlich einfallenden Flysch-Kieselkalken zutage aus. Das Juraprofil beginnt etwa bei der Kurve 1030 mit grünlich gefärbten hornsteinführenden Kalken, die oft eine durchaus kieselige Beschaffenheit besitzen. Dieselben bilden einen kleinen Sattel und die oberste etwa 1½ m mächtige Lage ist infolge starken Gebirgsdruckes in einzelne Quetschlinien aufgelöst. Über diesen tektonisch stark veränderten Gesteinen liegen mehrere Meter mächtige rote Kalke mit dünnen Lagen und Knauern von Hornsteinen. Manche Bänke sind oft ganz bedeckt mit großen, wohl erhaltenen Aptychen, die sich mit dem *Aptychus lamellosus* QUENST. identifizieren lassen. Zwischen den roten Kalkbänken schalten sich dünne, 1—2 cm dicke, rote Tonlagen ein. Oberhalb dieser steil südlich geneigten, etwa 10—15 m mächtigen Schichten, die dem oberen Jura zuzurechnen sind, fehlen im Bachbett die Aufschlüsse. Nur an den Rändern des Grabens werden dunkle und braune Fleckenmergel und Schiefer des Lias sichtbar, die weiter bachaufwärts ebenfalls mit südlichem Einfallen eine kleine Stufe bilden. Aus diesen dickbankigen, dunklen, mit Schiefen wechsellagernden, typisch liassischen Fleckenmergeln entwickeln sich dünner gebankte, hell gefärbte, dem oberen Jura sehr ähnlich sehende, jedoch auch schwarze Flecken führende Kalke mit einer Konglomeratlage. In gleichförmiger Folge stellen sich danach die charakteristischen hellen, hornsteinführenden Oberjurakalke ein. Von der normalen Ausbildung weichen dieselben jedoch dadurch ab,

*) ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen, Stuttgart 1894, S. 111 u. 112.

und bei Hohenschwangau treten sie ebenfalls in der nächsten Nachbarschaft der südlichen Flyschgrenze auf.

Das vereinzelt Vorkommen der Konglomerate und Sandsteine (die auch zuweilen Hornsteine enthalten) im oberen Jura ist also auf eine äußerst schmale Zone am nördlichsten Rande der Kalkalpen beschränkt, weiter südlich wurden derartige Einlagerungen in diesem Horizont nirgend beobachtet. Auffallend ist ferner bei diesen Vorkommnissen der stellenweise recht beträchtliche Gehalt an organischen Resten, die sich in den klastischen Bänken vorfinden. Hauptsächlich sind Aptychen vertreten, welche die Schichtflächen oft ganz bedecken, oder auch richtige Aptychenbrekzien bilden — während in den normal entwickelten Oberjuraschichten die Aptychen immer nur sehr vereinzelt vorkommen —, außerdem zeigen sich Bruchstücke und auch gut erhaltene Belemniten und vereinzelt Ammoniten, die den Aptychenschichten sonst so gut wie ganz fehlen. Als ein weiteres Charakteristikum dieses exceptionell entwickelten oberen Jura könnte noch der verhältnismäßig geringe Gehalt an Hornsteinen¹⁾ und die Einschaltungen von mergeligen und dunklen, schiefrigen Zwischenlagen angeführt werden.

daß sich mehr oder minder mächtige Lagen von grünlichen Mergelschiefeln, schwarzen Schieferletten und sandig-konglomeratischen Bänken zwischen den Kalken einschalten. Die klastischen Bänke bilden 10—15 cm dicke Lagen, die zumeist scharf gegen die Kalke abgegrenzt sind. Zuweilen führen aber auch die Kalke vereinzelt Gerölle oder auch Nester von solchen. Unterhalb des Wasserfalles, an dem unteren Knie des Grabens, kann man die Konglomeratbänke aus den steilstehenden Schichten leicht herauslösen. Dieselben bestehen offenbar ganz vorwiegend aus wenig abgerundeten kalkalpinen Komponenten. Vorherrschend sind dunkle Lias- und helle Oberjuragesteine, insbesondere eckige Hornsteinfragmente. Die Schichtflächen der Konglomeratlagen sind oft ganz bedeckt von meist schlecht erhaltenen Aptychen und vielen Bruchstücken von denselben.

In dem linken Seitengraben folgen auf die eben beschriebenen Schichten rote außerordentlich verquetschte Kalke mit wenig Hornsteinen und an diese schließt sich dunkler, schiefriger Lias (die Grenze ist hier offenbar tektonisch). Die roten, knolligen Kalke erinnern in ihrer Ausbildung sehr an die roten Veroneser Marmorkalke des oberen Jura und stellen eine ähnliche Fazies wie der sogen. Tegernseer Marmor am Ringberge bei Tegernsee dar.

Da in diesem Graben die Überlagerung des Lias durch den oberen Jura klar erschlossen ist, zeigt das Profil nun mit aller Deutlichkeit, daß die konglomeratischen Bänke durch den ganzen oberen Jura verteilt sind und auch in den Grenzschiechten gegen den Lias auftreten, der ebenfalls Geröllbänke führt.

Die Gesamtmächtigkeit der im Lias muldenförmig eingelagerten, hell gefärbten und roten, knolligen Oberjuraschichten, die sich offenbar gegenseitig faziell vertreten können, beträgt etwa 50—60 m.

Auch im oberen Scheibengraben zeigten sich in grünlichen, grauen und roten hornsteinführenden Kalken, die den Lias überlagern, sandige und konglomeratische Bänke, die übrigens auch den Übergangsschichten, welche im unteren Scheibengraben vom oberen Jura zum Neocom überleiten, nicht fehlen.

Hier konnten in den konglomeratischen Bänken, in denen *Calpionella alpina* in zahlreichen Exemplaren vorkommt, Quarzkörnchen in größerer Menge nachgewiesen werden.

Es ist wohl von Wichtigkeit, daß das häufige Auftreten sandiger und konglomeratischer Einlagerungen im oberen Jura und Neocom in den Schlierseer und Tegernseer Bergen mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Konglomerate an der Basis des Flysches zusammenfällt. Die Heraushebung der alpinen Sedimente aus dem Meere muß also in diesen Gebieten im oberen Jura sowie in der unteren und mittleren Kreide besonders weit vorgeschritten sein und auch exotische Gesteine wurden in denselben Perioden diesen Teilen des alpinen Meeres besonders reichlich zugeführt.

¹⁾ Die roten Schichten scheinen im allgemeinen die an Hornsteinen reicheren zu sein (vgl. AIGNER, Benediktenwandgebirge S. 48) und der Gehalt an Hornsteinen sowie die in feiner Verteilung beigemengte Kieselsäure nimmt im allgemeinen im oberen Jura gegen das Hangende an Menge zu, wie übereinstimmend in den Schlierseer und Tegernseer Bergen (Schliersee-Spitzingsee S. 31, Tegernseer Berge S. 185) sowie im Benediktenwandgebirge (l. c. S. 48) festgestellt wurde.

Das Vorkommen der sandigen und konglomeratischen Einlagerungen, deren gröbere Bestandteile häufig kaum kantengerundet sind und daher auf keinen weiten Transport hinweisen, zwingt uns zu der Annahme, daß bereits im oberen Jura gewisse Teile des Meeresbodens der Erosion zugänglich wurden, bzw. daß durch Flüsse in das Meer des oberen Jura aufgearbeitetes, im wesentlichen aus mehr oder minder grobem Kalk- und Hornsteindetritus bestehendes Material zeitweise eingeschwemmt wurde, das sich mit dem Kalkschlick mischte oder zu einzelnen Bänken aufgeschichtet wurde, über denen sich wieder Kalksedimente absetzten in periodischer Folge. Auch die Anhäufung der Aptychenschalen, die naturgemäß durch Zusammenschwemmung erklärt werden muß, deutet darauf hin, daß der Meeresboden von der Brandungswelle ergriffen wurde.

Die Ablagerung der geschilderten oberjurassischen Schichten am Nordrande der Kalkalpen muß daher in einem seichten, nicht allzu küstenfermem Meer vor sich gegangen sein. Dieselben stehen also im Gegensatz zu den weiter südlich entwickelten detritusfreien, rein organogenen Oberjurasedimenten, die einen durchaus pelagischen Habitus besitzen. Diese letzteren sind als die weit verbreitete normale Fazies des oberen Jura anzusehen, während die durch die Einlagerung der klastischen und mergeligen Bänke, den hohen Gehalt an organischen Resten und das Zurücktreten der Hornsteine charakterisierten Schichten, welche vereinzelt am nördlichsten Rande der Kalkalpen auftreten, eine küstennahe Fazies des oberen Jura bilden.

Anhang zur Stratigraphie.

Bei der Schilderung der äußerst mannigfaltigen Gesteinstypen, welche die Liasformation im Gebiete des Ringberges bei Tegernsee aufbauen, blieb ein eigentümliches Vorkommen unerwähnt, das jedoch eine gewisse Beachtung verdient.

Am Ostabhang der Ringspitz stehen an dem Wege, welcher vom Oberhof über den Hessensbühl und das neuerbaute Schloß gegen die Ringspitz zu führt, westlich der 1000 m-Kurve mehrfach dunkle weiche Mergelschiefer an, die ganz durchsetzt sind von gelblich gefärbten Kalkknollen. Die letzteren sind von unregelmäßiger meist gerundeter aber eben so oft auch von kantiger oder länglich ovaler Gestalt. Die größeren erreichen Durchmesser von mehreren Zentimetern, während die kleinsten nur im Mikroskope erkennbar werden. Dazwischen gibt es alle Übergänge. Die Schiefer erhalten dadurch ein vollkommen brekziöses Aussehen. Hie und da findet man jedoch in den dunklen mergeligen Teilen mehr oder minder dicke Lagen von gelben Kalken eingeschaltet, die bei dem gebirgsbildenden Prozeß in einzelne unregelmäßig geformte Fetzen aufgelöst und mit den weicheren Mergeln verknietet wurden. Das schiefrige Gestein bestand also aus abwechselnden Lagen von weicheren dunklen Mergeln und helleren härteren gelblichen Kalken, die auf tektonischem Wege zu einer Brekzie umgeformt wurden. Nur vereinzelt blieb die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit erhalten.

Diese brekziösen Schiefer, die an dem Wege in einer Erstreckung von etwa 200—250 m mehrfach aufgeschlossen sind, enthalten die *Calpionella alpina* LORENZ,¹⁾ die sowohl in den gelben Kalkknollen wie auch in den dunklen Mergellagen auftritt. Oft ist das Gestein ganz von den kleinen charakteristischen Formen erfüllt, oft finden sich dieselben nur vereinzelt oder fehlen auch in einzelnen Schlifften vollständig. Andere organische Beimengungen wurden nicht beobachtet. Erkennbare klastische Bestandteile ließen sich in den Schiefnern ebenfalls nicht nachweisen, nur in einem Schliff zeigten sich mehrere winzige Quarzkörnchen.

Vergesellschaftet sind die brekziösen *Calpionella alpina*-führenden Schiefer mit typisch liassischen gelben Fleckenmergeln und dunklen Schiefnern. Außerdem finden sich rote oder auch rot und grün geflammte Schiefer in ziemlicher Verbreitung, die in bezug auf ihre petrographische Beschaffenheit sehr an die oberdevonischen Cypridinschiefer Mitteldeutschlands, wie auch an die roten Flyschschiefer erinnern. Dieselben besitzen einen geringen Kalkgehalt und brausen infolgedessen nur schwach mit Salzsäure. In beträchtlicher Menge lassen sich im Dünnschliff Foramin-

¹⁾ LORENZ: Südlicher Rhaetikon. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XII. 1901. S. 27. Taf. IX Fig. 1.

feren nachweisen, die neben vereinzelt Textularien im wesentlichen aus sehr dünnchaligen Globigerinen bestehen. Außer den Foraminiferen scheinen organische Reste in den Schiefern, die übrigens auch unterhalb des Schlosses an einem neuen Wege anstehen, sehr spärlich vertreten zu sein. Bisher gelang es nur einen schlecht erhaltenen *Harpoceras* aufzufinden (Tegernseer Berge S. 183), der aber immerhin das liassische Alter der Schiefer unzweifelhaft macht.

Die brekziösen Schiefer mit *Calpionella alpina*, wie auch die Fleckenmergel und roten Schiefer sind offenbar stark verfault, so daß ihr gegenseitiges Altersverhältnis nicht näher festzustellen ist. Vermutlich sind dieselben im wesentlichen als gleichaltrige Fazies anzusehen. Über diesem Schieferkomplex, der von dunklen Mergelschiefern und Kieselkalken unterlagert wird, folgt sogleich der obere Jura, der eine etwas steilere Böschung bildet, so daß eine Stufe entsteht, die neben dem Wege verläuft. An einem Jagdsteige, der bei der Kurve 1040 vom Hauptwege nach Norden abzweigt, ist recht gut zu erkennen, wie die Schiefer allmählich in helle gefleckte Kalke übergehen mit spärlichen Hornsteinen, aus denen sich rote und helle plattige Kalke¹⁾ entwickeln. In diesen nehmen die roten und grünen Hornsteine nach oben mehr und mehr zu und setzen schließlich ganze Bänke zusammen.²⁾

Der Schieferkomplex findet sich also den Lagerungsverhältnissen nach unmittelbar im Liegenden des oberen Jura und ist seiner Fossilführung und Gesteinsbeschaffenheit nach dem Lias bzw. dem Dogger zuzurechnen.³⁾

Danach ist das Vorkommen der *Calpionella alpina* LORENZ nicht auf das Tithon und Neocom beschränkt,⁴⁾ sondern findet sich auch in Schichten, die vom oberen Jura überlagert werden.

Allgemeine Betrachtungen über den geologischen Aufbau der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach.

Im engsten Zusammenhange mit den Faltungs- und Störungszonen der östlichen Lenggrieser Berge steht das gegenüber gelegene Gebiet des Benediktenwandgebirges im Westen der Isar, dessen spezielle Bearbeitung wir Herrn Dr. D. AIGNER verdanken.⁵⁾ Aus eigener Anschauung lernte ich einige Teile dieses interessanten und gut aufgeschlossenen Gebietes auf mehreren Exkursionen kennen, die im Mai, Juni und Juli 1915 ausgeführt wurden.

Da die tektonischen Erscheinungen zu beiden Seiten der Isar so außerordentlich große Ähnlichkeit aufweisen, so seien einige Worte über den Bau des Benediktenwandgebirges gestattet und vor allem auch die Zusammenhänge zwischen beiden Gebieten erörtert. Vornehmlich stützen sich die Ausführungen naturgemäß auf das Studium der Karte und die Beschreibungen von Herrn Dr. AIGNER. Ebenso sollen die von Herrn Dr. J. KNAUER bearbeiteten Gebiete des Kesselberges⁶⁾ und des Herzogstand-Heimgartens⁷⁾ sowie die Tegernseer⁸⁾ und Schlierseer Berge⁹⁾ mit in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden.

¹⁾ Auch in diesen oberjurassischen Kalken findet sich *Calpionella alpina* ebenfalls in großer Verbreitung.

²⁾ Tegernseer Berge l. c. S. 185.

³⁾ Flaserige Schichten, die schwartenmagenähnlich Einsprenglinge von hellem gelblichem Kalk zeigen und den brekziösen Schiefern mit *Calpionella alpina* von der Ringspitz gleichen, wies auch DACQUÉ im Rottachtal zwischen Lias und oberem Jura nach. (Schliersee-Spitzingsee l. c. S. 30.)

⁴⁾ STEINMANN: Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin, Geolog. Rundschau Bd. IV, Heft 7. 1913. S. 572.

⁵⁾ Geographische Gesellschaft, München 1912.

⁶⁾ Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Mitt. Geogr. Ges. München 1910.

⁷⁾ Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. München 1906.

⁸⁾ BODEN, Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weissach. Geognostische Jahreshefte München 1914.

⁹⁾ E. DACQUÉ, Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mitt. Geogr. Ges. München 1912.

Die leitenden Anschauungen über die tektonischen Erklärungen im Benediktenwandgebirge von Dr. AIGNER bestehen darin, daß die durch einen tangentialen Südschub aufgerichteten Schichten von Längsstörungen durchschnitten werden, an denen erhebliche vertikale Verlagerungen vor sich gingen. Nicht durch die tangentiale Faltung allein ist die zentrale Mulde emporgedrückt, sondern an den dieselbe im Norden und Süden begrenzenden Längsstörungen sind die anliegenden Juramulden niedergebrosen. Ebenso hat der Nordflügel des nördlich vorgelagerten Sattels eine Absinkung erfahren. An den Querstörungen nimmt AIGNER horizontale und auch radial gerichtete Bewegungen an.

Wie schon der erwähnte Autor angibt, bilden die muldenförmig gelagerten Schichten der mittleren und oberen Trias und des Lias, welche den zentralen Teil des Benediktenwandgebietes durchziehen, die Fortsetzung der ebenso gelagerten Triasgesteine, welche die Hügel bei Hohenburg sowie den Geigerstein und Fockenstein aufbauen.

Im Anschluß an die Verhältnisse im Osten der Isar erblicke ich in der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges eine steil stehende sattelförmige Aufbruchzone, deren Sattelfirst tief eingemuldet ist. Die Mulde enthält wieder Spezialfaltungen und Störungen, jedoch ist die synclinal Lagerung der Schichten überall deutlich erkennbar.

Der nördliche Schenkel des Sattels ist nicht vorhanden. Gerade wie am Geigerstein und Fockenstein treten Muschelkalk und Wettersteinkalk des Sattels mit steil südlich geneigter Fläche an die Juraschichten der im Norden folgenden ebenfalls unvollständigen Mulde heran. Die dazwischen fehlenden Schichten sind ausgewalzt. Nur an der Probstwand, wo die Mulde in mehrere Falten zerfällt, ist die sattelförmige Umbiegung des Wettersteinkalkes, in dem ein Streifen emporgewölbter Partnachschichten erscheint, schwach angedeutet (Benediktenwandgebirge l. c. S. 72, 73). In ähnlicher Weise ist auch der Südflügel des Sattels verstümmelt. An der Benediktenwand blieb jedoch der letztere vollständig erhalten in normaler Lagerung und ebenso auch am Beigenstein, hier jedoch von einer Quetschzone durchzogen (s. u.). Ferner erkennt man am Waxenstein an den sich an den Wettersteinkalk im Süden anlehnenden Streifen von Raiblern, Hauptdolomit¹⁾ und Kössenern die stark verdrückten und reduzierten Reste des Südschenkels, an welche sich die südliche Juramulde anschließt. Daß zwischen den einzelnen Schichtgliedern am Südabhang des Waxensteins Bewegungsflächen hindurchgehen, steht naturgemäß einer derartigen Annahme nicht hindernd im Wege (Benediktenwandgeb. S. 62, 63). Von der Benediktenwand bis zum Burgberg ist die Achse der zentralen Mulde erst schwach und nach der Isar zu allmählich stärker gegen Osten geneigt, während dieselbe vom Geigerstein bis zum Kalvarienberg bei Hohenburg westlich einfällt. Der Geigerstein gibt also ein, allerdings etwas verkleinertes, Spiegelbild zu den Verhältnissen westlich der Isar.

Von der Benediktenwand senkt sich die Achse wiederum gegen Westen bis zum Niveau des Kochelsees und die aufgedrückte Zone erleidet eine erhebliche Verschmälerung. Im Westen der Glaswand tritt eine Verschiebung nach Norden ein und im Süden von Kochel weichen die Schichten an zwei Diagonalstörungen erheblich nach Süden zurück.²⁾ Am Kesselberg ist jedoch nach AIGNER der muldenförmige Bau trotz aller tektonischen Komplikationen wieder erkennbar und auch

¹⁾ ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 114 u. S. 115. Fig. 32.

²⁾ Die tekt. Störungslinien des Kesselberges. Geogr. Gesellsch. München 1910.

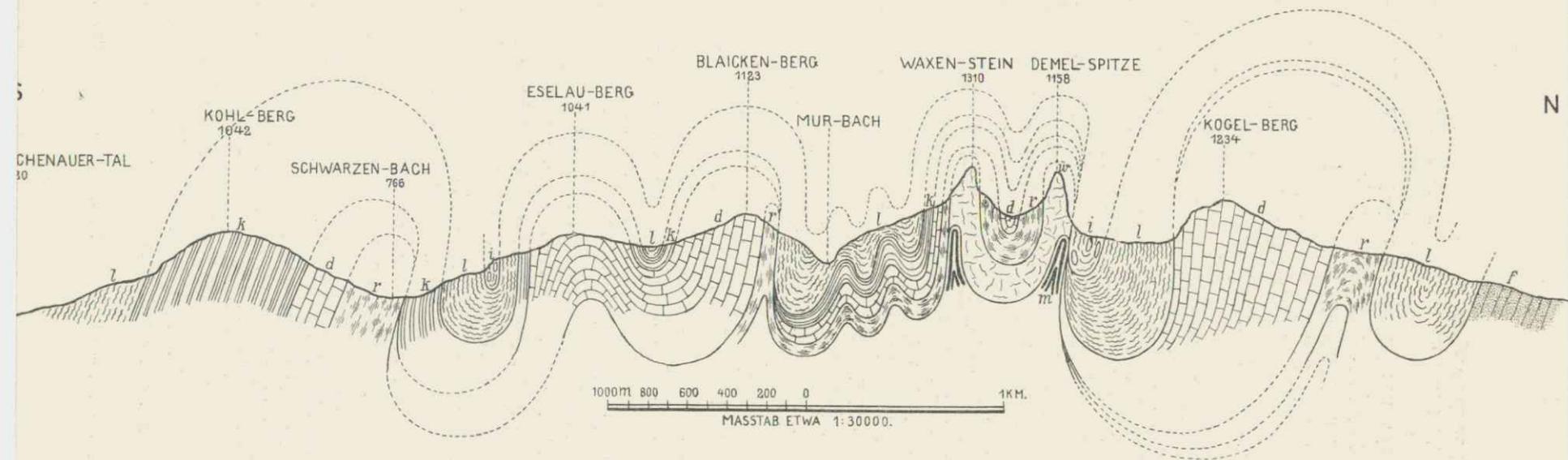


Fig. 4.

Profil durch den östlichen Teil des Benediktenwandgebirges nach den Angaben von Dr. AIGNER mit einigen Hinzufügungen.

(Schichtenerklärung S. 197.)

die Aptychenschichten der im Norden folgenden Mulde wurden beobachtet (Benediktenwandgebirge l. c. S. 78, 79). In der Südwestecke des Kochelsees „Am Stein“ liegt das westliche Ende der Zone, die hier eine nach Süden überkippte Wettersteinkalmulde bildet, in deren Kern ein Streifen Raibler Schichten erscheint.¹⁾

Wir können also diese interessante sattelförmige Aufbruchzone mit dem zumeist synclinal eingebogenen Scheitel und den nach unten zu konvergierenden stark gestörten Schenkeln vom Kochelsee bis zur Ringspitz am Tegernsee (s. o.) verfolgen. An der Benediktenwand erreicht dieselbe ihre größte Breite und die Achse ihre höchste Lage. Gegen den Kochelsee und das Isartal senkt sich die Achse und es tritt eine Verschmälerung der Zone ein. In den östlichen Lenggrieser Bergen am Geigerstein und Fockenstein verbreitert sich dieselbe wiederum und die Achse steigt an, um sich gegen den Söllbach und die Ringspitz zu senken, wo die Zone in einzelne durch den Jura hindurchgepreßte Schollen aufgelöst wird. Mit dem Ansteigen der Achse ist also stets eine Verbreiterung der Zone und eine Vertiefung der Scheitelmulde verbunden.

Das Vordringen der Zone in ihrem östlichen Fortstreichen gegen Norden ist zumeist durch Verschiebungen an nordsüdlich und nordöstlich gerichteten Querstörungen bedingt.

Gerade wie die zentrale Sattelzone, so findet sich auch der im Norden vom Focken- und Geigerstein beobachtete Triassattel im Benediktenwandgebirge wieder (l. c. S. 79–86). Die Verbindung durch das Isartal verläuft vollkommen normal und läßt auf keinerlei Störung schließen.

Diese Sattelzone, welche sich vom Kogelberg über Langenberg und Gurn-Eck bis zum Schwarzenbergkopf verfolgen läßt, baut sich auch hier aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Rhät auf. Die Schichten fallen steil südlich ein. Während am Südschenkel ziemlich normale Lagerung herrscht, ist der Nordschenkel völlig ausgequetscht. Nur am Schwarzenbergkopf ist der Sattel vollständig erhalten. Die Sattelzone erreicht eine fast doppelt so große Breite wie östlich der Isar. Überhaupt hat der Hauptdolomit, in den lokal wieder Kössener eingefaltet sind (l. c. S. 81), hier eine für die kalkalpine Vorzone recht erhebliche Mächtigkeit (auf dem Profil III ist die Mächtigkeit jedoch zu groß angegeben).

Die sich zwischen dem nördlichen Triassattel und dem Flysch im Osten der Isar einschaltende Juramulde ist nur auf dem westlichen Teile der AIGNER'schen Karte in größerer Breite eingezeichnet. Nördlich vom Brandenburg findet sich lediglich ein schmaler Streifen und dann verschwindet sie im Osten ganz. Nach den Beobachtungen von HAHN²⁾ reicht sie jedoch bis zum Vogelkopf und ihre östliche Fortsetzung ließ sich bei einer Untersuchung des Arzbaches feststellen.³⁾

¹⁾ KNAUER, Herzogstand-Heimgarten. Geogn. Jahresh. München 1906. S. 34 u. 35. — HAHN, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen (l. c. S. 125). sieht auch im Hauptdolomit, Rhät, Spongienlias und Hierlatzkalk der Röthelsteinscholle ein „Äquivalent der östlichen Zentralmulde“. Diese bilden jedoch Falten, welche sich südlich an die lediglich aus Wettersteinkalk und Raiblern bestehende Fortsetzung der zentralen Benediktenwand-Zone anschließen.

²⁾ Z. d. D. G. G. Bd. 64. Jahrg. 1912. Monatsber. Nr. 11. S. 531.

³⁾ Im oberen Arzbach ist eine sehr interessante und zugleich gut aufgeschlossene Schichtfolge zu beobachten.

Etwa in einer Höhe von 870–880 m (AIGNER zeichnet hier schon Raibler ein, die jedoch im Bache nicht aufgeschlossen sind) findet sich eine ziemlich mächtige Folge von Kieselkalken, die mit dunklen Schiefen wechsellagern, zuweilen sind auch zementmergelartige Gesteine eingeschaltet. Dieselben sind von den Flysch-Kieselkalken makroskopisch durchaus nicht zu unterscheiden, nur

Auf der Karte des Kesselberges von KNAUER¹⁾ bildet die nördlichste Mulde nur ein schmales Band. Zwischen dieser und der nördlicheren Diagonalstörung schiebt sich ein länglicher, zum Seehof am Kochelsee herunterziehender Streifen von Hauptdolomit und Raiblern ein, der als die Fortsetzung des nördlichen Sattels anzusehen ist. Deutlicher noch tritt der letztere im Westen des Kochelsees²⁾ am Schmalwinkel in Erscheinung, wo er ebenfalls aus Hauptdolomit und Raiblern besteht, deren diskordante Lagerung zueinander (l. c. S. 36) das Bild des Sattels nicht wesentlich beeinflussen (zumal da im übrigen konkordante Folge herrscht). Die Raibler treten hier in unmittelbaren Kontakt mit dem Flysch und die Kössener des Südschenkels sind ausgequetscht. An der Großweiler Hütte erscheinen sie jedoch wieder zwischen Hauptdolomit und der sich im Süden anschließenden Mulde. Am Simmersberg besteht der Sattel nur noch aus Hauptdolomit, über den die südliche Mulde etwas überschoben ist (l. c. S. 36).

Weiter gegen Westen im Osten von Ohlstadt ist der sattelförmige Streifen noch mehr verschmälert und gegen Süden verschoben. In diesem östlichen Teil der KNAUER'schen Karte schaltet sich jedoch die nördlichste an den Flysch grenzende Mulde wiederum ein, die sich lediglich aus Aptychenschichten aufbaut.

Man würde auch im Norden des Herzogstands und Heimgartens eine einfachere Analyse der kalkalpinen Vorzone erhalten, wenn man das Gebiet nicht in gefaltete Schollen zerlegte, welche an Längs- und NS.-NO. gerichteten Querstörungen

fällt auf, daß im Gegensatz zu den echten Flyschbildungen, die Kieselkalke gegenüber den Schiefen sehr zurücktreten und die letzteren zuweilen die für die Liasschiefer charakteristische braune Verwitterungsrinde erkennen lassen.

Bei der 850 m-Kurve etwa schließen sich schwarze dickbankige bis klotzige mergelige Kalke an, über die ein Wasserfall hinüberfällt, und an diese verdrückte schwarze Schiefer. Nun folgt ein breiter Streifen, der sich im wesentlichen aus braun verwitternden typischen Liasschiefern und gelblichen und bläulichen Fleckenmergeln zusammensetzt, in denen mehrere Belemniten gefunden wurden. Weiter unterhalb werden jedoch beide Talhänge wieder von dunklen Schiefen und Kieselkalken sowie von Zementmergeln gebildet. Nur etwas nördlich der Zahl 805 finden sich in einer Schuttrunse ähnliche gelbliche und gefleckte Gesteine wie unterhalb des Wasserfalles. Südlich der Einmündungsstelle des ersten größeren rechten Seitentales stehen schwarze Schiefer an, deren Alter unsicher ist. Hier etwa ist die südliche Flyschgrenze zu ziehen, denn bis zur Einmündung des Lettenbaches beobachtet man nur noch dickbankige kieselige Gesteine und dunkle Schiefer, und auch weiterhin zeigen die Aufschlüsse im Arzbache bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge überall die gleichförmige Folge von Kieselkalken, die mit dunklen Schiefen und mehr oder minder mächtigen Zementmergeln wechsellagern.

Im oberen Arzbach grenzen also zwei Formationen aneinander, die faziell außerordentlich ähnlich entwickelt sind und zwischen denen auch die hier durchziehende wichtige tektonische Linie verwischt ist. Die etwas unterhalb des Punktes 805 beginnende Schichtfolge gleicht zweifellos dem sich im Süden anschließenden sogen. Kieselkalkhorizont des Flysches außerordentlich stark. Es fällt jedoch schon bei etwas oberflächlicherer Betrachtung die größere Mannigfaltigkeit in bezug auf die Gesteinsentwicklung auf, gegenüber der Gleichförmigkeit in der Ausbildung der Flyschschichten. Hauptsächlich bestimmend für das liassische Alter des geschilderten 700—800 m breiten Schichtkomplexes im oberen Arzbach sind jedoch die Einschaltungen der belemnitenführenden braunen Liasschiefer und Fleckenmergel. Hier und da kommen zwar auch Bildungen vor, die an oberjurassische Gesteine erinnern, jedoch konnten keine Aptychen aufgefunden werden.

Sämtliche im Arzbach beobachteten Schichten sind sehr steil geneigt oder stehen senkrecht. Die Liasschichten fallen mit 75—80° südlich ein, während der sich anschließende Flysch senkrecht steht oder einen steilen nördlichen Neigungswinkel besitzt. Unterhalb der Einmündung des Lettenbaches herrscht jedoch eine steile gleichförmige südliche Fallrichtung wieder vor.

¹⁾ Die tekt. Linien des Kesselberges l. c.

²⁾ Herzogstand-Heimgarten l. c.

vertikal gegeneinander verlagert sind, sondern Faltungszonen annehme, die an Querstörungen in horizontaler Richtung verschoben wurden und die Längsstörungen auf tangential wirkende Kräfte zurückführte.

Diese nördliche Sattelzone läßt sich nunmehr von Ohlstadt bis zum Söllbache und zum Nordabhang der Ringspitz verfolgen, wo sie nur noch in Form von einigen zwischen Flysch und Jura steckenden Schollen in die Erscheinung tritt (Tegernseer Berge l. c. S. 204 u. 205). Gerade wie die zentrale Zone erreicht auch sie im Benediktenwandgebirge ihre größte Breite. Ihrer Form nach weicht sie jedoch von der zentralen Zone wesentlich ab. Die faltende tangentielle Kraft wirkte hier nicht so erheblich wie bei der letzteren, da nur obertriassische Gesteine emporgedrückt wurden. Diese bilden zumeist einen schwach nach Norden überkippten Sattel mit ausgequetschtem Nordschenkel und normal entwickeltem Südflügel. Häufig ist der Sattel jedoch stärker verstümmelt und besteht oft nur aus Schollen und Streifen von Hauptdolomit und Rauhacken, die im Jura oder auch zwischen Flysch und Jura eingeklemmt sind.

Die beiden soeben besprochenen Sattelzonen finden also am Nordabhang der Ringspitz ihr Ende. An ihre Stelle treten zwei südlichere Sättel, die im Süden vom Föckenstein beginnen und mehr und mehr nach Norden vordringen.

Der vordere bildet zunächst einige isolierte Schollen von obertriassischen Gesteinen am Neuhütten-Eck und östlich vom Herrnberg-Eck. Erst auf der rechten Seite des Söllbaches vereinigen sich dieselben zu einer zusammenhängenden schmalen Sattelzone, die über die Ringspitz nach Weissach zieht (Tegernseer Berge l. c. S. 195, 196). Jenseits des Tegernsees erreicht die Zone am Baumgartenberg ihre größte Breite, um sich am Brunstkogel und Hirschgröhrkopf wieder mehr und mehr zu verschmälern (Dacqué, Schliersee-Spitzingsee S. 53, 54, Tegernseer Berge S. 210). Dieselbe stellt einen ähnlichen Typ dar wie die nördliche Sattelzone. Auch bei ihr ist der Nordschenkel ausgewalzt, so daß die Raibler oder der Hauptdolomit an den Jura herantreten, während am Südschenkel zumeist normale Lagerung herrscht. Die Schichten stehen ebenfalls senkrecht oder sind steil südlich geneigt.

Die südlichere Zone bildet am Südabhang der Ringspitz zwischen dem Kotlahner Kogel und Oberhof im Weissachtale einen Sattel, dessen Scheitel streckenweise zu einer Mulde eingebogen ist und dessen gestörte Schenkel nach unten zu konvergieren (Tegernseer Berge S. 196—198). Gegen Westen ist derselbe über Luchs-Eck und Stinker-Eck lediglich durch einige Triasschollen angedeutet. Am Eibenberg und im Ramlgraben findet sich jedoch wieder eine breite, aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Rhät aufgebaute Antiklinale. Östlich der Weissach streicht der Sattel über den Lähnenkopf, Westernberg und Fischhausen nach dem Leitzachtale (Schliersee-Spitzingsee S. 55, Tegernseer Berge S. 210 u. 211).

Vom Murnauer Becken bis zum Leitzachtale kann man also innerhalb der kalkalpinen Vorzone neben unbedeutenderen Faltungen vier zumeist aus Triasgesteinen bestehende Hauptsattelzonen unterscheiden, die kulissenartig hintereinander liegen und an Querverwerfungen und sigmoiden Beugungen mehr und mehr nach Norden vordringen.¹⁾ In völlig ungestörter Lagerung treten uns

¹⁾ HAHN (Ergebn. n. Spezialforsch. S. 132) sieht in der Raibler Ringmulde DACQUÉS das „tiefgenkte Äquivalent“ seiner hochbajuvarischen Randmulde, also eine Fortsetzung der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges und des Föcken- und Geigersteins. Eine solche Auffassung ist jedoch durch die Kartierung des dazwischen gelegenen Gebietes unmöglich geworden.

die Sättel nur höchst selten entgegen. Dagegen lassen sich zwei Erscheinungsformen fast immer wieder erkennen. Die einfachere bildet einen senkrecht stehenden oder steil südlich geneigten Sattel mit ausgewaltem Nordschenkel und normal entwickeltem Südflügel. Die zweite ist meist viel komplizierter gebaut und besteht in ihren Grundzügen aus einem steilen Gewölbe, dessen beide nach unten zu konvergierende Schenkel zumeist stark reduziert sind und dessen Scheitel zu einer Mulde eingebogen ist.

Das Auf- und Absteigen der Sattelachsen sowie das damit im Zusammenhang stehende An- und Abswellen der Zonen, welches an den Endigungen häufig zu einer Auflösung in einzelne reihenweise angeordneter Schollen führt, bilden weitere Hauptmerkmale.

Die mehr oder minder breiten, stark verquetschten und verstümmelten, zwischen den Sätteln gelegenen Mulden werden der Hauptsache nach von den Juraschichten, untergeordnet auch vom Neocom und seltener von obertriassischen Ablagerungen gebildet.

Bei der Deutung der tektonischen Verhältnisse im Süden des eingemuldeten zentralen Sattels des Benediktenwandgebirges geht AIGNER von dem steil stehenden Wettersteinkalksattel der Benediktenwand aus, in dessen Kern an der Höllgrube die Partnachsichten (s. u.) erscheinen und der im Norden wie im Süden von ungestört angelagerten Raibler Schichten flankiert wird (Benediktenwandgebirge l. c. S. 86—90, ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen, S. 114). Zweifellos streichen die Raibler am Nordabhang der Benediktenwand im Innern der Mulde über Feichter Wand, Brauneck-Schneid, Waxenstein, Brunnstein weiter und werden normal von jüngeren Schichten überlagert (S. 86). Die Raibler am Südabhang der Benediktenwand, welche westlich der Scharnitz Alm von einer Querstörung abgeschnitten werden, finden dagegen nach der Annahme von AIGNER ihre Fortsetzung in dem breiten Streifen Raibler Schichten, der sich im Schwarzenbach entlang zieht und bis zum Langeneck reicht. Der Sattel der Benediktenwand verbreiterte sich also gegen das Isartal mehr und mehr und stellte ursprünglich im Süden vom Waxenstein ein breites domförmiges Gewölbe dar, dessen Südschenkel von den Raiblern im Schwarzenbach gebildet wurde, über die sich im Süden Hauptdolomit und Rhät lagern und dessen ebenfalls aus Raiblern bestehender Nordschenkel über den Waxenstein zur Feichter Wand und von dort zum Nordabhang der Benediktenwand hinzieht.

Die beiden Raibler Züge, welche die Flanken eines Gewölbes darstellen sollen, schließen jedoch im wesentlichen jüngere Schichten — Hauptdolomit, Rhät und Jura — ein. Die Lagerungsverhältnisse deuten also durchaus nicht auf einen Sattel hin.

Um nun aber trotzdem sein Gewölbe aufrecht zu erhalten, nimmt AIGNER an, daß der gesamte Sattel zwischen den beiden Raibler Zügen niedergebrochen ist und so die jüngeren Schichten in Form von Mulden und Sätteln, die durch die Einsenkung entstanden waren, in ein so tiefes Niveau zu liegen kamen.

Abgesehen davon, daß es mir überhaupt zweifelhaft erscheint, daß so charakteristische eng aneinanderliegende Faltenzüge mit steiler Schichtstellung durch einen Senkungsprozeß entstehen können, ist es nicht angängig, in einem Faltengebirge, dessen Bildung vom tangentialen Schub beherrscht wird, Gebilde, die ganz normal gebauten Sätteln und Mulden gleichsehen, durch radiale Bewegungen zu deuten, während an anderen Stellen ebensolche Faltenzüge durch einen tangentialen Schub erklärt werden, zumal da die Liasschichten in den Gräben nördlich der Lenzenbauern Alm im Schwarzbach und Murbach den einfachen Faltenbau im Detail so klar erkennen lassen.

Auf die Längsstörung, welche das ursprüngliche Gewölbe von Dr. AIGNER durchzieht, komme ich weiter unten zu sprechen.

Wie schon erwähnt wurde, wird der Südschenkel des eingemuldeten Zentralsattels des Benediktenwandgebirges von dem aus Wettersteinkalk bestehenden Südabhang der Benediktenwand (Querschn. d. d. Ostalpen S. 114) und dem Muschelkalk des Beigensteins aufgebaut. Von der Krotten Alm bis zur Kotalpe ist derselbe stark reduziert. Der Muschelkalk, welcher den Satteln bildet, tritt überall in direkte Berührung mit dem Jura. Nur am Südabhang des Waxensteins finden sich die Reste des ausgewalzen Schenkels (l. c. S. 62 u. 89). Hier also liegt die Fortsetzung des Sattels an der Benediktenwand. Die Raibler im Schwarzenbach sind unabhängig davon.

An die zentrale Hauptsattelzone schließt sich im Süden ein muldenförmig gelagerter Jurastrifen (S. 89), der wieder in mehrere Falten zerlegt wird. Östlich der Kotalpe besteht derselbe lediglich aus stark zusammengefalteten Liasschichten (s. o.), während er zwischen Finstermünz- und Krotten-Alpe ein Liassgewölbe in sich schließt, in dessen Kern sogar ein Streifen Hauptdolomit erscheint und das zu beiden Seiten von Aptychenkalk flankiert wird, während der Lias, welcher normal die Muldenflügel bilden müßte, ausgewalzt wurde.

Der nunmehr im Süden folgende Sattel (S. 88, 89) wird von einer länglich oval geformten Hauptdolomitmasse aufgebaut, die ihrerseits wieder eingefaltete Streifen von Lias und Rhät enthält. Am Nordrande zieht sich ein Streifen Raibler Schichten vom Filz-Graben bis zur Finstermünz Alm hinauf. Am östlichen Katzenkopf (P. 1350) erleidet derselbe eine Unterbrechung, um jedoch im Süden der Krotten Alm wieder zu erscheinen. Raibler und Hauptdolomit stoßen direkt an den Jura der vorgelagerten Mulde.¹⁾ Der Nordflügel des Sattels fehlt also.

Die tektonische Linie, welche den Sattel im Norden begrenzt, sehe ich als die westliche Fortsetzung der Hirschgrabenstörung und somit als die Südgrenze der kalkalpinen Vorzone an.

Diese Störung, welche nach AIGNER durch den Niederbruch des Sattels entstanden ist (S. 88), findet danach ihre Erklärung durch den tangential von Süden wirkenden Schub, der eine Heranpressung der Raibler und des Hauptdolomites an die Juraschichten und dadurch eine Auswalzung der fehlenden Schichten des nördlichen Sattelflügels hervorgerufen hat. Ihrer Natur und Entstehung nach ist also diese Linie den anderen Längsstörungen in dem Gebirgszug anzugliedern. — —

Die Störungslinie, welche die kalkalpine Vorzone im Süden abgrenzt, ist nunmehr vom Leitzachtale über den Ringberg und Hirschgraben bis zum Katzenkopf im östlichen Abschnitt des Benediktenwandgebirges festgestellt.

Für die westliche Fortsetzung dieser Störungslinie, die eigentlich zu erwarten wäre, fehlen jedoch bisher nähere Anhaltspunkte und es ist die wichtige Frage aufzuwerfen, ob die kalkalpine Vorzone hier mit dem Hinterlande normal verknüpft ist, oder ob sich Anzeichen für eine Störungslinie zwischen den beiden Einheiten vorfinden.

Ogleich an dieser Stelle über die interessanten Lagerungsverhältnisse an der Südseite des Benediktenwandgebirges kein abschliessendes Urteil gefällt werden soll, so mögen doch einige Beobachtungen angefügt sein, die auf mehreren Exkursionen gemacht wurden.

Ich gehe bei diesen Betrachtungen von dem an der Krotten Alm gelegenen Beigenstein aus. Dieser besteht nach den Angaben von AIGNER aus liassischen Kieselkalken (Benediktenwandgebirge l. c. S. 40). Soweit ich jedoch feststellen konnte, gehört der dunkle hornsteinführende Kalk, welcher den kahlen Felsklotz aufbaut, der Trias an und besitzt das Alter des Muschelkalkes, da einige Exemplare einer *Terebratula* dort gefunden wurden, die der *Terebratula vulgaris* gleichen. Die Kalke ziehen sich südlich etwa bis zu dem Wege hin, welcher von der vorderen Krotten Alm nach der vorderen Scharnitz Alm führt und sind von den Raibler Schichten des Katzenkopfes nur durch ein schmales, aus oberem Jura und Lias bestehendes

¹⁾ Der Kontakt von Raibler Schichten und Lias ist zumeist recht günstig aufgeschlossen. Überall läßt sich mit Deutlichkeit erkennen, daß beide Formationen mit steiler Fläche aneinander grenzen. Die Raibler bilden bei der Lenzenbauern Alm, am Kotigen Stein (Querschnitt durch die Ostalpen S. 117) und am Katzenkopf steile zerklüftete Felsmauern, vor denen sich sanft geneigte, vom Jura aufgebaute Hänge mit Wiesen ausbreiten. Ein in der Vorzone oft wiederkehrendes Bild. Von einer Überschiebung der Raibler am Kotigen Stein (HAHN, Ergebn. n. Spezialforsch. S. 124) ist jedoch nichts wahrzunehmen.

Band getrennt, welches die Fortsetzung der Juramulde in der Eselau bildet. Den schmalen Jurastreifen kann man in der Talmulde zwischen Beigenstein und Katzenkopf etwa bis zu dem Gatter verfolgen, von dort aus verläuft die Störung zwischen Muschelkalk und Raiblern, die neben Rauhwacken durch plattige gelbe Kalke vertreten sind. Östlich des Punktes 1522 keilen auch die Raibler aus, die an dem Almwege noch anstehen, und die Störung zieht sich, wie deutlich zu erkennen ist, zwischen Muschelkalk und dem Hauptdolomit der vorderen Scharnitz Alm hin. Südlich der hinteren Scharnitz Alm ist alles stark von Schutt verhüllt, aber es kann wohl kein Zweifel aufkommen, daß die Störung auch hier zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit, der weiter südlich überall ansteht, liegt.

Die hintere Scharnitz Alm steht auf blauen hornsteinführendem Muschelkalk, der mit 45° nördlich geneigt ist. Derselbe bildet eine flache Schwelle, vor der sich in wannenförmiger Vertiefung sumpfiger Wiesenboden ausbreitet, der den weichen Partnachmergeln seine Entstehung verdankt. Nördlich davon stehen jedoch wieder nördlich geneigte plattige Kalke an und über der Schutthalde bildet der Wettersteinkalk die steile Südwand der Achselköpfe. Die Lagerungsverhältnisse nördlich der hinteren Scharnitz Alm sind also durchaus ungestört.

Die Muschelkalkschichten des Beigensteins sind südlich geneigt, während die im Norden gegenüberliegende Trias nördlich einfällt. Über der dem Beigenstein vorgelegerten Talmulde spannte sich also ein Gewölbe. Dieses weist jedoch keinen normalen Bau auf, denn unterhalb der hinteren Krotten Alm finden sich fossilführende Kössener Mergel und Rhätkalke mit Korallen, und steigt man in der Talmulde weiter hinauf, so trifft man in weiter Verbreitung auf mehrfach in den Wiesen anstehende Aptychenschichten. Auch Lias findet sich in einzelnen Brocken. Das Gewölbe wird also von einer Quetschzone durchschnitten, die vornehmlich aus oberem Jura und untergeordnet aus Rhät und Lias besteht. (Dieselbe bildet die Fortsetzung der zwischen der zentralen Sattelzone und dem Katzenkopf [P. 1350] und kotigem Stein gelegenen Mulde.)

Die Störungszone läßt sich in dem mit Schutt überdecktem Dolinenterrain im SO. der Achselköpfe, welches auf das Durchstreichen der Partnachmergel hindeutet, nicht weiter verfolgen, aber dieselbe läuft mutmaßlich östlich der hinteren Scharnitz Alm mit der Hauptstörung, welche als die Südgrenze der kalkalpinen Vorzone anzusehen ist, zusammen.

Der Muschelkalk des Beigensteins ist also sowohl im Norden wie auch im Süden von schmalen, im wesentlichen von Jura gebildeten Quetschzonen begrenzt. Die Steilwand im Osten ist offenbar durch eine Querstörung bedingt, jedoch bleibt es ungewiß, ob der Muschelkalk an der vorderen Krotten Alm nicht vielleicht ansteht und bis zu der hier durchstreichenden Hauptstörung reicht.

Bis zur hinteren Scharnitz Alm ist demnach die kalkalpine Vorzone von dem Hinterlande durch eine deutliche tektonische Linie getrennt. AIGNER vermutet nun, daß „der große Längsbruch zwischen der Zentralmulde und dem südlichen, niedergebrochenen Sattelbogen auch den Südrhang der Benediktenwand noch durchzieht“ (Benediktenwandgebirge S. 73). Es muß jedoch geprüft werden, ob sich hierfür Anhaltspunkte auffinden lassen.

Am Südrande von dem Joch, welches zwischen der hinteren Scharnitz Alm und der Höllgrube liegt, stehen dunkle, plattige, hornsteinführende, südlich geneigte Kalke an, über denen normal ein schmaler Zug Wettersteinkalk folgt, der östlich des Punktes 1538 einen massigen Felsklotz bildet, an dem ostwestliche horizontale

Rutschstreifen sichtbar werden. Zwischen dem Wettersteinkalk und den plattigen dunklen Kalken schalten sich schwarze Partnachmergel ein. Ebenso stehen die letzteren am Sattel selbst in ihrer typischen Ausbildung, die plattigen Kalke unterlagernd, an und ziehen in der sumpfigen Depression zur hinteren Scharnitz Alm hinunter. Die Kalke und Mergel, die am Sattel den Wettersteinkalk unterlagern, müssen also den Partnachschichten zugerechnet werden.

Über dem Wettersteinkalk erscheinen in normaler Lagerung die Raibler Schichten (Benediktenwandgebirge S. 73. HAHN, Ergebnisse neuer Spezialforschungen S. 124). Sogar die einzelnen Horizonte derselben sind an dem Steilhang nördlich der Bichler Alm klar aufgeschlossen. Es findet sich hier folgendes Profil: braune Sandsteine 20—30 m, blaue Kalke 10—15 m, Stinkkalke und Dolomite 30—35 m. Darüber folgt mit breiter Übergangzone der Hauptdolomit, der in monotoner Einförmigkeit nach der Orterer- und Raut-Alm hinunterzieht.

Südlich von dem Joch zwischen der hinteren Scharnitz Alm und der Höllgrube herrscht also zweifellos völlig ungestörte Schichtfolge. Am Joch selbst stehen, wie schon erwähnt wurde, die Partnachschichten an, die sich am südlichen Gehänge der Benediktenwand weit hinauf, fast bis zu der vom Wettersteinkalk gebildeten Steilwand ziehen. Man trifft die Partnachfazies wohl selten so schön aufgeschlossen an, als wie an dieser Stelle. Etwa 200 m weiter westlich liegt die Höllgrube. Eine eigentümliche, etwas oval geformte, 20 m tiefe, dolinenartige Vertiefung, die zum Teil von grobem Wettersteinschutt erfüllt ist. Nördlich derselben steigt die senkrechte Wettersteinkalkmauer der Benediktenwand auf und südlich wird dieselbe von dem schmalen Wettersteinkalkzuge mit der Höhe 1538 abgeschlossen, auf den im Süden normal Raibler und Hauptdolomit folgen.

Am Ostrand der Höllgrube sind wieder die Partnachschichten in breiter Mächtigkeit aufgeschlossen, welche vom weiter östlich gelegenen Joch herüberstreichen. Dieselben reichen am Südhang bis zum Wettersteinkalk hinauf und die Höllgrube liegt zweifellos in diesen Schichten. (Die Partnachmergel scheinen gerade wie die Kössener Mergel leicht Veranlassung zur Entstehung dolinenartiger Vertiefungen zu geben.) Die Schichten bilden also ein Gewölbe, dessen Kern von Partnachschichten und dessen Schenkel von Wettersteinkalk aufgebaut werden. Der Wettersteinkalk des Nordschenkels ist jedoch etwa 400 m breit, während dieser Horizont am Südschenkel nur etwas über 100 m mächtig ist. Es muß naturgemäß dahingestellt bleiben, inwiefern diese starke Reduktion durch fazielle oder durch tektonische Ursachen, oder durch eine Kombination von beiden bedingt ist. Anzeichen für das Durchstreichen einer Störungszone, wie sie den Sattel am Beigenstein — als dessen Fortsetzung der Höllgruben-Sattel aufzufassen ist — durchzieht, sind nicht vorhanden.

Danach ist anzunehmen, daß die Störungslinie, welche die kalkalpine Vorzone im Süden begrenzt und die bis zur hinteren Scharnitz Alm verfolgt wurde, an der Querstörung, welche die sattelförmig gelagerten Schichten östlich der Höllgrube abschneidet, ihr Ende findet. Auch in den sich südlich anschließenden Hauptdolomitmassen konnte bisher keine Längsstörung nachgewiesen werden, die mit derjenigen an der hinteren Scharnitz Alm in Verbindung zu bringen wäre. Nach dem jetzt vorliegenden Beobachtungsmaterial muß man daher zu dem Ergebnis kommen, daß im Süden der Benediktenwand ungestörte sattelförmige Lagerung herrscht und daß hier die kalkalpine Vorzone im normalen Kontakt mit dem südlich angrenzenden Hinterlande steht.

Anders gestalten sich dagegen wiederum die Verhältnisse im Gebiete des Herzogstands und Heimgartens. Hier hat KNAUER am Nordabfall des Herzogstands und Heimgartens im Hauptdolomit eine Längsstörung beobachtet, an der erhebliche tektonische Bewegungen vor sich gegangen sein müssen, da dieselbe Brekzien von Hauptdolomit-, Jura- und Kreidesteinen führt.¹⁾ Diese im Hauptdolomit verlaufende Störung grenzt die nördlich vom Herzogstand gelegene kalkalpine Vorzone im Süden ab.²⁾

Sehr eingehend hat sich auch HAHN mit der tektonischen Deutung des Benediktenwandgebirges beschäftigt.³⁾ Die zentrale Mulde AIGNERS, welche sich aus den Schichten vom Muschelkalk bis zum Lias zusammensetzt, bildet nach HAHN eine eigene Decke, die auf einer in bezug auf die Entwicklung der Schichten abweichenden Unterlage ruht. Der steile Kontakt des nördlichen Randes der Mulde mit der angrenzenden Juramulde ist der ursprünglich flache Deckenrand, welcher später steil gestellt wurde. Im westlichen Teil der zentralen Mulde an der Benediktenwand steht die ältere Trias der vorgeschobenen Masse im normalen Kontakt mit dem Hinterlande, während im Osten beide voneinander getrennt sind und sich ein gegen die Isar zu offenes Halbfenster der basalen tiefbajuvarischen Einheit einschiebt, welches die überschobene hochbajuvarische Randmulde von der im Süden des Schwarzenbaches folgenden hochbajuvarischen Trias trennt.

Diese Theorie wird im wesentlichen durch Unterschiede in der faziellen Entwicklung der Schichten begründet, die zwischen denjenigen, welche die zentrale Mulde zusammensetzen, und denjenigen der durch diese überschobenen tiefbajuvarischen Gesteine bestehen sollen. In der zentralen Mulde finden sich, wie HAHN hervorhebt, Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk, die dem basalen Gebirge fehlen, aber doch wohl zweifellos in der Tiefe vorhanden sind. Dieser Unterschied kann also nicht anerkannt werden. Ferner wird die „eigenartige Ausbildung des Rhäts“ angeführt. Diese Verhältnisse sollen weiter unten im Zusammenhang erörtert werden. Ganz besonderer Wert wird nun auf die Entwicklung der Liasschichten innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde gelegt. Das Vorkommen der kieseligen Angulatschichten soll auf die letztere beschränkt sein.⁴⁾ Tatsächlich haben derartige kieselige Liasschichten auch in den Gebieten, welche von HAHN zur tiefbajuvarischen Einheit gerechnet werden, eine weite Verbreitung. Beispielsweise erlangen dieselben im Schwarzbach (nicht zu verwechseln mit dem Schwarzenbach im Süden der Eselau, aus dem bereits AIGNER die Kieselkalke erwähnt [l. c. S. 40]) und Murbach, nördlich der Lenzenbauern Alm, also inmitten des HAHN'schen tiefbajuvarischen Fensters, wie ich mich bei der Untersuchung dieser Gräben überzeugen konnte, eine große Mächtigkeit und Verbreitung (vgl. auch GÜMBEL, Alpengebirge S. 448) und gleichen den kieseligen Schichten des unteren Lias am Brauneck, die zuunterst aus dünnplattigen, wenig mächtigen Spongienschichten und zuoberst aus mächtigen hellfarbigen Kieselkalken mit *Schlotheimia angulata* bestehen,⁵⁾ vollkommen, so daß eine normale Verknüpfung

1) Herzogstand-Heimgarten l. c. S. 37, 38.

2) In bezug auf die Identifizierung der Raibler des Schwarzenbaches (Benediktenwandgebirge) mit denen des Kühzagels (bei Rottach) (Neuere Spezialforschungen l. c. S. 131, 132) stimme ich also mit HAHN nicht überein. Dagegen war es durchaus berechtigt, die tektonische Linie am Rauheck, die am Nordabhang des Herzogstands weiterstreicht, mit der Störung am Kühzagel zu verbinden. Dieselbe erleidet am Südabhang der Benediktenwand jedoch eine Unterbrechung, da hier kalkalpine Vorzone und Hinterland im normalen Verband stehen.

3) Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. Geolog. Rundschau. Bd. V. Heft II. S. 122—124.

4) Diese Annahme stützt sich wohl im wesentlichen auf die Angabe von AIGNER, der die liassische Kieselkalkfazies auch nur aus dem Gebiete seiner zentralen Mulde, aus dem Schwarzenbach und vom Beigenstein erwähnt. (Benediktenwandgebirge S. 40.) Dieser letztere besteht jedoch aus Muschelkalk (s. o.).

5) WINKLER, Neue Nachweise über den unteren Lias in den Bayerischen Alpen. Neues Jahrb. 1886. S. 1. — ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen. S. 116 u. 117. Da die Liasschichten oft fast in ihrer ganzen Mächtigkeit aus spongienführenden Kieselkalken, die mit Schiefen wechselagern, aufgebaut werden, so scheint es mir, daß auch höhere Horizonte wie nur der untere Lias von ihnen vertreten werden können. (Vgl. HAHN, Neue Spezialforschungen S. 123.) FINKELSTEIN gibt in seiner nach den mündlichen Mitteilungen von K. SCHWAGER erfolgten Schilderung des Brauneck-

des Lias innerhalb der zentralen Zone mit dem im Süden angrenzenden durchaus natürlich erscheint. Die zur tiefbajuvarischen Einheit gehörigen Liasschichten im oberen Arzbach und in der Schmidlaine setzen sich ebenfalls vorwiegend aus Kieselkalken zusammen.

Auch im Norden und Süden des Geigersteins, der nach HAHN die Fortsetzung der hochbajuvarischen Randmulde darstellt, bilden die kieseligen Gesteine einen wesentlichen Bestand bei der Zusammensetzung des Lias. Überhaupt ist die Verbreitung der liassischen Kieselkalke besonders in der Vorzone eine derartig allgemeine und dieselben sind durch Übergänge so eng mit Fleckenmergeln, Schiefen und Krinoidengesteinen verbunden und miteinander vergesellschaftet, daß es mir nach den bisherigen Erfahrungen unmöglich erscheint, daß dieselben eine bestimmte tektonische Einheit charakterisieren können.

Aber abgesehen von diesen Tatsachen liegt auch aus prinzipiellen Gründen keine Berechtigung vor, aus der faziellen Entwicklung der Schichten innerhalb einer Juramulde Schlüsse in bezug auf die Tektonik zu ziehen, da die faziellen Verhältnisse speziell im Lias sehr raschem Wechsel unterliegen. — Lokal können allerdings aneinandergrenzende Juramulden durch bestimmte Fazies charakterisiert sein, wie z. B. am Ringberg nachgewiesen wurde. (Tegernseer Berge S. 184—186.) Aber sobald man die Schichten über ausgedehntere Gebiete verfolgt, zeigt sich, wie die einzelnen Ausbildungsformen von dem einen in den anderen Faltenzug übergreifen. Inwiefern Gesetzmäßigkeiten in der Anordnung der Fazies bestehen und inwiefern dieselben in keiner Weise im Sinne der Deckentheorie als Beweismittel für weitere Schübe angewandt werden können, darauf soll weiter unten noch näher eingegangen werden.

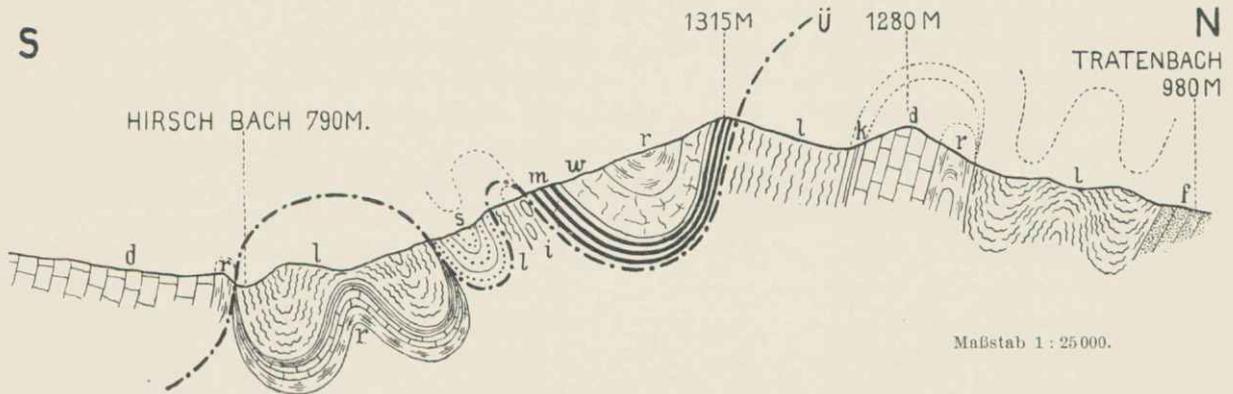


Fig. 5.

Lagerung der hochbajuvarischen Randmulde am Geigerstein (nach HAHN).

(Schichtenerklärung S. 197.)

Nach der Auffassung von HAHN müßten nun auch die Triasgesteine des Fockensteins und Geigersteins der hochbajuvarischen Randmulde angehören (Ergebn. n. Spezialf. l. c. S. 131) und als eingemuldete Decke auf ihrer tiefbajuvarischen Unterlage ruhen. Es lassen sich jedoch weder an den steil stehenden und nach unten zu konvergierenden Längsstörungen, welche dieselben begrenzen, hierfür Beweise beibringen, noch geben die faziellen Verhältnisse gerade wie im Benediktenwandgebirge irgendwelchen Anhalt. Die Triasgesteine ruhen nicht auf dem Jura, sondern stecken in keilförmiger Gestalt in demselben und außerdem deuten insbesondere auch die in der östlichen Fortsetzung des Fockensteins auftretenden, durch den Lias hindurchgepreßten Schollen von Hauptdolomit und Raiblern auf die enge Zugehörigkeit der Sattelzone zu den umgebenden Schichten hin.

profiles über den charakteristischen Kieselgesteinen mit *Schlotheimia angulata* noch „helle Kalke mit *Lithodendron* und *Megalodon*“ an. (FINKELSTEIN, Der Laubenstein l. c. S. 49). Ähnlich äußert sich WINKLER (l. c.). Dieselbe Lagerungsfolge soll sich auch am Laubenstein finden. J. BÖHM vermutet jedoch auf Grund seiner Untersuchungen am Hochfelln, wo analoge Verhältnisse herrschen, daß die Spongenschichten den Kern einer Mulde bilden und zu beiden Seiten von rhätischem Kalk unterteuft werden. (Der Hochfelln. Monatsber. d. Z. d. D. G. G. Bd. 62. 1910. S. 721). Eine ebensolche Lagerung scheint mir auch am Brauneck vorzuliegen und die „hellen“ Kalke mit *Lithodendron* und *Megalodon*, die nach K. SCHWAGER das jüngste, die Spongienkalke überlagernde Glied in der Schichtfolge bilden sollen, sind dem Rhät zuzurechnen.

Wenn man das Vorkommen des bunten Sandsteins am Südabhang vom Geigerstein im Sinne von HAHN auffassen wollte, so müßte auch dieses mit zur hochbajuvarischen Decke gerechnet werden und auf den zur tiefbajuvarischen Einheit gehörigen Lias überschoben sein. Der zwischen Sandstein und Muschelkalk liegende Jura würde ein aufgewölbttes Streifenfenster des basalen tiefbajuvarischen Gebirges bilden. Ebenso wäre der schmale Streifen Muschelkalk am Schlagkopf als überschobene Klippe aufzufassen.

Die zwischen älteren Triasgesteinen eingeschalteten Jurastreifen im Sonnersbach und der im Muschelkalk eingeklemmte Streifen von oberem Jura bei Hohenburg stellen dann ebenfalls Streifenfenster dar, die unter der Triasdecke hervortreten.

Jura und Kössener bei der hinteren Krottenalm am Nordrand vom Beigenstein sind nach dieser Theorie als schmales Fenster des basalen Gebirges anzusehen, das hier sattelförmig emporgewölbt war und von dem die Decke gegen Norden und Süden abfließt.

Zur Frage der durch Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe.

Die von Herrn Dr. F. HAHN in den „Ergebnissen neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen“¹⁾ niedergelegten Ausführungen wurden im Vorhergehenden bereits mehrfach berührt. Indessen ist es wohl erforderlich, auch noch auf einige allgemeine Fragen einzugehen, die in dieser wichtigen Arbeit angeregt werden. Zwar wurde nur ein Teil des Gebietes, dessen geologischen Aufbau HAHN in großzügiger Weise zu erklären sucht, in den Kreis der Betrachtungen gezogen, eben nur solche Gebiete, die in mehr oder minder engem Kontakt mit meinen speziellen Aufnahmegebieten stehen und die mir aus eigener Anschauung näher bekannt sind. Es liegt jedoch in der Natur der Sache, daß geprüft werden muß, ob die von HAHN gefundenen Bauregeln hierfür ihre Gültigkeit besitzen.

In einem wichtigen Punkte herrscht wohl völlige Übereinstimmung, daß nämlich der Aufbau des Gebirges von einem tangentialen Südnordschub beherrscht wird, und daß an den Längsstörungen keine radialen, sondern lediglich durch tangentialen Schub hervorgerufene Bewegungen stattgefunden haben. Eine Ansicht, die ja auch vor HAHN von DACQUÉ bereits vertreten wurde.

Die von mir versuchte Abtrennung der „kalkalpinen Vorzone“ als wichtige tektonische Einheit entspricht nun keineswegs der HAHN'schen Einteilung. In der Vorzone sind tiefbajuvarische und hochbajuvarische Elemente miteinander verquickt. Insbesondere umfaßt die hochbajuvarische Randmulde ausschließlich Gebilde, die nicht, wie HAHN annimmt, das am weitesten nördlich vorgestoßene Glied der nördlichen Vorfalten des Zwischengebirges²⁾ (oder der hochbajuvarischen Einheit) bildet, sondern von diesem abzutrennen und den tiefbajuvarischen Gliedern einzureihen ist. Tiefbajuvarisch und hochbajuvarische Randmulde im Sinne von HAHN stehen in so enger Verbindung miteinander, daß sie als eine Einheit angesehen werden müssen, die sich infolge ihrer Eigenart, sowohl in bezug auf den tektonischen Bau wie auch in bezug auf die Entwicklung der Schichten von den breiten südlich angrenzenden Falten abhebt, von denen sie außerdem noch — abgesehen von dem Südrand der Benediktenwand — durch eine wichtige tektonische Linie getrennt ist. Diese Linie im Süden und die Flyschgrenze im Norden schließen die kalkalpine Vorzone ein, von der jedoch Teile über den Flysch geschoben sind.

¹⁾ Geologische Rundschau Bd. V. Heft 2. 1914.

²⁾ Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österr. Traun. Verh. d. k. k. Reichsanstalt 1912. Nr. 15. S. 338.

Die „unregelmäßig verteilte Trennungsfläche, die Tief- und Hochbajuvarisch scheidet“ (l. c. S. 135), entspricht also keineswegs der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone, sondern verläuft innerhalb derselben.

Außerdem haben die neueren Aufnahmen ergeben, daß die von HAHN angenommene Störung am Nordrande seiner hochbajuvarischen Randmulde keine einheitliche tektonische Linie bildet. Beispielsweise ist die Störung am Nordabhang vom Baumgartenberg und Brunstkogel in keinerlei Zusammenhang mit dem Nordrande der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges zu bringen.

Die von HAHN kurz skizzierte hochbajuvarische Randmulde ist also, wie auch schon aus den Betrachtungen des letzten Kapitels hervorgeht, als Einheit, die durch bestimmte Fazies ausgezeichnet ist, unmöglich und muß in verschiedene Faltenzüge aufgelöst werden.

Nach den Ausführungen von HAHN finden sich zu beiden Seiten der Längsstörungen „so harte Fazieskontraste ganze Schichtserien hindurch“, daß die zu einer „normalen Faziesanfügung nötigen Streifen durch Schollenüberschiebung unterdrückt“ sind. Hierdurch wird von HAHN eine wichtige Frage angeschnitten, welche für die in betracht gezogenen Gebiete sehr wohl erwogen werden kann. Für die Längsstörungen, welche innerhalb der kalkalpinen Vorzone verlaufen, möchte ich eine derartige Annahme, wie schon aus dem Vorhergehenden zu entnehmen ist, ausschließen, insbesondere auch für die Störung am Nordrande der hochbajuvarischen Einheit (soweit diese überhaupt eine einheitliche Linie bildet), für die HAHN eine Förderweite von etwa 7 km annimmt, die sich allerdings östlich der Isar auf verschiedene Schuppenflächen verteilen soll (l. c. S. 137).

Am auffallendsten treten dagegen Faziesunterschiede zu beiden Seiten der südlichen Grenze der kalkalpinen Vorzone in Erscheinung. Diese Grenze bildet eine tektonische Linie, die tatsächlich zwei Gebiete — die kalkalpine Vorzone und die sich im Süden anschließenden breiten Faltenzüge — scheidet, in denen auffallende Unterschiede in der Entwicklung der Schichten vorhanden sind, auf die bei der Beschreibung der Tegernseer Berge schon verschiedentlich hingewiesen wurde. In einem etwas anderen Zusammenhange sind dieselben auch von HAHN sehr wohl gewürdigt (l. c. S. 138 und 139). Es ist nun die Frage zu untersuchen, ob diese Fazieskontraste die Annahme eines Schubes von größerem Ausmaß an der erwähnten wichtigen tektonischen Linie bedingen, oder ob sich die verschiedenartig entwickelten Sedimente der beiden Zonen normal aneinander gliedern lassen. Allerdings fehlen von dem Synklinorium (HAHN), welches zwischen der kalkalpinen Vorzone und dem von Fall über die Blaubeerge, dem Schinder und dem hinteren Sonnwendjoch nach dem Inn verlaufenden breiten Hauptdolomitzuge liegt, noch von vielen Gebieten genaue Detailaufnahmen, die für solche Betrachtungen eigentlich unbedingt notwendig sind. Lediglich von dem Gebiet um den Spitzingsee¹⁾ und dem schmalen Streifen zwischen Hirschberg und Leonhardstein liegen Spezialbeschreibungen vor. Gewisse Anhaltspunkte sind jedoch auch hierdurch schon gegeben.

Ein hervortretendes Merkmal der kalkalpinen Vorzone bildet die geringe Mächtigkeit vom Hauptdolomit. Dieselbe übersteigt in den hier behandelten Gebieten kaum 700 m, bleibt jedoch meist ganz wesentlich dahinter zurück.

¹⁾ Für die freundliche Unterstützung bei der Durchsicht der hier auftretenden Gesteine möchte ich Herrn Dr. DACQUÉ an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank aussprechen.

Am Nordrande der sich im Süden anschließenden Zone besitzt der Hauptdolomitzug, welcher im Norden des Hirschberges, der Wasserspitz und Brecherspitz entlang läuft und westlich zum Kampen und Grasleitenkopf zieht, etwa eine Mächtigkeit von 700—1000 m, die am Südrande des Leonhardsteins und der Rothwand noch ganz bedeutend wächst. Es liegt also kein direkter Kontrast zwischen der geringen Mächtigkeit des Hauptdolomits im Süden und Norden der Störungslinie, sondern derselbe schwillt gegen Süden zu mehr und mehr an.

Etwas schwieriger sind die Verhältnisse beim Plattenkalk. Dieser fehlt in der kalkalpinen Vorzone ganz oder tritt nur in sehr geringer Mächtigkeit auf. Zwischen Hirschberg und dem Grün-Eck findet zwar auch eine allmähliche Zunahme der Mächtigkeit statt (Tegernseer Berge l. c. S. 180). Der im Süden der Rothwand durchstreichende Plattenkalkzug bleibt jedoch wiederum hinter der Mächtigkeit der nördlicher gelegenen Vorkommnisse nicht unerheblich zurück.

Ein weiteres wesentliches Kennzeichen der Triasentwicklung in großen Teilen der Vorzone bildet das vollständige Fehlen oder nur seltenere Auftreten der rein kalkigen Ablagerungen des oberen Rhät. Bei der Untersuchung dieser Schichten im Süden des Ringberges zeigte sich, daß dieselben im Streichen häufig an- und abschwellen oder auch ganz auskeilen. Ferner konnte festgestellt werden, daß sich bei jedem Zuge von oberrhätischem Kalk eine Zunahme der Mächtigkeit gegen Süden einstellte. Am weitesten im Norden im Hirschberggebiet finden sich lediglich hell gefärbte dickbankige Kalke von nicht sonderlich großer Mächtigkeit, erst in den mittleren Teilen des Synklinoriums nehmen die oberrhätischen Bildungen auch verschiedentlich massige Formen an, die am Leonhardstein in dem südlichsten Oberrhätzuge ihr Maximum an Mächtigkeit erreichen.

Ebenso besitzen die rein kalkigen (oder auch stellenweise dolomitischen) Ablagerungen des oberen Rhät in den nördlichen Teilen des von DACQUÉ kartierten Gebietes zwischen Rottach und Leitzach in der Umgebung vom Spitzingsee (DACQUÉ, Schliersee-Spitzingsee) viel geringere Mächtigkeiten wie die südlicher gelegenen Vorkommnisse.

Auch im Süden des Hirschbaches zeigen sich an der Seekar Alm, an der Markwand und am Brandkopf die ersten Anfänge der heller gefärbten Rhätkalke, jedoch nur in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit, die nun gegen Süden mehr und mehr zunimmt und am Roß- und Buchstein ihren höchsten Grad erreicht.

In der kalkalpinen Vorzone haben also zweifellos zur Zeit des oberen Rhät andere Ablagerungsbedingungen geherrscht wie in dem durch eine wichtige Störung abgetrennten Gebiete des Synklinoriums. Nicht unbedingt werden wir zu dem Schluß geführt, daß das oberrhätische Meer gegen Süden tiefer wurde, jedoch muß das Vorhandensein von klarerem Wasser angenommen werden, in dem sich die detritusfreien, zum Teil an Korallen reichen, riffartigen Kalke bildeten.

Im Westen der Isar sind die hellen Rhätkalke auch in der kalkalpinen Vorzone entwickelt. Aus dem Gebiete im Norden des Herzogstandes werden die hellen dickgebankten bis massigen und oolithischen Kalke des oberen Rhät von KNAUER eingehend beschrieben (Herzogstand-Heimgarten l. c. S. 7, 8 u. 27) und im Benediktenwandgebirge finden sie sich im Hangenden der rhätischen Mergel am Brauneck, bei der hinteren Krotten Alm und mit oolithischer Struktur am Schrödelstein, ohne jedoch sonderlich große Mächtigkeiten zu erreichen. Die unregelmäßig gestaltete Faziesgrenze der im klaren Wasser (also küstenferner) abgelagerten Ober-

rhätkalke fällt hier also nicht mit der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone zusammen, sondern verläuft quer zu derselben.

Zeigt schon die Anordnung der Fazies der Triassedimente gewisse Gesetzmäßigkeiten, die zu der Annahme einer normalen Verknüpfung der Sedimente der kalkalpinen Vorzone mit denjenigen der im Süden angrenzenden Faltenzüge führt, so gilt dieses in gleicher Weise von den Ablagerungen der Juraformation.

Die Fleckenmergel der Vorzone sind meist dunkel gefärbt, stark verunreinigt und besitzen einen hohen Tongehalt. Sie stellen eine küstennahe Schlammfazies dar, während die dickbankigen reinen gefleckten Kalke zwar nicht fehlen, aber doch nur eine untergeordnete Verbreitung besitzen und erst weiter im Süden zu größerer Entfaltung und Mächtigkeit gelangen. Ebenso zeigen auch die südlicheren Vorkommnisse der sogen. Kieselkalke des Lias lichtere Färbungen und einen viel detritusfreieren Habitus. Je weiter man nach Süden geht, um so weniger sind die Sedimente von dem im Norden anzunehmenden Festlande beeinflusst.

Für ein allmählich gegen Süden zu tiefer werdendes Liasmeer sprechen insbesondere die roten ammonitenführenden Kalke, die nur in den südlichen Teilen des Synklinoriums in größerer Verbreitung auftreten. (In geringerer Mächtigkeit erscheinen dieselben bereits am Brandkopf SW. vom Kampen.) Reichere Ammonitenfaunen sind überhaupt — auch in den Fleckenmergeln — auf die südlicheren Zonen beschränkt, während man dieselben in den nördlichen Seichtwasserfazies nur spärlich antrifft.

Auch innerhalb der kalkalpinen Vorzone nimmt der litorale Charakter der Liassedimente gegen Süden mehr und mehr ab. Am Nordrande herrscht eine typische Flyschfazies vollkommen vor. Die kieseligen Gesteine sind stark tonhaltig, führen Quarzkörnchen und die Mergellagen haben ebenfalls einen sehr sandigen Charakter. Hie und da stellen sich auch Lagen von sehr flyschähnlichen groben Brekzien und Konglomeraten ein und auch die Krinoidenkalke sind dunkel gefärbt, stark verunreinigt und führen grobe Kalk- und Schieferferzen. In den südlichen Teilen der Vorzone gewinnen dagegen reine hell gefärbte Krinoidengesteine mit starken Verkieselungserscheinungen neben den Mergeln, Schiefern und Kieselkalken eine große Verbreitung und leiten so zu den im tieferen Wasser und landferner gebildeten Ablagerungen im Süden der kalkalpinen Vorzone über. Dieselben können also nicht zur Charakterisierung bestimmter tektonischer Einheiten (hochbajuvarische Randmulde) verwandt werden (vgl. HAHN, *Ergebn. n. Spezialf.* I. c. S. 142).¹⁾

Im oberen Jurameer findet mehr und mehr eine Vertiefung statt. Die Schichten sind nicht mehr so starkem Fazieswechsel unterworfen wie im Lias. Die Einschaltungen der sandigen und konglomeratischen Bänke am Nordrande der kalkalpinen Vorzone (s. o.) deuten wieder die Nähe des Festlandes an und die gegen Süden immer größer werdende Verbreitung an Hornsteinen und an Kalken, die in feiner Verteilung beigemengte Kieselsäure führen, gegenüber den plattigen Kalken und Mergeln die Zunahme der Meerestiefe. Ebenso zeigen die Ablagerungen der

¹⁾ Ganz dieselben hellen Krinoidenkalke, die zum Teil bläulich gefärbte Hornsteine führen, zeigte mir Herr Dr. DACQUÉ von der Rothwand, wo dieselben eine große Mächtigkeit erlangen. Außerdem finden sich dieselben Gesteine in weiter Verbreitung im Schwarzenbach südlich der Eselau und am Seekarkreuz. Diese Vorkommen deuten wieder ganz besonders darauf hin, wie die einzelnen Liasfazies nicht an bestimmte tektonische Einheiten geknüpft sind.

älteren Kreide in der kalkalpinen Vorzone einen viel küstennäheren Charakter wie weiter im Süden (vgl. HAHN, *Ergebn. n. Spezialf. l. c.* S. 142).

Fassen wir das Ergebnis dieser kurzen und naturgemäß sehr lückenhaften Betrachtungen zusammen.

Zwischen der Ausbildung der Schichten, welche die kalkalpine Vorzone aufbauen, und denjenigen des südlich sich anschließenden Synklinoriums machen sich scharfe Unterschiede bemerkbar. Diese bestehen in der viel geringeren Mächtigkeit und der zum Teil auch andersartigen Entwicklung der Triassedimente in der kalkalpinen Vorzone und in der mehr pelagischen Ausbildung der Jura- und Kreideablagerungen in dem südlichen Synklinorium. Diese Kontraste stehen sich jedoch zu beiden Seiten der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone nicht schroff gegenüber, sondern es findet eine allmähliche Veränderung der Sedimente gegen Süden statt, die lediglich dadurch hervorgerufen wurde, daß die mehr nördlich abgelagerten Sedimente bei ihrer Bildung stärker vom Nordrande des alpinen Geosynkinalbeckens beeinflußt wurden und daß im Jura und in der älteren Kreide das Meer gegen Süden zu allmählich tiefer wurde. Außerdem zeigt das Übergreifen mancher Fazies über die Störung die Unabhängigkeit der letzteren von der Verteilung der Sedimente an.

Wir können also, wenn wir uns die Falten ausgeglichen denken, die Sedimente der kalkalpinen Vorzone mit denjenigen des Synklinoriums ohne Schwierigkeiten in eine natürliche Verbindung miteinander bringen. Die faziellen Unterschiede zu beiden Seiten der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone bedingen also keineswegs die Schlußfolgerung, an dieser Störungslinie eine weitere Verfrachtung anzunehmen. Gestärkt wird diese Ansicht noch durch die am Südrand der Benediktenwand vorhandene normale Verknüpfung zwischen beiden tektonischen Einheiten.

Während sich somit die faziellen Eigentümlichkeiten der kalkalpinen Vorzone und des Synklinoriums sehr wohl überbrücken lassen, so stehen die stark gestörten engen Falten der Vorzone sowohl den breiten sich im Süden anschließenden Faltenzügen wie auch den breiten gleichförmigen Flyschfalten schroff gegenüber. Die kalkalpine Vorzone bildet einen Gebirgstreifen außerordentlich heftiger tektonischer Gebirgsbewegungen.

Bemerkungen zur speziellen Tektonik.

Bei der Untersuchung der speziellen tektonischen Fragen soll lediglich das besser bekannte Gebiet der kalkalpinen Vorzone, deren Schichtenbau durch bestimmte Eigenarten charakterisiert ist, in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden.

Die durch den tangentialen Südschub hervorgerufenen tektonischen Vorgänge sind hier, wie den Ausführungen von HAHN zu entnehmen ist, etwa folgendermaßen verlaufen: Zunächst schwache Faltung im Cenoman und stärkere Faltung im Tertiär, darauf die Entstehung von flachen Schuppen und Überschiebungen, die ein Ausmaß bis zu 7 km erreichen können und infolge des fortschreitenden tangentialen Druckes steilgestellt und zum Teil nach Süden überkippt wurden. Daran anschließend die Bildung von Transversalstörungen und als letztes tektonisches Ereignis ein schwacher in der Streichrichtung des Gebirges erfolgter Schub, der sich jedoch nur an wenigen Stellen stärker bemerkbar macht.¹⁾

¹⁾ Am Ringberg, am Fockenstein und an der Benediktenwand ist derselbe durch die in großer Verbreitung auftretenden, horizontalen ostwestlichen Rutschstreifen angedeutet.

Sowohl in bezug auf den tangentialen einseitigen Schub, wie auch in bezug auf die zeitliche Aufeinanderfolge der tektonischen Vorgänge stimmen die Ansichten vollkommen überein. Der Hauptunterschied besteht wohl in der großen Bedeutung, die HAHN den Schuppen und Überschiebungen beimißt. Die Frage, ob an diesen Störungen weitere Verfrachtungen stattgefunden haben, wurde bereits im vorigen Kapitel erörtert und kann hier übergangen werden, da zu diesen Schlußfolgerungen lediglich die angeblichen Fazieskontraste führten. Tektonische Merkmale sind für derartige Vorgänge bisher in den in Betracht gezogenen Gebieten nirgend beobachtet worden.

HAHN nimmt also an, daß sich innerhalb der gefalteten Schichten durch Abspaltung flach geneigte Gleitflächen bildeten, welche die Falten durchschneiden und an denen der weiter wirkende Schub die Schichten übereinander legte. Nachträglich wurden die flachen Schubflächen steil gestellt oder auch nach Süden überkippt.

Dieser Auffassung steht die Erklärung der steilen Längsstörungen durch Reduktionen und Auswaltungen gegenüber, die im Gefolge der Faltung entstanden.

Die vorhandenen Überschiebungen wurden nach dieser Theorie nicht durch Abspaltungen, sondern durch Überlegen und Überquellen von Falten gebildet.

Bei der Besprechung der Arbeit von DACQUÉ lehnt HAHN eine derartige Erklärung ab (l. c. S. 130 u. 131), offenbar insbesondere aus dem Grunde, weil der zuletzt erwähnte Autor von der Idee der durch die Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe vollkommen beherrscht war.

Mühsam werden von HAHN einige Stellen hervorgeholt, an denen sich etwas flacher geneigte Bewegungsflächen zeigen, die auf den ursprünglich mehr horizontal vor sich gegangenen Massentransport hinweisen sollen. Mir erscheint es nicht anständig, so große Ausnahmen im Bauplan des Gebirges zur Begründung einer Theorie, mit Hilfe der regional tektonische Fragen gelöst werden sollen, zu verwenden. Die Störungen stehen steil oder vertikal und es finden sich keinerlei Beweise, daß dieselben ursprünglich flach geneigt waren und durch einen sekundären Vorgang steil gestellt wurden.

Gegen die Entstehung von flachen und später steil gestellten Gleitflächen, die sich ganz unabhängig von dem Vorgang der Faltung bildeten, spricht wohl zunächst, daß die im Streichen der Schichten liegenden tektonischen Flächen die gefalteten Schichten nicht etwa durchschneiden, sondern konkordant zwischen den Schichten verlaufen, also mit dem Streichen und Fallen der durch die Faltung steil gestellten Schichten korrespondieren und daher doch in engem Zusammenhang mit dem Faltungsprozeß gebracht werden müssen. Dort wo die Schichten südlich geneigt sind, fallen auch die sie durchschneidenden Längsstörungen südlich ein und wo nördliche Fallwinkel der Schichten vorliegen, besitzen auch die Störungen nördliche Neigung. Diesem Umstande muß doch unbedingt Rechnung getragen werden.

Es soll nicht in Abrede gestellt werden, daß es unter bestimmten Bedingungen zu Abspaltungen und Schuppenbildungen kommen konnte, wie sie ja auf den Profilen von DACQUÉ schon dargestellt sind, obgleich derartige Erscheinungen den tektonischen Aufbau keineswegs beherrschen. Vor allem ist aber die steile Stellung der-Schuppe als primär zu betrachten.

Die Erklärung der vielfach in Erscheinung tretenden nördlichen Neigung der Störungsflächen durch einen südlichen Schub kann uns nicht befriedigen. Welche

komplizierten Bewegungen müßte der gegen Norden geneigte, im Lias eingeschaltete Buntsandsteinstreifen am Südabhang vom Geigerstein durchgemacht haben! Zunächst zwischen zwei Schuppen eingeschaltete flache Neigung gegen Süden, dann allmähliche Steilstellung und schließlich Hinüberlegung gegen Süden mit Neigung der Schuppenflächen und Schichten nach Norden. Ähnliche Schwierigkeiten stellen sich auch ein, wenn man diese Hypothese auf die nördlich geneigten gestörten Südschenkel der Sättel mit dem muldenförmig eingebogenen Scheitel anwenden will, während das Hinüberlegen einer Falte gegen die Druckrichtung oder die Entstehung von fächerförmig gestellten Schichten bei dem durch einseitigen Schub hervorgerufenen Faltungsprozeß eine gewöhnliche Erscheinung bildet.

Ebenso kann die häufig nach Norden gerichtete Neigung der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone viel eher mit Hilfe der Faltungstheorie erklärt werden, als durch die Annahme einer ursprünglich flachen und später „unruhig verstellten“ (l. c. S. 140) Überschiebung; insbesondere da auch an dieser wichtigen tektonischen Linie keinerlei durch Fazieskontraste bedingten weiteren Verfrachtungen anzunehmen sind.

Will man die sattelförmigen Aufbruchszonen mit den ausgewalzten Schenkeln leugnen und die Lagerung durch Schuppenstruktur erklären, so bleibt nur übrig, neben der tangentialen nach Norden gerichteten Bewegung einen darauf folgenden Nordsüdschub anzunehmen, durch den nördlich geneigte Gleitflächen entstanden.

Es erscheint mir nicht zweckmäßig, bei der Erklärung der Tektonik von den Hauptstörungslinien auszugehen und alles andere dem unterzuordnen. Gerade an den unbedeutenderen läßt sich der mechanische Vorgang viel besser beobachten und verstehen, so daß leichter zu erklärende und in ihrem Wesen leichter erkennbare Details Rückschlüsse auf den Bewegungsmechanismus an mächtigeren Störungen erlauben. Ihrer Entstehung nach müssen die kleineren Längsstörungen genau so gedeutet werden wie die von erheblicherem Ausmaß. Sehen wir doch alle Übergänge zwischen der Auswalzung mehrerer Meter mächtiger Schichten bis zu mehreren hundert Metern, und bei allen diesen verschiedenwertigen Störungen treffen wir auf dasselbe tektonische Bild, wodurch uns die Einheitlichkeit des gebirgsbildenden Prozesses vor Augen geführt wird.

Verminderungen der Schichtenmächtigkeiten ganz zu verneinen, liegt außerhalb dem Bereiche der Möglichkeit, da dieselben sich klar beobachten lassen und bei dem Faltungsprozeß entstehen müssen, insbesondere wenn ein Schichtenkomplex gefaltet wird, der sich überwiegend aus weichen oder doch wohlgeschichteten und geschiefertten Sedimenten zusammensetzt, und die wenig mächtigen härteren Ablagerungen zwischen mehr biegsamen eingeschlossen sind.

Auch HAHN hat die gar nicht zu übersehenden tektonischen Reduktionen sehr wohl erkannt (l. c. S. 140). Nur führt er dieselben auf „interne Flächen“ zurück, wodurch jedoch leichter noch eine Vermehrung der Mächtigkeit entstehen könnte.

Es ist natürlich, daß härtere Schichten dem Auswalzungsprozeß mehr Widerstand entgegensetzten und daß es zu „Unterdrückungen und Abfaltungen sehr widerstandsfähiger Lagen“ kam. (HAHN, l. c. S. 140.) Derartige Vorgänge stören jedoch den eigentlichen Charakter des tektonischen Prozesses in keiner Weise und vor allem ist das Resultat genau dasselbe. (Vgl. Tegernseer Berge S. 194, 195 und 207.) Ferner ist zu bedenken, daß durch den tangentialen Schub die Schichten nicht lediglich aneinander gepreßt und zum Teil ausgewalzt wurden, sondern die

aufgewölbten Schichten wurden ebensosehr nach oben gedrückt. Harte triassische Kalke und Dolomite können dabei in die Juraschichten hinein oder auch hindurchgepreßt werden und ohne Bedeckung von jüngeren Sedimenten an die Oberfläche gelangen. Jedoch sind solche isolierte Vorkommnisse meist reihenförmig angeordnet und lassen die ursprüngliche Anlage des Sattels noch vollkommen erkennen.

Mit der Annahme der Reduktionen und Auswalgungen ist nun keineswegs ausgeschlossen, daß es im Gefolge derselben bei fortschreitender tangentialer Druckwirkung zu Überfaltungen und Überschiebungen kam. Das beste Beispiel hierfür bietet uns die südliche Flyschgrenze (Tegernseer Berge S. 201—203 u. 212). Wenn nun auch alle anderen steilen tektonischen Längsstörungen Überschiebungen sind, warum finden wir nicht dieselben Anzeichen dafür wie an der Flyschgrenze?

Von den Triassedimenten unterliegen offenbar die wenig mächtigen Rhätschichten der Auswalgung am leichtesten. Der Hauptdolomit kommt oft auf so weite Strecken mit dem Lias in direkte Berührung, daß man zu dem Schluß veranlaßt werden könnte ein gänzliches Fehlen anzunehmen, insbesondere da völlige Konkordanz herrscht und auch nicht immer Reste der ausgewalzten Schichten vorhanden sind.

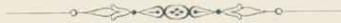
Das Verhalten der starren triassischen Bildungen bei dem Auswalgungsprozeß wurde bereits verschiedentlich berührt. Besonders häufig beobachtet man das Fehlen des Nordschenkels von einem Hauptdolomitsattel, so daß die Raibler und der Jura weithin aneinandergrenzen und die Rauhwacken als mehr oder minder schroffe Wand die flacher geböschten weicheren Juraschichten, die der Erosion stärker anheimfielen, überragen. Ebenso oft fast trifft man auch den Muschelkalk in derselben Lagerung. Bei dem tektonischen Vorgang, durch den die älteren Triasglieder in Kontakt mit dem Jura gelangen, ist stets zu berücksichtigen, daß die Trias in der kalkalpinen Vorzone, insbesondere die härteren triassischen Bildungen, nur eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit besitzen. Es sind in der Schichtenfolge daher keine sehr erheblichen starren Gesteinslagen vorhanden, sondern harte und weiche Schichten wechseln schnell miteinander. Hierdurch sind einerseits die Bedingungen für die durch einen tangentialen Schub entstehenden tektonischen Prozesse gegeben, andererseits erklärt sich dadurch die schnelle Aufeinanderfolge verschiedenartiger Gesteinszonen innerhalb der kalkalpinen Vorzone.

Lias und Jura verhalten sich tektonisch so völlig gleichartig und bilden bei der engen Zusammenfaltung oft ein solches Durcheinander, daß es stellenweise unmöglich ist, die beiden Formationen kartographisch auszuscheiden. Die ziemlich mächtigen Liasablagerungen finden sich an manchen Stellen nur in ganz schmalen Streifen, um schon in kurzer Entfernung in breite Zonen überzugehen und ebenso schnell wieder zu einer dünnen Lage zusammenschrumpfen. Überhaupt herrscht nicht nur in bezug auf die Breite, sondern auch in bezug auf die Zusammensetzung der Juramulden die denkbar größte Unregelmäßigkeit. Bald bauen sich dieselben ausschließlich aus Lias auf und schon in einem nahe benachbarten Profile wird derselbe teilweise oder auch ganz durch oberen Jura ersetzt, oder die Mulde verschwindet ganz. Lias und oberer Jura verdrängen sich im Streichen der Mulden fortwährend gegenseitig.

Derartige Erscheinungen lassen sich nicht durch Bewegungen an tektonischen Flächen erklären, die sich durch Abspaltungen bildeten, sondern sie müssen auf den Prozeß der Faltung zurückgeführt werden, in deren Gefolge Mächtigkeitsreduktionen und gänzliche Auswalgungen entstanden.

Inhalts-Übersicht.

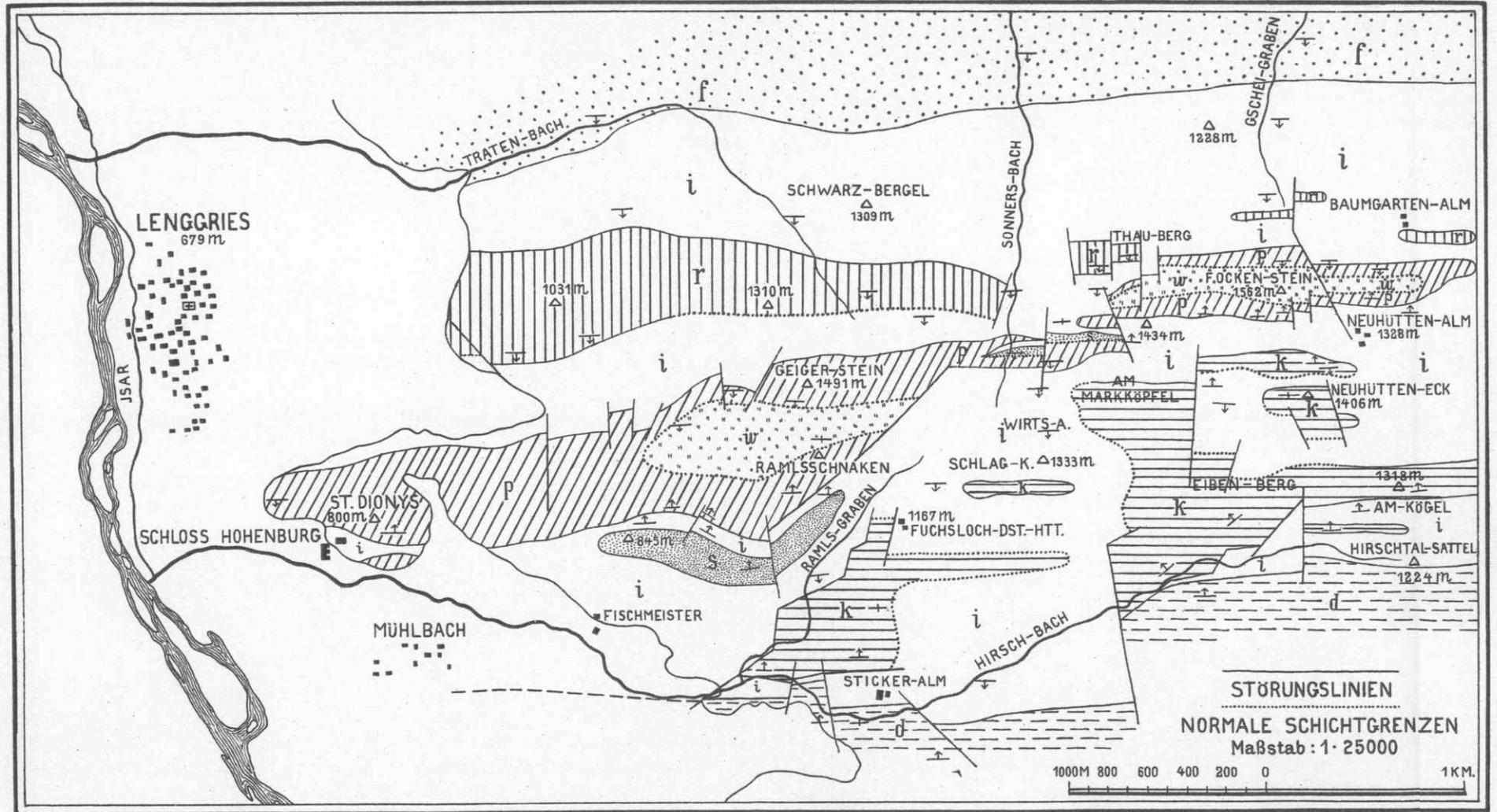
	Seite
Vorwort	195
Das Gebiet des Geigersteins und Fockensteins	196
I. Tektonik	196
II. Stratigraphie	204
Untere Trias (Skytische Stufe)	204
Mittlere Trias (Anisische und Ladinische Stufe)	206
Obere Trias (Karnische, Norische und Rhätische Stufe)	207
Lias, oberer Jura und ältere Kreide	208
Anhang zur Stratigraphie	215
Allgemeine Betrachtungen über den geologischen Aufbau der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach	216
Zur Frage der durch Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe	228
Bemerkungen zur speziellen Tektonik	232



Druckfehler-Berichtigung.

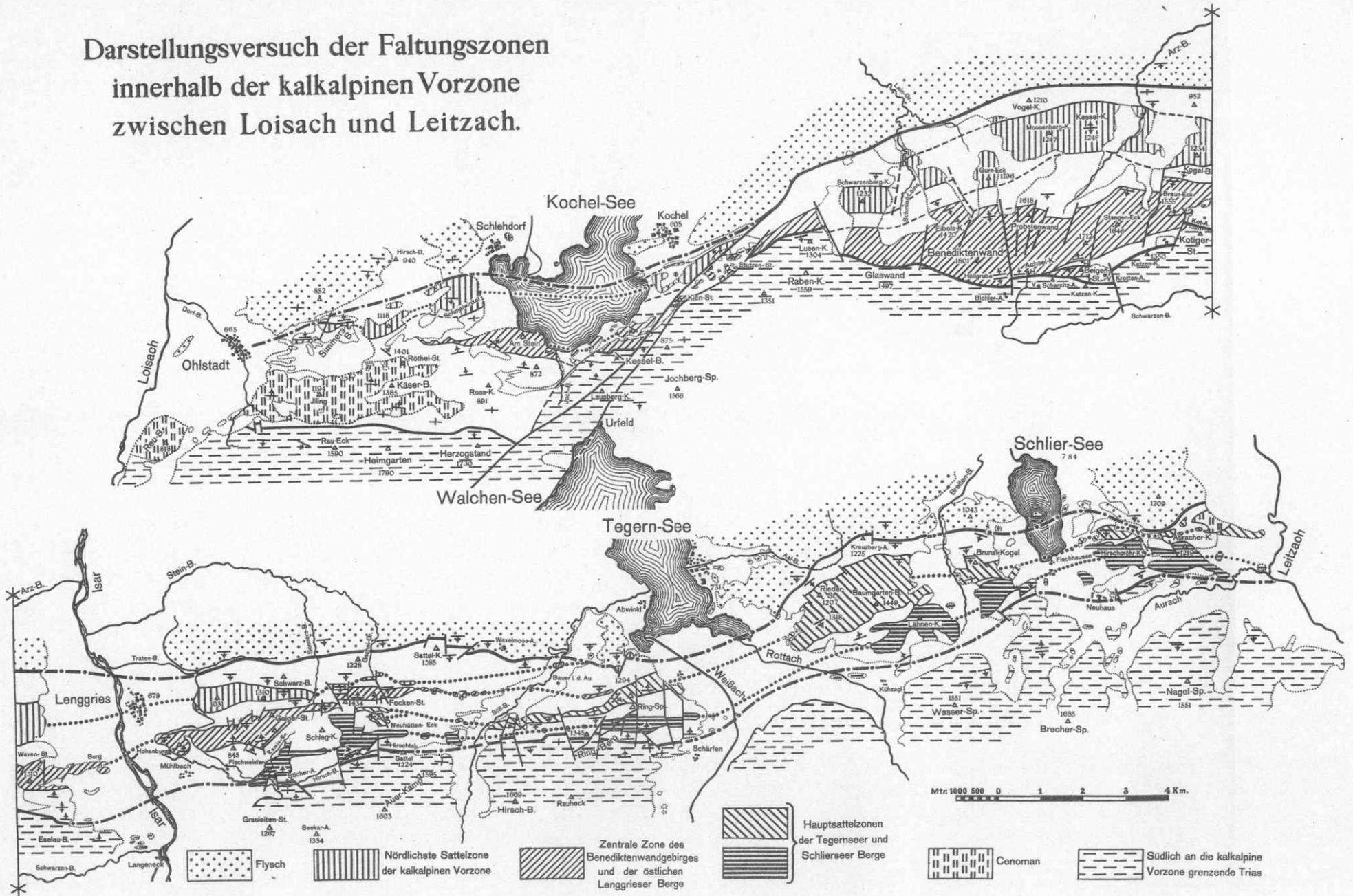
- Seite 97 5. Zeile von oben „faserigen“ soll heißen „faserig“.
„ 98 Anm. 2 „ab zu“ soll heißen „ab und zu“.
„ 100 5. Zeile von unten „grobblättrigen“ soll heißen „großblättrigem“.
„ 100 6. „ „ „ „Kalksilikatfelsen“ soll heißen „Kalksilikathornfelse“.
„ 110 12. „ „ „ „sie“ soll heißen „sich“.
„ 115 8. „ „ oben „Grabsande“ soll heißen „Grobsande“.
„ 115 27. „ „ „ „Anonia“ soll heißen „Anomia“.
„ 119 1. „ „ unten „wollig-wulstig“ soll heißen „wellig-wulstig“.
„ 120 18. „ „ oben „glimmerreiche, lettige Feinsande“ soll heißen „glimmerreichen, lettigen Feinsanden“.
„ 126 1. „ „ unten „Grüner“ soll heißen „Gruner“.
„ 130 20. „ „ oben „Flocken“ soll heißen „Flecken“.
„ 130 5. „ „ unten „an der Häufigkeit“ soll heißen „an die Häufigkeit“.
„ 131 21. „ „ oben „Ottenög“ soll heißen „Ottenöd“.
„ 134 23. „ „ „ „Verrucane“ soll heißen „Verrucano“.
„ 134 13. „ „ unten „ung“ soll heißen „und“.
„ 137 10. „ „ „ „Caillontis“ soll heißen „Cailloutis“.
„ 140 12. „ „ oben „nach ziemlich rohen“ soll heißen „noch ziemlich roher“.
„ 140 21. „ „ „ „waren“ soll heißen „war“.
„ 144 Rubrik: Fundort „Bemating“ soll heißen „Kemnating“.
„ 155 4. Zeile von oben „roten Fallzeichen“ soll heißen „Fallzeichen“.
„ 159 5. „ „ unten „Abb. 16“ soll heißen „Abb. 6“.
„ 160 19. „ „ „ „NNW“ soll heißen „WNW“.
„ 163 1. „ „ „ „Abb. 15“ soll heißen „Abb. 14“.
-

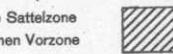
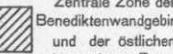
Geologische Übersichtskarte des Geigerstein- und Fockenstein-Gebietes.



- | | | | | | | | |
|---------|---|--|---|---|----------------|---------------------------|-------------------------|
| f | r | p | w | k | s | i | d |
| | | | | | | | |
| Flysch. | Nördlichste Sattelzone.
Rhät, Hauptdolomit, Raibler Schichten. | Schenkel der Hauptsattelzone.
Am Geigerstein: Muschelkalk, Partnachsichten, Wettersteinkalk. Am Fockenstein u. i. Sonnersbach: Muschelkalk. | Mulde im Scheitel der Hauptsattelzone.
Am Geigerstein: Raibler Sch. Am Fockenstein: Wettersteinkalk und ganz im Osten Partnachsichten. | Sattelförmig. Aufwölbungen zwischen der Hauptsattelzone u. der Hirschbach-Störung.
Muschelkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Rhät. | Buntsandstein. | Synklynal gelagert. Jura. | Südl. angrenzende Trias |

Darstellungsversuch der Faltungszonen innerhalb der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach.



-  Flysch
-  Nördlichste Sattelzone der kalkalpinen Vorzone
-  Zentrale Zone des Benediktenwandgebirges und der östlichen Lenggrieser Berge
-  Hauptsattelzonen der Tegernseer und Schlierseer Berge
-  Cenoman
-  Südlich an die kalkalpine Vorzone grenzende Trias