

# Geognostische Jahreshefte.

Siebenundzwanzigster Jahrgang

1914.

---

Herausgegeben

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

von

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



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1915.





# Übersicht des Inhaltes.

	Seite
<b>Josef Stern:</b> Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes . . . . .	1--26
Mit 8 Textbildern.	
<b>Ernst Kohler:</b> Über den geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel . . . . .	27--57
Mit 20 Abbildungen im Text und 1 geolog. Übersichtskärtchen 1: 250 000.	
<b>Theodor Schneid:</b> Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. (Erste Hälfte) . . . . .	59--172
Mit Tafel I--IX.	
<b>K. Boden:</b> Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißbach . . . . .	173--214
Mit 1 geol. Karte, 1 Profiltafel, 1 Textbeilage und 4 Textbildern.	
<b>Hermann Knauer und Josef Weigert:</b> Landwirtschaftliche Bodenkarte des Gutes Gelchsheim in Unterfranken . . . . .	215--248
Hierzu 4 Textabbildungen und 1 Bodenkarte 1: 5000.	
Mit einem Vorwort von Geh. Hofrat Prof. Dr. C. Kraus, München.	
<b>Otto M. Reis:</b> Der Rheintalgraben. (Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Grabenbildungen) I. Teil und II. Teil I. Hälfte . . . . .	249--278
Mit 2 Tafel-Beilagen und 4 Textbildern.	
<b>K. C. v. Loesch:</b> Die Bergsturzgefahr am Schrofen bei Brannenburg. (Erweitertes und mit Literaturbesprechungen versehenes Gutachten) . . . . .	279--287
Mit 2 Profilen im Maßstabe 1: 25 000.	

Der Aufnahmebericht für 1914 folgt im Jahrgang 1915.



Am 5. November 1914 starb in Cambrai an einer am 31. Oktober in den Kämpfen vor Arras bei einem Patrouillengang erhaltenen schweren Verwundung unser Kollege und Freund

Kgl. Assessor

## Dr. HANS KRAUSS

Leutnant der Reserve

Ritter des Eisernen Kreuzes II. Klasse und Inhaber des K. B. Militärverdienstordens IV. Klasse mit Schwertern.

Er ist geboren in Frankenthal in der Rheinpfalz im Jahre 1886 als Sohn des jetzigen Bankdirektors GEORG KRAUSS.

Er verbrachte seine Jugend in München, wo er das Gymnasium durchmachte, besuchte die Hochschulen von München und Berlin, woselbst er sich in theoretischer und praktischer Geologie ausbildete. Er promovierte in München magna cum laude mit der unten (A.2) angeführten Abhandlung über ein Gebiet aus der Umgebung von Reichenhall.

Die verhältnismäßig nur kurze Zugehörigkeit zur geologischen Landesaufnahme konnte natürlich noch keine umfangreichen Forschungsergebnisse zeitigen; Dr. KRAUSS beteiligte sich zuerst an der Aufnahme des Blattes Schleißheim, über deren Abschluß er einen ausführlichen Bericht abfaßte. Im Sommer 1912 und 1913 hat Dr. KRAUSS Blatt Poppenlauer aufgenommen, wofür die Erläuterungen leider nicht mehr in Angriff genommen werden konnten; für Blatt Brückenau 1912 und Geroda 1913 und 1914 hat er umfangreiche bodenkundliche Ergänzungsfeststellungen gemacht. Bei der Einführung zum Abschluß der Aufnahme des Grüntengebiets Ende Juli 1914, für dessen Palaeontologie und Geologie die Anteilnahme von Dr. KRAUSS besonders aussichtsreich war, erteilte ihn der Mobilmachungsbefehl.

#### A. Wissenschaftliche Arbeiten:

1. Bericht über die Aufnahmen in Unterfranken. Geogn. Jahreshfte XXV. 1912. S. 262—263.
2. Geologische Aufnahme des Gebiets zwischen Reichenhall und Melleck. Mit 1 Karte, 1 Profiltafel, 2 Fossiltafeln und 2 Textbeilagen. Geogn. Jahreshfte XXVI. 1913. S. 105—154.
3. Bericht über die Aufnahmen in Unterfranken. Geogn. Jahreshfte XXVI. 1913. S. 275—277.
4. Zur Nomenclatur der alpinen Trias „Gutensteiner Kalk“. Ebenda S. 292—293.

#### B. Gutachtliche Äußerungen:

(Vgl. Berichte über den Stand der Aufnahmen in Unterfranken etc. Geogn. Jahreshfte 1913. XXVI.) — Über ein Tonvorkommen von Ohlstadt, Über ein Tonvorkommen von Sembach (Rheinpfalz), Über ein Quarzkiesvorkommen bei Petersberg (Altomünster), Über Gipsvorkommen in Franken, Über das Schutzgebiet des Siebener Sprudels in Stadt Brückenau, Über den Sauerling Rhönperle bei Riedenberg, Über die Gutsaufnahme des Einraffshof bei Brückenau.

Außer diesen ausgeführten Arbeiten hat sich Dr. KRAUSS auch nebenher in vielseitiger Weise zu verschiedenen Aufgaben der wissenschaftlichen und praktischen Tätigkeit der geognostischen Abteilung in regsamer Weise vorbereitet.

Wenn der gegebene Überblick über die Tätigkeit des Verewigten einen ungewöhnlich strebsamen, auf vielen Gebieten verwendbaren, hoffnungsvollen Beamten hervorkehrt, dessen Verlust eine Lücke für die gelehrten und nutzbringenden Ziele der Landesaufnahme, für die er sich in seltener Weise eignete, bedeutet, so wird das andauernde Gefühl eines wirklichen Verlustes auch im Hinblick auf seine Persönlichkeit selbst vertieft. Was schmerzlich vermißt werden wird, ist die Kraft und Frische seiner pflichtgefühlsreichen Arbeitsamkeit und Dienstesfreude, die heitere und glückliche Freiheit sowie humorvolle Kameradschaftlichkeit im Dienstesverkehr, die vorbildliche Uneigennützigkeit seines Strebens, welche eine gemeinsame Arbeitschaft zu einer Sache vertrauensvollster Hingebung machte, der offene Freimut seiner Aussprache, den stets eine achtungsvolle Bescheidenheit zügelte, die gesetzte Klarheit

und Reinheit ebenso in seinen Lebenszielen wie in kleinen Alltäglichkeiten, seine hohe wenn auch unaufdringliche Bildung in den schönen Künsten, die bei allem urwüchsigen Sinn für das Nützliche und kräftig Tätige, ebenso aus tiefem Bedürfnis dem Schönen und Guten warmherzig tätig huldigte — ein Ergebnis bester Veranlagung und wertvoller Erziehung, deren der Verewigte öfters verehrungsvoll gedachte. So wird er uns im Verkehr der Arbeit und im Genuß der Ruhezeiten unvergeßlich und vorbildlich bleiben, ein junger, aber ganzer Mann, nach Herz und Hand von fester und treuer deutscher Art.

Den für Vaterland und Heim Gefallenen betrauert tief seine väterliche Familie und seine in vaterländischer Gesinnung gefaßte Witwe (geb. RITTER) mit zwei kleinen Kindern. So wurde er auch einem vollen Familienglück entrissen, das ihm für sein Leben und Wirken im Staatsdienst und in der Wissenschaft einen aussichtsreichen Rückhalt innerer Befriedigung bieten konnte.

R.





# Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes.

Von

Dr. Josef Stern.

(Mit 8 Textbildern.)

## Einleitung.

In den letzten Jahren wurde der Untersuchung der Diabase ein erhöhtes Interesse entgegengebracht, vornehmlich in der Absicht, in dieser bis dahin einheitlich behandelten und zur Reihe der Alkali-Kalkgesteine gezählten Gruppe eventuell doch Typen aufzufinden, die besser ihren Platz in der Alkali-Reihe erhielten. In der Tat gelang es auch BRAUNS und seinen Schülern, solche im Rheinischen Schiefergebirge zu entdecken; ERDMANNSDÖRFER wies sie unter den Diabasen des Harzes nach; das Resultat der Untersuchungen FINKS im Thüringer Wald steht noch aus. Einen Teil der Fichtelgebirgsdiabase, wo nämlich die Ergebnisse früherer Forschungen bereits den Verdacht der Zugehörigkeit zur Alkali-Reihe erweckten, untersuchte M. WEBER; dabei wurde bei der Mehrzahl dieser Gesteine in dem Auftreten von Orthoklas, vornehmlich in Verwachsung mit Plagioklas als Mikroperthit, eine beachtenswerte Verschiedenheit gegenüber dem normalen Diabas konstatiert.

Die vorliegende Arbeit verfolgte hauptsächlich den Zweck, die Untersuchung der übrigen Fichtelgebirgsdiabase nach dieser Richtung hin durchzuführen.

Für die Einteilung des Stoffes schien mir die etwas äußerliche Trennung in körnige und porphyrische Diabase immerhin zweckmäßig; doch könnten diese beiden Bezeichnungen nicht mit „Intrusiv-“ resp. „Ergußformen“ identifiziert werden, denn dünne Gänge können wohl porphyrisch und genügend dicke Diabasergüsse in einiger Entfernung von der Oberfläche rein körnig struiert sein.

Den körnigen Diabasen sind weiter noch die GÜMBEL'schen Sondergruppen der Proterobase und Leukophyre angeschlossen, den porphyrischen die Spilite, Mandelsteine und Laven.

GÜMBEL hat in seiner „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde“ (1) die dortigen Diabasvorkommen eingehend behandelt. Spätere Arbeiten haben ihr Ziel in der Darstellung von Spezialgebieten gesucht, so hat z. B. PELIKAN die Schalsteine des Fichtelgebirges bearbeitet, DELERÉ den Proterobasgang des Ochsenkopfes (3), RIMANN vor allem die von GÜMBEL als „Leukophyr“ bezeichnete Diabasart (6), die bereits oben erwähnte Arbeit von M. WEBER (12) ist eine Untersuchung über die Proterobase von Heiliggrab und Galgenleite bei Hof, Haidt und Neuenmarkt-Wiersberg.

## I. Die körnigen Diabase.

Diese Ausbildung gilt nach ihrer geologischen Erscheinungsweise, ihrem Mineralbestand und ihrer mikroskopischen Struktur als Typus des Diabases (siehe ROSENBUSCH, Physiographie). Es sind Gesteine von ziemlich gleichmäßiger Struktur und da, wo keine Absonderung vorhanden ist, resp. erst bei stärkerer Verwitterung hervortritt, von grobklotzigem Bruch; jedoch ist eine dickbankige Absonderung häufig; säulenförmige, wie beim Basalt und Melaphyr, habe ich nur in einem Fall im Rimlasgrund bei Berneck gefunden, hier aber in ausgeprägter Weise. Die Farbe des Gesteins ist im allgemeinen von der des Chlorits bedingt und ein schwärzliches Grün; es kommen Abänderungen in graulich-grüne, lauchgrüne und gelblich-grüne Varietäten vor; die letztgenannte Färbung wird meistens durch zahlreiche sekundäre Epidotkörner verursacht. Die leistenförmigen Feldspäte sind in diesen Gesteinen nicht über  $\frac{1}{2}$  cm lang und  $\frac{1}{2}$  mm breit und treten durch lebhaftes Glitzern aus der übrigen, weiter nicht differenzierbaren Masse hervor. In einigen Vorkommen erscheint der Feldspat undurchsichtig weiß und das Gestein hiedurch lebhaft gesprenkelt.

Dünne Spalten sind fast immer mit Quarz und Kalzit ausgefüllt, die oft in der Zone, die dem Diabas direkt anliegt, grün gefärbt sind. In der Regel herrscht in dem einen Gestein Quarz, im andern Kalzit als Ausfüllungsmaterial vor. Der Kalzit ist dabei häufig blättrig ausgebildet, in einem Fall auch in flachen Leistchen und durch diese Form den Feldspatnadeln des Diabases auffallend ähnlich. Als drittes Mineral kommt noch Epidot häufiger in den Spalten vor, aber viel seltener als Quarz und Kalzit und in den allermeisten Fällen nur in dünnen Spältchen, etwa bis zu 3 mm breit (bei Tiefengrün, Bruch am Bahnhof Blankenstein). Immerhin sind die gelblich-grünen Adern leicht in dem dunklen Diabas zu erkennen.

Bei der Verwitterung findet infolge der Oxydation des Eisengehaltes eine Verfärbung in schmutzig bräunlich-grüne Töne statt. Soweit das Gestein der Atmosphäre frei zugänglich ist, zerfällt es sehr häufig in parallelepipedische Stücke, auch da, wo im frischen Gestein noch keinerlei Absonderung zu sehen ist. Von diesen Stücken lösen sich beim Bearbeiten mit dem Hammer zuweilen die Ecken wie darauf gesetzte Kappen ab, und es resultiert ein kugelig oder eiförmiger Kern, der den bekannten kugeligen Verwitterungsformen der Diabase sehr ähnlich ist. Diese Diabaskugeln sowie die Art ihrer Bildung kann man in ausgezeichneter Weise beobachten in einem Bruch bei Selbitz, dann bei Naila in einem Einschnitt der Bahn nach Schwarzenbach a. W.; ferner bei Steben gegen Karlsgrün in verschiedenen Feldwegen und oberhalb Fichtelberg an dem Proterobasgang des Ochsenkopfes. Die mittelkörnigen Diabase zeigen diese Verwitterung am häufigsten, viel weniger die fein- oder grobkörnigen; bei porphyrischen Diabasen, Mandelsteinen und Spiliten scheint sie überhaupt nicht vorzukommen. Eine wesentliche Bedingung für die Bildung der Kugeln ist nach meinen Beobachtungen die Verwitterung unter der Erde, d. h. der Abschluß von der Atmosphäre. An einer Stelle in dem oben erwähnten Aufschluß bei Selbitz liegen in einem erdigen Verwitterungsprodukt von graulich-brauner Farbe und einer deutlich erkennbaren Zerteilung in parallelogrammartige Felder eine Anzahl von Kugeln, die meisten davon mit einigen Schalen umgeben. Es ist kaum zweifelhaft, daß die erdige, anscheinend bei weiterer Verwitterung lehmartig werdende Masse der gleiche Diabas



war, wie die darin eingebetteten Kugeln; diese erreichen zuweilen beträchtliche Dimensionen, etwa bis zu  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser, mit der Größe wird aber die Form immer unregelmäßiger, auch die Schalen fehlen dann. Die Tatsache, daß in dem zunächst eckig zerfallenden Diabas Kugeln von frischem Gestein zurückbleiben, und diese durch gar keine Übergangszone mit der gänzlich verwitterten Masse des umhüllenden Diabases verbunden sind, weist wohl darauf hin, daß es sich hier nicht lediglich um eine Verwitterungserscheinung handelt, sondern daß auch noch eine primäre aber nur latent vorhandene kugelige Absonderung mitgewirkt hat.

Die ophitische Struktur ist oft wenig ausgeprägt; in charakteristischer Weise findet sie sich vornehmlich in etwas über mittelkörnigen Diabasen, besonders gut erkennbar an stark verwitterten Partien, wo sich die undurchsichtig weiß gewordenen Feldspäte deutlich abheben. In den feinkörnigen Diabasen geht die ophitische Struktur mit dem Kleinerwerden der Feldspatleisten verloren, und in den grobkörnigen wird sie verwischt durch die tafelige Ausbildung der Feldspäte nach M, die darin fast regelmäßig auftritt. Teilweise sind die Feldspäte ganz durchsichtig und fast unsichtbar, weil man die überall gleichmäßig grün gefärbte Gesteinsmasse durch sie hindurch erblickt. Erst beim Drehen des Stückes kann man dann die glitzernen Leisten erblicken. Hier und da sind sie weiß, ohne daß man sie für stärker zersetzt halten könnte, denn sie zeigen immer noch glänzende Spaltflächen.

Der Augit tritt nur in den gröberkörnigen Diabasen in der Größe auf, daß er mit freiem Auge beobachtet werden kann. Er ist dann an dem Glasglanz, den zahlreichen Rissen und der braunen Färbung, die an einzelnen Splintern hindurchscheint, leicht zu erkennen und vom Erz zu unterscheiden; manchmal kann man auch beobachten, wie er zwischen die Feldspatleisten eingeklemmt ist.

Dagegen ist von den Formen des Chlorits mit unbewaffnetem Auge kaum je etwas in den körnigen Diabasen zu erkennen. Seine Färbung ist wechselnd, wenn auch nur innerhalb enger Grenzen und zwar von der unscheinbar schwarzgrünen zu lebhaften grasgrünen und lauchgrünen Nuancen.

Das vorherrschende Erz, Titaneisen, kann in den meisten Fällen nicht bestimmt wahrgenommen, sondern vielfach seine Anwesenheit in den dunkleren Partien des Gesteins nur vermutet werden. In einzelnen grobkörnigen Diabasen kommt es in sechsseitigen Täfelchen vor, mit mehreren sich durchkreuzenden Systemen feiner Linien, die den Kanten parallel laufen. In anderer Form tritt das Titaneisen bei Naila, Hof u. a. O. auf, nämlich in sehr kleinen, aber ungemein zahlreichen, lebhaft glänzenden Körnchen. Ebenso regelmäßig, aber nur zerstreut, als Nebengemengteil, kommt der Pyrit in allen Diabasen dieser Gruppe vor. Durch Farbe und Glanz ist er immer leicht in den Handstücken zu erkennen.

Wie zu erwarten ist, zeigen die Gesteine dieser Gruppe auch u. d. M. im großen und ganzen körnige Struktur. Immerhin werden dabei doch zahlreichere Abänderungen offenbar, als man nach dem Aussehen der Handstücke vermuten möchte. So tritt manchmal ein Übergang zu porphyrischer Struktur auf — und zwar gerade in recht grobkörnigen Gesteinen —, indem einzelne Feldspäte sich durch besondere Größe wie Einsprenglinge aus dem übrigen Mineralgemenge hervorheben. In anderen Fällen liegen in einem normalkörnigen Schliff rundliche Flecken vom Chlorit und darin eingebettet, wirt durcheinander liegend, oder undeutlich fluidal angeordnet, schmale, scharf rechteckige Feldspatleisten, die sich von den viel größeren, un-

regelmäßig und schlecht begrenzten Feldspäten des normalen Gesteins auffallend unterscheiden. Ob es sich um Einschlüsse eines fremden Gesteins handelt, oder um einen Kristallisationsrückstand, läßt sich nicht gut entscheiden. Derartige Diabase kommen bei Steben, Bernstein und Berneck (Ölsnitztal) vor. Drittens findet man in verschiedenen körnigen Diabasen auch Mandeln (Rehau, Sellanger), freilich in der Regel nicht in der gewöhnlichen runden oder ovalen Form, sondern dem Raum zwischen den Feldspatleisten angepaßt. Was aber die Verbreitung der typischen ophitischen Struktur am meisten beschränkt, ist der Umstand, daß in feinkörnigen, wie grobkörnigen Gesteinen (in jenen beinahe regelmäßig) der Augit gleichzeitig mit dem Feldspat, zum Teil sogar noch vor ihm sich ausgeschieden hat.

Die Feldspäte sind langgestreckt und zeigen die schon makroskopisch erkennbare Leistenform, die Begrenzung ist allerdings nur in wenigen Fällen so scharf, wie sie dem unbewaffneten Auge erscheint. Durch gegenseitige Behinderung bei der Kristallisation und fast ebenso häufig durch dazwischen liegende Augite werden sie eingebuchtet, durch die Verwitterung sind sie, besonders an der terminalen Begrenzung, stark zerfasert. In der Regel werden die Formen der Feldspäte um so schärfer, je kleiner das Gesteinskorn ist, sie nehmen dabei die Gestalt schmalere, rechteckiger Leisten an. In den grobkörnigen Diabasen ist die Neigung zu tafelförmiger Ausbildung nach M sehr verbreitet. Zwillingsbildungen nach dem Albit-Gesetz sind stets in großer Menge vorhanden; in den feinkörnigen Gesteinen sind es meistens nur einfache Zwillinge, in den grobkörnigen mit ihren großen Feldspäten dagegen eine bedeutende Anzahl von Lamellen von sehr verschiedener Ausbildung in dem gleichen Individuum. Vereinigung von Albit- und Periklinlamellen kommt in den Feldspäten der grobkörnigen Diabase ziemlich oft vor; die Periklinlamellen sind stets viel kürzer, weniger zahlreich und nicht so wechselnd in der Form. In den Feldspäten der fein- und mittelkörnigen Gesteine fehlen sie scheinbar ganz.

Die optische Bestimmung der Feldspäte wurde nach den Methoden von BECKE und von FOUQUET durchgeführt, dabei wurde die Lichtbrechung des Kanadabalsams zu 1.540 angenommen.

Von ungefähr 70 Schlifven körniger Diabase konnten in etwa 55 je eine Anzahl von zwei bis fünf Feldspäten durch Kombination der beiden Methoden mit größter Sicherheit bestimmt werden, solche nicht gerechnet, bei denen etwa nur die Lichtbrechung festgestellt werden konnte. Dabei wurden fast ausschließlich folgende Werte gefunden:

Nach BECKE:

a stets erheblich	< 1.54
c fast immer	< 1.54
einige Male	= 1.54
oder ganz wenig	> 1.54

Nach FOUQUET:

1 c Auslöschungsschiefe	17—22°
1 a Auslöschungsschiefe	71—76°

d. h. die Feldspäte sind fast ausschließlich Albite oder auch Albit-Oligoklas. GÜMBEL (1) ist allerdings bezüglich der Feldspäte bei sämtlichen hier behandelten Diabasen zu einem anderen Resultat gekommen. Bei der Unzulänglichkeit der damaligen optischen Methoden mußte man die Feldspäte durch chemische Analyse zu bestimmen



suchen; das Resultat ist fast immer mit den Worten registriert: „Der hohe Kalkgehalt weist auf Labradorit hin“. Von einigen Vorkommen gibt GÜMBEL auch Oligoklas an, nirgends aber saure Feldspäte (Albit wird nur als sekundäre Bildung auf Klüften angeführt); es ist einleuchtend, daß bei der Isolierung der Feldspäte selbst bei peinlichster Sorgfalt die so häufig darin eingeschlossenen Kalzitkörner nicht entfernt werden konnten und so das Resultat beeinflussen, zumal gerade dem Kalkgehalt die entscheidende Rolle zufiel.

Dagegen steht das Ergebnis meiner Untersuchung im besten Einklang mit einer neueren Arbeit der Engländer DEWEY und FLEET über englische Diabase (13). Die beiden Autoren schreiben: „We have examined hundreds of sections of spilites from Cornwall and Devon, and have found that the only fieldspar they contain is albite or albite-oligoklas.“ Selbstverständlich ist der Albit nicht als der primäre Feldspat der Diabase aufzufassen, dieser muß vielmehr ein kalkreicher gewesen sein, entsprechend den zahlreichen Kalzifflecken, die fast immer von den Albiten eingeschlossen werden, also etwa ein Labradorit. Der Kalzit kann auch nicht mit den Vorgängen der Verwitterung von außen in die Albite eingedrungen sein; denn diese führen ihn vielmehr aus dem Gesteine fort, wie sich beim Vergleich von Schliffen sehr stark und weniger stark zersetzter Stücke aufs deutlichste zeigt.

Ganz vereinzelt habe ich auch andere Feldspäte als Albit gefunden, so bei Köditz, Sellanger und Feilitzsch (im sogen. Leukophyr GÜMBELS) und bei einer Kapelle oberhalb Wartenfels Feldspäte mit den Eigenschaften:

Lichtbrechung  $> 1.54$

$\angle a$   $53^{\circ}$ — $60^{\circ}$  Auslöschungsschiefe,

d. h. Labradorit bis Bytownit. Meistens unterscheiden sich diese Feldspäte von den Albiten schon durch die auffallend, fast plastisch hervortretenden Lamellen. Auch Oligoklas und Andesin wurde gefunden (Lichtbrechung  $> 1.54$ ,  $\angle c$   $2^{\circ}$ — $5^{\circ}$ ); sie sind wohl kaum als Zwischenstadien der Albitisierung anzusehen, sondern als primäre Feldspäte.

Die Zersetzung der Feldspäte liefert augenscheinlich nicht immer die gleichen Produkte. Am häufigsten ist die Bildung von Kalzit und massenhaften trübgrauen Schüppchen, die mitunter die Lamellen des Feldspats ganz verdecken und bei starker Vergrößerung und gesenktem Kondensator nicht unerhebliche Lichtbrechung zeigen. Es ist wohl nur die Wahl zwischen einem glimmer- oder kaolinähnlichen Mineral. Etwas größere Blättchen zeigen viel Ähnlichkeit mit Muskovit, ob sie aber identisch sind mit den obigen kleinen Schüppchen, ist schwer zu entscheiden. Diese löschen im ganzen Feldspatindividuum, oder wenn es ein Zwilling war, in jeder Hälfte gemeinschaftlich aus. Der Kalzit bildet Körner oder Platten mit gelappten Umrisen oder auch netzartig struierte größere Partien. Quarz spielt als Zersetzungsprodukt der Feldspäte eine geringere Rolle. Ferner ist die Epidotisierung zu nennen, die aber ebenso wie die Feldspäte auch andere Gesteinsgemengteile ergreift und vielleicht keinen reinen Verwitterungsvorgang — d. h. lediglich durch die Atmosphärien hervorgerufen — darstellt. Ein sehr häufiges Umwandlungsprodukt der Feldspäte ist der Prehmit. Charakteristisch für ihn sind blättrig-stengelige, schwach divergierende Bildungen oder radial struierte Häufchen aus je einigen kleinen Schuppen oder Blättchen. Dagegen ist die fast überall beobachtete Chloritansiedelung im allgemeinen nicht hieher zu rechnen; denn der Chlorit hat sich nach der herrschenden Ansicht vornehmlich aus dem Augit gebildet und ist erst dann in die Risse des Feldspats eingewandert. Es scheint aber doch nicht aus-

geschlossen, daß es auch chloritartige Substanzen gibt, die aus dem Feldspat entstehen. So habe ich in grobkörnigen wie feinkörnigen Diabasen (in diesen häufig, aber schlecht zu beobachten) kleine runde Fleckchen gefunden, in mäßiger Anzahl mit einem deutlichen Pleochroismus von bläulich-grün zu gelblich. Sie sind regellos in den Feldspäten zerstreut und stehen in gar keiner Verbindung mit ihren Spaltlinien, woraus ich schließe, daß sie nicht erst eingewandert sind.

In den Schliffen einiger stark zersetzter, ganz rostiger und bröcklicher Stücke fallen die Feldspäte — es ist lauter Albit — durch die scheinbar ganz frische Beschaffenheit auf; dieser Eindruck wird vor allem dadurch hervorgerufen, daß sie fast frei von Zersetzungsprodukten sind. Bezüglich der Erklärung schließe ich mich vollkommen der Ansicht HEINECKS (5) an, daß in diesem Falle durch die weit vorgeschrittene Zersetzung die anfänglich gebildeten sekundären Produkte auch wieder zerstört und weggeführt worden sind.

Auch Feldspat selbst ist als Neubildung keineswegs selten. Der gewöhnliche Fall ist, daß er zusammen mit Kalzit, Quarz und Chlorit die Ausfüllung kleiner Spalten bildet. Hier handelt es sich anscheinend immer um Albit. Von dem durch Ver-

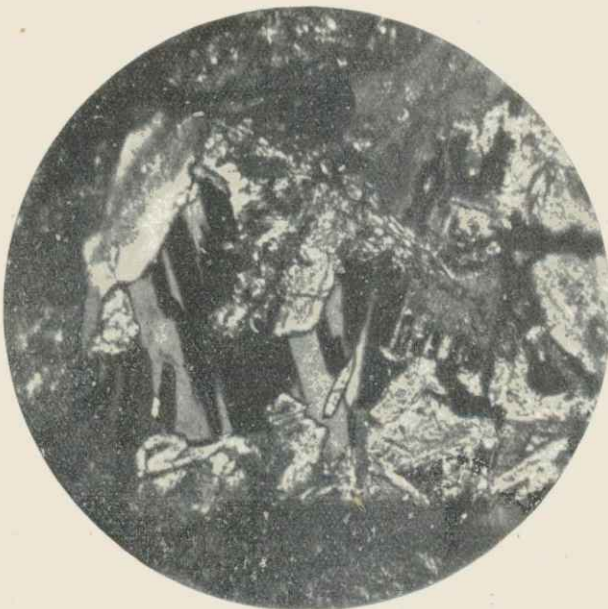


Fig. 1.

Neugebildeter, lamellierter Feldspat (Labradorit) und Epidot als Ausfüllung eines Hohlraumes in einem mittelkörnigen, ziemlich stark zersetzten Diabas bei Kupferberg. — Der Labradorit unterscheidet sich von dem primären Gesteinsfeldspat durch den völligen Mangel an Zersetzungsprodukten; der Epidot tritt durch die gekörnelt erscheinende Oberfläche deutlich hervor.

(Nic. +, Vergr. 170 fach.)

witterung entstandenen Albit unterscheidet er sich durch das Fehlen der Zersetzungsprodukte. Mit Vorliebe findet sich der neugebildete Feldspat an solchen Stellen der Spalten, wo primärer Feldspat daran grenzt, und er ist dann mit diesem in gleicher kristallographischer Orientierung verwachsen, so daß z. B. die Lamellen des Gesteinsfeldspats in gerader Linie in den neugebildeten sich fortsetzen.

In dem Gestein vom linken Ölsnitz-Ufer oberhalb Berneck sind in einigen größeren Chlorit-Partien Leisten von nicht näher bestimmbarern Feldspat eingeschlossen. HEINECK (5) hat anscheinend etwas ganz Ähnliches in einem grobkörnigen Diabas von Hartenrod beobachtet und als neugebildete Feldspäte erklärt. Ich möchte aber glauben, daß die

Feldspäte noch primär in einer Glaspattie ausgeschieden wurden; die Glasmasse ist später in Chlorit umgewandelt worden. Eine entschiedene Neubildung sind dagegen unregelmäßige Feldspatflecken in einem Diabas von Kupferberg (s. Fig. 1). Sie fallen auf durch ihre Klarheit und die augenscheinlich genetische Verbindung mit kleinen Epidotkriställchen. Die beiden Mineralien scheinen die Ausfüllung eines Hohlraumes zu bilden. Als Auslöschungsschiefe wurde beim Feldspat gemessen:



$\angle a$   $65^\circ$ ,  $\angle c$   $35^\circ$ ;

die Bisektricienaustritte weichen allerdings von der Senkrechten ziemlich ab, doch kommen die gefundenen Werte den für Labradorit geltenden so nahe, daß man ihn wohl dorthin stellen darf. Das Fehlen von Zersetzungsprodukten und die Verbindung mit dem stets sekundären Epidot der Diabase lassen kaum zweifeln, daß dieser Labradorit eine Neubildung ist. Neugebildeten Labradorit erwähnt auch SLAVIC aus dem Mandelstein von Skomelno (10).

Nächst dem Feldspat ist der Augit der wichtigste Gemengteil; durch Chloritisierung ist er allerdings in vielen Diabasen sehr reduziert, manchmal fehlt er anscheinend ganz, was sich dadurch erklärt, daß bei der Umwandlung in die sekundären Mineralien häufig auch seine Begrenzung in intensiverer Weise zerstört wird, als bei den Feldspäten. Die Ausbildung in unregelmäßigen plattigen Formen ist bei den Augiten der körnigen Diabase die gewöhnliche. Charakteristische Augitzwickel zwischen den Feldspatleisten sind keineswegs vorherrschend. Man kann sie wohl in den meisten Schliften finden, aber immer nur vereinzelt. Die Regel ist, daß sich Augit und Feldspat in der Form gegenseitig beeinflußt haben, d. h. die Ausscheidung der beiden Mineralien hat ungefähr gleichzeitig stattgefunden. In grobkörnigen Diabasen finden sich sogar manchmal idiomorphe Augite als Einschlüsse in den Feldspäten (Eppenreut); gleichfalls von der gewöhnlichen Form abweichend sind pflasterartige Aggregate von Augit, ohne dazwischen gelagertem Feldspat, die in rundlichen Partien im normal struierten Gestein auftreten. Kataklyse und undulose Auslöschung ist bei den Augiten häufiger zu treffen als bei den Feldspäten. In den Strukturformen, optischen und kristallographischen Eigenschaften zeigen sie in den körnigen Diabasen eine viel größere Einförmigkeit als in den porphyrischen Diabasen und Spiliten. Die Spaltbarkeit ist wohl immer sichtbar, aber meistens sind die Risse unregelmäßig, nur annähernd parallel und daher der Winkel häufig nicht erkennbar. Zwillinge und Lamellen nach der Querfläche kommen in den Augiten der körnigen Diabase nur vereinzelt vor. Die Auslöschungsschiefe beträgt  $38-44^\circ$ . Die Augite der körnigen Diabase sind stets beinahe farblos, höchstens schwach getönt, demnach fehlt auch Pleochroismus; ein paar Ausnahmen sind nur scheinbare, denn die betreffenden Gesteine weisen auch noch verschiedene andere Eigentümlichkeiten auf (z. B. Ölsnitzgrund bei Berneck), so daß man sie wohl als Übergänge zu effusiven Formen betrachten darf. Solche Augite zeigen auch Pleochroismus

z. B. bei Echenreut: a grauviolett,

b, c braunviolett,

Ölsnitzgrund: a gelbbraun,

b, c violettbraun;

deutliche Dispersion  $\rho > \sigma$  ist ein weiteres Charakteristikum.

Auffallend verbreitet sind die Augite mit kleinem Winkel der optischen Achsen. Sie würden also dem entsprechen, was von ROSENBUSCH ursprünglich als Mg-Diopsid bezeichnet wurde, nunmehr sich aber als Enstatit-Augit eingebürgert hat. Die Häufigkeit dieser Augitspezies in Verbindung mit der sonst normalen Gesteinsbeschaffenheit legt den Schluß nahe, daß es sich bei der Bildung des Enstatit-Augits vielleicht um eine Verwitterungserscheinung handelt, indem der Ca-Gehalt eines normalen Diopsids fortgeführt wurde, und ein Mg-Diopsid zurückblieb, analog der Bildung von Albit aus Labradorit. Auch in der Amphibolreihe gibt es ja Tremolite,

die eine ungefähr dem Normal-Diopsid entsprechende Menge von Ca neben Mg führen; die meisten Tremolite haben allerdings entsprechend mehr Mg, nämlich 3 Mg auf 1 Ca. Das läßt sich vielleicht darauf zurückführen, daß die Amphibole in der Regel Umwandlungsprodukte darstellen, bei denen schon ein Teil des Ca verloren gegangen sein kann.

Die Umwandlungsvorgänge, denen der Augit unterliegt, sind leichter zu verfolgen wie beim Feldspat, weil die entstehenden Produkte der Bestimmung keine sonderlichen Schwierigkeiten bereiten. Der häufigste Vorgang ist die Bildung von Chlorit, der zu Beginn der Umwandlung als schmaler Saum von strahliger bis blättriger Struktur die Augite umhüllt und auf den Spaltrissen durchadert; der Augit wird immer mehr vom Chlorit ersetzt; mitunter sieht man darin noch kleine Fleckchen des primären Minerals, oft ist es auch schon gänzlich zerstört. Mit

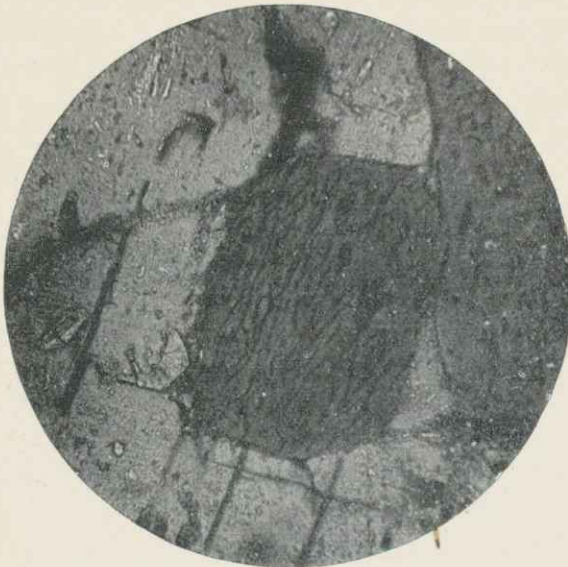


Fig. 2.

Grobkörniger Diabas bei Hallerstein mit gabbroartigem Mineralgefüge. — Die helle Partie des Bildes ist ein einheitlicher Feldspat, darin eingeschlossen ein idiomorpher Augit, dessen Substanz in grüne Hornblende umgewandelt worden ist (der Winkel der H.-Spaltbarkeit ist auch auf dem Bild zu erkennen).

(Gewöhnl. Licht, Vergr. 100 fach.)

der Chloritbildung ist stets auch die Ausscheidung von Kalzit verbunden, wo er fehlt, ist er durch die weit vorgeschrittene Verwitterung schon wieder aus dem Gestein entfernt worden. In der Regel ist der Kalzit durch die Einlagerung stark licht- und doppelbrechender, schmutzig grauer bis bräunlicher Körnchen getrübt, mitunter enthält er auch sandiges Erz. Dieses ist teils Titan-eisen, teils Magneteisen und stammt sicher aus dem Augit, ebenso wie die Körnchen, die vermutlich Titansäuremineralien sind. Aus der Zwickelform, die die sekundären Produkte meistens übernommen haben, wo sie beim Augit vorhanden war, sowie aus der Einlagerung von Erz resp. Leukoxen läßt sich die Entstehung aus Augit mit

Sicherheit erkennen, und vom Chlorit und Kalzit unterscheiden, die als Ausfüllung von Hohlräumen und Rissen des Gesteins auftreten und der Erz- resp. Titaniteinschlüsse entbehren.

Durch eine Umsetzung, die in körnigen Gesteinen weniger häufig ist, als die Chloritbildung, entsteht aus dem Augit die sogen. schilfige Hornblende. In der Prismenzone des Augits ist es meistens ein gleichmäßig schmaler Saum, an den terminalen Begrenzungen aber Nadeln, spießige oder lanzettliche Blätter. Ihre kristallographische Orientierung stimmt immer mit der des Augits überein. Der Pleochroismus ist von farblos oder schwach gelblich bis gelblich-grün zu schwach bläulich-grün, die Auslöschung ca. 20°, die Interferenzfarben gehen in der Regel nicht über das Gelb I. Ordnung; der Winkel der beiden Spaltbarkeiten ist nur selten deutlich zu sehen; im allgemeinen ist nach der vollständigen Umwandlung



zu sekundärer Hornblende die Form des Augits nicht mehr gut erhalten, angenommen in dem Proterobas von Hallerstein: Hier tritt bei ausgesprochener Augitform (der Augit ist in diesem Gestein größtenteils idiomorph) zugleich der Winkel der Hornblende-Spaltbarkeit ungemein deutlich hervor, also eine Uralitisierung im eigentlichen Sinn (s. Fig. 2). Der Pleochroismus der sekundären Hornblende ist hier:

- a farblos (schwach gelblich),
- b bräunlichgrün,
- c blaugrün.

Die Auslöschungsschiefe beträgt  $23^{\circ}$ . Ganz ähnlich wie bei Hallerstein ist die Uralitbildung im Diabas von Schamlesberg.

Ein sehr charakteristisches Mineral fast aller körnigen Diabase ist der Apatit, dagegen fehlt er ausnahmslos in den Spiliten, Mandelsteinen und sonstigen effusiven Formen. Immer sind es die bekannten Stengel oder Nadeln, die meistens in einige Stücke zerbrochen sind, und diese häufig noch gegeneinander verschoben, oder die scharfen sechsseitigen Querschnitte. Die Dicke der Apatitstengel — und auch ihre Menge — nimmt zwar häufig mit der Größe der übrigen Gesteinskomponenten zu, doch sind davon auch so bemerkenswerte Ausnahmen vorhanden, daß man das Mehr oder Weniger an Apatit vielleicht eher durch einen besonderen chemischen Charakter des betreffenden Diabases erklären muß. (Siehe bei den orthoklasführenden Diabasen.)

Das Titaneisen zeigt verschiedene Ausbildungsformen; entweder große Tafeln von anscheinend kristallographischem sechsseitigem Umriß, kompaktem Aussehen oder mit Einschlüssen von kleinen Feldspatleistchen oder sekundären Mineralien, wie Chlorit, Kalzit, Quarz und Titanit; Übergänge zu skelettartigen Wachstumsformen sind häufig; diese treten auch in körnigen Diabasen auf, so daß man annehmen muß, daß das Titaneisen von einer rascheren Verfestigung des Magmas mehr beeinflusst wird, als die übrigen Bestandteile. Außerdem sind noch runde, wie angeschmolzen aussehende Körner und schenkelknochenartige Formen weit verbreitet. (Naila, Hallerstein.)

Die Verwitterung setzt besonders dem plattigen und skelettartigen Titaneisen zu, während sich die runden Körner am besten erhalten. Von den Rändern und Einschlüssen aus beginnt die Zersetzung und die Bildung der im auffallenden Lichte weißen, als „Leukoxen“ bezeichneten Substanz. Bei fortschreitender Verwitterung bildet sich aus dem Leukoxen eine schmutzig-bräunliche, stark licht- und sehr stark doppelbrechende Substanz, jedenfalls ein Titansäure-Mineral.

Roteisen ist selten und immer nur in kleinen Fleckchen vorhanden; in dem Diabas oberhalb Schmölz (bei Berneck) ist es mehrmals in dünnen Streifen in die Feldspäte eingeschlossen und zwar an der Grenze zweier Lamellen. Pyrit ist wohl in allen körnigen Diabasen zu finden. Die größeren Flecken haben in der Regel eine schwammige oder netzartige Struktur. Bei der Verwitterung geht er in Limonit über.

Als Nebengemengteile der normalen körnigen Diabase müssen Biotit und braune Hornblende betrachtet werden, ihnen reihen sich noch Orthit und Zirkon an.

Der Biotit ist nicht gerade selten als Einschluß in Form kleiner Fetzen in den Augiten, so bei Naila, Steben; in Gesteinen bei Schwarzenbach a. W. und Unter-Steinach ist er in zahlreichen länglichen Partikeln vorhanden, die immer von einem breiten Chloritsaum umgeben sind. Auch da, wo der Biotit schon vollständig in Chlorit umgewandelt ist, deutet die starke Absorption der mittleren

Partien noch die Entstehung aus Biotit an. Die Chloritisierung des Biotits ist sehr gut in einem Lamprophyr aus dem Rimlasgrund bei Berneck zu beobachten; der sechsseitige Umriß der Biotittafeln ist noch vollkommen erhalten, aber von der Substanz ist nur noch ein kleiner Kern übrig geblieben, der rasch in den Chlorit verläuft. Vor allem fällt in diesen Chloritpseudomorphosen eine Menge von kurzen Nadelchen auf, die in einem Winkel von  $60^\circ$  einander durchschneiden (s. Fig. 3).

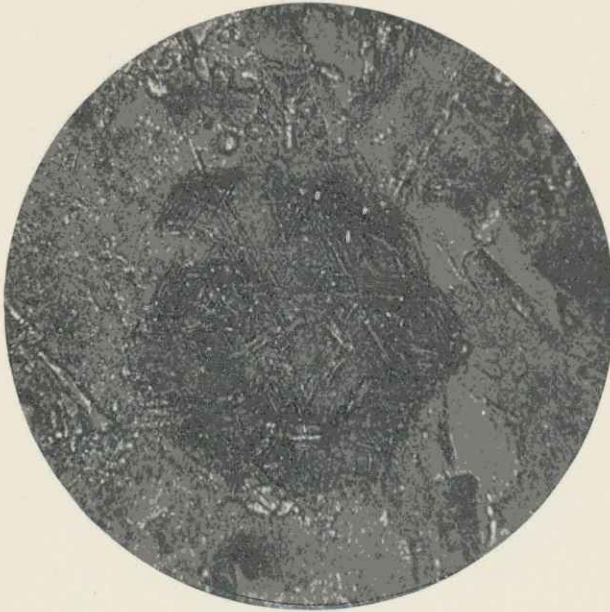


Fig. 3.

Lamprophyrischer Gang in den Spalten des Rimlasgrundes bei Berneck mit zahlreichen kristallographisch begrenzten Biotittäfelchen; durch Zersetzung sind sie durchwegs in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung von gesetzmäßig gelagerten Nadeln.

(Gewöhnl. Licht, Vergr. 170 fach.)

Die Bestimmung läßt sich wegen der geringen Größe der Nadeln nicht mit Sicherheit ausführen. Die Lichtbrechung ist mittelgroß oder darüber,  $Ch_z$  negativ, eine Färbung ist durchaus nicht wahrnehmbar. Diese Eigenschaften stimmen auf kein Mineral, das in Frage kommen könnte. Rutil und Hornblende haben positiven Charakter der Hauptzone; durch Licht und Doppelbrechung gleicht es etwa dem Epidot, doch ist dafür die nadelige Form zu ungewöhnlich. Von den in der Literatur beschriebenen Bildungen ähnlicher Art paßt am besten die von KALKOWSKI (Z. D. G. G. 1876. 701) beobachtete hieher, wenn gleich auch hier noch genug Differenzen bestehen, um eine

Identität auszuschließen. KALKOWSKI beschreibt sie folgendermaßen: „Sehr interessant sind die Neubildungen, die mit der Bleichung des Magnesiaglimmers Hand in Hand gehen. Beim ersten Beginn der Bleichung nämlich erscheinen im Glimmer lange starre Nadeln, alle parallel den Geradendflächen eingelagert. Es sind meist einige, drei bis zehn Individuen und mehr aggregiert, die von einem Punkte ausstrahlen, wie ein Büschel Borsten, und in feine Spitzen auslaufen. Derartige Büschel liegen oft in großer Menge in einem Glimmerblatt und kreuzen sich unter den verschiedensten Winkeln, nicht etwa unter Winkeln von  $60^\circ$  wie primäre Mikrolithen es wohl beständig tun, z. B. nach ZIRKEL im Kersanton. Sie besitzen ein starkes Lichtbrechungsvermögen und eine deutlich wahrnehmbare bräunlich-gelbe Farbe. — Dagegen will es scheinen, daß bei fortschreitender Einwirkung der Atmosphärrillen diese Borsten wieder verschwinden.“

Braune Hornblende kommt in zwei sonst normalen Diabasen vor, bei Ludwigsstadt und bei Schmölz (in der Nähe von Berneck). In dem letzten Gestein wurde bestimmt:

Auslöschung  $15^\circ$ .

Pleochroismus: a: farblos,

b: rötlichbraun,

c: grünlichbraun.



Die Spaltbarkeit ist teilweise ausgezeichnet vorhanden, dagegen ist die ursprüngliche Form infolge der randlichen Umwandlung zu grüner Hornblende häufig verwischt worden. In einzelnen Querschnitten ist aber die Begrenzung durch das Prisma noch deutlich zu erkennen. In dem Gestein von Ludwigsstadt (das allerdings nicht anstehend gefunden wurde) bildet die braune Hornblende zum Teil eine idiomorphe Umhüllung unregelmäßig gestalteter Augite. — Orthit wurde in einem Diabas bei Martinlamitz in zwei länglichen Individuen gefunden; der auffallende Pleochroismus: gelblich zu dunkelbraun, die schwache Doppelbrechung und die Umrandung mit Epidotkörnern kennzeichnen ihn mit Sicherheit. — Zirkon war nur in einem einzigen Schriff vorhanden, nämlich in dem von GÜMBEL (1) als porphyrischer Proterobas bezeichneten Gestein von der Buttermühle bei Blechschmidhammer. Die sehr hohe Licht- und Doppelbrechung im Verein mit den übrigen Eigenschaften: gerade Auslöschung, optisch einachsig,  $Ch_m$  positiv schließen eine andere Bestimmung aus. Der Zirkon liegt in einem Aggregat von Chlorit und Erz, das wahrscheinlich aus Augit entstanden ist, so daß also der Zirkon ursprünglich ein Einschluß im Augit gewesen wäre.

Die im folgenden aufgeführten Mineralien stehen durch ihren gemeinsamen Charakter als sekundäre Bildungen zueinander in engerer Beziehung als zu den vorgenannten primären Bestandteilen. An erster Stelle ist hier der Chlorit zu nennen, über den schon bei der Beschreibung des Augits einiges ausgeführt wurde. Seine Erscheinungsweise in den Diabasen ist eine mannigfache: Nicht bloß die Strukturform wechselt, sondern auch die optischen Eigenschaften sind keineswegs konstant. Freilich sind viele Abänderungen von keiner wesentlichen Bedeutung, aber drei Arten des Chlorits kann man vielleicht doch unterscheiden; in erster Linie den typischen aus Augit entstandenen Chlorit, den man als den „normalen“ bezeichnen könnte, zugleich identisch mit dem Chlorit der Mandeln. Dieser kommt bei weitem am häufigsten vor, aber nur selten in einer Form, die die Bestimmung der optischen Eigenschaften ermöglicht. Er besitzt den Pleochroismus:

a farblos oder ganz blaß gelblichgrün,  
 b (u. c?) lichtgrasgrün mit Stich ins Gelbliche,  
 oder auch dunkler grün,

a  $\perp$  } zur Richtung der Spaltbarkeit,  
 b  $\parallel$  }

ferner ist er deutlich zweiachsig, negativ.

Die Doppelbrechung ist sehr gering, häufig hellt er beim Drehen des Objektisches überhaupt nicht auf. Es wird dies wohl die Folge einer sehr feinen Struktur sein, denn in den Mandeln erscheint der Chlorit der Randpartien auch häufig isotrop, die deutlich radial, kurzblättrig struierten zentralen Partien haben dagegen die dunkelblauen anomalen Interferenzfarben. — Die zweite Chloritart, seltener als die normale, kommt anscheinend nur in grobkörnigen Gesteinen vor, bildet keine Mandel- ausfüllungen und hat immer eine deutlich blättrige Struktur. Der Pleochroismus ist dunkelblaugrün zu bräunlich-gelb. Der Achsenwinkel ist sehr klein, das Mineral fast optisch einachsig, negativ; der optische Charakter der Hauptzone ist positiv. Die anomalen Interferenzfarben sind sehr charakteristisch, tintenblau oder eigentümlich rotviolett. Dieser Chlorit ist höchst wahrscheinlich auch aus Augit entstanden, die häufigen Einschlüsse von Erzkörnern lassen das vermuten. Die Form des primären Minerals ist freilich gar nicht mehr erhalten. — Die dritte Chloritvarietät ist bereits beim Feldspat erwähnt worden. Es sind kleine runde Fleckchen,

die in mäßiger Zahl, voneinander isoliert, in den Feldspäten mancher Diabase vorkommen. Sie haben gleichfalls den Pleochroismus: Blaugrün (nickelgrün) zu blaßbräunlich wie die vorige Art, von der sie sich aber dadurch unterscheiden, daß die Fleckchen ganz einheitlich sind; blättrige oder ähnliche Strukturformen kommen dabei nicht vor. — Sehr häufig ist ferner der Quarz als sekundäres Mineral (primär vielleicht in dem Gestein vom Ochsenkopf). In besonderer Menge entsteht er bei der Epidotisierung der Diabase. Im Verein mit Chlorit und Kalzit bildet er verschiedentlich die Ausfüllung von Mandelräumen. — Der Epidot ist weniger allgemein in den Diabasen verbreitet als der Quarz und vor allem als der Chlorit. An der Epidotisierung ist in erster Linie charakteristisch, daß sie alle Bestandteile ziemlich gleichmäßig ergreift, den Feldspat, den Augit und sogar den Chlorit. Die Epidotkörner liegen mehr vereinzelt in den großen Feldspäten, dicht gedrängt in den Feldspatzwischenräumen, in dünnen Schnüren durchziehen sie das Gestein; einzelne Partien sind ganz in ein Aggregat von Epidot und Quarzkörnern umgewandelt. (Gestein von der Buttermühle.) Durch den schönen Pleochroismus ist er stets leicht zu erkennen. — Klinozoisit mit anomalen Interferenzfarben ist häufig mit Epidot vergesellschaftet. — Über die Muskovit- und Prehnitbildungen wurde schon bei den Feldspäten das Nötige gesagt.

### Der Proterobas vom Ochsenkopf.

Eine detaillierte Beschreibung der dortigen Aufschlüsse erübrigt sich wohl; sie ist unter anderem von DELERÉ (3) bereits gegeben worden. Es sei nur hervorgehoben, daß man in den Brüchen, die das Material des Proterobasganges ausbeuten, deutlich die Zerteilung des Gesteins in mächtige Klötze sieht, und die Bedeckung der Klufflächen, nach oben in zunehmendem Maße, mit einer gelben, lehmigen Substanz. An den Stellen, wo die Oberflächenpartien noch erhalten sind, liegen zahlreiche Kugeln mit Schalen herum.

Das Gestein ist gut mittelkörnig mit bedeutendem Pyritgehalt, dazu massenhaften Titaneisenblättchen, die aber wegen der geringen Größe mehr wie ein schwarzes Pigment wirken. Das übrige ist eine saftgrüne, auch mit der Lupe nicht unterscheidbare Masse, gesprenkelt mit grünlich-weißen Feldspatleistchen.

Unter dem Mikroskop beobachtet man als Gemengteile: Titaneisen, Pyrit; Plagioklas, Augit, Biotit, braune und grüne Hornblende, Apatit, Quarz in Körnern und granophyrischen Verwachsungen mit Feldspat; ferner Chlorit, Muskovit, Prehnit und Epidot; Feldspat und Augit herrschen vor, es folgen Chlorit und die Hornblendens. Zwischen Partien mit größer ausgebildeten Gemengteilen liegt ein Wirrwar von Augit und Hornblendefetzchen, Feldspatteilchen und Chloritfleckchen; dazu kommen noch zwischen den Feldspäten zahlreiche, meist zwickelförmige Granophyr-Partien.

Die Bestandteile zeigen zum Teil die gleichen Verhältnisse, wie sie schon im vorigen Abschnitt von den normalen körnigen Diabasen näher beschrieben wurden, so daß ich mich darin kurz fassen kann. Das Titaneisen bildet eckige Flecken von mittlerer Größe, die Zersetzung zu Leukoxen ist gering. Sandartige Erzkörnchen, die als Einschlüsse im Augit vorkommen, gehören wohl auch hierher. Pyrit ist immer mit Titaneisen verbunden, entweder darin eingeschlossen oder damit verwachsen. Die Feldspäte sind hauptsächlich breite Leisten, seltener Tafeln von unregelmäßiger Begrenzung und ganz mit Muskovitschüppchen erfüllt, besonders in ihren zentralen Partien; eine Bestimmung ist infolgedessen nicht möglich. Vor dem Feldspat zeichnet sich der Augit durch seine frischere Beschaffenheit aus.



Er ist meist tafelig, die ophitische Struktur ist noch angedeutet vorhanden. Er enthält alle möglichen Einschlüsse: Titaneisen, Chlorit, vor allem Biotitfetzchen, sowie braune und grüne Hornblende; Zwillingslamellen sind selten, die Färbung ist ganz schwach rötlichbraun. Die braune Hornblende tritt in reichlicher Menge auf, aber nicht in idiomorphen Formen, sondern in kleinen bis mittelgroßen Fetzen, fast stets mit grüner Hornblende verbunden, in die sie ohne scharfe Grenze übergeht. Trotzdem kristallographische Begrenzung fehlt, darf man sie wohl für primär ansehen, denn einer-

seits fehlt alles, was auf eine sekundäre Entstehung aus Augit hindeutet, andererseits tritt sie in einer eigentümlichen Verbindung mit diesem auf, die sehr für ihre primäre Natur spricht. Die beiden Mineralien sind so miteinander verwachsen, daß eine breite Zone vorhanden ist, in der sie sich gewissermaßen durchdringen (s. Fig. 4). Auf den kompakten, reinen Augit folgt eine Zone, die einige runde Fleckchen von brauner Hornblende einschließt, diese Einschlüsse werden immer zahlreicher, während im gleichen Maße die Augitsubstanz zurücktritt, schließlich werden die Hornblendefleckchen zusammenhängend und schließen nunmehr ihrerseits Augit-



Fig. 4.

Proterobas vom Ochsenkopf; das Gestein enthält neben den normalen Gemengteilen und viel sekundärem Epidot noch Biotit und braune Hornblende, diese zum Teil in Verwachsung mit Augit (s. Abbildung).

(Nic. +, Vergr. 75 fach.)

teilen ein, und zuletzt folgt die kompakte reine Hornblende. Es liegt hier offenbar die gleiche Verwachsung vor, wie sie bereits DOERMER (4) beschrieben hat. Infolge der Umwandlung der braunen Hornblende in die grüne zeigt diese die gleiche Verwachsung mit Augit.

Weitere Eigentümlichkeiten des Ochsenkopfproterobases sind noch die Art der Epidotisierung und die Granophyrbildungen. In den Brüchen an der NW.-Seite bei Bischofsgrün findet man ansehnliche Stücke von sprödem, splittrig brechendem Epidotfels mit zahlreichen Partien von fettglänzendem, violettgrauem Quarz. Auch im Mikroskop ist weiter nichts zu sehen als ein Gemenge von Epidot und Quarzkörnern. Auf der anderen Seite bei Fichtelberg enthält der Proterobas zahlreiche Epidotputzen etwa bis Faustgröße, die rasch, aber doch ohne scharfe Grenze in das normale Gestein übergehen. In vielen Putzen liegen einzelne, etwa  $\frac{3}{4}$  cm lange Nadeln von brauner Hornblende mitten in den Epidotkörnern mit vollkommen scharfer Abgrenzung gegen diese. Sie scheint also der Epidotisierung sehr gut zu widerstehen, während der Augit ihr vollständig erlegen ist. Auch die tafelförmigen Feldspäte sind von Epidot durchadert, vielfach in Verbindung mit Kalzit, der überhaupt bei der Epidotisierung der Feldspäte gleichwie der Quarz in größerer Menge

zu entstehen scheint. Eine eigentümliche Modifikation des Gesteins wird durch zahlreiche blaßrötliche Flecken hervorgerufen. Unter dem Mikroskop stellen sie sich als Anhäufungen großer rötlicher Augittafeln dar. Das Zentrum der Flecken ist meist stark epidotisiert.

Die Granophyraggregate sind besonders in dieser Modifikation des Ochsenkopf-proterobases reichlich und schön ausgebildet. Es finden sich darin auch zahlreiche Quarzkörner; welcher Herkunft sie sind, mag vorderhand unerörtert bleiben. Die Räume zwischen diesen und den Feldspäten füllen die Granophyraggregate mit Vorliebe aus. Die Feldspäte sind immer scharf und geradlinig dagegen abgesetzt oder „ragen zinnenartig in sie hinein“ (5, pag. 95), während die Quarzkörner allmählich in die Granophyrbildungen übergehen, und deren Quarzteilechen sogar gemeinsam mit den angrenzenden Quarzkörnern auslöschen. Gegeneinander sind die Granophyraggregate durch eine sehr deutliche und meistens gerade verlaufende Grenzlinie geschieden. Die einzelnen Stengel liegen entweder ziemlich parallel nebeneinander oder wo sie sich an vorspringende Feldspatteile angesetzt haben, divergieren sie nach außen. Im Längsschnitt stellen sie dünne Stengel dar, die an den Enden gerundet sind und häufig etwas verzweigt, im Querschnitt scharfe Dreieckchen.

Diese Granophyrbildungen scheinen nicht nur im großen und ganzen, sondern fast in allen Einzelheiten mit den von HEINECK (5) aus dem grobkörnigen Diabas von Hartenrod beschriebenen übereinzustimmen. Die Erklärung, die HEINECK davon gibt, nämlich daß der Quarz ein primärer Gemengteil sei und die Granophyraggregate ein Kristallisationsrückstand, möchte ich dagegen auf das Gestein vom Ochsenkopf nicht unbedingt übertragen. Es ließe sich z. B. wohl annehmen, daß der Quarz in dem Proterobas ein Fremdling ist und von ihm aus dem durchbrochenen Granit aufgenommen wurde. Dabei wurden die einzelnen Quarzkörner teilweise oder vollständig resorbiert und für die granophyrischen Bildungen verbraucht; an keiner Stelle scheint aber der Quarz als letzte Ausscheidung die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen auszufüllen, wie es doch von den Quarzdiabasen ziemlich übereinstimmend beschrieben wird. Auch aus diesem Grunde glaube ich nicht, daß der Quarz ein primärer Gemengteil des Gesteins ist. Ob man eine Stelle bei GÜMBEL (I), wo von der Aufnahme von Granitbestandteilen durch den Proterobas die Rede ist, hierher beziehen darf, scheint freilich zweifelhaft, da die Beschreibung nicht recht dazu stimmt. Es heißt dort: „Eine der merkwürdigsten Erscheinungen kommt am oberen Fürstenbrunnen vor. Das Gestein hat hier nämlich eine solche Menge der Granitgemengteile in sich aufgenommen, daß es von Orthoklas, Quarz und Glimmer völlig vollgespickt erscheint. Die größeren Brocken dieser Granitminerale sind meist unverändert scharfkantig, die kleineren dagegen mehr oder weniger abgerundet. Im Dünnschliff läßt sich an der Zusammensetzung des Proterobases nur in der unmittelbaren Nähe der Einschlüsse ein Kleinerwerden der Gemengteile erkennen, so daß sich gleichsam eine dünne Kruste sehr dichten Gesteins um die eingeschlossenen Mineralien anlegt, während letztere selbst nur soweit sie aus Orthoklas bestehen, ihre Helligkeit längs einer schmalen Zone eingebüßt haben.“

## II. Die orthoklasführenden Diabase.

Die Untersuchung der Fichtelgebirgs-Diabase nach essexitischen Typen hat zwar insofern kein vollkommenes Resultat ergeben, als nirgends Aegirin, Analzim oder derartige charakteristische Mineralien gefunden wurden. Statt dessen wurde



in zwei körnigen Diabasen primärer Orthoklas festgestellt (in dem dritten, gleichfalls hier aufgeführten, wurde Orthoklas bereits früher von M. WEBER aufgefunden), wodurch sich diese vom normalen Diabastypus weit entfernen und wohl mit Recht als den Essexitdiabasen nahestehend betrachtet werden.

### 1. Gestein von Heiliggrab bei Hof, mit Biotit.

Das Gestein kommt in dem Aufschluß, einem kleinen, nur zeitweilig betriebenen Bruch in zwei Abänderungen vor, in einer etwas über mittelkörnigen und gut ophitisch struierten und in einer sehr grobkörnigen, die aber nur angedeutete ophitische Ausbildung besitzt. In der ersten Sorte ist makroskopisch zu erkennen weißer, undurchsichtiger Feldspat, Titaneisen in grau violetten aber wenig hervortretenden Flecken, Biotit sehr reichlich in kleinen Schüppchen und ferner die chloritische Zwischenmasse.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine recht ungleichmäßige Struktur; Partien von unregelmäßigen, tafelförmigen Feldspäten mit eingeschlossenen Augitfetzen liegen zwischen anderen — die den Hauptteil ausmachen —, in denen umgekehrt die Augite in großen Platten ausgebildet sind und von mittelgroßen, rektangulären Feldspatleisten nach allen Richtungen durchschnitten werden; in einzelnen Partien liegen wieder die Feldspatleisten in büscheligen Aggregaten beieinander, wie dies öfters in Spiliten und porphyrischen Gesteinen beobachtet wurde, nur sind hier die Feldspäte bedeutend größer ausgebildet. Charakteristisch für das Gestein ist aber der reichlich vorhandene Biotit, trotzdem ein großer Teil davon schon ganz in Chlorit umgewandelt ist. Kristallographische Begrenzung zeigt der Biotit nirgends, es sind unregelmäßige Fetzen, die wie sonst der Augit zum Teil von den Feldspäten durchschnitten werden; sehr häufig ist er mit dem Titaneisen verwachsen und der Apatit scheint mit Vorliebe als Einschluß im Biotit aufzutreten. Der Augit besitzt eine ausgesprochen violettrosa Farbe und einen deutlichen Pleochroismus von farblos zu gelblich. Ein Mineral konnte nicht bestimmt werden; es tritt in einigen größeren Flecken auf, die auch öfter netzförmig aufgelöst scheinen; im gewöhnlichen Licht ist es farblos, etwas graulich getrübt; Licht- und Doppelbrechung ist etwa die des Augits. Vielleicht handelt es sich um Prehnit, trotz der von der gewöhnlichen Form stark abweichenden Ausbildung. Orthoklas ist in diesen Gesteinspartien nicht vorhanden.

In dem grobkörnigen Gestein, das im Aufschluß die Hauptmasse ausmacht, fallen zunächst die sehr großen Feldspäte auf, die bis 4 cm lang und  $\frac{1}{2}$  cm breit werden; sie sehen noch ziemlich frisch aus, Zwillungstreifung ist nur in einigen Fällen zu bemerken, an den Rändern sind sie in der Regel grün gefärbt, jedenfalls durch Chlorit; Titaneisen tritt sehr zurück, etwas Pyrit ist vorhanden, Biotit ist makroskopisch nicht zu erkennen. — Unter dem Mikroskop füllen einzelne Feldspäte schon bei mittlerer Vergrößerung das ganze Gesichtsfeld aus; von Augit ist keine Spur zu bemerken, die zahlreichen großen Chloritpartien zwischen den Feldspäten mit den Einschlüssen von Kalzit und Titanit sind wohl durch seine Zersetzung entstanden. Biotit ist nur in sehr geringen Resten noch im Kern kleiner Chloritflecken vorhanden. Die Feldspäte bilden große Tafeln, die häufig mit bedeutenden Mengen kleiner Schüppchen erfüllt sind, die nicht näher zu bestimmen sind, aber im allgemeinen als Muskovit bezeichnet werden. In einer großen Zahl dieser Feldspäte (Albit?) finden sich, wie bereits von M. WEBER beobachtet und beschrieben wurde, Flecken von Orthoklas; während der Plagioklas weißliche oder

wenigstens weißlich graue Interferenzfarben zeigt, sind die Orthoklasflecken hellblaugrau — also deutlich niedriger — und heben sich gut vom Plagioklas ab. Im gewöhnlichen Licht bei gesenktem Kondensator sind sie bräunlich getrübt, während der Plagioklas verhältnismäßig klar ist. Die Form der Orthoklaspartien ist meistens ganz unregelmäßig, desgleichen ihre Größe sehr verschieden. Häufig sind sie an einer Seite gerade abgeschnitten, nach der anderen endigen sie dagegen in gezackten Fortsätzen. Eine gewisse regelmäßige Anordnung der Orthoklasflecken in der Längsrichtung der Plagioklastafeln ist meistens wahrzunehmen. Es möge noch besonders bemerkt sein, daß, wiewohl GÜMBEL das Gestein von Heiliggrab zu den Proterobasen zählt, in keinem der Schriffe braune Hornblende gefunden wurde.

## II. Gestein von Lehsten (bei Enchenreuth), hornblendeführend.

In dem kleinen Aufschluß, der früher wohl als Steinbruch gedient hat, jetzt aber ganz mit Wald überwachsen ist, ragen massige Blöcke, die sicher anstehendes Gestein sind, aus dem Boden. Sie besitzen eine gleichmäßig grobkörnige Struktur, hellgrüne Farbe und sind lebhaft gesprenkelt von grünlich-weißen und schmutzig rötlichen Feldspäten, sowie schwarzen Leisten mit glänzenden Spaltflächen. Die Struktur ist sehr schön ophitisch, bei den Feldspäten die Leistenform durchweg ausgeprägt; sie erreichen im Mittel eine Länge von 7 mm. Kleine Risse des Gesteins sind, wie mit der Lupe deutlich zu erkennen ist, von einem Aggregat gelblich-grüner Körner ausgefüllt; die mikroskopische Untersuchung bestätigt die Vermutung, daß es sich um Epidot handelt. — Der Feldspat wurde als Albit bestimmt ( $\alpha$  22° Auslöschungsschiefe,  $n < 1.54$ ); er bildet vornehmlich große Tafeln von unregelmäßiger Begrenzung mit Albit- und Periklinlamellen. Manchmal zeigt der Kern der Feldspäte eine andere Auslöschung als die Randzone, doch konnte kein Unterschied in der Lichtbrechung der verschieden auslöschenden Teile beobachtet werden. In anderen Fällen haben die Albite ein unregelmäßig geflecktes Aussehen; die Flecken sind hier deutlich niedriger lichtbrechend, als der sie beherbergende Albit; ihre Auslöschungsschiefe  $\alpha$  beträgt 5°; es ist also zweifellos Orthoklas; er ist auch hier, wie im Gestein von Heiliggrab erfüllt von schmutzigbräunlichen Substanzen; der Albit dagegen schließt zahlreiche Muskovitschüppchen ein, die im Kern besonders dicht gehäuft sind, als sekundäre Bildungen noch Epidotkörner und Kalzit, ferner auch primäre braune Hornblende, zum Teil in deutlichen Kristallen. Plagioklas, wahrscheinlich wieder Albit, füllt in pflasterartigen Aggregaten kleine Risse des Gesteins aus. — Der Augit ist groß-tafelförmig, ragt häufig in die Feldspäte hinein und besitzt an diesen Stellen oft kristallographische Begrenzung. Unterscheidende Merkmale gegenüber dem Augit der normalen Diabase besitzt er nicht. — Neben den Verwachsungen von Orthoklas mit Plagioklas verleiht die braune Hornblende dem Gestein von Lehsten seinen besonderen Charakter. Daß sie primär ist, wird durch die Idiomorphie gegenüber dem Feldspat und Augit außer Frage gestellt, ferner zeigt ihre kompakte Struktur absolut keine Ähnlichkeit mit den zerfaserten und spießigen Formen der sekundären Hornblende. In der Regel tritt sie als Einschluß im Feldspat auf. Die Kristallform ist einfach, nur die Begrenzung durch Prisma und Klinopinakoid ist zu beobachten. Die Spaltbarkeit mit dem charakteristischen Winkel ist sehr deutlich,  $Ch_m$  negativ, der Pleochroismus ist für

- a schwachbraun,
- b rötlichbraun,
- c gelblichbraun.



Durch Verwitterung bildet sich aus der braunen Hornblende Chlorit; Umwandlung in grüne Hornblende konnte dagegen nicht beobachtet werden. Apatit ist in dicken Stengeln und in ziemlicher Menge vorhanden, Titaneisen bildet im Verhältnis zu dem sonstigen groben Gesteinscharakter nur kleine Tafeln von isometrischem Umriß und kompakter Form (keine skelettartigen Bildungen), Pyrit wurde im Dünnschliff nicht konstatiert. Dagegen ist etwas Brauneisen und Roteisen vorhanden, an sekundären Produkten Muskovit im Feldspat, selbstverständlich Chlorit, Epidot in Körnern und zum Teil in schönen breitstrahligen Bildungen als Kluffüllung.

### III. Gestein von Schwarzenbach a. W.

Dieses Gestein findet sich auf der GÜMBEL'schen Karte zwischen Culmitz und Schwarzenbach a. W. und noch weiter bis Schwarzenstein streichend, als schmaler Diabaszug in devonischen Sedimenten eingezeichnet. GÜMBEL zählt es zu den nach seiner Ansicht ziemlich spärlichen grobkörnigen Devon-diabasen. Ich habe das Gestein nirgends anstehend gefunden, die Schliffe stammen von Brocken, wie sie an den Felddrainen zahlreich herumliegen, und größeren Blöcken in der Nähe von Gottmannsgrün. Orthoklas in Verwachsung mit Plagioklas (auch hier wieder Albit) und zwar als breiter Saum um diesen, wie es auch BRAUNS beschreibt (11), wurde jedoch nur in einem Schliff zweifellos gefunden (s. Fig. 5). Im übrigen ist es dasselbe Bild, wie in den Gesteinen von Heiliggrab und Lehsten. In den als Orthoklas bestimmten Partien wurde gefunden:

Lichtbrechung . . . . < Albit,  
Auslöschungsschiefe  $9^{\circ} \perp c$ .

In einem anderen Schliff ist wahrscheinlich auch noch Orthoklas vorhanden, was aus dem Grund von Bedeutung wäre, weil er auch viel Biotit enthält, so daß der Diabas von Schwarzenbach a. W. mit dem Gestein von Heiliggrab ziemliche Ähnlichkeit hätte.

Im Folgenden sei noch eine Zusammenfassung der Resultate angefügt:

Die Untersuchung dieser drei Vorkommen orthoklasführender Diabase hat zwar keine unbedingt sicheren Anhaltspunkte ergeben für ihre Zurechnung zu einer Essexitdiabasreihe; es ist darin kein Aegirin gefunden worden, noch Analzim — wenn er auch nach GÜMBEL in Klüften des Gesteins von Heiliggrab vorkommen soll (1), — noch sonst etwas, was als Umwandlungsprodukt des Nephelins gedeutet werden könnte. Der besondere Reichtum an den dunklen Mineralien Augit, Biotit, Horn-

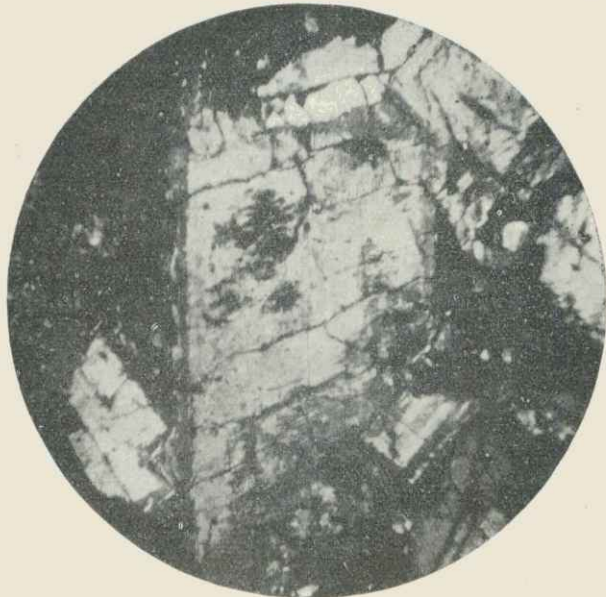


Fig. 5.

Großkörniger Diabas von Schwarzenbach a. W. mit der für alle Fichtelgebirgsdiabase charakteristischen Albitisierung der primären Kalk-Natronfeldspäte. — Der in der Mitte des Bildes liegende große Albit ist von Orthoklas umrandet (die dunkleren Flecken und Streifen).

(Nic. +, Vergr. 25 fach.)

blende, ihr gleichzeitiges Vorkommen in demselben Gestein, die gegenseitige Verwachsung dieser drei Mineralien, wie es von den Essexitdiabasen angegeben wird (4), alles das fehlt den hier beschriebenen Gesteinen. Aber andererseits weisen sie einige Eigentümlichkeiten auf, die auf jeden Fall dazu berechtigen, sie von den normalen Diabasen abzutrennen. Der Orthoklas ist in ihnen ein zweifellos primärer und nach seiner Menge auch wesentlicher Gemengteil, den gewöhnlichen Diabasen ist er dagegen völlig fremd. Das Vorhandensein von Biotit resp. brauner Hornblende, die zwar auch einigen der normalen Diabase nicht fehlen, gewinnt in Verbindung mit dem Orthoklas sicher eine erhöhte Bedeutung. Ferner möge noch hervorgehoben werden, daß in allen drei Gesteinen die Apatitnadeln eine auffallende Größe erreichen. Wie schon früher erwähnt wurde, hängt das keineswegs mit der Größe der übrigen Gemengteile zusammen. Es ist ja bekannt, daß lamprophyrische Gesteine viel und großen Apatit enthalten, andererseits erwähnt BRAUNS in der Beschreibung grobkörniger Gesteine vom Oberberg bei Wissenbach ausdrücklich den Reichtum an großen Apatiten als einen Charakter, den sie mit essexitischen und theralitischen Gesteinen gemeinsam hätten (11). Zuletzt sei noch angeführt, daß alle drei Diabase von den normalen körnigen Diabasen durch ein auffallend niedriges spezifisches Gewicht unterschieden sind, dagegen untereinander darin wohl übereinstimmen. Es wurde gefunden:

- 2.71 Heiliggrab bei Hof,
- 2.70       "       "       "
- 2.77 Schwarzenbach a. W.
- 2.75 Lehsten.

Das spezifische Gewicht der gewöhnlichen körnigen Diabase geht nicht unter 2.80 und beträgt im Durchschnitt 2.92. Auch BRAUNS (11) hat bei den Essexitdiabasen des Rheinischen Schiefergebirges sehr niedrige spezifische Gewichte gefunden.

Es handelt sich noch um die Feststellung, ob die Gesteine von Heiliggrab, Lehsten und Schwarzenbach a. W. unter sich in näherer geologischer Beziehung stehen, dadurch, daß sie der gleichen Eruptionsperiode angehören. Ich muß mich dabei auf die GÜMBEL'sche Karte beziehen; darnach tritt der Diabas von Schwarzenbach a. W. in Devonschichten von unbestimmtem Alter auf, der von Lehsten aber in cambrischen Ablagerungen; im letzteren Fall könnte freilich bei dem sehr geringen Umfang der Eruptivmasse mit einigem Rechte angenommen werden, daß es sich nur um den Stiel handelt, während die oberen Teile, die vielleicht noch in devonische Sedimente gereicht haben, mit diesen wegerodiert wurden. Auch M. WEBER konnte zwischen den anderen essexitdiabasartigen Gesteinen des Fichtelgebirges keinen Zusammenhang bezüglich des Alters erkennen. In dieser Hinsicht scheint ERDMANNSDÖRFER aus der bezüglichen Arbeit eine Auffassung herausgelesen zu haben, die darin in keiner Weise vertreten werden sollte.

### Die Leukophyre.

Mit besonderem Recht glaubte GÜMBEL von den körnigen Diabasen einige Vorkommnisse abtrennen zu können, die er als „Leukophyre“ bezeichnete, weil sie sich äußerlich schon durch helle Färbung auszeichneten und auch unter dem Mikroskop der dunkle Gemengteil sehr zurückträte. Von ROSEBUSCH wurde die Berechtigung der Leukophyrguppe zunächst anerkannt, später aber mit Rücksicht auf die Untersuchungen LIEBES und LOSSENS und deren gegenteilige Ansicht wieder in Frage gestellt. In neuerer Zeit hat RIMANN (6) die Leukophyre des Fichtelgebirges unter-



sucht und sich auch gegen ihre Abtrennung von den übrigen körnigen Diabasen ausgesprochen.

Die helle Färbung, die GÜMBEL (1) hervorhebt, ist durchaus nicht immer ausgeprägt, z. B. gerade in dem Gestein von der Wartleite bei Köditz, das den Typus eines Leukophyrs darstellen soll. Mir scheint dagegen ein matter, wachsartiger Glanz für die meisten Leukophyre charakteristisch, der vielleicht auf die massenhafte Bildung von Glimmerschüppchen in den Feldspäten zurückzuführen ist. Das Mikroskop zeigt, daß alle Leukophyre sehr stark mit Zersetzungsprodukten erfüllt sind; die Feldspäte sind in der Regel in ein feinschuppiges Glimmeraggregat verwandelt, das durch die Risse der Feldspäte in kleine Felder zerteilt wird. (Köditz und Feilitzsch.) Die Risse hingegen sind mit Chlorit erfüllt und bilden ein auffallendes Maschenwerk. Manchmal ist die Feldspatsubstanz in schmalen striemenartigen Partien erhalten geblieben, die eine Bestimmung ermöglichen, z. B. bei Köditz.

Lichtbrechung  $> 1.54$

Auslöschungsschiefe  $53^{\circ} \perp a$  = Labradorit-Bytownit.

In größerer Menge ist in dem Gestein von Sellanger noch Labradorit-Bytownit erhalten geblieben. Die Albitbildung ist hier auffallenderweise nicht so allgemein, wie in den anderen Diabasen. Freilich ist es nicht ausgeschlossen, daß der Albit tatsächlich vorhanden ist, aber durch die Erfüllung mit Glimmer nicht beobachtet werden kann und erst später zum Vorschein kommt, wenn auch die sekundären Produkte zum Teil schon wieder zerstört sind. So wäre also der Leukophyr ein Diabas, der sich noch in einem früheren Stadium der Verwitterung befindet. Dafür spricht, daß der primäre Labradorit-Bytownit zum Teil noch erhalten ist, ferner der massenhaft vorhandene Kalzit, der in stark verwitterten Gesteinen größtenteils wieder ausgelaugt ist. Gegen diese Auffassung ist allerdings einzuwenden, daß der Augit stets bis auf geringe Spuren zersetzt ist. Daß er ehemals vorhanden war — und wahrscheinlich in nicht geringerer Menge als in den normalen Diabasen —, erhellt aus der Beobachtung, daß die sekundären Produkte, das ist vor allem Kalzit und Chlorit, öfters gemeinsam charakteristische Zwickel erfüllen, und aus der häufigen Verbindung von Kalzit, Chlorit und eingestreuten Leukoxenwärtchen, resp. feinen, sandigen Erzkörnchen; ein solches Aggregat kann nur aus Augit entstanden sein. Die Ansicht GÜMBELS, daß das Fehlen oder Zurücktreten des Augits ein primärer Charakter der Leukophyre sei, scheint kaum haltbar. Ferner ist Quarz ein häufiges Umwandlungsprodukt in den Feldspäten der Leukophyre. Von einiger Bedeutung ist, daß in diesen Fällen keine Albitbildung einzutreten scheint, also wohl die gesamte Kieselsäure des Feldspates sich als Quarz ausscheidet. In dem Schriff des Leukophyrs von Feilitzsch wurde ein vollkommen idiomorpher Quarz gefunden — sechsseitiger Umriß mit Austritt der optischen Achse —, der von einem Kranz von Kalzitkörnern umgeben war, ein sicheres Zeichen seiner sekundären Natur, dann auch einige andere Quarzkörner, deren unregelmäßige, eckige Begrenzung den Eindruck aus dem Nebengestein aufgenommener Bestandteile machte. — Das Titaneisen der Leukophyre hat mannigfache Formen, besonders häufig ist aber, selbst bei den großen Individuen skelettartige, unvollkommene Begrenzung, bei den kleineren säge- oder kammartige Bildungen. — Apatit ist immer in beträchtlicher Menge vorhanden, besonders in den titaneisenreichen Partien. — Das spezifische Gewicht der untersuchten Leukophyre schwankt zwischen den äußersten Werten, die ich bei den körnigen Fichtelgebirgsdiabasen gefunden habe. So wurde bestimmt





sein, so daß also das Gestein von Haidt als olivinführender Diabasporphyrit zu bezeichnen wäre. Ein ganz ähnlicher Diabas steht auf einem weiteren Hügel in der Nähe an, doch sind darin die Olivinformen viel weniger ausgeprägt. Das spezifische Gewicht der beiden Gesteine ist sehr hoch, 3,00 resp. 3,015.

Olivindiabas kommt außerdem noch in der Nähe von Wartenfels vor, unterscheidet sich aber wesentlich von dem bei Haidt, vor allem durch den makroskopisch wie mikroskopisch ausgeprägten porphyrischen Charakter. Die Einsprenglinge sind nicht bloß Olivin, sondern auch Augit und Feldspat. Die Grundmasse — hier kann wohl davon gesprochen werden im Gegensatz zu dem Gestein von Haidt — besteht aus zahlreichen kleinen, stark zersetzten Feldspatleisten, stark zersetzten Augitflecken, Titan-eisen- und Leukoxenpartikeln, sowie zahlreichen Chlorit- und Kalzitpartien. Irgend eine bemerkenswerte Struktur in der Anordnung dieser Gemengteile tritt nicht hervor. Ein Unterschied gegenüber dem Olivindiabas von Haidt ist noch das niedrigere spezifische Gewicht 2,81.

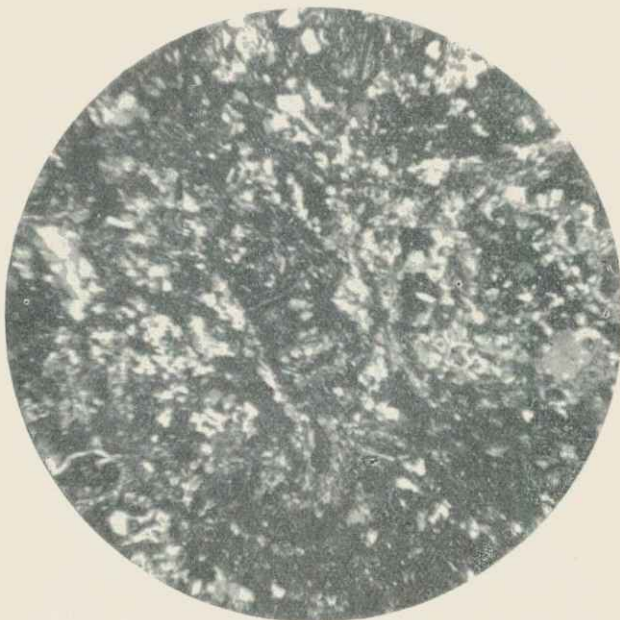


Fig. 6.

Olivinführender Diabasporphyrit von Haidt bei Hof: Zwischen kleinen Feldspatleisten und zahlreichen Augitkörnchen, die öfters auch Kristallform zeigen, liegen einzelne größere serpentinisierte Olivinkristalle; diese sind stets von einem Kranz von Augitkörnern umgeben.

(Noc. +, Vergr. 25fach.)

### Die Spilite vom Rimlasgrund bei Berneck.

An der Straße von Berneck nach Rimlas sind auf der einen Seite in langer Reihe Diabasgesteine aufgeschlossen, zunächst bei Berneck Mandelstein, dann die Spilite. Diese sind plattig abgesondert, die Platten 2—10 cm dick, schwärzlich-grün, von frischem Aussehen, fast muschelig oder splittrig brechend; dünne Platten klingen beim Anschlagen. Einsprenglinge sind wohl vorhanden, aber in geringer Zahl, so daß man das Gestein immerhin noch als Spilit bezeichnen kann. Sie sind von zweierlei Art: Die einen — gedrungen rechteckig, etwa 3 mm lang und grün gefärbt — sind mit Chlorit imprägnierte Feldspäte, die anderen — grünlich-braun, lebhaft glänzend mit unregelmäßigen Rissen — sind Augite. Die Grundmasse enthüllt sich im Mikroskop als ein wirres Gemenge von dünnen, verhältnismäßig langen Feldspatleistchen und violettbraunen Stäbchen von Augit, von denen meistens mehrere parallel nebeneinander liegen oder zu Büscheln vereinigt sind; zum Teil bilden sie auch rosettenförmige Aggregate (s. Fig. 7).

Dazu kommen noch Fleckchen von Titanisen, die fast ganz zu Titanit umgewandelt sind, ferner Chlorit in unregelmäßigen oder zwickelförmigen Partien. Da der Augit nicht in Zwickeln auftritt, muß man wohl schließen, daß solcher Chlorit aus

Gesteinsglas entstanden ist. Die Feldspateinsprenglinge sind zu einem Gemenge von nickelgrünen Chloritfleckchen, Kalzitkörnern, Prehnit und Quarz und wenig Epidot geworden, dagegen sind die Augiteinsprenglinge sehr frisch. Sie sind nur schwach gefärbt und unterscheiden sich dadurch von den violettbraunen Augiten der Grundmasse.

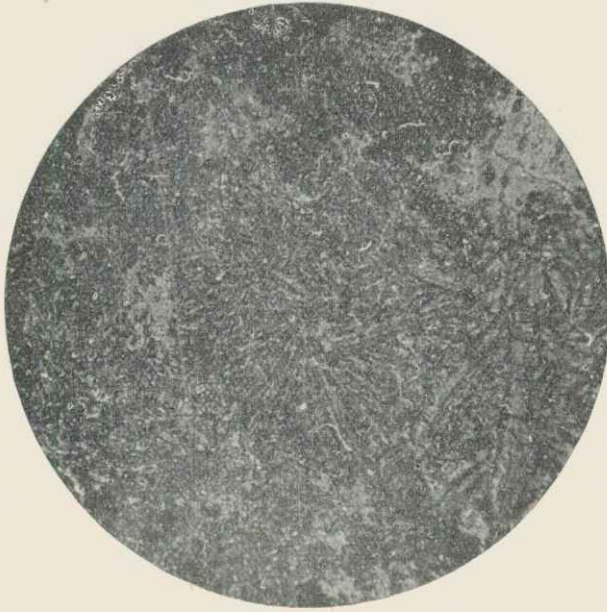


Fig. 7.

Spilitartiges Gestein aus dem Rimlasgrund bei Berneck. Zwischen dünnen Feldspatleisten und einer Masse von Zersetzungsprodukten (wahrscheinlich aus Gesteinsglas entstanden) liegen violettbraune Stäbchen von Augit, die häufig rosettenförmig oder auch spiralförmig gruppiert sind.

(Gewöhnl. Licht, Vergr. 170 fach.)

Modifikationen in anderen Schliffen dieser Gesteinsserie sind: Die Feldspäte der Grundmasse sind nicht so dicht gedrängt und wirr durcheinander gelagert, sondern fluidal angeordnet, dabei äußerst dünn und lang, der Augit ist durch Infiltration und Bedeckung mit sekundären Produkten fast unsichtbar geworden, das Glas (zu Chlorit umgewandelt) nimmt in einzelnen Partien sehr überhand, ferner treten Mandeln auf.

Auf die plattig abgesonderten Spilite folgt ein Gestein mit wulstigen Formen, die entschieden primär sind. Senkrecht zur Längserstreckung dieser Wülste ist ferner

eine Absonderung vorhanden, und da ihr Querschnitt mehr oder weniger kreisförmig ist, so sieht sich z. B. eine ca. 3 m hohe Wand an, wie aus lauter Scheiben zusammengesetzt. (Derartiges ist auch in der Nähe von Hof bei Feilitzsch zu beobachten.) Zwischen den Scheiben winden sich Bänder von grünem Quarzit hindurch; mit den Diabaswülsten sind sie niemals verwachsen; sie bestehen aus kleinsten, nur halbwegs gerundeten Quarzteilchen, anscheinend in eine isotrope Masse eingebettet. Eine solche wulstige „ellipsoidische“ Absonderung hat ROTHPLETZ von sächsischen Spiliten beschrieben (Z. D. G. G. 1880. XXXII p. 447) und TEALL das gleiche in Verbindung mit Radiolarienschiefern (2). Dieser glaubt, daß es sich dabei um submarine Ergüsse handle. Die grünen Quarzitbänder stellen jedenfalls auch nichts anderes vor, als eingeschlossene und etwas umgewandelte Sedimente. Die Anwesenheit dieser Fremdkörper von beträchtlichen Dimensionen im Diabasmagma darf vielleicht als die Ursache der Wulstbildungen angesehen werden. Zu den Eigentümlichkeiten des Gesteins gehört ferner, daß es zahlreiche Kalzitstifte von ca. 3 mm Durchmesser einschließt, die auf den Scheiben gleichfalls im Querschnitt erscheinen. Die Mehrzahl der Stifte ist in Ringen angeordnet, die konzentrisch mit dem Scheibenumfang verlaufen. Ihre Zahl geht selten über zwei hinaus; sie sind am vollkommensten in dem peripheren Teil der Scheiben ausgebildet, gegen die Mitte zu sind die Stifte mehr und mehr unregelmäßig zerstreut. Im Zentrum liegt öfters ein eckiger Kalzitbrocken, kleinere aber schon etwas mehr



gerundete Stücke liegen rings um ihn herum. Man könnte vielleicht diese Kalzitstifte als eine Modifikation der Mandeln in den Diabasmandelsteinen betrachten, d. h. als eine sekundäre Ausfüllung von Hohlräumen, die nach dem Entweichen der Gase im erstarrenden Gestein zurückgeblieben sind. Mir scheint jedoch eine andere Erklärung besser den Beobachtungen Rechnung zu tragen, nämlich die, daß die Kalzitstifte von Kalksteinbrocken stammen, die in den Diabas eingeschlossen und umgewandelt wurden, dabei in kleine Stücke zerfielen, die dann durch die Strömungen des Magmas in den beschriebenen Ringen angeordnet worden sind; wo größere Brocken von Kalkstein eingeschlossen wurden, blieb im Zentrum der Diabasmasse noch ein Stück davon erhalten.

### Die Spilite vom Schnebesknoek bei Presseck.

Ausgeprägter Spilit kommt auf der Höhe des Schnebesknoek vor. Es ist ein graulich-grünes Gestein, fast dicht und splittrig brechend, in dem allerdings noch winzige Flitter hervorglitzern, die wohl Feldspatleistchen sind. Unter dem Mikroskop hat das Gestein ziemliche Ähnlichkeit mit einem Diabas aus dem Rimlasgrund. Es ist stark zersetzt und mit sehr viel Kalkspat imprägniert. Die Feldspäte treten am deutlichsten heraus: Sie sind sehr lang und dünn und nicht näher zu bestimmen, mit einer Neigung zu rosettenförmiger Gruppierung. Sehr häufig sind sie der ganzen Länge nach zerspalten und der Raum zwischen beiden Teilstücken mit Chlorit ausgefüllt. Diese Bildung ist vielleicht so zu erklären, daß die Feldspäte einen langgestreckten Kern von Glas- oder Schlackensubstanz enthalten haben, der jetzt in Chlorit umgewandelt ist (9 p. 1278).



Fig. 8.

Spilit vom Schnebesknoek bei Presseck. Die Feldspäte weisen in den Spiliten mannigfache Formen auf. In diesem Gestein bilden sie besenartige Aggregate, in andern Spiliten sind sie in fadenartig dünnen Leistchen ausgebildet.

(Nic. +, Vergr. 170fach.)

Kleine Blasenräume sind mit radiafasrigem Chlorit (Delessit?) erfüllt, der bei + Nic. tintenblaue Interferenzfarben zeigt. — In den Schliffen anderer Handstücke haben die Feldspäte teils wieder breitere, gedrungene Umrisse und etwas fluidale Anordnung, teils büschelige oder besenartige Formen (s. Fig. 8). Das spez Gew. ist 2,76.

### Die Mandelsteine.

Den Spiliten schließen sich eng die Mandelsteine an; sie kommen z. B. mit ihnen im natürlichen Verband vor wie bei Berneck, und sie haben auch unter dem Mikroskop mit den Spiliten große Ähnlichkeit. — Von allen diabasartigen

Gesteinen ist bei ihnen eine Absonderung am seltensten zu beobachten; sie brechen durchaus ungleichmäßig klotzig und sind meistens recht zäh, auch bei der Verwitterung zerfallen sie nicht, wohl aber bekommen sie durch die Auflösung des Kalzits in den Mandeln ein ganz löcheriges, poröses Aussehen, wie eine blasige Lava. Die Form der Mandeln ist immer rundlich, gestreckte wurden nicht gefunden. Die größten erreichen etwa  $\frac{1}{2}$  cm im Durchmesser. Ihre Menge im Gestein scheint mit der Größe zuzunehmen. Bei Schottenhammer (zwischen Naila und Schwarzenbach a. W.) erfüllen sie das Gestein in solcher Zahl, daß dieses nur noch als dünne Wand die Mandeln zu umgeben scheint. Als Ausfüllungsmaterial herrscht weißer (bei Mühlleiten in der Nähe von Steben blaßroter), grobkristalliner Kalzit vor. Chloritmandeln sind häufig darunter gemengt; sie erreichen höchstens die Größe von 2 mm im Durchschnitt. Über den mikroskopischen Befund ist wenig zu sagen. Der Kalzit der Mandeln besteht häufig aus 2—3 Körnern, ohne daß in allen Fällen Kataklyse vorhanden wäre; freilich sind auch stark gebogene Lamellen gar nicht selten. Die kleinen Chloritmandeln kommen meistens erst bei der mikroskopischen Untersuchung zu Gesicht. Der Chlorit ist in den äußeren Partien häufig ganz dicht, im Zentrum besteht er aus radialgestellten, breitlanzettlichen Blättern. Die Diabasmasse zwischen den Mandeln setzt sich zusammen aus zahlreichen dünnen, wirt durcheinander liegenden Plagioklasleisten, Augitfetzchen, zersetztem Erz, Chlorit und eventuell Blättchen von sekundärer Hornblende (Schottenhammer). Die Plagioklase sind immer einfache Zwillinge, wegen ihrer geringen Größe und starken Zersetzung läßt sich aber weiter nichts bestimmen. Die spezifischen Gewichte wurden bestimmt von dem Mandelstein von Schottenhammer zu 2,74, aus dem Rimlasgrund zu 2,73, vom Weiherer Kreuz bei Stadt-Steinach zu 2,78.

### Laven.

Gestein von der Eisenleite bei Berneck: Es ist ein rötlich violettes, auf einige Entfernung gleichförmig massig erscheinendes Gestein ohne bemerkenswerte Formen, Absonderung u. dergl. In der Nähe sieht es weniger gleichmäßig aus: Schlierige Partien von dunklerer Färbung und feinblasiger bis löcheriger Struktur liegen mit einer schmalen Übergangszone in der kompakteren Hauptmasse. In dieser fallen zahlreiche heller violettrot gefärbte Knoten von Kalzit auf, die Erbsengröße erreichen können, in der Regel aber darunter bleiben.

Im mikroskopischen Bild treten die Strukturen deutlich hervor, die für die Bezeichnung des Gesteins als Lava maßgebend waren. Die Blasen (resp. Mandeln) sind in der Mehrzahl fluidal angeordnet, oft stark in die Länge gezogen oder geradezu durcheinander geknetet. Sie sind meistens von Kalzit erfüllt mit einem schmalen Wandbelag von Chlorit. In der Regel sind sie auch von einem schmalen Erzsaum umschlossen oder es ist die ganze Zwischenmasse mit Erz imprägniert, an manchen Stellen so stark, daß die Mandeln wie in einen tiefschwarzen Grund eingebettet erscheinen. An einigen Stellen sind noch ziemlich kleine, leistenförmige, aber ganz zersetzte Feldspäte zu erkennen, zum Teil mit Fluidal-Struktur. Zahlreiche kleine und auch größere Kalziflecken, die nicht recht wie Mandelfüllungen aussehen, sowie etliche Quarzkörner, sind gewiß aus dem Nebengestein hinein gerissene Bestandteile; das spez. Gew. beträgt 2,80.

Hieher zählt noch ein Gestein, das von der Straße Untersteinach-Kupferberg aufgeschlossen wird, gleich nach ihrem Eintritt ins Gebirge. Kalzit bildet darin häufig auch das Bindemittel zwischen den Mandeln und ist von Körnchen oder



fiederartigen Bildungen von Erz, wahrscheinlich Titaneisen erfüllt. An anderen Stellen, wo die Blasen stark in die Länge gezogen sind, spielt Chlorit mit gleichfalls sekundärem Quarz die Rolle der Zwischenmasse.

### Zusammenfassung.

Die Mehrzahl der untersuchten Vorkommen gehört den körnigen Diabasen zu. Inwieweit es sich dabei gleichzeitig um Intrusiv-Gesteine handelt, ist nicht in Betracht gezogen worden; jedenfalls besitzen auch zahlreiche Effusivdiabase körnige Struktur. Ein besonders bemerkenswerter Charakter der Fichtelgebirgsdiabase ist die Albitisierung der Feldspäte, die so verbreitet ist, daß sie geradezu eine Regel wird. In den anderen deutschen Diabasegebieten scheint sie bei weitem nicht so häufig zu sein, wenigstens ist in den bezüglichen Veröffentlichungen nicht besonders darauf hingewiesen, wohl aber erwähnen sie H. DEWEY und J. SMITH FLEET aus den englischen Diabasen (13).

Den Diabasgang vom Ochsenkopf habe ich wegen seiner reichlichen granophyrischen Verwachsungen gesondert beschrieben. Im allgemeinen hält man den Quarz in diesen Verwachsungen wohl ohne weiteres für primär, in diesem Falle möchte ich mich aber doch weit eher für die Herkunft des Quarzes aus dem durchbrochenen Granit entscheiden.

In zwei Diabasen, nämlich bei Lehsten und Schwarzenbach a. W. wurde Orthoklas gefunden, hauptsächlich in Verwachsung mit Plagioklas oder auch als Umrandung. Zieht man das Vorhandensein noch weiterer Besonderheiten in Betracht, wie die Anwesenheit von primärer brauner Hornblende, resp. dunklem Glimmer, die auffallende Größe der Apatite und das sehr niedrige spezifische Gewicht, so darf man diesen Diabasen zusammen mit den bereits von M. WEBER als orthoklasführend bezeichneten wohl eine gesonderte Stellung anweisen und sie vielleicht den sogen. Essexitdiabasen zugesellen.

Es würden somit im Fichtelgebirge Gesteine der Kalk- und der Alkali-Kalkreihe zusammen vorkommen, die dortigen petrographischen Verhältnisse also der Ansicht ROSENBUSCHS entgegenstehen, daß nämlich die Gesteine der beiden Reihen einander ausschließen; es wäre vielmehr das Fichtelgebirge als eine „gemischte Provinz“ im Sinne M. WEBERS zu betrachten; solche gemischte Provinzen sind übrigens in jüngster Zeit von mehreren Forschern aufgefunden und beschrieben worden; es seien genannt DALY (14), O. H. ERDMANNSDÖRFER (15), QUENSEL (16) und STARZINSKI (17). Dieser schreibt z. B.: „Als allgemeines Ergebnis ist von Interesse die Feststellung des Verfassers, daß im Gebiete der Kordilleren neben Gesteinen der Kalk-Alkalireihe auch ausgesprochene alkalische Gesteine vorkommen.“

Die Gesteine, die GÜMBEL als Leukophyre bezeichnete, weichen in ihren primären Verhältnissen keineswegs von den normalen körnigen Diabasen ab. Eventuell könnte die mitunter beobachtete starke Quarzbildung in den Feldspäten eine besondere Art von Umwandlung bedeuten. Manche Beobachtungen scheinen darauf hinzuweisen, daß die Leukophyre im allgemeinen sich noch in einem früheren Zustand der Zersetzung befinden als die „gewöhnlichen“ Diabase.

Die porphyrischen Diabase zeichnen sich durch die Anwesenheit von Olivin resp. Pseudomorphosen nach diesem Mineral und den Mangel an Apatit aus. Die porphyrische Struktur ist zum Teil wenig ausgeprägt.

Hier möge noch das Ergebnis einer Analyse Platz finden, die ich von dem mehrmals erwähnten Gestein vom linken Ölsnitzufer bei Berneck ausgeführt habe. Es wurde darin anfänglich Orthoklas vermutet, was sich aber nicht bestätigt hat. Auffallend hoch ist der Titansäuregehalt.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,80	MgO . . . . .	6,02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	5,87	CaO . . . . .	5,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,63	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,85
FeO } . . . . .	12,02	Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> }		99,12	
MnO . . . . .	Spur		

Zum Schluß sei mir noch gestattet, dem Vorstand des min.-geol. Instituts, Herrn Geheimrat Prof. Dr. K. OEBBEKE für das mir stets bewiesene Entgegenkommen zu danken; zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. M. WEBER verpflichtet, der die Veranlassung zu dieser Arbeit gab und mich dabei in jeder Hinsicht unterstützte; ferner danke ich dem Assistenten des Instituts, Herrn Dr. Frhrn. v. SCHWARZ für die Anfertigung der vorzüglich gelungenen mikro-photographischen Aufnahmen.

## Litteraturverzeichnis.

1. GÜMBEL: Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem Westl. Vorlande. 1879.
2. TEALL: On greenstones associated with radiolarian cherts. Trans. Roy. geol. soc. of Cornwall. 1894.
3. DELERÉ: Beiträge zur Kenntnis des Proterobases. Dissertation. Erlangen 1895.
4. DÖRMER: Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon von Dillenburg. Neues Jahrbuch 1901. XV.
5. HEINECK: Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod-Überntal bei Herborn. Neues Jahrbuch 1903. XVII.
6. RIMANN: Beitrag zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges, im besonderen des Leukophyrs GÜMBELS. Neues Jahrbuch 1907. XXIII.
7. M. SCHUSTER: Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayer. Rheinpfalz. Dissertation. München 1907.
8. O. H. ERDMANNSDÖRFER: Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Jahrbuch der Kgl. preuß. geolog. Landesanstalt 1908. XXIX.
9. ROSENBUSCH: Physiographie der mass. Gesteine II. 2. 1908.
10. FR. SLAVIC: Spilitische Ergußgesteine im Praecambrium zwischen Kladno und Klattau. Archiv f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen XIV Nr. 2. 1908.
11. K. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1909. XXVII.
12. M. WEBER: Über Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. Centralblatt für Mineralogie etc. 1910.
13. H. DEWEY und J. SMITH FLEET: British Pillow-Lavas and the Rocks associated with them. Geological Magazine V. Vol. VIII. 1911.
14. DALY: Magmatic Differentiation in Hawai. Journal of Geology XIX. 1911.
15. O. H. ERDMANNSDÖRFER: Über Magmenverteilung. Geolog. Rundschau Bd. II. Heft 1. 1911.
16. QUENSEL: Geolog. petrogr. Studien in der patagonischen Cordillera. Bulletin of the Geol. Inst. of Upsala.
17. STARZINSKI: Beitrag zur Kenntnis der pazifischen Andesite und der dieselben bildenden Mineralien. Bulletin intern. de l'Acad. des sciences de Cracovie 1912.



# Über den geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel.<sup>1)</sup>

Von

Dr. Ernst Kohler.

(Mit 20 Abbildungen im Text und 1 geol. Übersichtskärtchen 1:250000.)

Im Frühjahr 1904 war mir Gelegenheit geboten worden, sechs Wochen zur Begehung des Münchberger Gneisgebiets zu verwenden, um dann unter Berücksichtigung neuerer Forschungsergebnisse zur Frage des Alters und der Genesis dieses Gebirgstells meine Meinung zu äußern.

Bei der kurzen Zeit von sechs Wochen einerseits und der großen räumlichen Ausdehnung über mehr als 1000 qkm des mit der Umgebung in Betracht zu ziehenden Gebietes andererseits war an eine eingehende, heutigen Ansprüchen genügende Kartierung nicht zu denken und zwar um so weniger, als die wenigen Wochen in eine für Kartenaufnahme ungünstige Zeit fielen. Da nämlich das flachwellige Gelände nur ganz spärlich mit Aufschlüssen anstehenden Gesteins bedacht ist, so hätte sich die Aufnahme überwiegend auf Lesematerial zu stützen; dieses ist aber nur im Herbst nach der Ernte erreichbar.

Dazu kommt, daß die damals einzig zur Verfügung stehende Generalstabskarte in 1:50000 sich durchaus nicht zur Kartierung eignet. Inzwischen ist schon eine Reihe vorzüglich ausgeführter, übersichtlicher mit Höhenkurven versehener Positionsblätter im Maßstab 1:25000 von dem in Rede stehenden Gebiete durch das Topographische Bureau veröffentlicht worden, so daß demnächst einer Revision der kartistischen Grundlagen für die geognostische Kenntnis des Münchberger Gneises die Wege geebnet sind.

Aus eben diesem Grunde dürfte die Veröffentlichung der Aufzeichnungen über die zehn Jahre zurückliegenden Begehungsergebnisse einiges Interesse haben, da sie zeigen dürften, daß das Münchberger Gneisgebiet noch eine Fülle des Neuen und Erforschenswerten bietet.

Einleitend möchte ich noch darauf hinweisen, daß Herr Dr. MATTH. SCHUSTER, der sich der Mühe unterzog, einige mikroskopische Gesteinsbilder zu deuten und durch seinen Befund meine auf makroskopischem und feldgeologischem Wege gewonnene Überzeugung unterstützte, im 21. Jahrgang dieser Zeitschrift<sup>2)</sup> bereits einige

<sup>1)</sup> Anmerkung der Redaktion. Vorliegende Abhandlung sollte eine die notwendigen petrographischen Beiuntersuchungen liefernde Studie begleiten, welche Herr Diplomingenieur M. K. ZIEGLER abfassen wollte; es wurden ihm dazu obige Ausführungen von Dr. E. KOHLER im Manuskript überlassen. Im August 1913 überreichte Herr ZIEGLER neben der Abhandlung von Dr. KOHLER seine eigene, deren Druck in den Geogn. Jahreshften 1914 im Anschluß an vorliegende Abhandlung sich aber nicht ermöglichen ließ.

<sup>2)</sup> Geogn. Jahreshfte 1908 S. 169 ff.: „Petrographische Studien an Weißsteingneisen aus der Münchberger Gneisgruppe.“

Untersuchungsergebnisse veröffentlichte. Für die Unterstützung, die ich durch ihn wie durch Herrn Oberbergrat Prof. Dr. v. AMMON bei dieser Arbeit genoß, statue ich auf diesem Wege den besten Dank ab.<sup>1)</sup>

Um eine kurze Rekapitulation der wichtigsten Literatur über das fragliche Gebiet zu geben, sei folgendes in Erinnerung gebracht.

Als erster konstatierte FR. HOFFMANN<sup>2)</sup> am Münchberger Gneisgebiet Erscheinungen, die ihm mit der herrschenden Lehrmeinung, daß der „Gneis“ allerorten das Grundgebirge der Erdkruste darstellt, nicht vereinbar schienen. Er wies nämlich nach, daß die sedimentären Schichten allenthalben im Umkreis der Münchberger Gneisinsel unter den „Gneis“ einschließen, dieser also anscheinend jünger als die ihn unterlagernden paläozoischen Schichten ist.

FR. NAUMANN<sup>3)</sup> bestätigte diese Beobachtung, sprach aber die Vermutung aus, daß es sich hier nicht um eine regionale Metamorphose jüngerer sedimentärer Gebilde handle, sondern vielleicht um einen Eruptivstock.

Diesen Anschauungen gegenüber vertrat GÜMBEL wieder die archaische Natur des Münchberger Gneises und stützte seine Behauptung darauf, daß die Überlagerung der unzweifelhaften paläozoischen Sedimente durch den Münchberger Gneis keine normale sei, sondern daß man von Norden auf das Münchberger Gneisgebiet zu kommend aus jüngeren in immer ältere Schichten gelange, daß sonach die Lagerung als überkippt aufzufassen sei. Für eine eruptive Natur des Münchberger Gneises vollends konnte GÜMBEL gar keine Beweise finden, da er vergebens in der Peripherie der Gneisinsel nach echten Apophysenbildungen und nach durchgreifender Lagerung suchte, den bekannten Anzeichen eruptiver Gebilde.

Über diese Kontroverse entstand eine Reihe von Aufsätzen von GÜMBEL und NAUMANN in den Jahrgängen 1861 und 1863 des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie etc., in denen aber leider das Hauptgewicht auf die Lagerungsverhältnisse der Schichten am sogen. Wartturmberg bei Hof gelegt wurde, die um so weniger maßgebend sein konnten, als der Wartturmberg gar nicht mehr dem engeren Verband der Münchberger Gneispartie angehört, und überdies die Schichten dort in ganz ungenügender Weise aufgeschlossen waren, so daß sich die ganze Polemik auf die Lagebeziehungen von Lesesteinen stützen mußte.

Bei Herausgabe der „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges“ 1879 konnte GÜMBEL seinen Standpunkt in dieser Frage im wesentlichen unverändert beibehalten. Eine Behauptung jedoch, deren mechanische Möglichkeit NAUMANN in Abrede gestellt hatte, nämlich daß die Schichten im Norden einfach überkippt seien einschließlich des Gneises, während sie im Süden der Gneislinse normal gelagert seien, ist im „Fichtelgebirge“ schweigend dadurch rektifiziert, daß dort (S. 313) an Stelle der Überkipfung ein System liegender Falten konstruiert und auf diese Weise die Überlagerung jüngerer durch ältere Schichten erklärt ist.

Dieselbe Anschauung vertrat GÜMBEL endlich noch in seiner „Geologie von von Bayern“ 1894.

<sup>1)</sup> Anmerkung des Verfassers. An dieser Stelle bereits sei auf die Schlußworte gegenwärtiger Abhandlung verwiesen.

<sup>2)</sup> Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830. S. 418 ff.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. Geognosie. 2. Auflage. II. Band. S. 159/160. Leipzig 1862.



Bemerkenswert erscheint, was GÜMBEL im „Fichtelgebirge“ S. 98 über die Geotektonik unseres Gebiets sagt: „Was die Münchberger Gneislinse anbelangt, so ist dieselbe sicher eine gleichfalls von Granit gehaltene Scholle, bei welcher der letztere die Hülle nicht oder nur ausnahmsweise durchbrochen hat, so daß das auflagernde Schiefergestein als eine geschlossene, weit ausgespannte Gesteinsdecke sich erhalten konnte. Selbst tief im jüngeren Schiefergebirge nordwärts fehlt es nicht ganz an Anzeichen, daß auch bis hierher vielleicht in noch tieferem Untergrunde jener Granit des Zentralstocks sich in seinen Ausläufern erstreckt, und die allerdings spärlich hier zu Tage tretenden Granitpunkte können als die äußersten Spitzen gelten, mit denen ein in der Tiefe lagerndes Granitmassiv da oder dort weiter vorgedrungen ist.“

Eine eingehende geognostische Untersuchung erfuhr das Münchberger Gebiet seit den Aufnahmsarbeiten GÜMBELS nicht mehr.

JOH. LEHMANN zog wohl Gesteine der Münchberger Gegend in den Kreis seiner Beobachtungen gelegentlich seiner Untersuchungen über das sächsische Granulitgebirge und fand analoge Verhältnisse in beiden Gebieten vor, und R. LEPSIUS faßt in seiner „Geologie von Deutschland“ II. Teil 1. H. S. 127 ff. die bisherigen Forschungsergebnisse zusammen und gibt der Vermutung Raum, daß die Münchberger Gneisinsel einen von assimiliertem und kontaktmetamorphem Sedimentmaterial durchsetzten und umgebenen Granitlakkolithen darstelle.

Erst 1902 erschien eine monographische Darstellung des Eklogits der Münchberger Gegend von Dr. E. DÜLL (Geogn. Jahresh. 15. Jahrg.), worin dieser Autor zu dem Schlusse kommt, daß die Eklogite kontaktmetamorphe Tiefengesteine, zumeist umgewandelter Gabbro seien und der Münchberger Gneis eine granitische Eruptivmasse, welche die paläozoischen Schichten überlagern.

Gegen diese Anschauung wandte sich A. SAUER<sup>1)</sup> und vertrat wieder die regionalmetamorphe Entstehung des Münchberger Gneises, aber ohne spezielles Studium der Münchberger Verhältnisse, und mit der Begründung, daß „der nüchterne Beobachter die bekannten Eruptivkontaktgesteine, welche gerade die um die Münchberger Gneismasse ringsum verbreiteten paläozoischen Schiefer, wo sie an paläozoische Granite angrenzen, in bezeichnender Ausbildung liefern, vergeblich suche.“ Inwieweit diese letztere Behauptung richtig ist, wird die folgende Darlegung ausweisen.

Noch einleitungsweise seien kurz einige bekannte Daten über die Münchberger Gneisinsel im folgenden aufgeführt. Die Münchberger Gneisinsel stellt einen Komplex kristallinischer Gesteine von der annähernden Form eines Trapezes dar, dessen Basis sich in Stunde 3.6 über mehr als 30 km erstreckt. Die westliche Begrenzung des Trapezes erfolgt durch eine Hauptverwerfungslinie, die in Stunde 10.2 streichend Keupergebilde in das Niveau der zu besprechenden kristallinischen Bildungen wirft. Im Südosten wird die Münchberger Gneispartie vom Zentralstock des Fichtelgebirges zum Teil durch einen breiteren oder schmäleren Saum unveränderter paläozoischer Schichten getrennt, zum anderen Teil stoßen die kristallinischen Bildungen beider Systeme unmittelbar aneinander, aber immer so, daß ein Zweifel über die Zugehörigkeit einzelner Gesteine zum Fichtelgebirgssystem oder zum Münchberger Gneissystem nicht entstehen kann. Überdies ist die Münchberger Gneisinsel topographisch scharf abgetrennt von dem südlich vorgelagerten Fichtelgebirge, welches letzteres mit einem Steilrand aus dem flach koupierten Gneisterrain aufsteigt. Von

<sup>1)</sup> Das alte Grundgebirge Deutschlands, Comptes rendus IX. Congrès géol. internat. Vienne 1903.

Förmitz an nordostwärts, bis wohin sich ein Zwickel paläozoischer Schiefer zwischen den Münchberger Gneis und das Kornbergmassiv des Fichtelgebirges einschiebt, erhält das Münchberger Gneisgebiet seine orographische Begrenzung gegen das flache Terrain der genannten Schiefergebilde durch einen mäßigen Höhenrücken, der noch dem System des Münchberger Gneises angehört und sich aus Serpentin und Amphiboliten zusammensetzt. Auf ein eingehenderes Studium der östlichen Begrenzung konnte ich mangels an Zeit mein Augenmerk nicht richten. Dagegen ist noch die nordwestliche Begrenzung zu besprechen. Im Nordwesten sind dem Münchberger Gneise meist steil aufgerichtete paläozoische Schichtenglieder, die dem Culm, dem Devon, Silur und vielleicht zum Teil auch Cambrium angehören — sicher erwiesen ist das kambrische Alter nur bei den bekannten Leimitschichten nordöstlich von Hof — vorgelagert. Diese bilden entsprechend der größeren oder geringeren Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Atmosphären etc. parallele Höhenzüge, die dem Frankenwalde angehören, und bezeichnen somit auch hier topographisch die Begrenzung des welligen Gneislandes, aus dem selbst nur einzelne isolierte Höhen, wie der Weißenstein oder der Paterlesberg, entsprechend den linsenförmigen Vorkommen härterer und zäherer Gesteinsbildungen, hervorragen.

Zeigen die nördlich vorgelagerten paläozoischen Schichten ein durchgehends augenfälliges Streichen in SW.—NO.-Richtung, das sich, wie eben erwähnt, sogar in der Orographie des Landes widerspiegelt, so ist das Verhalten der kristallinen Schiefergebilde, wie auch hier die Oberfläche einen tektonisch indifferenten Charakter zeigt, ein weit weniger klares. GÜMBEL sagt hierüber (Fichtelgebirge S. 327): „Es wurden innerhalb dieses Gneisgebietes mehr als 1000 Bestimmungen des Streichens und Fallens der Schichten vorgenommen und nur auf diesem Wege konnte es gelingen, über die Unregelmäßigkeiten von rein örtlicher Natur hinüber zu einem klaren Einblick in das Gesetzmäßige der Schichtenstellung im allgemeinen zu gelangen.“ Das Gesetzmäßige findet er nun in folgender Auffassung: „Wenn wir von den Wellenbewegungen absehen, welche einzelne Schichtenkomplexe im kleinen beherrschen und gleichsam in der allgemeinen Schichtenneigung als sekundäre Erscheinungen verschwinden, so sind besonders die oft rechtwinklig zum herrschenden Streichen gerichteten Schichtenumbiegungen auffallend, welche als seitliche Knickungen und Stauchungen angesehen werden müssen, bewirkt durch das Nachgeben biegsamerer Schichten gegenüber dem größeren Widerstand starrer Gesteinsmassen infolge des großen, die allgemeine muldenförmige Schichtenstellung bedingenden Seitendrucks. Nach dieser Auffassung kann die Wendung der Schichten am SW.-Rande in die NW.—SO.-Richtung mit einem Einfallen nach NO. nur als eine große Schichtenknickung gedeutet werden, welcher zahlreiche kleinere im Innern der Gneisgruppe parallel laufen. Auch die Richtung der Zerklüftung der Gesteine, der Spalten und Gänge, die sie durchziehen, und endlich selbst die Oberflächen-gestaltung führen zu einer entsprechenden Annahme.“

Diese treffende Charakterisierung der Lagerungsverhältnisse kann nur bestätigt werden, wenn auch die Auffassung davon, wie sie sich mir beim Studium des Gebietes aufdrängte, von der GÜMBEL'schen abweicht.

Eine spezielle Aufzählung aller abgenommenen Streich- und Fallbeobachtungen dürfte auch hier unterlassen werden und nur gesagt sein, daß das Generalstreichen der Schichten von SW. nach NO. gerichtet ist, gegen die Südwestgrenze zu aber in ein nordwest-südöstliches übergeht.



Außer der Abnahme des Streichens und Fallens wurde entsprechend den Vorschlägen von Prof. BECKE<sup>1)</sup> versucht, die „Streckungsrichtung“ der kristallinen Schiefer zu bestimmen. Diese schien überwiegend nach NO. verschieden stark sich zu senken. Doch war die von BECKE behauptete Regelmäßigkeit nicht vorhanden. Einzelne Beobachtungen ergaben eine Senkung nach SW. statt nach NO. und auch die in ungefähr nordöstlicher Richtung sich senkenden Streckungsanzeichen wechselten von h. 1.4 bis h. 4.4 und von 0° Fallen bis 50° Fallen.

Dazu kommt und das ist das schlimmste, daß man in vielen Fällen mit einiger Sicherheit überhaupt nicht sagen kann, ob das, was man mißt, wirklich eine „Streckungsrichtung“ ist, oder ob es nur die Schnittlinien der meist unvollkommenen Schieferungsflächen mit den höchst vollkommenen Zerklüftungsflächen sind. Ja, in den meisten Fällen, besonders wo die „Streckungsrichtung“ recht einladend zum Anlegen des Kompasses hervorsteht, zeigt die Überlegung, daß es sich nur um die letztgenannte Erscheinung handelt. Wenn sich nun eine solche Gesetzmäßigkeit, wie sie BECKE von der „Streckungsrichtung“ angibt, annähernd auch im Münchberger Gneisgebiet bei Ablesungen an den als Streckungsrichtung sich präsentierenden Linien ergibt, so ist diese daraufhin zurückzuführen, daß einerseits das örtliche Streichen sich dem Generalstreichen meist nähert, und andererseits die Zerklüftungstendenz auch eine durchgehende ist, so daß die einfache geometrische Überlegung als Folgerung einen gesetzmäßigen, im großen und ganzen gleichbleibenden Verlauf der Schnittlinien beider Systeme ergibt.

Eine wahre Streckungsrichtung im Sinne BECKES konnte nicht konstatiert werden.

Um nun auf den Gang der Untersuchung im Felde selbst zu kommen, so gab hierfür die für den Maßstab 1:100000 höchst exakte GÜMBEL'sche Karte die geeignetste Grundlage und die besten Fingerzeige ab. Es war dementsprechend

1. die Beschaffenheit des „Gneiskerns“,
2. die ihn umgebende „Schieferhülle“ und

3. die Lagebeziehung zu dem unzweifelhaften Paläozoikum der Nachbarschaft zu untersuchen.

Im „Gneiskern“, der den räumlich größten Teil des zu untersuchenden Gebietes ausmacht, unterscheidet GÜMBEL auf der Karte zwei Haupttypen von Gesteinen: zentral den „Hornblendegneis“ und peripherisch den „Gneis im allgemeinen“, welchen sich, auf der Karte ausgeschieden, noch „Hornblende- und Diorit-schiefer“, „Eklogit“, „Granit“, „Serpentin“, zwei Vorkommen „körnigen Kalkes“, sowie „Pegmatite“ und „Quarzgänge“ anschließen, endlich noch eine ausgedehnte Randzone von Augengneis.

Diese Einteilung behielt GÜMBEL im Text seines „Fichtelgebirges“ nicht bei. Vielmehr unterschied er hier als häufigste in der Münchberger Gneisgruppe verbreitete Felsart den „Münchberger Gneis“, den er als „glimmerreiches, flasrig-körniges Gestein von grauer oder ins Grünliche spielender Farbe, außerordentlich reich an Granaten, nicht selten als Augengneis entwickelt“ schildert und durch die Führung eines grünen, oft Chlorit-ähnlichen, weichen, nach seiner Anschauung nicht primären Bestandteils charakterisiert. Mit diesem „Münchberger Gneis“ wechsel-lagernd findet GÜMBEL den von ihm so genannten „Weißsteingneis“, der „ausgezeichnet durch auffallend helle, weißliche Farbe, durch ebenflächige dünn-schichtige

<sup>1)</sup> „Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer.“ S.A. LXXV. Bd. Denkschr. math.-naturw. Cl. K. K. Akad. d. Wissensch. Wien 1903. S. 51 ff.



Ausbildung, und durch den Reichtum an ölgrünem bis weißlichem Glimmer“ ist und von Nebenmineralien hauptsächlich Granat führt.

Endlich wird als dritter wesentlicher Anteil am Aufbau des Münchberger Gneisgebietes der „Syenit- und Hornblendegneis“ aufgeführt und als „hornblendehaltige, Gneis-artige Gesteine, deren wesentliche Gemengteile Orthoklas, Quarz und Hornblende mit oder ohne Omphacit sind“ charakterisiert, die er im speziellen „Syenitgneis“ nennt, wenn „sich Oligoklas, Quarz und weißer und grüner oder in seltenen Fällen dunkelfarbiger Glimmer zugesellen“. Diese Gesteine, welche wieder durch Überhandnehmen von Hornblende in „Hornblendeschiefer“, durch eine Zunahme an Hornblende und zugleich an Oligoklas in „Dioritschiefer“ übergehen, wechselagern wiederum mit dem „Münchberger“ und dem „Weißsteingneis“. Darum war es GÜMBEL auch nicht möglich, auf der Karte eine dem Text entsprechende Ausscheidung vorzunehmen.

Die anderweitige, auf der Karte vorgenommene Ausscheidung hat aber einen ganz anderen, weder im Mineralbestand noch im Schichtenalter begründeten Sinn, wie sich im folgenden ergeben wird.

Was auf der Karte als „Hornblendegneis“ ausgeschieden ist, stellt sich als ein kartistisch überaus schwer trennbares Gemenge von nach makroskopischer Diagnose gewöhnlichem Muskovitgneis, selten Zweiglimmergneis, dann viel „Münchberger Gneis“, „Weißsteingneis“ und „Hornblendegneis“ i. e. S. dar. Auch dieser letztere ist ebenfalls kein einheitlicher Gesteinstypus, vielmehr charakterisiert er sich als Sammelbegriff für schiefrige Gebilde von Feldspat, mehr oder minder Quarz, von Glimmermineralien, ferner von Granat und akzessorischen Mineralien (Omphacit), denen allen ein augenfälliger Gehalt an meist grüner Hornblende eigen ist.

Tritt der Feldspat und der Quarz zurück, so wird aus dem Hornblendegneis ein Hornblendeschiefer, und verliert sich auch noch die Parallelstruktur, so entsteht ein Hornblendefels.

Andernorts vermehrt sich die Granatführung und der Omphacit und der Hornblendegneis geht mit allen Zwischenstufen in Eklogit über.

Was nun diesen ganzen Komplex charakterisiert, ist der Umstand, daß alle ihn zusammensetzenden Gesteine eine körnige oder schuppige bis kleinflasrige Beschaffenheit besitzen, daß sämtliche Hauptgemengteile, abgesehen von den linsenförmigen Einlagerungen von Eklogit, Serpentin und von Amphibolfels, von der ungefähr gleichen Größenordnung sind, wohingegen in dem von GÜMBEL als „Gneis im Allgemeinen“ blaßrosa ausgeschiedenen Gebiete ein anderes Verhalten Platz greift. Es mögen sich die Mineralkombinationen der hier auftretenden Gesteine vielleicht nicht oder nur wenig von dem Gebiet des „Hornblendegneises“ unterscheiden, was erst die petrographische Untersuchung lehren muß — jedenfalls ist hier wie dort der vorherrschendste Gesteinstypus der des „Münchberger Gneises“ —, so herrschen doch bedeutende strukturelle Unterschiede.

Es sei einmal hingewiesen auf die Augengneisbildungen, deren Feldspatagen eine Größe bis 50 mm und darüber erreichen (Straße von Gefrees nach Gottmannsberg).

Ferner — und das ist das wesentliche — ist im Gebiet des „Gneis im Allgemeinen“ die Wechsellagerung von lichten Weißstein- oder Münchberger Gneises mit basischeren „Gneisgesteinen“ nicht gleich der im zentralen Gebiet des „Hornblendegneises“, sondern die Korngröße der Gemengteile ist zwar auch hier beim Weißstein- bzw. Münchberger Gneis die mittlere oder grobe, aber bei den basischen

Schichten eine wesentlich geringere, meist so, daß eine makroskopische Analyse der sie zusammensetzenden Mineralien unmöglich erscheint: d. h. im Gebiet des „Hornblendegneises“ der Karte wechsellagert der „Münchberger Gneis“ mit „Hornblendegneis“ oder phaneromerem „Hornblendeschiefer“, im Gebiet des „Gneis im Allgemeinen“ mit aphanitischem „Hornblendeschiefer.“

Die Wechsellagerung dieser Schiefergebilde ist aber nicht die normaler Sedimente, nicht wie etwa der Wechsel sandiger und toniger Schichten in einem beliebigen sedimentären Schichtenkomplex, sondern die parallele Begleitung eines Hornblendeschiefers beispielsweise durch einen lichten Weißsteingneis erstreckt sich immer nur auf verhältnismäßig kurze Erstreckungen; dann sieht man alsbald, daß, während die dunkle Schieferpartie, der Hornblendeschiefer oder Hornblendegneis, ihre bisherige Dickendimension beibehält, das lichte, meist körnige Material, der Weißsteingneis, oder der lichte Muskovitgneis oder das glimmerarme Gemenge von makroskopisch vorwiegend Feldspat und Quarz, sich ausbaucht oder zusammenschnürt, Apophysen in das basische Gebilde hineinsendet und sich schließlich ganz darin zerschlägt und auskeilt.

Diese Erscheinung stellt aber das dar, was WEINSCHENK als „injizierte Schiefer“, was SEDERHOLM neuerdings nach dem Vorgange von DUROCHER als „gneis mélangé de granite“ zusammenfaßte, kurzum sie ist nicht eine Kombination gleichwertiger Baustoffe, als welche sie die ältere Lehre von der Urschieferformation ansah, sondern das Dokument eines mehr oder minder aktiven Eindringens einer Substanz in eine fertig gebildet vorliegende schichtige Masse. Mit anderen Worten: die Erscheinungsform der Mehrzahl der Aufschlüsse im Gneiskern deutet auf einen teilweise eruptiven Ursprung desselben.

Allein diese Tatsache an sich wäre noch keineswegs beweiskräftig; denn man könnte immerhin noch dabei an eine „diagenetische“ Scheidung von Stoffen bzw. Mineralkombinationen denken, die ähnliche Formen erzeugen könnte. Ausgeschlossen dagegen scheint eine Ineinanderpressung der hellen, körnigen und der dunklen, schiefrigen Partie nach Analogie der „Marmorgänge“, da dem heterokristallinen Mineralgemenge die innere Plastizität des Marmors abgeht.

Indes die Anschauung, daß der Gneiskern des Münchberger Gebietes einen teilweise eruptiven Charakter trägt, daß er injizierte Schiefer darstellt, hat vollgültige Beweise. Der eklatanteste derselben ist wohl der, daß an gewissen Orten, so besonders in einem Steinbruch bei Roth unweit Stammbach richtungslos körniger Granit angetroffen wird, der augenscheinlich in echten „Gneis“ übergeht. Wäre diese Tatsache für sich allein, so könnte man immerhin noch mit GÜMBEL (Fichtelgebirge S. 318) diesen für „Lagergranit“ nicht eruptiven Ursprungs ansehen, wie er folgert: „Dagegen brechen auf drei bis vier Kuppen verteilt massige Granite O. von Marktleugast bei Waikenreuth zu Tag, welche für Eruptivgebilde angesehen werden könnten, wenn nicht hier und da an den Rändern Übergänge in die Gneistextur vorkämen. Auch an der Straße zwischen Gefrees und Markt Schorgast W. von Bösenack sind Granitputzen aufgeschlossen, welche durch Übergänge in Gneis als Lagergranite gekennzeichnet sind.“

Diese Anschauung wird aber ohne weiteres widerlegt durch die durchgreifende Lagerung dieser Granite gegenüber anderen Schichten. Gegen den Rand des Massivs zu zerschlägt sich der Granit in Adern und Gängchen, die das durchbrochene Material — wohl ehemalige Schiefer — in eine Art von Hornfels



verwandelt haben, von solchem Ansehen, daß Handstücke von dem bekannten Vorkommen von Granitkontakt mit Hornfels von Knopffhammer bei Kornbach makroskopisch nur schwer zu unterscheiden sind. Und wie der Granit peripherisch eine Parallelstruktur annimmt, zum „Gneis“ wird, so wird auch im selben Maße das als „Hornfels“ bezeichnete Begleitgestein schiefrig, zum „Hornschiefer“ und gleichzeitig geht die „durchgreifende“ Lagerung des Granits im Hornfels zu einer „eingreifenden“, „injektiven“ des „Granitgneises“ oder „Orthogneises“ nach ROSENBUSCH gegenüber dem Hornschiefer, dem „Paragneis“ über.

Es muß zwar gleich hier bemerkt werden, daß Andalusit dem Mineralgemenge dieses „Hornfels“ genannten Gesteins fehlt, wir besitzen jedoch vorläufig keine andere prägnante Bezeichnung für dieses nicht parallelstruierte oder geschieferte, dichte Kontaktgestein, welches unter dem Mikroskop sich als ein Pflastermosaik von Quarz, Biotit, Sillimanit, Granat und allerhand Sprödglimmermineralien auflöst.

Der Steinbruch bei Roth, rechts der Straße von Stammbach nach Marienweiher, der alle diese Erscheinungen im Detail sehr schön zeigt, gibt leider wegen der starken Rindenbildung auf den Gesteinsflächen keine Möglichkeit, ein brauchbares Profil des Bruches zu zeichnen. Statt dessen mögen hier die gleich instruktiven Abbildungen zweier Gesteinsstücke von dort Platz finden, die ich in Gegenwart des Herrn Oberbergrats Dr. v. AMMON zu schlagen Gelegenheit hatte.

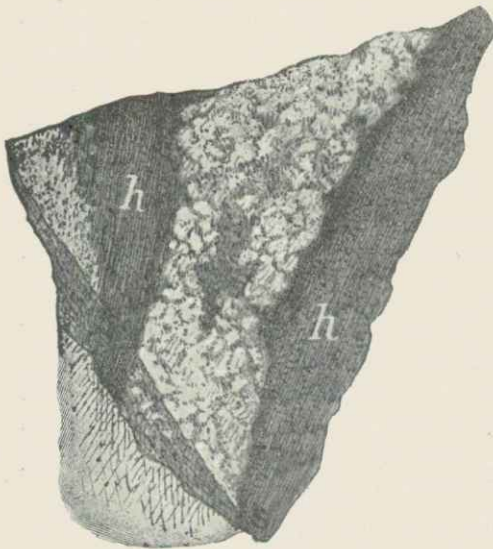


Fig. 1.

Dichter, hornfelsartiger Hornschiefer (*h*) durchtrümmert von richtungslos körnigem Granit.  
(Steinbruch bei Roth.)

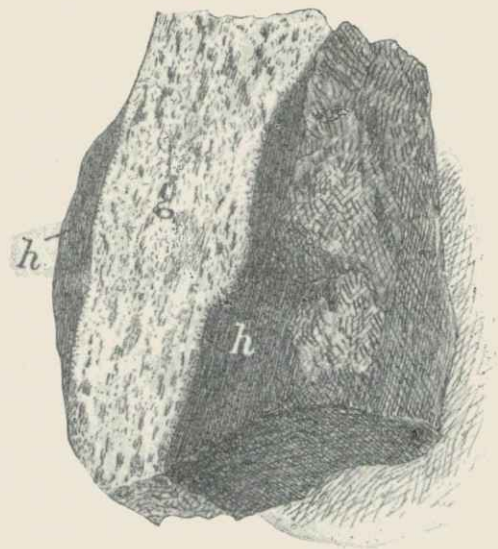


Fig. 2.

Deutlich parallelstruierter Hornschiefer (*h*) durchsetzt von dem Granittrümm (*g*), welches gleichfalls schiefrige Struktur annimmt (Steinbruch bei Roth).

Die hier skizzierten Handstücke sprechen im großen und ganzen deutlich für sich, auch ohne Erklärung. Doch wäre noch einiges hinzuzufügen. Der Granit bzw. Granitgneis stellt sich nach makroskopischer Analyse als ein Hornblende-Biotitgranit dar und ist nicht sehr scharf an dem durchbrochenem Material abgesetzt, vielmehr so damit verbunden, wie es der bergmännische Ausdruck „angebrannt“ bezeichnet. Auch enthält der Granit Fetzen des durchbrochenen Materials in sich. (Siehe Figur 1). Dieses Material charakterisiert sich gegenüber eigentlichen

Hornfels durch seine auch in der dichten Varietät schon mit freiem Auge konstaterbare Glimmerführung, die natürlich bei der schiefriigen Varietät um so reichlicher ist, gleich den Hornschiefern anderer Kontakthöfe.

Die zwei Abbildungen stellen zwei Stadien der beginnenden Schieferung der Granit-Hornfels-Kombination dar, wobei jedoch zu bemerken ist, daß bei dem der zweiten Zeichnung zugrunde liegenden Handstück die Parallelstruktur des Granites noch nicht sehr ausgeprägt ist.

Die beiden Gesteinsproben wurden von Herrn Dr. MTH. SCHUSTER mikroskopisch untersucht. Der Befund ist folgender:

Von dem Gestein, das die Figur 1 wiedergibt, wurde der Schliff Nr. 65 W hergestellt. Zwei weitere Schliffe, Nr. 62 und 63 W stammen von anderen, die gleichen Verhältnisse zeigenden Handstücken.

Schliff Nr. 65 W. Der Dünnschliff, der gerade die Grenze von Granit und Hornfels zeigt, bietet folgenden Anblick:

— Die granitischen Gemengteile sind nur durch Feldspat (fast nur Orthoklas) und durch spärlichen Biotit vertreten. Eigentlicher Granitquarz fehlt, er dürfte bei der Silifizierung des Schiefers zu Hornstein aufgebraucht worden sein. — Die granitische Gesteinsstruktur ist aufgelöst und die Lücken zwischen den Feldspäten sind mit dem feinen Quarzaggregat des injizierten Hornfelsgesteins ausgegossen. Aus dem Granit ist durch die Intrusion in den Schiefer sonach ein Mischgestein mit Bestandteilen beiderlei Gesteine entstanden. Die granitischen Gemengteile sind von großer Frische; die Feldspäte, die nur geringe Anzeichen einer glimmerigen Zersetzung zeigen, neigen zu kristallographischer Umgrenzung; sie enthalten, meist im Kern, lockere Anhäufungen scharf begrenzter Muskovitschüppchen, zum Teil den Spaltrissen eingelagert, zum Teil kreuzweise schief zu diesen, so daß sie gitterartig angeordnet erscheinen. Neben diesen zweifellos primären Glimmereinschlüssen sieht man farblose, mikrolithische Stengelchen oder Körnchen von geringer Licht- und Doppelbrechung in oft ziemlicher Menge (wohl zum Teil Quarz aus dem Schiefer), wodurch die Auslöschung des Feldspats eine fleckige wird. Stellenweise machen die Feldspäte nach ihrem optischen Verhalten den Eindruck, als seien sie feinst vergriest. — Als weitere Einschlüsse in den Feldspäten sind anzuführen Biotit und Granat, zum Teil in Verwachsung mit einander, und Zirkonkriställchen. — Der optisch einachsrig erscheinende Biotit ist fast ganz frisch und nur gelegentlich in Ausbleichung zu grünlichem Glimmer begriffen. Er tritt in lappigen Partien von lichtbrauner Farbe auf, hat einen Pleochroismus von lichtgelb (manchmal fast farblos) zu fuchsbraun. Als Einschlüsse führt er außer Erzkörnchen noch Zirkonkriställchen mit pleochroitischen Höfen. Gegen die Grenze zum Hornfels zu besonders ist der Biotit von einem Kranz farblosen Granats umgeben, der sich auch in die aufgeblättern Spaltfugen einschleibt, mit dem Glimmer verwachsen sein kann oder als rundliche Körner in ihm eingeschlossen auftritt. Mit dem Biotit zusammen vorkommendes Erz ist zum Teil in Titanit umgewandelt.

Der Hornfels besteht vor allem aus einem Aggregat von vorwiegendem Quarz und von wenig Feldspat in der für Hornfelsgesteine typischen Pflasterstruktur, bei sehr wechselnder Größe der Quarzkörner. Der Feldspat führt die gleichen Muskoviteinschlüsse wie der Granitfeldspat. Dieses Aggregat ist in der Richtung des Granitganges durchzogen von gewundenen Bändern von gehäuften Muskovit- und Biotitfläserchen. Der Muskovit bildet dichtgelagerte kleinste Schüppchen. Der Biotit ist anscheinend weniger frisch, als der oben besprochene. Etwas dunkler



und häufiger ausgebleicht als jener, bildet er kleine Blättchen mit pleochroitischen Höfen um Zirkonkörnchen. Er ist sehr häufig in der schon oben für den Granitbiotit angegebenen Weise mit Granat vergesellschaftet, der gerade an der Grenze vom Hornfels zum Granit in rundlichen Körnern oder in unregelmäßigen Partien ganz wahllos angehäuft ist und anscheinend das einzige Kontaktmineral darstellt.

Schliff Nr. 63 W, der gleichfalls von der Grenze zwischen Granit und Hornfels stammt, zeigt, außer den angeführten Eigenschaften, auch noch augenartige, bis 3 mm große Quarze mit Pflasterstruktur oder kataklastischem Aufbau im Hornfels verstreut. Die Grenze zum Granit ist eine undeutlichere als beim vorherbesprochenen Schliff.

Im Schliff Nr. 64 W, der wiederum die Kontaktnaht zwischen Granit und Hornfels zeigt, ist statt des ziemlich grobkörnigen Granits ein hornfelsartiges Gemenge von Quarz, Orthoklas, Biotit, Granat, Muskovit geworden, in dem einsprenglingsartig und randlich mit dem Mineralgemenge verwachsen, vereinzelt Feldspäte (an einer Stelle auch ein Granitquarz) eingebettet liegen.

Einen weiteren Fortschritt in der Verschmelzung des granitischen Magmas mit dem Schiefer stellt Schliff Nr. 72 W dar, der von dem anderen Handstück (Fig. 2) stammt, in dem der Granit durch Einlagerung von Material des Schiefers parallel zur Gangrichtung eine Art Lagenstruktur zeigt. Von Granit ist im Schliff überhaupt keine Spur mehr vorhanden; statt dessen wechseln darin Lagen von Quarz und Zoisit miteinander ab; dazwischen sind meist in der ausgezeichneten Schieferungsrichtung Biotitpartien eingestreut, welche siebartig mit Quarz durchwachsen sind: eine Eigenschaft gerade von Hornfelsgesteinen.<sup>1)</sup> Granat, hier nicht an Biotit gebunden, ist ziemlich spärlich. Gelegentlich stoßt man auf einen Titanit oder auf Kalzit, stets nur in kleinen Körnern. — Der Zoisit bildet flaserige Lagen, mit undeutlicher Abgrenzung der Kristallfragmente; er ist farblos, hat als Interferenzfarbe das Grau I. Ordnung (nur spärlich sieht man anomale blaue Farben), eine etwas undulöse Auslöschung ist zu beobachten. Gelber Epidot mit seinen leuchtenden Interferenzfarben bricht nur ganz spärlich bei. — An einer einzigen Stelle wurde ein Fragment einer grünen Hornblende gefunden.

Solche Verhältnisse kehren an mehreren Stellen im Münchberger Gebiet wieder, so bei Bösenack zwischen Falls und Gefrees, ferner am Saalberg südlich von Mechlenreuth, wo speziell auch ein Steinbruch alle Zwischenstufen von Granit und Granitgneis und entsprechend von Hornfels und Hornschiefer enthält. Zu bemerken ist noch, daß der Granit hier granatführend ist.

Aber in der Mehrzahl von Aufschlüssen im Gneiskern ist der Granit parallelstruiert, also Granitgneis, ohne deshalb seine eruptive Natur zu verleugnen. Ein Beispiel hierfür liefert ein kleiner Steinbruch am Weg von Lösten nach Fleisnitz, dessen Profil hier folgt.

Hier ist eine Kuppe geschiefert, aber durchaus granitisch-körnigen, glimmerarmen lichten Orthogneises (granatführend) aufgeschlossen, der in den angelagerten glimmerreichen Hornblendegneis Apophysen aplitischer Natur entsendet. Der Granitgneis ist in der gleichen Richtung geschiefert wie der Hornblendegneis. Die in

<sup>1)</sup> Einen Begriff davon gibt die Abbildung auf S. 142 in der Abhandlung von MTH. SCHUSTER, Bemerkungen zum mikroskopischen Habitus des Granits von der Kösseine im Fichtelgebirge. Geogn. Jahresh. 20. Jahrg. S. 135—143.

den Hornblendegneis entsandten Apophysen nehmen zuerst eine durchgreifende Lagerung, dann aber eine eingeschaltet konkordante an, kennzeichnen sich somit als „Lagergängchen“.

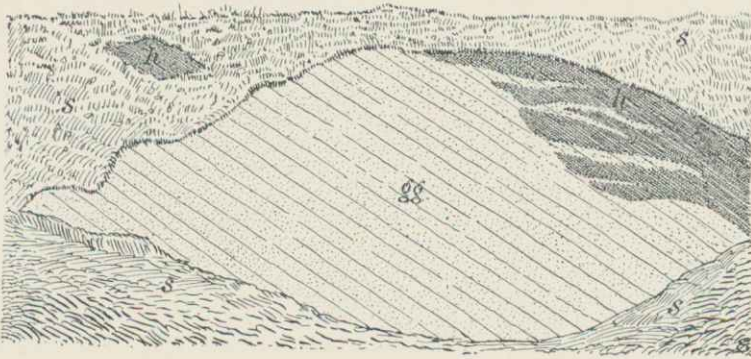


Fig. 3.

Steinbruch bei Lösten. gg Granitgneis, h Hornblendegneis, s Schutt.

Ein anderes Beispiel eruptiver Natur eines Orthogneises bietet der Steinbruch bei Schallersgrün, den Dr. DÜLL (Über die Eklogite etc. S. 74) als Beispiel plattiger Absonderung des Glimmergneises ansieht. Die von diesem Steinbruch auf-

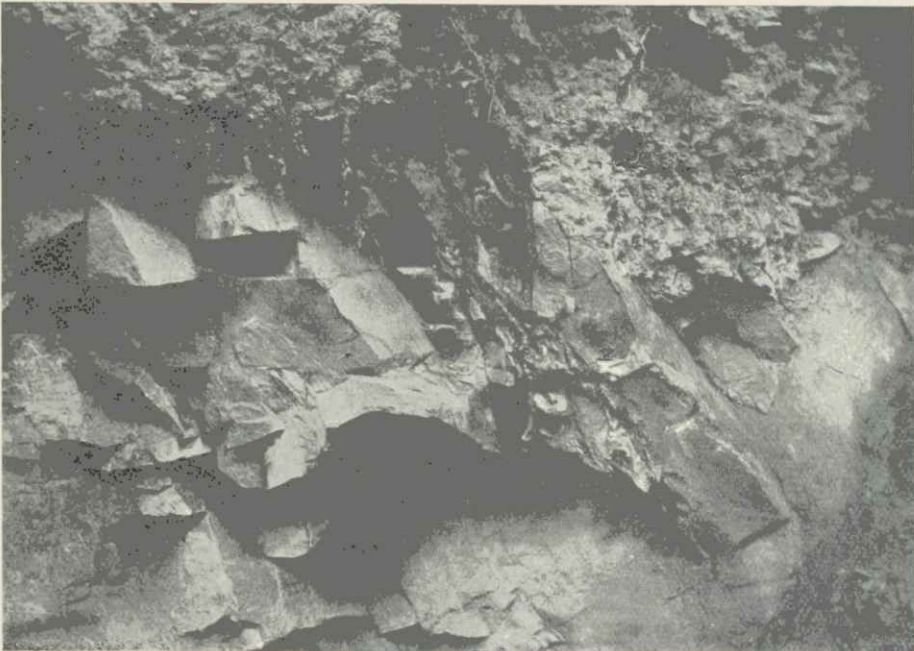


Fig. 4

Steinbruch bei Schallersgrün. (Einschluß eines Schieferfetzens im Granitgneis.)  
Phot. aufgen. von Arch. OTTO SCHNEIDER.

genommene Photographie zeigt den Einschluß eines Schieferfetzens in dem Granitgneis, der vom Magma offenbar aufgeblättert und damit injiziert und in eine Art von biotitreichen Paragneis umgewandelt ist. Der Umstand, daß der Schieferfetzen ungefähr in die Schieferungsebene des Granitgneises eingestellt ist, erklärt sich



leicht mit derselben Annahme, mit der man die Parallelstruktur des Granitgneises selbst erklärt, basierend auf den bekannten DAUBRÉ'schen Experimenten der Einstellung tafeliger Gebilde normal zur Druckrichtung in einem viskosen Medium. Zur Erläuterung der Photographie sei hier das Bild schematisch skizziert.

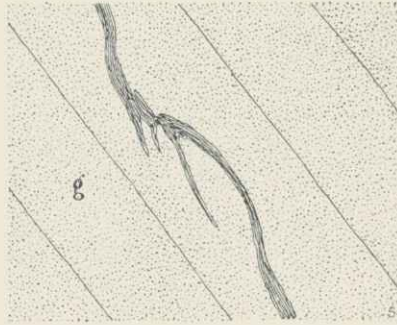


Fig. 5.

Skizze zur Photographie vom Steinbruch bei Schallersgrün (g Granitgneis).

Recht bezeichnend für das Verhalten der — meist lichten — eruptiven Komponenten des Gneiskomplexes gegenüber den basischen — dunklen — sedimentären Bestandteilen ist der Umstand, daß die lichten Lagen bald sich verschwächen, bald anschwellen, während die ursprünglich schiefriegen, glimmerreichen und hornblendereichen Partien in der Lagerung wie in der speziellen Mächtigkeit sich selbst mehr gleichbleiben bzw. ausfalten. Dies zeigt z. B. ein kleines Profil aus einem Steinbruch am Waldsaum zwischen Gottersdorf und Geigersmühle, wo ein granatführender Weißsteingneis mit glimmerreichem dunklem Gneis „wechsellagert“.

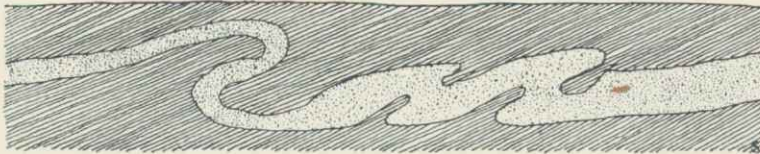


Fig. 6.

Profil aus dem Steinbruch zwischen Gottersdorf und Geigersmühle.  $\frac{1}{25}$  nat. Gr.

Übrigens wird es nicht durchgehends eigentliches Sedimentmaterial sein, das der Metamorphose unterlegen ist; in vielen Fällen dürften den Schichten eingeschaltete Diabase auch kontakt-metamorph verändert worden sein. Für die Eklogite nimmt bekanntlich DÜLL die Entstehung in der Hauptsache aus Gabbrogesteinen an, vielleicht waren es auch, zum Teil wenigstens, Diabase, die die Substanz zu den Eklogiten hergaben. Nicht unwahrscheinlich scheint es mir zu sein, daß ein Eruptivgebilde beispielsweise auch in dem Amphibolit des Eisenbergs bei Mussen vorliegt. Dr. DÜLL gibt a. a. O. S. 75 Fig. 3 eine Skizze des Vorkommens, die ich aber nicht als ganz zutreffend finde. So wie ich den Steinbruch gesehen habe und wie ihn meine Photographie zeigt, handelt es sich hier nicht um Bänder eines Amphibolits, sondern um eine stock- oder linsenförmige Amphiboliteinlagerung, die mit aplitischen Adern und Gängen intrudiert bzw. injiziert ist. Die betreffende Photographie zeigt dies in deutlicher Weise.

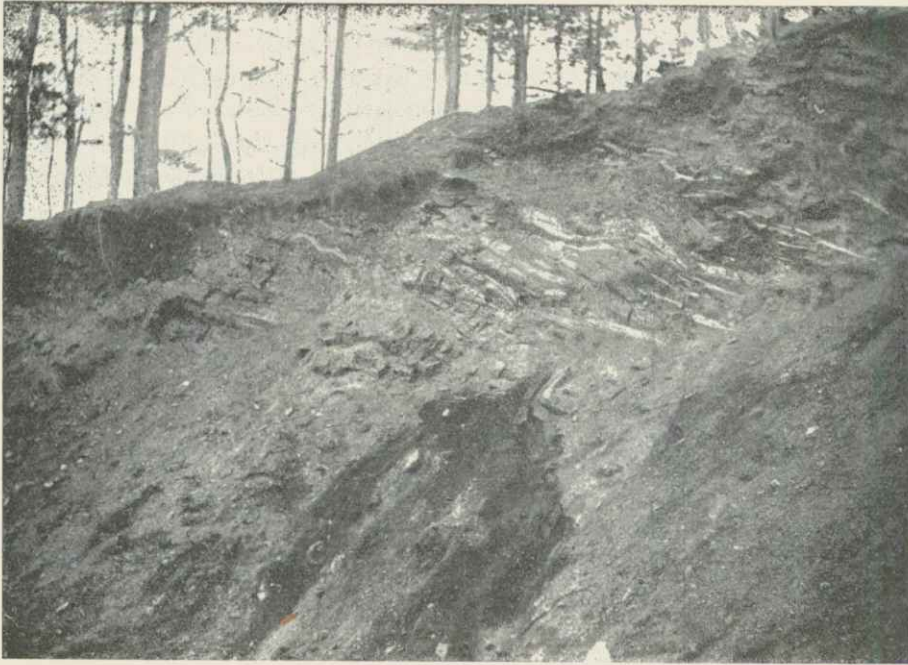


Fig. 7. Steinbruch am Eisenberg bei Müssen. Phot. aufgen. durch Arch. OTTO SCHNEIDER.

Der Amphibolit selbst zeigt wohl eine plattige Absonderung, im übrigen aber ein ziemlich richtungslos körniges Gefüge von meist pfenniggroßen Individuen von dunkelgrüner bis schwärzlicher Hornblende. Dieses Vorkommen scheint viele Ähnlichkeit mit gewissen Amphiboliten der Erbdorfer Gegend zu besitzen, die LUCZIKY im Centralbl. f. Min. 1904 Nr. 19 beschrieben hat.

Die verschiedenen Ausbildungsformen und genetischen Verhältnisse der schon makroskopisch sehr voneinander abweichenden Varietäten der Amphibolite und Hornblendegneise, Dioritschiefer etc. zu besprechen, schließlich noch des Eklogits, kann nicht so fast Aufgabe des Feldgeologen als des Petrographen sein und ich übergehe daher an dieser Stelle die hieher gehörigen Erscheinungen, mit der einen Ausnahme, daß ich die Skizze eines typischen Eklogitvorkommens am Hammerberg wiedergebe, die das Verlaufen der im Korn richtungslos körnigen Eklogitlinse in parallelstruieren und schließlich in Granatamphibolit und Hornblendegneis zeigt.

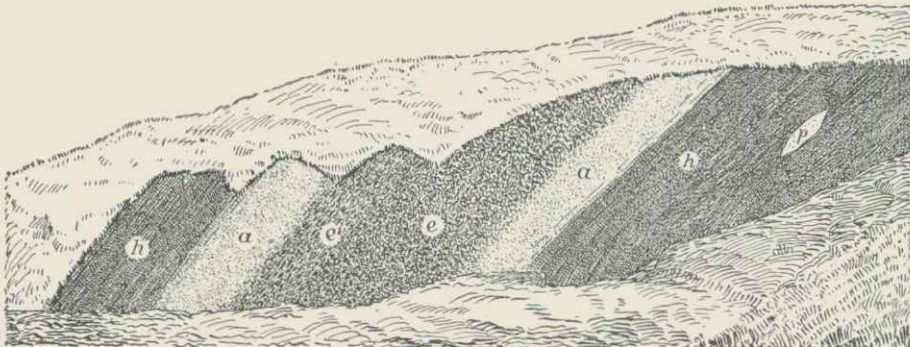


Fig. 8. Steinbruch im Eklogit am Hammerberg. Ca.  $\frac{1}{100}$  nat. Gr.  
(e Eklogit, e<sup>1</sup> parallelstruierter Eklogit, a Granatamphibolit, h Hornblendegneis, p Pegmatit.)



Wie schon erwähnt, bildet der Granitgneis zumeist nicht Kuppen und Stöcke, sondern „Lagergänge“ im hornblendereichen, ehemaligen Schiefer- oder Schalsteinmaterial oder was es sonst gewesen sein mag. Immer zeigt auch in solchen Fällen anscheinend konkordanter Wechsellagerung das genauere Zusehen die Injektion des granitischen Materials in das basische. Im folgenden sei das Profil eines typischen Gneissteinbruchs vom Lerchenbühl neben der Bahn Münchberg—Helmbrechts wiedergegeben.

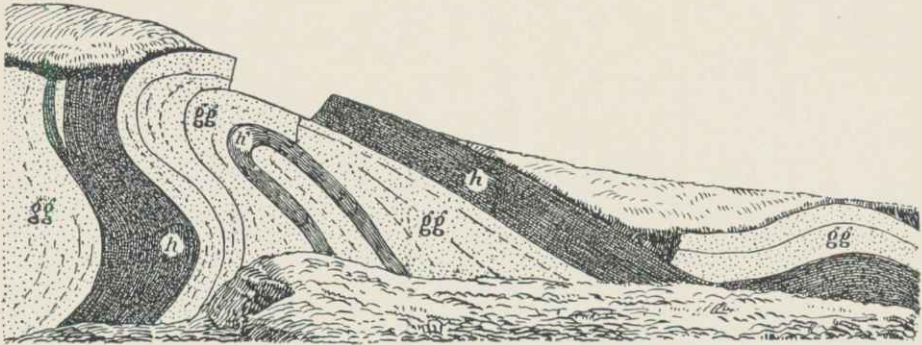


Fig. 9.

Steinbruch am Lerchenbühl. (gg Granitgneis, h Hornblendegneis, h' Hornblendeschiefer.)

Ich stehe auch nicht an, den lichten „Münchberger Gneis“ zum Teil als Granitgneis anzusprechen, trotz der Führung des ölgrünen Glimmers, der ja nicht der Mineralkombination normaler Granite angehört.

Es scheint mir hier schon die makroskopische Betrachtung zu zeigen, daß ein großer Unterschied in dem Bestand sekundärer Chloritbildungen und diesem „grünen Glimmer“ besteht, da erstere Bildungen im aufgelockerten Gestein entstanden, eine faserig-schuppige, trübe Beschaffenheit zeigen, während letzterer durchsichtig bis durchscheinend einheitliche Kristallindividuen bildet, wie sie einer Entstehung synchron mit dem sie einschließenden Gestein entsprechen. Ich sehe in diesem häufigen, ja regelmäßigen Auftreten des grünen Glimmers einen der Belege für eine piezokristallinische Entstehung des Münchberger Gneises, für welche im weiteren Verfolg noch mehr Beweise gefunden werden dürften.<sup>1)</sup>

Ist der Orthogneis des Münchberger Gebiets verhältnismäßig glimmerarm, so hat er ein körniges Gefüge, das bei den aplitischen Ausbildungen — zumeist bei weitgehender injektiver Zerteilung — geradezu zu einem dichten Gefüge wird; ist er hingegen reicher an Glimmer, so schließen sich die Glimmerblättchen zu durchgehenden Blätterlagen zusammen und, indem sie so die körnigen Feldspat- und Quarzindividuen einhüllen, entsteht die „flaserige“ Beschaffenheit des Gneises. Ich kann somit weder eine genetische noch eine Altersverschiedenheit zwischen dem körnigen und dem flaserigen Gneis entdecken, sondern nur eine durch verschieden-große Glimmerführung bedingte strukturelle Modifikation ein und desselben Gesteins.

<sup>1)</sup> Diese vor Entstehung der weiter oben zitierten Arbeit von Dr. M. SCHUSTER in den Geogn. Jahresh. 1908 über die Weißsteingneise niedergeschriebene Stelle wurde bei der Überarbeitung vorliegender Studie unverändert belassen. Es wird wegen der Details der mikroskopischen Untersuchung nur auf die Beschreibung Dr. SCHUSTERS verwiesen.

Besonders gegen die Randzone zu pflegt sich oft eine solche reichlichere Glimmerführung einzustellen, wie dies bei vielen Granitmassiven nachgewiesen und als lamprophyrische Fazies bezeichnet und auf das SORET'sche Gesetz zurückgeführt worden ist.

Da außerdem gegen die Randzonen der Massive oft auch porphyrische Ausbildung aufzutreten pflegt, so erklärt sich durch ein Zusammentreffen beider Erscheinungen die Bildung der riesenflasrigen Augengneise von Gefrees und Grünstein.

Eine gute Stütze für die Auffassung der Augengneise als parallelstruierten Granitporphyr liefern die fast unmittelbar aneinandergrenzenden kleinen Steinbrüche an der Straße von Gefrees nach Metzlersreuth vor der Einmündung des Wegs von Grünstein.

Der erste Aufschluß, der von Gefrees aus der erste, also vergleichsweise zentrale Aufschlußpunkt ist, weist einen schon nicht mehr glimmerarmen, aber immer noch körnigen lichten Orthogneis auf, der durch eine zum Teil lagenweise Anordnung von porphyrischen Feldspatzwillingen ausgezeichnet ist. Wie bemerkt, ist die Anordnung der Zwillinge nur zum Teil lagenweise orientiert, zum andern Teil aber richtungslos im Gneis verteilt.

Der nächstbenachbarte Steinbruch enthält schon flasrig ausgebildeten Augengneis. Die nun fast durchgehends parallel eingestellten Zwillinge sind augenförmig von den sich aneinanderschließenden Glimmerhäuten eingehüllt.

Der dritte peripherische Steinbruch endlich enthält die extreme Ausbildung, in welcher der Augengneis plattig gestreckt erscheint, indem der Zwischenraum zwischen zwei Augen innerhalb der durch die Glimmerlagen gebildeten Scheidewand mit angelagerten Feldspat- und Quarzkörnern bis zur Geradstreckung des Bandes ausgefüllt erscheint.

So sehen wir in dem Augengneis, dessen einzelne Vorkommen im Münchberger Gebiet besser aus dem Übersichtskärtchen als aus einer Aufzählung ersehen werden, einen zweiten Beleg für die piezokristallinische Entstehung des Münchberger Gneises, da die Augengneise schon gemeinhin als typisch für Randzonen piezokristallinischer Massive angesehen werden dürfen.

Es möge hier in Kürze eine theoretische Bemerkung Platz finden. Gegen die Annahme „dynamometamorpher“ Entstehung von Gneiskomplexen wurde bekanntlich mit Recht geltend gemacht (WEINSCHENK, Gesteinskunde I S. 53), daß es nicht plausibel zu machen sei, „wie in einem aus verschiedenen Mineralkörnern in richtungslosem Gemenge bestehenden Gestein die zarten Glimmertäfelchen sich so lange drehen und wenden können, bis sie zum Druck senkrechte Lagerung erreicht haben.“ In Erkenntnis dieser theoretischen Schwäche hat Prof. BECKE a. a. O. auf Grund des RIECKO'schen Prinzips die Anschauung entwickelt, daß es nicht so fast mechanische, als chemische Prozesse seien, die die Einstellung der Mineralien normal zur Druckrichtung bewirkten. Diese Anschauung kann aber nicht Platz greifen für die parallele Einstellung der porphyrischen Feldspateinsprenglinge, da man sich wohl vorstellen kann, daß einheitliche Kristallindividuen durch Substanzanlagerung quer zur Druckrichtung sich vergrößern,<sup>1)</sup> nicht aber, daß sich die Zwillingsebenen der Feldspatäugen parallel einstellen.

<sup>1)</sup> Diese Theorie glaube ich an anderer Stelle für sehr fruchtbar gefunden zu haben: cf. Die Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden. Geogn. Jahresh. 1903 S. 105 ff.



Den eruptiven Charakter des „Gneiskerns“ vervollständigen die postvulkanischen Erscheinungen der unzähligen Pegmatite innerhalb desselben. Eine mineralogische Schilderung derselben dürfte hier ebenso übergangen werden können, als eine Aufzählung einzelner Vorkommen. Es sei nur bemerkt, daß die Pegmatite etwa gleich oft als Lagergänge auftreten, wie als typische, quer durchschneidende Gangausfüllungen. Regelmäßig tritt in der Begleitung der Pegmatitgänge eine intensive Zersetzung des Nebengesteins ein, besonders wenn dieses ein Glimmergneis ist.

Nachträglich sei hier zu den Augengneisen noch bemerkt, daß, wie auch sonst in Granitmassiven Gänge von Granitporphyr auftreten, so auch innerhalb des Münchberger Gneises, dem Rande nahe, ein lagergangartiges Auftreten von Augengneis beobachtet wurde und zwar in der Mitte des großen Steinbruchs im Amphibolit und Hornblendegneis des Goldbergs bei Markt-Schorgast, den im übrigen sehr eingehend Dr. DÜLL a. a. O. beschrieben hat.

Zum Schluß der Charakterisierung des „Gneiskerns“ sei das Vorkommen von körnigen Kalken bzw. Dolomiten innerhalb desselben erwähnt, das GÜMBEL von zwei Orten, Helmbrechts und Ahornberg angibt. Selbst hatte er beide Vorkommnisse nicht mehr gesehen. Auch mir gelang es nicht, anstehend das Vorkommen von Ahornberg zu Gesicht zu bekommen — das Helmbrechter Vorkommen konnte ich leider gar nicht ermitteln —, allein ich konnte wenigstens Material<sup>1)</sup> davon erhalten, das sich als ein Dolomit von dünnplattiger bis schiefriger Beschaffenheit erwies, und dessen Schicht- bzw. Schieferungsflächen mit Tremolit überkleidet sind, ein Beweis für die kontaktmetamorphe Entstehung dieses Marmors (vgl. LINDEMANN, Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen etc. Neues Jahrb. XIX. Beil. Bd. 1904 S. 197).

Wenn wir uns nunmehr der Betrachtung der „Schieferhülle“ des Münchberger Gneiskomplexes zuwenden, so habe ich zunächst zu erwähnen, daß ich auf dem beigegebenen Übersichtskärtchen zwei Zonen unterschieden habe, die Zone der Grenz-Hornblendeschiefer und die Chloritschieferzone, daß aber bei einer Kartierung in größerem Maßstab und insbesondere bei einer eingehenderen Aufnahme, als es die kurze Zeit meines dortigen Aufenthaltes ermöglichte, das, was ich als Chloritschieferzone zusammenfaßte, einer Trennung in wenigstens zwei Stufen der Kontaktmetamorphose zu unterwerfen sein wird, da in diesem Komplex nur die proximalen Teile wirklich als Chloritschiefer oder wenigstens als „Grünschiefer“ anzusprechen sind, während eine distale Zone, die von GÜMBEL überhaupt nicht mehr als zum Komplex des Münchberger Gneises gehörig angesehen wurde, zwar noch sehr deutliche und zwar höchst interessante Beziehungen dazu erkennen läßt, aber dem Begriff „Chloritschieferzone“ nur recht gezwungen angegliedert werden kann.

Über den inneren Kontakthof, die Grenzhornblendeschieferzone, kann nach nur makroskopischer Betrachtung nicht viel gesagt werden. In besonders breiter Entwicklung tritt diese Zone von Hornblendeschiefen am West- und am Ostrand auf, ein weniger breites Band bilden sie im Süden der Gneispartie und längs des Nordrandes gelangen sie überhaupt zu keiner nennenswerten Entwicklung.

Am Ostrand sind die Übergänge des Hornblendegneises in den Grenzhornblendeschiefer zu verfolgen und zwar bei Oberkotzau längs der Eisenbahnlinie.

<sup>1)</sup> Dieser körnige Kalk findet sich in Ahornberg wiederholt als Baustoff verwendet und zwar für Bodenfliesen, in Gartenmauern etc. Die Herkunft des Materials ist verbürgt.

Am Bahnhof Oberkotzau zeigt der große Aufschluß neben der Straße noch deutlich injizierte Schiefer, wie sie dem Typus des Gneiskerns zuzuzählen sind. Die Skizze eines kleinen Detailprofils zeigt dies:

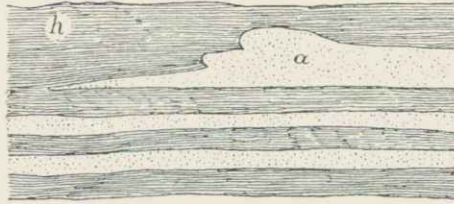


Fig. 10.

Detailprofil von dem Einschnitt beim Bahnhof Oberkotzau. (*h* Hornblendeschiefer, *a* aplitische Injektion.)

Dagegen ist der Hornblendeschiefer südwärts vor dem Straßenübergang bei Fattigau arm bis leer an aplitischen Injektionen und bildet so schon ein Grenzglied. Im Ansehen zeigt der Hornblendeschiefer ein verschiedenes Bild. Er ist bald grün, bald schwärzlich, eintönig oder durch weiße Feldspatminerale gefleckt. Erwähnenswert scheint mir das Vorkommen einer Einlagerung körnigen Kalkes in der Grenzamphibolitzone im Schorgastbachtal. Der körnige Kalk bildet eine linsenförmige Einlagerung innerhalb des Amphibolitschiefers und ist selbst von streifenweisen Blättern von Hornblendeschiefer durchzogen. Das normale Verhalten dieser hornblendigen Einlagerungen im Kalk zeigt folgende Skizze eines Handstücks:

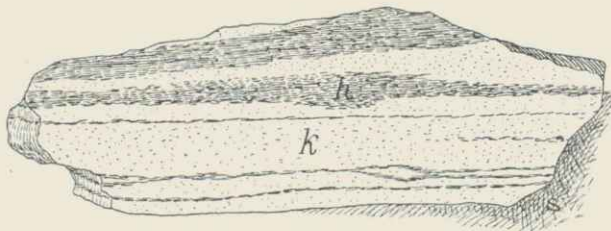


Fig. 11.

Handstück von dem Kalkvorkommen im Schorgastbachtal. (*k* körniger Kalk, *h* hornblendereiche Lagen.)

Unter der Einwirkung des Gebirgsdrucks und der Schichtenstauchungen aber verhält sich der Kalkspat plastisch gegenüber dem übrigen Material und es kommt zu den Bildungen durchgreifender Lagerung des Kalkes, wie sie von vielen Vorkommnissen körnigen Kalkes beschrieben sind.

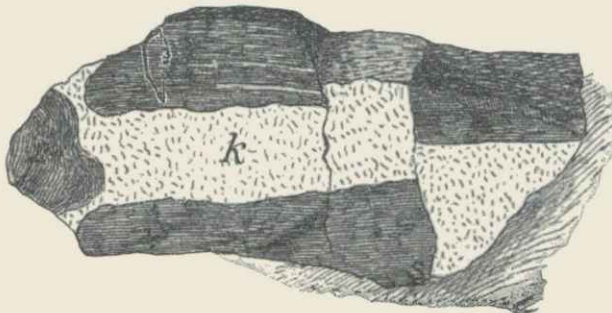


Fig. 12.

Handstück aus dem Schorgastbachtal. (*k* körniger Kalk, dunkle schraffierte Partien Hornblendeschiefer.)



In der Nordumgrenzung des Münchberger Gneisterritoriums, wo wir die Amphibolitzone vermissen, scheint sie zum Teil ersetzt zu sein durch eine Art von Knotenhornschiefer, glimmerreiche, dünnstiefrige Gebilde mit Ausbildung kleiner wohlumgrenzter Knötchen. Ein Fundort dieser Schiefer ist die Gegend zwischen Eppenreuth und Grafengehaig.

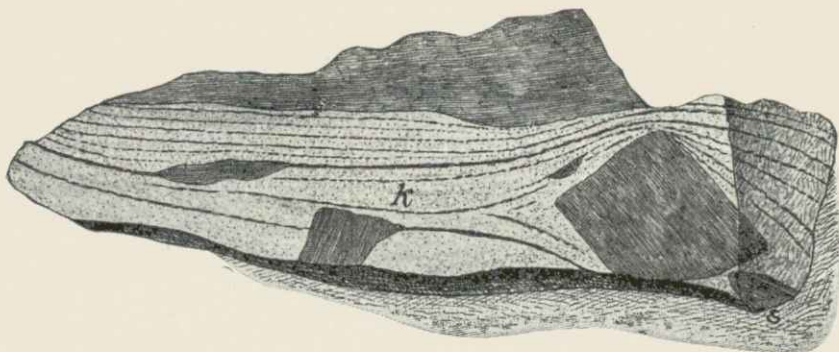


Fig. 13.

Handstück aus dem Schorgastbachtal. (*k* körniger Kalk, die dunklen schraffierten Teile Hornblendeschiefer.)

Herr Dr. MTH. SCHUSTER hat den Schiefer mikroskopisch untersucht. Das mikroskopische Bild ist folgendes:

Schliff Nr. 52W. Das Gestein besteht unterm Mikroskop in seiner Hauptmasse aus einem feinsten kristallinischen Gemenge von vorwiegend farblosen oder lichtfarbigen Mineralien, unter denen Quarz wohl die Hauptrolle spielt. Er findet sich jedoch nicht in eckigen Körnchen, sondern in winzigen lappigen bis ausgefranst Gebilden, die alle nach einer gewissen Richtung, wohl die im Schliff undeutliche Schieferung, etwas gestreckt und lamellar aufgebaut sind, was ihre huschende Auslöschung bedingt. Neben dem Quarz sind bei geringerer Vergrößerung (60fach) noch erkennbar Fläserchen von Chlorit (Feldspat konnte nicht mit Sicherheit erkannt werden), Körnchen von dunklem Erz, Rutil, Zirkon, Titanit und Pseudomorphosen von Eisenhydroxyd nach Pyritkriställchen. Alle diese Gebilde können in ihrer Größe bis zur unkenntlichen Kleinheit sinken; bei starker Vergrößerung (1200fach) bemerkt man zahlreiche Rutilnadelchen in den bekannten, an Haarschnipfel erinnernden Formen. — In diesem Gemenge sind die den Namen des Gesteins bedingenden „Flecken“ verteilt. Sie erweisen sich als rundliche bis viereckige Anhäufungen einer chloritischen Substanz mit einem Kranz von braungelben Eisenhydroxydkörnchen in annähernd strahlenartiger Anordnung zum Chloritkern. Sie sind wie die einzelnen im Gestein verstreuten Eisenhydroxyd-Gebilde Umwandlungsprodukte von Schwefelkies, dessen quadratische Kristalldurchschnitte zum Teil wohl erhalten geblieben sind. Durch den Chloritkern bricht noch da und dort der Gesteinsuntergrund durch, auch fehlen in ihm die Tonschiefernadelchen nicht. Die „Flecken“ sind von einem bei gekreuzten Nicols helleren, durch Anreicherung von Quarz bewirkten Hof umgeben, der langsam in die schwächer interferierende Hauptmasse des Gesteins überleitet.

Die „dunklen“ Flecken der Fleckschiefer sind also (wenigstens in einem Falle) Konzentrationen von ursprünglich und teilweise noch jetzt im Gestein regellos vertheiltem Chlorit und Schwefelkies.

Diese Knotenhornschiefer-artigen Gebilde leiten uns über zu der Zone der Chloritschiefer, richtiger allgemein der Grünschiefer. In weitem Bogen, etwa von Tauberlitz bei Hof über Wurlitz, Schwarzenbach a. S., Sparneck, Zell, Gefrees, Metzlersreuth, Rimlas, Wiersberg bis Kupferberg, weiterhin noch über Grafengehaig, Eppenreuth, Gößmes, Lehsten, Baierngrün bis gegen Schauenstein zieht sich bald in breiter Entwicklung, bald bis auf einen ganz schmalen, nur schwer auffindbaren Saum verschwächt, die Zone grüner, glänzender Schiefer, die teils echte Chloritschiefer sind, teils durch Sprödglimmermineralien ihren Habitus erhalten. Im Schorgasttal bei Wiersberg ist dieser Horizont durch Grünschiefer vertreten, die sich zum Teil schon makroskopisch als druckgeschieferter Diabase erweisen, teilweise nehmen geschieferte Serpentine die Stelle dieses Gürtels ein, z. B. bei Förbau, ebenso bei Leupoldsgrün, zum größten Teil dürften veränderte Tonschiefer das Material zur Grünschieferzone abgeben. Ganz fehlen diese Schiefer nirgends in der Umrandung; selbst bei Schauenstein, wo der Augengneis anscheinend unmittelbar am unveränderten Paläozoikum abstößt, zeigt ein Aufschluß außerhalb der letzten Häuser des Ortes stark gequetschte, talkig sich anfühlende chloritische Schiefer und verkieselte schwärzliche, innerlich höchst brekziöse Schichten, welche zeigen, daß auch hier, wenn auch in ganz schmaler Zone die Chloritschieferzone vertreten ist; und ebenso sind auch weiterhin gegen Hof, z. B. an der Straße von Wölbattendorf nach Hof, chloritische Schiefer in der Grenzregion nachzuweisen, wenn auch hier kein Aufschluß vorhanden ist und man nach Lesestücken die Schichtenfolge konstruieren muß.

Die bisher besprochenen Erscheinungen der Chloritschieferzone können analog dem Chloritschiefer der Zentralalpen nach den von WEINSCHEK aufgestellten Kriterien als der piezokristallinische Kontakthof des eruptiven Gneismassivs angesehen werden. Diese Auffassung findet eine weitere Stütze in dem Vorhandensein eines Kranzes von ganz unzweifelhaften Kontakt-Knotenschiefern. Es kommen nämlich fast im

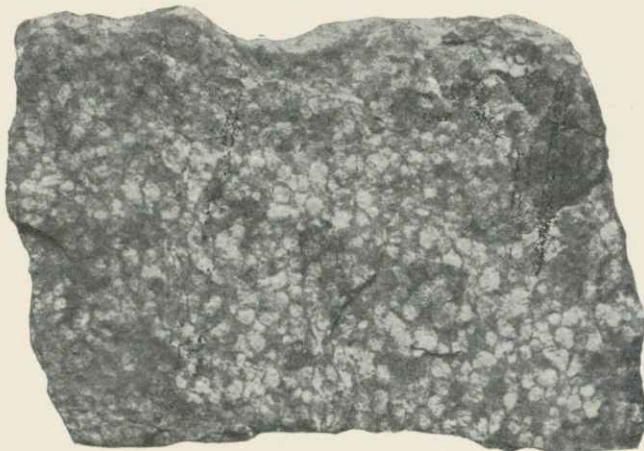


Fig. 14.

Schäckeschiefer von Grafengehaig (fast nat. Größe). Phot. Dr. MTH. SCHUSTER.

vollen Umkreis der Münchberger Gneisinsel Bildungen vor, die GÜMBEL als Schäckeschiefer bezeichnet und die sich durch Entwicklung heller Flecken und Knoten innerhalb der Schiefergrundmasse charakterisieren (vgl. Fig. 14 und 15). Sie sehen, wie bereits GÜMBEL hervorhebt, den Spilositen sehr ähnlich, sind aber keineswegs



auf Diabaskontakt zurückzuführen. Da GÜMBEL diese Schiefer in trefflicher Weise bereits (Fichtelgebirge S. 276 und 291) beschrieben hat, so bleibt mir wenig mehr darüber zu sagen.

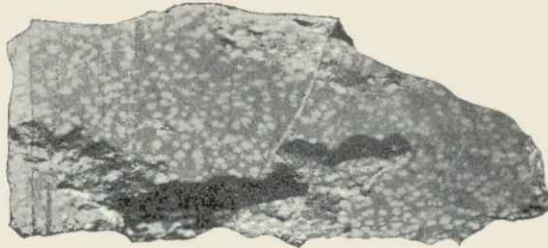


Fig. 15.

Schäckschiefer vom Ölschnitzbachtal. (Anschliff). Fast nat. Größe. Phot. Dr. MTH. SCHUSTER.

GÜMBEL faßt a. a. O. die hell- und dunkelgefleckten Schiefer unter dem Namen „Schäckschiefer“ zusammen. Die dunkelgefleckten Schiefer sind nunmehr längst als „Fleckschiefer“ abgetrennt und als Glieder des normalen, nicht piezokristallinen Granitkontaktes erkannt worden. Sie finden sich in unserer Gegend allein im Kontakthof des Zentralgranits des Fichtelgebirgs, aus welchen Gegenden sie GÜMBEL auch angibt. Seit ROSENBUSCH' Charakterisierung der Steiger Schiefer konnte ein Zweifel über den Sinn dieser Bildungen nicht mehr herrschen. Nicht untersucht wurden aber bisher an anderen Orten die hellgefleckten Schiefer, für die wir nun nach Abtrennung der dunkelfleckigen *sensu stricto* die Bezeichnung „Schäckschiefer“ beibehalten können. Diese Einschlüsse sind bald körnerartig, klein wohlumgrenzt, so daß sie aus dem Gesteinsverband herauswittern können, und dann die Schiefer „porös und wie von Nadelstichen durchlöchert erscheinen (Schauenstein, Schwarzenbach, längs des westlichen Gneisrandes von Hof bis Kupferberg)“, bald sind es „kleine Mohnkorn- bis Erbsen-große hellfarbige Knöllchen“ wie bei Kupferberg und Grafengehaig, bald sind es nur schlecht kontourierte Flecken, wie bei Schwarzenbach a. S. oder bei Gößmes. Daß diese Bildungen mit den eigentlichen Fleckschiefern und den Chistolithschiefen genetisch verwandte Bildungen sind, erkannte schon GÜMBEL, wie er auch die Analogie mit den Spilositen nicht verkannte. Daß derartige Konzentrationsprodukte auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen sind, ist eine heute unbezweifelte Tatsache und für unseren Fall in Zusammenhang mit dem Münchberger Gneis durch die Beschränkung auf die Randzone desselben, aber wieder durch die durchgehende Verbreitung innerhalb derselben bewiesen, wie durch das Übergreifen von chloritischen auf sonst unveränderte Schiefer, wenn diese nur in der Nähe des Gneiskontaktes gelagert sind. Zur Charakterisierung dieser Kontaktgebilde ist noch hinzuzufügen, daß sie nicht einen einzigen, vielleicht mehr oder minder breiten, aber einheitlichen Saum bilden, vielmehr sind sie offenbar an gewisse spezifische Eigentümlichkeiten der vom Kontakt betroffenen Schichten gebunden; denn sie kehren, wo eine breite Kontaktentwicklung besteht, in mehrmaliger Folge wieder. Ein treffliches Beispiel bietet das Ölschnitzbachtal, etwa von der Höhe von Metzlersreuth bis nach Burg Stein bei Berneck. Längs dieses Bachbettes sind in weiter Folge die Chloritschiefer aufgeschlossen, und man findet in wiederholter Folge diese Chloritschiefer als Schäckschiefer ausgebildet. Übrigens ist in dieser Frage auch noch das Ölschnitzbachtal deswegen interessant, weil es zeigt, daß diese Schäckschiefer nicht etwa

auf einen Diabaskontakt zurückzuführen sind. Denn bei Stein und von da abwärts bis Berneck ist wiederholt der Kontakt intrusiver Diabasmassen mit Tonschiefer gegeben, und es ist außer einer geringen Verkieselung eine weitere Kontaktbildung am Tonschiefer nicht zu konstatieren. Auch am Weg von Ort nach Gößmes hat man Gelegenheit, allerdings nur an Lesestücken, das wiederholte Auftreten der Schäckschieferbildung zu beobachten, das sonach einen gewissen Grad leichter molekularer Beweglichkeit in der Grundsubstanz der vom Kontakt betroffenen Schiefer zur Voraussetzung hat.

Wir haben wie oben gesehen, daß die dunklen Fleckschiefer als Glieder des normalen Granitkontaktes erkannt worden sind. Es läge nun nahe, anzunehmen, daß diese lichten Schäckschiefer nur eine durch die ursprüngliche Kohlenstoffarmut der zu Grunde liegenden Schiefersubstanz bedingte Modifikation derselben darstellen. Dieser Anschauung widerspricht aber die Tatsache, daß die verschiedenartigsten Schiefer bei der Annäherung an den Gneiskontakt die Fleckenentwicklung zeigen, die immer licht ist, während die Fleckenbildung beim gewöhnlichen Granitkontakt ebenso konstant dunkel erscheint. Dies führt in Zusammenfassung mit den übrigen charakteristischen Erscheinungen, der Augengneisbildung, Chloritschieferzone, dem „Weißsteingneis“ und dem Eklogit, zu der Annahme, daß die Entwicklung der lichten Schäckschiefer eine spezifische Erscheinung der Piezokontaktmetamorphose darstellt.

Herr Dr. MTH. SCHUSTER unterzog die Schäckschiefer einer mikroskopischen Untersuchung und teilt darüber folgendes mit:

Zur Untersuchung standen Dünnschliffe (meistens parallel und senkrecht zur Schieferung) von Schäckschiefern folgender Fundorte zur Verfügung: Aus dem Ölschnitztal zwischen Endenmühle und Stein, bei Berneck (Schliff Nr. 51 W); zwischen Gößmes und Enchenreuth (Schliff Nr. 53 W); Steinbruch unmittelbar nördlich von Suttentbach, im Liegenden des dort aufgeschlossenen Kieselschiefers (Schliff Nr. 54 W); zwischen Schlackenau und Eppenreuth (Schliff Nr. 57 W); Feld unmittelbar nördlich von Baiergrün (Schliff Nr. 68 W).

Das mikroskopische Bild ist bei allen untersuchten Schäckschiefern so ziemlich dasselbe, so daß, um Wiederholungen zu vermeiden, besser eine Gesamtbeschreibung am Platze ist. Ganz allgemein kann hinsichtlich der „Flecken“ gesagt werden, daß sie Stellen einer stärkeren Silifizierung inmitten einer ebenfalls, jedoch leichter verkieselten Gesteinsumgebung bilden; eine Konzentration von Mineralsubstanzen aus dieser in den Flecken ist nicht wahrnehmbar. Die Größe der Flecken ist ohne Einfluß auf die Silifizierung. — Das Hauptgestein der Schiefer wird gebildet von einem meist an serizitischen Glimmerzügen reichen feinsten geschichteten Detritus vorwiegend von Quarz, wohl auch von Feldspat, der jedoch nur in sehr seltenen lamellierten Partikelchen sicher erkannt werden kann, gewöhnlich wenig einzelnen Muskovit- und ausgebleichten Biotitblättchen und Erz, häufig titanhaltig und in Umwandlung zu Titanit begriffen. Daneben finden sich Teilchen der widerstandsfähigen Titanmineralien. Eine leichte gelbgrünliche Färbung durch fein verteilten Chlorit, der auch gelegentlich in Blättchen auftreten kann, ist gewöhnlich. Ein Teil der Gesteine ist der Hauptmasse nach ein ungemein feines Gemenge von durch sekundäre Kieselsäure verkitteten quarz- und feldspatartigen Körnchen, in dem ziemlich locker etwas größere Quarzkörnchen und Feldspatpartikeln eingebettet sind; bei einem anderen Teil häufen sich diese beiden Mineralien stärker an und das Gestein wird dann fein sandsteinschieferartig. Quarz



und Feldspat zeigen zwar, bei geringer Vergrößerung betrachtet, eckige Umrisse, bei stärkerer jedoch bemerkt man, daß sie oft mit einem Strahlenkranz derselben Substanz umgeben sind, der in das Gestein hinüberleitet. Der Quarz zeigt manchmal die schon bei Besprechung des Fleckschiefers (S. 44) erwähnte Felderteilung. Tonschiefernädelchen scheinen in diesen Gesteinen zu fehlen. — Die niemals scharfen sondern stets verschwommenen Flecken sind bei gewöhnlichem Licht in den durchaus hellen Schliffen von ihrer Umgebung häufig nicht zu unterscheiden. Manchmal zeigen sie ihre Anwesenheit an durch das völlige Fehlen des chloritischen Bestandteils und staubförmiger Unreinigkeiten, wie sie der Gesteinshauptmasse eigen sind. Bei gekreuzten Nicols erkennt man meist eine ziemlich stärkere Durchtränkung des Gesteinsdetritus' mit sekundärem Quarz; manchmal ist auch ein mehr oder minder starkes Zurücktreten der Quarz-, Feldspat- und Erzpartikelchen in den Flecken festzustellen; in anderen Fällen sind die beiden ersten Mineralien vorhanden, aber dadurch, daß sie ohne Andeutung einer schärferen Kontur (einmal wurde der Feldspat als bilamellierte Kriställchen vorgefunden) mit dem Gesteinsuntergrund feinstens, gelegentlich fast schlierig verwoben sein können, machen sie des öfteren den Eindruck, als seien sie unter dem Einfluß des Kontakts an Ort und Stelle gebildet worden. Der Plagioklas dürfte, analog den Vorkommen in anderen Kontaktsedimenten, Albit sein. Er zeigt teils sehr feine, teils schilfige Lamellierung und ist gelegentlich durch dunklen Staub getrübt.<sup>1)</sup> — Senkrecht zur Gesteinschieferung bemerkt man häufig, daß die serizitischen Glimmerlagen der Schiefer sich um die Flecken mehr oder minder deutlich herumschmiegen.

Eine erhebliche Verbreitung innerhalb der Randzone des Münchberger Gneisterritoriums gewinnen die Serpentine. Es treten wohl ganz im Zentrum des Gebietes schon Serpentinstöcke auf, so zwischen Münchberg und Hildbrandsgrün, durchschnitten von der Münchberg—Helmbrechter Bahn, doch sind die meisten Vorkommen auf die randlichen Partien beschränkt, wobei sie allerdings ebenso häufig noch innerhalb des „Gneises“ als in der Chloritschieferzone auftreten. Auch die Serpentine verdanken wohl postvulkanischen Prozessen ihren Ursprung, und sie dürften zum großen Teil hier wie an anderen Orten aus Olivingesteinen entstanden sein. Doch sind zweifelsohne einzelne Vorkommnisse nicht so fast auf Olivinfels als auf Diabase zurückzuführen, wie speziell der Serpentin des Burgstall südlich von Förbau. Dieser, auf der Kontaktgrenze gelegen, zeigt makroskopisch schon Übergänge von der ophitischen Ausbildung typischer Diabase in eigentlichen Serpentin.

Ich komme nunmehr zur Besprechung wohl des interessantesten Profils der Kontaktzone. Da das ganze Gebiet an natürlichen Aufschlüssen ungemein arm ist und Steinbrüche bloß an Stellen angelegt zu werden pflegen, die einheitliches Material enthalten, so ist es begreiflich, daß Aufschlüsse, die den Zusammenschluß des Gneisgebietes mit dem unzweifelhaften Paläozoikum zeigen, höchstens von Bahneinschnitten zu erwarten sind. Solcher Bahneinschnitte, die die Grenze von Gneis und vorgelagertem Gebirge überschreiten, gibt es drei. Im Westen die sogen. Schiefe Ebene, die aber deswegen keine brauchbaren Resultate verspricht, weil hier das kristallinische Gestein durch eine unzweifelhafte Verwerfung an Keuperschichten absetzt. Der zweite in Betracht kommende Eisenbahneinschnitt ist in der Strecke

<sup>1)</sup> Die lappig in den Gesteinsuntergrund eingreifenden Säume von Quarz und von Feldspat um eckige, mechanisch zertrümmerte Quarz- und Feldspatpartikeln sind ebenfalls sekundär entstanden.

Oberkotzau—Hof gegeben. Da aber hier der Keratophyr das ganze Gelände einnimmt, so kann sich der aufnehmende Geologe auch nicht viel davon versprechen. Den dritten Grenzübergang bildet die Bahnstrecke Oberkotzau—Martinlamitz. Diese bietet nun in reichlichem Maße Ersatz für die mangelnde Brauchbarkeit der beiden andern.

Wie bereits oben erwähnt, bietet der Eisenbahneinschnitt der Linie Hof—Regensburg bei Fattigau eine Entblößung der Grenzamphibolitzone dar. Diese Hornblendeschiefer streichen in Stunde 2.3 und fallen nach NW. mit 50—60°. Verfolgt man die Bahn nach Süden weiter, so gelangt man nach Überschreitung des Lamitzbaches in einen neuen Einschnitt, in welchem sich zuerst Glimmerschiefer-artige Bildungen mit viel Quarzausscheidung bzw. Quarzlinzen zeigen, die in gleicher Richtung mit den vorgenannten Amphiboliten streichen, also in h 2.3 und mit ca. 45° nach NW. fallen. Diese serizitischen Glimmerschiefer gehen allmählich in chloritische Schiefer über, zunächst noch in sehr deutlich kristallinischer Entwicklung. Die Bahn verläßt weiterhin den Einschnitt, da das Gehänge zurückweicht, dann eröffnet sich weiterhin nach etwa 250—300 m ein neuer Einschnitt. Am Anfang desselben stehen noch immer die chloritischen Schiefer an, denen eine Schicht körnigen Kalkes eingelagert ist. Der dolomitische Kalkstein ist technisch nicht verwertbar, da er in dünnen Lagen von chloritischen Bändern durchzogen ist, die überdies nicht nur eine plattige Begrenzung in dünnen Schichten bewirken, sondern die ihn auch noch quer zur Dickendimension zerteilen. Das Gestein stellt sich sonach als ein Knollenkalk dar, dessen Kalk nicht mehr pelitisch, sondern körnig ist und in welchem die Knollen nicht von Tonschiefersubstanz, sondern von Chloritschiefer eingehüllt sind. Durch die Zusammenpressung der Schichten ist wohl eine Zerrung und Faltenbildung auch eingetreten, die beispielsweise folgendes Handstückprofil erzeugen:

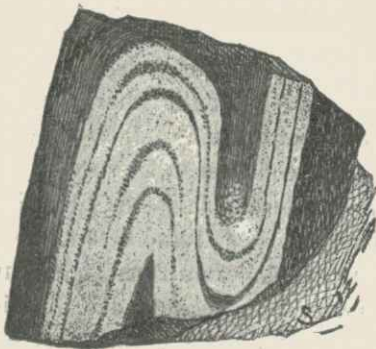


Fig. 17. Handstück vom körnigen Kalk aus dem Eisenbahneinschnitt bei Fattigau.

Das typische Bild ist aber ein anderes, das in keiner Weise von der Erscheinung des devonischen Knollenkalks abweicht:

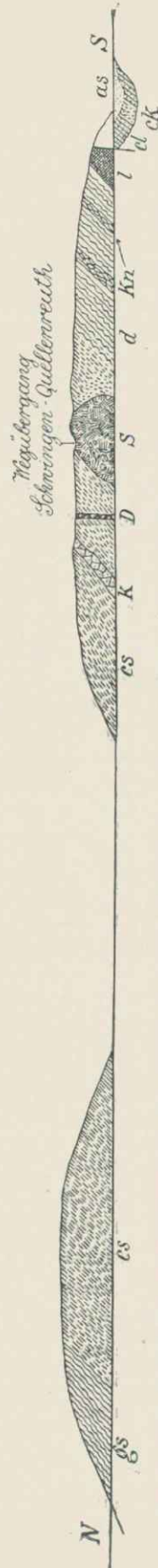


Fig. 16. Profil der Eisenbahnstrecke Oberkotzau—Martinlamitz in der Nähe von Fattigau (zusammengestellt aus den Aufschlüssen der östl. u. westl. Einschnittulme. — Maßst. 1:6000. Gs Glimmerschiefer, cs Chloritschiefer, k körniger Kalk, D Diabasgang, S Serpentin, d Devonschiefer, Kn Knollenkalk, l Lydit, ck Kulmschiefer, ck Kulmkalk, as Gehängeschutt.)



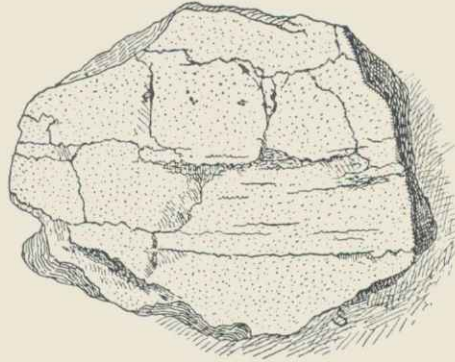


Fig. 18.

Handstück des kristallinen Knollenkalkes aus dem Eisenbahneinschnitt bei Fattigau.

Dabei zeigt das Gestein noch genau die Kalkspatausheilungen, wie sie für den Knollenkalk bezeichnend sind.

Herr Dr. MTH. SCHUSTER fand unterm Mikroskop folgende Zusammensetzung: Schliff Nr. 73 W. Unterm Mikroskop besteht das Gestein aus drei Mineralien, die sich in ihren Mengen fast gleich sind, aus Quarz, Kalzit und aus Muskovitschüppchen. — Der Quarz bildet mosaikartig nebeneinandergesetzte, wenig ineinander greifende Körner von wechselnder Größe, durchmengt mit Kalzit, siebartig mit ihm verwachsen oder maschenartig mit ihm durchwoben. Der Quarz führt gelegentlich leicht gebänderte Einschlüsse von Gesteinsstaub, der Kalzit ist in der Verwachsung mit ihm häufig durch eine scharfe Kante abgesetzt. — Außer in dieser Form tritt der Kalk auch in größeren Komplexen von kristallisierten Körnern mit gelegentlich gebogenen Zwillingslamellen auf. Er ist völlig farblos. — Regellos mit ihm verwachsen sind wirrschuppige Aggregate von farblosen serizitischen Glimmerschüppchen, wobei sie teils kleine Nester von rundlichem bis annähernd hexagonalem Umriß, teils geschlossene unregelmäßige Komplexe bilden.

Im Hangenden des körnigen Kalkes folgen wieder chloritische Schiefer, die zum Teil die Beschaffenheit von Talkschiefern besitzen; nach ca. 40 m durchschneidet ein  $1\frac{1}{4}$  m mächtiger Diabasgang die Schichten, der in h 0.1 streicht und seiger einfällt. Der Diabas stellt sich als ein aphanitisches Gestein dar mit beginnender kugelige Verwitterung und lenkt die Magnetnadel erheblich ab. Nach weiteren 20 m wird der Chloritschiefer durch einen Serpentinstock abgelöst, in dessen Bereich der Wegübergang von Schwingen nach Quellenreuth über die Eisenbahn fällt. 45 m nach dem Wegübergang hört der Serpentin auf und es schließen sich weiterhin chloritische Schiefer an, die ohne deutliche Grenze in speckig sich anfühlende, stark gequetschte Tonschiefer übergehen. Wiederholt zeigt sich noch eine bald stärkere, bald schwächere beginnende Chloritisierung des Tonschiefers, so daß auf eine Erstreckung von 20 m die Grenze des wenig veränderten Tonschiefers und des deutlich chloritischen flüssig ist. Gerade in dieser Zone beginnender Chloritisierung stellt sich wieder eine Kalkbank ein, diesmal unverkennbarer devonischer Knollenkalk, der Materie nach noch zum größten Teil dichter pelitischer Kalk, der aber schon beginnende körnige Struktur zeigt, wie auch die einhüllenden Schieferblätter die Anfänge chloritischer Beschaffenheit aufweisen. Der Knollenhabitus ist im übrigen der gleiche wie bei dem körnigen Kalk aus der kristallinischen Zone. Auch diese

Schichten streichen noch immer in h 2.3 mit einem Fallen nach NW. von ungefähr 45°. Noch eine weitere, aber schmale Bank von devonischem Knollenkalk unterteuft die genannte. Dem devonischen Tonschiefer sind einige dünne Grauwackenbänken eingeschaltet, dann ist der devonische Tonschiefer von rußigen schwarzen Lyditen unterlagert, in welchem leider keine organischen Reste entdeckt wurden. Die nur unweit entfernten Vorkommen von Lydit bei Förbau und Völkenreuth sind als sicher obersilurisch durch das Auftreten von Graptolithen gekennzeichnet. Im Liegenden des Kieselschiefers ist die weitere Schichtenfolge durch eine Verwerfung abgeschnitten und es folgen hellgraue Kulmschiefer, denen ein Kulmkalkgestein eingelagert ist, das aber heute nicht mehr anstehend aufgeschlossen ist. Doch zeigen Fundstücke aus der ehemaligen Steinbruchgrube aufs deutlichste das kulmische Alter des Kalksteins an, der mit Fossilresten reichlich erfüllt ist. Den Kulmschiefern ist ein Konglomerat von bohngroßen Individuen eingelagert. Mit diesem Vorkommen schließt auch der dritte Eisenbahneinschnitt nach Süden ab.

Dieser Aufschluß scheint mir die genetischen Beziehungen der Chloritschieferhülle zu dem unveränderten Paläozoikum außer Zweifel zu stellen. Die Verwerfungsspalte, die GÜMBEL als Abschluß des Gneisgebiets gegen Süden vermutete, ist hier nicht nur nicht vorhanden, sondern es ist eine konkordante Auflagerung der kristallinen Schichten auf den sedimentären offenbar ersichtlich. Es sind überdies die Übergänge der unveränderten in die kristallinisch veränderten Schiefer aufgeschlossen, wobei ich besonderen Wert auf den „kristallinen Knollenkalk“ lege. Hier möchte ich gleich noch eine weitere Beobachtung mitteilen. Vom Münchberger Gneisgebiet gehen nach Norden lamprophyrische Gänge in das unveränderte Paläozoikum ab, wie auch sonst aus Granitmassiven nicht selten lamprophyrische Apophysen in das Randgebiet hinaustreten. Einer dieser Lamprophyrgänge durchsetzt am „Kalkofen“ an der Straße von Culmitz nach Naila in Stunde 12 in Stunde 3.3 streichenden mitteldevonischen Clymenienkalk. Der Lamprophyr zeigt kugelige Verwitterung. In der Nähe des Kontaktes wird nun nicht nur der Clymenienkalk kristallinisch körnig und weißlich, sondern die ihn durchziehenden Tonblätter werden auch grün, offenbar durch die Entwicklung chloritischer Glimmerminerale. Kurzum es entsteht aus dem gewöhnlichen Kalkstein dieselbe kontaktmetamorphische Modifikation, wie im Eisenbahnaufschluß von Schwingen. Nur ist zu unterscheiden, daß die Kontaktstücke vom Lamprophyrgang härter und etwas splittrig brechend sind.

Wir sind durch die Betrachtung des Schwingener Eisenbahnaufschlusses bereits zum dritten Abschnitt, zur Diskussion der Lagebeziehung zu den benachbarten Schichten, geführt worden. Bei Schwingen haben wir gesehen, daß das kristallinische Material in einer durch keine wesentliche Verwerfung gestörten Folge dem unveränderten Paläozoikum auflagert und zwar zunächst dem Devon mit den Knollenkalken, welchen Lydite unterteufen, die vermutlich dem Obersilur angehören. Unter diese Schichten fällt dann, durch eine Störung davon getrennt, kulmischer Schiefer und kulmischer Kalk ein.

Von hier nach Südwesten herrschen zunächst noch die gleichen Verhältnisse. Am Weg von Förbau nach Völkenreuth gelangt man aus den Chloritschiefern und dem Serpentin des Burgstalls, von dem wir weiter oben angenommen haben, daß er aus einem Diabas hervorgegangen sei, mit Übergängen in unveränderte Schichten, die dem unteren Devon, den Nereitenschichten, angehören dürften, und diese werden wieder in normaler Folge von Graptolithen führenden Lyditen unterteuft.



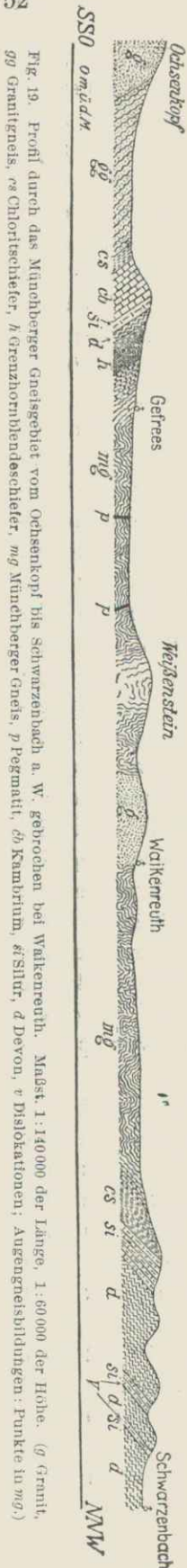


Fig. 19. Profil durch das Münchberger Gneisgebiet vom Ochsenskopf bis Schwarzenbach n. W. gezeichnet bei Walkenreuth. Maßst. 1:140000 der Länge, 1:60000 der Höhe. (g) Granit, gg Granitgneis, ch Chloritschiefer, h Grenzhornblendeschiefer, mg Münchberger Gneis, p Pegmatit, st Silur, d Devon, v Dislokationen; Augengneisbildungen: Punkte in mg.)

Auch hier fallen die silurischen und devonischen Schichten unter den Gneiskomplex ein; so zeigen die Schichten eines Steinbruchs im Lydit bei Völkeneuth ein Streichen in Stunde 8.4 und ein Fallen nach NO. mit  $40^\circ$ , ein Steinbruch bei Birkenhof ebenfalls im Lydit gewölbeartig gebogene Schichten, die auch in nördlicher Richtung einfallen. Bei Förmitz kommt man wieder in Schiefer, die beginnende talkig-chloritische Umwandlung zeigen, wobei eingeschaltete sandig-grauwackenartige Lagen noch unverändert sind, die in Stunde 3 streichen und flach nach NW. einschließen und bei Albersreuth ist man wieder im typischen Chloritschiefer, der gleichfalls in Stunde 3 streicht und mit ca.  $20^\circ$  nach NW. einfällt. Nun keilt sich der Zwickel unveränderter Schichten aus und zwischen Förmitz und Sparneck stoßen die Kontaktzonen des Münchberger Gneises und des Zentralstocks des Fichtelgebirgs aneinander. Leider konnte ich keinen guten Aufschluß finden, der vielleicht interessante Folgerungen über die zeitlichen Beziehungen beider eruptiver Tätigkeiten gestattet hätte. Zwischen Zell und dem Reutgranit ist wieder ein schmaler Gürtel unveränderter Schichten erhalten, aber auch nur in äußerst mangelhafter Weise aufgeschlossen. Ersichtlich ist hier nur das Einfallen der Schichten unter den Münchberger Gneis; nur unmittelbar südlich des Ortes Tannenreuth stehen hellgraue Tonschiefer (zum Teil mit serizitischen Häutchen) an, die in Stunde 3.1 streichen und mit  $75^\circ$  nach SO. einfallen; weiter nordöstlich zeigen aber alle Entblößungen steiles Fallen nach NW. Auch von Gefrees nach Berneck behalten die Schichten ein Einfallen nach Norden, das freilich bald nach Nordosten, bald nach Nordwesten neigt, ohne daß aber wesentliche Verwerfungen zu konstatieren waren, vielmehr handelt es sich wohl meist um Schichtenbiegungen und Wendungen.

Von Berneck nach Goldkronach erstreckt sich in südöstlicher Richtung bekanntlich noch ein gesondertes schmales Stück des Münchberger Gneises, schon außerhalb der Grenzamphibolitzone einsetzend. Es stand zu vermuten, daß dieser fast zusammenhangslose Streifen an drei Seiten durch Verwerfungen begrenzt sei. Dem ist aber nur so im Westen und vielleicht im Süden, bis wohin ich meine Untersuchungen nicht ausdehnen konnte. Im Osten aber begleitet eine Zone von chloritischen Kontaktgesteinen den Gneiszug. Der Amphibolit vom Binnig speziell scheint nichts anderes als ein durch gneis-granitische Injektionen veränderter Diabas zu sein. Die Injektionen von lichten, granitischen Lagen und von Quarzkörnern im dunklen Amphibolit sprechen eine verständliche Sprache. Übrigens hat auch dieser Zug das gemeinsame Fallen nach dem Gneiszentrum zu, also ein Streichen in h 2.3 und Fallen nach NW. mit  $50^\circ$ , nicht eine NW.—SO.-Schichtenstreckung, wie man nach der GÜMBELschen Karte vermuten möchte. Die im Osten begleitende Kontaktzone ist deswegen nicht auffällig, weil sich in den weichen

chloritischen Schiefen der Weiße Main sein Bett gegraben hat und zu beiden Seiten unmittelbar Aufschlüsse fehlen. Doch läßt sich auch hier durch die Folge der an Ort und Stelle aufgeackerten Lesestücke ein brauchbarer Schluß ziehen.

Die von Kupferberg bis Hof der Münchberger Gneispartie nördlich vorgelegerten paläozoischen Schichten sollten sich nach der ursprünglichen Annahme GÜMBELS in überkippter, nach der späteren Darstellung in eng aneinanderliegenden synklinalen Falten, also in zusammengeschobener Lagerung befinden. Letztere Anschauung bringt den häufigen Wechsel verschiedenalteriger Schichten dem Verständnis näher. Würde aber diese Vorstellung gänzlich den Tatsachen entsprechen, so müßten sich solche Faltenbildungen in den Aufschlüssen irgendwo in deutlicher Weise zeigen und normale Lagerungsform mit überkippter abwechseln. Nun sind aber gerade richtige Zusammenfaltungen im ganzen Gebiet sehr selten. Eine eigentlich synklinale Faltenbildung konnte ich nirgends beobachten. Eine Schichtenbiegung, wie sie z. B. der Devonknollenkalk vor NeuhoF an der Straße von Wölbattendorf nach Hof zeigt, gehört schon zu den Ausnahmen.

Auch konnte ich nirgends echt überkippte Lagerung finden, wenn auch die alte HOFFMANN'sche Beobachtung im großen und ganzen richtig ist, daß man von Nord nach Süd in ältere Schichten kommt. Im einzelnen erleidet diese Beobachtung aber viele Ausnahmen. Dies zeigt z. B. eine Begehung des Selbitztales. Der erste Aufschluß außerhalb des „Gneises“ zeigt, wie oben bemerkt, stark gequetschte, teils chloritisch-speckige, teils verkieselte Schiefer; weiter abwärts rechts der Straße nach Selbitz steht noch am Donberg, der weiter oben Augengneisaustritte zeigt, ein Diabas an. An der Straße selbst tauchen rote und grünliche Schiefer auf, die mit ca. 50—60° nach Süden fallen und in h 4.3 streichen. Weiterhin zieht sich die Straße am Eselsberg hin, der kulmische Schichten enthält, die wiederum in h 4.3 bis h 5 streichen und nach S. fallen. Diese Kulmschiefer sind in ihrem Alter durch einen eingelagerten Kalkstein bestimmt, den ich zwar nicht mehr anstehend finden konnte, von dem aber Material in der Sammlung des Oberbergamts vorhanden ist. Unter diese kulmischen Schiefer fallen nun gleichfalls nach S. mit 40° kulmische Schiefer mit Lydit ein, die aber ein Streichen in h 6 besitzen. Diese werden von dünnplattigen rötlichen Mergeln unterlagert, die sich in ihrem ganzen Habitus als Cypridinenschiefer kennzeichnen.

Die rötlichen mergeligen Schiefer wechseln mit grünlich-grauen, welche grifelig brechen. Eine Knollenkalkbank ist diesen Schichten eingeschaltet. Weiterhin werden diese Schichten von grauem bis schwärzlichem Tonschiefer konkordant unterlagert, der nach unten in einen Diabastuff übergeht. Letzterer ruht wiederum auf kugelig verwitterndem Diabas auf. Also bis hieher haben wir sicherlich keine überkippte, sondern ganz normale Lagerung. Zu oberst Kulmkalk und Kulmlydit, darunter Oberdevon (Cypridinenschiefer und Knollenkalk), weiter hinab Mitteldevon (Diabas und Schalstein). Insbesondere ist gerade die Auflagerung des Schalsteins auf deckenförmigem Diabas bezeichnend für normale Lagerung, wobei der Schalstein zu unterst die grobstückigste Beschaffenheit hat, große Bomben enthält, nach oben zu in feineres Korn übergeht und zuletzt in den aus feinstem Schlammaterial sich zusammensetzenden Tonschiefer übergeht. Dies alles ist in einem Steinbruch zwischen Schauenstein und Weitsgrün aufs deutlichste aufgeschlossen. (Fig. 20.)

Diese mitteldevonischen Diabase werden auch noch weiterhin von unterdevonischen Nereitenschichten unterlagert, doch möchte ich nicht mit Bestimmtheit



sagen, ob diese Schichtenfolge ganz ungestört sei, weil immerhin eine ziemlich weite Strecke zwischen den beiden Aufschlüssen, die zur Verfügung standen, mir in ihrer Beschaffenheit unbekannt blieb. Nun folgen zwischen Selbitz und Naila wiederholt Devonschichten verschiedenen Alters, die aber nicht durch Faltung wiederkehren, sondern durch kleine Überschiebungen. Gute Aufschlüsse gibt hier der Bahneinschnitt vor Naila. Wo die Berührung von Diabas und Schiefer eine primäre ist, zeigt sich Kontaktverkieselung, und wo sie eine sekundäre ist, finden sich Zerreibungsbrekzien.

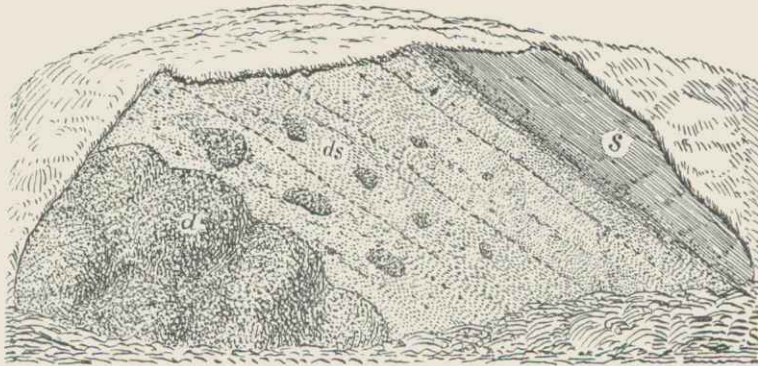


Fig. 20.

Steinbruch zwischen Schauenstein und Weitsgrün. (*d* Diabas, *ds* Schalstein, *s* Tonschiefer.)

Ähnliche Beispiele zeigen sich auch sonst in der Gegend ungemein häufig, so ist z. B. schwarzer kulmischer Schiefer mit Kalkeinlagerungen südlich von Culmitz auf devonische graue Schiefer überschoben.

Allenfalls konnte südlich von Schwarzenbach am Wald erwartet werden, eine Schichtenfaltung anzutreffen, da hier die Karte kulmische Schichten im Komplex devonischer Schiefer angibt. Es ergab sich aber ein ganz anderes Bild. Geht man von Schwarzenbach nach Süden, so ist der erste Aufschluß am Steinbühl ein Steinbruch im Kieselschiefer, dessen obersilurisches Alter sich durch die Führung von Rastrites- und Climacograptusformen kundgibt. Dieser Kieselschiefer zeigt ein Streichen in h 4.9 und fällt mit 10—15° nach S., in den tieferen aufgeschlossenen Teilen steiler fallend, als weiter oben. Diesen Kieselschiefern sind graue bis bräunliche Schiefer mit glimmerigen, sandigen Einlagerungen aufgelagert, die den Habitus der Nereitenschichten besitzen. Über diesen folgen dunklere Schiefer und weiterhin dunkler krinoidenreicher Kalkstein, dessen Habitus sich in nichts von dem des mitteldevonischen Kalksteins des Teufelsbergs bei Hof unterscheidet und Fossilien führt, die ich mit *Syringopora reticulata* GOLDF. vergleichen möchte. Über diesem Kalkstein folgt alsdann nach einer Unterbrechung im Aufschluß Brekziendiabas, der bekanntlich für das Oberdevon charakteristisch ist. Der Brekziendiabas steht am nördlichen Gehänge des Eisenbachtals an, welches letzteres offenbar eine Dislokationslinie bezeichnet; denn südlich des Eisenbachtals stehen wieder tiefere Schichten, Döbrasandstein, an, die auch anderes räumliches Verhalten zeigen, nämlich Streichen in h 11.1 und Fallen nach O. mit 30°.

Auf Grund dieser Tatsachen glaube ich, die Schichtenwiederholungen nicht so fast auf synklinale Falten zurückführen zu dürfen als auf kombinierte Verwerfungen und Überschiebungen, wie sie in den alten Horstgebirgen Mitteldeutsch-

lands allgemein auftreten und wie sie besonders in neuerer Zeit DENCKMANN als maßgebend für die Tektonik des Kellerwaldes nachgewiesen und als „Schuppenstruktur“ bezeichnet hat.

Als Resultat unserer Begehung des Münchberger Gneisterritoriums ergibt sich somit: Der Münchberger Gneis stellt eine granitische Intrusivmasse dar, die allseitig von einem Kranz von Kontaktgesteinen umgeben ist, und nur im Westen durch eine Verwerfung mit jüngeren, nicht im heißen Zustand kontingierten Gesteinen zusammenstößt. Er schließt eine große Menge ehemals schichtiger oder doch den sedimentären Gebilden eingeschalteter Gesteine ein, die teils resorbiert, teils injiziert und kristallinisch verändert wurden.

Sowohl aus seiner eigenen Beschaffenheit (Parallelstruktur, Augengneisausbildung) als aus der petrographischen Beschaffenheit der Kontaktgesteine (Chlorit-schieferhülle, Tremolitführung des körnigen Kalks, Mineralvergesellschaftung des Eklogits, Schäckeschiefer) ist auf eine piezokristallinische Entstehung zu schließen. Die Schichtgesteine fallen im Süden wie im Norden unter den Gneislakkolithen<sup>1)</sup> ein, im Süden wie im Norden in normaler, aber stark zusammengeschobener Lagerung. Dies läßt darauf schließen, daß wir in seiner heutigen Gestalt die untere Partie des Lakkolithen vor uns haben und zwar einen ziemlich tiefergelegenen Teil, weil die granitisch richtungslos körnige Ausbildung des Gneises, die im Zentrum des Lakkolithen vermutlich reichlicher war, sehr zurücktritt. Die weitgehende Zusammenschiebung des nördlich vorgelagerten Gebietes gibt den Schlüssel zur Erklärung des piezokristallinischen Verhaltens des Gneises. Die Injektion des Gneises hat sicher in nachdevonischer Zeit stattgefunden, weil noch devonische Schichten kontaktmetamorph verändert sind. Die Injektion hat aber auch nach dem Zusammenschub der nördlich vorgelagerten Schichten stattgefunden; denn die vom Massiv ausstrahlenden Lamprophyrgänge setzen in ununterbrochener Richtung durch diese hindurch. Hierdurch wird es auch wahrscheinlich, daß die Injektion in nachkultmischer Zeit stattgefunden hat. Was die Richtung der Schieferung, das Streichen des Gneises anlangt, so ist dieses, wie wir gesehen haben, entsprechend der Hauptstreckung des Gneisterritoriums, vorwiegend erzgebirgisch ungefähr in h 3, im Westen aber parallel der westlichen Begrenzungslinie, also ungefähr im niederländischen Streichen. Die Begründung hierfür ist in dem bekannten Verhalten der Randausbildungen kristallinischer Massive zu suchen, die normal zur Druckrichtung, also parallel zur Begrenzungsfläche schiefern. Die inneren Faltungen der „Gneisschichten“ kann man dann vielleicht durch innere Pressungsänderungen erklären, die sich durch die Gesamtvolumenverminderung oder Kontraktion bei der Resorption sedimentärer Schollen ergeben.

Die Altersbeziehungen des piezokristallinischen Gneislakkolithen zu dem normalen Granitmassiv des Fichtelgebirgszentralstocks bedürften weiterer feldgeognostischer Untersuchungen, wobei vorläufig nur darauf hingewiesen werden kann, daß in der heutigen Gestalt im Zentralstock die „Haube“ eines Lakkolithen vorliegt, was durch die Richtungen der Absonderungsflächen der Granite sich zeigt (Waldstein, Kösseine, Ochsenkopf), während, wie wir sahen, der Münchberger Gneis die untere Schale eines Lakkolithen darstellt.

<sup>1)</sup> Der Ausdruck „Lakkolith“ soll hier lediglich die Form des Auftretens bezeichnen, ohne Untersuchung darüber, ob das Eindringen der Masse aktiv oder passiv vor sich gegangen sein soll.



Zwei Jahre nach der Entstehung vorstehender Niederschrift erschien HERMANN CREDNERS Renuntiationsprogramm,<sup>1)</sup> in welchem der hochverdiente Gelehrte zum Abschluß seiner Lehrtätigkeit eine im besten Sinne moderne Betrachtung über den geologischen Aufbau des sächsischen Granulitgebirges veröffentlichte. Nachdem er lange Jahre selbst ein eifriger Anhänger der Theorie war, welche in dem Gesteinskomplex des Granulitgebirgs archaische Formationsglieder erblickt, vermochte er noch im hohen Alter die Gesamtheit der neuesten petrographischen und geognostischen Forschungsergebnisse auf die Erklärung jenes Gebiets anzuwenden und kam zu dem Ergebnisse, daß das sächsische Granulitgebirge einen Granitlakkolithen mit einem Mantel kontaktmetamorpher Schichten des Paläozoikums bis zum mittleren Devon darstellt. Schon eingangs dieser Niederschrift wurde kurz darauf hingewiesen, daß schon JOHANNES LEHMANN Analogien zwischen den Gesteinsvorkommen des sächsischen Granulitgebirges und der Münchberger Gneislinse fand. Eine Vergleichung der von HERMANN CREDNER entwickelten Erscheinungsformen, die ihm für die eruptive Natur des Gebirges ausschlaggebend sind, mit dem geognostischen Befunde des Münchberger Gneisgebietes müßte geradezu durch seine Analogie überraschen, wenn nicht schon die ganze Lagebeziehung beider Komplexe solche Ähnlichkeiten und gleichartige Entstehung erwarten ließen. In einem untergeordneten Punkte konstatiert CREDNER ein Zeugnis für die Kontaktmetamorphose der Schieferhülle des Granulitgebirges, welches ich im eigentlichen Kontakthof der Münchberger Gneislinse nicht finden konnte, nämlich in den Andalusitkörnchen und Chiasolithhäutchen der Phyllitzone dortselbst. Wenn diesem Umstande Gewicht beigelegt werden darf, kann vielleicht gefolgert werden, daß die Einpressung des eruptiven Magmas und die Mineralisation in ihrem Gefolge bei der Münchberger Gneislinse unter höherem Druck erfolgte als bei dem sächsischen Granulitgebirge, vielleicht aber auch nur, daß die Kontaktmetamorphose, die von dem Granulitmagma ausging, über die Zone hoher Gebirgspressung, welche nur Produkte der Piezokristallisation entstehen läßt, hinausreichte.

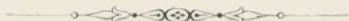
Was das Alter beider Intrusivmassen anlangt, findet CREDNER, daß noch mitteldevonische Schichten von der Kontaktmetamorphose des Granulitgebirgs betroffen sind, während schon ältere Kulmschichten Gerölle aus dem fertiggebildeten Mantel des Granulitlakkolithen enthalten, und folgert daraus richtig, daß die Intrusion in der jüngsten Devonzeit stattgefunden haben müsse.

Für die Münchberger Gneislinse wurde wie oben angenommen, daß sie kulinische Gesteine bei ihrer Intrusion schon fertig gebildet vorgefunden habe. Die kulinischen Konglomerate aus der nächsten Nachbarschaft des Münchberger Gneises, z. B. aus dem Eisenbahneinschnitt bei Schwingen enthalten kein Material, das aus der Münchberger Gneislinse und ihrer Kontakthülle stammen dürfte. Ein Anlaß zur Revision der ursprünglich gewonnenen Auffassung liegt sohin nicht vor.

Außer dieser sachlichen Nebeneinanderstellung der Untersuchungsergebnisse aus beiden Gebieten möchte aber noch eins dem Programm von HERMANN CREDNER entnommen werden. Wenn Altmeiser GÜMBEL noch die neueren Forschungsergebnisse auf dem Gebiet der kristallinen Schiefer erlebt und kennen gelernt hätte, er hätte ebensowenig wie CREDNER gezauert, ihre Berechtigung anzuerkennen und hätte sie in fruchtbarer Weise auf die Betrachtung des Münchberger Gneisgebietes angewandt.

<sup>1)</sup> W. CREDNER, Die Genesis des Sächsischen Granulitgebirges. Leipzig 1906.

Die vorliegende Arbeit ist im wesentlichen im Jahre 1904 unter dem frischen Eindruck der Feldbeobachtungen entstanden und wurde im Jahre 1909 nach einer kurzen Kontrollbegehung noch einmal übergangen. Seit dem Jahre 1910 war sie nicht mehr in meinen Händen bis zur Drucklegung. Die Forschungsergebnisse der letzten Jahre konnten daher nicht mehr darin Berücksichtigung finden. Dagegen gewann die Arbeit dank den freundlichen Ratschlägen des Herrn Oberbergrat Dr. O. M. REIS, sowie dank der Unterstützung des Herrn Dr. MTH. SCHUSTER durch die bildlichen Darstellungen und durch die Deutung der mikroskopischen Bilder ganz bedeutend und ich möchte nicht schließen, ohne hiefür meinen Dank zum Ausdruck gebracht zu haben.

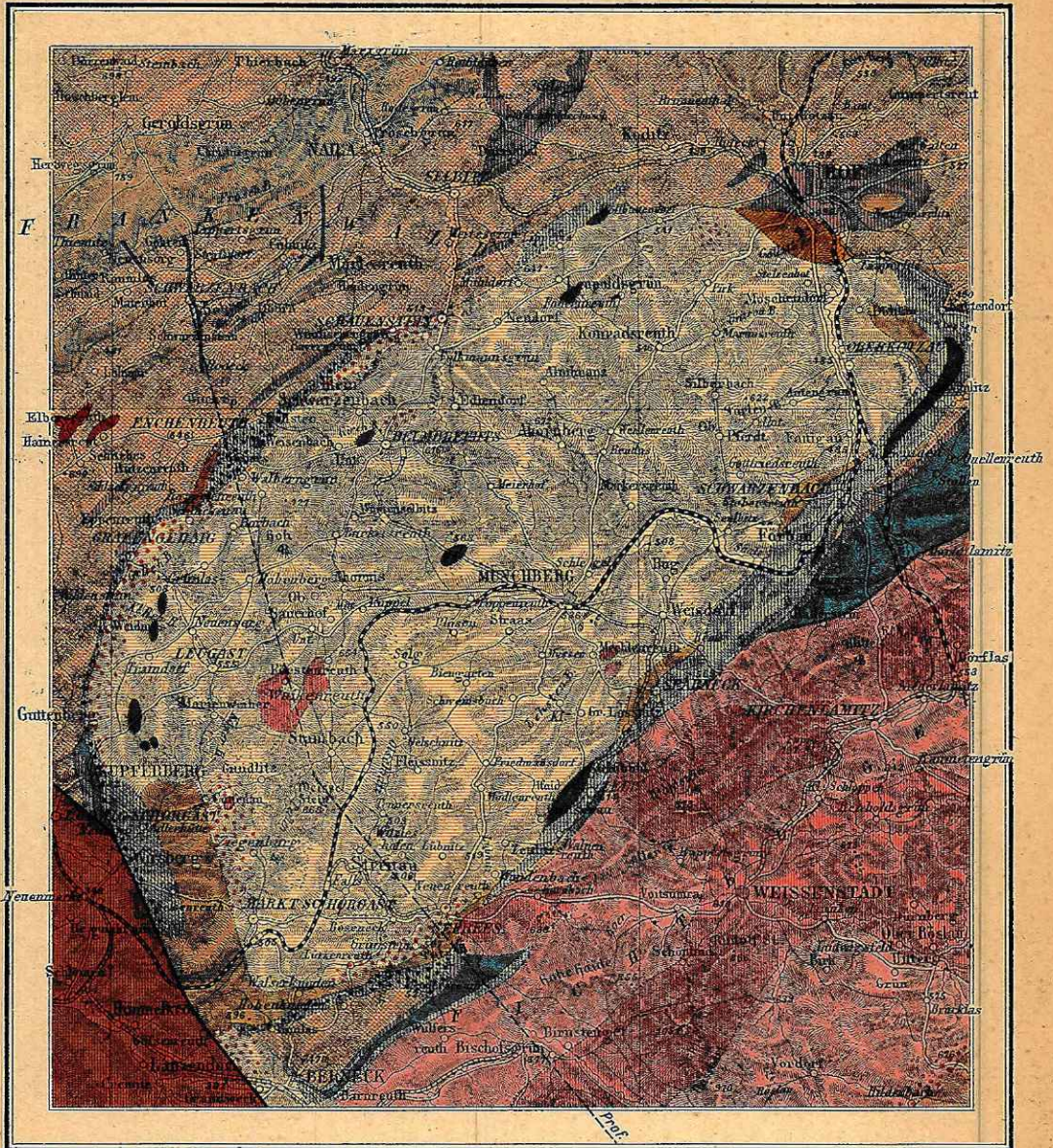




# Übersichtskärtchen

des Münchberger Gneißgebietes im Maßstab 1:250000

unter teilweiser Benützung der geogn. Karte des Fichtelgebirges in 1:100000 hergest. v. Dr. Ernst Köhler.



Lith. u. Druck von Piloty & Loehle, München.

- |   |   |  |
|---|---|--|
|  <i>Granit</i>                               |  <i>Grenz-Hornblende-schiefer</i>                  |  <i>Cambrium n. Gümbel</i>              |
|  <i>Granitgneiß (Gneiß i. Allgem. Gümb.)</i> |  <i>Chloritschieferzone u. äußerster Kontaktuf</i> |  <i>Silur</i>                           |
|  <i>Glimmerschiefer und Phyllite</i>         |  <i>Schückschiefer</i>                             |  <i>Devon mit eingeschalt. Diabasen</i> |
|  <i>Münchberger Gneißkomplex</i>             |  <i>Serpentin</i>                                  |  <i>Culm</i>                            |
|  <i>Augengneiß</i>                           |  <i>Keratophyr</i>                                 |  <i>Triasgebilde</i>                    |
|  <i>Porphyr</i>                              |  <i>Lamprophyr</i>                                 |  <i>Hauptverwerfungslinie</i>           |

Profilinie



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

## I. Stratigraphischer Teil.

Von

**Theodor Schneid,**

München.

(Mit Tafel I—IX.)

### A. Einleitung.

Die gegenwärtige Abhandlung ist das Ergebnis wiederholter längerer Exkursionen im Gebiete des fränkischen Jura der Umgebung von Eichstätt und Neuburg. Diese bezweckten anfänglich die allenfallsige Förderung reicherer oder neuer paläontologischer Beweismomente zu Handen der stratigraphischen Horizontierung, die sich gerade im Obermalm aus Mangel entsprechender Leitfossile, vor allem an Ammoneen, noch recht weitgehend mehr mit petrographischen Gesichtspunkten und Merkmalen zu ihrer Gliederung behelfen mußte.

Zwar hatte OPPELS unermüdlicher und äußerst erfolgreicher Forschereifer auch für so ziemlich alle der angetroffenen Schichtstufen sogen. Leittypen geschaffen, aber diese scheinen teils weniger glücklich gewählt, weil nicht horizontbeständig, teils wenig bezeichnend und ungenügend für stratigraphische Wertung des entsprechenden Horizontes, teils auch geradezu irreführend, insofern sie sich nicht über die ganzen Schichtserien erstrecken, denen sie zugesprochen werden.

So stellte es sich bald heraus, daß die Prosoponiden seiner die Solnhofer Plattenkalke teilweise unmittelbar unterlagernden, teilweise sie als ihre andere Fazies begleitenden Prosoponkalke bereits unter der mächtigen dolomitischen Massenfazies in den Bänken der Pseudomutabilis-Kalke, ja sogar im oberen  $\gamma$  sich finden, daß hingegen die übrigen von ihm für die Schichtkalke der gesamten Überlagerung des Dolomites aufgestellten Leitfossile, wie *Oppelia steraspis*, *Opp. lithographica* und *Perisphinctes Ulmensis* zwar in den Plattenkalken vorkommen, aber sowohl in den zwischen diese und die Massenfazies sich einschiebenden meist hornsteinreichen Bankkalken als auch in den mächtigen jüngeren Schichtserien längs der Donau bei Neuburg teils fehlten, teils auch von mitunter recht wesentlich anders gearteten Ammoneentypen vertreten werden, deren stratigraphische Beziehungen zu den Formen der Plattenkalke, ob jünger oder älter, zunächst nicht so ohne weiteres abzusehen war.

So mehrten sich mir bald die stratigraphischen Momente im fränkischen Obermalm, die ein nicht unerhebliches Abweichen vom bisherigen Schema vermuten ließen und zu einer näheren Untersuchung der interessanten Verhältnisse reizten.



Als ich dann behufs Studiums der Naturwissenschaften an die hiesige Universität kam und mit meinem viel verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. ROTHPLETZ im Interesse einer wissenschaftlichen Promotionsarbeit über meine Beobachtungen im Frankenjura Rücksprache nahm, richtete er meine Aufmerksamkeit besonders auch noch auf die Untersuchung der tektonischen Verhältnisse und legte mir ganz besonders die weitere Verfolgung der damals von Herrn Professor Dr. SCHWERTSCHLAGER in Eichstätt lokal konstatierten und in größerem Umfang vermuteten tektonischen Störungen des Gebietes ans Herz, wie die Beantwortung der Frage, ob es sich an den Lokalitäten anormalen Tiefgreifens sogen.  $\zeta$ -Kalke bis fast in die Region der Eudonus( $\delta$ )-Schichten herab um tatsächliche Muldenausfüllung zwischen Massengebilden oder aber um tektonische Einbruchsfelder an Spalten handle. Denn an die Beantwortung der Frage, ob es sich bei den sogen.  $\zeta$ -Mulden um tatsächliches  $\zeta$ , d. h. um die gleichen Sedimente handle, die sonst den mächtigen dolomitischen oder kalkigen Massengebilden deutlich aufsitzend angetroffen werden, oder aber um eine diesen nur mehr oder minder faziell gleiche, dem Alter nach aber der seitlich benachbarten felsigen Ausbildung äquivalente Schichtfazies handle, konnte zunächst nur auf paläontologischem Wege gegangen werden. Erst nach Erkenntnis der tatsächlichen stratigraphischen Verschiedenheit der fraglichen Schichtkalke von der massigen Fazies folgte naturgemäß die weitere Untersuchung der Frage, ob sie die Ausfüllungen ehemaliger Unebenheiten auf dem  $\zeta$ -Meeresgrunde darstellten, oder aber tektonischen Vertikalverlagerungen ihre heutige Tieflage im Niveau der nächst älteren Sedimente verdankten.

Um für die Ergebnisse meiner Untersuchungen die Möglichkeit graphischer oder gleichsam plastischer Darstellung zu gewinnen, riet mir Herr Prof. ROTHPLETZ zur kartographischen Neuaufnahme eines entsprechend gewählten Geländeteiles, die dann auch alsbald unverdrossen in Angriff genommen wurde und heute annähernd zu Ende geführt ist.

Da ich im Gebiete tief einschneidender Talrinnen die Orte größerer Zugänglichkeit und reicherer Aufschlüsse und damit jene aussichtsvollerer Untersuchung vermutete, verwies mich das Ziel meiner Arbeit vor allem an die tiefen Bodenfurchen des Altmühl- und Wellheimer Trockentales, also in die Gegend S. und SW. von Eichstätt. Ich dachte zunächst an eine Kartierung des Geländes zwischen Altmühl und Schutter; da es sich indes bald herausstellte, daß die im unmittelbar anschließenden südlichen Nachbargebiete, besonders aber die Donau entlang, weite Ausdehnung gewinnenden teils dunkleren, teils helleren Bankkalke den Plattenkalken gegenüber sich als größtenteils einem neuen und zwar nicht unwesentlich jüngeren Horizonte angehörig durch eine reiche Cephalopodenfauna nachweisen ließen, mußte zunächst, besonders im Interesse der Abschätzung des Höhenbetrags allenfallsiger Verwerfungen im nördlichen Anschlußgebiete, auch sie noch näherer Untersuchung unterzogen werden, die sich gleichfalls am zweckmäßigsten mittels Kartierens auch dieses südlichsten Gebietes bewerkstelligte.

Die begonnene Kartierung hatte mich gleichzeitig vor die Beantwortung neuer ebenso wichtiger als schwieriger Fragen gestellt, nämlich die nach Charakter und Alter der ausgedehnten, doch bisher immer noch recht rätselhaften lehmig-sandigen sogen. Albüberdeckung; auch diese zeigte vielfach gerade in der südlichen Gegend größere Mächtigkeit wie auch häufigere Anbrüche und zwang mich gleichfalls mehr in diese Gebiete. Auch lag es ganz gewiß im Interesse der Sache, die gesamte Obermalmstratigraphie, die gerade in der Nähe der Donau durch die unvermutete

Entdeckung einer neuen, jüngsten Stufe, sicheren Obertithons, ihren Abschluß nach oben findet, wenn irgendwie möglich, auf einem Kartenblatt zum Ausdruck zu bringen.

Durch Hinzunahme auch der Jurahöhen der Donau entlang, d. h. großer Gebietsteile der Kartenblätter Neuburg und Burgheim, nahm das Arbeitsfeld, das sich nun auf über vier ganze Kartenblätter der topographischen Karte 1 : 25 000 erstreckte, eine kaum mehr zu bewältigende Ausdehnung an, dessen Untersuchung das zunächst vorgenommene Zeitpensum nicht unwesentlich überschritt; auf der andern Seite aber wuchs im Laufe der Zeit das gesammelte Material derartig an, daß seine sachgemäße Behandlung den mir gegenwärtig zur Verfügung stehenden Raum weit übersteigen würde.

Deshalb will ich mich zunächst mit der Stufenbeschreibung und der Zusammenstellung der stratigraphisch-paläontologischen Untersuchungsergebnisse, d. h. der Publikation des mehr rein stratigraphischen Teiles der Arbeit begnügen. Die Darstellung der tektonischen Verhältnisse an Hand der aufgenommenen Kartenblätter, die eine Reihe bald größerer, bald kleinerer Senkfelder an vorwiegend NO. und NNW. und nur ganz untergeordnet OW. verlaufenden Bruchspalten erkennen ließen, soll tunlichst bald in einer weiteren Arbeit erfolgen. Auch mußte eine ausführliche monographische Beschreibung der ungeahnt reichen und größtenteils sehr gut erhaltenen und neuen Ammonoiten-Fauna aus dem typischen Obertithon des S., der Umgebung von Neuburg und Oberhausen, die mir im Laufe der letzten Jahre zufiel, wegen der Unumgänglichkeit einer großen Anzahl von Abbildungstafeln von gegenwärtiger Arbeit abgetrennt werden. Die stratigraphische Wertung dieser außerordentlich schönen und gleich interessanten Cephalopoden-Fauna erheischte indes auch in gegenwärtiger Arbeit, die ja zugleich auch ein kleiner Versuch sein soll zu einer neuen stratigraphischen Gliederung des fränkischen Obermalms, eine kurze Diagnosen-Aufnahme der neuen Arten und Bekanntgabe der wichtigsten Neubenennungen. Bisher unbekannte oder wenigstens in Franken neue Faunenbestandteile auch tieferer Horizonte sollen indes doch im gegenwärtigen Teile eine nähere Vorführung erfahren.

Als wichtigere Vorlagen für gegenwärtige Untersuchungen dienten neben der GÜMBEL'schen Karte und seiner gediegenen „Beschreibung der fränkischen Alb“ sowie seiner Erläuterungen zu einzelnen Blättern der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, besonders zu Blatt Ingolstadt, auch die vorzüglichen Arbeiten von OPPEL, WAAGEN, v. AMMON und WALTHER, an neueren schwäbischen Arbeiten jene von HAIZMANN und SCHMIERER. Sämtliche der genannten Arbeiten wurden den tatsächlichen, in Franken gegebenen Verhältnissen, wie sie sich mir im Laufe der Zeit herausstellten, nicht in allem gerecht, und deshalb bot wohl auch die alte Gliederung der fränkischen Obermalmbildungen für die Parallelisierung mit anderweitigen Juravorkommen bisher meist recht erhebliche Schwierigkeiten und große Unsicherheit, die wohl vor allem in der mangelhaften paläontologischen Charakterisierung gerade der jüngsten Horizonte wurzelten und mit den neubeschriebenen reichen Faunen fernerer, besonders auch außereuropäischer Juravorkommen keine oder nur wenig Fühlung erkennen ließen. In dieser Hinsicht dürfte die vorliegende Arbeit manch interessanten stratigraphischen Lichtpunkt enthalten, auf alle Fälle aber ein nicht unwillkommener Beitrag sein in Ansammlung von Material für Überbrückung mancher hier bisher schmerzlich empfundenen Kluft und zugleich vielleicht für den einen oder andern Anlaß zu sorgfältiger Sammlung vielleicht ähnlich zerstreuter stratigraphisch wichtiger Elemente im näheren oder entfernteren Nachbarlande.



Auch die Deutung der jugendlichen Aufschüttung, der sogen. Albüberdeckung, dürfte durch den Nachweis der reichen Beteiligung jungkretazischer, cenomaner und wohl auch noch turoner Sedimente ihrer Richtigkeit um ein gutes Stück näher gerückt sein.

Ich möchte hier noch einer angenehmen Pflicht nachkommen und meinen geziemendsten und verbindlichsten Dank aussprechen all den Herren, die mich in Ausführung gegenwärtiger Arbeit unterstützten, so vor allem meinen sehr verehrten Herren Lehrern, Professor Dr. ROTHPLETZ für sein jederzeit wohlwollendes und hilfreiches Entgegenkommen und das lebhaftes Interesse, das er meinen Studien und den Ergebnissen der Kartierung entgegenbrachte, sowie auch für gütige Erlaubnis zur Benützung der Sammlungen, und Herrn Professor Dr. BROILI für jederzeit größte Bereitwilligkeit in förderlicher Erteilung von Rat und Auskunft. Auch den Herren Professoren Dr. J. SCHWERTSCHLAGER in Eichstätt, Dr. v. STROMER und Dr. SCHLOSSER für freundliche Winke besten Dank!

## B. Gebietsgrenzen und topographische Übersicht.

Umfang und Grenzen des näheren Untersuchungsfeldes waren also vor allem bedingt durch Ziel und Zweck der Arbeit an sich, die gleichgradig in der Beantwortung stratigraphischer wie tektonischer Fragen bestanden. Seine Nordgrenze wurde nur unwesentlich über die Nordhänge des Altmühltales hinausgeschoben, denn hier ist der Charakter der Lagerung ein meist normaler und klarer; sie wurde so gezogen, daß der Tallauf noch ganz ins Gebiet hereinfiel, behufs Beurteilung der Frage nach der allenfallsigen Abhängigkeit der Talbildung von tektonischen Störungen oder Fazieswechsel, so daß sie hier annähernd die Orte Solnhofen, Schernfeld, Wintershof, Buchenhüll streift.

Die Ostgrenze umfaßt noch die Gemarkungen von Landershofen und nähert sich dem Orte Pfünz, weil gerade hier gewisse Lagerungsstörungen zu Tage treten; dann wurde weiter nach Süden der aus der Landschaft sich deutlich heraushebende Hellenberg und seine südliche Vorlagerung, der Krametsberg mit seinen Westhängen noch hereinbezogen, so daß sie sich mit der Ostgrenze der topographischen Kartenblätter Eichstätt, Nassenfels, Neuburg deckt und annähernd von Pfünz gegen Wolkertshofen und Bergheim hinüber streicht.

Als Südgrenze wurde der Südrand der jurassischen Formation angenommen, der einen weiten nach Süden konvexen Bogen von Joshofen im O. über Neuburg, Seensand, Unterhausen gegen Bertoldsheim zieht, so daß hier noch etwa die nördliche Hälfte der Kartenblätter Neuburg und Burgheim ins Untersuchungsfeld hereinfällt.

Die Westgrenze des Gebietes fällt mit dem Westrand der Kartenblätter Burgheim und Wellheim zusammen, wurde aber weiter nach N. wenn auch unwesentlich über den W.-Rand von Blatt Dollnstein noch über Mühlheim und Solnhofen vorgeschoben, weil gerade bei diesen Orten gewisse Lagerungsstörungen Aufklärung erheischten und zu näherer Untersuchung reizten.

Das so umrahmte Untersuchungsfeld nimmt eine annähernd quadratische Fläche von 20 km Durchmesser ein. Es bildet einen gleich großen Ausschnitt aus der sogen. Juraplatte, deren Südrand mit seiner Südgrenze zusammenfällt.

Ein Gang durchs Gebiet oder ein Blick auf die topographische Karte zeigt indes, daß Begriff und Vorstellung von einer „geebneten Platte“ eigentlich nur

von dem nördlich der Altmühl gelegenen Teile volle Anwendung gestattet, denn im südlichen Anschlußgebiet haben tief einschneidende, oft mächtige Talrinnen mit ihren Mäanderwindungen, Seitenfurchen und breiten Ausbuchtungen bereits eine recht intensive und mannigfache topographische Gliederung bewirkt und die ursprünglich wohl mehr zusammenhängende Platte in eine Anzahl nebeneinander gereihter und seitlich durch tiefe Kurztäler selbst wieder stark eingelappter Berg Rücken zersägt, oder, wie besonders im Osten und Süden, schmale Bügel und Langzungen oder auch Rundkuppen herausmodelliert, so daß man hier vielfach eher den Eindruck eines Berggeländes als den einer geebneten Platte gewinnt.

Zwei große Talfurchen sind es vor allem, die die ganze Physiognomie des Gebietes beherrschen, im N. das in vielen, weit ausholenden Windungen im allgemeinen WO. verlaufende Tal der Altmühl, das von Dollnstein aufwärts, wenigstens in der größeren Tiefe der heutigen Rinne, auffällig verjüngt erscheint, und das kaum minder geschlängelte sogen. Wellheimer Trockental, das bei Rennertshofen im S. in den Albkörper eintritt und bei Dollnstein mit hauptsächlich SN.-Verlauf annähernd rechtwinklig aufs Altmühltal stößt und sich in allen Momenten derartig diesem homomorph erweist, daß an der Identität der Talungen, d. h. dem tatsächlichen Vorliegen ein und desselben ehemaligen Wasserweges, als der wohl nur die alte Donau in Betracht kommt, heute niemand mehr zweifelt.

Die am weitesten nach S. vordringende Jurazunge wird von einer ähnlichen, gleichbreiten, WO. gerichteten Talrinne zwischen Steppberg und Neuburg durchbrochen, durch welche die heutige Donau ihren Lauf nimmt. Eine annähernd gleichgerichtete, wenn auch wesentlich bescheidenere Bodenfurche bildet dann weiter nördlich das zwischen Feldmühle bei Hütting und Nassenfels eingesägte Schuttertal.

Außer diesen mehr primären oder Haupttälern beteiligt sich an der reichen orographischen Gliederung noch eine große Anzahl von teils recht ansehnlichen sekundären und tertiären Seitentälern, so im N. das im ganzen NO. streichende bei Mühlheim ins Röglinger und Tagmersheimer Tal sich verzweigende und bei Altendorf zur Altmühl geöffnete tiefe Mörsheimer Tal; in nächster Nähe mit ihm münden von links kommend zwei weitere annähernd gleichgerichtete tiefe Täler, das eine bei Esling, das andere, „Tiefe Tal“ (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen bei Eichstätt), bei Hagenacker; bei Breitenfurt mündet rechts das SN. verlaufende „Wildtal“.

Größere Talrinnen weist dann vor allem wieder Blatt Eichstätt auf, so von links kommend (sämtliche mit vorwiegend NW.-Verlauf) das Tiefe Tal, Buchtal, Haseltal und der Herrengrund bei Landershofen (NNW.). Zahlreiche Seitentäler fließen besonders im Talkessel vom Eichstätter Bahnhof bei Wasserzell zusammen, so mit NO.-Verlauf das Engtal und Augustental, mit O.-(OSO.)Richtung das Kindertal und das Schweinstal.

Recht intensiv durch tiefe Talrinnen modelliert erscheint besonders auch die Gegend von Konstein und Wellheim; als relativ stattliche Talrinnen fallen hier neben dem alles beherrschenden Trockental vor allem drei von Westen kommende Talrinnen in die Augen, so das N. Konstein in ersteres einmündende vorwiegend WO. gerichtete lange Spindeltal, dann hart S. daneben und diesem annähernd parallel (ONO.) das Langwiestal, wenig nordwärts das bei Wielandshöfe austreichende NW. gerichtete Bäckertal, das bald das Kellertal absendet.

Weiter im S. streichen ins Trockental bei Ellenbrunn zwei weitere Talrinnen aus, eine längere WNW. verlaufende, die Hasenau, wie eine gleichgerichtete kürzere



hart N. daneben; im S. bei Rennertshofen dann eine weitere größere, mit langer NW.-Erstreckung, jene des Usseltales.

Weiter im O., vor allem in der Umgebung von Adelschlag, Nassenfels und im S. bei Unterstall, Neuburg greift in der Orographie ein recht wesentlicher Wechsel der Dinge insofern um sich, als man hier weitmuldige bis kesselförmige Senkgebiete antrifft, die in Form weiter Buchten und Zungen westwärts tiefer in den Albkörper hereingreifen, wie längs der Bahn bei Adelschlag oder im südlichen Maltheserholz bei Igstätten gegen den Forsthof und dem Bergener Kessel zu, oder in Form einer noch etwas gehobenen Terrasse bei Unterstall, Bittenbrunn und Gietlhausen nächst Neuburg. Sie stellen tektonische Einbruchsgebiete dar und können insofern als eine Art äußerster Ausläufer der Hochebene angesehen werden, mit der sie weitgehend auch die gleichen jüngeren Sedimente teilen.

Während nördlich der Altmühl das Gelände sich noch aus einer gut zusammenhängenden und ausgedehnten Platte aufbaut, erscheint diese südlich davon durch die eben aufgezählten Täler und Bodenfurchen ziemlich stark modelliert; es werden durch diese meist drei- oder allseitig isolierte Teilplatten aus dem ganzen herausgesägt, die im N. noch meist deutlich größere Ausdehnung gewinnen und im folgenden meist als „Platten“, „Breitrücken“ oder auch „Schollen“ bezeichnet werden, weiter im S. aber, wo die Täler sich mehr drängen und weite Talmulden größere Ausdehnung gewinnen, wie bereits angedeutet, mehr die Form schmaler Langrücken oder auch kuppiger Höhen annehmen.

Eine kurze Vorführung der wichtigsten derartigen Teilplatten (Schollen), Breit- und Schmalrücken und Kuppen dürfte hier zur allgemeinen Orientierung nicht unweckmäßig sein.

Im NW. des Untersuchungsfeldes könnte man vielleicht gut sprechen von einer Langenaltheim-Solnhofener Platte mit der Solnhofener und Mörnshheimer Hart, vom Altmühl- und Rögling-Mörnshheimer Tal ausgeschnitten; S. daneben von einer Gammersfeld-Ensfelder Platte mit zahlreichen seitlichen Einlappungen und vorspringenden Bergzungen, im N. dem Schloßberg, Kobelberg, Torleitenberg, im O. neben kleineren Vorlappungen vor allem dem stattlichen Langrücken des Beixenhart, im S. dem Kellerberg, südlich Haunsfeld, und durchs Bäcker- und Spindeltal fast zu einer eigenen Platte isoliert, dem Ensfelder Handloh. Weiter im S. wird vom Spindel-, Trockental und der Hasenau eine Emskeim-Gammersfelder-Platte ausgeschnitten besonders mit den Vorsprüngen des Langenberges im N., des Hütten-, Schloß-, Kreuzel- und Gigelberges im O. und des Mühllohberges im S.; südlich daran anschließend dann mit Hilfe des Usseltales noch eine Ammerfeld-Rohrbacher-Platte mit der „Röth“ und dem „Mauerner Schlag“. Zwischen Ussel und Donau schließt sich dann der Erlbacher Breitrücken an.

Weniger stark zersägt erscheint dann östlich des Trockentales das östliche Nachbargebiet (im N.), doch kann immerhin auch hier eine von diesem, dem Altmühl- und Engtale bei Wasserzell ausgeschnittene breite Platte unterschieden werden, die ich als Wittmes-Schweinspark-Platte bezeichnen möchte, im N. mit den Vorsprüngen und Vorlappungen des Torleitenberges, Mühlberges, Schneiderberges, Neufang, dem Bauernbuck und Höllbuck im O. und dem Großerwald, Haberbuck, Römerberg im W. Im S. fließt die Schweinspark-Wittmesscholle bei Hardt-Biesenhart mit einer Art W.—O. streichendem Querrücken, dem Schutterberg, zusammen, mit der Langzunge des Mühlberges bei Wellheim im W. und des Pfahlschlages im O.

Die breiten Senkfelder, Kessel und Mulden lassen dann weiter ostwärts und weitgehend auch im S. und SO. des Gebietes den Begriff „Platten“ mehr verschwinden und nur noch mehr Langrücken und Kuppen aufkommen. Die Langzunge des Eichstätter Frauenberges zeigt über der Waschette und gegen Weiskirchen hin zwar noch eine gewisse plattige Verbreiterung. Mehr isoliert erscheint dann im O. die Pietenfelderhöhe, dann vor allem der große Hellenberg mit dem Krametsberg. Auch weiter südwärts kommt es durch ausgedehnte Buchten und Talmulden zu mehr isolierten Erhebungen, so dem Luderbuck bei Möckenloh Mühlberg bei Attenfeld, dem Brunnholz und der Wolpertsau bei Bergen und vor allem dem stattlichen Hainberg bei Ellenbrunn mit seinen zahlreichen Einlappungen an den westlichen und südlichen Gehängen.

Ein mächtiger Langrücken zieht dann im S. noch von (nördlich) Unterstall über Gietelhausen gegen Steppberg herüber, der mit dem Galgenberg im O. beginnt und später über der „Platte“, dem Schießplatz, Weinberg und Musterholz sich wieder mehr plattig verbreitert.

Auch der äußerste Juravorsprung südlich der Donau läßt sich noch ziemlich als ein bei der Beutemühle zwar etwas abgerissener Langrücken bezeichnen, der sich zusammensetzt aus dem Steppberg im W., dem Flachsberg, Oberhauser-Rücken und Burgholz-Berg, mit der südlichen Verbreiterung des Krametsberges.

Die Bodenerhebungen sind relativ bescheiden, immerhin steigen sie nicht selten bis zu 150 m über die heutigen Talsohlen, bis zu Höhen von 550 m und darüber an. Die größte Höhe finde ich im äußersten NW. des Gebietes, über der Solnhofener Hart mit 597 m verzeichnet; im übrigen kommen Höhen mit 550 m in allen Gebietsteilen vor, auch noch weit im S., so auf dem Hainberg bei Ellenbrunn, wo man bei der bisher allgemein angenommenen und betonten SO.-Neigung der Juraschichten sie eigentlich nicht mehr erwarten könnte, wenn hier nicht der Jura von Eichstätt-Solnhofen seine nicht unwesentliche Fortsetzung nach oben in ganz ansehnlicher Mächtigkeit erhalten zeigte. Die Gebiete größter Erhebung in größter seitlicher Erstreckung liegen begrifflicherweise im N. der Altmühlrinne.

Das Gebirge des eben abgesteckten und kurz charakterisierten Untersuchungsfeldes baut sich überwiegend oder eigentlich ausschließlich aus den Schichten des oberen Malms auf, die das mittlere und obere Kimmeridge, sowie das untere und, wie sich zeigen wird, auch das obere Portland (= unteres und oberes Tithon) vertreten. Die meist recht bescheiden mächtige lehmig-sandige, und nur mehr lokal und gelegentlich zu Quarziten und Sandsteinen erhärtete Auflagerung, die sogen. Albüberdeckung, wird von sicher oberkretazischen, tertiären und diluvialen Sedimenten und Bildungen geliefert, deren Abscheidung gegeneinander und stratigraphische Zuteilung vielfach großen Schwierigkeiten begegnet oder teilweise sich heute überhaupt noch nicht bewerkstelligen läßt.

### C. Verzeichnis der benützten und zitierten Literatur.

1. ABEL, Die Tithonbildungen von Niederfellabrunn in Niederösterreich und deren Beziehungen zur unteren Volgstufe. Verh. K. K. geol. R.-A. 1897.
2. v. AMMON L., die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875.
3. — —, Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der fränkischen Alb. 1899.
4. — —, Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten im Ries und anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie. Geogn. Jahresh. Bd. XVI. 1903.
5. — —, Die Scheuerfläche von Weilheim in Schwaben. Geogn. Jahresh. München Bd. XVIII. 1905/07 p. 176.



6. ANDERT H., Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. Festschrift des Humboldt-Vereins zu Ebersbach zur Feier seines 50jährigen Bestehens. Ebersbach 1911.
7. BALSS H., Über fossile Galatheiden. Centralblatt für Min. etc. 1913.
8. BAUMBERGER E., Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Abh. d. schweiz. geol. Ges. Vol. XXX. Zürich 1903.
9. BAYAN M., Sur la succession des assises et des faunes dans les terrains jurassiques supérieurs. Bull. de la soc. géol. de France 1874 Sér. 3 Bd. 2 p. 316.
10. BAYBERGER FR., Zum Problem des Wellheimer Trockentales. Mitt. d. geogr. Ges. München, 4. Bd. 2. Heft, Okt. 1909.
11. BECKER E., Die Korallen der Nattheimer Schichten von EWALD BECKER und CONSTANTIN MILASCHEWITSCH. Paläontogr. Bd. 21. 1875/76.
12. BEHRENDSEN, Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891 Bd. 43.
13. BERTRAND M., Le Jurassique supérieur et ses niveaux coralliens entre Gray et Saint-Claude. Bull. de la soc. géol. de France 1883 Sér. 3 Bd. 11 p. 164.
14. BLASCHKE FRIEDR., Zur Tithonfauna von Stramberg in Mähren. Ann. d. K. K. Nathist. Hofmus. Wien 1911. Bd. 25.
15. BLÖSCH E., Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1910 Beil.-Bd. XXIX p. 662.
16. BÖHM GG., Die Fauna des Kelheimer Diceraskalkes, zweite Abteilung Bivalven. Paläontogr. Bd. XXVIII. Cassel 1881.
17. — —, Die Bivalven der Stramberger Schichten. Pal. Mitt. v. ZITTEL 2. Bd. Cassel 1883.
18. BOGOSLOWSKY N., Über das untere Neokom im Norden des Gouvernements Simbirsk und dem Rjazan-Horizont. Verh. d. K. russ. Min. Ges. zu St. Petersburg. II. Ser. Bd. 37 Nr. 2. 1900.
19. BRANCA, Vulkanembryonen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1894 p. 568.
20. — —, Das vulkan. Vorries und seine Beziehungen zum vulkan. Riese bei Nördlingen. Abh. K. preuß. Akad. Wiss. 1901.
21. — —, Beweis für die Richtigkeit unserer Erklärungen des vulkan. Rieses bei Nördlingen. Sitz.-Ber. K. preuß. Akad. Wiss. 1901.
22. BRANCA u. E. FRAAS, Das vulkan. Ries von Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abh. K. preuß. Akad. Wiss. 1901.
23. BRANCA, Über die Entstehung der vulk. Durchbohrungskanäle im Gebiete Urach. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1897.
24. BRAUNS D., Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland von der oberen Grenze der Ornatschichten bis zur Wealdbildung mit besonderer Berücksichtigung seiner Molluskenfauna. Braunschweig 1874.
25. BROESAMLEN, Beitrag zur Kenntnis der Gastropoden des schwäbischen Jura. Paläontogr. 1909.
26. BRUNHUBER, Über die geotektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg. Ber. Nat. Ver. 1894/95.
27. BURCKHARDT C., Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne, Stratigraphie et Tectonique. Ann. del Museo de la Plata Succ. II. 1900.
28. — —, Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Cordillere. Paläontogr. 50. Bd. 1903.
29. — —, La Faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur. Mexico 1906.
30. — —, Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexico. Centralblatt f. Min., Geol. etc. 1910. H. 19 u. 20.
31. — —, Bemerkungen über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexicos und Südamerikas. Centralblatt f. Min. etc. 1911. H. 15.
32. — —, Faunes jurassiques et crétaciques de San Pedro del Gallo. Bol. del Inst. Geol. de Mexico Nm. 29, 1912.
33. BURKHARDTSMAYER H., Geologische Gliederung der Umgegend von Betzingen-Reutlingen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1909 p. 33.
34. CANAVARI, Idrozoi titoniani della regione mediterranea appartenenti alla famiglia delle Ellipsactinidi. Mem. R. Comit. Geol. d'Italia Bd. 4. Firenze 1893.
35. — —, La fauna degli strati con Aspidoc. acanthicum di monte Serra presso Camerino. Palaeontographica Italica. 1900—1903. Parte V.

36. CASTILLO et AQUILERA, Fauna fossil de la Sierra de Catorce. Boletin de la Commission Géologica Mexic. I, 1895.
37. CATULLO, Memoria geogn. palaeontol. sulle Alpi Venete. (Apend. III.) Modena 1846.
38. — —, Interno ad una nuova classificazione delle calcarie rosse ammonitiche delle Alpi Venete. (Mem. dell. R. Istituto Veneto. Vol. V.) 1855.
39. CHOFFAT M. P., Sur les couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental. Bull. de la soc. géol. de France 1875. 3. p. 764.
40. — —, Description de la faune jurassiques du Portugal. Classe de Céphalopodes, Prem. sér.: Ammonites du Lusitanien de la contrée de terres-Vedras. Lisbonnes 1895.
41. CLOOS H., Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXX, 1910 p. 97 ff.
42. COQUAND, Monographie du Genre Ostrea. Terrain crétacé. Marseille 1869.
43. COSSMANN M., Quelques Pelécypodes jurassiques de France. Comptes rendus de l'association française pour l'avancement des sciences. Congrès de Lyon 1906 et 1907.
44. COTTEAU G., Die Echiniden der Stramberger Schichten (Zitt. Pal. Mitt. 3) 1884.
45. CREDNER H., Die Pteroceras-Schichten der Umgegend von Hannover. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 16. 1864 p. 196.
46. DACQUÉ E., Die Stratigraphie des marinen Jura an den Rändern des Pazifischen Ozeans. Geolog. Rundschau Bd. II H. 8. Leipzig 1911.
47. DAMES W., Über Archaeopteryx. Paläontolog. Abh. v. DAMES u. KAYSER 1884, II. Bd. H. 3.
48. DAVIDSON TH. A., Monograph of the British fossil Brachiopoda Vol. 4. London 1874—1882.
49. — —, A Monograph of the British fossil Brachiopoda Vol. 6. 1886.
50. DEFFNER C., Zur Erklärung der Bohnerzgebilde. Württ. naturw. Jahresh. XV. Jahrg. 1859.
51. — —, Der Buchberg bei Bopfingen. ibid. XXVI. Jahrg. 1. H. 1870.
52. DEFFNER u. FRAAS, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg. Stuttgart 1877.
53. DOLLFUSS A., La faune Kimmeridienne du Cape de la Hève, Essai d'une révision paléontologique. Paris 1863.
54. DOUVILLÉ R., Céphalopodes Argentins. Mém. Soc. géol. de France. Paléontologie t. XIII. fasc. 4. Mém. no. 43. 1910.
55. — —, Esquisse d'une classification phylogénique des Oppedidés. Bul. de la Soc. Géol. de France. 4. Séc. t. 13. 1913.
56. DUBBERS H., Der obere Jura auf dem Nordflügel der Hilsmulde. Göttingen 1888.
57. DUMORTIER et FONTANNES, Description des Ammonites de la zone à Amm. tenuilobatus de Crussol (Ardèche) et de quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. Lyon et Paris 1876.
58. ENGEL TH., Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart 1883. 1908.
59. FAVRE E., Fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. Mém. de la Soc. Pal. Suisse. Vol. VI. 1879.
60. — —, La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. Mém. de la Soc. Pal. Suisse. Vol. IV. 1877.
61. FAVRE FR., Contribution à l'étude des Oppedia du Jurassique Moyen. Mém. de la Soc. Pal. Suisse. Vol. 38. 1912.
62. FELIX J., Versteinerungen aus der mexikanischen Jura- und Kreideformation. Palaeontographica Bd. 37. 1891.
63. FILD H., Die tektonischen Verhältnisse der Ehrenbürg bei Forchheim. Erlangen 1903.
64. FINK W., Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. 16. Jahrg. 1903.
65. FISCHER E., In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 68. Jahrg. Stuttgart 1912.
66. FONTANNES F., Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol. (Ardèche) Zone à Oppedia tenuilobata et Waagenia Beckeri. Paris 1879.
67. FOORD A., Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum. (Natural history) Part. II. London 1891.
68. FRAAS E., Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Kirchheim. 1898.
69. — —, Donaubruchlinie und Vorries. Ber. d. oberrhein. geol. Ver. 43 II. 1910.



70. FRAAS E., Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1911.
71. FRAAS O., Die Oolithe im weissen Jura des Brenztales. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 13. Jahrg. 1857 p. 104.
72. — —, Die geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnlinien. III. Lieferung. Die Remsbahn. Stuttgart 1885.
73. FROMENTEL, Monographie des polyptiers jurassiques supérieures, Partie I, Etage Portlandien. Paris 1862.
74. — —, Paléontologie française, Terrain jurassique Bd. 12. Paris 1865/69.
75. FUCHS TH., Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrb. Stuttgart 1883. 2. Beil.-Bd.
76. FURLANI MARTHE, Die Lemes-Schichten, ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mittel-dalmatien. Jahrb. d. K. K. geol. R.-A. Wien 1910. 60. Bd.
77. GAUB F., Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. Geol. u. Paläont. Abhandl. IX. Bd. Jena 1910/11.
78. GEINITZ H., Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontographica XX. Bd. 1872—75.
79. GEMMELLARO G., Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia. Palermo 1872—1882.
80. GLANGEAND M., Sur le Jurassique supérieur des environs d'Angoulême, Bull. de la soc. géol. de France 1897.
81. GOLDFUSS A., Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angrenzenden Länder unter Mitwirkung des Herrn Grafen GEORG ZU MÜNSTER, I. u. II. Teil. Düsseldorf 1826—33 u. 1834—40.
82. GREPPIN ED., Etudes sur les Mollusques des couches coralligènes des Environs d'Oberbuchsitten. Mém. de la Soc. Pal. Suisse. Vol. XX. 1893.
83. GÜMBEL C. W. v., Die Streitberger Schwamm lager und ihre Foraminifereneinschlüsse. Württ. naturw. Jahresh. 1862.
84. — —, Geognost. Verhältnisse der fränkischen Alb, in Riehls Bavaria Bd. III, Buch IX, 1865.
85. — —, Geognost. Karte des Königreichs Bayern 1:100000. Blätter Ingolstadt, Regensburg, Neumarkt mit Erläuterungen. Cassel 1868—87.
86. — —, Die geognost. Verhältnisse des Ulmer Cementmergels, seine Beziehungen zu dem lithogr. Schiefer und seine Foraminiferenfauna. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in München 1871.
87. — —, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV) der geognost. Karte des Königreichs Bayern 1889.
88. — —, Geognost. Beschreibung der fränkischen Alb 1891.
89. — —, Die Amberger Eisenerzformation. Sitz.-Ber. d. math.-phys. Kl. d. K. bayer. Akad. d. Wiss. Bd. XXII H. III. 1903.
90. HAAS H., Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebietes und seiner angrenzenden Landesteile. Zürich 1890.
91. HAIME JULES, Description des Bryozoaires fossiles de la formation jurassique. Paris 1854.
92. HAIZMANN W., Der weiße Jura  $\gamma$  und  $\delta$  in Schwaben. Neues Jahrb. f. Min. etc. 15. Beil.-Bd. 1902.
93. HAUPT O., Beiträge zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Cordillere. Neues Jahrb. f. Min. etc. 23. Beil.-Bd. 1907.
94. HÄUSLER R., Monographie der Foraminiferenfauna der Schweizer Transversariuszone. Abh. d. schweiz. Pal. Ges. 1890 Vol. XVII.
95. HERBICH FR., Das Szeklerland. Jahrb. d. K. ung. geol. Anst. 1878.
96. — —, Paläontologische Studien über die Kalkklippen des siebenbürgischen Erzgebirges. Mitt. aus dem Jahrb. d. K. ung. geol. Anst. Bd. 8. 1886.
97. HILFiker, Untersuchung der Höhenverhältnisse der Schweiz. Bern 1902.
98. HOLZAPFEL E., Über einige wichtige Mollusken der Aachener Kreide. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884.
99. — —, Über die Fauna des Aachener Sandes und seiner Äquivalente. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1885.
100. — —, Die Mollusken der Aachener Kreide. Palaeontographica Bd. 35. 1889.
101. HUENE F. v., Über schwäbische Aucellen und eine verwandte Form. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1900 I. p. 51.
102. JOOSS C., Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken aus dem Ries. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. Jahrg. 68. 1912.

103. KALKOWSKY E., Die Verkieselung der Gesteine in der Wüste Kalahari. Mitt. aus dem K. mineral.-geol. Museum in Dresden 1911.
104. KAYSER E., Lehrbuch der Geologie I. u. II. Teil, Stuttgart 1908.
105. KESSLER P., Die Entstehung der mittelrheinischen Tiefebene. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910.
106. KILIAN W., Description géologique de la montagne de Lure, Basses Alpes. Ann. d. soc. géol. Paris 1889.
107. — —, Observations au Mémoire de M. HAUG sur le Portlandien, le Tithonique et le Volgien, in E. HAUG: Portlandien, Tithonique et Volgien (p. 429). Bull. soc. géol. de France Série 3. Vol. 26, 1898, p. 197.
108. — —, Notice stratigraphique sur les environs de Sistéron. Bull. soc. géol. France, sér. III, t. XXXIII. 1895.
109. KNEBEL W. v., Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries von Nördlingen. Inaug.-Diss. Berlin 1902.
110. — —, Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene im Gebiet des Tafeljura. Sitz.-Ber. phys. med. Soc. Erlangen 1903 p. 189.
111. — —, Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 55, 1903.
112. — —, Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 55, 1903.
113. — —, Die Eryoniden des oberen weißen Jura. Habilitationsschrift. Berlin 1907.
114. KOPY E., Monographie des Polypiers jurassiques de la Suisse. Partie I. Mém. de la Soc. Pal. Suisse. Vol. XII. Zürich 1880.
115. KOEHNE W., Vorstudien zu einer neuen Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura. Sitz.-Ber. d. phys. med. Soc. in Erlangen 1905.
116. — —, Geologische Geschichte der fränkischen Alb. München, Piloty & Löhle.
117. KOERT W., Geologische und paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Inaug.-Diss. Göttingen 1898.
118. KOHLER E., Die Amberger Erzlagerstätten. Geogn. Jahresh. 15. Jahrg. 1902.
119. KOKEN E., Geologische Studien im fränkischen Ries. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XII, 1899.
120. — —, Bemerkungen über das Tertiär der Alb I. Centralbl. f. Min. etc. Bd. 13, 1900 p. 145 (II).
121. — —, Die Schlißflächen und das geologische Problem. N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. XIV, 1901 (II).
122. — —, Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIV, 1901.
123. KRAFFT A. v., Über einen neuen Fund von Tithon. Verh. d. K. K. R.-A. 1897 H. 9 p. 193.
124. KRANZ W., Geologische Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm a. D. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1905.
125. — —, Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden, Elsaß u. s. w. nebst Erläuterungen von C. REGELMANN. Centralbl. f. Min. etc. 1908.
126. — —, Weitere Bemerkungen zur geol. Übersichtskarte Süd-West-Deutschlands. Centralbl. f. Min. etc. 1910.
127. — —, Über Zusammenschub in Horstgebirgen. Centralbl. f. Min. etc. 1911.
128. LAMPLUGH W., On the Speeton Series in Yorkshire and Lincolnshire. Quaterly journal Geol. Soc. 52, 1896.
129. LANGENBECK, Der gegenwärtige Stand der Korallenrifffrage. Geogr. Zeitschr. Hettner 1907, p. 34.
130. LAPPARENT, Note sur la Nomenclature des terrains sédimentaires par Ms. MUNIER-CHALMAS et de LAPPARENT. Bull. soc. géol. de France t. 21, 1893, p. 438.
131. — —, Traité de Géologie, Paris 1900.
132. LAHUSEN J., Über die russischen Aucellen. Petersburg 1888.
133. LEMOINE PAUL, Etudes géologiques dans le Nord de Madagascar. Contributions à l'histoire géologique de l'Océan Indien. Paris 1906.
134. LENT K., Der westliche Schwarzwaldrand zwischen Staufen und Badenweiler. Mitt. d. bad. geol. Landesanstalt 1893, p. 686 (II).
135. LEONHARD, Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien. Paläontogr. Bd. 44, 1897/98.
136. LOESCH C. v., Über einige Nautiliden des weißen Jura. Inaug.-Diss. München 1912.
137. LÖNCK G., Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 16, 1903.
138. LORIOU et JACCARD, Etude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infra-crétacée du Jura et en particulier de Villers-le Lac. Genève 1865.



139. LORIOU et COTTEAU, Monographie paléontologique et géologique de l'Etage Portlandien du Département de l'Yonne. Paris 1868.
140. LORIOU, ROYER, TOMBECK, Description géologique et paléontologique des Etages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. Paris 1872.
141. LORIOU et PELLAT, Monographie paléontologique et géologique des Etages supérieurs de la Formation jurassique des environs de Boulogne-sur-mer. Mém. de la Soc. de Physique et hist. nat. de Genève, Paris 1874/76. Partie I. et II.
142. LORIOU, P. de. Monographie paléontologique des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus (Badener Schichten) d'Oberbuchsitten et de Wangen. Genève 1878.
143. — —, Etudes sur les Mollusques des couches coralligènes inférieures du Jura Bernois. Genève 1889/92.
144. — —, Description des Mollusques et Brachiopodes des couches Séquaniennes de Tonnerre (Yonne). Genève 1893.
145. LORIOU et BOURGEAT, Etudes sur les Mollusques des couches coralligènes de Valfin (Jura). Genève 1886/88.
146. MEYER HERMANN v., Die Prosoponiden oder Familie der Maskenkrebse. Palaeontographica Bd. VII. 1859—1861.
147. MICHALSKI, Die Ammoniten der unteren Volgastufe. Mem. com. russ. Vol. VIII. 1890.
148. MILLER KONR., Das Tertiär am Hochsträß. Inaug.-Diss. Stuttgart 1871.
149. — —, Das Molassemeer in der Bodenseegegend. Lindau 1877.
150. — —, Die Schneckenfauna des Steinheimer Obermiocäns. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1900.
151. — —, Zum Alter des Sylvanakalkes. Centralbl. f. Min. etc. 1901.
152. — —, Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. Bd. 63. 1907.
153. MOERICKE W., Die Crustac. der Stramberger Schichten (Zitt. Pal. Mitt. 3). 1897.
154. MOESCH C., Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Bern 1867.
155. — —, Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebung. Bern 1874.
156. MOJSISOVICS, Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiet der lombardischen Alpen. Jahrb. d. K. K. geol. R.-A. 1880. Bd. 30 p. 712.
157. MÜNSTER v., Beiträge zur Petrefaktenkunde V. Heft. Bayreuth 1882.
158. MYLIUS H., Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und hohem Ifen. Mitt. d. geol. Ges. Wien. IV. 1911.
159. NEISCHL A., Die Höhlen der fränkischen Schweiz und ihre Bedeutung für die Entstehung der dortigen Täler. Erlangen (Nürnberg) 1908.
160. NEUMANN R., Die Lagerungsverhältnisse des weißen Jura bei Immendingen. Mitt. d. badischen Landesverb. f. Naturk. 1908.
161. NEUMAYR M., Jurastudien (über Tithonarten im fränkischen Jura). Jahrb. d. K. K. geol. R.-A. Bd. XX, 1870, p. 556.
162. — —, Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Wien 1873.
163. — —, Über unvermittelt auftretende Cephalopoden-Typen im Jura Mittel-Europas. Jahrb. d. K. K. geol. R.-A. Bd. XXVIII. Wien 1878.
164. NIKITIN, Über Beziehungen zwischen der russischen und westeuropäischen Juraformation. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1886 (II) p. 205.
165. — —, Les vestiges de la période crétacée dans la Russie centrale. Mém. du com. géol. Vol. V. 1888.
166. OPPEL A., Die Juraformation Englands, Frankreichs und des westlichen Deutschlands 1856/58.
167. — —, Die tithonische Etage. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1865.
168. — —, Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des K. bayer. Staates. Stuttgart 1862.
169. — —, Über ostindische Fossilreste aus den sekundären Ablagerungen von Spiti und Gnari-Korsum in Tibet. Pal. Mitt. Bd. 4. 1863. Fortsetzung 1865.
170. OPPEL-WAAGEN, Über die Zone des *Ammonites transversarius*. München 1866.
171. OPPENHEIMER J., Der Malm der Schwedenschanze bei Brünn. Paläontologie Österreich-Ungarns XX. Bd. Wien 1907.
172. D'ORBIGNY A., Paléontologie française. Céphalopodes. Terrains jurassiques. Paris 1842—49.
173. PAWLOW A., Comparaison du Portlandien de Russie avec celui du Boulonnais. Congrès géol. internat. VIII Session, Paris 1900.

174. PAWLOW A., Jurassique supérieur et Crétacé inférieur de la Russie et de l'Angleterre. Bulletin de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou. 1889. No. 1.
175. PAWLOW A. et LAMPLUGH, Les Ammonites de la zone à *Aspidoceras acanthicum* de l'Est de la Russie. Mém. du Comité géol. Vol. II No. 3. 1886.
176. — —, Argiles de Speeton et leurs équivalents. Ibid. 1891. No. 3 u. 4.
177. PEISSER G., Beitrag zur Kenntnis der in den Kalkschiefern von Solnhofen auftretenden Gattung *Eryon* und ihrer Beziehungen zu verwandten recenten Tiefseekrebsen. Inaug.-Dissert., Erlangen 1904.
178. PELLAT M., Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. Bull. de la soc. géol. de France 1880. t. 8 p. 643.
179. PENK-BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901.
180. PÉRON A., Sur l'étage tithonique en Algérie. Bull. de la soc. géol. de France. Série II, t. 29. 1872.
181. PFAFF F. W., Über Dolomit und seine Entstehung. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. 1907, p. 529.
182. PHILIPPI E., Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrb. f. Min. etc. Festband 1907, p. 397.
183. PICTET F. J., Mélanges paléontologiques, Bâle et Genève 1863/68.
184. POMPECKJ J. E., Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäbischen Jura. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württbg. Bd. 49 1893 u. Bd. 52 1896.
185. — —, Aucellen im fränkischen Jura. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1901 p. 18.
186. — —, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geognost. Jahresh. XIV. Jahrg. 1901.
187. — —, Spalte im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württbg. 1906 p. 383.
188. QUENSTEDT A., Petrefaktenkunde Deutschlands: Cephalopoden. 1846—49.
189. — —, Der Jura. 1858.
190. — —, Die Ammoniten des schwäb. Jura. Stuttgart 1887/88.
191. RECK H., Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. Centralbl. f. Min. etc. 1912 p. 340.
192. — —, Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtenstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen Zyklustheorie. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912.
193. REGELMANN, Geognostische Betrachtung des Schüttergebirges. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1891 p. 244.
194. — —, Gegen das Vindelizische Gebirge. Centralbl. f. Min. etc. 1909.
195. — —, Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1907. p. 154.
196. REMES M., Über den roten Kalkstein von Nesseldorf. Verh. der K. K. geol. R.-A. Wien 1897 (Verh. Nr. 11 p. 22).
197. — —, Beiträge zur Kenntnis der Brachiopoden des Stramberger Tithon. Jahrb. d. K. K. geol. R.-A. Bd. 49. 1899.
198. REUTER L., Die unter Leitung des K. bayer. Wasserversorgungsbureaus 1908 ausgeführten Quell- und Grundwassererschließungen im Königreich Bayern. München 1909.
199. ROEMER F., Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
200. ROLLIER L., Résumé des relations stratigraphiques et orographiques des facies du Malm dans le Jura. Archive des sciences physiques et naturelles. 1897.
201. — —, Vorläufige Notiz über das Alter des Sylvanakalkes. Centralbl. f. Min. etc. 1900, p. 89.
202. ROTHPLETZ A., Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. Abhandl. d. K. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl., XXIV. Bd., II. Abt. München 1909.
203. RÜHL, Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayerisch-Schwaben. 32. Ber. d. nat. hist. Ver. Augsburg 1896, p. 358.
204. RÜPPEL E., Abbildung und Beschreibung einiger neuen oder weniger bekannten Versteinerungen aus der Kalkschieferformation von Solnhofen. Frankfurt 1829.
205. SADEBECK A., Die oberen Jurabildungen in Pommern. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1865, Bd. 17, p. 651.
206. SALFELD H., Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit *Perisph. Martelli* Opp. an aufwärts auf Grund von Ammoniten. Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beilgd. 37. 1913.
207. SANDBERGER C., Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—75.



208. SAUER A., Geognostische Beschreibung des Oberamtes Urach. K. statist. Landesamt Württbg. 1909, p. 17.
209. SCHAD JOS., Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs am Landgericht und Hochsträß. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1908.
210. SCHLOSSER M., Die Brachiopoden des Kelheimer Diceraskalkes. Palaeontographica Bd. 28. 1881.
211. — —, Die Fauna der Kelheimer Diceraskalke. Palaeontogr. Bd. 28. 1881/82.
212. — —, Höhlenstudien und Ausgrabungen bei Velburg in der Oberpfalz. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1896 Bd. I.
213. — —, Neue Höhlenuntersuchungen in Bayern. Natürliche Höhlen, in den Jahren 1894 bis 1898 untersucht von Dr. MAX SCHLOSSER.
214. — —, Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geol. u. paläontol. Abhandlungen. Jena 1902. Neue Folge Bd. V. (IX) Heft 3.
215. — —, Notizen über einige Säugetierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. Neues Jahrb. Beil.-Bd. XIX. Bd. 1904.
216. SCHLÜTER CL., Zur Gattung Inoceramus. Palaeontographica Bd. XXIV. 1877.
217. SCHMIERER TH., Das Altersverhältnis der Stufen  $\epsilon$  u.  $\zeta$  des weißen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 54, 1902.
218. SCHROEDER H. u. BOEHM J., Geologie und Paläontologie der subherzynischen Kreide. Berlin 1909.
219. SCHRÜFER F. TH., Über die Juraformation in Franken. Inaug.-Diss. Bamberg 1861.
220. SCHÜTZE E., Alttertiäre Land- und Süßwasserfossilien aus der bunten Breccie von Weilheim im Ries. (Beitrag zu BRANCA u. FRAAS, Bunte Breccie der Bahn Donauwörth-Treuchtlingen.) K. preuß. Akad. d. Wiss. 1907, p. 15.
221. SCHWAGER CONR., Beitrag zur Kenntnis der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württbg. 1865.
222. SCHWERTSCHLAGER JOS., Altmühltal und Altmühlgebirge. Eichstätt 1905.
223. — —, Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. Geognost. Jahresh. Jahrg. 23, 1910.
224. SEEBACH K. V., Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.
225. SELLHEIM FR., Beitrag zur Foraminiferenkenntnis der fränkischen Juraformation. Inaug.-Diss. Erlangen 1893.
226. SIEBERER K., Die Pleurotomarien des schwäbischen Jura. Palaeontogr. Bd. 54, 1907/08.
227. SIEMIRADSKI H. J., Die oberjurassische Ammonitenfauna in Polen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 44. 1892.
228. — —, Der obere Jura in Polen und seine Fauna. II. Gastropoden, Bivalven etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 45. 1892.
229. — —, Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. Palaeontogr. Bd. 45. 1898/99.
230. SIMIONESCU, Studii geologice si paleontologice din Dobrogea. I. Fauna Cephalopodelor Jurasicce de la Harsova. Bucuresti 1907.
231. SMITH J. P., Die Jurabildungen des Kahlberges bei Echte. Inaug.-Diss. Berlin 1893.
232. SOKOLOV, Krimskji Tithon. St. Petersburg 1886.
233. SPANDEL E., Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Überdeckung der fränkischen Alb und der Höhlen im Gebiete derselben. Abhandl. d. naturhist. Ges. Nürnberg 1907.
234. SPEYER K. W., Die Korallen des Kelheimer Jura. Inaug.-Diss. Stuttgart 1912. Palaeontogr. Bd. 59.
235. STAFF U. RECK, Die Lebensweise der Zweischaler des Solnhofers lithogr. Schiefers. Sitz.-Ber. d. Ges. f. Naturfreunde Jahrg. 1911.
236. STEINMANN G., Über fossile Hydrozoen aus der Familie der Coryniden. Inaug.-Diss. Cassel 1878.
237. — —, Zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia). Neues Jahrb. f. Min. etc. 1881. Beil.-Bd. 1.
238. STEUER, Argentinische Juraablagerungen. Paläontolog. Abh. Neue Folge Bd. III. 1897.
239. STILLE H., Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Dritter Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover. 1910.
240. STRUCKMANN C., Der obere Jura der Umgegend von Hannover. Hannover 1878.
241. STUTZER O., Geol. der Umgegend von Gundelsheim a. N. Inaug.-Diss. Tübingen 1904.
242. SÜSS E., Das Antlitz der Erde. Bd. I. Prag. Leipzig 1885.
243. THÜRACH H., Über einige wahrscheinlich glaciale Erscheinungen im nördlichen Bayern. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1896.

244. THÜRACH H., Über das Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des fränkischen Jura. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1898.
245. TOBLER A., Über fossilführenden Quarzit aus der eocänen Huppererde von Lausen. Ber. über die XXX. Vers. des Oberrhein. geol. Ver. 1897.
246. TORNIQUIST A., Am Grunde der Ostsee angelöste Geschiebe. Ber. d. phys. ök. Ges. 51. Jahrg. H. 1, 1910, Königsberg i. Pr.
247. TOUCAS A., Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône. Bull. de la soc. géol. de France. Sér. 3, t. 16, 1888, p. 903.
248. — —, Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de l'Ardèche. Bull. de la soc. géol. de France. Sér. 3, t. 17, 1889, p. 729.
249. — —, Etude de la Faune des couches tithoniques de l'Ardèche. Bull. de la soc. géol. de France. Sér. 3, t. 18, 1890, p. 560.
250. UHLIG W., Juraformation. Rezension über E. HAUG: Portlandien etc. und KILIAN W.: Observations etc. (Bull. de la soc. géol. de France. Sér. 3, t. 26, 1898, p. 107). Neues Jahrb. f. Min. etc. 1900 I. p. 116.
251. — —, Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. K. K. Akad. d. Wiss. Wien 1902.
252. — —, Einige Bemerkungen über die Ammonitengattung *Hoplites* Neumayr. Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. Wiss. 1905, Bd. 114 p. 591.
253. — —, Die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. K. K. Akad. d. Wiss. Wien 1910.
254. — —, Über die sog. borealen Typen des Südandinen Reiches. Centralbl. f. Min. etc. 1911.
255. — —, Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. d. geol. Ges. Wien III, 1911.
256. Oberrhein. Geol. Verein. Tektonische Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands 1898.
257. VETTERS H., Die Fauna der Juraklippen zwischen Donau und Thaya. Paläontologie Österreich-Ungarns Bd. XVII. 1905.
258. VINASSA DI REGNY, Studi sulle Idractinie fossili. Mem. R. Acad. Lincei 3. Ser. Bd. 3. Roma 1899.
259. VOGELSSANG u. ZITTEL, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Möhringen und Meßkirch. Beitr. z. Statistik d. inn. Verwalt. Badens 26. H. Karlsruhe 1867.
260. WAAGEN W., Der Jura in Franken, Schwaben und in der Schweiz, verglichen nach seinen paläontologischen Horizonten. München 1864.
261. — —, Versuch einer allgemeinen Klassifikation der Schichten des oberen Jura. München 1865.
262. — —, Jurassic Cephalopoda of Kutch. Mem. geol. survey of India. Calcutta 1875.
263. WÄNDERER K., Die Juraablagerungen am Westrande des bayerischen Waldes zwischen Regenstaufer und der Bodenwöhrer Bucht. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 21. 1906.
264. WELTER O., Eine Tithonfauna aus Nord-Peru. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1913 I. Bd. p. 28.
265. WEPFER E., Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Palaeontogr. 1912.
266. WINTERFELD FR., Über meridionale, ganz Westdeutschland (bzw. Europa) durchsetzende Verwerfungsspalten. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1912.
267. WOODS H., A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. 1899—1903. Pal. Soc.
268. WÜRTENBERGER H. L., Einige Beobachtungen im Weißen Jura des oberen Donautales. Leonhard u. Bronn's Jahrb. Stuttgart 1868.
269. — —, Studien über die Stammesgeschichte der Ammoniten. Leipzig 1880.
270. WUNSDORF W., Transgressionen im oberen Jura am östlichen Deister. Jahrb. d. K. preuß. geol. Landesanst. 1902 p. 272.
271. WUNSDORF W. u. FLÜGEL G., Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. d. K. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 67. 1910.
272. ZENETTI P., Der geolog. Aufbau d. bayer. Nordschwabens u. d. angrenzenden Gebiete, Dillingen 1904.
273. ZEUSCHNER, Die Entwicklung der Juraformation im westlichen Polen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 16, 1864, p. 573.
274. ZIETEN C. H. v., Geognostisches Verzeichnis sämtlicher Petrefakte Württembergs (*Petrefacta Germaniae*) 1839.
275. ZITTEL K. v., Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Pal. Stud. über die Grenzschichten des Jura und der Kreide im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen. I. Abt. 1868.
276. — —, Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen (*ibid.* II. Abt.) 1870.
277. — —, Grundzüge der Paläontologie, neu bearbeitet von F. BROLL, E. KOKEN, M. SCHLOSSER. München-Berlin 1911.



## D. Stufenbeschreibung.

### I. Weißer Jura (Malm).

#### 1. Stufe des *Perisphinctes polyplocus* REIN.

Als ältester Stufe der Gegend sei zunächst einer Ablagerung gedacht, die am äußersten Westrande des Untersuchungsfeldes hart westlich am Friedhof von Solnhofen, unmittelbar überm Bahngleis noch in etwa 20 m Mächtigkeit ansteht, und die hier ihr Empordringen über Tal einer Radialsenkung des östlichen Nachbargebietes verdankt. Ein flüchtiger Blick zeigt, daß es sich hier um die gleichen Schichten handelt, die erst weit talabwärts, nämlich nächst Isenbrunn bei Pfalzpaint wohl infolge ganz analoger tektoniseher Vorgänge wieder zu Tage dringen.

Es sind teils ziemlich helle bis licht aschgraue Bankkalke, mehr dicht, splittrig im Bruch, ziemlich hart, mitteldickbankig mit 0,30—0,60 m Schichtmächtigkeit und scharf hervortretenden Schichtfugen; gegen diese letzteren zu pflegen die Bänke merklich tonreicher und dann mergelig zu werden, entschieden dunkler in der Farbe, blaugrau, stark chloritisch und mit Rostflecken.

Organismenreste sind nicht selten, besonders manche der mehr tonreichen Zwischenpartien sind oft wie bestreut mit Fossilien, vor allem Ammoneen; die mehr reinkalkigen und dichten Schichtpartien sind daran entschieden ärmer.

Was das Auftreten dieser anscheinend durch Frost stark mitgenommenen Kalke unter den mehr geschlossenen  $\delta$ -Bänken an den Talhängen schon mehr von der Ferne verrät, das ist ein auffallend reicher Schutt von beilförmigen, halb plattigen, großsplittrigen Gesteinsstücken. Die Fauna erweist sich auf den ersten Blick als von jener der in einem mächtigen Bruche schräg südlich fast unmittelbar darüber angebrochenen nächst höheren Stufe scharf verschieden. Was einem hier in diesen tieferen Schichten über den Bahnschienen die ersten Hammerschläge in die Hände spielen, sind *Perisphincten* (*Ataxioceraten*) vom *Polyplocus*-Typ:

*Perisphinctes effrenatus* OPP.

„ *Lothari* OPP.

„ *inconditus* FONT.;

dann dentate Oppelien (*Oecotrausten*) und häufig auch Vertreter jener mit tiefgespaltenen Rippenbündeln ornamentierten Ammoneen (*Olcostephanen*), die sich enge an Formen wie *Olcosteph. Moeschi* OPP., *lepidulus*, *desmonotus* angliedern lassen. *Perisphinctes Ernesti* OPP. (FONT.) glaubte ich ebenfalls konstatieren zu können.

Auch die Familie der Oppelien, die häufig vertreten sind, und unter denen ich einerseits mit ziemlicher Sicherheit *Oppelia Strombecki* OPP., cf. *Schmidlini* MOESCH, cf. *Langi* P. DE LOR. gefunden zu haben glaube, andererseits aber Vertreter der sogen. *compsa-Holbeini*-Gruppe vermisste, tritt in einen gewissen Gegensatz zu den Repräsentanten dieser Familie in der nächsthöheren Stufe. *Oppelia tenuilobata* OPP. schlug ich hier auch. *Pseudomonotis similis* GOLDF., die häufig als diesen Schichten eigenartig angegeben wird, kam mir bei Solnhofen nicht zu Gesicht; dagegen fand ich sie in Masse in den sicher identischen Ablagerungen nächst Isenbrunn bei Walting vor. *Aspid. Uhlandi* OPP., der auch meist mit *Opp. dentata* als der Stufe eigen bezeichnet wird, erinnere ich mich mit dieser Form bei Untergrörsdorf unterhalb Kipfenberg geschlagen zu haben. Auch von Wemding im Ries habe ich aus blaugrauen Kalkbänken, die dort an der Gosheimerstraße im Liegenden von den typischen *Eudoxus*-Kalken gebrochen werden, diese Form in einem stattlichen

Exemplar. Auch liegt mir von dort ein meines Wissens bisher noch unbenannter *Simoceras* vor, dessen Beschreibung im rein paläontologischen Teile erfolgen soll, als *Simoceras Risgoviensis* n. sp. (Taf. II Fig. 5).

Ein näheres Eingehen auf diese schöne Fauna betrachte ich hier nicht als meine Aufgabe; denn ich kartierte, wie erwähnt, die einzige Stelle ihres Vorkommens von Blatt Pappenheim herüber lediglich zur Veranschaulichung der hier stattgehabten tektonischen Bewegungen, und dann allerdings noch wegen des Vorkommens der von GÜMBEL in die geologische Karte des Königreichs als kretazisch eingezeichneten Überdeckungspartie gerade hier auf der Mörnshcim-Solnhofer Hochplatte.

Doch läßt die kurz charakterisierte Fauna obiger Schichten vom Solnhofer Friedhofe mit Sicherheit auf das Vorliegen jener Stufe schließen, die v. AMMON in seinem kleinen geologischen Führer p.67 bezeichnet als „die Stufe der oberen grauen Mergelkalke“, „die Stufe der *Oppelia tenuilobata*“ (unterer Teil) und des „*Perisph. polyplocus* REIN.“. Es sind die „Badener Schichten“ der Schweiz, Weiß-Jura  $\gamma$  der Württemberger Geologen, die Schichten, die in der GÜMBEL'schen Karte mit j<sup>2a</sup> gezeichnet sind.

Die genannte Stufe wurde seit OPPEL in der Literatur ziemlich allgemein als die der *Oppelia tenuilobata* bezeichnet, die mir hier bei Solnhofen nach ganz kurzem Suchen auch bereits in die Hände fiel. Da indes Ammoneen mit Streblitensulptur, wie sich später zeigen wird, auch in der nächsthöheren Stufe und zwar nicht etwa nur in ihrer unteren Partie, wo sie sogar am häufigsten sein sollen, sondern auch, und zwar mit gelegentlich außerordentlichem Individuenreichtum, bis hart unterm Frankendolomit ( $\epsilon$ ) sich vorfinden, wurde ganz folgerichtig der Begriff der Tenuilobaten-Stufe auch auf die gesamte Schichtfolge dieser höheren, heutigen Pseudomutabilis-(Eudoxus)-Stufe ( $\delta$  der Württemberger), ausgedehnt.

Da sich dieses Leitfossil somit auf zwei unterdessen längst geschiedene und fixierte, petrographisch wie faunistisch der Hauptsache nach gleich scharf scheidbare Stufen erstreckt, hat es faktisch seine Unbrauchbarkeit für feinere Horizontierung erwiesen und ist endgültig in diesem Sinne als Leitfossil fallen zu lassen. Selbst gegen seine Verwendung zur Charakterisierung des gesamten Mittelalm ( $\gamma + \delta$ , unteres und mittleres Kimmeridge), hätte ich große Bedenken.

Denn morphologisch, besonders bei der gewöhnlich schlechten Erhaltung, OPPELS *tenuilobata* entschieden recht nahekommende, wenn auch vom Original bei Quenstedt sicher spez. verschiedene Formen der Gruppe finden sich auch noch im Hangenden des Frankendolomites, in der untersten sogen. Kresscherenkalk-Stufe, die sich mir als mit der Beckeri-Stufe äquivalent erwiesen. Einen hier allenfalls nach WEPFER als *Pictus costatus* charakterisierten Strebliten schlug ich z. B. in solchen untersten  $\zeta$ -Schichten über der Wellheimer Schloßruine. Dann fand ich gleichfalls in Unter- $\zeta$  anderer Lokalitäten nicht selten *Oppelia* (*Streblites*) *canalifera* OPPEL, die sehr leicht für eine *tenuilobata* anzusehen ist und von WEPFER auch zu ihrer nächsten Verwandtschaft gezogen wird, und übrigens nach meinem Dafürhalten ein gut Teil der sogen. „glatten Oppelien“ („Tenuilobaten“) auch der Eudoxus-Stufe liefert. Wenigstens liegt mir aus diesen letzteren Schichten von Wemding eine sehr schön gezeichnete *canalifera* OPP. vor. Außerdem sind auch entschieden fernerstehende Formen, wie *Oppelia* (*Ochetoceras*) *Zio* OPP. und *Oppelia* (*Ochetoceras*) *semimutata* FONT., dann auch *Opp. steraspis* OPP. bei mangelhafter Erhaltung vor einer Verwechslung mit *tenuilobata* durch den kartierenden Geologen durchaus nicht sicher.

Nach dem Gesagten zu schließen, dürfte die Aufstellung der *Oppelia tenuilobata* als Leitfossil als ein wenig glücklicher Griff zu bezeichnen sein und zum Teil mit verantwortlich an dem langen Fehlschlagen jeder Bemühung, die Fauna von  $\gamma$  und  $\delta$ , der Polyplocus- und Eudoxus-Stufe, auseinanderzuhalten. Auch heute noch erscheinen gerade in größeren paläontologischen Abhandlungen die beiden Faunen noch weitgehend durcheinandergeworfen, unstreitige Elemente von  $\delta$  auf  $\gamma$  gleichsam abgeströmt. — Was einen Ersatz für die *O. tenuilobata* als Leitfossil anlangt, so halte ich mich zu einem Urteil nicht für kompetent, wenigstens nicht für die Schichtgruppe von  $\gamma$ , denn diese konnte und wollte ich nicht näher untersuchen. Das massenhafte Vorkommen sogen. Polyploken ist auf alle Fälle für sie charakteristisch — *P. effrenatus*, *inconditus*, *Lothari*.



Überlagert werden die geschilderten grauen tonreichen mergeligen Kalkbänke beim Solnhofer Friedhofe von etwa 8—10 m mehr dünnbankigeren, ruppigeren, rauhen Kalken von mehr gelblicher Farbe und ohne die tonigen Zwischenlagen, mit 0,30—0,40 m Schichtmächtigkeit. Möglicherweise liegt in ihnen die sogen.  $\gamma/\delta$ -Grenzbildung vor, für die vielfach *Idoceras Balderus* OPP. als leitend angegeben wird. Ich konnte den Dingen hier nicht näher nachgehen und stelle sie zunächst mehr provisorisch zu den in ihrem Hangenden folgenden, in mächtigen Bänken, von bis zu 1 m und darüber Dicke, und gegen 35 m Gesamtmächtigkeit abgelagerten Kalken der Pseudomutabilis-(Eudoxus)Zone ( $\delta$  der Württemberger).

## 2. Stufe des *Aulacostephanus pseudomutabilis* DE LOR.

### a) Horizontbeschreibung.

Bezüglich der nächstälteren in unserem Gebiete vertretenen Schichten herrscht im allgemeinen gute Übereinstimmung. Es sind dieses die Bildungen der sogen. Pseudomutabilis-Zone,<sup>1)</sup> j<sup>2b</sup> der (Geognostischen Karte des Königreichs Bayern (Malm  $\delta$  der meisten Württemberger Geologen). v. AMMON rechnet nur mehr den unteren Teil dieser Schichtenserie zur Tenuilobaten-Stufe, GÜMBEL anscheinend noch die ganze. Es sind meist recht dickbankige, mäßig helle Schichtkalke, die als unterster Talrand, hart über dessen Sohle anstehen und in zahlreichen mehr oder weniger ausgedehnten Tagebrüchen ausgebeutet werden und als Baumaterial oder Straßenschotter Verwendung finden.

Sie bilden regelmäßig, doch nicht ausnahmslos, das direkte Liegende des Frankendolomites, dessen Aufsitzen man in den meisten der mir bekannten größeren Aufschlüsse recht gut beobachtet; ihre Mächtigkeit bemißt sich auf 30—40 m.

Das Gestein dieser 0,40—1,20 m dicken Bänke ist in der Farbe im allgemeinen ziemlich hell, bräunlich bis graulich, gelegentlich auch mehr dunkel aschgrau oder bläulich; meist mehr fleckig als monochrom, denn es liegt ihm unverkennbar brecciöse Struktur zugrunde. Im Bruch ist der Stein rauh, gegen Druck und Schlag hart und relativ schwer zu bearbeiten, — deshalb von den Arbeitern Eichenstein genannt. Doch liegt gerade in dieser seiner Härte, verbunden mit meist recht ansehnlicher Dicke der Bänke, sein hoher technischer Wert. Außer zu Mauersteinen und Eckquadern dient er vor allem zur Herstellung von Treppen, Torsäulen, Grenzsteinen, Trögen und Wasserbehältern. Von Treuchtlingen aus kommt dieser Stein außerdem noch geschliffen und poliert als „Treuchtlinger Marmor“ in den Handel und erfreut sich in unseren Großstädten wegen seiner ruhigen und noblen Farbentönung mit vollem Rechte eines recht regen, stets wachsenden Zuspruchs.

Wenn das Gestein unserer Stufe in der Schilderung meist als tonfrei bezeichnet wird, so ist dies nur mit einer gewissen Einschränkung richtig. Die Dickbänke selbst stellen ja meist recht reinen Kalk dar, aber sehr häufig, besonders in der sogen. Cephalopoden-Fazies, fügen sich zwischen diese Bänke ziemlich regelmäßig weiche, mergelige Tonbänder ein, die bis gegen 20 cm Mächtigkeit erreichen können, wie man besonders schön im Bruche des Herrn WAGNER bei der Schlagbrücke nächst Eichstätt und im Bruche überm Solnhofer Friedhof sehen kann.

Doch ist diese Ausbildungsweise nicht die einzige. Nach oben gegen den Dolomit zu ändert sich nämlich vielfach, doch durchaus nicht überall, der petrographische Habitus; die obersten 4—6 m nehmen stellenweise und gelegentlich ein von dem bisherigen recht verschiedenes Aussehen an, die Schichtbänke werden

<sup>1)</sup> Ich beabsichtigte ursprünglich für die Bezeichnung Pseudomutabilis-Zone die kürzere und darum handlichere Eudoxus-Zone einzuführen, blieb aber dann doch mit Rücksicht auf die bereits recht weite Einbürgerung der ersteren Bezeichnung bei dieser. In meiner Darstellung mag sich indes auch die Bezeichnung Eudoxus-Zone gelegentlich eingeschlichen haben.

merklich dünner, die Gesteinsfarbe heller und steigert sich nicht selten zu einem ganz grellen Weiß mit einem merklichen Ton ins Gelbe; im Bruch ist hier das Gestein rau, sandig, feinkörnig bis mehlig und färbt häufig stark ab. Diese von der normalen etwas abweichende, mehr felsige und hellere Ausbildung ist auch paläontologisch ausgezeichnet durch das häufige Vorkommen von Schwämmen, die bald auf den uneben rauhen Schichtflächen als tellerförmige Gebilde sich zeigen, bald aber ganze Schichten sozusagen durchwuchern, wo man dann am Schichtquerschnitt in Form bräunlicher, späterer Streifen leicht auf ihre Anwesenheit aufmerksam wird; es bestanden hier wohl förmliche Schwammrasen. An Mächtigkeit nehmen die Schichten in dieser Fazies meist merklich ab, verlieren aber auf der andern Seite vielfach an Schärfe der Grenzen; dann tritt die Schichtung mehr oder minder zurück; die einzelnen Bänke setzen nicht mehr deutlich mit ebenen Schichtflächen, oder durch tonige Lagen getrennt, voneinander ab, sondern diese sind uneben, zackig, zerrissen, mit zapfigen und knolligen Vorsprüngen und stylolithenartigen Erhebungen, so daß sich zwischen den Einzelschichten beim Aufeinanderliegen eine Art Verzahnung herausbildet und das Gestein mehr den Charakter von schichtlosem Fels zur Schau trägt. Cidaritenstachel, Brachiopoden, kleine Pektiniden und Schwämme findet man häufig auf diesen rauhen Schichtflächen, hart mit der Gesteinsmasse verwachsen.

Das Vorkommen dieser Faziesausbildung hat unserm *Pseudomutabilis*-Horizont auch die Bezeichnung „Schwammkalk“ eingetragen; gelegentlich wird sie auch als mehr zoogene sogen. Scyphien-Fazies bezeichnet und gedeutet im Gegensatz zur normalen, der sogen. Cephalopoden-Fazies, obwohl gerade auch in den Schwammsschichten Cephalopoden durchaus nicht selten sind.

Die tonigen, mergeligen Zwischenlagen der normalen dickbankigen Schichtfazies zeichnen sich aus durch das Vorkommen auffallend kleiner zwerghafter Brachiopoden, wahrscheinlich einer besonderen Art von *Terebratula (nucleata?)*, möglicherweise auch nur Jugendformen von *Terebratula bisuffarcinata*), Echinodermen, großer Aptychen von *Aspicoderas (Apt. laevis)* und zarter Schalen kleiner glatter Pektiniden.

#### b) Faunencharakter der Stufe.

Nahezu ebensogut wie petrographisch ist unser Horizont auch paläontologisch faunistisch charakterisiert. Von Cephalopoden sind die Familie der Perisphincten, Aspidoceraten, Oppelien, Haploceraten nahezu gleich häufig vertreten, wenn auch mit wechselnder Artenzahl; relativ häufig findet man noch das interessante Genus *Aulacostephanus*, gerade für unseren Horizont bezeichnend; sehr in den Hintergrund tritt daneben das schöne Genus *Simoceras*, das ich bis jetzt nur in ein paar Arten antraf.

Die meisten der oben aufgeführten Cephalopodengenera wurden mit einzelnen ihrer Vertreter gelegentlich zu stratigraphischen Zwecken bald mit mehr, bald mit weniger Glück herangezogen; weniger das Genus *Perisphinctes* als *Oppelia* und *Aspidoceras* und seit kurzem besonders auch *Aulacostephanus*. Die Perisphincten der Stufe waren bis heute anscheinend noch zu wenig bekannt, um für Horizontierung zweckmäßig Verwendung zu finden. Wenigstens aus dem schwäbisch-fränkischen Jura werden in der Regel daraus nur ein paar Arten zitiert; aber auch anderweitige Faunenbilder aus dem vorliegenden Horizonte zeigen meist eine bescheidene Anzahl von Perisphincten.

Tatsächlich scheint der Reichtum und die Verschiedenheit der Formen von Ammoneen dieser Familie relativ eng begrenzt zu sein. Immerhin liegt mir doch eine ansehnliche Serie verschiedener,



sicher der behandelten Schichtserie entstammenden Perisphincten vor, die sich noch erheblich vermehrt bei Hinzurechnen jener unsicheren Formen, die ich, als der Tenuilobaten-Zone entstammend, angeblich von der Thalmässinger Gegend, in der hiesigen Staatssammlung finde, und die man auf Grund des petrographischen Gesteinshabitus am liebsten ins  $\delta$  zu stellen versucht wäre. Da es sich jedoch bei den sogen. „Thalmässinger Schichten“ um eine mehr ruppig rauhe, dickbankige und harte Faciesvariation von  $\gamma$ , einer Art Werkkalk- $\gamma$  aus der Gegend südlich von obigem Marke handeln soll (cf. GÜMBEL, Kurze Erläuterungen zum Blatte Neumarkt, p. 29), sei der Formen aus diesen Schichten hier nur mit entsprechendem Vorbehalt gedacht.

Die annähernde Bestimmung des vorgelegenen, wenn auch bescheidenen Perisphinctenmaterials bot nicht unerhebliche Schwierigkeiten, teils wohl deshalb, weil aus dem Horizonte bis heute tatsächlich auffallend wenig Arten zur Abbildung und Beschreibung kamen, teils auch, weil diese vielfach recht ungenügend ist. So findet man zwar bei FONTANNES eine ziemliche Anzahl von Perisphincten abgebildet, die, teilweise anscheinend sicher den Eudoxus-Kalken entstammend, Formen entsprechen, die mir größtenteils beim Sammeln wohl auch in die Hände fielen; wenigstens läßt sich eine weitgehende Übereinstimmung beobachten. Da jener Autor jedoch leider fast ausschließlich nur mehr jugendliche und unerwachsene Altersstadien zur Abbildung bringt, deren spätere Morphologie noch weitgehender und in keiner Weise vorauszu sehender Variation unterliegen kann, haben gerade diese anfänglich so verlockenden Abbildungen nur einen relativ bescheidenen Wert, indem sie bei der Bestimmung nur unsicheren Halt bieten. Gerade in jenem Stadium, wo die Schalenverzierung der verschiedenen Formen meist zu divergieren beginnt, schneidet das schöne Bild regelmäßig ab und läßt über die so wichtigen Fragen nach Schalenkulptur an Wohnkammern, älteren Entwicklungsstadien, Mundsaum und ähnlichem vollständig im unklaren.

Ich wagte es deshalb fast nie, die mir vorliegenden, meist relativ gut erhaltenen Gehäuse, die vielfach noch Wohnkammer und weit ältere Entwicklungsstadien aufweisen, als die FONTANNES'schen Formen, trotz manch weitgehender Annäherung, damit direkt zu identifizieren, und hielt es meist für geratener, mich mit einem cf. oder aff. bei der Bestimmung zu begnügen.

Eine neue Beschreibung und Abbildung der besser erhaltenen, zum Teil recht charakteristischen Formen dürfte durchaus nichts Überflüssiges sein, kann aber hier zunächst leider nur in bescheidenem Rahmen geschehen.

Nach sorgfältiger Durchsicht des größtenteils im behandelten Gebiete selbst, zum kleineren Teil aus sicheren  $\delta$ -Kalken bei Wemding (Ries) gesammelten, teils der Münchener Staatssammlung und teils der Eichstätter Lycealsammlung entnommenen Materials, das sicheren *Pseudomutabilis*-Kalken entstammt, möchte ich das Resultat meiner Untersuchungen in etwa folgendem Verzeichnis zum Ausdruck bringen:

- Perisphinctes praenuntians* FONT. (Taf. I, Fig. 4).  
 „ *praenuntians* FONT. var. mit relativ früher Dreiteilung der Rippen.  
 „ *n. sp. cf. praenuntians* FONT. mit nur biplicaten Rippen (als *P. modestus n. sp.* unten beschrieben und abgebildet: Taf. V, Fig. 1).  
 „ *aff. ardesicus* FONT. (Taf. I, Fig. 3).  
 „ *aff. stenocyclus* FONT. (Taf. I, Fig. 2).  
 „ *Roubyanus* FONT.  
 „ *cf. unicomptus* FONT. (NON DUM. et FONT.).  
 „ *Ernesti* OPPEL.  
 „ *metamorphus* LOR. (NON NEUM.).  
 „ *cf. progeron* v. AMMON (Taf. I, Fig. 6).  
 „ *cf. breviceps* QU. (= *Ernesti* CANAVARI) (Taf. II, Fig. 1).  
 „ *aff. polygyratus* REIN.  
 „ *aff. capillaceus* FONT.  
 „ *aff. fasciferus* NEUM. (Taf. V, Fig. 2).  
 „ *n. sp. cf. exornatus* CAT. (= *P. digitatus* mihi. Taf. III, Fig. 1).  
 „ *n. sp. cf. Martelli* OPP. (= *P. atavus* mihi. Taf. II, Fig. 2 und Taf. IX, Fig. 1).

Außer den hier genannten Formen, die sämtlich in  $\delta$ -Brüchen des Altmühltales gefunden, von Pappenheim, Dollnstein, Marienstein, Eichstätt und dann noch Weißenburg, finde ich in hiesiger Staatssammlung noch ein paar Formen, angeblich aus der Thalmässinger Gegend, und als zweifelhaft zur  $\delta$ -Fauna gestellt (möglicherweise auch  $\gamma$ ); es sind dies

*Perisphinctes Ernesti* OPP. (FONT.), typisch (Taf. I, Fig. 5).

„ *unicomptus* DUM. et FONT. (non FONT.), typisch.

Außerdem aus angeblichen (vermutlich Schichten der  $\gamma/\delta$ -Grenze)  $\delta$ -Kalken von Otting bei Monheim eine Form, die sich mit

*Perisphinctes Ribeiroi* CHOFF.

gut zusammenstellen läßt.

Auf eine nähere Analyse und eingehendere Beschreibung dieser durchaus nicht so armen und monotonen, aber von Sammlern bisher leider zu sehr vernachlässigten Cephalopoden-Fauna kann ich mich hier leider nicht einlassen, es würde an dieser Stelle viel zu weit führen.

Über die Frage nach Horizontbeständigkeit und allenfallsiger Verwendbarkeit zu Leitzwecken der einzelnen der hier aufgezählten Formen kann ich bei der geringen Kenntnis der Ammoneen-Fauna der nächsttieferen Stufe zunächst keinen Bescheid geben; doch soviel kann ich auf Grund mehrjähriger Erfahrung sagen, daß ich keine der hier aufgezählten und mir vorgelegenen Formen bisher in  $\zeta$  wieder gefunden habe.

Viele der hier in Frage kommenden Formen möchte ich wegen des weitgehenden morphologischen Parallelismus jüngerer und mittlerer Umgänge für Leitzwecke nicht empfehlen, andere hingegen, wie etwa *P. fasciferus*, wären nach dieser Seite hin nicht ungeeignet.

Auf alle Fälle aber dürfte die Perisphincten-Fauna in ihrer Gesamtheit gegen die nächsttiefere Polyplokenstufe in recht scharfen Gegensatz treten. Ob sich einzelne mehr an die hangenden oder liegenden Partien der  $\delta$ -Kalke in ihrem Vorkommen halten, und welche, kann ich leider nicht entscheiden, da mir die tieferen mehr dünnbankigen Schichten der Stufe außer bei Solnhofen, wo sie nicht angebrochen sind, im Gebiete nirgends zu Gesicht kamen.

Häufig ist auch das Genus *Oppelia*. Besonders oft trifft man in den dicken Bänken der sogen. Cephalopoden-Fazies dort, wo das Gestein etwas dunkler in der Farbe und mehr tonig wird, Vertreter jener flachen, meist recht schwach skulptierten Oppelien (die QUENSTEDT vor allem als *Ammonites pictus* zusammenfaßt), die sich zum Teil wohl enge an *Oppelia tenuilobata* anschließen. Es liegen mir verschiedene Arten dieser Formengruppe vor, doch kann ich nicht mit Sicherheit sagen, ob sich darunter auch die echte *O. tenuilobata* befindet, möchte es fast bestreiten. Auf alle Fälle aber muß man, wie bereits hervorgehoben, die Aufstellung eines Vertreters dieser bei der gewöhnlich schlechten Erhaltung ungemein schwer auseinanderzuhaltenden Formen als Leitfossil als einen wenig glücklichen Griff bezeichnen. Eine Form, die mir in einem Exemplar in guter Erhaltung vorliegt, läßt sich recht wohl, wie angedeutet, mit *Oppelia canalifera* OPP. vergleichen, zu der ich am liebsten auch die vielen meist schlecht erhaltenen Steinkerne mit kurzen, halbmondförmigen Bogenwülstchen auf der äußeren Flankenhälfte stellen möchte, die man relativ noch am häufigsten antrifft. Diese Form scheint übrigens keineswegs auf die Eudoxus-Stufe beschränkt zu sein, denn eine Form besitze ich aus den untersten sogen. Krebscheren-Kalken vom Eichelgarten südlich Wasserzell bei Eichstätt mit den typisch geschwungenen Externkerben und deutlicher Spiralinne, so daß ich sie von der echten *canalifera* nicht zu trennen wage.

Außer diesen Canaliferen, die WEPFER vielleicht nicht mit Unrecht in den Kreis von QUENSTEDTS *Ammonites pictus* hereinbezieht, finden sich aber sicher auch noch andere Vertreter der Gruppe, über die ich mich hier nicht näher verbreiten kann.



Was die nicht immer leichte Bestimmung ergab, ist folgendes:

- Oppelia tenuilobata* QU.  
 „ *Frotho* OPP.  
 „ *Weinlandi* OPP.  
 „ *canalifera* OPP.

Ich ziehe diese Bezeichnungen immer noch der von WEPFER vorgeschlagenen vor, der diese Tenuilobaten-Formen sämtlich auf *Amm. pictus* QU. reduzieren möchte, mit den verschiedenen Variationen

- Pictus nudus*, fast glatt,  
 „ *striatus*, leicht gestreift,  
 „ *costatus*, mehr oder weniger deutlich gerippt,  
 „ *striatus canaliferus*, mit Radialfurche;

denn mit der Methode dieses Forschers, die zu einer Verwischung jedes gesunden Artbegriffs und zur Wiederkehr der noch lange nicht überwundenen sogen. „Sammeltypen“ führen muß, kann ich mich durchaus nicht einverstanden erklären. Bei der näheren Betrachtung gerade dieser Strebliten sehe ich, daß trotz großer oberflächlicher Ähnlichkeit die Ornamentierung doch oft sozusagen prinzipiell sehr verschieden werden kann. Daß die OPPEL'sche Nomenklatur jene QUENSTEDTS im Laufe der Jahre zurückdrängte und über sie gleichsam triumphiert, erklärt sich gerade daraus, daß sie die Art als solche scharf heraushebt und so klar bestimmte Formen dem Stratigraphen an die Hand gibt, an die er sich halten kann, während QUENSTEDTS Sammeltypen, die in der Natur nicht existieren, beim Kartieren und Horizontieren begreiflicherweise versagen mußten.

Auch HAIZMANN erblickte in den häufig schlecht erhaltenen „glatten“ Strebliten seines ♂ „abgeriebene Individuen der *Opp. tenuilobata*, *Frotho*, *Weinlandi*.“

Sehr häufig sind in den Eudoxus-Schichten auch sogen. „flexuose Oppelien“ mit mehr oder weniger stark entwickelten Außenrandknoten, die BAYLE mit dem Sammelnamen *Neumayria* zusammenfassen möchte, und die fast nie übersehen und regelmäßig in Fossilisten aus diesem Horizont zitiert werden als *Opp. compsa* und *Holbeini*. Auch wird ihnen, und nach meiner Erfahrung ganz mit Recht, ein gewisser leitender Charakter zugeschrieben.

WEPFER möchte in seiner Arbeit derartige Formen den *Amm. flex. gigas* QU. einverleibt wissen, ob mit Recht, kann ich nicht beurteilen.

Es liegt auch mir ein reiches Material von diesen Formen vor, bei deren Bestimmung ich auf ganz erhebliche Schwierigkeiten stieß, die sich um so mehr steigerten, als ich Abbildungen zu Rate zog, denn fast überall fand ich andere Formen mit dem gleichen Namen belegt. Es mag diese auffallende Divergenz in der Auffassung wohl in der zu knappen Beschreibung und unbestimmten Charakterisierung der *Opp. Holbeini* gegenüber *compsa* durch OPPEL und in der Unterlassung der Abbildung der ersteren zum Teil seinen Grund haben.

Eher kommt man zum Ziel, wenn man die in der Münchner Sammlung liegenden Originale zum Vergleiche herbeiholt, von *O. compsa* das OPPEL'sche und von *Holbeini* das zu NEUMAYR'S Abbildung, das übrigens aus dem Fränkischen Jura stammend, (von OPPEL-München) NEUMAYR zur Verfügung gestellt war. Wenn man diese Grundformen an das zu bestimmende Material bringt, sieht man, daß OPPEL für seine Beschreibung aus dem Formenchaos zwei gut charakterisierte, leicht kenntliche Formen als eine Art Grenztypen erkor, als *O. compsa* die grübstskulptierte mit deutlich zugeschärftem Rücken und mehr quergestellten Externknoten, als *O. Holbeini* eine solche mit mehr breitem, schön gerundetem Rücken und deutlich rückwärts-einwärts gestellten Außenknoten. Aber neben diesen Grundformen erkennt man noch eine Reihe von deutlichen Zwischentypen mit mehr zarteren und spärlicheren Knoten als bei *O. compsa*, doch auch scharf quer gestellt, d. h. parallel dem Außenrand, Formen, die sich eigentlich in der Natur entschieden am häufigsten finden. Und aus der Reihe dieser Zwischenformen hat anscheinend FONTANNES auch die Originale für seine *O. compsa* wie *Holbeini* entnommen, die mit den Originalformen bei OPPEL und NEUMAYR nicht identisch sind, die man aber tatsächlich ziemlich allgemein, weil sie am häufigsten sind, als *compsa* und *Holbeini* genau wie FONTANNES sich vorstellt. OPPEL'S *O. compsa*, ausgezeichnet durch die grübste Schalenskulptur und größte Plastik der Externknoten, liegt wohl in FONTANNES *O. Aesopica* und *trachynota* vor, die mit der echten *trachynota* aus Malm  $\beta$  nichts zu tun haben; *O. trachynota* wird aus unserem Horizonte auch von anderen Autoren des öfteren erwähnt, aber es liegt wohl immer der gleiche Bestimmungsfehler vor.

Die Mitteltypen wurden meist als *O. compsa* und *Holbeini* betrachtet und beim Stoßen auf die grobskulptierte Form (*O. compsa* OPP.) kam man immer auf die *trachynota* hinaus. Die echte *O. compsa* bildet indes HERBICH in Szecklerland Taf. 5 ab.

Eine einigermaßen noch gut charakterisierte unter diesen Zwischenformen dürfte in der von FONTANNES als

• *Opp. franciscana* FONT.

beschriebenen vorliegen, zu der man wohl am besten auch die übrigen Mitteltypen stellt. Diese Formen sind ausgezeichnet durch recht deutliche Verschiedenwertigkeit der äußeren Rippenenden, indem hier erst auf je 4—6 unbeknotete Rippen wieder eine mit kräftigem, deutlichem Knoten folgt.

Auch

*Oppelia hemipleura* FONT.,

mit nur ganz schwachen Außenknoten in der Jugend und gleichwertigen Rippenanschwellungen in mittleren Umgängen gekennzeichnet, kommt gelegentlich vor. Zwischen *Opp. compsa* mit nahezu gleichmäßig kräftigen scharfen Knoten auf der einen und *hemipleura* mit mehr gleichmäßigen leichten Anschwellungen ohne eigentliche deutliche Knoten auf der anderen Seite und *O. franciscana* mit unterbrochener Knotenbildung in der Mitte scheinen mehrere Zwischenformen zu existieren, die sich um die letztere gruppierend, bald mehr zu *compsa*, bald zur *hemipleura* in ihrer Morphologie hinneigen. Diese anscheinenden Übergangsformen würden allerdings mehr der WEPFER'schen Auffassung das Wort sprechen, daß es sich bei vorliegender Gruppe lediglich um eine Variationsreihe von *Flex. gigas* QU. handle, aber trotzdem halte ich es für die Aufgabe des Paläontologen, die Glieder einer solchen Reihe zu verfolgen und auch systematisch irgendwie zu fixieren.

Bei noch weiterem Zurücktreten der Flankenverzierung entstehen Formen, die man schon mehr zu den Strebliten stellen möchte und die sich noch am besten an

*Opp. Rebouletiana* FONT.

anschließen lassen, die indes WEPFER sämtlich als *Flex. falcatus* QU. zusammenfaßt. Weiter genabelte und mehr gerundete Formen mit schwachen, schräg gestellten Externknoten seien als

*Opp. cf. Strombecki* OPP.

erwähnt.

Sehr häufig stößt man in der beschriebenen Schichtgruppe auf Vertreter des Genus *Aspidoceras*, und zwar annähernd gleich oft auf ein- wie zweiknotige Formen, denen man deshalb auch in der Faunenliste der Stufe regelmäßig begegnet. Wenn sie vielfach auch als wichtigste Leitformen Verwendung fanden, so möchte man, wenigstens bezüglich der Formen mit Knotendoppelreihen, fast sagen, daß es nicht gerade immer zum besonderen Segen der Stratigraphie geschah; denn die für die Kimmeridge-Stufe allerdings recht bezeichnenden Cykloten mit doppelter Knotenreihe gehören vor allem auch zu den Formen, deren sichere Bestimmung und Fixierung nicht eben leicht ist. Die ohnehin nicht sehr klaren und erst bei Vorliegen eines größeren Materials übersehbaren Beziehungen der Formen zueinander werden für die Bestimmung noch wesentlich verwickelter durch die große in der Literatur darüber herrschende Unsicherheit.

Wenn ich mir im Folgenden einzelne kritische Bemerkungen zu den hier in Betracht kommenden Haupttypen gestatte, so geschieht das nur in der Erkenntnis, daß die wichtigen in hiesiger Staatssammlung aufbewahrten alten Originale doch immerhin einen gewissen Anhalt bieten gegenüber den vielen falschen anderweitigen Abbildungen. Dies gilt nicht nur mit Bezug auf die bispinosen *Aspidoceras* der Pseudomutabilis-Zone, sondern auch ganz besonders für Charakterformen höherer Horizonte, wie z. B. die kritischen Formen von *A. iphicerum*, *longispinum* und *hoplisum*.

Als Ausgangspunkt nehme ich eine im ♂ vorkommende Form, die schon früh bekannt, gewissermaßen den Mittelpunkt bildet einer Formenreihe, deren einzelne Mutationen ebenso zahlreich sind als schwer unterscheidbar, nämlich

*Aspidoceras bispinosum* ZIETEN.

Bei Zugrundelegung des ZIETEN'schen Originals fällt es nicht so schwer, den echten *bispinosum* mit Sicherheit zu erkennen. Er ist nämlich gegenüber seiner Umgebung recht entschieden herausgehoben



durch relativ große Evolution — denn er ist der weitest genabelte der engeren Verwandtengruppe — und seine seitlich gut komprimierten, wenig hohen Umgänge.

Durch relativ flache Flanken reiht sich an *A. bispinosum* ZIET. nun jene Form an, die für die alpine Fazies allgemein als Hauptleitfossil für unseren Horizont bezeichnet wird, es ist dies

*Aspidoceras acanthicum* OPP. (NEUM.).

Unter diesem Namen beschreibt OPPEL eine entschieden mehr involute bispinose Form, von der uns NEUMAYR die von OPPEL leider vorenthaltene Abbildung des Originals bringt. Dieses stammt angeblich aus der Tenulobaten-Zone von Thalmässing, jener leider zurzeit anscheinend nicht mehr fixierbaren, aber nach GÜMBEL dem  $\gamma$  angehörigen Fundstätte; eine spätere Etikette, vermutlich von H. Prof. Dr. SCHLOSSER herstammend, verlegt die Herkunft des Originals ins  $\delta$  (Wülzburg, Weißenburg), ob mit Recht, kann ich mangels entsprechender Kenntnis der  $\gamma$ -Fauna nicht beurteilen. Unter Berücksichtigung der hier obwaltenden Unsicherheit bezüglich Lokalität und Herkunft des Original-exemplars muß man sicher den Griff NEUMAYRS methodisch verwerfen, der ihn diese Form aus weiter Ferne, unsicherem Horizonte und fremder Facies als Originaltypus abbilden ließ für die in der mediteran-alpinen Provinz in vielleicht nur annähernd gleichalterigen, möglicherweise nicht unwesentlich jüngeren Schichten so häufigen Bispinosen.

Denn bei der unstreitig existierenden großen Formenmenge dieser Ammoneengruppe und der anscheinend großenteils sehr schlechten Erhaltung der NEUMAYR vorgelegenen alpinen Exemplare dürfte deren spezifische Übereinstimmung mit der fränkischen Art durchaus nicht so ausgemacht sein. Und wenn tatsächlich NEUMAYR in seiner Acanthicus-Zone eine bald als sicher erkannte Mischfauna von nicht unwesentlich verschiedenen Horizonten (Eudoxus-Beckeri- und Lithographica-Stufe) vorführt, so liegt ein Hauptgrund dafür wohl darin, daß er in seinem *A. acanthicum* vielfach einen recht unzuverlässigen Führer besaß; denn gerade bispinose Aspidoceraten sind, wie wir sehen werden, in wesentlich höheren Horizonten auch in Franken noch außerordentlich häufig und zwar in Formen, die in der Pseudomutabilis-Stufe morphologisch täuschend ähnliche Paralleltypen haben und bei schlechter Erhaltung damit sehr leicht verwechselt werden können.

Der Gegensatz zwischen der alpinen und schwäbisch-fränkischen Acanthicus-Fauna dürfte sich nach meinem Dafürhalten in manchem mildern mit der näheren Kenntnis der Cephalopoden der höheren Horizonte der sogen. mitteleuropäischen Provinz; besonders das sogen.  $\epsilon$  dürfte sich noch ziemlich ganz zur alpinen Acanthicus-Zone stellen.

Der echte *Aspidoceras acanthicum*, d. h. die bei NEUMAYR abgebildete Art, kommt in Franken sicher in  $\delta$  vor, doch ist er anscheinend nicht häufig und mit Sicherheit fast nur bei gleichzeitiger Gegenwart gut erhaltener Repräsentanten seiner nächsten Nachbartypen und der Möglichkeit des Vergleichs von diesen scharf zu scheiden.

Sehr leicht mit ihm zu verwechseln ist z. B. eine häufige Form, die ich registriere als

*Asp. n. sp. aff. acanthicum* OPP.

Sie zeigt besonders bei schlechter Erhaltung große morphologische Ähnlichkeit, bei genauer Betrachtung jedoch deutliche spezifische Unterscheidungsmerkmale; das sind ein merklich engerer Nabel, größere Dicke, besonders nach innen, ausgeprägte Korrespondenz der beiden Knotenreihen und größere Persistenz der äußeren, deutliche Verbindungsbrücken zwischen Innen- und Außenknoten, starkes Durchblicken von Anwachsstreifen.

Zwar scheint auch diese Art wie *A. acanthicum* vor Ablagerung der  $\zeta$ -Kalke von der Bildfläche abzutreten, doch hat sie, wie sich zeigen wird, ihr Gegenstück in jenen höheren Schichten und zwar in einer gelegentlich in außerordentlich großer Individuenzahl auftretenden Form, die wohl meist als *A. bispinosum* und auch als *longispinum* in der Literatur kursiert, aber sicher mit keiner dieser Formen identisch ist, wie mir ein sorgfältiger Vergleich der in hiesiger Sammlung befindlichen Originale und Gipsabgüsse solcher lehrt.

Entschieden besser nach meinem Dafürhalten für Verwendung zu stratigraphischen Zwecken steht es mit den unispinosen Cykloten, die ebenfalls ein sehr wichtiges Faunenelement unserer Stufe darstellen. Hier treten dem Sammler einige sehr typische und dabei stattliche Formen entgegen, deren Antreffen ihm wohl mit Recht über den Horizont keinen Zweifel mehr aufkommen läßt. Es existiert von Formen dieser Gruppe eine große Anzahl von Beschreibungen, Abbildungen und Namen, doch möchte ich fast bezweifeln, ob tatsächlich so viele Arten existieren.

Man kann unschwer zwei scharf getrennte Reihen unterscheiden, deren eine, mit ihren allgemeinen Dimensionen sich ganz enge an die Bispinosen anschließend, im Querschnitt viel dünner und schlanker ist mit entschieden weiterem Nabel und einer recht merklich reicheren Knotenbildung. Eine typische Form daraus, von QUENSTEDT als

*Asp. unispinosum* QU. (Taf. II Fig. 6)

beschrieben, trifft man nicht selten an, wohl die gleiche, die Schweizer und französische Forscher meist als *A. microplum* OPP. abbilden. Diese Formenreihe dürfte übrigens für die Stufe weniger eigenartig sein, und gerade OPPELS *A. microplum* (übrigens ein wenig sagendes, in tonigem Mergelkalk steckendes Jugendexemplar) scheint einem tieferen (oder höheren) Horizonte anzugehören; ich möchte deshalb den QUENSTEDT'schen Namen vorziehen, obwohl er die Gefahr bedingt, einfach auf alle Unispinosen übertragen zu werden.

Besser charakterisiert und jederzeit leicht zu erkennen und daher für stratigraphische Verwertung durchaus nicht ungeeignet ist eine andere zugleich häufigere Art, die OPPEL in seinen Pal. Mitt. beschreibt und recht gut abbildet. Es ist dies

*Asp. liparum* OPP.

Diese Form, von der sein *Asp. Schilleri* wohl nur eine recht mäßig veränderte Varietät darzustellen scheint, dürfte mit diesem eines der besten Leitfossile für unsere Stufe bilden.

Etwas weiter entfernt sich von *A. liparum* eine mir in einem Exemplar von Obereichstätt vorliegende Form durch noch größere Dicke und deutlich geringere Höhe der Umgänge, größere Tiefe des Nabels und kräftigere, weniger einwärts gerichtete, sondern mehr gerade, straff abstehende, vom Nabelrand mehr auswärts gegen die Flankenmitte verschobene Umbonalknoten. Er stimmt sehr gut mit

*Asp. orthocera* D'ORB. (Taf. II, Fig. 7)

überein, der übrigens dem *Asp. Chartieri* MOESCH sehr nahestehen dürfte. Zwischen *A. orthocera* und *liparum* scheint *A. Schilleri* in der Mitte zu stehen.

Charakteristisch für den betrachteten Horizont und deshalb schon lange für dessen Fixierung mit Erfolg verwendet ist eine kleine, in Rußland anscheinend etwas reichere eigenartige Gruppe von Ammonoiten, die man schon lange als *Reineckia* kennt, mit SUTNER und POMPECKY unter dem Gattungsnamen *Aulacostephanus* zusammenfaßt und mit NEUMAYR gelegentlich auch mit *Hoplites* in Beziehung bringt. Wenn sie einem beim Sammeln auch relativ selten vor Gesicht kommen, so gewährt doch ihr Nachweis umso sicherere Orientierung; und glücklicherweise ist ihre Morphologie derartig charakteristisch, daß man sie leicht erkennt.

Dagegen ist bei einer außerordentlichen Variabilität fast sämtlicher morphologischen Elemente eine Abgrenzung der einzelnen Art gegen ihre Nachbarschaft sehr schwierig; besonders zwischen den Formen *Aul. eudoxus* und *pseudomutabilis* scheinen alle Übergänge zu existieren. Zahl, Relief, Verlauf der Rippen, Nabelweite, alles fluktuiert gleichsam, so daß fast kein Stück dem andern gleicht. Und doch kann man beim Überblicken eines größeren Materials, einer zunächst scheinbar kontinuierlichen Formenreihe, eine doch deutliche morphologische Divergenz darin erkennen, daß ein Teil der Formen merklich weitrabiger wird, besonders in höherem Alter, mit mehr rundlichen Spitzenknoten und einer höheren Lage derselben, dann merklich spärlicherer Außenberippung. Es ist dies

*Aulacostephanus eudoxus* D'ORB. (Taf. II, Fig. 3).



Die andere Form mit entschieden engerem Nabel, besonders in höherem Alter, mehr langwulstigen Umbonalrippen und merklich reicherer Flankenberippung, die sich nicht in dem Grade später reduziert, als bei *A. eudoxus*, läßt sich gut zusammenstellen mit den besten Abbildungen von

*Aulacostephanus pseudomutabilis* P. DE LOR. (Taf. I, Fig. 1).

Außer diesen zwei immerhin noch leidlich unterscheidbaren Formen glaubte ich noch eine dritte zu erkennen, die sich an die vorige sehr enge anschließt, durch ihre Größenverhältnisse und allgemeine Schalenskulptur, nur ist die letztere hier noch recht merklich reicher, wenn auch dafür im Relief zarter. Zwar scheinen die umbonalen Rippen an Zahl mit dem Alter relativ zurückzugehen, dafür nimmt aber die siphonale Berippung entschieden numerisch zu, indem hier auf je 6 bis 7 siphonale je 1 umbonale Rippe trifft, bei *Aul. pseudomutabilis* dagegen nur je 4 bis 5 (bei etwa 75 mm Gehäusedurchmesser). Ich möchte diese Form hier erwähnen als

*Aulacostephanus n. sp. aff. pseudomutabilis* LOR.

Außer diesen drei sich enger um *pseudomutabilis* gruppierenden Formen stößt man besonders in der echten Schwammfazies der Stufe häufig auf eine solche, die sich zwar verwandtschaftlich sicher noch hier einreicht, aber morphologisch doch schon merklich weiter von den bisher betrachteten entfernt. Es ist dies

*Aulacostephanus phorcus* FONT. (Taf. II, Fig. 4).

Er ist wieder weit, noch etwas weiter genabelt als *A. eudoxus* und außerdem auch noch merklich spärlicher berippt. In den inneren Windungen mit noch drei-, selten vierteiligen Rippen, geht die Reduktion sehr früh vor sich; denn nach wenigen Umgängen schon gewahrt man nur noch Rippenknoten mit je zwei sparrig gespreizt voneinander abstehenden Zweigrippen. Den Mundsaum deutet in der Regel eine tiefe Einschnürung an. Die Form scheint gar nicht selten zu sein, wenigstens liegen mir Bruchstücke von etwa einem halben Dutzend Exemplaren aus dem Bruche des Buchtals von Eichstätt vor.

Noch eine fünfte Art scheint mir in einem Bruchstück vorzuliegen, noch weitnabliher als *Aul. phorcus*, aber wieder entschieden reicher und zarter berippt, mit deutlichen dreiteiligen Rippenbündeln auf späteren Umgängen und je einer Adventivrippe. Die Form sei hier registriert als

*Aulacostephanus n. sp. aff. Autissiodorensis* CORT.

Wohl gänzlich unbrauchbar für stratigraphische Zwecke ist der Kreis der kleinen Haploceraten, die sich in dieser Stufe zwar sehr individuenreich, aber anscheinend noch sehr artenarm finden, meist Formen von

*Haploceras lingulatum* OPP. und

„ *nibatatum* OPP.

In höheren Stufen, im Dolomithangenden, werden sie anscheinend noch häufiger, doch nun auch artenreicher und vermutlich bei näherer Kenntnis für stratigraphische Zwecke durchaus nicht aussichtslos.

Das Genus *Simoceras* ist in der behandelten Stufe in drei Arten vertreten, und zwar

*Simoceras Heimi* FAVRE

scheint sich gar nicht selten zu finden. Er ist für die Stufe höchst wahrscheinlich eigentümlich, aber vermutlich in der unteren Hälfte häufiger als in der oberen. (Eichstätt, Treuchtlingen, Wemding.)

Außerdem fand ich im Wagnerbruch (Eichstätt) ein leider recht bescheidenes Bruchstück einer Form, die zu

*Simoceras Herbichi* v. HAUER

anscheinend sehr nahe Beziehungen hat.

Eine dem

*Simoceras Ludovicii* MGH.

(CANAVARI, Palaeontogr. Italica Vol. IV. 1898. Taf. 23) nahestehende Form erhielt ich, wie bemerkt, jüngst aus anscheinend den untersten Schichten der Stufe von Wemding ( $\gamma/\delta$ -Grenze); sie wird im Paläontologischen Teil näher beschrieben werden als

*Simoceras Risgoviensis* n. sp. (Taf. 2, Fig. 5).

Nur recht gelegentlich stößt man beim Sammeln in der Stufe auf das Genus *Nautilus*. Es ist in ein paar Arten vertreten, doch gestattet es nur bei sehr guter Erhaltung einigermaßen sichere Bestimmung. Es sind anscheinend ausschließlich Vertreter des bisher allgemein als *Nautilus franconicus* OPP. kursierenden Typus, an dem v. LOESCH in seiner neuen Monographie über das Genus *Nautilus* innerhalb unserer Stufe zwei Arten und eine Varietät konstatieren konnte, die er bezeichnet als

*Nautilus Ammoni* v. LOESCH,

„ *Schwertschlageri* v. LOESCH var.,

„ *Brunhuberi* v. LOESCH. (Untere Partie der Stufe.)

(Diese letztere Form scheint aber mehr in  $\beta$  zuhause zu sein.)

Die übrige Fauna der Stufe konnte bisher leider nur wenig analysiert werden, doch dürfte sie manche für die Schichtgruppe mehr oder minder charakteristische Formen enthalten und durchaus nicht arm oder monoton sein. Sicher gewährt sie in ihrer annähernden Gesamtheit ein schön umgrenztes Bild, das jenem der Fauna des nächsttieferen wie des nächsthöheren Horizontes vermutlich gleich ferne steht.

#### Brachiopoden.

Was einem beim Sammeln der Hammer meist zuerst und am häufigsten in die Hände spielt, das sind vor allem Brachiopoden, Terebrateln und Rhynchonellen.

Von den Terebratuliden sind am gemeinsten Formen, die sich wohl am sichersten zu

*Terebratula bisuffarcinata* SCHL. und

„ *Zieteni* P. DE LOR.

stellen lassen. In der Schwammfacies scheinen sie etwas seltener zu werden, während hier auf der andern Seite die Rhynchonellen so ganz zuhause sind. Die untere Grenze des Vorkommens dieser Formen kenne ich nicht, nach oben aber scheinen sie unsere Stufe nicht wesentlich zu überschreiten. In den sogen. „Häuten“ des Wagnerbruches (den tonig mergeligen Zwischenschichten) bei Eichstätt finden sich sehr häufig mehr zwerghafte Terebrateln, unter denen auch

*Terebratula nucleata* SCHL.

sich finden dürfte.

Auch *Waldheimia*, wohl meist zu

*Waldheimia humeralis* ROEM. und

„ *Moeschi* MAYER

gehörig, findet man nicht selten. Auch diese beiden Formen scheinen eher tiefer als höher ihre Hauptverbreitung zu haben.

*Waldheimia trigonella* SCHL.

dürfte erst in höherem Horizonte ihre Hauptverbreitung haben.

In der Schwammfazies stößt man außerordentlich häufig auch auf eine Terebratulina, die regelmäßig mit

*Terebratulina substriata* SCHL.

identifiziert wird, aber anscheinend eine etwas kleinere Varietät von dieser darstellt.

*Megerlea pectunculus* SCHL.,

die weiter oben so häufig wird, kam mir hier noch nicht zu Gesicht, doch dürfte sie sich in der Schwammfazies vorfinden.



Rhynchonellen bilden einen numerisch wenigstens recht wichtigen Faktor in der Fauna unserer Stufe, doch sind sie, wie erwähnt, in ihrem Vorkommen mehr an die Schwammfazies gebunden.

*Rhynchonella lacunosa* SCHL. var. *Amstettensis* O. FRAAS

stellt wohl das Hauptkontingent der Formen. Das Aussehen scheint im großen und ganzen stark zu variieren, doch dürfte diese Form, ausgezeichnet durch ihren merklich gedrungeneren Bau, neben der typischen *R. lacunosa* das Übergewicht behaupten.

Daneben finden sich noch auffallend spärlich gerippte Formen, die wohl zu

*Rhynchonella sparsicosta* OPP.

gehören. Noch eine weitere Form liegt mir vor, für die ich in der mir bekannten Literatur nirgends Anschluß finde, ausgezeichnet durch noch spärlichere Berippung wie *R. sparsicosta* und durch einen ungemein tiefen, zungenförmig hervortretenden Sinus, der auffallend an *R. trilobata* erinnert und der Form eine Art Mittelstellung gibt zwischen *R. Arolica* und *trilobata*. Ich möchte sie deshalb hier als eine neue Varietät resp. Art betonen und sie künftiger Beachtung beim Aufsammeln empfehlen.

Außer den obigen sich noch mehr an *R. lacunosa* anschließenden Formen trifft man nicht selten noch andere an, die sich in relativ bescheideneren Dimensionen bewegen und wohl noch am besten als

*Rhynchonella triloboides* QU.

sich signalisieren lassen.

#### Lamellibranchiaten.

Auch an Lamellibranchiaten weist die behandelte Zone einige Charakterformen auf, über deren Vorkommen in anderen Schichten ich aus Erfahrung nicht sehr Bestimmtes berichten kann. Sie gehören der Mehrzahl nach zu den Pectiniden und Limiden.

Eine in der Schwammfazies der Stufe sich außerordentlich häufig findende Art stellt sich zu

*Pecten subtextorius* GOLDF.

Sie liegt mir namentlich aus dem Buchtal bei Eichstätt in einer Reihe sehr gut erhaltener Exemplare vor und gehört dort mit *Rhynchonella lacunosa* zu den gemeinsten Erscheinungen. Eine Varietät von der mehr gleichmäßig gestreiften zeichnet sich aus durch regelmäßiges Zusammentreten der Radialstreifen zu Paaren. *P. subtextorius* scheint sich mit Vorliebe an die Schwammfazies zu halten, denn in viel höheren Regionen ( $\zeta$ ) findet er sich in gleicher Häufigkeit wieder und zwar auch hier in Begleitung von Schwämmen (Haunsfeld).

In der dickbankigen Normalfazies von  $\delta$  stößt man auf Schritt und Tritt auf glatte Pectiniden, die wohl verschiedenen Arten angehören, aber mit Sicherheit schwer bestimmbar sind. Sie kursieren bisher hauptsächlich unter der Bezeichnung

*Pecten cingulatus* SCHL. und

„ *vitreus* ROEM.,

ersterer mehr in die Länge gezogen, letzterer mehr kreisrund, beide mittelgroß mit keiner weiteren Schalenverzierung, als schwachen konzentrischen Anwachsstreifen. In den tonigen Zwischenschichten des Wagnerbruchs an der Schlagbrücke bei Eichstätt zeigen sie häufig noch die sehr gebrechliche Schale. Beide finden sich häufig sowohl in tieferen ( $\gamma$ ) als in höheren Schichtkalken ( $\zeta$ ).

Auch gröber gezeichnete Formen von meist auch bescheidener Größe kommen gar nicht selten vor, die sich am besten an

*Pecten subarmatus* MÜNST.

oder bei reicherer Verzierung an

*Pecten Cartieri* P. DE LOR.

angliedern lassen.

In etwas reichlicherer Entfaltung als die Pectiniden zeigen sich die Limiden und zwar in Formen von recht verschiedener Größe und Schalenverzierung, doch sind sie aus Mangel an genügenden Abbildungen aus unserm Horizonte nicht sicher bestimmbar und muß man sich mit einer annähernden Sicherheit begnügen. Eine schöne, mit ziemlich zahlreichen und kräftigen Längsstreifen gezierte Form scheint nicht selten zu sein; es ist

*Lima tumida* ROEM. (LORIOU, Oberbuchsitten Taf. 12.)

Eine Form, in der Schalenverzierung der vorigen sehr ähnlich, aber weniger einseitwendig, erinnert an

*Lima Kobyi* LOR. (LORIOU et BOURGEAT, Jura Bernois Taf. 34.)

Eine kleine Form mit ziemlich kräftiger Skulptur lehnt sich morphologisch an die später so häufig werdende *Lima alternicosta* BUV. an und ist nicht selten, nämlich

*Lima Moeschi* LOR. (LORIOU, Baden Taf. 22).

Eine der vorigen in den allgemeinen Umrissen sehr ähnliche, doch wesentlich kleinere, zarter gebaute und viel feiner verzierte Form mit weit zahlreicheren Längsstreifen läßt sich sehr gut zu

*Lima Streitbergensis* D'ORB. (LORIOI, Oberbuchsitten Taf. 11)

stellen. Besonders schön und häufig findet sie sich in der Schwammfazies des Hartingerbruches, Buchtal, Eichstätt.

Auch große Formen treten häufig auf, wie sie in den Diceraskalken später zu ungemein reicher Entfaltung kommen. Eine Form besonders liegt mir in mehreren Exemplaren, eines von über 80 cm Länge vor. Sie ist schwach einseitwendig, zeigt etwa ein Dutzend kräftiger breitwulstiger Rippen. Von in der Literatur mir bekannten Formen läßt sie sich noch am besten mit

*Lima Magdalena* BUV.

vergleichen. Auch

*Lima Halleyana* ETALL.

kommt neben ihr vor.

Weitere sehr zierlich zarte Gebilde trifft man oft in der Schwammfazies an; ich möchte sie vergleichen mit

*Avicula Oscari* CART. (LORIOI, Oberbuchsitten Taf. XI).

Auch die in höheren Schichten so häufig werdenden Formen, die stark an das Genus *Ctenostreon* (*tegulatum*) erinnern, scheinen schon in den  $\delta$ -Kalken sich zu finden. Ein mir vom Buchtal (Eichstätt) vorliegendes Stück läßt sich gut stellen zu

*Lima (Ctenostreon) semitegulata* ETALL.

Glatte Ostreen mit konzentrischen Anwachsstreifen, die in der Form außerordentlich vielgestaltig und deshalb wohl mehreren Arten angehören, wurden bisher meist unter dem Sammelnamen *Ostrea Roemeri* QU. zusammengefaßt. Die mir vorliegenden Formen sind teils kurz, hoch gewölbt, aufgeblasen, mit deutlich geflügelten Verbreiterungen zu beiden Seiten des Wirbels, teils früh mehr langgezogen, schlank, später deutlich einseitwendig, flach, teils wieder mehr rundlich, wie jene hochgewölbten Formen, aber deutlich neben der konzentrischen Schalenverzierung ausgezeichnet durch vom Wirbel ausstrahlende Längsstreifen oder gerundete, am Außenrande halb wulstig sich verbreiternde Rippen. Sie stellen unzweifelhaft Vertreter dreier verschiedener Arten dar. Für die ersten mehr rundlich aufgeblasenen Formen finde ich eine gute Abbildung als

*Ostrea Roemeri* QU. (LORIOI, Baden Taf. 23).

Diese Bezeichnung möchte ich unter Hinweis auf diese Abbildung auch für meine Formen beibehalten.

Die mehr langgestreckte, schlankere Form läßt sich von mir bekannten Abbildungen noch am besten mit

*Ostrea cf. lincolata* LOR. (LORIOI et PELLAT, Boulogne Taf. 23)

vergleichen. Die dritte Form mit den schwach am Wirbel der linken Klappe einsetzenden, später kräftig werdenden, breitlich gerundeten radialen Längslinien dürfte bisher noch nicht beschrieben sein; eine Form mit schwacher Andeutung ähnlicher Schalenverzierung finde ich als

*Anomia cf. foliacea* ETALL. (LORIOI, Jura Bernois Taf. 36)

abgebildet. Die rechten Klappen zeigen tatsächlich auffallende Übereinstimmung. Die Form fand ich in den mergelig lehmigen Zwischenschichten des Wagnerbruchs.

Alectryonien kommen seltener vor. Was ich habe, stellte sich zu

*Alectryonia hastellata* SCHL. und

„ *rastellaris* MSTR.

Sehr häufig trifft man in den Schwammkalken zierliche kleine Schalen mit feinen, zarten, oft auch etwas kräftigeren konzentrischen Anwachsstreifen. Im Jugendstadium mehr an die später so häufig werdenden Astarten erinnernd, weist ihre spätere Entwicklung entschieden zum Genus *Placunopsis* hin. Von mir bekannten Abbildungen möchte ich am ersten zum Vergleich

*Placunopsis Blauenensis* (LORIOI, Jura Bernois Taf. 35)

anziehen. Die Klappen sind vielfach in radialer Richtung wellig verbogen, die Schale zeigt ungemein zarte radiale Strichelung, unvergleichlich zarter als bei *Pl. Blauenensis*, von der ich die Form außerdem wegen Verschiedenheit der Horizonte scheiden möchte. Die zarten Linien sind fein gekörnelt; durch fast ebenso zarte, doch etwas ärmere, die Längsstreifung kreuzende konzentrische Strichelung entsteht eine deutliche, wenn auch sehr zarte Netzfelderung der Schalenoberfläche. Unter der Lupe erinnert die Verzierung an jene mancher Hinniten, nur ist sie viel subtiler in allem. Gemeinsam mit dieser hier als

*Placunopsis n. sp. cf. Blauenensis* LOR.

aufgeführten Form kommen indes häufig auch Astarten vor, die dann in ihren Jugendstadien wohl leicht mit ihr zu verwechseln sind. Von sonstigen Lamellibranchiaten liegt mir aus der Stufe nichts



Charakteristisches mehr vor. Pleuromyen oder Thracien finden sich nicht selten, doch ist die später so häufig werdende *Pl. tellina* vermutlich noch nicht darunter.

#### Gastropoden.

An Gastropoden bekommt man relativ wenig, am häufigsten noch Pleurotomarien zu Gesicht, die sich wohl größtenteils mit

- Pleurotomaria iurensis* ZIET.,  
 „ *speciosa* GOLDF.,  
 „ *sublineata* (D'ORB.) MÜNST.,  
 „ *alba* QU.

decken; aus dem Hartingerbruch (Buchtal, Eichstätt) stammend, liegt in hiesiger Staatssammlung ein Riesenexemplar von anscheinend

*Pleurotomaria Babeauana* D'ORB.

Sämtliche der genannten Formen scheinen nicht horizontbeständig zu sein.

#### Echiniden.

Reste von Echiniden gehören in der behandelten Stufe zu den häufigsten Erscheinungen, welche auch meist recht schlecht erhalten und in der Regel ebenso schwer sicher bestimmbar sind. Dies gilt auch von den besonders auf Schichtflächen sehr häufig zu beobachtenden Echinidenstacheln.

Die alltäglichsten Formen, die sich im geschichteten  $\delta$  finden, dürften größtenteils zu

- Holectypus orificatus* SCHL. und  
*Holectypus depressus* LESKE

gehören. In den sogen. „Häuten“ des Wagnerbruchs, Schlagbrücke Eichstätt, kann man deren in kurzer Zeit eine Menge sammeln, wenn auch meist in recht schlechter Erhaltung. Die Art geht meist in den Dolomit hinauf (Wagnerbruch, Marienstein, Rebdorf).

Größere Formen sind etwas seltener, doch immerhin noch häufig, gut zu

*Pachyclypeus semiglobosus* MÜNST.

stellbar; auch diese Form habe ich aus dem Dolomit.

Was einem an Echinidenstacheln begegnet, dürfte außer den genannten Formen den folgenden angehören:

- Cidaris coronata* GOLDF.,  
 „ *elegans* MÜNST.,  
*Rhabdocidaris nobilis* MÜNST.

Kleinere Exemplare dieser letztgenannten Formen erkennt man unter dem Schwarm von *Holectypen* nicht selten.

#### Crinoideen.

Crinoideen trifft man recht selten an. Nur ein Exemplar von

*Eugeniocrinus caryophyllatus* SCHL.

habe ich vom Wagnerbruch, Eichstätt.

#### Spongien.

Spongien gehören in unserer Stufe zu den häufigsten Erscheinungen. Während sie sich in den gebankten Schichtkalken nur mehr gelegentlich finden, werden sie in der eigentlichen Schwammfazies direkt gesteinsbildend, so daß hier ihr Vorkommen als förmliche Schwammrasen zu deuten ist. Da sie aber in Franken nicht verkieselt sind und fast stets sehr innig und fest mit dem Muttergestein verwachsen, bekommt man gut erhaltene Stücke sehr selten zu Gesicht und ebenso schwer aus dem Gesteine. Das Material, das ich deshalb bis jetzt von der sicher sehr reichen Fauna als einigermaßen bestimmbar besitze, ist ein noch sehr bescheidenes, doch läßt es den Reichtum der Formen ahnen. Was sich bisher einigermaßen bestimmen ließ, sei hier etwa folgendermaßen charakterisiert:

- Melonella radiata* GOLDF.,  
*Platychnia vagans* QU.,  
*Cnemidiastrum (stellatum, striatopunctatum, rimulosum)*,  
*Cylindrophyma (impressum)* GOLDF.,  
*Hyalotragos patella* GOLDF.,  
*Pyrgochonia acetabulum* GOLDF.

Sehr häufig sind Craticulariden, vor allem

- Tremadictyon cf. reticulatum* GOLDF.,  
*Craticularia (paradoxa)* MÜNST.?,

*Sporadopyle (obliqua, texturata* GOLDF.),

*Verrucococelia* sp.

Nicht selten sind auch einzelne Staurodermiden, z. B.

*Cypellia (rugosa, eurygaster, annulata)*,

*Casearia articulata* GOLDF.

und vor allem

*Porospongia (marginata* GOLDF. var. *macro- u. micropora* QU.).

Von Ventriculitiden ist vor allem das Genus

*Pachyteichisma* ZITT.

vertreten. — Auch Calcispongien scheinen nicht zu fehlen (*Eudea, Peronella, Myrmecium*).

Das mannigfache reiche Faunenbild, das in den vielfach recht stattlichen Brüchen dem Sammler im Laufe der Zeit entgegentritt, zeigt viele Charaktergestalten, an denen ihm die Orientierung nirgends schwerfallen kann, wenn er auch in der Literatur gerade nicht immer die gewünschte scharfe Definition für seine Beobachtungen findet. Und dieses bunte Formenbild, das er überall am Fuße der Massenbildungen an den Talgehängen in gleich reicher Entfaltung antrifft, verschwindet damit gleichsam wie mit einem Schlage vor den Augen, indem die nächstfolgenden Ablagerungen, besonders der Dolomit und seine Äquivalente, so außerordentlich arm an organischen Einschlüssen werden und nur in den tiefsten Schichten noch gelegentlich einen alten Bekannten von ihnen enthalten.

Die Grenze der hier behandelten Stufe gegen die nächsthöhere ist nicht immer so scharf, wie man es vielleicht erwartet. Im Bruche des Buchtals nächst Eichstätt schneiden zwar die Schwammkalke mit einer auffallend dünnen Bank scharf gegen den Dolomit des Hangenden ab. Vielfach jedoch ist diese Grenze stark verwischt, indem entweder die Schichtung sich langsam verliert und verbirgt und das Gestein ein felsiges Aussehen annimmt, wie es dem Hangenden eigen ist, ein Vorgang, wodurch natürlich besonders dort die Grenze nach oben, auch bei genauerer Untersuchung, nur schwer fixierbar ist, wo vielleicht das Hangende in der gleichen petrographischen Ausbildung, als Felsenkalk, vorliegt; relativ scharf bleibt sie natürlich immer dort, wo als Überlage dolomitische Ausbildung auftritt. Aber auch in diesem Falle kann sich die Grenze weitgehend verdecken und verwischen, indem die Annahme des dolomitischen Habitus keine plötzliche totale und universelle, d. h. durch die ganze Gesteinsmasse hindurch entwickelte ist, sondern mehr zufällig, lokal beschränkt und teilweise bleibt insofern, als im Kalke zunächst mehr fleckhaft, nester- und butzenweise Dolomitisierung auftritt, während die übrige Gesteinsmasse ihren bisherigen rein kalkigen Charakter wahrt. Es entsteht dadurch ein fleckiges Doppelgebilde, von dem man unter Umständen im Zweifel ist, ob man es noch Kalk oder schon Dolomit nennen soll. Auch dem Arbeiter ist diese eigenartige Mittelstellung des Gesteines zwischen Dolomit und Kalk nicht entgangen und er gibt dieser Ausbildung vielfach die Bezeichnung „Baster“ (gleich Bastard), die tatsächlich Wesen und Habitus dieser eigenartigen Fazies vorzüglich charakterisiert.

Neben der Schwammfazies unterliegen übrigens auch die normalen Dickbänke gelegentlich dieser Dolomitisierung; was z. B. in den Brüchen hart nördlich an der Brücke von Pfünz bei Walting technisch ausgebeutet und hauptsächlich zu Grabsockeln und Ähnlichem Verwendung findet, sind die alten mächtigen Bänke, die in Eichstätt, Rebdorf und Marienstein gebrochen werden, nur ist die Gesteinsmasse gleichsam fleckig durchfressen von dolomitischen Nestern und Butzen. Was übrigens das Vorkommen dieses „Basters“ betrifft, so ist er keineswegs etwa an die  $\delta/\varepsilon$ -Grenze gebunden; sondern vielmehr findet er sich, wie im folgenden sich zeigen wird, durch den gesamten folgenden Horizont wieder.



Bezüglich der oberen Grenze der behandelten Stufe scheint mir in neuerer Zeit vor allem HAIZMANN eine neuere Auffassung zu vertreten. Als sogen. „Gastrodorus-Schichten“ führt er einen Begriff ein für eine Bildung, die in die  $\varepsilon$ -Region zu fallen scheint. Als leitend für diese Bildung hebt er eine zierliche Prosopton-Form *Gastrodorus Neuhausense* H. v. MEYER hervor.

Wenn ich HAIZMANN richtig verstehe, so will er die Bezeichnung „Gastrodorus-Schichten“ nur auf das obere Paket seiner  $\delta$ -Kalke beschränkt wissen, und zwar sollen diese hier eine mehr dickbankige oolithische, doch stets ganz tonfreie, den Schwammkalken äquivalente Bildung darstellen, welche letztere er am liebsten „Vagans-Schichten“ (nach *Platychonia vagans* QU.) nennen möchte. In diesen beiden mehr höheren Ablagerungen (Gastrodorus-Vagans-Schichten, die im Gegensatz zu den tieferen völlig tonfrei seien und jeder Art tonig-mergeliger Zwischenschichten entbehren, möchte er dann auch die allein echten Pseudomutabilis-Kalke erblicken, die sich über das „plumpe  $\delta$ “ legen. „Diese oolithischen  $\delta$ -Bänke“ oder „das oolithische  $\delta$ “ darf nach ihm mit den Pseudomutabilis-Gastrodorus-Schichten nicht verwechselt werden. Das noch tonhaltige Gestein mit Brachiopoden und Cidariten, „bei der die grauen frischen Bruchflächen durch kleine runde, auch größere, zum Teil eckige Flecken ausgezeichnet sind“ (QUENSTEDT in Blatt Urach), gehört nach HAIZMANN ins sogen. „Unter- $\delta$ “ und diese schließt er von seinen Pseudomutabilis-Kalken aus.

Wenn diese Deutung seiner Anschauung richtig ist, so muß ich diese als für fränkische Verhältnisse unzutreffend und bis zu einem gewissen Grade falsch bezeichnen. Die oolithischen Bänke mit den tonig-mergeligen Zwischenschichten reichen in Franken bis hart unter die Dolomitgrenze heran und werden von diesem unmittelbar überlagert (Solnhofen, Rebdorf, Marienstein, Schlagbrücke Eichstätt). Es würde also nach HAIZMANN'S Auffassung hier überall Unter- $\delta$  unmittelbar von  $\varepsilon$  überlagert, d. h. „die echten Pseudomutabilis-Kalke“ oder „Vagans- und Gastrodorus-Schichten“ oder „Ober- $\delta$ “ wäre hier in Franken entweder überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen — ein Schichtausfall, für den ich keine Erklärung wüßte — oder aber unser Frankendolomit, der nach der bisherigen Auffassung allgemein als dem  $\varepsilon$  der Württemberger äquivalent galt, wäre, wenigstens in seiner unteren Partie, als ein Dolomit- $\delta$ , d. h. als das Äquivalent der „Vagans- und Gastrodorus-Schichten“ aufzufassen. Gegen diese Auffassung wäre ja schließlich soviel nicht einzuwenden, denn es ist sicher, daß die sogen.  $\delta/\varepsilon$ -Grenze keine absolut scharfe ist und gelegentlich dolomitische Fazies etwas ins  $\delta$  herabgreifen mag oder daß schwammiges  $\delta$  lokal sozusagen in die Dolomitregion hinaufwuchert.

Aber wenn HAIZMANN die Bezeichnung „Pseudomutabilis-Kalk“ nur auf sein sogen. „Ober- $\delta$ “, d. h. seine „Vagans-Gastrodorus-Schichten“ begrenzt haben will unter Ausschluß des „plumpen  $\delta$ “ oder „Unter- $\delta$ “ mit seinen gelegentlich mergelig-tonigen Zwischenschichten, so ist diese Auffassung sicher gezwungen und falsch. Denn sämtliche Pseudomutabilis-Typen durchsetzen das ganze sogen. „Unter- $\delta$ “ — höchstens bemerkt man bei *phorcus* eine gewisse Vorliebe für die Schwammfazies —; so stammt weitaus der meiste Teil der mir vorliegenden Exemplare und gerade die bestentwickelten aus dem sogen. „plumpen  $\delta$ “. HAIZMANN'S sogen. „Ober- $\delta$ “ bildet nämlich keinen durchgreifenden Horizont, indem die Ablagerung in der Schwammfazies eben nur eine meist recht beschränkte und lokale war.

Wenn HAIZMANN seine „Gastrodorus-Kalke“ dann als entschieden jünger in einen so scharfen Gegensatz zu seinem „plumpen  $\delta$ “ stellen zu müssen glaubt, so dürfte er unter dieser Bezeichnung eine Schichtserie im Auge haben, die auch in Franken im behandelten Gebiete als sicheres Äquivalent des unteren Frankendolomites wohl schon zur Stufe der Massenkalk (s) gehörig zu betrachten ist und im folgenden Abschnitt noch näher charakterisiert werden soll.

HAIZMANN dürfte entweder tatsächlich seine Gastrodorus-Schichten zu tief ansetzen, denn *Gastrodorus Neuhausense* findet sich auch im Marmor der Örlinger-Schichten, die er doch selbst auch für jünger halten muß als seine Geislinger Gastrodorus-Schichten (von O. FRAAS und ENGEL werden sie sogar ins obere  $\varepsilon$  gestellt, weil sie von den Krebssehernenplatten unmittelbar überlagert werden); oder aber sein *Gastrodorus Neuhausense* ist schlecht horizontbeständig, oder es trifft beides zu. Für das letztere kann ich die Tatsache anführen, daß ich neben vielen anderen Prosoptoniden in den mehr dicken Bänken des sogen. „wilden Felsen“ von den Mörensheimer Plattenkalken eine Form schlug, die ich von HAIZMANN'S *Gastrodorus Neuhausense* nicht zu trennen vermag.<sup>1)</sup>

Ich kann infolgedessen den Verdacht nicht ganz zurückweisen, daß HAIZMANN mit seinen „Vagans-Gastrodorus-Kalken“ eine Schichtgruppe im Auge hat, die tatsächlich nach oben bereits in eine Region fällt, die bisher allgemein als die Stufe der sogen. Massenkalk (s) aufgefaßt wurde.

<sup>1)</sup> Zu Ostern dieses Jahres (1914) traf ich am östlichen Riesrande bei Hagau unfern Wemding *Gastrod. Neuhaus.* massenhaft in Kalken der  $\gamma/\delta$ -Grenze, d. h. der Zone mit *Idoceras Balderus* ORF. an.

Die Vorstellung von seinen Pseudomutabilis-Kalken als einem reinen „Kiesel- $\delta$  oder Schwamm- $\delta$ “ scheint ihn ganz übersehen zu lassen, daß auch im  $\varepsilon$ -Gebiete gleichsam in den verschiedensten Höhenmarken normale Schichtkalke die Stufe vertreten können, so daß er bis zu einem gewissen Grade auch dem Irrtum anheimfällt, der schon DEFFNER und E. FRAAS von Blatt Kirchheim schreiben läßt: „Am südlichen Rande des Blattes sind die  $\zeta$ -Platten direkt auf dem  $\delta$  abgelagert; das  $\varepsilon$  ist hier niemals zur Ausbildung gekommen.“ Er vergißt wie sie, daß das  $\varepsilon$  nicht überall normal massig-felsig sein muß, sondern gelegentlich auch mehr geschichtet auftreten kann, und dann sich vom  $\delta$  petrographisch nur wenig unterscheidet. In seinem „Kiesel- $\delta$ “ dürfte also HAIZMANN schon weitgehend  $\varepsilon$ -Gebilde miteinschließen, darauf scheint auch das eigens hervorgehobene häufige Vorkommen von *Rhynchonella trilobata* hinzuweisen, die in Franken gerade in der Mittelregion des Dolomites so ganz vorherrscht.

### c) Vorkommen der Stufe.

Was das Vorkommen der Pseudomutabilis-Kalke im Gebiete anlangt, so finden sie sich natürlich an jene Stellen geknüpft, wo entsprechend tiefe Talrinnen bis auf ihr Niveau einschneiden. Dieses findet aber merkwürdigerweise nur in den nördlichsten Teilen des Gebietes statt, d. h. durch die tiefe Bodenfurche der Altmühl; in den südlicheren, teilweise nahezu ebenso tief eingesägten Tälern sucht man sie vergebens; ihr Niveau wird hier nicht mehr erreicht; es bleibt allenthalben unter den heutigen Talsohlen. Man pflegte diese eigenartige Erscheinung bisher fast lediglich auf eine allgemeine, d. h. die gesamte fränkische Juraplatte als solche betreffende SO.-Neigung des Schichtkomplexes zurückzuführen. Meine Untersuchungen zwingen mich indes zur Annahme, daß es sich weniger um eine solche, als um eine schollenförmige Radialbewegung einzelner Teile der Juraplatte an hauptsächlich NO. und NW., also vorwiegend alpin und hercynisch gerichteten Bruchspalten handle. Diese tektonischen Verlagerungen (denen der zweite Teil der Arbeit gewidmet sein soll) betreffen vor allem das Gebiet südlich der Altmühlfurche, während sie an dieser selbst mehr ausklingen, wodurch die mehr normale intakte Schichtlagerung nördlich von ihr bedingt wird.

Als im Gefolge dieser tektonischen Verlagerungen erklärt sich auch am natürlichsten die eigenartige Erscheinung, daß sich die südlichen und nördlichen (rechten und linken) Talgehänge der Altmühl stratigraphisch durchaus nicht immer äquivalent sind, und nicht überall miteinander korrespondieren. Vielmehr findet man an den südlichen Talgehängen auffallend häufig und auf weite Strecken hin wesentlich jüngere Schichten der Stufenfolge in gleichem Niveau mit entschieden älteren der gegenüberliegenden Talseite. Die GÜMBEL'sche Karte verwischt allerdings diese Tatsache in hohem Grade, doch kommt sie auch auf ihr noch zum Ausdruck.

Nach Abzug mancher von ihm für die Pseudomutabilis-Kalke eingetragenen Gebietsteile an den Gehängen des Altmühltals kann ich diesen noch folgendes Areal zuweisen:

Bei Solnhofen im äußersten Westen des Gebietes steigen sie infolge tektonischer Vertikalverlagerung hart nördlich vom Orte aus den mehr mittleren Talgehängen rasch auf die Talsohle herab; sie lassen sich dann weiter talabwärts deutlich verfolgen bis unterhalb des Hagenacker Tunnels, an den Kraspelberg und die Gegend von Lichtenberg, mit einer ganz kurzen Unterbrechung auf der nördlichen Talseite, nämlich schräg gegenüber der Teufelskanzel vor Esling und einer etwas längeren auf der südlichen Talseite gegenüber Esling, an welchen Stellen Felsenkalk und Dolomit in kleinen Partien in ihr Niveau gesunken sind. Weiter talabwärts konnte ich auf der südlichen (rechten) Talseite Eudoxus-Kalke erst wieder unterhalb Breitenfurt konstatieren an den Westhängen des Neufang, wo sie gegenüber der Attenbrunnmühle in einem kleinen Bruch aufgeschlossen sind, talaufwärts bis gegen Breitenfurt wohl von Gehängeschutt bedeckt werden, talabwärts aber bei der Straßenkreuzung am Bahnwärterhäuschen durch tektonische Störung sofort wieder der jüngeren Stufe Platz machen. Weiter talabwärts dringen sie auf dieser Talseite noch einmal kurz am nördlichsten Teil der schmalen Frauenbergzunge, am Fuße der Willibaldsburg zutage, wo sich im großen „Wagnerbruch“ ein



klassischer Aufschluß in ihrer Cephalopodenfazies findet. Dann verschwinden sie auf dieser Talseite sofort wieder, um meines Wissens erst weit talabwärts bei Walting sich wieder zu zeigen.

Auf der nördlichen (linken) Talseite kommen hart am Tunnelausgang bei Hagenacker nach einer Unterbrechung an der langen Zunge des Kraspelberges (bei Obereisenhammer) und weiter talabwärts bis gegen die Ziegelhütte noch einmal die hangendsten Bänke der Stufe und zwar meist in der Schwanmfazies zum Vorschein mit einer ganz kurzen Unterbrechung durch Felsenkalk nahe der dortigen Feldkapelle.

Wo GÜMBEL in der Dollnsteiner Bucht relativ weit die Hänge hinan noch Pseudomutabilis-Kalke kartiert, konnte ich nur dünne Bänke und Dickplatten antreffen, die ich schon zur nächsthöheren Stufe stellen möchte. Im Gebiete des „Mühlberges“ östlich von Dollnstein ist der Fuß der Gehänge leider mit mächtigem Gehängeschutt bedeckt, doch dürften hier die Eudoxus-Kalke sich noch über die Talsohle erheben, denn der Fuß der  $\epsilon$ -Felsen steht ziemlich hoch am Hang, allerdings hier nicht unmittelbar auf typischem  $\delta$ , sondern bereits den seinem Hangenden angehörigen Dünnbänken. Der „Burgfels“ ist herabgebrochenes  $\epsilon$ ; die stark bedeckten Hänge weiter talabwärts werden sicher unten noch von Eudoxus-Kalken eingenommen, denn diese treten kurz vor der Attenbrunnmühle noch deutlich bis zu gegen 10–12 m über Tal zu Tage und lassen sich dann talabwärts unschwer über Obereichstätt hinaus (in welchem Orte sich hinter der Eisenhütte ein schöner Aufschluß befindet) verfolgen bis an die östliche „Weinleite“, wo gegen Rebdorf zu sie teils weitgehend von jüngerem Flußschotter bedeckt, teils auch von etwas gesenktem Dolomit verdrängt erscheinen. Weiter talabwärts zeigen sich dann von Rebdorf an über Marienstein hinaus bis an den „Herzogbränkeller“ unsere Eudoxus-Kalke sofort wieder und zwar in der typischen Ausbildung der Dickbänke der Cephalopodenfazies mit der normalen Auflagerung von Frankendolomit, in zahlreichen teils noch betriebenen, teils aufgelassenen Brüchen vorzüglich gut aufgeschlossen. An der Weißenburgerstraße verschwinden sie dann wieder unter Gehängeschutt, um erst an den Südhängen des „Galgenberges“ im Buchtal von Eichstätt noch einmal aufzutauchen, wo in dem Bruche des Herrn Maurermeisters Hartinger die Scyphien-Fazies, von den normalen Dickbänken unterlagert, mit Dolomit im Hangenden, sehr gut aufgeschlossen ist. Weiter talabwärts verschwindet die Stufe abermals von der Bildfläche, doch hier weniger infolge Verdeckung durch Gehängeschutt, als vielmehr durch tektonische Schollensenkung bedingt, um erst bei Pfünz als typischer „Baster“ und dann bei Walting wieder aufzutauchen.

In den tiefen Talrinnen südlich der Altmühlfurche dringt die Bildung, wie erwähnt, nirgends mehr hervor. In den tiefen nördlichen (linken) Altmühl-Seitentälern und Talmulden oberhalb und bei Dollnstein, wo GÜMBEL die behandelte Ablagerung noch weit sich hineinziehen läßt, traf ich Schichten an, die ich als jünger von den Eudoxus-Kalken abtrennen und im folgenden behandeln möchte.

#### d) Beschreibung einiger Ammoniten dieser Stufe.

Nicht überflüssig und unerwünscht dürfte die folgende kurze Charakterisierung einzelner Perisphincten aus der Pseudomutabilisstufe erscheinen, zumal gerade diese Cephalopoden-Gruppe daraus bisher durch erst relativ noch recht wenige Vertreter bekannt geworden ist. Die Mehrzahl der Formen hat sicher in den von FONTANNES vom Berge Crussol (l. c. Taf. 8 u. 9) als *P. ardesicus*, *Roubyanus*, *praenuntians* und *stenocyclus* abgebildeten ihre sehr nahen Verwandten und dürfte sich vielleicht teilweise damit sogar decken. Sie sollen deshalb auch hier an die FONTANNES'schen Typen angegliedert werden, doch wage ich es nicht, sie unmittelbar damit zu identifizieren, da jener Autor vorwiegend noch unerwachsene Altersstadien vorführt, die noch im Ungewissen darüber lassen, ob sie tatsächlich im erwachsenen Alter die Morphologie der mir vorliegenden fast ausschließlich ganz ausgereiften Formen annehmen würden. Ich halte deshalb eine vielleicht zunächst mehr provisorische Anreihung mit „*aff.*“ oder „*cf.*“ fürs zweckmäßigste, wenn sich in der Folge vielleicht auch bei der einen oder anderen Form noch die Notwendigkeit einer entschiedenen Abtrennung und Eigenbenennung ergeben wird. Eine definitive Deutung und morphologische Wertung dieser  $\delta$ -Typen möchte ich mir reservieren für die Zeit der näheren Kenntnis der Perisphincten-Fauna der nächst tieferen Stufe, zu der von der gegenwärtigen recht reiche und innige Verbindungsäden laufen dürften. Zwar

habe ich nicht sämtliche der hier gezeichneten Arten eigenhändig in Pseudomutabilisbrüchen geschlagen, aber sie stammen teils aus mir bekannten sicheren  $\delta$ -Brüchen, teils weist sie der petrographische Gesteinshabitus unfehlbar nur dieser Stufe zu.

*Perisphinctes n. sp. aff. stenocylus* FONT. (Taf. I. Fig. 2).

Das vollständig erwachsene Gehäuse mit 155 mm Durchmesser besteht aus zahlreichen im Innern anscheinend sehr offenen, aber auch zuletzt mit höchstens  $\frac{1}{3}$  der Höhe sich umfassenden, im Querschnitt breit elliptischen bis dick ovalen, nach außen nur schwach verjüngten Umgängen, mit zuerst anscheinend ziemlich flachen und zuletzt ganz schwach konvexen Flanken, steiler, doch seichter unten glatten Nabelwand und schön gerundetem Rücken; Berippung mäßig dicht (50—55 Umbonalrippen auf dem vorletzten Umgang), vorwärts geneigt und leicht, an der Externseite stärker vorwärts gebogen, bis auf die Vorderhälfte der Wohnkammer vorwiegend, doch nicht ausschließlich im oberen Flankendrittel (weiter zurück noch höher) biplikat, dann meist etwas tiefer dreiteilig, im Relief recht kräftig, anfänglich mehr scharf, zuletzt breitlich gerundet; Einschnürungen relativ seicht und unscharf, erst vor dem Mundsaum mehr kragenartig breit (hier drei, stark vorwärts geneigte); ein breiter Ohrlappen an der Öffnung.

*Per. stenocylus* FONT. kommt entschieden der eben beschriebenen Form außerordentlich nahe, gestattet jedoch in seinem jugendlichen Zustande keine sichere Identifizierung.

*Perisphinctes n. sp. aff. ardesicus* FONT. (Taf. I. Fig. 3).

Das gleichfalls erwachsene scheidige, ziemlich flache, recht merklich geschlossenere Gehäuse mit 170 mm Durchmesser zeigt zuletzt bis zur Hälfte der Höhe sich umfassende, schmale, schön elliptische, seitlich nur leicht konvexe Umgänge mit größter Dicke auf gegen Flankenmitte und einer relativ recht dichten (wohl gegen 80 Umbonalrippen auf dem letzten Umgang), groben und dabei scharfen, erst zuletzt mehr breitlich gerundeten, über der seichten Nabelwand mehr radialen, dann aber stark vorwärts geneigten und dabei gebogenen, zuerst im oberen Flankendrittel einfach gegabelten, erst auf dem vorderen Wohnkammerviertel (größtenteils etwas tiefer) dreigeteilten Berippung und scharfen, doch schmalen Einschnürungen.

Die Form steht verwandtschaftlich der eben beschriebenen entschieden recht nahe, läßt jedoch durch ihre viel dichtere Berippung an ihrer spezifischen Verschiedenheit keinen Augenblick zweifeln; an inneren Windungen mag *Per. ardesicus* FONT. größte Ähnlichkeit haben, der indes nicht erkennen läßt, ob er sich auch später zu unserer Form ausgewachsen wird und deshalb nach meiner Anschauung mit ihr nicht identifiziert werden darf (Vorkommen Marienstein bei Eichstätt, Treuchtlingen).

*Perisphinctes modestus n. sp.* (Taf. IV. Fig. 1).

Eine der eben behandelten unstreitig recht nahe kommende, doch von ihr durch etwas größere Evolution im Alter und die bis zum Wachstumsschluß ausnahmslos biplikate Berippung entschieden spezifisch getrennte Form.

Das mäßig involute, im Alter noch offener werdende Gehäuse mit 130 mm Durchmesser besteht aus seitlich ziemlich flachen, nur schwach konvexen, im Querschnitt ovalen, mit etwa einem Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen; Berippung mäßig dicht (gegen 60 Rippen auf dem letzten Umgänge), etwa im oberen Flankendrittel (früher anscheinend etwas tiefer) ausnahmslos biplikat, grob, im Innern scharf, später stumpflich gerundet, nach vorne gebogen und auf Rückenmitte unverändert; Einschnürungen schmal, wenig aufdringlich, am leider nicht ganz erhaltenen Mundsaum sich mehr drängend und hier stark vorwärts geneigt und breit.

*Per. stenocylus* FONT. (Crussol. Taf. 9 Fig. 2) sowie besonders auch *P. praenuntians* FONT. (ibid. Fig. 1) stehen der vorliegenden Form sicher nahe, lassen aber wegen ihres unerwachsenen Zustandes kein definitives Urteil zu über ihre Zugehörigkeit zur gegenwärtigen Art.

*Perisphinctes n. sp. cf. progeron* v. AMMON (Taf. I. Fig. 6).

Das mäßig involute Gehäuse besteht aus schön ovalen, mit auch zuletzt um kaum ein Drittel der Höhe sich umfassenden, an den Flanken leicht gewölbten Umgängen, die verziert sind mit relativ recht dichten (gegen 80 Rippen auf dem vorletzten Umgänge) bis zu etwa 90 mm Gehäusedurchmesser, wenig überm oberen Flankendrittel vorwiegend biplikaten, dann aber allmählich, und zwar relativ rasch, drei- bis fünfteiligen, mäßig dicken, doch scharfen, stark vorwärts gekrümmten Rippen und seichten, ziemlich breiten Einschnürungen.



Die Form erinnert noch am ersten an den wohl viel älteren *progeron* von AMMON, bleibt aber in höherem Alter in der Berippung entschieden reicher und zarter, auch liegt die Rippenspaltung merklich höher.

*Perisphinctes digitatus n. sp.* (Taf. II, Fig. 1).

Das zwar wohl noch nicht erwachsene und weniger ideal erhaltene Gehäuse von 120 mm Durchmesser ist glücklicherweise so bezeichnend skulptiert, daß es eine spezifische Fixierung immerhin gestattet.

Es besteht aus ziemlich ovalen, im Innern etwas stärker gerundeten, zuletzt mit wenig über  $\frac{1}{4}$  der Höhe sich umfassenden und mehr dick-elliptischen bis ovalen Umgängen, mit relativ spärlicher und grober (wenig über 40 Umbonal-R. auf dem letzten Umgange), im Innern scharfer, zuletzt oben breitlich-gerundeter, zuerst im äußeren Flankenviertel biplikat, dann aber relativ früh (bei 60—70 mm Gehäusedurchmesser) etwas tiefer vorwiegend drei-, dann bald im oberen Flanken-drittel vierteiliger, anfänglich radialer, dann deutlich vorwärts gebogener Berippung und einer Art breitlicher Anschwellung vor der Teilung und breiten, tiefen Einschnürungen.

Durch die grobe und relativ früh, doch hoch dreigeteilte Berippung ist die Form aus ihrer Umgebung deutlich herausgehoben und bei einiger Erhaltung wohl jederzeit leicht erkenntlich.

Vorkommen: Hartinger Bruch, Buchtal, Eichstätt.

*Perisphinctes n. sp. aff. fasciferus* NEUM. (Taf. V, Fig. 1).

Das zwar leider noch nicht erwachsene aber ebenso charakteristisch geformte wie gezeichnete scheibige Gehäuse setzt sich aus sehr involuten, um fast  $\frac{2}{3}$  der Höhe sich umfassenden, sehr hohen (teilweise vielleicht durch Druck), hochovalen bis elliptischen, seitlich stark abgeplatteten Umgängen; Rippen im Innern ziemlich dicht (über 50 R.) und anfänglich wohl biplikat, dann aber sehr früh und sehr tief, auf fast Flankenmitte, außerordentlich reich verzweigt (es wächst hier die auf eine umbonale Rippe treffende Zahl an Sekundärrippen auf dem letzten Umgange von 5 bis 12 an, doch bleiben die Zweigrippen stets mehr selbständig), nun auch allmählich recht weit auseinanderrückend, über der steilen Nabelwand deutlich rückläufig, dann stark vorwärts gebogen, zart und scharf, zuletzt im Innern etwas anschwellend, dafür aber auf Flankenmitte sich stark verwischend und den Rücken unverändert überquerend. Die leider nur teilweise erhaltene Sutura zeigt relativ sehr breite Sättel, aber auch ziemlich gedrungene, mäßig lange Loben und einen dreiarmigen symmetrischen ersten Lateral.

Große Involution und schlanker Querschnitt geben der Form im Verein mit der dichten, reich verzweigten Berippung einen morphologisch mehr jugendlichen Anstrich und eine gewisse Annäherung an den *Ulmensis*-Typ, aber das total verschiedene Verzweigungssystem der Rippen wie die breiten Loben der Sutura stellen sie in scharfen Gegensatz zu den hier genannten viel jüngeren Analogieformen. *P. metamorphus* NEUM. zeigt noch eine gewisse morphologische Annäherung, doch ist seine Berippung in der Jugend ärmer und später viel mehr radial gerichtet; übrigens ist die Zeichnung bei NEUMAYR derartig mangelhaft, daß man bei wahrscheinlich nicht unwesentlicher Horizontverschiedenheit sicher mit Identifizierung nicht zu vorsichtig sein kann.

Sehr nahe dürfte die vorliegende Art *Per. fasciferus* NEUM. stehen, ist damit jedoch sicher nicht identisch.

Vorkommen: Pappenheim.

*Perisphinctes atavus n. sp.* (Taf. II, Fig. 2 und Taf. IX Fig. 1).

Sehr interessant für die Stufe ist ein aus dem Wagner-Bruch von Eichstätt stammendes Gehäuse einer unstreitig zur *Martelli*-Sippe sich stellenden und deshalb in dieser Höhenlage nicht mehr vermuteten äußerst charakteristischen Art.

Das sehr offene Gehäuse besteht aus zahlreichen im Innern nur ganz schwach, aber auch zuletzt mit kaum  $\frac{1}{4}$  der Höhe sich umfassenden, im Querschnitt zuerst kreisrunden bis quadratischen oder kurz rechteckigen, dann deutlich quer verlängerten Umgängen mit hoch gewölbten Flanken, die äußerst charakteristisch gezeichnet sind, mit relativ spärlichen (gegen 40 R. an inneren und mittleren Umgängen, am letzten nur noch die Hälfte), sehr hoch, hart an der Externseite, etwa in der Nahtgegend ausschließlich biplikat (bis zu etwa 120 mm Durchmesser), dann etwas tiefer vorwiegend drei-, zuletzt auch viergeteilten, außerordentlich kräftig skulptierten, hohen und oben schneidend scharfen, zuerst mehr radialen, dann deutlich vorwärts gebogenen Rippen, die von etwa 200 mm Gehäusedurchmesser ab vor der Naht und der Teilung allmählich anzuschwellen beginnen und sich dann auf der zweiten Hälfte des letzten gekammerten Umganges zu ungemein mächtigen,

keilförmigen, von außen gegen den Nabel sich allmählich verjüngenden Rippenwülsten auswachsen, während sich die ihnen entströmenden drei- bis vierteiligen Zweigrippen auf dem außerordentlich breiten und flachen Rücken dann allmählich ganz verwischen.

Die gleichcharakteristische Sutura zeichnet sich aus durch ihren alles überragenden, oben dreistufigen ersten Lateral, einen zwar merklich kürzeren, doch gleichfalls noch sehr stattlichen Bauchlobus und einen sehr breiten Lateralsattel.

Zeichnung und Sutura stellen die schöne Form unstreitig zur *biplex-Martelli*-Gruppe und geben ihr eine recht weitgehende morphologische Konvergenz mit *Per. Martelli* und *orientalis*, wenn auch das unvergleichlich früher sich einstellende und ebenso stärkere Anschwellen der Rippen vor der Naht und ein gleichgradig breiterer Querschnitt der vorliegenden Form über ihre spezifische Verschiedenheit von den beiden zitierten keinen Augenblick im Zweifel lassen.

#### *Simoceras Risgoviensis* n. sp. (Taf. II, Fig. 5).

Aus gleicher Schicht mit *Aspidoc. Uhlandi*, d. h. aus der  $\gamma/\delta$ -Grenze des großen Bruches an der Gosheimerstraße bei Wemding fiel mir ein sehr gut erhaltener eigenartiger *Simoceras* zu, dessen kurze Skizzierung ich hier nicht unterlassen möchte.

Das elegante Gehäuse besteht aus zahlreichen sehr evoluten, mit kaum  $\frac{1}{6}$  der Höhe sich umfassenden, seitlich fast flachen, im Querschnitt langrechteckigen schmalen Umgängen mit schön gerundeter seichter Nabelwand, gerade abgeschnittenem Rücken und mäßig dichten (etwa 65 R. auf dem letzten Umgange) durchwegs ungeteilten, über der glatten Nabelwand einsetzenden, im Innern mehr radialen, später deutlich rückwärts geneigten und dabei leicht nach vorne gebogenen, nach der Externseite noch stärker gekrümmten, im Relief kräftigen, breitlich gerundeten, auf Rückenmitte stark breit abgeschwächten, oder fast ausgelöschten Rippen. Ich kann die interessante Art mit keiner mir bekannten identifizieren, verwandt ist zwar sicher *Sim. Herbichi* HAU., doch ist dieser im Querschnitt dicker und runder, auch *Sim. teres* NEUM., wie ihn E. FAVRE aus den Acanthicusschichten (l. c. Taf. 6) abbildet, ist gleichfalls im Querschnitt dicker, dann auch spärlicher berippt. Bei dem gleichfalls etwas dickeren *Sim. Favaraensis* GEMM. (FAVRE, Avanthic.-Z. Taf. 6) fließen vielfach zwei benachbarte Rippen zu einer Art Spaltrippe zusammen, davon hier keine Spur. *Sim. Ludovici* MGH. (CANAVARI, Palaeontogr. Italica 1898 Vol. IV. Taf. XXIII) hat engeren Nabel, ist etwas spärlicher berippt und merklich dicker.

### 3. Stufe des Frankendolomites und der plumpen Felsenkalke.

#### a) Horizontbeschreibung und Vorkommen.

So sehr sich die unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Ablagerungen bei einem kurzen Durchwandern des Gebietes gleichsam aus der Ferne schon als einheitlich geschlossen und gegenüber dem Liegenden wie Hangenden gleich scharf umgrenzt repräsentieren, so wenig erweisen sie sich bei näherem Zusehen immer sogleich auch als solche, und oft vermag erst eine genauere Untersuchung Zusammengehöriges sicher zu erkennen.

Trotz der größten scheinbaren Monotonie begegnet man nämlich gerade hier einem recht bunten Wechsel der heterogensten Dinge, indem sowohl die chemische Zusammensetzung als die Struktur und der petrographische Habitus, sowie die Art der Ablagerung der weitestgehenden Variation unterliegen.

Zunächst teilen sich recht typischer massiger Frankendolomit und massige Felsenkalke in die Herrschaft, indem beide nebeneinander in großenteils sicher gleicher Region sowohl horizontal wie vertikal weite Areale einnehmen. Doch greifen daneben alle möglichen chemisch-petrographischen wie strukturell morphologischen Gesteinsabänderungen in der Stufe Platz.

Zunächst ist der zwar meist massige oder höchstens eine ganz grobe undeutliche Bankung von mehreren Metern Bankmächtigkeit zeigende Massendolomit von oft recht deutlichem, nicht selten sogar scharf gebanktem Schichtdolomit vertreten sowohl in der Liegenden wie mittleren und oberen Region der Stufe. Auf der



anderen Seite aber stehen ebenso auch dem ungeschichteten massigen Felsenkalke mehr geschichtete und gebankte Ablagerungen gegenüber, die in ihrem Vorkommen ebenfalls an keine bestimmte Höhenlage gebunden erscheinen, wenn sie vielleicht auch im allgemeinen das Hangende mehr bevorzugen.

Eine weite chemisch-petrographische Variationsbreite wird dadurch geschaffen, daß die Dolomitisierung des Gesteins in allen denkbaren Abstufungen und Graden angetroffen wird, aber nicht etwa insofern, als man dem verschiedenen Verhältnis von Ca-Karbonat und Mg-Karbonat zueinander erst durch chemische Maßanalyse auf den Grund käme, sondern dieses kommt schon mehr oder minder deutlich makroskopisch zum Ausdruck. Die Dolomitisierung erweist sich nämlich vielfach nicht als homogene, d. h. durch die ganze Gesteinsmasse hindurch gleichbleibende, sondern ist mehr fleckhaft geblieben, d. h. in dem meist mehr hellen, auch gelblichen oder rötlichen Kalke treten dunkle, blaugraue, dolomitische Nester und Butzen auf, dem Gestein ein fleckiges, geflamtes oder auch schlierig-gestreiftes Aussehen verleihend. Es entstehen dadurch jene Mischbildungen, die bereits im Hangenden der tieferen Stufe erwähnt wurden (Pfünz), der von den Arbeitern so treffend bezeichnete „Baster“ (Bastard). Auch diese Bildung nimmt am Stufenaufbau einen nicht unwesentlichen Anteil, hält sich in ihrem Vorkommen zwar deutlich mehr an die liegendsten und hangenden Partien, doch trifft man sie auch in der mehr mittleren Region an. Ebenso wie die Total- hat auch diese sozusagen Halb-Dolomitisierung Massen- wie Schicht-Bildungen betroffen.

Auch Farbe und Struktur des Dolomites unterliegen weitgehender Variation; meist mehr schmutzig-grau mit einem Stich ins Gelbliche oder Bräunliche, wird er stellenweise außerordentlich hell, fast weiß, wie z. B. am Rieder-Weg NW. von Konstein, wo stark ausgebleichte Dolomite gebrochen werden, nämlich angeblich sowohl zum Kalkbrennen wie als Zuschlag für den dortigen Glasofen. In den oberen Regionen nimmt der Dolomit dagegen sehr häufig auch insofern eine entschieden dunklere Farbe an, als hier in ihm oft tief blaugraue Flecken und Streifen auftreten, die bei einem weiteren Umsichgreifen gelegentlich auch mehr oder minder die ganze Gesteinsmasse tief blaugrau färben. Solche „Fleckendolomite“, wie ich sie nennen möchte, trifft man fast überall im Gebiete in den höheren Lagen an, besonders auf den westlichen Vorsprüngen der „Wittmess-Schweinspark-Scholle“ östlich über Konstein und Aicha, wie auch auf dem westlich gegenüberliegenden Höhenrücken zwischen Konstein und Gammersfeld, dann auf dem Galgenberg bei Wellheim, außerdem auch weiter nördlich im Gebiete wie im oberen „Tiefen Tal“ an der Weißenburger Straße bei Eichstätt. Ein mehr durch die ganze Gesteinsmasse hindurch tiefblaugrauer Dolomit — Blaudolomit — wird gegenwärtig hart SW. an Hütting schwach über Tal, angeblich gleichfalls zum Kalkbrennen, gebrochen, wie überhaupt die Dolomite im Süden des Gebietes, südlich Hütting und Bergen sich meist durch eine entschieden dunklere Farbe auszeichnen, fast nur mehr „Flecken- und Blaudolomite“ (Mauern, Steppberg, Joshofen) sind.

Ebenso variabel aber wie die Farbe ist auch die Struktur des stets ausgeprägt kristallinen Dolomites; neben meist mehr fein- gibt es auch außerordentlich grobkristalline Vorkommen, die sich nach meinen Beobachtungen auch mehr an das Hangende der Region halten: „oben wird der Dolomit grobkörnig“, sagt auch v. AMMON. Gerade die Flecken- und Blaudolomite in der Umgebung von Konstein, Wellheim, Hütting, Bergen und Neuburg weisen ziemlich regelmäßig auch grobkristalline Struktur auf. Diese letzteren südlichen Vorkommen charakterisieren

sich übrigens auch faunistisch als entschieden jüngste Bildung der Stufe. Der grobkristalline Habitus scheint stets auch eine recht merkliche Abnahme der Verbandsfestigkeit des Gesteines und damit wesentlich leichtere Bearbeitungsmöglichkeit zu bedingen, so daß man im Süden des Gebietes, in der Gegend von Neuburg, ein direktes Nachgehen und Aufsuchen behufs technischer Gewinnung zu Straßenschotter und Pflastermaterial an Stelle jenes deutlichen Meidens im Norden beobachtet.

Auch die den Dolomit meist mehr lokal und teilweise, gelegentlich aber auch auf weitere Erstreckung hin ganz verdrängende mehr rein kalkige Gesteinsausbildung weist ganz analog zum Dolomite noch eine außerordentliche Variation auf. Auch hier ist der petrographische Habitus kein einheitlich gleicher, sondern unterliegt strukturell wie auch nach Art der Ablagerung noch weitem Wechsel.

In relativ weiter horizontaler Erstreckung und vertikal zu recht respektabler Mächtigkeit ansteigend, trifft man in der unteren und mittleren Partie der Stufe ein im großen und ganzen ungeschichtetes, meist mehr dichtes, kompaktes Gestein mit recht gleichmäßig zartem Korn und fest geschlossenem Gefüge, glattem, halbmuscheligen Bruch und sehr heller, oft rein weißer oder auch leicht gelblicher bis rötlich-brauner Farbe; in dieser Gesteinsausbildung liegt wohl das vor, was man sich gemeinhin als Felsen- oder Massenkalk vorstellt. Sie wittern meist großblockig bis gigantisch-felsig ganz ähnlich wie der Dolomit an den steilen Talhängen aus und werden hier meistens auch für Frankendolomit gehalten, obwohl sie bei einiger Sachkenntnis meist aus ziemlicher Ferne schon unschwer von diesem geschieden werden. Die kalkigen Felswände wittern oberflächlich nämlich meist sehr glatt ab, wodurch sie Flechten und ähnlichem keinen rechten Ansatz bieten und ihre relativ helle Farbe infolgedessen auch den Atmosphärien gegenüber gut wahren.

Häufig greift aber auch neben diesem Massenkalk eine andere Fazies Platz, das Gestein wird besonders in der mittleren und höheren Region der Stufe recht merklich gröber im Korn, wie kristallin oder grobkristallin, doch verrät sich bei genauerem Zusehen meist unverkennlich feinkörnige Struktur. Bildungen dieser Art lehnen sich wohl genetisch außerordentlich nahe an die weiter oben im Hangenden noch entschieden grobkörniger werdenden Ablagerungen an, die wohl das darstellen, was man sich allgemein unter Echinodermen- oder Korallen-Kalk vorstellt, und für die wohl nicht selten auch die Bezeichnung Oolith sich findet. Ablagerungen dieser Art dürften tatsächlich einer Art zoogenem Zerreibungs-Detritus ihr Material verdanken, doch nicht etwa Korallenstöcken oder -Riffen, sondern vor allem ausgedehnten Bryozoen-Rasen, die man vielfach noch sehr gut in Form kleiner heller Stäbchen und Flämmchen an frischen Gesteinsbruchflächen wieder erkennt. Solche mehr scheinbar kristallin-körnige Ausbildung, die ich besonders an den Hängen des Wellheimer Trockentales, in der Aichaër Bucht antraf, wo sie z. B. einen großen Anteil nehmen am Aufbau der mittleren und oberen Partie der „Dachenfelsen“ bei Konstein, haben wohl GÜMBEL und v. AMMON unter ihren „zuckerkörnigen und Marmor-Kalken“ im Auge.

Gesteine dieser Zusammensetzung bilden wieder mehr raue Verwitterungsflächen, gestatten infolgedessen auch reicheren Flechtenansatz und zeigen von ferne wieder mehr die stets dunklere Farbe des Dolomites. Im frischen Bruche sind sie meist sehr hell, doch kommen auch mehr gelbliche bis fleischrote und hellbräunliche Pigmente vor. Außerdem ist ihnen entschieden eine größere Tendenz



zur Schichtung eignen, wie wieder die „Dachenfelsen“ so schön erkennen lassen. Besonders gegen das Hangende der Region zu werden sie oft recht deutlich gebankt.

Hier nimmt das Gestein vielfach jenen grobkörnigen trümmerig-brekziösen Charakter an, es wird zum typischen Echinodermen-Kalk („Oolith“), wie man derartige Bildungen wegen des häufigen Vorkommens von Seeigelstacheln auch nennen kann. Übrigens stößt man in dieser Ausbildung auch gar nicht selten auf Korallenstücke und besonders auch Einzelkorallen. Diese typischen Brekzien- oder Detrituskalke legen sich aber nicht etwa nur auf die eben geschilderten zuckerig-kristallinen Halb-Massenkalke, sondern sie können auch jeder der in der behandelten Stufe vorkommenden Fazies aufliegen. Doch dürften sie sich überall unverkennlich mehr an die hangendste Region halten. Die geschilderten detritogenen Kalke nehmen gelegentlich auch eine den echten Oolithen wohl schon recht nahe kommende Struktur an, indem sich die einzelnen Gesteinsbestandteile mehr linsen- und erbsenförmig gerundet zeigen und jedes sich mit einer blendend weißen, doch meist dünnen Kalkschale umgibt, die auch die einzelnen Kornindividuen miteinander verkittet. Die Rundung der Körner wurde wohl durch Wasserbewegung erreicht; möglicherweise sind auch Kalkalgen bei ihrer Bildung beteiligt gewesen. Ihr Vorkommen ist an das der übrigen detritogenen Brekzienkalke innigst gebunden, in die sie meist auch seitlich bald übergehen. Wie diese halten sie sich an die obere Grenze der Stufe, doch kommen beide Bildungen gelegentlich auch im nächsthöheren Horizonte vor, wo dann nur die Lagerungsverhältnisse über ihre Zugehörigkeit endgültig entscheiden.

Noch eine weitere Variation in der Ausbildungsweise unserer Stufe sei hier kurz charakterisiert. Ziemlich häufig nämlich und von größerer regionaler Verbreitung, wenn auch meist bescheidener vertikaler Mächtigkeit, ist eine Art von Felsenkalken, die nach der Gesteinsstruktur wieder größte Ähnlichkeit hat mit den echten Massenkalken der unteren Region. Doch unterscheiden sie sich von diesen durch die Eigenart, daß sie bei meist dichter Struktur oder größter Feinheit im Korn von Anfang an, d. h. ursprünglich eine auffallend mangelhafte Raumauffüllung aufweisen; im Gesteine blieb nämlich, wie an größeren frischen Anbruchflächen ersichtlich, eine große Anzahl von linsenförmigen Löchern und Lucken von Sedimentmasse frei; es ist dieses dadurch in seinem Innern stark kavernös. Auch spätere Ausfüllung mit Kalkspat ist meist unterblieben.

So geartete Ablagerungen nehmen durch Verwitterung wahrscheinlich einen Charakter an, den Württemberger Geologen „Lochfelsen“ bezeichnen. Gebilde dieser Art sind, wie gesagt, in unserem Gebiete recht verbreitet, wenn auch anscheinend mehr an das obere Drittel der Region gebunden. Das Gestein nimmt hier unter Einfluß der Atmosphärien außerordentlich intensiv kavernös zerfressenen Habitus an; alles ist voll tiefer Löcher, Rillen und Höhlungen der verschiedensten Form und Größe, meist ziemlich tief in die Gesteinsmasse einschneidend. Sie fallen anscheinend auch entschieden rascher der Erosion anheim und bleiben relativ selten in Form größerer Felsen und Massive erhalten; infolgedessen schmiegt sich ihr Vorkommen auf der Platte wie an den Talgehängen viel mehr der Erdoberfläche an, diese oft mit einem weiten Kleinblockmeer oder ausgedehnten Trümmerfeldern überdeckend oder in Form einer Art Karrenfelder den Boden überziehend, dort wo die einzelnen Gesteinsköpfe und -Wülste unten noch mit dem Fels verwachsen blieben. Wo sie also neben Dolomit vorkommen, sind sie von diesem außer durch entschieden hellere Farbe und kavernöse Oberflächen vor allem auch

durch weit bescheidenere Dimensionen der auswitternden Blöcke aus größerer Entfernung schon unschwer getrennt zu halten. Dichte, in den Lucken und Höhlungen der Oberflächen angesiedelte Moospolster lassen die Felsen aus der Ferne oft auch mehr fleckig erscheinen.

Nicht selten finden sich wohl gerade in derartigen Kalken, besonders dort, wo sie auch hornsteinreicher werden, die organischen Reste verkieselte, so daß sie in vorzüglicher Weise an der Oberfläche des Gesteins auswittern und man sie nur mit dem Breitmeißel abzusprengen braucht oder aus dem rötlichen, die Höhlungen der kavernen Oberflächen auskleidenden Tone auslesen kann. Kalke mit derartiger Fossilverkieselung zeichnen sich außerdem noch aus durch den häufigen Einschluß von meist scherbilig-polygonalen oder fladig-batzigen und schlierigen Kiesel- und Hornsteinmassen, die zu dem sonst mehr kugeligen oder auch ästig-knolligen Vorkommen von Hornsteineinschlüssen in einen gewissen Gegensatz treten. Die eben geschilderten kieselreichen felsigen Kalke kenne ich nur aus den hangendsten Lagen der Stufe.

Die Verkieselung hat vielfach auch mehr gleichmäßig die Gesteinsmasse betroffen, d. h. feinste Kieselteilchen und -Körnchen sind durch die ganze im übrigen kalkige Gesteinsmasse verteilt. Wenn nun ein derartig verkieseltes Gestein als Oberflächengestein lange den Atmosphärien ausgesetzt bleibt, so wird der Kalk infolge leichterer Löslichkeit fortgeführt und je nach dem Grade der Verkieselung oder dem Prozentverhältnis von Kiesel zu Kalk bleibt bald ein mehr morsches, poröses, birsteinartiges, oft auffallend leichtes, feinkörniges, oder bei größerem Kieselgehalt auch mehr dichtes, geschlossenes und wieder schwereres Gestein übrig. Derartige porös-morsche, kieselige Bildungen zeigen dann Organismenabdrücke in herrlicher Erhaltung. Man trifft sie gar nicht selten im Gebiete in der obersten Region der Stufe an der Oberfläche an. Da aber diese Verkieselung auch noch die verschiedensten Ablagerungen der nächsthöheren Stufe gelegentlich betroffen hat, ist die Entscheidung nicht immer leicht, welcher Stufe ein angetroffenes Vorkommen angehört.

Noch eine weitere, wichtige fazielle Ausbildung nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil am Stufenaufbau; wenn sie auch von den bisher behandelten nicht immer scharf abzugrenzen ist, so darf sie in der Beschreibung doch nicht unterdrückt werden. Neben der mehr felsig-massigen kommt ganz analog wie in der dolomitischen auch in der mehr rein kalkigen Fazies eine ausgeprägte Schichtbildung zustande. Das Vorkommen solcher  $\epsilon$ -Schichtkalke konnte ich besonders im Liegenden und Hangenden der Stufe konstatieren; doch sind sie auch deren Mittelregion nicht fremd. Im Liegenden schließt sich der petrographische Habitus ziemlich enge an den der Pseudomutabilis-Kalke an, das Gestein ist ebenfalls halb brekziös, ruppig-rauh, körnig im Bruch; und tatsächlich ist hier die Grenze nach unten außerordentlich schwer zu ziehen und von GÜMBEL gelegentlich auch anders gezogen worden als von mir. Was mich aber zu ihrer Höherstellung veranlaßte, ist außer dem faziellen Unterschied viel geringerer Schichtmächtigkeit und dem Einschluß faunistisch jüngerer Elemente vor allem ihr tatsächliches Sitzen in der Dolomitregion, die seitlich oft die kalkigen Mittel- und Dünnbänke deutlich umgreift.

Aus der mehr liegenden Partie steigen aber derartige oder ihnen gegenüber unwesentlich modifizierte Schichtkalke gelegentlich auch von unten viel höher in den Bereich der Massenbildungen hinein, sie mehr oder minder verdrängend oder ersetzend oder, wenn auch selten, sie ihrer ganzen Mächtigkeit nach von unten



bis oben gleichsam durchwuchernd. Horizontal ausgedehnter wird ihr Vorkommen besonders wieder in der mehr hangenden Region, wo sie dann von den oft außerordentlich ähnlichen Bildungen der nächsthöheren Stufe sehr schwer scharf zu trennen sind. Halb felsige oder undeutlich geschichtete, dickbankige Kalke bilden besonders auf weite Strecken hin eine Art deutliche, dünne Decke von 3—5 m Mächtigkeit über der sonst mehr massigen, dolomitisch-kalkigen Fazies als eine Art Vermittlung zu den wieder schärferen und mehr dichten, mittel- bis dünnbankigen Schichten der nächstfolgenden Stufe, und für den Kartographen eine recht unliebsame Verwischung einer klaren Grenze. Größere und bessere Aufschlüsse könnten ihm zwar hier faunistisch manche Abgrenzungsmittel an die Hand geben, doch sind sie leider in dieser Region außerordentlich selten und wenn vorhanden, noch viel zu wenig paläontologisch ausgebeutet.

Für das Vorkommen und den regionalen und vertikalen Bereich der wichtigsten im vorausgehenden kurz charakterisierten faziellen Ausbildungen der Stufe — Massen-Dolomit, Schicht-Dolomit, Felsen-Kalke, Kiesel- und Brekzien-Kalke — diene folgender Rundgang im Untersuchungsfeld zur notwendigen kurzen Orientierung.

Die ganze Mächtigkeit der Stufe erreicht in der Regel 60—80 m, steigt gelegentlich aber auch über und unter diesen Betrag; die Stufe liegt nur selten ganz in der reindolomitischen Fazies vor. Noch entschieden mehr in den Hintergrund treten daneben die Areale rein kalkiger Ausbildung, und wo sie sich finden, handelt es sich weitgehend nicht um die echt felsige, dichte, sondern vielfach, besonders in den mittleren und oberen Lagen, um die mehr kleinkörnige, zuckerkörnige, halbkristalline Fazies.

Auch der Dolomit setzt im Bereich seiner Alleinherrschaft keineswegs regelmäßig massig-felsig von unten bis oben durch, sondern nimmt häufig in irgend einer Region mehr oder weniger deutliche Bankung an, bald mehr unten, bald in der Mitte, mit Vorliebe aber im Hangenden der Stufe. Dort, wo der Dolomit außerordentlich stark, oder übernormal anschwillt, stellt er im Hangenden das dolomitische Äquivalent zu den kalkigen Bildungen der Umgebung dar, der Lochfelsen-, Kiesel- und Brekzien-Kalke. Während bestimmten Arealen mit rein dolomitischer solche mit rein kalkiger Ausbildung gegenüberstehen, beobachtet man besonders an deren Grenzen auf weite Strecken hin ein gleichsam gegenseitiges Sichbedrängen dieser beiden Fazies, ein Ringen um Raum; man schlägt hier am Fuße eines den Hang durchsetzenden Massivs vielleicht Kalk, auf halber Höhe Dolomit, dann wieder Kalk, dem sich vielleicht oben noch einige Meter Schichtdolomit aufsetzen, oder auf der Vorderseite eines ein paar Kubikmeter einnehmenden Blockes Kalk, auf der Hinterseite Dolomit. Auf weite Strecken hin aber trifft man die Lagerung derartig, daß die unteren zwei Drittel der Hänge von dolomitischer Fazies eingenommen werden, während das obere kalkig bleibt; bei Anschwellen der ersteren schrumpft dann die letztere oft zu einer recht dünnen seichten Decke im Hangendsten zusammen. Dort, wo sich das Ringen um Raum mehr ins Kleine verliert, wohl meist auch mehr gegen die Grenze der Dolomitisierung zu, entstehen die typischen „Baster“-Bildungen, die gelegentlich auch weiter um sich greifen und größere Gehänge- teile einnehmen.

Die typischen Brekzienkalke und Oolithe erreichen meist nur ein paar Meter Mächtigkeit und gehören ziemlich regelmäßig den oberen Grenzbildungen an; auch sie

erscheinen mit Vorliebe grob gebankt. Sie sind sichere Äquivalente zu der meist seichten und dünnen Decke von bald mehr felsigen, bald mehr geschichteten Kalken, die man fast überall und in den verschiedensten Fazies als Grenzbildung zu der nächsthöheren Stufe im Gebiete konstatieren kann, und die sich gegenüber ihrer Unterlage meist auszeichnen durch einen außerordentlichen Fossilreichtum, an Brachiopoden vor allem und Schwämmen, gelegentlich auch an Korallen, sowie durch häufige Fossilverkieselung und durch mehr oder minder intensive Silifizierung und nachträgliche Entkalkung der ganzen Gesteinsmasse.

Die meist beschränkten Gebiete, wo die Kalke der nächst höheren, der Beckerstufe, bis fast auf die Talsohle herabsteigen, werden wir im zweiten Teile der Arbeit als tektonische Senkfelder kennen lernen.

Gegenden ausgesprochenen Vorherrschens der dolomitischen Fazies ergab die Kartierung in sämtlichen Teilen des Untersuchungsfeldes. Die wichtigsten dieser horizontal meist ziemlich begrenzten Vorkommen sind etwa folgende:

1. an der Langenthalheim-Mörnsheimer-Scholle besonders auf der Solnhofener Hart, während weiter nach Osten felsige Kalke wieder tiefer von oben in die Region eindringen und den Dolomit einengen;
2. an der Haunsfelder-Ensfelder-Scholle, vor allem an der gegen Mörnsheim sich vorschiebenden Breitzunge der „Platte“ (Schloßberg), d. h. an den südlichen Talhängen zwischen Mühlheim und Mörnsheim (80 m); dann über dem südlichen Kohlberg und westlich von Wildbad bei Gammersfeld; außerdem an der gegen Dollnstein vordringenden Torleitenzunge im Gebiet der mittleren Grasleite gegenüber Obereisenhammer; vor allem aber an den Südosthängen des Langrückens vom Beixenhart (85 m) überm Trockental bei Ried; sowie am Übelloch (80 m) und westlichen Arbesberg südlich von Ensfeld;
3. an der Emskeim-Gammersfelder-Scholle zunächst über Spindeltal am Kaspert gegenüber Übelloch (SW.), dann am westlichen Langenberg und überm westlichen Hüttenberg bei Konstein, Kreuzberg bei Wellheim (75 m), dann an den Nordhängen des Langrückens vom Giegelberg westlich Hütting (90 m), am Oberen (westlichen) Öchselberg südlich Gammersfeld und an den Südhängen der Gammersfelder Hart gegen Rohrbach zu;
4. an der großen Schweinspark-Wittmeß-Scholle kartierte ich die mächtigsten Dolomitvorkommen an den Westhängen des Neufang (60 m) SO. über Breitenfurt, dann am Langrücken des Mühlberges östlich Wellheim und südlich Hart (100 m) bis über die Feldmühle hinaus und gegen den Schuttertal-eingang zu; außerdem am Höllbuck (70 m) östlich vom Schweinspark überm Engtal;
5. im weiteren östlichen Teile des Gebietes gleich gegenüber dem Höllbuck über den Osthängen des Engtals am Herzbühl und dem südlichen Mariensteiner Holze (70 m) W. und NW. vom Tempelhof; außerdem am Bräuschlag südlich vom Herrengrund und am Sulzbuck östlich vom Hirschgrund (O. vom Eichstätter Hauptbahnhof); außerdem noch NO. am Militärschießplatz von Eichstätt (90 m);
6. auch überm Tiefen Tal und der Westenvorstadt bei Eichstätt wird der Dolomit noch relativ mächtig (50—60 m).

Die Gebietsteile, wo mehr die kalkige (felsige) Fazies vorherrscht, und auch jene größeren seitlichen oder auch vertikalen Wechsels der dolomitischen und kalkigen Fazies fixieren sich im Gebiete etwa folgendermaßen. Vorherrschend felsige Fazies, und zwar auch in der unteren Hälfte der Stufe, findet sich vor allem in der Umgebung von Dollnstein und Breitenfurt, z. B. über der westlichen Tiefental-Mündung bei Hagenacker, dann an den Altmühltalhängen von der Eberswanger Straße abwärts am Mühlberg von Dollnstein bis gegen Breitenfurt (70 m); dann auf der gegenüberliegenden Talseite südlich über der Bubenrothmühle; starken Fazieswechsel traf ich östlich überm Eingang des Tiefen Tales bei Hagenacker bis Dollnstein, dann südlich gegenüber an den Nordhängen der Torleitenzunge (80—90 m), der rechten Altmühltalseite. Über den beiden Seiten des nördlichen Wellheimer Trockentales hält sich die kalkige Fazies deutlich an das obere Drittel der Stufe.

Zu starkem Überwiegen gelangt die kalkige Fazies dann an den westlichen Bergvorsprüngen der Wittmeß-Scholle, besonders am Römerberg und den Dachenfelsen bei Konstein (70—80 m), charakterisiert hier in der Mittel- und Oberregion durch deutliche halbbrekziöse Struktur und unverkennbare Neigung zur Grobbankung; dann an den gegenüberliegenden Talhängen, besonders überm östlichen Hüttenberg bei Konstein.

Selbstredend greifen gerade hier in der Umgebung von Konstein und Wellheim auch die Gebiete außerordentlich starken und raschen, seitlichen und vertikalen Fazieswechsels weit um sich.



Sehr schön ist diese z. B. zu beobachten an den Talhängen des Schloßberges zwischen Wellheim und Konstein, dann in der oberen Hälfte der Region auch weiter nördlich, an den O.- und SO.-Hängen des Handloh westlich über den Wielandshöfen.

Starken Fazieswechsel konstatierte ich vor allem auch an den NO.-Hängen der Frauenberg-Waschetten-Scholle von Eichstätt talabwärts bis zur Pietenfelder Haltestelle und dem Weingesteige; hier stößt man besonders häufig auf die sogen. „Baster“-Bildung (Nordfuß der Willibaldsburg, hart östlich vom Gesellenhaus am Rebdorfer Weg, über dem Prinzensteig, am Dianafelsen in der Anlage; auch an ihren Südhängen, z. B. am Ostteil des großen Anbruchs am Hauptbahnhof).

In den übrigen Teilen des Gebietes hält sich die kalkige Fazies mit Vorliebe an das obere Drittel der Stufe oder nimmt als dünne Decke deren hangendsten 4—10 m ein; man beobachtet derartig felsige bis halbfelsige Kalkablagerungen besonders an den Altmühltalhängen von Breitenfurt abwärts über Obereichstätt und Eichstätt hinaus bis gegen Landershofen.

In schön gebankter Ausbildung trifft man die dolomitische Fazies im Gebiete besonders nördlich von Altendorf bei Mörsheim und Hagenacker, so am Kraspelberg und der „Langen Leite“ des Tiefen Tals, wo große Anbrüche von ihrem ehemaligen Abbau zeugen und sie heute nur noch mehr gelegentlich von einem Steinmetz aufgesucht werden zur Herstellung von Flursteinen. Deutliche Bankung am Dolomit findet sich dann in etwa 10 m Mächtigkeit besonders im Hangenden der Stufe überm Schloßberg bei Wellheim, hier auch häufig hornsteinreich, am westlichen Hüttenberg bei Hütting, auch am Wellheimer Mühlberg und am Galgenberg bei Aicha. Auch über der Westenvorstadt und am Neuen Wege sind die hangendsten 10—15 m des Dolomites meist schön gebankt, sie treten hier deshalb stark von der Felsbildung zurück und täuschen so aus der Ferne eine wesentlich geringere Dolomitmächtigkeit vor. Diese Schichtdolomite steigen an den linken (nördlichen) Talhängen unterhalb Eichstätt bis Landershofen wohl infolge tektonischer Senkung merklich tiefer herab und bedingen hier ein auffälliges scheinbares Zusammenschrumpfen der Stufe; auch am Gegenhange ist nahe der Pietenfelder Haltestelle gebankter Dolomit angebrochen.

Gelegentlich wird die Ablagerung des Dolomites sogar eine dünnplattige, fast schieferige, wie z. B. an der Mörsheimer Straße südlich Hagenacker über der Fischerleite, sowie nördlich von Seubersholz an der Straße nach Petersbuch.

Deutlich geschichtete Bankkalke können, wie angedeutet, in der Stufe in jeder Höhenlage auftreten. Zu ihrem liegenden Teile möchte ich eine etwa 15 m mächtige Serie mitteldicker, ruppiger, harter, brekziöser Bänke an den Hängen des mittleren und oberen Tiefen-Tales nördlich Hagenacker rechnen, über die sich 15—20 m unten massigen, oben schön gebankten Dolomites und dann etwa 5 m sehr mächtige halbfelsige Kalkbänke legen. Sie erweisen sich als jünger denn die Pseudomutabilis-Schichten durch das Vorherrschen trilobater Rhynchonellen gegenüber den lacunosen in diesen und durch ihre Lage im Dolomitbereich, der weiter südlich daneben am Taleingang tatsächlich noch ihr Niveau einnimmt. Die westlichen Hänge dieses Taleingangs sind außerdem noch dadurch ausgezeichnet, daß die über Hagenacker anstehenden felsigen Kalke taleinwärts sofort in ruppige, dünnbankige, harte, undeutlich brekziöse Schichtkalke übergehen, die hier sicher die oberen zwei Drittel der Stufe vollkommen beherrschen; ihre von Gehängeschutt bedeckte Unterlage ist möglicherweise noch ähnlich schichtig ausgebildet. Das Vorliegen unterster  $\epsilon$ -Schichtkalke möchte ich auch noch in der Dollnsteiner Bucht und am Fuße der Kalkfelsen vom Mühlberg zwischen Dollnstein und Breitenfurt erschließen teils aus ihrem gelegentlich relativ hohen Ansteigen, z. B. an der Eberswanger Straße, teils aus ihrem dünnbankigen, scherbilig-plattigen Gefüge, wie ich es von Pseudomutabilis-Kalken nicht kenne.

Auch die gegenüberliegenden, südlichen (rechten) Altmühltal-Hänge an der Hagenacker Leite werden von gegen 25 m deutlichen Schichtkalken eingenommen, die ebenfalls ruppig-rau, hart und halb brekziös, unten mehr dick-, oben mittel- bis dünnbankig werden; im Hangenden stellen sich wieder einige mächtige Dickbänke ein, denen hier schwamm- und brachiopodenreiche, halb felsige Kalke aufsitzen als Schluß der Stufe, denn die folgenden Schichten sind echte  $\zeta$ -Bankkalke und dann Solhofer Schiefer. Die  $\epsilon$ -Schichtkalke müssen also hier mehr der oberen Region der Stufe angehören, worauf außer der  $\zeta$ -Nähe auch das Vorkommen der *Rhynchonella astieriana* hindeutet. Auf dieses Profil wird übrigens später im tektonischen Teile noch zurückzukommen sein.

Die gleichen oberen  $\epsilon$ -Kalke stehen auch am Fuße der SW.-Grasleite gegenüber Obereisenhammer vor Altendorf hart über der Mörsheimer Straße an in etwa 15—20 m Mächtigkeit, von den typischen unteren  $\zeta$ -Dickbänken überlagert. Hart westlich daneben stehen am Nordfuß des Kohlbergs vor Altendorf wieder mehr untere  $\epsilon$ -Schichtkalke an.

Bankkalke der Stufe traf ich dann besonders noch hart südlich überm Obereichstätter Bahnhof, wo sie in dicken Bänken nach Art von Pseudomutabilis-Kalken anstehen, dann noch einen etwa 15 m

mächtigen halb felsigen, kalkigen Aufsatz tragen, über dem dann die typischen dichten  $\zeta$ -Schichtbänke und dann Plattenkalke folgen, ganz wie an der südlichen Grasleite; auch dieses Profil bei Obereschtätt wird noch eingehender zu behandeln sein.

In größerer Häufigkeit, Ausdehnung und Mächtigkeit traf ich dann mehr gebankte Kalkablagerungen der Stufe vor allem wieder im Gebiete des Trockentals in der Umgebung von Wellheim und Konstein. Hart über der Straße zwischen diesen beiden Orten sind am Fuße der scharfen kantigen Bergzunge ziemlich deutlich dickbankige, hornsteinreiche Kalke mit *Rhynchonella trilobata* gegen 15 m mächtig angebrochen, worauf dann weiter oben am Hang, hart südlich daneben außerordentlich hornsteinreiche, mehr dünnbankige, harte Schichtkalke folgen, die förmlich gespickt sind mit *Rhynchonella trilobata* SCHLOTH. Sie werden dann seitlich von felsiger, dolomitischer und kalkiger Fazies stark eingeengt, doch lassen sie sich in Form eines schmalen Streifens den Hang hinan verfolgen, der hier ganz oben noch eine zerrissene, seichte Decke von cephalopodenführenden, dichten  $\zeta$ -Kalken trägt.

Undeutlich geschichtete Kalke sitzen als dünne Kappe auch den fleckigen Dolomitschichten des Inselberges der Wellheimer Bucht, des Galgenberges auf; ihre reiche, ungemein anziehende Fauna veranlaßt mich aber, sie der nächsthöheren Stufe einzureihen, bei deren Behandlung sie wiederkehren sollen.

Auch östlich gegenüber traf ich an der Umrahmung des Kessels hart nördlich über der Harter Straße über 60 m Schichtkalke an, die sicher mit ihrer unteren Hälfte unserer Stufe angehören; leider sind sie nur unten schlecht aufgeschlossen und werden auch hier sehr wenig gebrochen; die obere Region, deren Zugehörigkeit für den Fall größeren Anbruchs sicher faunistisch entschieden werden könnte, ist höchst wahrscheinlich tektonisch in tieferes Niveau geratenes  $\zeta$ , denn die Lagerung weist unverkennlich Spuren tektonischer Störungen auf.

#### b) Fauna des Dolomites und der plumpen Felsenkalke.

Die stratigraphische Horizontierung des Dolomites und der felsigen Kalke ist eines der schwierigsten Probleme des Gebietes und ihr Dasein eines der größten Hindernisse zur Erlangung von Klarheit und der Möglichkeit einer sicheren, sich deckenden Parallelisierung mit anderweitigen Malmvorkommen. Eine gewisse unstrittig immer noch bestehende Unsicherheit und Disharmonie in der stratigraphischen Gliederung der schwäbisch-fränkischen Malmablagerungen kommt auf Konto dieser mächtigen Massenformation des Dolomites und seiner kalkigen Äquivalente. Nachdem durch OPPELS und WAAGENS vorzügliche und grundlegende Arbeiten auch die Malmstratigraphie von der QUENSTEDT'schen mehr petrographischen Einteilungsmethode sich immer mehr, und zwar nur zu ihrem Vorteile, freimachte, um sich an rein faunistisch-paläontologische Gesichtspunkte zu halten, sind es in der im behandelten Gebiete vorliegenden Stufenreihe gerade diese Massenbildungen, die einen unerbittlich immer wieder auf den alten, mehr petrographischen Einteilungsgrund zurückwerfen. Hier ist das „ $\epsilon$ “ der Württemberger Autoren immer noch der bequeme Retter in der Not, der aber die wahren Verhältnisse eher verschleiert als aufklärt.

Die große Armut des Dolomites und die kaum geringere der Mehrzahl seiner kalkigen Äquivalente an organischen Resten überhaupt und an den für stratigraphische Zwecke sich allein dauernd bewährenden Cephalopoden hat hier dem Stratigraphen in seiner Forschung einen äußerst hartnäckigen Riegel vorgeschoben, der ihn immer wieder zum Abgehen von seiner gewohnten Bahn und Praxis zwingt.

Und leider war es auch mir trotz aller Bemühung nicht gegönnt, in dieser Stufe in Franken die QUENSTEDT'sche Manier zu überwinden und muß ich hinsichtlich ihrer unumwunden eingestehen, daß es, gegenwärtig wenigstens, untunlich sei, das was hier die Natur durch entschiedenes Alleinvorherrschen der massigen Fazies gegenüber dem ausgesprochenen Schichtencharakter ihrer Unter- und Überlage so schön zusammenfaßt, zu trennen, obwohl ich den Verdacht nicht loswerden kann,



daß der große stratigraphische Schnitt zwischen Kimmeridge- und Portland mit der Obergrenze der fränkischen Massenformation nicht zusammenfällt, sondern, wenigstens lokal, etwa unterhalb deren oberstem Fünftel durchgehen müßte, indem hier die mehr felsigmassige Ablagerung noch anhielt, während sonst im Gebiete die Schichtablagerung bereits weitaus wieder die herrschende geworden war. Da sich aber zurzeit die Punkte dieses sicher recht beschränkten Hinaufgreifens der mehr felsigen Fazies in die ausgesprochen bankige der nächstjüngeren Stufe mangels sicherer paläontologischer Anhaltspunkte nicht fixieren und ausscheiden lassen, wird und muß hier meine obere Stufengrenze eine mehr problematische bleiben, weil gezogen nach der petrographischen Markierung des felsigen Faziescharakters. Ich gebe damit eine gewisse Möglichkeit der Ablagerung von „ $\zeta$ -Schichtkalken“ in „ $\epsilon$ -Mulden“ und eine gewisse Äquivalenz und Gleichaltrigkeit von  $\epsilon$  und  $\zeta$  zu, bin aber weit entfernt, beides in dem Maße anzunehmen, wie es etwa die Darstellungen bei ENGEL, WALTHER und vielen anderen Autoren tun. Dort, wo in Franken sogen.  $\zeta$ -Kalke die Massen-Kalke von oben bis unten scheinbar ganz verdrängen, d. h. bis ganz oder fast ganz aufs Niveau der Pseudomutabilis-Kalke herabgreifen — und derartige Lokalitäten lernte ich eine ganze Reihe kennen —, handelt es sich, wie bereits hervorgehoben, nicht mehr um ursprüngliche Lagerung, sondern um intensive tektonische Verlagerungen, um Vertikalbewegungen und Verwerfungen an mächtigen Bruchspalten. Mulden, d. h. Unebenheiten auf dem Meeresgrunde, kann ich nur mit unvergleichlich geringerer Tiefe zugeben, als die bisherigen Darstellungen es vorstellen. Systematisches und genaues Untersuchen der stratigraphisch-faunistischen Elemente der  $\epsilon$ -Schicht- und Halbschichtkalke würde diese sicher in einen unverkennbaren Gegensatz stellen zu den für äquivalent erachteten „ $\zeta$ -Kalken“, der vermuteten Muldenausfüllung. Mangel an Aufschlüssen in meinem engeren Arbeitsfelde in den allerdings wohl meist auch fossilarmen  $\epsilon$ -Schichten verbot mir leider bis heute den Erwerb entsprechenden und gewünschten Fossilmaterials. Immerhin glaube ich meinen Standpunkt in dieser Hinsicht auch heute nicht mehr ganz ungestützt zu lassen.

Denn was mir an Organismenspuren aus den Massenbildungen zurzeit vorliegt, gestattet bereits manche Orientierung, die an Sicherheit erheblich gewinnt mit Zuhilfenahme der faunistisch-stratigraphischen Handhabe, die mir eine neuere paläontologische Ausbeute aus den Schichten der folgenden Stufe bietet.

Mit einer ebenso formen- als teilweise auch individuenreichen Fauna schlossen die Pseudomutabilis-Kalke zunächst mehr petrographisch, meist, wenn auch nicht überall, recht scharf unter dem Dolomite und seinen Äquivalenten ab. Doch dieser zerstört und verwischt gleichsam mit einem Schläge das schöne Faunenbild. Immerhin lassen sich noch manche, wenn auch recht spärliche und ärmliche Spuren in den Dolomit, in die massige Fazies hinauf verfolgen; die gemeinsten, und zahlreichsten Organismen der Unterlage waren bei ihrer Ablagerung sicher noch nicht von der Bildfläche verschwunden. Echinodermen, Schwämme, Lammellibranchier, die man von den dem Dolomit allein nachgehenden Pflasterern gelegentlich bekommen kann, erkennt man sofort als die alten wieder, trotz der meist schlechten Erhaltung in Form obliterierter Steinkerne:

*Rhynchonella lacunosa* SCHLOTH.

„ *Amstettensis* O. FRAAS.

*Terebratula bisuffarcinata* SCHLOTH.

*Pecten subtectorius* QU.

*Holectypus orificatus* SCHLOTH.

*Pachyclypeus semiglobosus* MÜNST.

*Cidaris coronata* GOLDF.

*Rhabdocidaris nobilis* GOLDF.

Diese Formen bekommt man sehr häufig in die Hände. Auch die häufigsten Schwämme, Cnemidien, Platychonien, Porospongien liegen mir vor.

Diese durch das Vorherrschen von Elementen aus den Pseudomutabilis-Kalken charakterisierte unterste Dolomitstufe, die sehr häufig im hangendsten Teile der früher aufgeführten großen  $\delta$ -Brüche von Obereichstätt, Rebdorf, Marienstein, Eichstätt, Pfünz zum Teil noch aufgeschlossen ist und im ganzen vielleicht kaum 10 m übersteigt, dürfte gleich der nächstälteren Stufe nur noch im nördlichsten Teile des Gebietes, d. h. innerhalb der Altmühlfurche und allenfalls noch am Fuße der Hänge mit außergewöhnlicher Dolomitmächtigkeit, wie am Beixenhart bei Ried über Tal zu Tage treten, und auch hier im Altmühltale scheint im Westen des Gebietes diese unterste Region bereits größtenteils vertreten zu sein durch ihre unmittelbare Fortsetzung nach oben, denn die im Tiefen Tale von Hagenacker von Dolomit überlagerten harten, ruppigen Schichtkalke schliessen vorherrschend bereits entschieden jüngere Typen ein, denn was einem hier nach kurzem Suchen schon zufällt, sind vor allem:

*Rhynchonella trilobata*. ZIET.

*Waldheimia pseudolagenalis* MOESCH.

*Terebratula Zieteni* MOESCH.

Unter dieser letzteren Bezeichnung verstehe ich eine in der unteren Hälfte der Stufe ziemlich häufige, wohl meist mit *T. insignis* verwechselte, anscheinend stark variable Form, die sich von *T. insignis* durch bescheidenere Dimensionen und relativ größere Breite und Rundung unverkennbar unterscheidet. Auch die felsigen Kalke in der Dollnsteiner Bucht und am Dollnsteiner Mühlberg weisen an ihrem Sockel vielfach scherbzig-plattige Dünnschichten auf, die wohl bereits die gleiche Fauna einschließen.

Bei ähnlicher Fossilarmut wird wie die dolomitische auch die kalkig-felsige Ausbildung in ihrer liegendsten Region ganz analog die gleichen von unten mitgebrachten faunistischen Elemente einschließen; leider gibt es in diesen Bildungen nahezu gar keine Aufschlüsse, wie der ungewöhnliche Mangel an Anbrüchen durch die ganze gegenwärtige Stufe deren Studium überhaupt so außerordentlich verlangsamt und erschwert.

Den durch das Häufigwerden von *Rhynchonella trilobata* bezeichneten Faunencharakter der untersten  $\epsilon$ -Schichtkalke von der Hagenacker-Dollsteiner Gegend traf ich weiter im Süden des Gebietes gut ausgeprägt, besonders im Konstein-Wellheimer Kessel, doch hier in den tiefsten Bildungen über der Talsohle, wo die Lagerung gelegentlich auch mehr bankig wird; auch das Häufigwerden von *Waldheimia pseudolagenalis* möchte ich hier für eigenartig halten. Übrigens dürften die Ausichten, bei systematischem Nachgehen hier gelegentlich auch guterhaltene Cephalopoden zu bekommen, so gering nicht sein. Was ich bis jetzt sonst aus diesen Schichten von Wellheim habe, sind allerdings farblose Durchgangsformen, wie

*Pecten (cordatus GEMM.) globosus* QU. und

*Lima semitegulata* ETALL.

Im Tiefen Tale bei Eichstätt, wo gelegentlich der Verlegung der Weißenburger Straße ein mächtiger Aufriß durch unsere Stufe geschaffen war, bekam ich erst



über halber Hanghöhe wieder häufigere Organismenspuren zu Gesicht, und zwar hier vor allem in den bereits erwähnten großen, rötlichen, graugefleckten „Baster“-Linsen, die leider zu rasch wieder wegen ihrer leichteren Verarbeitung für den Straßenkörper selbst und die Seitenbarriere Verwendung fanden. Gar nicht selten traf man hier neben den genannten gewöhnlichen Brachiopoden auch kleine Cephalopoden an, wenn auch meist mehr charakterlose und schlecht erhaltene Formen; immerhin ließen sich gut erkennen

*Haploceras lingulatum* OPP.

und Oppelien vom Typus jener Formen mit mehr glatten Flanken und schräg einwärts gestellten, meist kleineren Externknoten, wie sie z. B. *Opp. Strombecki* OPP. zeigt und die WEPFER als

*Oppelia flexuosa nudocrassata* QU.

zusammenfassen möchte, Formen, die gelegentlich außerordentlich häufig in der unteren Partie der nächstfolgenden Stufe angetroffen werden. Außerdem bekam ich hier am Tiefen Tal in einem mächtigen Felsblock ein stattliches über 30 cm weites Perisphinctengehäuse zu Gesicht, das ich mir leider nicht verschaffen konnte, ausgezeichnet durch mäßig weiten Nabel und mächtige, dicke Rippenwülste, wie ich sie ähnlich an ein paar Arten der nächsthöheren Stufe, besonders in den Schichtkalken von Ried, wieder antraf, Formen, die sich durch ihre Rippenverzweigung bereits zum Subgenus *Virgatosphinctes* UHL. stellen.

Durch ganz außerordentlichen Fossilreichtum erfreute vor allem am Tiefen Tal das hangende Drittel, in wieder rein dolomitisch felsiger Fazies; aber leider finden sich fast ausschließlich Brachiopoden:

*Rhynchonella trilobata* SCHLOTH., gemein,

*Terebratulula insignis* SCHÜBL, „

Diese letztere Form scheint sich erst mit der oberen Hälfte oder gar erst dem oberen Drittel der Stufe häufiger einzufinden, um dann rasch das Feld zu beherrschen. Daneben trifft man hier auch des öfteren *Pecten subtextorius* MÜNST. an.

Einen gleichstarken oder noch entschieden gesteigerten Individuenreichtum an den eben genannten Arten beobachtet man in der oberen Hälfte der Region in der kalkigen und dolomitischen Fazies gar nicht selten, besonders mehr im Süden des Gebietes; und dort, wo in dieser Höhe mehr hornsteinreiche Schichtkalkte erscheinen, wie gelegentlich an den Hängen zwischen Wellheim und Konstein, ist das Gestein wie überfüllt von diesen Dingen, besonders mit *Rhynchonella trilobata*, so daß man hier direkt von „Trilobaten-Kalken“ sprechen muß — eine Bezeichnung, die schon QUENSTEDT geprägt hat für wohl ganz analoge Vorkommen in ähnlicher Höhenlage.

Die mehr zuckerkörnigen, halbbrekziösen Felsenkalkte an den Hängen des Römerberges und den Dachenfelsen bei Konstein-Aicha zeigen Brachiopoden weit seltener, dafür aber nicht selten größere Mollusken, die dann weiter oben in den echten Brekzien und Oolithen zu noch reicherer Entfaltung kommen, nämlich vor allem Formen wie

*Lima (Ctenostreon) tegulata* GOLDF. und

„ *semitegulata* ETALL.

und große runde Ostreen („Roemeri“) oder Anomien; außerdem häufig Cidaridenstachel, die übrigens auch in der dolomitischen Fazies lokal zu den gemeinsten Erscheinungen gehören. Relativ reiches faunistisches Material würden sicher für den Fall größerer

Anbrüche die sogen. zuckerkörnigen Kalke der Wellheimer Bucht liefern, aber leider gibt es hier keine Aufschlüsse.

In den Dolomiten und Halbdolomiten am Eichstätter Bahnhof stieß ich nicht so selten auf Gehäusehöhlräume von Cephalopoden, besonders Perisphincten; der Ausguß eines solchen lieferte mir eine leidlich leserliche Form mit 110 mm Gehäuse-durchmesser, sehr weitgenabelt, mäßig reich berippt, mit gegen 60 scharfen, anscheinend durchgehends noch zweiteiligen Umbonalrippen, hohem Teilungspunkte und leicht gewölbten Flanken. Diese hier lokal nicht seltene Form dürfte sich am besten an *giganteus*- oder weiter genabelte *torquatus*-ähnliche Formen angliedern; auch *Perisphinctes Bleicheri* DE LOR. könnte allenfalls noch zum Vergleich in Betracht kommen.

Der bisher gewiß noch recht monotone Faunencharakter nimmt im oberen Drittel der Stufe insofern eine recht merkliche Änderung ein, als hier nun unter den Brachiopoden gleichsam als Gegenstück zu *Terebratula insignis* eine Art auftritt, neben der außer dieser letzteren bald alles in den Hintergrund kommt, ich meine

*Rhynchonella Astieriana* D'ORB.,

der *Rh. trilobata* rasch das Feld räumen muß. Ich traf sie bereits in den Schichtkalken der Hagenacker Leite an, und in den petrographisch so variablen oberen Deck- oder Grenzbildungen ist sie neben *T. insignis* das gemeinste Fossil.

Die nun nach oben folgenden Bildungen, die ich trotz großer petrographischer Variabilität als jüngste der Stufe zusammenfassen möchte und dieser anschließen, machten mir, wie angedeutet, außerordentliche Schwierigkeit bei der Beantwortung der Frage, ob ich sie noch den bisher behandelten anreihen oder sie schon nach oben ziehen sollte, zur nächsthöheren Stufe. Lagerung und petrographischer Charakter sprechen zwar bezüglich sehr vieler, vielleicht der Mehrzahl der mir bekannten Vorkommen mehr für einen Zusammenschluß mit ihrer Unterlage; Fossilführung und Charakter der Fauna weisen mehr nach oben als nach unten. Noch weit verwickelter wird die Sache durch einige Vorkommen, wo die heutige Lagerung eine nicht absolut sicher bestimmbare ist und es sich schwer entscheidet, ob die fraglichen Bildungen sichere Gebilde der nächsthöheren Stufe unterteufen oder ihnen ein- oder übergelagert seien. Und was einem das klare Urteil und die Entscheidung für das eine oder andere noch besonders erschwert, ist die Tatsache, daß petrographisch wie faunistisch ihnen außerordentlich ähnliche Gebilde in unterschieden, sogar teilweise recht höheren Horizonten wiederkehren.

Was mich also veranlaßte, die Dinge mit der behandelten Stufe zusammenzunehmen, das ist neben einer gewissen petrographischen Zusammengehörigkeit vor allem auch die Lagerung, die vielfach ein deutliches direktes Aufsitzen auf dem Stocke von den behandelten Massen-Fazies zeigt; dort natürlich, wo die Lagerungsverhältnisse einen Anschluß nach unten unmöglich oder unwahrscheinlich machten, wurden sie zur nächsthöheren Stufe gezogen.

Die Fauna der in Frage stehenden Schichten erweist sich nicht nur als sehr individuen- sondern auch recht formenreich; weil sie aber bei nahezu gänzlichem Mangel an Cephalopoden aus großenteils stratigraphisch wenig sagenden sogen. indifferenten Formen zusammengesetzt erscheint, bringt trotz allen Reichtums ihre Analyse nicht die gewünschte Aufklärung. Immerhin läßt sich die Fauna in ihrer annähernden Gesamtheit in einen unverkennlichen, sogar ziemlich schroffen Gegensatz stellen zu analogen Faunenbildern tieferer wie auch höherer Stufen, indem auf der einen Seite eine große Reihe sogen. Charaktertypen verschwunden und



andere an ihre Stelle getreten sind, auf der anderen Seite aber ihnen ebenso noch zahlreiche Momente abgehen, die jüngere Ablagerungen charakterisieren.

Was dem Sammler in diesen Schichten zunächst in die Hände kommt, das ist ein Heer von Brachiopoden, so daß man derartige, meist mehr dichte, felsige Bildungen füglich Brachiopodenkalke nennen könnte; diese treten in den mehr brekziösen Kalken zu Gunsten der Lamellibranchier etwas zurück und verteilen sich auf die Genera *Terebratula*, *Waldheimia*, *Megerlea*, *Rhynchonella*.

- Terebratula insignis* SCHÜBL., gemein,  
 „ *cyclogonia* SCHLOSS., häufig,  
 „ *Kelheimensis* SCHLOSS.  
 „ *Kurri* OPP. (Tempelhof, Haunsfeld, Pietenfeld),  
 „ *Moravica* GLOCK.  
 „ *Bilimecki* SUSS.

*Terebratulina substriata* SCHLOTH. erreicht in der Brekzienfazies ihre schönste Entwicklung.

- Waldheimia Danubiensis* SCHLOSS.  
 „ „ *var. lugubriiformis* SCHLOSS.  
 „ *trigonella* SCHLOTH.  
 „ *pseudolagenalis* MOESCH., sehr selten,  
 auch „ *magasiformis* ZEUSCHN.

scheint nicht selten zu sein, ich habe sie in mehreren Exemplaren von Groppenhof bei Ried, Mörnshiem und dem Kieseloolith der „Rieder Lache“ (Haunsfeld).

Gleich häufig in Brachiopoden- wie Brekzien-Kalken ist vertreten das Genus *Megerlea* in Formen, die allerdings anderwärts auch schon aus ziemlich älterer Stufe zitiert werden, wie

*Megerlea pectunculus*, *pectunculoides*, *Gümbeli*.

Von Rhynchonellen ist neben der nun immer mehr in den Hintergrund tretenden *trilobata*

*Rhynchonella Astieriana* D'ORB.

überall gemein, häufig auch Formen, wie *strioplicata*, *striocincta*, *triloboides*, besonders in den Brachiopodenkalken.

Dort, wo die Ablagerung mehr gebankt wird, trifft man eine in der nächsten Stufe sogar gelegentlich sehr häufig werdende, in Franken meines Wissens bisher noch nicht konstatierte Art, die ich nur zu *Rhynchonella capillata* GEMM. stellen kann.

An Bivalven liegt mir eine große Anzahl der verschiedensten Genera vor, doch bleibt bei der vielfach mangelhaften Erhaltung ihre Bestimmung oft eine mehr problematische; eine große Anzahl aber der häufigeren, immer wiederkehrenden Formen gestattet wohl eine meist sichere Unterbringung und gibt ein immerhin recht schätzenswertes, vielfach sogar sehr interessantes Material zur Hand für einige stratigraphische Bewertung der fraglichen Ablagerungen. Die wichtigsten der mir vorliegenden Formen sind etwa folgende:

- Avicula Gessneri* THURM., sehr häufig,  
 „ *Douvielli* DE LOR.  
*Perna subplana* ETALL  
*Pinna mytiloides* MÜNST.  
*Posidonomya cf. alternicosta* DE LOR.  
*Lima (Ctenostreon) tegulata* MÜNST.  
 „ *semitegulata* DE LOR.

*Lima alternicosta* BUV., hier wie in ähnlichen Bildungen der nächstfolgenden Stufe sehr häufig.

„ *rubicunda* BOEHM, besonders häufig in den Kieseloolithen der „Rieder Lache“ (Haunsfeld).

Auch größere Formen, wie

*Lima* cf. *Halleyana* ETALL. und

„ cf. *proboscidea* SOW.

kommen hier vor, doch glaube ich nicht, daß es sich bereits um die gleichen Arten handelt wie in den Korallenbrekzien von Laisacker bei Neuburg. Zu den häufigsten Erscheinungen gehören dann auch mehr glatte Formen, wie

*Lima Pratzi* BOEHM,

in den Schwamm- und Brachiopodenkalken gemein, häufig auch in den Brekzienkalken.

*Lima corallina* D'ORB.,

der vorigen sehr nahestehend.

*Lima lingula* BOEHM,

auffallend häufig in den Kieselkalken an den Südhängen des „Hohenstein“ bei Nassenfels.

Auch einige seltene Eigentümlichkeiten fielen mir zu, von denen ich die eine nur mit

*Modiola Lorioli* ZITT.,

die andere mit

*Limatula suprajurensis* CONTEJ.

vergleichen kann.

Nahezu ebenso häufig wie Limiden und in der gleichen Formenfülle, wenn auch in kaum besserer Erhaltung und deshalb mit ähnlicher Unsicherheit in der Bestimmung, finden sich auch Pectiniden vor; die häufigeren Typen bringt man immerhin auch hier unter:

*Pecten dentatus* QU.

„ *articulatus* QU.

„ *subarmatus* MÜNST.

„ *subspinosus* MÜNST.

Pectiniden mit der Schalenskulptur der beiden letztgenannten Formen sind sehr gemein; mehr zwerghaft klein fand ich sie außerordentlich häufig in den Kieselkalken am Nassenfelder Hohenstein. Eine ebenfalls mit *P. subarmatus* vergleichbare Form sticht aus ihrem Milieu hervor durch ganz stattliche Dimensionen, sie ist eine äußerst charakteristische und häufige Form in der kalkigen Kappe des Inselberges der Wellheimer Bucht, Galgenberges, doch traf ich sie gelegentlich auch in tieferer Region an, so an der Harter Straße am Fuße der Kesselumrahmung und in den Bryozoenbänken vom Paschbichl südlich vom Schweinspark, hier mit *Lima Pratzi*.

*Pecten subtextorius* QU.,

gemein in Brachiopodenkalken von Haunsfeld, Ochsenfeld, Hagenacker.

*Pecten paraphorus* BOEHM, seltener (Haunsfeld).

Ähnliche, doch merklich gröber und schärfer gezeichnete Formen möchte ich zitieren als

*Pecten* cf. *erctensis* MÜNST.

„ *erinaceus* BUV.

Sie scheinen mit *Pecten strictus* MÜNST. die Echinodermenbrekzien zu bevorzugen,



doch sind sie auch in Kieseloolithen nicht selten. Häufig sind auch mehr hochgewölbte und gerundete, meist bescheidene Formen, die man abgebildet findet als

- Pecten globosus* QU.  
 „ *cordatus* DE LOR.  
 „ *cordiformis* GEMM.

Für eine größere Cardium-artige Form finde ich nur Anschluß an

- Pecten Moreauanus* BUV.

Unsicher in ihrer Bestimmung, wenn auch bei genauer Kenntnis nicht ohne stratigraphisches Interesse bleiben immer auch die mehr glatten oder ganz leicht gestreiften Formen, für deren Auseinanderhalten oft nur noch der allgemeine Schalenumriß und die Dimensionen entscheiden; sie werden gelegentlich sehr häufig, besonders wenn die Ablagerung einen mehr geschichteten Charakter annimmt. Solche Formen sind

- Pecten cingulatus* SCHLOTH.,  
 „ *vitreus* ROEM.  
 „ *poecilographus* GEMM. und  
 „ *nonarius* QU.

Von Ochsenfeld liegt mir ein gut erhaltener *Spondylus* vor, der sich zu *Spondylus globosus* QU. stellt.

Ständige, wenn auch viel seltenere Begleiter der Pectiniden sind stets die Hinniten, in ihrer Bestimmung aber kaum minder schwer und unsicher. Ich bestimmte:

- Hinnites velatus* MÜNST.  
 „ *inaequistriatus* VOLTZ  
 „ *aequistriatus* QU.  
 „ *fallax* DOLLF.  
 „ *astartinus* BUV.

Eine entschiedene Vorliebe für die sogen. detritogene Fazies ist bei den oft ansehnliche Größe erreichenden Ostreen bemerklich, es sind meist flache, gerundete Formen mit kräftigen Muskeleindrücken, die teilweise auch auf das Genus *Anomia* hinweisen; man findet derartige Gehäuse meist definiert als

- Ostrea* (cf.) *Roemeri* QU.,

obwohl sie sich eher zu

- Ostrea Cotyledon* CONTEJ. und  
 „ *Thurmanni* ETALL.

stellen. Auf alle Fälle ist, was wir in den Eudoxus-Kalken als *Ostrea Roemeri* fixierten, eine andere Art als die hier vorkommende.

Im Verein mit diesen Ostreen stößt man meist an gleicher Lokalität außerordentlich häufig auch auf kleine Exogyren, die wohl größtenteils als

- Exogyra virgula* D'ORB.

angesehen und zitiert werden, obwohl sie sich von dieser mehr langgezogenen schlanken und meist auch merklich größeren Art sicher spezifisch unterscheiden und richtiger zu

- Exogyra spiralis* QU. und  
 „ *reticularis* GOLDF.

stellen. Auch sind diese in ihrem Vorkommen entschieden häufiger, doch findet sich neben ihnen die echte *Exogyra virgula* sicher vor, massenhaft wird sie allerdings erst in höheren Schichten.

Die eben genannten Formen wurden seit langem schon für stratigraphische Zwecke mit Vorliebe verwendet und führten zur Einführung des Stufenbegriffes

Virgulien für das oberste Kimmeridge. Aber nach meiner Beobachtung muß ich ihnen die Brauchbarkeit für Leitzwecke entschieden absprechen. Zwar würden sie ja in der hier behandelten Stufe, die so ziemlich mit dem übereinstimmt, was man unter Virgulien bezeichnen will, so ganz an ihrem Platze sein; aber sie sind leider nicht an diese Höhenmarke gebunden. Zwar kann ich über ihre untere Vorkommengrenze nichts Sicheres sagen, obgleich man sie wohl auch in den zucker-körnigen Kalken der Aichaer Bucht, also im mittleren  $\epsilon$  nach meiner Schätzung kaum vergeblich suchen würde, aber ihre obere Grenze geht sicher noch sehr weit über das hinaus, was man bei uns Virgulien zu nennen befugt ist. Denn sie finden sich durch sämtliche noch folgende Schichtgruppen fort und werden gerade in den jüngsten mir im Gebiete bekannten Juraablagerungen, in den hellen Kalken von Neuburg-Unterhausen noch derartig häufig und zwar gerade als echte *virgula*, daß ihr Vorkommen Anlaß war, diese Bildungen von der Stufe der Plattenkalke, bei der sie bereits untergebracht waren, wieder abzutrennen und ins Virgulien, d. h. das obere „ $\epsilon$ “ zu stellen, obwohl die beiden Bildungen, wie sich zeigen wird, durch eine weite stratigraphische Kluft voneinander getrennt sind.

Außer diesen mehr kleineren Exogyren kommt gelegentlich auch eine größere Form vor, die ich als

*Exogyra Wetzleri* BOEHM

bestimme. Auch das nahe verwandte Genus *Alectryonia* ist in mehreren seiner Vertreter in den behandelten Ablagerungen durch die verschiedensten Fazien eine der gewöhnlichsten Erscheinungen, wenn auch ihre sichere Bestimmung und Abgrenzung gegeneinander nicht immer so leicht ist, wenn nicht mehrere Arten zugleich vorliegen; ich konstatierte:

- Alectryonia hastellata* SCHLOTH.
- „ *rastellaris* MÜNST.
- „ *pulligera* GOLDF.
- „ *gregaria* SOW.

Für feinere Horizontierung scheinen diese wie auch das folgende Genus *Isoarca* weniger geeignet zu sein, doch liefern sie für die faunistische Belebung der Region wie für faziell ähnliche Ablagerungen der nächstfolgenden Stufe einen recht angenehmen Beitrag. Ich traf des öfteren an

- Isoarca explicata* BOEHM
- „ *speciosa* MÜNST.
- „ *striata* BOEHM
- „ *regularis* BOEHM
- „ *cordiformis* ZIET.

Nahezu sämtliche Formen liegen mir auch aus dem jüngeren „Wilden Fels“ von Mörsheim vor. In Neuburg scheinen sie ganz zu fehlen, auch kenne ich sie nicht aus den Eudoxus-Kalken. In ihrer Begleitung finden sich auch des öfteren

*Isocardia compacta* BOEHM,  
und einige schwer bestimmbare Arciden.

Zu den gewöhnlichsten Erscheinungen gehört auch eine große Schar der bald zart, bald auch gröber konzentrisch verzierten, meist kleinen Astarten, deren genauere Bestimmung ebenso schwer ist als unnütz. Meist liegen wohl die bekanntesten Formen vor, wie

- Astarte supracorallina* BUV.
- „ *minima* QU.



*Astarte numus* Sow.

„ *Morini* DE LOR.

Mit den hier aufgeführten Formen dürfte zwar die reiche Molluskenfauna dieser so interessanten Ablagerungen noch lange nicht erschöpft sein, doch erachte ich eine weitere Analyse für nicht zur Sache gehörig. Nur ein paar seltenere Dinge seien noch erwähnt, die sich besonders in den Brachiopodenkalken und Kieseloolithen finden, wie

*Lithodomus Valfinensis* DE LOR. (Haunsfeld).

„ *subcylindricus* BUV. (Haunsfeld).

*Pholas Davidsoni* DE LOR. (Rieder Lache).

*Protocardia (Cardium) corallina* LEYM. (Rieder Lache).

*Goniomya concentrica* AG. (Haunsfeld).

*Pholadomya acuminata* HARTM. (Rieder Lache).

Recht schwach vertreten scheinen in Franken Gastropoden in der Stufe zu sein, doch habe ich zu einem endgültigen Urteile noch zu wenig gesammelt.

Auch an Echinodermen und Encriniden liegt mir wohl aus gleichem Grunde recht wenig vor. Denn diese Dinge finden sich meist in den sogen. Brekzien-Kalken und Oolithen und in diesen kenne ich nur äußerst bescheidene Anbrüche, doch sind sie darin durchs ganze Gebiet nicht selten und zwar auch in recht stattlichen Exemplaren; die Annahme WALTHERS, daß zur Zeit der Plattenkalkbildung die Tiere vom offenen Meere her bei Kelheim aus keinen Zutritt zu den Eichstätt-Solnhofer Lagunen mehr hatten, halte ich für rein hypothetisch; ihr relativ seltenes Antreffen ist durch die Armut größerer Anbrüche in den Echinodermenoolithen und der hier auch bescheideneren Ausbildung von Brekzien und Oolithen im Gebiete bedingt. Die häufigeren Formen, die vorkommen, sind:

*Cidaris marginata* GOLDF.

„ *elegans* MÜNST.

„ *propinqua* GOLDF.

„ *monilifera* GOLDF.

„ *cervicalis* GOLDF.

„ *Blumenbachi* MÜNST.

*Rhabdocidaris nobilis* MÜNST.

*Glypticus sulcatus* GOLDF.

„ *hieroglyphicus* GOLDF.

Diese beiden letzteren mehr kleineren Formen finden sich gelegentlich außerordentlich häufig, und zwar meist zwerghaft klein (Brut?) in den Kieselkalken und -Oolithen.

*Stomechinus perlatus* DESM.

*Metaporhinus convexus* CAT.

gehen mit Vorliebe auch in die Bankkalke der nächsthöheren Stufe über und werden gelegentlich sogar recht charakteristisch; meist scheinen sie sich an die untere Grenze zu halten, doch fand ich sie auch in höheren Schichten vor, nämlich NO. vom Antoniberg bei Steppberg (Neuburg) und zwar in auffallend großem Individuenreichtum.

Crinoideen scheinen in Franken zwar entschieden seltener zu sein als in Schwaben und sich lieber noch an die faziellen Parallelbildungen der nächsthöheren Stufe zu halten; am häufigsten sind sie anscheinend mehr gegen die hangendsten Malmbildungen zu (Neuburg, Seensand, Laisacker), doch kommen sie sicher auch in den hier behandelten Brekzien-Kalken und -Oolithen vor:

*Millericrinus Milleri* SCHLOTH. und

*Apiocrinus mespiliformis* SCHLOTH.

Häufig traf ich sie auch in den Kieseloolithen der Rieder Lache und südlich Ried.

Eine Eigentümlichkeit unserer Stufe ist dann das gelegentlich wieder starke Sichanhäufen von Schwammbildungen, so daß man fast versucht wäre, von einem allerdings mehr lokalen neuen Schwammhorizont zu reden. Da sie übrigens hier mit typischen Korallenstotzen auf sicher gleicher Stufe sich finden, ist ersichtlich, wie unsicher die Schlüsse auf große Meerestiefe aus der Anwesenheit von Schwammrasen sind, die so gerne gemacht werden. Trotz des häufigen Vorkommens von Schwämmen gelang es mir nicht, eine Lokalität mit ihrer Verkieselung zu finden; deshalb sind diese Dinge meist sehr schlecht erhalten und gestatten nur eine sehr approximative Bestimmung:

*Craticularia* sp.

*Tremadictyon reticulatum* GOLDF.

*Porocypellia pyriformis* GOLDF.

*Melonella pyriformis* GOLDF. (Ochsenfeld, Mörnshcim).

*Trochobolus foraminosus* ZITT.

*Corynella Quenstedti* ZITT.

*Stellispongia glomerata* QU.

konnten immerhin noch gut bestimmt werden.

Von den hier häufig vorkommenden Serpeln seien als die gewöhnlichsten genannt:

*Serpula lumbricalis* QU.

„ *quinquangularis* GOLDF.,

besonders in den Brachiopoden-Kalken.

Auf Korallen stößt man, wie hervorgehoben, in der hier behandelten Region fast überall im Gebiete und doch scheinen sie keinen wesentlichen Anteil am Schichtaufbau zu nehmen, was mir die quantitativ meist große Bescheidenheit ihrer Vorkommen andeutet. Die paläontologische Durchsicht meines noch recht mageren Materials gestattet auch kein sicheres Urteil, obwohl in Brachiopoden- wie Brekzien-Kalken großenteils echte Riffbildner sich nachweisen lassen. Hier sind, wie auch in petrographisch analogen Ablagerungen der nächsthöheren Stufe, auch Einzelkorallen häufig anzutreffen. Was mir an Korallen vorliegt, ist etwa folgendes:

*Calamophyllia disputabilis* KOPY (Haunsfeld, Ried).

*Cyathophora Bourqueti* DEFR.

*Latimaeandra pulchella* BECKER.

*Thecosmilia* sp.

*Pleurosmilia cylindrica* FROMMENTAL (Ochsenfeld, Ried, Nassenfels).

Von entschieden größerer Bedeutung denn Korallen waren als Riffbildner für einen großen Teil der behandelten Ablagerungen die Bryozoen, wie man sowohl an den mehr brekziösen als auch dicht-felsigen Bildungen konstatieren kann. Am schönsten kann man sich von ihrer großen Anteilnahme am Gesteinsaufbau dort überzeugen, wo Fossilverkieselung stattgefunden hat. Beim Anlösen mit verdünnter Salzsäure bekommt man nämlich hier an den Gesteinsaußenflächen meist ein dichtes Gezweig, oft einen förmlichen Rasen von dem dünnen zarten Geäste dieser Organismen zu Tage. Leider wird ihre Struktur dabei regelmäßig hart mitgenommen, wodurch spezifische Bestimmungen außerordentlich schwer werden. Sicher sind massenhaft vertreten:



*Ceriodora angulosa* GOLDF.

„ *radiciformis* GOLDF.

*Neuropora* sp.

Auch die *Genera Berenciu* (*Cheilostoma*) und *Diastopora* werden gelegentlich angetroffen, doch litten sie sehr stark durch die HCl-Behandlung, daß ein Versuch zu ihrer spezifischen Bestimmung sich kaum mehr lohnt.

Neben Bryozoen waren dann vor allem auch Foraminiferen am Gesteinsaufbau beteiligt, wie mir gleichfalls der Salzsäure-Versuch bewies, der eine große Menge der verschiedensten Formen dieser schönen, zierlichen Gebilde lieferte. Der Artenreichtum scheint zwar ziemlich beschränkt zu sein, doch beobachtet man eine außerordentliche Individuenmenge. Die Dinge sind größtenteils wohl das gleiche, was GÜMBEL aus dem Ulmer Cementmergel beschreibt, und verteilen sich wohl hauptsächlich auf die Genera:

*Orbitolina*, *Globigerina*,

*Lagena* und *Dentalium*.

Doch sind sicher noch einige weitere Genera vertreten und dürfte eine nähere Untersuchung hier einen recht lohnenden Einblick in diese interessante Mikrofauna gewähren.

Gar nicht selten stößt man in den behandelten Ablagerungen auch auf Crustaceen und zwar gerade auch auf jene Formen, die so vielfach als charakteristisch und leitend für die Ablagerungen der nächstfolgenden Stufe bezeichnet werden, so daß man auf Grund dieses Befundes doch wieder zu ihrem Hinaufziehen zu dieser höheren Region veranlaßt wäre, nämlich sowohl *Magila suprajurensis* QU. als auch verschiedene Vertreter der zierlichen Prosoponiden. Doch berechtigt, wie im folgenden Abschnitt näher zu erläutern ist, ein derartiges Vorkommen zu keinerlei sicheren Schlüssen, denn *Magila* setzt gleich individuenreich durch die sämtlichen noch höheren Ablagerungen durch, und Prosoponiden finden sich nicht etwa nur in den hier behandelten  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbildungen, sondern ich fand sie gelegentlich auch im Liegendsten des Wellheimer Kessels (Unter- $\epsilon$ ) und noch häufiger in obersten Eudoxus-Kalken bei Hagenacker (Tunnel) und besonders bei Wemding im Ries. Fast sämtliche bisher beschriebenen Arten besitze ich dann aus dem „Wilden Fels“, dem „Dachgebirge“, d. h. Hangenden der Plattenschiefer bei Mörsheim. Diese Dinge dürften also nur sehr bescheidenen Wert für Horizontierung haben und sicher erst brauchbar werden nach Ausscheidung jener Formen mit nachweisbar großer stratigraphischer Spannweite.

In unseren Schichten, wie auch in obersten Eudoxus-Kalken trifft man immer wieder an:

*Prosopon simplex* H. v. MEYER, und

„ *rostratum* H. v. MEYER.

Wenn sich nun aus der langen hier aufgeführten Organismenreihe zunächst vielleicht noch nichts als sicher leitend ansprechen läßt, so gestattet doch das Gesamtfauunenbild als solches immerhin gewisse Schlüsse auf die stratigraphische Stellung der Ablagerungen; sind es doch zumeist Formen, die man teils aus unterem Portland, teils auch aus oberstem Kimmeridge abgebildet und zitiert findet. Ob die Angaben über das Vorkommen einzelner auch in nicht unwesentlich tieferen Schichten nicht auf Ungenauigkeit mancher Sammler sich zurückführen? Außerdem müßte eine kritische Revision dieser Formen aus manchen der sogen. indifferenten und Durchgangstypen zwei, vielleicht drei Arten machen. Denn ich habe Verdacht,

daß man auch hier wie bei den Cephalopoden, ja höchst wahrscheinlich noch viel mehr als dort, auf sogen. Sammelarten stoßen wird.

Immerhin tritt die vorgeführte Fauna, wenn auch weniger nach Arten- als vor allem nach Individuen-Verteilung in einen unleugbar scharfen Gegensatz zu jener der Pseudomutabilis-Kalke sowohl, wie auch ähnlicher, noch entschieden jüngerer Bildungen des Gebietes, deren Schilderung später folgt. An den für Orientierung unstreitig allem anderen vorzuziehenden Cephalopoden bekam ich bis jetzt aus den fraglichen Ablagerungen leider nur außerordentlich wenig zu Gesicht; wenn sie auch nicht ganz fehlen, so kenne ich bis jetzt doch sicher keine Charakterform. In den Brachiopoden- und Schwamm-Kalken der Region ist sogar eine Art oder sind ein paar Arten außerordentlich häufig; aber es handelt sich meist nur um ganz kleine Gehäuse ohne charakteristische Schalenskulptur. Doch scheinen die Formen für die Fazies eigenartig zu sein, und ist wohl sicher die Art vertreten, die auch QUENSTEDT hier so oft antraf und benannte als

*Perisphinctes siliceus* Qu. (Taf. II Fig. 6 und 6a).

Auf eine gewisse Gesetzmäßigkeit in dem aufeinanderfolgenden Massenauf-treten einzelner Rhynchonellenarten wurde bereits des öfteren hingewiesen: *Rh. lacunosa* in den oberen Pseudomutabilis-Kalken, *Rh. trilobata* in der oberen  $\epsilon$ -Hälfte und *Rh. Astieriana* in der  $\epsilon/\zeta$ -Grenze und in  $\zeta$  selbst. Auch bei *Terebratula bisuffar-cinata* und *insignis* beobachtet man ein deutliches allmähliches Sichablösen der einen durch die andere. Eine analoge Gesetzmäßigkeit in dem Vorkommen ließe sich vielleicht auch noch bei manch anderem Genus der Fauna verfolgen; ich konnte leider diesen Dingen bis jetzt noch zu wenig nachgehen.

Um nun doch auf indirektem Wege einiges Urteil auch über die wahrscheinliche Cephalopodenfauna der Stufe und über die annähernde stratigraphische Spannweite der fränkischen Massenformation zu gewinnen, verlegte ich mein Augenwerk vor allem auf deren unmittelbare Fortsetzung nach oben, um hier sorgsam alles zu sammeln und mir ein möglichst klares und vollständiges Bild von der Ammoneengruppierung zu verschaffen, so wie sie gleichsam unmittelbar nach Abzug der alles verwischenden felsigen Fazies sich präsentierte. Als weiteres Nebenziel verfolgte ich die Gewinnung von Material für die Möglichkeit einer faunistischen Parallelisierung des fränkischen Obermalms mit anderen, auch nicht mitteleuropäischen Juraablagerungen; und tatsächlich blieben mir meine rastlosen Bemühungen nicht unbelohnt und gelang es mir aus den Schichten der nächstfolgenden und noch höherer Ablagerungen teilweise außerordentlich reiches Material gerade aus der Reihe der Cephalopoden zu erwerben, das ungeahnte äußerst interessante Streiflichter auf Alter und Horizontierung dieser Bildungen wirft und unsere bisherige fränkische Obermalm-Stratigraphie in sicherere Wege zu leiten gestattet. Doch darüber im nächsten Abschnitt.

#### 4. Stufe der *Waagenia Beckeri* NEUM. und der *Oppelia lithographica* OPP.

Weite Gebietsteile schließen oben mit den Bildungen der im Vorausgehenden beschriebenen Stufe auf der Plateauhöhe ab, in anderen aber sitzt diesen noch eine Ablagerung von abwechselnder (50—80 m) Mächtigkeit auf, unten regelmäßig mehr dick- bis mittelbankig, dann nach oben allmählich dickplattig, plattig und zuletzt schieferig werdend, welche letztere Ausbildung man als Solnhofen Plattenkalke zusammenfaßt.

Bezüglich dieser im allgemeinen den Massenbildungen und ihren Äquivalenten meist deutlich aufsitzenden Ablagerungen mit wieder ausgesprochen vorherrschendem



Schichtcharakter bei noch weitgehender strukturell-petrographischer Variation im einzelnen findet man in der bisherigen Literatur durchaus noch nicht die gewünschte Klarheit.

War doch ihre bisherige Charakterisierung großenteils eine petrographische und keine stratigraphische.

Von den beiden Namen „Prosoponkalke“ und „Plattenkalke“ deutet zwar der erstere auf paläontologische Unterscheidungsmomente hin, doch blieben diese wohl nach Auffindung von Prosoponiden schon im Hangenden der Pseudomutabilis-Kalke in der stratigraphischen Darstellung bald mehr unberücksichtigt und überwog immer mehr die Betonung des rein petrographischen Charakters, indem man die mehr gebankte Ausbildung als Prosoponkalk, die plattig-schiefrige als Plattenkalk bezeichnete.

Zwar kommt man mit dieser Charakterisierung im nördlichen Teile des Gebietes, d. h. in der Gegend der Altmühl, immerhin noch aus, indem hier deutlich die Lagerungsverhältnisse entscheiden und regelmäßig die dicken Bänke der Prosoponkalke (wechselnd 15—25 m mächtig) sich zwischen die Massenbildungen und Plattenkalke einschieben, also die Unterlage der letzteren bilden und ihnen im Alter vorausgehen; eine Ausnahme bildet allerdings das oben erwähnte wieder mehr bankig werdende sogen. „Dachgebirge“ oder „Wilder Fels“ der Solnhofer Plattenschiefer; auch schlingen sich in die unteren Bänke schon sehr früh gelegentlich Schieferbänder mit 0,50—1,50 m Mächtigkeit ein. In den Plattenkalken und gerade im „Wilden Fels“ von Mörnshiem lernte man bald Cephalopoden kennen, die Leitcharakter erhielten und als solche in der Stratigraphie vorzügliche Dienste taten und noch tun. Es sind dies vor allem die durch OPPELS vorzügliche Arbeiten bekannt gewordenen Formen:

*Perisphinctes Ulmensis* OPP.,  
*Oppelia lithographica* OPP. und  
 „ *steraspis* OPP.

Über die obere und untere Vorkommengrenze dieser Leitformen hatte man allerdings keine absolute Sicherheit; zudem ist *P. Ulmensis* noch unscharf charakterisiert, indem die beiden OPPEL'schen Originale, von denen das eine aus den Solnhofer Platten, das andere aus dem Ulmer Zementmergel („Pteroceras-Kalk“) stammt, deutlich zwei verschiedene Arten darstellen. Und gerade diese Variationsbreite in der Artauffassung dieser wichtigsten Leitform stempelte sie bald zum ausgeprägten „Sammeltyp“; sehr entfernte Dinge wurden als *Ulmensis* ausgegeben und etikettiert. Und da man aus der tieferen Stufe der Dickbänke fast nichts an Cephalopoden kannte, nahm immer mehr die Vorstellung überhand, sie seien wohl gegenüber den Plattenkalken paläontologisch überhaupt nicht mehr unterscheidbar, und WAAGEN dehnte die Zone der *Oppelia steraspis* auch auf die Prosoponkalke aus.

Diese ursprüngliche Auffassung von einem etwas höheren Alter der Prosoponkalke gegenüber den Plattenkalken erschließe ich aus deren Schilderung durch GÜMBEL („Ulmer Cementmergel“ p. 48): „Im nördlichen und mittleren Franken kommen nur innerhalb sehr beschränkter Strecken in meist muldenförmigen Vertiefungen dem Dolomite gleichsam angelagert die Prosoponkalke vor. . . . Es sind weiße, sehr dichte, glasig-spröde, dünnbankig-geschichtete Kalke, welche außer *Prosopon (rostratum, aculeatum, spinosum)* wenige organische Überreste, am häufigsten einige Pectiniden beherbergen. . . . Doch sind sie stellenweise wie bei Brunn unfern Pegnitz dolomitisch und es verwischt sich dadurch die scharfe Grenze der Dolomitbildung nach oben, indem Übergänge an der Grenze vermittelnd zwischen beiden vorkommen. Seine organischen Einschlüsse gestatten eine scharfe Trennung von den typischen Plattenkalken nicht.“ Die Prosoponkalke fungieren also hier deutlich als unmittelbare Überlage der Massenablagerung.

Diese Auffassung von dem etwas höheren Alter der Prosoponkalke gegenüber den Plattenkalcken klingt auch bei SCHLOSSER („Kelheimer Diceraskalke“ p. 11) durch, wenn er sagt: „Der plattige Prosoponkalk ist in den tiefsten Lagen in dicken Bänken abgesetzt, nach oben zu nehmen die Schichten an Mächtigkeit ab“.

In den südlichsten Teilen der fränkischen Malmausbildung wurde jedoch anscheinend für diese Auffassung bald eine gewisse Modifizierung erforderlich, denn in den Erläuterungen zu Blatt Ingolstadt betrachtet GÜMBEL die Prosoponkalke mehr als Fazies, als örtliche Variation in der Ausbildungsweise, als Äquivalent der Solnhöfer Plattenkalke, die sie bis in die jüngsten Horizonte herein zu begleiten scheinen, so daß die beiden Bildungen vielfach ineinander übergehen und sich gegenseitig ersetzen könnten.

„Sie“ (die Prosoponkalke), so sagt er dort, „machen nur eine örtliche Ausbildungsweise, eine sogen. Fazies derselben aus und unterscheiden sich von ihnen vornehmlich durch ihre unregelmäßige Schichtung und grobkörnige, oft klötzige Absonderung.“ „Stellenweise nimmt die meist dichte Beschaffenheit des Gesteines ein oolithisches Gefüge an, geht wohl auch in mehr erdige Lagen über. Hornsteinausscheidungen sind sehr häufig, Versteinerungen dagegen selten anzutreffen.“ Mit den „erdigen Lagen“ dachte GÜMBEL vor allem wohl auch an die hellen erdigen, tonig-weichen Bildungen von der Umgebung von Neuburg, an die man vielfach auch unter dem Namen „Breitstein“ erinnerte, ein Begriff der allerdings von Kelheimer (Kelheim-Winzer) vielleicht gleichalterigen Bildungen hergenommen wurde. Das häufige Vorkommen von der echten *Exogyra virgula* gerade im Liegenden dieser Bildungen bei Neuburg machte aber hier wieder irre. GÜMBEL läßt die Bildung „einen etwas tieferen Horizont einnehmen“ und v. AMMON stellt sie, in ihrem Liegenden wenigstens, ins „Virgulien“.

Also der Begriff „Prosoponkalk“ ist zum reinen Faziesbegriff geworden, die Stufe, die er repräsentiert, deckt sich stratigraphisch mit der der Plattenkalke. Prosoponkalk und Plattenkalk vom Dolomit bis in die jüngsten Bildungen hinein ist also alles nur eine Stufe, nämlich die der *Oppelia steraspis*, *lithographica* und des *Perisphinctes Ulmensis*. Die Stufe erlangt damit eine ganz respektable Mächtigkeit von bei Mörsheim etwa 60—80 m (Prosoponkalk + Plattenkalk), die sich unter Umständen im Süden noch nicht unwesentlich zu erhöhen scheint; denn gegen die Donau zu beobachtet man vielfach mehr dunkle tonreichere Schichtkalke mit wenig oder gar keinen Hornsteinbildungen und ziemlicher Schichtmächtigkeit, eine Ablagerung, die man in der Eichstätt-Solnhöfer Gegend nicht antrifft; sie erreichen hier gelegentlich eine Mächtigkeit von vielleicht 30—40 m; ich lernte sie zuerst kennen auf dem Gipfel des Reisberges bei Böhmfeld, wo sie mit 25 m Mächtigkeit angebrochen sind und typische Dachplattenschiefer unter sich haben; ein deutliches Überlagertwerden der letzteren konnte ich allerdings nicht beobachten, doch finde ich auch nichts, was zur Annahme einer Verwerfung berechtigte; also die dunkelblaugrauen Bänke über den Plattenkalcken sind hier höchst wahrscheinlich jünger als diese und allenfalls ein Äquivalent zum „Wilden Fels“ von Mörsheim oder sind vielleicht besser dessen Fortsetzung nach oben. In diesem Falle ergibt sich im ganzen für die Stufe schon eine Mächtigkeit von 90—110 m. Bei Neuburg und Unterhausen fand ich dann mächtige Lagen von petrographisch wieder von allen bisher behandelten gänzlich abweichenden und verschiedenen Kalcken, deren Fauna ich beim ersten Besuch schon von der der Solnhöfer Schiefer ebenso verschieden erkannte — also möglicherweise wieder eine neue Schichtserie; diese ist hier 30 bis 40 m mächtig, das macht also nun eine Gesamtmächtigkeit für die Stufe von etwa 120—160 m aus, also so viel oder vielleicht mehr als der ganze übrige Malm zusammengenommen aufweist.

Die Erkenntnis dieser Tatsache ließ es mir nun höchst unwahrscheinlich erscheinen, daß eine derartig mächtige Schichtfolge keine weitere faunistisch-strati-



graphische Gliederung mehr gestatten sollte. Und auf der andern Seite war für mich die Möglichkeit einer solchen wiederum von größtem Interesse, schon um dadurch für die Spannweite allenfallsiger Vertikalverschiebungen einen Maßstab in die Hand zu bekommen, des weiteren auch für die Beantwortung der Frage, ob das heutige Vorkommen dieser Bildungen auch im Dolomit und Felsenkalkniveau auf eine ursprüngliche Muldenablagerung zurückzuführen sei, oder aber, ob sie nur eine andere Fazies dieser Bildungen, also stratigraphisch geschichtetes  $\epsilon$  seien. In diesem Falle hoffte ich einem allmählichen Übergang der Pseudomutabilis- in die  $\zeta$ -Fauna zu begegnen. Die Beantwortung der genannten Fragen hatte eine genaue Kenntnis der eingeschlossenen Fauna also zur unbedingten Voraussetzung. Es galt deshalb für mich zunächst eine große Jagd nach Organismenspuren, besonders Ammonoiten, wo immer sich Aufschlüsse in den fraglichen Schichten boten. Manche Bildungen waren nicht umsonst als fossilarm verrufen, in andern jedoch hatte ich guten Erfolg, so daß meine Vermutung des Vorliegens verschiedener Horizonte für ihre Richtigkeit immer mehr Bestätigung fand und das Beweismaterial dafür zuletzt ein nicht zu unterschätzendes ward. Besonders am Südrande der fränkischen Jurabildung stellte es sich, wie bemerkt, heraus, daß die hier gegen 40 m mächtige Schichtserie der hellen Kalke von Neuburg-Unterhausen gegenüber den Solnhofer Plattenkalcken auch faunistisch-stratigraphisch etwas total Neues darstellten mit einer ungeahnt reichen, doch nicht, wie angenommen, älteren, sondern entschieden jüngeren und zwar gänzlich veränderten Cephalopodenfauna, die in einem späteren Absatz als typische Obertithonfauna sich erweisen wird.

### A. Unterstufe der *Waagenia Beckeri* NEUM.

#### a) Horizontbeschreibung und Vorkommen.

Zunächst waren also die hauptsächlich mehr im nördlichen Gebietsteile deutlich zwischen die Massen- und Plattenkalke eingeschobenen und vermutlich als älter beweisbaren „Prosoponkalke“ zu untersuchen. Ich traf sie in nicht unwesentlicher petrographischer Variation und meist bescheidener (15—25 m) Mächtigkeit in der Regel, besonders im Altmühltal, ziemlich hoch an den Hängen an, wo sie auf weite Strecken etwa deren drittes Viertel einnehmen, während das vierte den Plattenkalcken zufällt. Gar nicht selten aber fehlt dieser Plattenaufsatz ganz und es bilden die Prosoponkalke die hangendste Ablagerung, so daß die Platte mit ihnen als jüngster Bildung oben abschließt. Fast ebenso häufig aber, besonders südlich der Altmühlfurche, steigen petrographisch außerordentlich ähnliche und unmöglich abtrennbare Schichtkalke recht merklich tiefer herab, bis hart über oder sogar auch auf die tiefeinschneidenden Talsohlen, mit meist gleicher Mächtigkeit und der gleichen Bedeckung mit Plattenschiefer wie in den Normalvorkommen. Doch mußte hier erst ihre stratigraphische Identität gegenüber der Möglichkeit des Vorliegens petrographisch von den normalen etwas abweichender  $\epsilon$ -Schichtkalke festgestellt werden.

Die in Frage stehenden Schichten (Prosoponkalke) lassen sich zunächst petrographisch gegenüber ihrer normalen Unterlage, den mehr oder minder ausgeprägten Massenbildungen, unschwer erkennen; obwohl, wie angedeutet, ihre Grenze hier durch das häufige Vorkommen von einer Art Übergangsbildung nicht immer scharf ist, so vollzieht sich dieser Übergang doch meist so rasch, daß man nach wenigen Metern schon recht deutlich das Eintreten in eine neue Fazies und Stufe merkt,

indem die vielleicht zunächst noch recht dicken oder felsigen Bänke sehr schnell einen mittel- bis dünnbankigen Charakter annehmen, wie er dieser Ablagerung eigen ist, wobei allerdings die Struktur des Gesteins noch einer gewissen Schwankung unterlegen bleibt.

Die häufigste und verbreitetste Ausbildung, so wie sie auch durch GÜMBELS Beschreibung charakterisiert ist, sind meist sehr helle, oft fast rein weiße, durchwegs recht dichte mittel- und dünnbankige bis dickplattige Kalke mit glasig-sprödem Bruch und fast nie ganz fehlenden, meist recht häufigen großen, beim Anschlag vielfach schön achatartig blauweiß gebänderten Hornsteinknollen. Sie sind meist ziemlich hart und klingen beim Anschlag mit dem Hammer. Mit etwa 8 bis 12 m Mächtigkeit nehmen sie meist deutlich die liegendste Region der Stufe ein und machen nach oben allmählich einer meist nur wenig geringer mächtigen Schichtserie mit etwas veränderter Fazies Platz.

Das Gestein wird in dieser zweiten Ausbildung vielfach merklich gröber im Korn, sandig-mehlig, wie manche der sogen. Feilen der Plattenkalke; der Reichtum an Hornsteinen nimmt hier stark zu, die einzelnen Hornsteinindividuen werden größer und häufiger, sind bald stark in die Länge gezogen, bald ästig verzweigt und nehmen dann oft recht abenteuerliche Formen an, so daß sie von Arbeitern gelegentlich auch für fossile Knochen- und Skeletteile gehalten werden, bald bilden sie auch breite Kuchen und bei noch größerer seitlicher Ausdehnung gewahrt man dann förmliche Hornstein-Schichten und -Bänke. Die Ablagerung bleibt meist die mehr dünnbankige; häufig aber nimmt die Schichtmächtigkeit auch stark zu und wird bald felsig, daneben aber auch ab und wird dickplattig. Diese Fazies ist aber durchaus nicht gerade an das Hangende der vorigen gebunden, sondern kann mit ihr auch Platz tauschen und wechsellagern. In dieser häufigen faziellen Ausbildung erscheint dann auch die ganze übrige Gesteinsmasse oft stark mit fein verteilten Kieselstäubchen und -Körnchen durchsetzt und liefert dann durch Entkalkung, d. h. nach Wegfuhr der kalkigen Bestandteile jene kieseligen, oft bimsteinartig morschen (tripelartigen) Gebilde, die wir schon in der vorausgehenden Stufe durch ihre schönen Fossil einschlüsse kennen lernten und auch in der folgenden wieder antreffen werden (Mörnsheimer Platte). Als Auslaugungsprodukt durch Tagewässer und ähnliche Vorgänge erscheinen diese Dinge natürlich als typische Oberflächengebilde, ebenso wie die häufig anzutreffenden losen Hornsteine, die durch die gleichen physikalischen Vorgänge aus ihrem Verbands gelöst wurden.

Neben den bisher besprochenen faziellen Ausbildungen, den meist hellen dichten und den mehr sandig-tonigen, kiesel- und hornsteinreichen Bankkalken kommen insofern noch weitere petrographische Variationen vor, als das Gestein bald mehr, bald weniger brekziös wird, oft auch unter Aufgabe des Schichtcharakters, wobei dann derartige Bildungen von den sogen. Echinodermen-Brekzien und -Oolithen der vorausgehenden (und folgenden) Stufe nicht immer scharf zu scheiden sind. Man wäre versucht, die Anwesenheit solcher Brekzienkalke in diesen untersten  $\zeta$ -Bildungen als eine Art Beweis zu betrachten für die tatsächliche Existenz tiefer Furchen und Auskolkungen auf dem damaligen Meeresboden und als die lange gesuchten Übergußschichten zu deuten; aber gegen eine solche Annahme spricht das Vorkommen dieser Gebilde. Als Übergußschichten müßte man sie mehr am Fuße der Stotzen, der damaligen Riffe, antreffen, d. h. im Grenzgebiete dieser gegen die Schichtkalke, als allmählichen Übergang; aber gerade das Gegenteil ist der Fall, in den tiefsten und schmalsten vermeintlichen Mulden und Rinnen, wo man die Möglichkeit normaler dichter Schichtkalke am Fuße des Riffes nicht mehr für möglich hielte, trifft man gerade die dichteste und schönste, oft sogar recht tonreiche Sedimentierung an (Langental südlich Wasserzell, Schneiderberg bei Breitenfurt, Fischerleite und nördliche Grasleite südlich Hagenacker etc.), während die Brekzien hoch darüber über den Massiven (Herzbichl, Tempelhof bei Ochsenfeld) kleben.

Auch die Farbe des Gesteins wird gelegentlich eine etwas andere, dunklere, mehr gelbliche oder auch bräunliche, besonders dort, wo die Bänke gelegentlich



dicker, halb felsig und auch brachiopodenreich werden; auch stark tonige und mergelige Schichten lernte ich, wie erwähnt, kennen, die man nach ihrer petrographischen Beschaffenheit für Polyplokenkalke ( $\gamma$ ) halten könnte (Langental südlich vom Eichstätter Bahnhof). In stark verkieselten, von Hornsteinen durchsetzten Schichten hat nördlich und südlich vom Adelschlager Bahnhof und wohl gelegentlich auch anderwärts Dolomitisierung um sich gegriffen. Wahrscheinlich hat diese südlich Hütting und der Schuttertalfurche noch weitgehend Ablagerungen unserer Stufe erfaßt; die grobkristallinen, dunklen Flecken- oder Blandolomite der Neuburger Gegend, vor allem der Brüche um Joshofen, an der Beutemühle, bei Stepperg, Mauern sind vermutlich stratigraphisch noch zur gegenwärtig behandelten Stufe der sogen. Prosoponkalke heraufzuziehen, weil sie durch das Alleinvorkommen von *Rhynchonella Astieriana* und das Fehlen der in den oberen  $\epsilon$ -Dolomiten numerisch noch recht aufdringlichen *trilobata* des nördlichen Nachbargesbietes diesen gegenüber in einen unverkennlichen Gegensatz treten. Im besten Falle könnte man sie noch zu den  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbildungen stellen, doch wäre für diese relativ kurze Übergangsperiode ihre Mächtigkeit eine entschieden zu große.

#### Vorkommen.

In der Höhenlage des Vorkommens der eben geschilderten Ablagerung an den Talhängen des Untersuchungsfeldes beobachtet man gelegentlich ein derartiges Schwanken und Fluktuieren, daß man bei der Frage nach der Erklärung dieser merkwürdigen Erscheinung sich vor schweren ungelösten Rätseln sieht: gehört das petrographisch sich täuschend Ähnliche tatsächlich auch stratigraphisch zusammen? Wenn ja, woher dann ihre heutige tiefe Lage? Ist sie eine ursprüngliche in tiefen Auskolkungen eines unebenen Meeresbodens erfolgte oder ist sie sekundär durch tektonische Vertikalverlagerung bedingt?

In ihrem normalen Vorkommen nehmen unsere Kalke, wie hervorgehoben, meist annähernd das dritte Viertel der Gehängehöhe ein, während das letzte den Plattenkalken zukommt.

Man trifft sie also meist in annähernd 460—480 m an und kann sie hier z. B. sehr gut verfolgen an den Altmühltalhängen von der Attenbrunnmühle bis über Obereichstätt hinaus gegen Rebdorf zu, dann auch an der neuen Weißenburger Straße südlich der Wegscheid, dann sehr schön wieder über der äußeren Westenvorstadt bei Eichstätt am Wintershofer Fußweg, ferner an Neuen Wege, dann an den Hängen des Tiefen Tales bei Eichstätt, wo sie von der Tittinger Straße gut angeschnitten erscheinen, auch nordöstlich über Eichstätt am Kugelberg, Adamsberg, dann talabwärts bis hinunter nach Landershofen, wo sie dann aber am sogen. Doktorberge bis zu einer Tiefe herabsteigen (425 m), in der man sie sonst nur im Gebiete südlich der Altmühl häufiger antrifft. An der Frauenberg-Weißenkirchen-Scholle finden sie sich im allgemeinen meist ziemlich normal in 465—480 m (Exerzierplatz, Waschette), doch an mehreren Stellen zeigen sie sich auch hier in auffälliger Tiefe, so im Augustental, am „Straßbogen“ unfern der Waldhütte, am Weingesteig über der Pietenfelder Haltestelle. Weit unter normal traf ich die Bildung dann an den Nordhängen der Schweinspark-Wittmeß-Scholle an (420—430 m untere Grenze), so am Gampelberg, Schneiderberg, Brunnschachen, an der Unteren Hammerleite südlich Breitenfurt (430—440 m), dann an den Westhängen dieser Scholle bei Groppenhof und Ried in einem schmalen Streifen über die Wielandshöfe hinaus bis an den Hüttenberg bei Konstein, wo sie bis ganz auf die Sohle des Trockentales (410 m und darunter) herabsinken. Während sie sich weiter südlich an der Eichstätter Straße östlich Konstein in etwa 445 m finden, steigen sie im Süden der Scholle gelegentlich wieder auch außerordentlich hoch an, so westlich und südwestlich von Haardt (480 und 490 m), westlich von Biesenhart sind sie sogar in 524 m, nordwestlich dieses Ortes im Büschelschlag in 510 m, am Kohlschlag westlich Meilenhofen in 460 m. In annähernd ursprünglicher Höhenlage fand ich die Bildung wieder auf dem Breit Rücken südlich Prielhof im Gebiete des Biesenharter Forstes und des Schindbuckes in Steinbrüchen etwa der Forstorte

„Matern“ und „Prieler Kohlschlag“ (490 m) und vor allem am „Hohenstein“ westlich Möckenloh (490 m). Auch in der Umgebung von Oschsenfeld ist sie häufig wieder anzutreffen, so gegen Tempelhof (485 m), am Hirtbuck („Gemeinde“ westlich dieses Dorfes [460 m]), dann südlich an der Biesenhardter Straße (455 m); nordwestlich von Tempelhof liegt sie am Herzbiel in 490 m, während sie hart nordwestlich daneben im Langental, im Engtal an der Konsteiner Straße bis auf gegen 400 m herabfällt. Auch um Adelschlag trifft man die Bildung häufig an, so südlich dieses Dorfes am Himmelberg (450 m), dann auf den Kuhtriebäckern nördlich am Bahnhof in 455 m, am Hämähözlz buck nördlich des Ortes in 470 m, bei Weißenkirchen südlich vom Schafstadel in 455 m, an den Westhängen des Hellenberges in 430—435 m (hier häufig als Kiesel-Oolith).

Dem gleichen schroffen Wechsel wie im Nordwest- und Westgebiet der Wittmes-Schweinspark-Scholle begegnet man im Niveau der sogen. Prosoponkalken auch auf der Haunsfeld-Ensfelder-Scholle. In wohl ursprünglicher Höhe auf der mittleren Grasleite mit etwa 490 m und im nördlichen Beixenhart (490 m) oder auch südlich Haunsfeld, sinken sie an der nördlichen und südlichen Grasleite, am „Pfaffenbüchel“, „Wagenstall“ am Trockental, südlich Hausenfeld am „Kellerberg“, „Bäckertal“, am „Arbesberg“ südlich Ensfeld, an den Spindeltalhängen südlich Sonderholzerhof bis auf 440 und 420 m herab.

Relativ sehr hoch stehen sie auf der Langenthalheim-Mörnsheimer Scholle, an deren östlichem Teile, im Gebiete des Maxbruchs (500), dann über Mühlheim (470 m); daneben steigen sie im Westen, einem ausgesprochenen tektonischen Horste, bis auf 540 m an, während sie hart südlich davon im Mühlheimer Tal wieder bis auf 425 m herabfallen, also über 100 m Lagedistanz auf diese geringe Entfernung. (In gleicher Höhe, wo bei Solnhofen noch  $\gamma$  ansteht, trifft man hier bei Mühlheim bereits  $\zeta$  an.)

Auch auf der Emskeim-Gammersfelder Scholle stößt man auf die Bildung, wenn auch seltener wieder; ziemlich normal liegt sie über dem felsigen Steilhang über Hütting am Trockental (470 m). Eine kleine Partie liegt im Gebiete der Konsteiner Sandgrube westlich von diesem Orte in etwa 480 m; andere Vorkommen an dieser Scholle erscheinen wieder auffallend tief gelagert, so besonders im Langental und Spindeltal, wie z. B. nördlich Altstätten, dann wieder am Steinbruchberg nördlich der Emskeimer Sandgrube; auch im Süden dieser Scholle, am Ochselberg und Mühllohberg sitzen ähnliche Bildungen auffallend tief.

Auf alle Fälle würde der eben kennen gelernte außerordentlich häufige Befund von sogen. „Prosoponkalken“ in anormal tiefer Lage zur Annahme von einer großen Anzahl sogen.  $\zeta$ -Mulden zwingen und deren oft von ganz beträchtlicher Ausdehnung. Als die wichtigeren, schon beim ersten flüchtigen Blick auf die Karte in die Augen fallenden seien noch einmal kurz die folgenden zusammengestellt.

Im äußersten Westen gewahrt man eine, wie angedeutet, bei Mühlheim im Mörnsheimer Tal. Dann wäre eine große langgestreckte, von Groppenhof über Ried und die Wielandshöfe hinaus bis zum vorderen Langwiestal und dem Konsteiner Hüttenberg anzunehmen, eine weitere südlich Haunsfeld im Bäckertal; im Spindeltal deren zwei, die eine zwischen Ensfeld und Altstätten, die andere hart westlich daneben zwischen Sonderholzerhof und der Emskeimer Sandgrube, eine weitere große südlich Breitenfurt, dann eine südlich Obereichstätt, ferner weiter östlich im Kessel vom Eichstätter Hauptbahnhof mit schmalen, langen seitlichen Furchen nach Südwesten ins Eng- und Langental, nach Osten durch den Hirschgrund bis hinauf zur Waldhütte, nach Nordosten ins Augustental; eine weitere Mulde fiele in die Umgebung von Landershofen; auch im Gebiete des heutigen Schuttertales bei Nassenfels-Meilenhofen wäre eine anzunehmen.

Im tektonischen Teil der Arbeit werden sich diese scheinbaren großen  $\zeta$ -Mulden als schollenförmige tektonische Senkfelder ausweisen. Doch zuvor soll noch der faunistische Befund zur Sprache kommen.

Um diese petrographisch im allgemeinen meist recht einheitlich charakterisierte und gut übereinstimmende, deshalb in der bisherigen Kartierung bereits größtenteils auch zusammengefaßte Ablagerung auch als faunistisch-stratigraphisch zusammengehörig zu erweisen, bedurfte es eingehender paläontologischer Untersuchung, deren Ergebnis vor allem auch in Betracht kommen mußte für die Entscheidung der Frage, ob sie nicht etwa nur eine faziell veränderte Ausbildung von  $\epsilon$ , diesem also äquivalent sei, oder aber diesem normal aufsitze und ihre heutige gelegent-



lich so außerordentlich tiefe Lage einer großen Unebenheit des damaligen Meeresgrundes oder aber tektonischer Verlagerung verdanke.

Der faunistische Befund des nächsten Abschnittes wird dartun, daß es sich nicht um ein Schicht- $\epsilon$  handeln kann, sondern daß die Bildungen auch paläontologisch diesem gegenüber etwas Neuere und zwar entschieden Jüngerer darstellen und daß die Schichten mit außergewöhnlich tiefer Lage von den normal über den Talhängen dem Dolomit und Felsenkalk aufgelagerten wie petrographisch so auch faunistisch nicht getrennt werden können. Wie petrographisch, so spricht auch faunistisch nichts für die Annahme großer und tiefer Rinnen und Mulden des „ $\zeta$ -Meeres“ zwischen den „ $\epsilon$ -Riffen“.

#### b) Faunencharakter der Unterstufe der *Waagenia Beckeri* NEUM.

Die aus den hier behandelten Schichten bisher bekannte Fauna warf auf deren Alter vielfach nur sehr unsicheres Licht, indem es größtenteils und weitgehend sogen. indifferente Formen sind, die weite Horisonthöhen durchsetzen. Zwar kehren sie mit großer Hartnäckigkeit immer wieder in den Fossilisten und das tatsächlich nicht ohne gewisses und teilweises Recht, denn das eine haben sie weitaus ihrer Mehrzahl nach gemeinsam, daß sie der Unterlage gegenüber sich als neu auf dem Schauplatz präsentieren, d. h. daß sie wenigstens vor Auftritt der Massenablagerung noch nicht da waren; und da diese ihrerseits sehr wenige und auch wieder anders geartete Faunenelemente beherbergen, mußte jene Fossilreihe immerhin mit Recht eine gewisse Rolle spielen und sich als gute Leit-, als geschlossene  $\zeta$ -Fauna erweisen.

Bei dem Überwiegen meist mehr reiner, dichter, relativ auf ruhige Sedimentation hinweisender Schichtkalke handelt es sich größtenteils um eine typische molluskenreiche sogen. Tonfaziesfauna; da aber dieses gleiche Überwiegen der Schichtfazies durch sämtliche der noch folgenden Ablagerungen anhält, hat sich auch ein großer Faunenprozentsatz durch diese ganze Schichtserie hindurch nahezu unverändert erhalten. Zwar würde vielleicht eine genaue kritische paläontologische Untersuchung manches in seiner Langlebigkeit einschränken können durch die Erkenntnis der Möglichkeit und Notwendigkeit der Aufteilung in mehrere Arten, aber zunächst sind alle diese Dinge, weil übers ganze sogen.  $\zeta$  gleichmäßig verteilt, für jeden Versuch zu einer weiteren Gliederung im vorhinein auszuschalten. Dieser Ausschluß dürfte mit Ausnahme der Cephalopoden und einiger Brachiopoden so ziemlich sämtliche der für die Stufe als charakteristisch aufgeführten Formen betreffen.

Solchen, wenn auch für die gesamte gegenwärtige und noch folgende Stufenfolge noch so bezeichnenden, aber für feinere Stratigraphie doch wenig- oder nichtsagenden Formen begegnet man gleich häufig durch sämtliche der hier in Frage stehenden zwischen den Dolomit und die Plattenschiefer sich einschubenden Schichtkalke, ohne Unterschied, ob man sie in normaler Höhe an den Talhängen oder in ungewöhnlicher Tieflage, in den sogen. Mulden, ausbeutet. Mehr in den Hintergrund zu Gunsten von Brachiopoden, Echinodermen und ähnlichem treten sie nur dort, wo die Gesteinsstruktur mehr jener der Echinodermen-Brekzien und -Oolithe, oder auch der Brachiopoden- und Korallen-Kalke sich nähert. Eine gewisse allgemeine Monotonie ist dieser Fauna beim ersten Blick eigen und sie hat ENGEL wohl im Auge, wenn er sagt, es sei in  $\zeta$  meist wenig zu holen.

Diese zwar recht typische „ $\zeta$ “, d. h. nach unten gut abgeschlossene, dabei aber doch nicht minder charakterlose Fauna stelle ich mir als etwa aus fol-

genden Elementen bestehend vor: *Pleuromya donacina*, *Tellina cetae*, *Pholadomya acuminata*, *Lucina cetae*, *Astarte supracorallina*, *A. minima*, *A. numus*, *Pecten nonarius*, *Pecten cingulatus*, *P. subarmatus*, *Goniomya clathrata*, *G. marginata*, *G. ornata*, *Exogyra spiralis*, *E. reticularis*, *E. virgula*, *Ostrea rugosa*; außerdem gehören unbedingt auch hierher *Magila (Pagurus) suprajurensis* Qu. und *Prosopon sp.*, auch *Terebratula insignis* und *Rhynchonella Astieriana*.

*Rhynchonella trilobata*, die in den vorliegenden Schichten noch recht häufig ist, dürfte in ihre Überlage nicht mehr übergehen oder wenigstens sich doch sehr rasch verlieren.

Eine relativ reiche Ausbeute an den meisten der hier vorgeführten Formen wird einem in jedem Aufschluß in der behandelten Region in kurzer Zeit zufallen. Dort, wo das Gestein mehr halb felsig oder auch brekziös und oolithisch zu werden beginnt, stellen sich dann rasch auch weitere Brachiopoden, Lamelli-branchier, Echinodermen, Encriniden, kurz reich die Vertreter jener Fauna ein, die wir aus den Deck- oder Grenzschichten der vorigen Stufe kennen lernten. Auch an Cephalopoden fehlen schlechte, schwer bestimmbare Reste nirgends ganz; häufig trifft man an: Haploceraten, bispinöse Aspidoceraten, Perisphincten und vor allem auch Aptychen dieser.

Neben vielen, allerdings meist recht bescheidenen und kleinen Anbrüchen mit diesen allenthalben gemeinen Dingen gelang es mir doch auch solche zu finden, wo noch Interessanteres und Besseres zu holen ist und sie scheinen gar nicht so selten zu sein; daß sie numerisch bisher so wenig liefern, hat seinen Grund lediglich in der bescheidenen technischen Verwendung dieser Ablagerung und in ihrer vielfach schweren Zugänglichkeit an den steilen Berghängen und dem dadurch bedingten auffälligen Anbruchsmangel. Gerade die Gruppe der bisher so außerordentlich wenig zitierten Ammoneen scheint nach meiner Beobachtung ein durchaus nicht artenarmes und dabei sogar sehr interessantes Faunenbild zu bieten. Allerdings kenne ich, vor allem im Süden des näheren Untersuchungsfeldes, im südlichen Trockental und an den Hängen der Donau und Ussel auch mächtige Lagen nahezu fossiliferer ähnlicher Kalke; doch gehören diese nicht hierher sondern zur nächsthöheren Unterstufe.

Der stratigraphischen Bedeutung der Sache wegen sollen unter Einschlagen eines mehr induktiven Weges die von mir ausfindig gemachten reicheren Fundplätze in ihren wichtigsten Ergebnissen kurz vorgeführt werden. Ich beginne hier mit einem, dessen stratigraphische Zugehörigkeit zur behandelten Region auf Grund der Lagerungsverhältnisse ziemlich unanfechtbar erscheint, nämlich auf dem

#### 1. Galgenberg bei Wellheim (Aicha).

Über dem Inselberg der landschaftlich so reizvollen Wellheimer Bucht fand ich über unten bräunlichen und halb- bis dickgebantkten, oben dunkleren, typisch blau gefleckten und dünngebankten Dolomiten von zusammen etwa 35 m Mächtigkeit (40 m über Tal) noch eine kaum ein paar Meter dicke, undeutlich geschichtete kalkige Decke von relativ dunkler, aschgrauer Farbe und recht dichtem Korn. Ich dachte zunächst an eine Art Brachiopodenkalke, die so gerne die dolomitische Fazies im Gebiete nach oben abschließen; aber ein derartiges massiges Anhäufen einer einseitwendigen, sonst damals noch nirgends angetroffenen exogyraähnlichen Auster, daß man hier mit Fug und Recht von förmlichen Austerneben sprechen könnte, ließ mir die Ablagerung zunächst als ganz fremd und eigenartig erscheinen; und da ich sah, daß neben dem Haufwerk der krummen Austerneben auch andere organische Reste gar nicht selten waren, gings an ein intensives Suchen, denn ich erhoffte hier eine sehr willkommene Bereicherung meiner bisherigen  $\epsilon$ -Fauna. Und ich habe mich nicht verrechnet, denn was mir zufiel, ist zwar grobenteils schlecht erhaltenes und nur stückhaftes, doch immerhin deutbares Material; und vor allem die wenigen Ammoneen von hier gaben mir später in stratigraphischen Fragen äußerst wertvolle Winke. Doch war ihr Belassen bei  $\epsilon$  nicht statthaft,



obwohl ein Teil der Fauna, wenigstens nach seinen gemeinsten Formen, deutlich in die dolomitischen Bänke der Unterlage übergang.

Das Massenaufreten der erwähnten *Exogyra* ließ mich zunächst an *Ostrea (Exog.) multiformis* denken, die ja auch anderwärts häufig als gesteinsbildend in dieser Zone zitiert wird, doch kann ich sie nicht mit dieser, sondern nur mit

*Ostrea (Exogyra) Dubiensis* ETALL. (Taf. II, Fig. 16 u 17)

zusammenstellen, obwohl daneben auch die

*Ostrea multiformis* KOCH

sicher vorkommt, wenn auch viel seltener.

Doch sind es vor allem Ammoneen, die hier am Galgenberg das Interesse erwecken. Zunächst fällt eine Form durch ihre Häufigkeit auf, die ich trotz größter Achtsamkeit nicht wieder im Gebiete antreffen konnte, so wenig sie durch ihre eigentümliche und charakteristische Schalenverzierung zu übersehen oder zu verwechseln ist. Soweit ich die einschlägige Literatur kenne, kommt hier zum Vergleich vor allem eine Form in Betracht, die HAIZMANN l. c. Taf. 14 Fig. 5 abbildet und pag. 538 beschreibt als *Ammonites n. sp.* An der Übereinstimmung der mir in einer großen Menge von allerdings meist schlecht erhaltenen Exemplaren vorliegenden Form mit der eben angezogenen Abbildung bei HAIZMANN kann kein Zweifel bestehen; die Morphologie ist die gleiche, die gleiche Flankenverzierung, die gleiche Rückenrinne. HAIZMANN gibt keinen weiteren Genusbegriff an und tatsächlich bringt einen die Frage danach in Verlegenheit. Der Autor findet auch keinen rechten Anschluß für seine Form (die ihm allerdings nur in einem schlechten Exemplar vorlag) in der Literatur, obwohl eigentlich die Seitenverzierung jener von *Perisphinctes eumelus* D'ORB. frappant ähnlich ist. Was einem von Anfang an von der Annäherung oder Identifizierung beider abschreckt, das ist die oft außerordentlich scharf hervortretende schmale Rückenrinne. Und doch sprechen meine Exemplare auf der andern Seite wieder mehr für eine Vereinigung, indem sie die gleiche Wohnkammermündung wie *Eumelus* (sie werden hier kurz davor rasch mehr glatt) zeigen, sowie das ungemein charakteristische spießige Ohr; außerdem stimmen Körpergröße und Dimensionen auffallend überein. Da aber die Siphonalrinne doch nicht bei allen Exemplaren gleich scharf ausgeprägt erscheint, handelt es sich möglicherweise um einen sogen. herausgefallenen Siphon. Da indes die Erscheinung doch recht allgemein ist, und ich bei *Eumelus* überall jede Andeutung vom Auftreten einer Rückenfurche in Abbildung und Beschreibung vermisste, ja meist direkt in Abrede gestellt sehe, muß die schöne Form vom Wellheimer Galgenberg, sowie das Exemplar bei HAIZMANN zunächst doch von ihr entschieden getrennt gehalten werden und ich zitiere sie hier und bilde sie ab als

*Sutneria subeumela mihi* (Taf. II, Fig. 7 u. 7a).

Wenn HAIZMANN als Vorkommensniveau für seine Form  $\delta/\varepsilon$ -Grenze angibt, so steht mir über die Richtigkeit kein Urteil zu; doch kann ich mich hier des Verdachtes nicht erwehren, daß er damit entschieden zu tief gegriffen hat; seine Skizze auf Taf. 13 l. c. gibt  $\zeta$  in derartiger Nähe von der Fundstelle an, daß man wohl ebenso richtig  $\varepsilon/\zeta$ -Grenze setzen könnte, und das würde mit dem fränkischen Vorkommen genau übereinstimmen. Am Galgenberg scheinen übrigens zwei deutliche Variationen dieser Form nebeneinander vorzukommen, eine dickere, mehr geschlossenere und gröber skulptierte und eine schlankere, weiter genabelte, mit zarterem Ripperelief.

Ein paar nicht weniger interessante, in Franken meines Wissens bis jetzt ebenfalls noch nicht konstatierte Formen liefert das Genus *Oppelia*. In allerdings schlecht erhaltenen, doch sicher noch durch außerordentlich typische Schalenverzierung bestimmbar Exemplaren liegen mir nämlich Spuren von

*Oppelia (Neumayria) pugilis* NEUM. (Taf. II, Fig. 11)

und höchst wahrscheinlich auch deren ständigen Begleitform

*Oppelia nobilis* NEUM. (Taf. VI, Fig. 10)

vor. An der Präsenz der ersteren Art besteht kein Zweifel, die zweite ist allerdings nicht absolut sicher erkennbar. Ich kam diesen Formen erst bei meinem dritten Besuch der Fundstätte auf die Spur, konnte sie aber dann in kurzer Zeit in fünf Exemplaren nachweisen. Ich habe der Wichtigkeit dieser Formen halber zwei Bruchstücke abbilden lassen. Keine von ihnen kam mir sonst wieder im Gebiete zu Gesicht.

Auch andere, sonst ebenso seltene, doch stratigraphisch wie paläontologisch kaum minder wichtige Oppelienformen liegen mir von der gleichen Fundstätte in sicheren Spuren vor; so zeigt ein Fragment die unverkennbare, so außerordentlich charakteristische Schalen skulptur von

*Oppelia asema* OPP.

aus den Stramberger Kalken; eine zweite Form mit tiefen Querkerben auf der Siphonalseite erinnert stark an

*Oppelia charachtheis* OPP.,

andere Rückenbruchstücke an

*Oppelia cristifer* OPP. und

„ *subsedens* OPP.

Da diese Formen im alpinen Unterthiton in Begleitschaft der *Oppelia pugilis* gefunden werden, dürfte auch hier in Franken ihr Vorkommen nicht wundernehmen. Bezüglich der letztgenannten Formen muß jedoch die endgültige Entscheidung der Zukunft und dem Auffinden besseren Beweismaterials anheimgestellt werden.

Haploceraten treten hier mehr zurück; ein kleines Gehäusebruchstück zeigt auf den Flanken fein geschwungene Streifenbündel, wie sie bei so vielen südamerikanischen Formen eigenartig sind; möglich sind auch Beziehungen zu

*Oppelia seniformis* OPP.

Außerordentlich häufig stößt man in den Muschelkalken des Galgenberges auch auf (meist bispinose) Aspidoceraten, wenn auch meist schlecht erhalten, stark deformiert und vielfach nur in Bruchstücken; trotzdem deutet das bescheidene mir bis heute vorliegende Material die Tatsache an, daß auch diese Formen hier für das Vorkommen großenteils eigenartig erscheinen und anderen Fundstellen mehr fremd. Eine ziemlich weitgenabelte Art mit kräftiger Außenknotenentwicklung und schön gerundeten Flanken läßt sich noch am besten zu

*Aspidoceras Caletanum* OPP. (Taf. V, Fig. 8)

stellen, wenn dieser auch etwas dicker ist. Andere hier geschlagene Aspidoceraten zeigen auffallende Annäherung an Formen, wie sie FONTANNES (Crussol, Taf. 12) abbildet als

*Aspidoceras scsquinodosum* FONT.

„ *tenuispinatum* FONT.

„ *polysarcum* FONT.

„ *Hainaldi* v. HAUER.

Ein stark aufgeblähtes, allerdings noch recht jugendliches Exemplar deutet allenfalls auf *A. longispinum* hin, doch soll dieser in meist tieferen Schichten (unteres und mittleres Klimmeridge) zu Hause sein.

Eine weitere mir vorliegende charakteristisch gezeichnete Form gibt täuschend die Morphologie von

*Haploceras* (?) *Casimirianum* FONT. (Taf. VI, Fig. 15, 15a, cf. Crussol, Taf. 11, Fig. 4)

wieder. Unispinose Formen erinnern an den allerdings recht nichtssagenden

*Aspidoceras microplum* OPP. (oder auch *acanthomphalum* ZITT.).

Auch dieses Genus *Aspidoceras* dürfte hier nach Erbeuten besser erhaltenen Materials mit der Zeit ganz brauchbare Anhaltspunkte für stratigraphische Vergleiche bieten.

Außer den Ammonoiten zeigt auch die übrige Fauna am Galgenberg neben den vielen alltäglichen, oben als dem ganzen ζ eigen angegebenen Sachen, die für die relative Höhe des Horizontes mit zeugen, noch weitere Formen, die sonst hauptsächlich aus dem Unterportland angegeben werden als

*Rhynchonella Astieriana* D'ORB.

„ *capillata* ZITT.

*Pecten vitreus* ROEM.

*Arca cruciata* CONTEJ.

*Pholadomya* aff. *Hermevillensis* DE LOR.

*Lima semitegulata* ETALL.

*Metaporhinus convexus* CAT.

*Prosopon lingulatum* H. v. MEYER.

*Cerithium striatellum*.

*Rhynchonella capillata*, die hier zu den gemeinsten Formen gehört, und *Metaporhinus convexus* werden hauptsächlich aus dem alpinen Unterthiton zitiert.

So führt die Fauna vom Wellheimer Galgenberg also auf ungemein interessante Spuren, die mit der Zeit wohl guten Vergleich gestatten mit anderweitigen Juravorkommen, und sie würde für den Fall größerer regionaler Verbreitung die besten stratigraphischen Anhaltspunkte bieten. Aber leider scheint das Vorkommen gerade der interessantesten Ammonoiten hier zunächst als ein mehr lokales, also ohne größere horizontale Ausdehnung. Doch fällt dadurch ihr hoher stratigraphischer Wert noch lange nicht, denn glücklicherweise ließen sich anderwärts in unserm Gebiete manche ihrer sonst ständigen Begleitformen nachweisen, wodurch die Wahrscheinlichkeit immer mehr Raum



gewinnt, daß sich diese Faunenfragmente mit der Zeit zu einem sehr charakteristischen Faunenbild zusammenschließen lassen. Im

## 2. Langental südlich von Wasserzell bei Eichstätt

stieß ich im Waldteil „Eichelgarten“ am Fuß des Höllbuck sowie schräg gegenüber an den Prinzentälhängen in auffallend tiefer Lage (etwa 410 m, also einer Höhe, wo an den nahen Altmühltälhängen bei Obereichstätt und Rebdorf noch Eudoxus-Kalke sitzen) in je einer Anbruchsstelle auf Bankkalke, deren petrographische Verschiedenheit von den  $\delta$ -Kalken mir sofort in die Augen fiel. Es konnte zunächst ein Schicht- $\varepsilon$  sein, aber gegen diese Annahme erhob sich sofort die Tatsache, daß in dem einen südlichen Anbruch am Höllbuck das Gestein nach oben einzelne dünnplattige, fast schiefrige Lagen aufwies mit häufigen Fischschuppen und verschwemmten Fischskeletteilen, genau wie ich sie an der Tittinger Straße im oberen Buchtal südlich der Lüften (Eichstätt) in der geschichteten Unterlage der dortigen Plattenschiefer angetroffen; es mußte also auch hier trotz der tiefen Lage Unter- $\zeta$ , sogen. Prosopon-Kalke, vorliegen. Während ringsum die meist dolomitischen Massenbildungen hoch ansteigen, beobachtet man doch an den nördlichen Prinzentälhängen allenthalben anstehendes dickplattiges Material, so daß es sich hier am Eichelgarten nur um ein herabgebrochenes  $\zeta$  handeln kann; tatsächlich wies auch der Bruch am Höllbuck unverkennbare Spuren tektonischer Störung auf, Schichtneigung, Drucksuturen und innere Gesteinsverbrechung, Fossildeformation.

Auch der faunistische Charakter ließ sofort untrüglich  $\zeta$  erkennen, wenn auch die Gesteinsfarbe durch etwas dunklere Tönung und in dem anderen Anbruch durch auffallend dunkles, toniges Aussehen einzelner Lagen von der gewöhnlichen etwas abweicht; denn sofort fielen mir fast sämtliche der gewöhnlich aufgezählten sogen.  $\zeta$ -Leitfossilien der Reihe nach zu, wie *Thracia incerta*, *Tellina cetae*, *Pecten nonarius*, *Ostrea rugosa* (besonders häufig hier), *Magila*, *Prosopon*. An Brachiopoden scheinen *Terebratula Zieteni* und *Rhynchonella trilobata* neben *Terebratula insignis* und *Rhynchonella Astieriana* noch relativ häufig zu sein, so daß die  $\varepsilon$ -Grenze nicht ferne liegen mag. Dann stieß ich hier auch häufig auf die Formen der krummen Ostreen vom Wellheimer Galgenberg: *Ostrea Dubiensis* CONTEJ. und *Ostrea multiformis* KOCH. Aber das Wichtigste liefern auch hier, wie angedeutet, die Ammonoiten und zwar Formen, die zur Fauna vom Galgenberg eine sehr interessante Ergänzung bilden und für stratigraphische Horizontierung mit der Zeit wohl vorzügliche Anhaltspunkte gewähren. Zunächst schlug ich hier vom Genus *Waagenia*, allerdings in noch recht ärmlichen, doch sicher bestimmbareren Bruchstücken ein paar Formen, deren eine in der neueren Stratigraphie eine so hervorragende Rolle spielt, nämlich

*Waagenia Beckeri* NEUM. (Taf. VI, Fig. 12) und

*Waagenia harpephora* NEUM. (Taf. VI, Fig. 13).

Noch eine dritte Art des gleichen Genus dürfte mir in einem allerdings noch recht ärmlichen Bruchstücke vom Galgenberg vorliegen, das ich hiehernehmen möchte und das auffallend Anklang an das von NEUMAYR als

*Waagenia n. sp. cf. harpephora* (NEUM.)

abgebildete Stück zeigt und seinerseits sich enge anzuschließen scheint an *Waagenia (Aspid.) Verestoica* HERBICH (Szecklerland Taf. 15). Sämtliche der hier aufgezählten Formen fanden NEUMAYR und HERBICH in den grünen, sandig-tonigen Kalken von Guilkoskö, wo auch die Formen vom Galgenberg, *Opp. pugilis* und *nobilis* zu Hause sind; auch *Perisphinctes (Sutneria) Eumelus* D'ORB. findet sich dort nicht selten (was übrigens neben ihr bei HERBICH fälschlich als *Sutneria platynota* REIN. abgebildet wird, kommt unserer *Sutneria subeumela* recht nah, die Rückenrinne allerdings vermißt man dort). Also ein sehr interessanter Vorkommensparallelismus, der gewiß die dringendste Beachtung verdient.

Weitere Anklänge an Guilkoskö glaube ich übrigens noch in dem Vorkommen einzelner den Schichten am Eichelgarten eigentümlicher Typen von *Perisphinctes* zu erkennen, die sich durch auffallend frühe virgatotome Rippenverzweigung auszeichnen, und die ich unten als *Virgatosph. comatus n. sp.*, *V. setatus n. sp.*, *subsetatus n. sp.*, *supinus n. sp.* näher beschreibe. Zunächst dachte ich bezüglich ihrer an eine große Übereinstimmung mit einer kleinen anscheinend zusammengehörigen Formen-Gruppe, wie sie LOROT in seiner Tenuilobaten-Zone von Baden (Taf. X) mit *Perisphinctes (Ataxioceras) Lothari* ORB. abbildet als *Per. spongiphilus* ORB., *Per. bolnariensis* DE LOR., *Per. polyplocus* REIN. Doch bei näherem Zusehen stellen sich sofort scharfe morphologische Differenzen heraus (nur *Per. polyplocus* bei LOROT nähert sich allenfalls unseren Formen etwas mehr). Den Hauptunterschied bei der oberflächlich so ähnlichen Gruppe erblickte ich in einer deutlichen Verschiedenheit des Verzweigungsmodus. Zwar lag eine unstreitige weite Analogie der Schalenskulptur in dem relativ frühen Auftreten von drei- und vierteiligen Rippen und überhaupt in der reichen Rippenbündelung, dem verhältnismäßigen Tiefherabgreifen des Rippenteilungspunktes, dann in einer gewissen Zartheit

des Rippenreliefs; während aber die Formen bei FONTANNES (wenigstens *Per. spongiphilus* und *bolnariensis*) neben einer auffälligen Regellosigkeit in der Verzweigung charakterisiert sind durch das häufige Vorkommen bidichotomer Rippen, ist bei den vorliegenden Formen vom Eichelgarten sogen. Virgato-dichotomie recht ausgeprägt und regelmäßig. Von *Per. Lothari*, *effrenatus* und verwandten Typen der sogen. Polyploken im landläufigen Sinne scheidet unsere Formen außerdem noch das Fehlen der dort so aufdringlichen breiten Einschnürungen. Trotz der ausgesprochenen Virgato-dichotomie sind sie dann auch von den durch ein mehr holkostephänes Embryonal- und frühes Jugend-Stadium ausgezeichneten russischen Virgatiten (im Sinne MICHALSKIS) scharf getrennt zu halten, da ihnen eben dieses Jugend-Stadium abgeht. Auch den anfänglichen Versuch eines Zusammenbringens mit dem interessanten Formenkreis des russischen *Per. zarajskensis* MICH. ließ ich wieder fallen, da ich unverkennbare Paralleltypen zu Vertretern dieses letzteren in Franken in erst viel jüngeren Schichten antraf, nämlich den obertithonischen hellen Kalken von Neuburg-Oberhausen. Höchst wahrscheinlich handelt es sich am Eichelgarten um eine kleine Gruppe von typischen, durch auffallend kleine Dimensionen ausgezeichneten, wenn man will, mehr zwerghaften Vertretern des Subgenus *Virgatosphinctes* (UHLIG), das gerade in unserer Region seine Blüte und Hauptentfaltung erlangen dürfte.

Nach meiner Anschauung sind auch die von BURCKHARDT und DOUVILLÉ als Virgatiten (*Virg. mexicanus*, *andesicus*, *australis*) gedeuteten Formen unbedingt hieher zu stellen; von den echten Virgatiten scheidet sie wohl eine weite Kluft.

In der Fauna HERBICHS aus Guilkoskö glaube ich aber auch gewisse morphologische Anknüpfungspunkte an unsere Formen zu finden, wenn man auch dort wieder etwas größere Körperdimensionen beobachtet. So ist HERBICHS *P. Lothari* (l. c. Taf. VIII) sicher nicht die von OPPEL so benannte Art, sondern ein Virgatosphinkt, und zeigt gegenüber einem meiner Bruchstücke vom Eichelgarten starke Annäherung. Auch sein zartgerippter *Per. oxypleurus* hat anscheinend im Eichelgarten Analogieformen, desgleichen hat sein *Ulmensis* mit dem OPPELSCHEN nichts zu tun und dürfte einer mir vom Eichelgarten und von Immendingen in Baden vorliegenden, wenn auch wieder mehr kleineren Form nicht so ferne stehen. Alle die genannten Typen möchte ich zum Subgenus *Virgatosphinctes* zählen. — Ich komme darauf im rein paläontologischen Teile noch ausführlicher zurück. Nur vom rein stratigraphischen Gesichtspunkte aus soll hier auf diese Dinge hingewiesen sein; bei der großen Wahrscheinlichkeit, daß hier ein gleicher Horizont vorliegt, darf auch dieser weitere faunistische Parallelismus mit Guilkoskö nicht wundernehmen.

Für eine weitere schön gerundete, gut ausgeprägte Form vom Eichelgarten finde ich in der mir bekannten schwäbisch-fränkischen und überhaupt mitteleuropäischen Literatur keine rechte Anknüpfung, sie nähert sich morphologisch auffallend einer artenreichen Gruppe aus den Spitschiefern, die sich um *Per. (Aulacosphinctes) subtorquatus* UHL. reiht.

Noch weitere wichtige stratigraphische Verbindungsfäden konnte ich in den Schichten am Eichelgarten nachweisen, die vor allem auf schwäbische (Badener) Vorkommen hinweisen, Formen, die ich von dort in der neueren Literatur teils aus dem untersten  $\zeta$ , teils aus den Grenzschichten  $\varepsilon/\zeta$  zitiert finde. Es sind dieses vor allem die Formen

*Oppelia (Ochetoceras) Zio* OPP.

„ „ *semimutata* FONT. (Taf. VI, Fig. 9) und

„ „ cf. *canalifera* OPP.

Die beiden ersteren finde ich abgebildet bei WEPFER, doch wirft er sie in seiner Arbeit nach seiner Reduktionsmanier zusammen unter der nichtssagenden Bezeichnung „*Oppelia picta* cf. *canalifera* QU.“. Er hält sie nur für verschieden stark skulptierte Varianten derselben Art. Auch die von diesem Autor l. c. Taf. II, Fig. 4 abgebildete

*Oppelia flexuosa vermicularis* QU.

scheint mir vom Eichelgarten vorzuliegen; WEPFERS Stücke stammen aus der  $\varepsilon/\zeta$  Grenze, meistens von Mattsteig, durch Herrn Lehrer REBHOLZ in Tuttingen gesammelt.

Als typische Begleitformen der eben vorggeführten Oppelien konnte ich am Eichelgarten, aber auch an den vielen anderen Fundplätzen einen kleinen Kreis von Vertretern des gleichen Genus, und zwar gelegentlich außerordentlich individuenreich, nachweisen, bei deren Bestimmung ich großen Schwierigkeiten begegnete, teils wegen meist schlechter Erhaltung des mir vorliegenden Materials, besonders aber wegen Anwesenheit einer entschieden größeren Artenfülle dieser morphologisch vielleicht sehr enge zusammenschließenden, möglicherweise auch nicht scharf gegeneinander abgesetzten Formengruppe. Sämtliche Formen sind ausgezeichnet durch das Auftreten von bald mehr, bald weniger großen, mehr oder weniger zahlreichen Außenrandknoten, die bald schräg rückwärtseins,



bald mehr dem Außenrand (Umriß) parallel gestellt erscheinen, und durch ein außerordentliches Zurücktreten der Seitenskulptur und mehr Glattwerden der Flanken. Auch einen Vertreter dieses Formenkreises finde ich bei WEPFER abgebildet (l. c. Taf. II, Fig. 3) unter einer Art neuem Sammelnamen als

*Oppelia flexuosa* cf. *nudocrassata* QU. emend. WEPFER (Taf. VI, Fig. 8),

ebenfalls von Herrn Lehrer REHOLZ an der  $\epsilon/\zeta$ -Grenze gesammelt in der Umgebung von Tuttingen und Immendingen, wo derartige Dinge bei guter Erhaltung relativ häufig auftreten sollen. Auch in Franken sind sie, wie gesagt, in der unmittelbaren Überlagerung der Massengebilde besonders lokal sehr häufig; sie mögen wohl bisher meist mit *Opp. lithographica* oder, wenn mehr abgerieben, auch mit *Opp. steraspis* verwechselt worden sein, sind aber von ersterer deutlich geschieden durch die Glätte der Flanken und den Mangel der Knötchenreihe auf der Rückenmitte, von der zweiten Form durch bei näherem Zusehen immerhin noch konstaterbare Externknötchen, von denen *Opp. steraspis* keine Spur aufweist. Zum Vergleich möchte man dann andere Formen mit Externknoten, wie etwa

*Oppelia circumnodosa* FONT. (auch *Gaëtani* FONT.)

heranziehen, doch konnte ich bei meinen Formen die jener eigenen breiten, weit voneinander abstehenden kräftigen Sichelstreifen der Flanken noch nicht beobachten; auch sitzen bei ihr die Knoten entschieden enger aufeinander; doch zweifle ich nicht, daß auch *Opp. circumnodosa* unter meinen Formen sich findet, wenn auch die Mehrzahl auf ähnliche Formen wie die bei WEPFER abgebildete fällt. Unter den Formen mit mehr schrägeinwärts gerichteten scharfen, zarten Akzentknötchen ist sicher auch

*Oppelia tenuisculpta* FONT.

vertreten (DUM. et FONT. Taf. VI). Durch Abreiben der Externverzierung dürften gerade diese Formen leicht mehr glatt werden und dann besteht große Gefahr für eine Verwechslung mit *Opp. tenuilobata* oder besonders auch *Opp. steraspis*, und gerade letztere Verwechslung scheint nicht selten vorzukommen und ist vielleicht mit Schuld an dem tiefen Herabziehen der unteren *Opp. steraspis*-Grenze, die wohl kaum mehr die behandelte Region umgreift.

Aber auch Formen mit zarten Externstrichelchen kommen hier gelegentlich vor; ich möchte sie zu

*Oppelia Frotho* OPP.

stellen; von den Hängen über der Wellheimer Burg liegt mir, wie ich hier bemerken möchte, noch eine tenuilobatenartige Form vor, die durch ihre langen, breiten Sichelstreifen zwar auffällig an *Opp. circumnodosa* erinnert, da ihr aber jede Spur von Außenrandknoten fehlt, an deren Stelle ich die zarten Randkerben der Tenuilobaten finde, möchte ich sie hier als *Pictus falcatus* WEPF. ganz allgemein systematisch fixieren.

Ich ging hier auf diese circumnodosen oder nach WEPFER nodocrassaten Formen etwas näher ein, denn sie scheinen im großen und ganzen ziemlich horizontbeständig und recht häufig zu sein und für den Fall einigermaßen guter Erhaltung artlich fixierbar und für stratigraphische Zwecke durchaus nicht ungeeignet; auf alle Fälle dürften sie im Vereine mit den interessanten Formen von *Opp. Zio* und *Opp. semimulata* an dem immer reicher werdenden Faunenbilde der gegenwärtigen Unterstufe einen recht wesentlichen Anteil nehmen. Sehr häufig trifft man diese Dinge in kleinen Anbrüchen an den linken Altmühltalhängen

### 3. NW. von Landershofen am sogen. Dokterberg.

Hier findet man über der Eichstätter Straße über etwa 15—20 m schön gebanktem Dolomite mit ausgeprägten Symptomen tektonischer Störung in Form dünnbankiger Kalke, über die sich regelmäßig Dickplatten und dann die Solnhofer Schiefer legen, unsere Stufe an, an deren sicheren Wiedererkennung hier trotz der tiefen Lage nicht gezweifelt werden kann. Auch hier kann man in kurzer Zeit nahezu die gesamte sogen.  $\zeta$ -Fauna erbeuten, nur daß hier die echten bisherigen  $\zeta$ -Ammonoiten noch fehlen — *Oppelia steraspis*, *lithographica*, *Ulmensis* —, während man die charakteristischen Oppelien vom Eichelgarten nicht lange vergeblich sucht. Was aber diese Kalke bei Landershofen und übrigens sämtliche Vorkommen mit mehr rein kalkiger Fazies noch faunistisch besonders charakterisiert, das ist ein außerordentlich massenhaftes Auftreten von Haploceraten von den allerdings meist nichtssagenden glatten Formen des

*Haploceras nimbatum* OPP. und

„ *lingulatum* OPP.

Daneben kommen allerdings, wenn auch viel seltener, etwas deutlicher gezeichnete (sogen. crenose WEPFERS) aus der Verwandtschaft des *Haploceras fialar* OPP. vor; andere nähern sich mehr dem

Genus *Oppelia* wieder, so eine mit kurzen Häubchenbögen auf der Flankenmitte der Wohnkammer, die sich etwa mit

*Oppelia subsidens* FONT. (Crussol Taf. VII)

vergleichen läßt. *Haploceras Staszycii* OPP., die gelegentlich aus unserer Stufe zitiert wird, kam mir bis jetzt leider nicht zu Gesicht. Diese Haploceraten traf ich im Vereine mit obigen Oppelien sippigen mit auffälliger Konstanz in sämtlichen Anbrüchen in der mehr oder minder unmittelbaren Überlagerung der Massenbildungen beim Vorliegen mehr reinkalkiger Fazies an, so südlich Obereichstätt („Thäla“), dann südlich Breitenfurt („Ludergraben“ am Brunnschachen), im Tiefen Tale nördlich Hagenacker, an der Grasleite südlich davon, in den Kalken um Ried bei Dollnstein u. s. w. Diese Fazies ist vermutlich außerdem noch charakterisiert durch das Vorkommen einzelner anderer Faunenelemente; so fielen mir auf: eine Pinna, die hier als

*Pinna aff. lanceolata* SOW.

aufgeführt sei, außerdem das häufige Auftreten einer Gastropodenform, die sich allenfalls stellen läßt zu

*Ditremaria* (cf.) *quinquecincta* ZITT.,

dann kleine, rundliche, aufgeblähte Terebratuliden, die ich anknüpfe an

*Waldheimia pinguicula* ZITT. (Stramberg Taf. XXXVIII).

In mehr kieseligen und hornsteinreichen geschichteten Kalken im unmittelbaren Hangenden der Massenfazies traf ich an den Hängen des Trockentals nördlich Gruppnhof (Dollnstein) einen auffallenden Fossilreichtum an Formen, die sonst mehr den felsigen Bildungen eigen sind. Aus ihrer langen Reihe seien hier zitiert, weil auch anderwärts aus Unterportland oder Untertithon angegeben:

*Terebratula immanis* var. *speciosa* SCHLOSS.

*Waldheimia danubiensis* var. *lugubriiformis* SCHLOSS.

„ *magasiformis* ZEUSCHN.

*Avicula Gessneri* THURM.

*Ostrea Dubiensis* CONTEJ.

„ *multiformis* KOCH.

*Lima Pratzii* BOEHM.

*Cardium (Protocardia) corallinum* LEYM.

*Glypticus sulcatus* GOLDF.

*Porocypellia pyriformis* GOLDF.

Vom Frauenberg bei Eichstätt sei noch das Vorkommen von

*Waagenia hybonota* OPP.

erwähnt, die ich dort am Wasserzeller Fußweg in dünnen Bänken aus der Plattenunterlage schlug mit einer eigentümlichen langgeohrten Lingulatenform mit zarten, vom Nabel ausstrahlenden und den Rücken überquerenden Streifenbündeln, wie ich sie finde bei

*Haploceras praetransitorium* FONT.

Das Vorkommen der gegenwärtigen Stufe

#### 4. im Trockentale bei Ried,

wo die Schichten ein deutliches Einfallen nach SW. zeigen, läßt sich auch sehr bald faunistisch nachweisen; übrigens kann man doch auch hier im Süden hart vor Wielandshöfe fast unmittelbar über Tal den sonst vermißten Schieferplattenaufsatz der nächstfolgenden Stufe deutlich konstatieren; es handelt sich hier nämlich um ein langgestrecktes grabenförmiges Verwerfungsfeld; starke Verdrückung und Verquetschung des Gesteines zeugt noch neben Fossilverdrückung und vielen anderen Spuren von stattgehabten tektonischen Bewegungen. Die Schichten werden zwecks Gewinnung von Straßenschotter reicher abgebaut, ein Umstand, dem ich auch den Erwerb wieder reicheren Fossilmaterials verdanke.

Auffallend häufig fielen mir hier bispinose Aspidoceraten zu; wenn sie meist auch sehr schwer aus dem Gesteine zu bekommen sind, so liegt mir doch ein weit besseres Material vor als von den übrigen Fundplätzen, wo sie ja auch nirgends fehlen, gelegentlich auch recht häufig werden (Landershofen). Es handelt sich hier bei Ried um das Vorkommen von wenigstens zwei oder drei Formen, die mit den Bispinosen der Eudoxus-Zone sicher nicht mehr zu vereinen, wenn auch sehr schwer spezifisch fixierbar und gegeneinander abzugrenzen sind. Sie mögen wohl auch anderwärts vielfach gefunden werden und meist als *bispinosum* oder *longispinum* in der schwäbisch-fränkischen Literatur kursieren; alpine Vorkommen ähnlicher Art dürften weitgehend noch als *acanthicum* angesprochen worden sein, worauf ich, wie angedeutet, vor allem den langen und reichen Einfluß von entschieden jüngeren Elementen in die alpine *Acanthicus*-Fauna zurückführen möchte. Doch kann ich das mir vorliegende Material keiner der drei oben genannten Formen zuteilen.



Einen Teil, die mehr enge genabelten und aufgeblasenen Formen, möchte ich mit dem aus den Plattenkalken bekannt gewordenen, allerdings im Original schlecht erhaltenen

*Aspidoceras hoplisum* OPP. (Taf. VI, Fig. 14)

identifizieren, der dem *iphicerum* ZITT. (non OPP.) ziemlich nahezukommen scheint. Eine andere, weniger aufgeblasene und etwas weitere Form stellt sich etwa in die Mitte zwischen *iphicerum* und *acanthicum*, sie ist aufgeblähter als *acanthicum*, mit viel kräftigerem nach innen gut korrespondierenden Außenknoten, andererseits aber wieder viel zarter und schlanker gebaut als der Stramberger *iphicerum*; ebenso ist sie auch wesentlich dünner und schmaler gebaut als *longispinum* Sow.; diese letztere Form, die hauptsächlich im unteren und mittleren Kimmeridge zu Hause sein soll, wird allerdings auch aus dem Unterthiton von Sizilien und dem Zentralapennin angegeben und gelegentlich auch aus den Solnhofer Platten erwähnt. Mir kam sie, wenigstens in der Art, wie ich sie als Original in hiesiger Staatssammlung im Gipsabguß vorfinde, bis jetzt nicht zu Gesicht. Eine sehr aufgeblasene Form, die dem *longispinum* noch am ersten vergleichbar wäre, besitze ich aus  $\gamma$  von Hagau (südlicher Hahnenkamm), LORTOL bildet eine sehr ähnliche Oxford-Form ab als *Aspidoceras iphiceroides* WAAG.

Eine dritte bei Ried vorkommende Form nähert sich durch entschieden weiteren Nabel wieder mehr dem *bispinosum* ZITT. und nimmt eine Art Mittelstellung ein zwischen diesem und *iphicerum*. Sie ist dicker als er und weiter genabelt als dieser letztere. Diese Form, die am häufigsten vorkommen scheint, sei hier registriert als

*Aspidoceras* cf. *bispinosum* ZITT.

Noch sei bemerkt, daß zwei der hier genannten *Aspidoceras*, eine mehr dicke, aufgeblasenere Form neben einer schlankeren, weiter genabelten auch aus der Kelheimer Gegend (vermutlich Diceraskalk) in hiesiger Staatssammlung liegen.

Was aber die Kalke bei Ried gegenüber den bisherigen Vorkommen besonders charakterisiert, das ist das relativ häufige Auftreten auch größerer Perisphincten, deren artliche Fixierung allerdings den größten Schwierigkeiten begegnet. Man weiß nicht, wohin man sich in der Literatur wenden soll, wo gerade hier eine außerordentliche Lückenhaftigkeit herrscht und noch sehr wenig beschrieben und bekannt ist. Den besten Ansatz zu einer spezifischen Unterscheidung von Perisphincten aus wohl annähernd der behandelten Stufe macht noch QUENSTEDT, doch stand ihm anscheinend gerade hier auffallend wenig und schlechtes Material zur Verfügung. Was er im dritten Bande seiner „Ammoniten“, (Taf. 125 und 126) abbildet, sind größtenteils ganz jugendliche Gebilde, die man allenfalls gegeneinander speziell abscheiden mag, deren spätere Gestaltung aber noch vollkommen verborgen und keineswegs vorauszusehen ist, so daß sie nach dieser Richtung keine Kenntnis der fraglichen Arten vermitteln und keinen Anhaltspunkt bieten bei der Bestimmung; ein anderer Teil der Abbildungen bietet zwar alte Wohnkammerstücke, doch nun ohne die jugendliche Morphologie entsprechend zu zeigen; bei wieder anderen, die allenfalls mehr erkennen lassen, läßt die Schärfe der Zeichnung sehr viel zu wünschen übrig. Kurz, man wendet sich hier vergebens an QUENSTEDT zwecks Orientierung. Auch von OPPEL wird man hier im Stiche gelassen. Man glaubt zwar in seinem *Perisphinctes Ulmensis* auf den ersten Blick die Form wieder zu erkennen, die man so oft in der Natur geschlagen, aber nur zu rasch sieht man sich getäuscht. Auch die fraglichen von OPPEL abgebildeten Exemplare sind noch relativ jung; und aus den Rieder Kalken liegen gerade alte Wohnkammern vor, die in ihrer starken Divergenz teils unter sich, teils besonders auch von dem, was man sonst landläufig unter dem hier angeblich allein dominierenden *P. Ulmensis* sich vorgestellt hat, nach Aufklärung verlangen. Was aber die Unsicherheit noch besonders erhöht, das ist die Erkenntnis, daß OPPELS Originale zwei unstreitig spezifisch verschiedene Formen darstellen und nicht nur aus zwei weit entfernten Lokalitäten, sondern auch aus unter Umständen nicht so unwesentlich verschiedener stratigraphischen

Region stammen, das eine aus den Ulmer „Pteroceraskalken“, das andere aus den Solnhofer Platten. Die Beschreibung bezieht sich zwar zunächst und der Hauptsache nach auf die Ulmer Form, aber die Aptychensignalisierung der Solnhofer stellt wieder diese mehr in den Vordergrund. Außerdem fiel diese letztere unvergleichlich öfter den Sammlern und Museen zu, ein Umstand, der mit der Zeit zu einem gewissen Erdrücken der Ulmer Form führte. Daneben brachte aber doch die Divergenz der Originalabbildungen einen gewissen Spielraum und große Weitherzigkeit in der Bestimmung mit sich, die jene Unterbringung eines großen Teiles der nichts weniger als monotonen oder artenarmen Perisphincten unter die eine Etikette „Ulmensis“ gestattete, die man in jedem größeren Museum beobachtet. Unverkennlich weitgehender Parallelismus entweder in der gesamten Morphologie von einigen, besonders aus den Plattenkalken stammenden, unstreitig außerordentlich nahe verwandten Arten, oder wenigstens in den jüngeren und mittleren Entwicklungsstadien von solchen, die vielleicht durch große Divergenz im Alter wieder weit abseits treten, und vielfach recht schlechte Erhaltung mochten bei dieser umfangreichen falschen Bestimmung das ihrige beitragen. Dann dürften vielfach auch Formen der in der gegenwärtigen und nächstfolgenden Stufe anscheinend ziemlich artenreichen Contiguus-Gruppe, vor allem aber Formen aus der näheren und fernerer Verwandtschaft des *Perisphinctes (Aulacosphinctes) senex*, die mir in langer Reihe aus den hellen Kalken von Neuburg zufielen und die, wie ich sehe, auch häufig in die Sammlungen als *Ulmensis* gelangten, allmählich zu einer recht weitgehenden Verwischung dieses Artbegriffes geführt haben. Also hier müssen im Interesse der Klarheit die Dinge von Anfang an scharf ins Auge gefaßt und nach Möglichkeit geschieden werden. Zu diesem Zwecke wäre zur ersten Orientierung das Zurhandnehmen der OPPEL'schen Originale in München erste Voraussetzung. Aber leider sind diese vor kurzem verloren gegangen, ein gewiß sehr bedauerlicher, doch nicht hilflos lassender Umstand.<sup>1)</sup>

Da ich nämlich sehe, daß trotz der besseren Abbildung und Beschreibung des ersteren doch die Form des zweiten OPPEL'schen Originales aus den Plattenkalken sowohl in der Literatur wie durch ihre größere Vorkommenshäufigkeit auch in den Sammlungen weitaus die dominierende geworden und deshalb für künftig auch leicht zur Orientierung zugänglich ist, möchte ich diese Form für die Belassung der Bezeichnung „Ulmensis“ entschieden bevorzugen und in Vorschlag bringen. Ich hielt es deshalb für das beste, sie hier neu zur Abbildung zu bringen. Doch weiteres über ihre nähere Beschreibung und Abgrenzung bei der Behandlung der nächsten Unterstufe, wo diese Dinge unstreitig ihre Hauptentfaltung erlangen! Die annähernde morphologische Wertung der in Ried gefundenen, meist stattlichen Perisphincten, die man allenfalls zur Verwandtschaft des *P. Ulmensis* rechnen mag, erforderte diesen Exkurs. Als von gleichem Interesse geboten erachte ich auch die Vorausschickung der folgenden kurzen allgemein systematischen Sichtung.

Sämtliche Formen der hier in Betracht kommenden Gruppe, die in der Tendenz nach Ausbildung von bald mehr, bald weniger ausgeprägten virgatotomen Rippenbündeln einen gewissen Zusammenschluß gestatten, lassen sich wohl dem

<sup>1)</sup> Die beiden OPPEL'schen Originale waren seit einigen Jahren an Prof. UHLIG in Wien ausgeliehen und sind vermutlich nach dessen Tode seitens des Wiener Institutes irrthümlicherweise mit anderem Untersuchungsmaterial verpackt und an eine falsche Adresse versandt worden. Es wäre sehr erfreulich, wenn vielleicht gegenwärtige Bemerkung auf die Stücke aufmerksam machen und ihre Wiedergewinnung für München bewirken würde.



angliedern, was UHLIG auf Grund dieser morphologischen Eigenart als „Virgatosphinctes“ statuiert.

1. Ein allerdings sehr stark zerdrücktes, erwachsenes Gehäuse ist an inneren und mittleren Umgängen so dicht oder dichter berippt als *Ulmensis* mit etwas früher auftretender virgatotomer Rippenbündelung und recht wesentlich stärker vorwärts gebeugtem Rippenverlauf und deutlich größerer Evolution — unten ohne Abbildungen kurz charakterisiert als *Virgatosphinctes subulmensis n. sp.* Dieser Form mag vielleicht das erste OPPEL'sche Original angehören. Der echte *Ulmensis*, als welchen ich eine Form aus den Plattenkalken unten fixieren werde (s. Taf. IV, Fig. 3), dürfte in der Beckerstufe noch fehlen.

2. Von zwei weiteren, durch Produktion mächtiger, die Flanken überquerender Rippenwülste im Alter ausgezeichneten, an den innersten Umgängen wie *Ulmensis* dicht berippten Formen wird die eine später deutlich ärmer an Verzierung, bleibt gegenüber *Ulmensis* merklich evoluter und erreicht stattliche Dimensionen (33 cm Durchmesser) — *Virgatosphinctes Riedensis n. sp.* (s. Taf. V, Fig. 3). Die andere, kleiner bleibende Form, gleichfalls ziemlich evolut, trägt schon sehr früh außerordentlich reiche virgatotome Rippenbündel und entfernt sich dadurch sehr weit von *Ulmensis*, — als *Virgatosphinctes pubescens n. sp.* unten beschrieben (s. Taf. V, Fig. 4).

3. Eine schon von Anfang an neben *Ulmensis* recht merklich spärlicher berippte und offenere, sich im Alter aber mehr schließende Form, bringt später wie dieser recht schöne, reiche, virgatotome Rippenbündel, doch keine Flankenwülste hervor — (*Virgatosphinctes Eystettensis n. sp.* (s. Taf. III, Fig. 5 und Taf. VI, Fig. 2), eine Form, die sicher auch in die Plattenkalke hinaufgeht.

4. Eine bei gleich starker Evolution schon viel früher schöne und reiche virgatotome Rippenbündel erzeugende kleiner bleibende Form, wahrscheinlich gleichfalls ohne die bezeichneten Flankenwülste gemahnt sonst an den obigen *Virgatosphinctes pubescens n. sp.* — als *Virgatosphinctes fruticans n. sp.* (s. Taf. VI, Fig. 1) unten kurz charakterisiert.

5. Eine sich enge an *Virgatosphinctes Eystettensis n. sp.* anschließende, aber größer werdende und wieder recht stattliche, die Flanken überquerende Rippenwülste hervorbringende Form konnte mangels genügenden Materials noch nicht näher beschrieben werden; sie stellt möglicherweise *P. Ulmensis* QU. dar, der zu den OPPEL'schen Formen keine näheren Beziehungen haben dürfte.

6. Von zwei weiteren Formen, die es zu keinen reicheren Rippenbündeln bringen und insofern mehr an den Contiguus-Typ gemahnen, deckt sich die eine mehr offenere und größer werdende Form gut mit *Virgatosphinctes (Perisphinctes) Rüppellianus* QU. und geht gleichfalls in die Plattenkalke hinauf (s. Taf. III, Fig. 3).

Die andere wieder mehr geschlossene und enger berippte, auffallende Übereinstimmung mit *Virgatosphinctes pseudoulmensis* FURLANI (Lemes-Schichten S. 74, Taf. III, Fig. 1) zeigende, wieder kleiner bleibende Form kommt durch frühe Rippenmehrteilung den oben erwähnten *P. setatus n. sp.* und *P. comatus n. sp.* wieder näher und wird unten als *Virgatosphinctes subsetatus n. sp.* beschrieben (s. Taf. VI, Fig. 3). Er liegt mir zwar bis heute noch nicht aus den Rieder Kalken vor, sondern aus diesen sicher äquivalenten Kieselkalken von Dörndorf bei Beilngries, wo er auch von dem oben erwähnten *Virgatosphinctes setatus n. sp.* (Taf. VI, Fig. 4) begleitet wird.

Die Virgatosphincten der Rieder Kalke scheinen gegenüber den bisherigen Fundstätten diesen mehr eigen zu sein und auf ein, wenn auch ganz unwesentlich, jüngeres Alter hinzudeuten; ich möchte dies auch erschließen aus dem anscheinenden Fehlen oder Zurücktreten mancher Charaktertypen der bisherigen Fundstätten (Galgenberg, Eichelgarten) und dem Vorkommen von *Waagenia hybonota* OPP., die meist stratigraphisch um ein kleines höher steigen soll als *Waag. Beckeri* und Verwandte. Das häufige Vorkommen von *Opp. cf. circumnodosa* FONT. und der Ochetoceraten (*Zio, semimutatum, canaliferum*) sowie die Lagerungsverhältnisse und die gänzliche petrographische Übereinstimmung des Muttergesteins mit den meisten Vorkommen und der übrigen allerdings wenig ausschlaggebenden Fauna („ζ-Fauna“) sprechen einer entschiedenen Zugehörigkeit zu der hier behandelten Unterstufe das Wort.

Nach oben, wo die Rieder Kalke an Hornsteinen und Verkieselung deutlich zunehmen, zeigen sie mehr nesterweise und gelegentlich auch einen brekziösen Charakter, der hier auch zur früher bereits geschilderten Bildung sogen. entkalkter Kieseloolithe führt, und dann auch häufiger wieder Brachiopoden und Echinodermen (hier auch Crinoideen) sowie Mollusken beherbergt. So liegen mir von dort vor *Megerlea pectunculus* SCHLOTH., *Lima semitegulata* DE LOR., *Perna subplana* ETALL., *Ostrea Thurmanni* ETALL., *Exogyra bruntrutana* THURM., *Anomia suprajurensis* BUV., *Lithodomus subcylindricus* BUV., *Ditremaria discoidea* BUV., *Rimula jurensis* ETALL., *Dimorphastraea fallax* BECKER, *Magnosia sp.* Es sind dies meist Elemente einer Fauna, wie man sie teils aus dem französischen Portland, teils auch aus Kelheimer Diceraskalken kennt.

Auch in jener mehr normalen und häufigeren, hornsteinreichen Fazies unserer Unterstufe, wo Ammoneen im allgemeinen mehr in den Hintergrund treten, fehlen sie doch nicht ganz und gerade sie lieferte mir neben einer großen Anzahl von Brachiopoden und Mollusken einzelne Formen, die stratigraphisch ganz vorzügliche Richtwinke geben, indem sie eine Art von Anschluß bieten an jene mitteleuropäischen Juraablagerungen, zu welchen man bis jetzt noch immer nicht die gewünschten Verbindungsfäden gefunden, nämlich an den schweizerisch-französischen Jura. So bekam ich aus dem Bruche der „Gemeinde“ am Hirtbuck westlich Ochsenfeld aus hornsteinreichen Unter- $\zeta$ -Kalken, die hier durch Verwerfung bis an den Dolomit herabgebrochen sind, eine für Unterportland als eines der wichtigsten Leitfossile ausgegebene Art in gut bestimmbarer Erhaltung, nämlich

*Holcostephanus Gravesianus* D'ORB. (Taf. VII, Fig. 1.)

Es sitzen hier an der Stätte seines Vorkommens auf felsigen Brachiopodenkalken mit normal-dolomitischer Unterlage einige 10—12 m der mitteldicken, hellen Bankkalke, wie sie in unserer Stufe so häufig sind, die nach oben rasch außerordentlich hornsteinreich werden und zuletzt in die mehr sandig-körnige Gesteinsvariation übergehen. An dem Vorliegen der sogen. Prosopon- (Beckeri-) Region kann also auf Grund der Lagerung kein Zweifel bestehen.

Auch auf der sogen. Pietenfelder Höhe (NW. von Pietenfeld) erinnere ich mich, nicht selten Cephalopodenspuren angetroffen zu haben, wenn mir auch nichts Bestimmbares in die Hände kam; die unteren hornsteinärmeren Schichten zeichnen sich hier aus durch das auffallend häufige Vorkommen von Astarten, so daß man von einer Art „Astartien“ zu sprechen versucht sein könnte. Nach oben, wo auch hier die Schichten hornsteinreicher, gelegentlich mehr dickbankig bis halb felsig werden und seitlich auch lokal in eine Art Echinodermenbrekzien übergehen, bergen sie ebenfalls eine faunistische Eigentümlichkeit, der ich sonst nicht wieder begegnete, nämlich eine sehr häufige Zweischalerform von stattlicher Größe, über die ich in der Literatur keine Auskunft finde. Bei ziemlich guter Erhaltung der allgemeinen Körperrumrisse fehlt leider das Schloß, so daß die Genusbestimmung schwer fällt; ich zitiere sie hier als

*Cucullaea?* sp.

und werde sie im paläontologischen Teil noch näher charakterisieren (Taf. VII, Fig. 7 als *Cucullaea adeps n. sp.* abgebildet).

Noch weitere Anknüpfungsfäden an das französische Unterportland glaube ich in einigen aus der Kelheimer Gegend, also allerdings nicht aus unserm direkten Untersuchungsfeld stammenden Ammoneen, die in der hiesigen Sammlung liegen, ganz sicher zu erkennen, zunächst in einer Form, die sich morphologisch an den obigen *Holcost. Gravesianus* anreihet und gut sich vergleichen läßt mit

*Holcostephanus gigas* ZIET. (D'ORB.) Taf. IV, Fig. 5.

Das Stück kommt von Abbach bei Kelheim. Eine hier als

*Perisph. cf. giganteus* Sow.

aufgeführte Form fand ich in der Sammlung der K. Realschule in Neuburg, wahrscheinlich aus der dortigen Gegend.

Aus den Brüchen von Abbach, wo Ammoneen überhaupt wieder häufiger zu sein scheinen, liegen in hiesiger Sammlung noch ein paar Perisphincten, deren einer die Morphologie des

*Perisph. Danubiensis* DE LOR. (non SCHLOSSER) (LORJOL et BOURGEAT, Corallien de Valfin Taf. I, Fig. 5)

so täuschend nachahmt, daß man an seiner spezifischen Übereinstimmung mit ihm kaum mehr zweifeln darf; eine andere (mag ihm verwandtschaftlich nahestehen, ist aber durch wesentlich weiteren Nabel davon wohl sicher artverschieden) zeigt entfernte Ähnlichkeit mit *Virgatosphinctes multifasciatus* UHL. (Spiti-Schiefer, Taf. 60). Ich werde auch auf diese Formen im paläontologischen Teile nochmals zurückkommen. (Als *Virg. [Per.] Abbachensis n. sp.* Taf. III, Fig. 4 abgebildet und beschrieben.) Außerdem liegen mir von den gleichen Abbacher Brüchen noch bispinose Aspidoceraten vor, von denen ich zwei Formen wohl an die Rieder gut angliedern kann; eine enger genabelte, stark aufgeblasene, an *iphicerum* ZIT. erinnernde möchte ich

*Aspidoceras hoplisum* OPP.

an die Seite stellen, die andere mehr schlanke, viel offenere Form dem *Aspidoceras cf. bispinosum* ZIET. von dort.

Über das Vorkommen der von SCHLOSSER aus dem Kelheimer Dicerat-Kalk beschriebenen Formen

*Perisph. diceratinus* SCHLOSS. und

„ *Kelheimensis* SCHLOSS. (l. c. Taf. II, Fig. 4 und 5)

in den hier behandelten untersten Prosoponkalken kann ich leider nichts Sicheres sagen; von den kieseligen, hornsteinreichen Bänken vom Groppenhof (Dollstein) und aus anscheinend obersten



sogen. Trilobaten-Kalken des Wellheimer Kessels liegen mir zwar schlechte Bruchstücke vor die sich am besten noch zu *Perisph. Kelheimensis* SCHLOSS. stellen lassen. Doch zeigen sie leider zu wenig, so daß die Frage nach dem Verbleib jener beiden Formen für die Zukunft offen bleiben muß. Möglicherweise sind sie auch in unserer Stufe zu Hause, wahrscheinlich aber gehören sie einer halb felsigen Fazies der nächsten Unterstufe (Plattenkalke) an, wenn in gleichem Lager mit der eigentlichen Diceraskalkfauna, besonders den großen Bivalven gesammelt, vermutlich sogar mehr deren oberen Partie.

Die lange eben passierte Reihe von Ammonoiten ist der faunistische Ausdruck der stratigraphischen Höhe der untersten sogen. Prosoponkalke, die in Franken zwischen die Massenbildungen und die Plattenkalke zu liegen kommt. Die Fauna erwies sich als derartig total verändert gegenüber der nächstälteren bekannten Cephalopodenfauna, nämlich jener der Eudoxus-Kalke, daß dieser Wandel der Dinge nur erklärlich wird durch das Sicheinschieben der Stufe unserer fränkischen Massenablagerungen, während welcher er sich vollziehen konnte. Auch nach oben läßt sich die vorgeführte Fauna noch so deutlich und scharf scheiden, daß ich ihre Abgrenzung als die einer neuen Unterstufe gegenüber jener der Solnhofer Schieferplatten nicht nur als erlaubt, sondern sogar als entschieden im Interesse der stratigraphischen Gliederung und Klarheit geboten erachte. Die immerhin recht beachtenswerte Reihe von Arten, die ich für die behandelte Unterstufe vor allem gegenüber ihrer Überlagerung für charakteristisch halte, sei hier der Übersichtlichkeit wegen noch einmal kurz zusammengestellt:

- Oppelia pugilis* NEUM.
- „ *nobilis* NEUM.
- „ *asema* OPP.
- „ cf. *carachtheis* OPP.
- Waagenia Beckeri* NEUM.
- „ *harpephora* NEUM.
- „ n. sp. cf. *harpephora* NEUM.
- Oppelia* cf. *circumnodosa* FONT.
- „ n. sp. *flexuosa* cf. *nudocrassata* WEPFER.
- „ *tenuisculpta* FONT.
- Holcostephanus Gravesianus* D'ORB.
- „ aff. *gigas* ZIET. (D'ORB.)
- Perisphinctes* aff. *giganteus* SOW.
- „ (*Virgatosphinctes*) n. sp. cf. *Ulmensis* OPP.
- „ „ n. sp. cf. *denseplicatus* WAAG.
- „ „ n. sp. *pseudoulmensis* FURLANL.
- „ „ n. sp. *frequens* OPP.
- „ (*Aulacosphinctes?*) n. sp. cf. *subtorquatus* UHL.

Ob die jedenfalls nicht zu übersehende Verschiedenheit in den Faunen obiger Fundstätten (Pugilis- und Subeumelus-Formen auf dem Galgenberg, Waagenien, Ochetoceraten und sogen. nudocrassate Oppelien am Eichelgarten, bei Landershofen, an der Grasleite etc., große Bispinosen und Virgatosphincten bei Ried) mehr auf eine, wenn auch geringe Verschiedenheit des Alters, also stratigraphische, oder auf eine solche der Fazies und der biologischen Verhältnisse zurückzuführen sei, das läßt sich zurzeit nicht feststellen. Vielleicht kommen beide Faktoren in Betracht.

Die Kenntnis der Fauna der nächstfolgenden Ablagerung, der Plattenkalke und ihrer Äquivalente, wird die Berechtigung der Abscheidung unserer Unterstufe als die der *Waagenia Beckeri* und des *Holcostephanus Gravesianus* noch wesentlich unterstützen und die Möglichkeit dieser Trennung noch weit schärfer ins Licht stellen.

## B. Unterstufe der *Oppelia lithographica* Opp.

### a) Horizontbeschreibung und Vorkommen.

Über weite Gebietsteile hin trifft man als hangendste jurassische Bildung die Ablagerungen der eben behandelten Stufe (Beckeri-Gravesianus-Unterstufe), so besonders in der Umgebung von Ochsenfeld, Moritzbrunn, Adelschlag, Weißenkirchen, Pietenfeld, Meilenhofen, Biesenhart, Hardt; in anderen Gebietsteilen tragen sie dagegen noch einen deutlichen jüngeren Aufsatz von oft ziemlich großer Mächtigkeit, nämlich die Schichten der technisch wie paläontologisch gleich weltberühmten Solnhofer Plattenschiefer. Die dicken Bänke dieser Unterlage gehen nach oben ganz allmählich in die Bildungen der Plattenkalke über, indem die Schichten immer dünner und dünner, erst dickplattig, dann plattig und zuletzt schiefrig werden, wobei allerdings auch die Ablagerung von dickeren Platten noch nicht ganz aufhört, sondern diese als sogen. Flinze bald mehr, bald weniger gedrängt übereinander mit den Schiefeln wechsellagern. Dieser Übergang in die Plattenkalke ist ein so allmählicher, daß es hier außerordentlich schwer, ja geradezu unmöglich wird, eine scharfe Grenze zu ziehen, und diese infolgedessen beim Kartieren den Charakter des gelegentlich mehr Subjektiven nicht immer und überall abzustreifen vermag.

Im allgemeinen ist überall ein deutliches Abnehmen der Schichtmächtigkeit von unten nach oben zu konstatieren, so daß etwa im unteren Drittel der Bildung die Dickplatten vorherrschen, während weiter oben mehr die schiefrigen Bildungen in den Vordergrund treten.

Die Flinze liefern meist das technisch wertvollere Material, so besonders in der Gegend von Mörsheim-Solnhofen, wo sich einzelne Schichten durch besondere Feinheit des Kornes und damit bedingte Schleif- und Polierfähigkeit auszeichnen, die weltberühmt gewordenen lithographischen Platten, und hier wie auch weiter östlich, vor allem um Eichstätt, die Bodenbelegplatten, die trotz der Konkurrenz mit den verschiedensten neuen Kunstprodukten sich immer noch sehr großer Beliebtheit und besonders gegenwärtig wieder steigender Bevorzugung erfreuen. Dünnere Lagen werden zu sogen. „Zwicktaschen“ verarbeitet, die als nahezu alleinige Dachbedeckung im weiten Umkreis Verwendung finden. Schlechteres Material wird ohne weitere Zubereitung zum Decken der heimischen Flachdächer benützt, die oft noch papierdünn weiter aufspaltbaren sogen. „Fäulen“ wandern zum Abraum auf die Schutthalde. Die Gesteinsfarbe ist meist recht hell, gelblich-graulich weiß, bald mit einer stärkeren Tönung ins Gelbliche, bald wieder ins Graue; Lithographiesteine von mehr blaugrauer Farbe sind als „blauer Flinz“ besonders gerne gesehen, weil sie im Handel bedeutend bevorzugt sind.

Die oben erwähnten unteren Dickplatten der Übergangsregion zeichnen sich vielfach, doch meist mehr lokal, aus durch starke Anreicherung an Kieselsäure, die hier weit weniger in Form der gewöhnlichen Hornsteinknollen, sondern mehr gleichmäßig über die ganze Gesteinsmasse oder mit Vorzug auf die zentrale Partie der Platten verteilt erscheint und oft ganze Schichten und Schichtpakete zu Kiesel- oder Hornstein-Platten und -Schiefern stempelt, die hier im Grenzgebiet gelegentlich auch reiche organische Reste einschließen, wie z. B. eine große Anhäufung von den gewöhnlichen Brachiopoden der Stufe als *Terebratula insignis*, *Rhynchonella Astieriana*, Aptychen; auch das zitierte Massenvorkommen von Perisphincten in einzelnen Schichten in der Umgebung von Dörndorf könnte noch dieser Übergangszone angehören. Die gleiche Erscheinung der Gesteinsverkieselung ist dann besonders wieder den mehr hangenden Schichten der Stufe eigen und wir werden besonders auf der Mörsheim-Solnhofer Platte ihr wieder begegnen und sie noch etwas genauer betrachten müssen. Diese dickplattigen Übergangsgebilde möchte



ich auf etwa 10—15 m veranschlagen; wo sie rein kalkig sind, liefern sie wohl schon ganz gut brauchbare Flinze zu Bodenbelegplatten, wo kieselig, sind sie natürlich unbrauchbar und dürften meist das darstellen, was die Arbeiter den „wilden Fels“ oder das „wilde Gebirge“ der Unterlage nennen. Die Mächtigkeit der diesen Dickplatten aufliegenden mehr rein kalkigen, schieferigen und hauptsächlich abgebauten Ablagerung dürfte in dem anbruchsreichen Gebiete von Schönfeld, Schernfeld, Eichstätt 20—25 m nirgends übersteigen. Im Gebiete von Solnhofen, Mörsnheim, Mühlheim, Langenthalheim, wo der petrographische Habitus insofern eine, wenn auch an sich nicht wesentliche, doch technisch eben außerordentlich wichtige Variation erfährt, als gerade hier das auch sonst meist recht dichte Gestein noch zarter und feiner wird im Korn und eben dadurch die eigenartige Lithographiesteinindustrie ins Leben gerufen hat, treten die Flinze neben den Zwickplattenschichten entschieden stärker hervor; außerdem zeigt hier die Ablagerung, wenigstens gegen Süden, eine bedeutend größere Mächtigkeit. So mißt man beim Anstieg von Solnhofen bis zur Plateauhöhe etwa 30—40 m Mächtigkeit, die sich beim Kommen vom Mörsnheimer Tal auf 50—60 m erhöht, beim Anstieg von Osten nach Westen, etwa von Lichtenfels aus, sogar bis auf 70—80 m steigert; doch ist diese Mächtigkeit teilweise wohl eine mehr scheinbare, denn, wie früher hervorgehoben, ist wohl der östliche Teil der Langenthalheim-Mörsnheimer Scholle um gegen 15—20 m gesenkt; die wirkliche Mächtigkeit der Plattenschiefer würde also bei Mörsnheim sich über 60 m kaum erheben. Außerdem ist hier die Platte noch recht deutlich nach Süden geneigt, wodurch sich die Mächtigkeit unserer Ablagerung im Süden über Mörsnheim gegenüber jener über Solnhofen teilweise nur scheinbar erhöht. Doch stellt durchaus nicht diese gesamte Mächtigkeit etwa brauchbaren Flinze dar; dieser dürfte jene vom nördlichen Teil des Rückens kaum nennenswert überschreiten; sondern hier bei Mörsnheim erfährt die Schichtfolge nach oben auch eine recht gut merkliche fazielle Änderung, indem sich häufig wieder entschieden dickere, sogar wieder direkt gebankte Schichten und Schichtgruppen einstellen. Es ist also hier faziell eine Art Umkehr der Ablagerung zu verzeichnen: aus den unteren Krebscherenkalken entwickeln sich auf dem Wege über die Dickplatten allmählich die Flinze und Dachschiefer, nach oben wird das Gestein wieder mächtiger in der Schichtung, dickplattig bis gebankt und würde dann, wenigstens in einzelnen Lagen, wieder so ziemlich unter die Definition der Prosoponkalke fallen, wenn nicht die häufig noch eingeschobenen mächtigen Pakete von Schiefen und Fäulen die Bildungen doch wieder weit voneinander trennten. Die hier oft ziemlich dicken Bänke werden häufig wieder mehr ruppig-rau im Bruch, lokal sogar halb felsig und nehmen stellenweise auch den Charakter von Brachiopoden- und Brekzien-Kalken an, wie wir sie in der oberen  $\epsilon$ -Decke kennen lernten. Diese zunächst rein petrographisch fazielle Änderung macht sich sofort auch in einem unverkennlich faunistischen Wandel bemerkbar in einer lokal auffallend starken Anhäufung von Brachiopoden, Zweischalern und besonders auch Cephalopoden. Auch in der Bezeichnung kommt dieser Wandel der Dinge zum Ausdruck, der Arbeiter spricht hier abermals von einem „wilden Fels“, vom „wilden Fels des Dachgebirges“ im Gegensatz zu jenem der Unterlage. Am schönsten ist diese fazielle Änderung zu beobachten im alten Horstbruch NW. über Mörsnheim; der Kontrast dieser Bildung gegenüber ihrer Unterlage wird hier allerdings wohl mehr lokal und sekundär und nur rein äußerlich und dem Scheine nach noch gesteigert, insofern als die hangenden 20—25 m, über die sich die fazielle Bildung des „wilden Felsen“ annähernd erstreckt, unverkennbar,

wohl durch tektonischen Tangentialschub, in ihrer Lagerung stark alteriert und vermutlich schwach überschoben wurden, auf welche Vorgänge wohl auch die Erscheinung der sogen. „krummen Lage“ zurückzuführen ist und die hier gelegentlich auftretende, relativ intensive Schichtfaltung.

Auch der Kieselgehalt reichert sich im „wilden Felsen“ wieder stark an, besonders in seinen hangenden Lagen; doch nimmt er hier insofern einen etwas anderen Charakter an, als meist auch ein ziemlich dichtes Gefüge beibehalten wird. Manche Schichten und Schichtpartien zeichnen sich nämlich aus durch das Vorliegen oder Umsichgreifen eines eigentümlichen Verkieselungsprozesses. Das Gestein nimmt stellenweise eine merklich dunklere Färbung an, die sich in Form zarter konzentrisch angeordneter Bänder und Bändchen gelegentlich schon beim ersten Blick offenbart. Die dunkleren Bänder stellen die Anreicherungsherde amorpher Kieselsäure dar, aber auch die helleren Zwischenpartien zwischen diesen feineren Silexstreifen sind noch stark kieselhaltig. Die Anreicherung der Kieselsäure muß aber durchaus nicht diese konzentrische Bänderform einhalten, sondern sie ist wohl oft auch eine mehr gleichmäßige durch die ganze Bankmächtigkeit hindurch. Durch Auslaugung dieser verkieselten Ablagerungen beim Anstehen nahe der Oberfläche dürften die auf dem Plateau so häufig anzutreffenden Kieselkalke entstehen, die zu sehr interessanten Betrachtungen Anlaß bieten und sicher eine eingehendere Untersuchung und Würdigung reichlich lohnten.

Bei Auslaugung solcher Bänderkieselkalke durch zirkulierende Tagewässer und Fortführung des Kalkgehaltes vermorscht das Gestein mehr oder minder intensiv je nach dem größeren oder geringeren Anteil kalkiger Substanz und wird merklich spezifisch leichter und schamotteartig; doch trägt es oft noch deutlich seine Bänderstruktur zur Schau. Solche Bändersilicite fand ich in schönster Ausprägung an den Hängen des von Dollnstein nach Eberswang sich hinanziehenden Tälchens vor. Genetisch identische Bildungen liegen gerade im Mörsheim-Solnhofer Plattengebiet als dessen hangendste Ablagerung außerordentlich häufig vor und scheinen hier eine Art durchgehenden Horizont zu bilden. Auf dem Plateau zwischen Solnhofen und Mörsheim findet man nämlich, besonders nördlich vom Maxbruch, häufig an Wegen und Flurrändern dickplattiges Gesteinsmaterial aufgeschüttet, das dort der Pflug zu Tage fördert und das sich beim ersten Blick durch rauhen sandigen Bruch, relativ grobes Korn, meist morsches Gefüge und leichtes spezifisches Gewicht von den typischen Plattenkalken auffällig verschieden erweist. Auf der Oberfläche zeigen sie oft eigentümlich fladig-wellig-wulstige, entfernt vielleicht an Rippelmarken erinnernde Erhöhungen und Anschwellungen, wie man sie an reinen Kalkplatten in dieser Ausbildung sonst wohl nie beobachtet; ich kenne Ähnliches nur an in Verbindung mit Überdeckungsquarziten und Neuburger Kieselweiß sich findenden, also jungkretazischen harten Dickplatten von amorpher Kieselsäure aus der Sandgrube von Konstein. Auch WALTHER sind diese Gebilde bei Mörsheim nicht entgangen, denn er erwähnt sie p. 152 l. c. und sagt: „Da sieht man tonige Kalkplatten, deren Oberfläche genau wie die der „oberen Tonplatten“ des oberen Muschelkalkes mit nieren- oder lippenförmigen Wülsten bedeckt sind; Aptychen und andere Fossilien sind darin nicht selten.“ WALTHER hält sie für tonige Kalkplatten und Erosionsreste typischer Solnhöfer. Kalkplatten kann man die Dinge eigentlich nicht mehr heißen, denn von Kalk sind wohl nur noch ganz schwache Spuren da, auf alle Fälle erhält man auch mit konzentrierter Salzsäure kein Aufbrausen mehr. Auch W. KOEHNE erwähnt in seiner Arbeit „Vorstudien zu einer neuen Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura“ p. 340 diese Bildung auf der Mörsheimer Platte, wo er sagt: „Zu den Rückständen der Juraschichten gehören außer Lehmen und den eigentlichen Hornsteinknollen noch verkieselte Gesteine, welche aber noch ziemlich wenig erforscht sind. Solche finden sich z. B. beim Horstbruch bei Mörsheim . . . , deren Kalkgehalt aber ausgelaugt ist, so daß sie porös geworden sind.“ Dem Aussehen nach möchte man das Gestein zunächst für Kalk halten, aber auch eine außergewöhnliche Härte deutet auf Anwesenheit hohen Kieselgehaltes hin, der allenfalls untergeordnet noch Tonerde neben sich hat. Es liegt wohl hier ein Auslaugungsprodukt jener Schichten vor, die wir oben in den Kalkbänken des „wildes Felsen“ im Horstbruch mit ihrer eigenartigen kieseligen Imprägnierung kennen lernten, deren Kalkgehalt entführt wurde und vielleicht von Anfang an schon relativ gering war. Die Bildung



ist also chemisch-petrographisch von den eigentlichen Solnhofer Kalken recht verschieden, dürfte dagegen chemisch der sogen. Neuburger Kreide außerordentlich nahekommen, ja nach meiner Anschauung zu deren Absatz sogar das Material geliefert haben, also deren primäres Lager bilden. Es ist nämlich dieses meist eigenartig morsche Gestein im Mörser leicht zerstampfbar und liefert dann ein ebenfalls silicitesches feines Kreidemehl, das so auffällig an das sogen. Neuburger Weiß erinnert, daß man von Anfang an der Versuchung nicht widerstehen kann, die beiden Bildungen zueinander in genetische Beziehung zu bringen, und je länger ich der Sache nachging, um so mehr kam ich zur Überzeugung, daß es sich bei dem sogen. Neuburger Weiß chemisch-physikalisch um die gleiche Sache handelt, die dort, wo sie heute als solche gegraben wird, nur auf sekundärer Lagerstätte sich findet. Ich werde also auf die Bildung bei Behandlung der Neuburger Kreide noch einmal kurz zurückkommen müssen.

Ähnliche Entkalkungsprodukte wie die Mörsheimer Kieselplatten scheinen übrigens auch im nördlichen Franken vorzukommen und dort Putzpulver zu liefern, denn ich möchte eine Notiz bei GÜMBEL (Erläuterungen zu Blatt Bamberg p. 24) dahin deuten, wo er sagt, es gingen bei Brunn unfern Betzenstein die Prosoponkalke in dünngeschichtete dolomitische Lagen über, und dann fortfährt: „Das locker gebundene, fein kristallinische, scharfkörnige Gestein liefert hier ein gesuchtes Material zur Herstellung einer Art von Putzpulver.“ Ich ziehe diese Stelle hier an, denn obwohl Dolomite im südlichen Franken so außerordentlich ausgedehnt sind, konnte ich nie beobachten, daß sie Putzpulver liefern, höchstens könnte Dolomitsand als eine Art Streu- oder auch Scheuersand Verwendung finden.

Daß es sich hier bei Mörsheim in der fraglichen Bildung tatsächlich um entkalkte Juragesteine, nicht etwa eine wesentlich jüngere, vielleicht gar kretazische Bildung handelt, beweist die eingeschlossene Fauna, die zwar einige Eigentümlichkeiten gegenüber jener des „wilden Felsen“ zu haben scheint und insofern auf Ablagerung unter etwas modifizierten Meeresverhältnissen hindeutet, aber im alten Solnhofer Gemeindebruch sich durch das massenhafte Vorkommen von *Oppelia lithographica* als unstreitig jurassisch ausweist und das Gestein hier als sicheren Abkömmling des typischen „wilden Felsen“ stempelt.

Die eben erwähnten mehr dickbankigen Entkalkungssilicite im Solnhofer Gemeindebruch, die ich übrigens auch in der „Neuen Welt“ antraf, und die hier unmittelbar unter der sandig-lehmigen Überdeckung anstehen, zeigen gelegentlich außerordentlich reizvolle ockerig-gelbe bis schön tiefbraune konzentrische Streifen und Ringe, die an eine Art Holzstruktur gemahnen; Gesteine mit ähnlicher Farbenzeichnung bekommt man gelegentlich auch als Briefbeschwerer poliert und geschliffen zum Kaufe angeboten, jetzt soll das Material allerdings ausgegangen sein. Ich habe noch keinen dieser Briefbeschwerer untersucht, ob er Kalk oder Kiesel sei, möchte aber fast der Anschauung zuneigen, es handle sich um das gleiche Gestein wie in den entkalkten mehr dichten Bänken im Solnhofer Gemeindebruch. Auch die von WALTHER l. c. p. 149 erwähnten anscheinend ähnlich gezeichneten Kalke vom Hangenden des westlichen Mörsheimer Horstbruch-Gebietes (Aktienverein) dürfte wohl hieher zu stellen sein; er führte die Entstehung auf eindringende Eisenlösungen an Gesteinsbruchflächen zurück. „Dabei haben sich sehr eigentümliche Farbenringe gebildet. Man beobachtet ja häufig, daß in Sandsteinen, Kalken oder vulkanischen Tuffen um einen Kern zahlreiche ockergefärbte Kugelschalen angeordnet sind. Die hier davon betroffenen, bis fußdicken Kalkblöcke waren nur von zarten mit Kalkspat erfüllten Spalten durchsetzt. In jedem einzelnen so begrenzten Keilstücke ging die Bildung brauner Farbenzonen von einem anderen Mittelpunkte aus und wurde durch den schmalen Kalkspatgang verhindert, in das benachbarte Stück hinüberzutreten. Es sind dadurch braune Zeichnungen entstanden, welche vollkommen übereinstimmen mit dem bekannten Ruinenmarmor von Florenz, der ja meines Wissens nicht anstehend bekannt ist und nur von Rollstücken aus dem Arnobett gewonnen wurde. Die so hübsch aussehenden Stücke werden vielfach zu Briefbeschwerern verarbeitet.“

Die große Mächtigkeit des „wilden Felsen“ im Horstbruch, der sich auch in vielen andern Brüchen des Mörsheim-Solnhofer Rückens konstatieren läßt, wie im südlichen Maxbruch, gelegentlich in der „Neuen Welt“, im alten Solnhofer Gemeindebruch, erklärt sich zunächst durch das angedeutete Schichteinfallen, dann aber auch durch nicht unwesentliche tektonische Vertikalverlagerungen an Brüchen,

die hier in der Nähe durchsetzen müssen, wie im tektonischen Teile der Arbeit sich zeigen wird.

Größere Stufenmächtigkeit, ähnlich wie bei Mörsnsheim, beobachtet man an den Plattenkalcken im Gebiete südlich der Altmühl noch des öfteren; regelmäßig und mit Vorliebe natürlich dort, wo es sich, wie eben hier im Mühlheimer Tal auch, um die im vorigen Abschnitt bereits kennen gelernten sogen.  $\zeta$ -Mulden handelt, die ich in ihrem Haupteffekte auf vertikale Senkungen zurückführen muß und als Senkfelder betrachte, in denen die Plattenkalke gelegentlich in größerer Mächtigkeit sich erhielten als auf den stehengebliebenen Horsten nebenan. Die angedeutete größere Mächtigkeit mag sich hier übrigens für unsere Beobachtung leicht scheinbar überhöhen, nämlich bei einem Messen über die Bruchzone der Senke hinweg auf den Horst hinüber. 40—70 m Mächtigkeit sind hier gar nicht so selten. Die Aufzählung der hier in Betracht kommenden Vorkommen ist natürlich mehr oder minder eine Wiederholung jener der unteren Prosoponkalke mit außergewöhnlicher Tieflage, weil eben diese mitsamt ihrem plattig-schieferigen Aufsätze in die Tiefe brachen, aber sie darf hier doch nicht ganz unterlassen werden.

Bald mehr, bald weniger übernormale Mächtigkeit beobachtet man so z. B. an dem den großen Mörsnsheimer Brüchen gegenüberliegenden Bremberg westlich über Mühlheim, an der nördlichen und westlichen Grasleite östlich und südlich der Hammermühle bei Altendorf, am Westrand des nördlichen Trockentales südlich Dollnstein überm „Wagenstall“, „Pfaffenbüchel“ und den „Beixenhardäckern“, dann besonders an den Hängen des Kellerberges südlich Haunsfeld und an den Nordhängen des südlich gegenüberliegenden Handloh, am Arbesberg SO. Ensfeld, an den Spindeltalhängen südlich Sonderholzerhof und dem gegenüberliegenden Steinbruchberg, am Schneiderberg und Brunnschachen SO. Breitenfurt, an den rechten (südlichen) Altmühltalhängen von Bahnhof Ober-eichstätt bis gegen Wasserzell, überm oberen Augustental NO. vom Eichstätter Bahnhof am Steinskopf, an den Nordhängen der sogen. Pietenfelder Höhe vom Weingesteig bis gegen Pfünz. Doch ist diese ungewöhnliche Mächtigkeit, wie hervorgehoben, eine wohl oft mehr scheinbare, indem es sich hier vielfach um verworfene Gebiete handelt in diesen sogen. Mulden, wo die  $\zeta$ -Kalke mantelartig seitlich über die  $\epsilon$ -Massen herabfallen sollen und diese umhüllen; gelegentlich jedoch handelt es sich sicher um eine tatsächlich wieder recht ansehnliche Mächtigkeit. Ich kann hier auf diese eigenartige Erscheinung nicht näher eingehen, muß sie vielmehr dem tektonischen Teile der Arbeit zuweisen; doch darf ich es hier nicht unterlassen, ein paar Worte über die angeblichen  $\zeta$ -Mulden einzuflechten.

Die Annahme einer Ablagerung der Plattenkalke in Mulden der Massengebilde oder von  $\zeta$  in  $\epsilon$ -Mulden ist eine recht alte und allgemeine; schon QUENSTEDT spricht von einer mantelförmigen Umhüllung der Massenablagerungen durch die  $\zeta$ -Schichten. Die Frage, ob es sich dabei um eine Anlagerung von  $\zeta$  an ein schon vorhandenes  $\epsilon$  mit einer gewissen Altersdifferenz oder um ein gleichzeitiges Emporwachsen von  $\zeta$  mit  $\epsilon$  bei annähernder Gleichaltrigkeit handle, wurde dabei nie so scharf ins Auge gefaßt und meist ebenso wenig klar beantwortet; ENGEL denkt anscheinend mehr an letztere Ablagerungsweise und es müßten nach ihm die Mulden mehr scheinbar und subjektiv und seine  $\zeta$ -Kalke wohl nur eine petrographisch etwas veränderte  $\epsilon$ -Schichtfazies darstellen. Aber in diesem Falle müßte gerade im Gebiete dieser Scheinmulden ein allmählicher faunistischer Übergang von den Eudoxus in die  $\zeta$ -Kalke sich nachweisen lassen; tatsächlich aber zeigen die Kalke der untersten Muldenausfüllung durchaus keine Annäherung an die Eudoxus-Fauna, sondern vollkommenen Parallelismus und Übereinstimmung mit den sonst im Gebiete überall den  $\epsilon$ -Massen deutlich aufsitzenden Schichtablagerungen, also keine Gleichaltrigkeit mit  $\epsilon$ .

Eine weitere ältere und bis zu einem gewissen Grade schon von QUENSTEDT herrührende Vorstellung hat durch die Darstellungen von JOHANNES WALTHER für



Entstehung und Erklärung dieser  $\zeta$ -Mulden eine gewisse Popularisierung erfahren. Nach ihm gibt es zwar über  $\delta$  zunächst auch noch ein mehr oder minder gleichmäßiges Emporwachsen der Ablagerung aus dem Meeresgrunde, dann treten aber rasch durch Massenansiedlungen intensiver Riffbildner — Korallen vor allem — starke Niveaudifferenzierungen auf und es stellen sich bald große Schroffheiten und Unebenheiten ein, was bald zu einer gewissen Altersdifferenz zwischen dem massigen Riff und dem gleichen Niveau der Muldenausfüllung führen muß.

Von der Höhe und Mächtigkeit seiner Riffe und Atolle gibt er allerdings keine direkten Maße an; seinen Zeichnungen und Profilen nach treten die Atolle erst von der oberen Hälfte des Dolomites ab schärfer heraus, auch spricht er meist von seichten Mulden. Übrigens scheint er im großen und ganzen doch an ziemlich schroffe und damit auch relativ hohe felsige Unebenheiten zu denken, wie aus folgendem zu schließen ist (l. c. p. 207): „Besonders durch die Ansiedlung riffbildender Korallen wird die stratigraphische Gliederung des deutschen Oberjura sehr erschwert. Der vorher ebene, nur von schwachen Bodenwellen gegliederte Meeresgrund zerlegt sich jetzt in einzelne Riffgruppen, die als Atolle und vielgestaltige Archipele im Meerwasser emporwachsen. Zwischen ihren steilwandigen Kalkinseln bildet sich kalkiger Schlamm mit horizontaler Schichtung; an ihren Abhängen aber sinken die Schuttkegel zertrümmerten Korallenkalkes wie ein faltiger Mantel in die Tiefe und wird durch schräg hinabsteigende Schichtung (Übergußschichtung) gesondert.“ WALTHER scheint dieser Schilderung nach an ziemlich schroffe Unebenheiten des Bodens zu denken, wie sie nur durch energische Riffbildner, also vor allem Korallen, entstehen können; so möchte er den Schloßberg südlich Mörsnheim als ein solches durch Erosion teilweise isoliertes Riff erklären.

Diese Auffassung WALTHERS wird aber noch lange nicht den tatsächlichen fränkischen Lagerungsverhältnissen gerecht, wenigstens nicht, wenn ich sie dargestellt und gleichsam verkörpert ansehen darf in seinem „verkürzten Profil durch die Altmühlgegend von Pappenheim bis Eichstätt und Pfalzpaint“ (l. c. p. 144). Man beobachtet hier einige breite teller- bis schüsselförmige, mit Plattenschichten ausgefüllte Mulden zwischen den höher ansteigenden Breitrücken und Stotzen der massigen Riffazies. Die größte Tiefe dieser Mulden greift kaum bis auf die halbe Höhe der Stotzen herab, die sich unten zu einer massigen dicken (40—50 m mächtigen) Platte zusammenschließen; in gleichem Sinne ist sein Profil durchs Mörsnheimer Tal (p. 148) gehalten. Auch hier unten die etwa 50—60 m dicke massige Platte, über die noch weitere 30—40 m das Riff vom Schloßberg stotzig sich erhebt. Nicht wesentlich unter Tal läßt er in ungestörter Lagerung die Eudoxus-Bänke durchstreichen. Diese Darstellung wird auch hier im Mörsnheimer Tal den tatsächlichen Lagerungsverhältnissen nicht in allem gerecht. Hätte er z. B. sein Profil in gleicher NW.-Richtung gegen Solnhofen hinaus verlängert, so müßte es am NW.-Ende noch gegen 20 m Polyplokenschichten ( $\gamma$ ) und etwa 40 m Pseudomutabilis-Kalke, in Summa also 60 m älterer Sedimente zeigen, die bei Solnhofen über die Profilebene zu liegen kämen. WALTHER müßte hier also in sein Profil entweder starke Schichtneigung oder eine Verwerfung oder aber riffige Unebenheiten des  $\delta$ -Meeres, die ebenso intensiv wären, wie sie sein späteres atollereiches Korallenmeer zeigt, hineinkonstruieren. Diese berechnete Unebenheit müßte aber tatsächlich noch gesteigert werden, denn hätte er sein Profil anstatt durch Mörsnheim etwa 1 km weiter westlich vielleicht durch den östlichen Bremberg bei Mülheim gezogen, so müßte hier seine obere Dolomitgrenze noch um mindestens 20—30 m tiefer gelegt werden, und sie würde in diesem Falle mit der oberen  $\gamma$ -Grenze im nahen Altmühltal annähernd zusammenfallen, was für die obige Niveaudifferenz eine Steigerung auf 70—80 m ergäbe, also entweder eine kolossale Unebenheit schon des  $\gamma$ - und  $\delta$ -Meeresgrundes oder aber ein Zusammenschrumpfen der dolomitischen Fazies auf wenige 10—15 m.

Zu ähnlichen Annahmen wird man durch die Lagerungsverhältnisse am nördlichen Ausgang des Wellheimer Trockentales bei Dollstein getrieben. Während nämlich hier an den westlichen Talhängen an der scharfen von der Eisenbahn durchbrochenen Bergkante der nordöstlichen Torleite hart SO. am Orte unten über der Talsohle noch einige 10—15 m Pseudomutabilis-Kalke anstehen, trifft man etwa 1 km weiter südlich auf nahezu gleicher Höhe, etwa 20 m über der Sohle des Trockentales,

am sogen. Wagenstall und dem südlichen Pfaffenbückel bereits die untere Grenze der Plattenkalke, also auch hier ein nahezu gänzlich Fehlen von Raum für die Massenablagerungen, die hart nördlich daneben, eben an der Torleite und wenig südlich davon am Beixenhart in alter ungeschwächter Mächtigkeit (60—80 m) über Tal sich erheben; doch trotz der großen Nähe solch mächtiger Riffe keine Spur von sogen. Übergußschichten, sondern ganz dichte normale Plattenkalke; die gleichen Platten wurden NO. vom Groppenhof am Rieder Weg bereits 10 m über Tal angebrochen, während unmittelbar daneben jenseits des Tales der dolomitische Beixenhart bis gegen 90 m ansteigt, aber auch hier keine Übergußschichten, sondern normale Schiefer, die als Unterlage die dichten Cephalopodenkalke um Ried haben.

Ebenso rein schematisch und darum mehr oder minder irreführend ist auch sein anderes Profil durch die Altmühlgegend von Pappenheim bis Pfalzpaint; denn an Stelle der wenigen relativ weiten und seichten Schüsselmulden mit wenigen breitrückigen Riffen müßte eine weit größere Zahl für die Mulden und in gleichem Grade auch für die Riffe und Atolle eingesetzt werden; auch hier müßten die Mulden wesentlich vertieft, die untere Plattengrenze oft bis auf die Talsohle oder hart über Tal herabgezogen werden; außerdem hätten ins Profil bei Anspruch auf Richtigkeit auch noch  $\gamma$ -Schichten eingetragen werden müssen, die im Altmühltal vor Pfalzpaint noch über 10 m die Talsohle übersteigen. Der Korallenmeeresgrund WALTHERS bekäme also ein recht wesentlich anderes Aussehen, als sein Profilschema erkennen läßt. An Stelle der weiten seichten Schüsselform müßten seine  $\zeta$ -Mulden oft die Form tiefer und schmaler, etwa doppelt so tiefer Löcher, als WALTHER angibt, annehmen neben steilen kegelförmigen Spitzen der Riffe; oder aber im Gebiete breiter riffiger Rücken müßten oft schmale enge, scharf abgesetzte und tief einschneidende Auskolkungen als sogen. Lagunen eingetragen werden. In diesem Falle könnte aber in diesen tiefen schmalen Löchern oder auch Rinnen und Furchen nie jene ruhige ebengeschichtete Sedimentation erfolgt sein, wie wir sie heute antreffen, sondern sie müßten bei Annahme der lebhaften Wasserbewegung, wie sie dem seichten Atollemeer stets eigen ist, vollständig mit relativ steil ansteigenden sogen. Übergußschichten erfüllt sein. Aber leider vermißt man diese gerade an den Stellen, wo sie nie fehlen dürften, und findet man dort meist sehr dichte, reine, gelegentlich sogar auch tonreiche Kalke mit einer echten sogen. Tonfaziesfauna (Zweischalern und Cephalopoden) an Stelle der erwarteten Übergußschichten mit eingeschwemmten Riffbewohnern.

Jene Bildungen dagegen, die petrographisch allenfalls dem ähnlich sehen könnten, was etwa am Fuße von Korallenriffen als sogen. Übergußschicht sich bilden mag, findet man regelmäßig nicht am Fuße oder im sogen. seitlich umhüllenden Mantel, sondern deutlich als dünne Decke gleichsam über der Massenablagerung ausgebreitet; dort aber, wo auch sie an den Hängen gelegentlich tiefer herabsteigen, lassen sie sich leicht entweder als Gehängeschutt oder als tektonisch verworfen, oder herabgleitend durch sicher tektonisches Schichteinfallen nachweisen.

Wenn es sich tatsächlich um das Vorliegen der gewaltigen Riffe handeln könnte, wie es die WALTHER'sche Hypothese vor allem für deren verhältnismäßig rasches Emporschießen aus dem Grunde des  $\delta$ -Meeres erfordert, dann müßten auch die intensivsten und ausgiebigsten Riffbildner da sein, die sie aufbauten — vor allem Korallen. Wohl kommen solche im Hangenden von  $\epsilon$  fast überall über das ganze Gebiet verbreitet vor, wie wir gesehen, aber größere Korallenstotzen von allenfalls ein paar Metern Höhe kenne ich nur von wenigen beschränkten Stellen. Sonst handelt es sich lediglich um ganz seichte und vorübergehende Vorkommen. Auch der Hinweis darauf, daß Korallen durch die Dolomitisierung zerstört worden seien, hilft nicht über die Schwierigkeiten hinweg, denn die Massenbildungen liegen in einem großen Prozentsatz und durch alle Höhenregionen hindurch auch in der kalkigen Fazies vor; aber auch hier sucht man vergeblich nach den Korallen, obwohl andere Organismenspuren, z. B. Brachiopoden, Zweischaler, Echinodermen gelegentlich sogar außerordentlich häufig werden. Übrigens dort, wo tatsächlich Korallen sich finden, läßt sich ihre Anwesenheit auch alsbald erkennen und entzieht sie sich selten unserem Blicke; dort aber, in den tieferen Lagen der Massive, wo man sie vor allem vermutet, trifft man sie nicht, wenn auch häufig andere Riffbildner, wie angedeutet, Brachiopoden und vor allem auch Bryozoen, welche letztere tatsächlich für unsere  $\epsilon$ -Ablagerung von größter Bedeutung und direkt auch riffbildend wurden,



wie früher bereits hervorgehoben. Sie trifft man auch häufig in die Prosoponbänke und Schieferkalke eingeschwemmt, doch Korallen fast nie. Der erste und ausgedehnteste Korallenhorizont des Gebietes scheint mehr in die unmittelbare Unterlage der  $\zeta$ -Schichten zu fallen (Nattheimer Horizont), weitere mehr gelegentliche Vorkommen dürften annähernd im Horizont des oberen „wildes Felsen“ sich einstellen. Typische Korallenstotzen kenne ich von Laisacker N. Neuburg, stratigraphisch wohl das jüngste derartige Vorkommen im Gebiete. Bryozoen, Brachiopoden und ähnliches dürften aber zur Formierung der mächtigen fränkischen Massenablagerung geraume Zeit benötigt und nach meiner Vorstellung kaum zu so steilwandigen Riffen geführt haben, wie sie die WALTHER'sche Hypothese zur Erklärung der tatsächlichen Lagerungsverhältnisse fordert.

Die bisherige Anschauung von einer sogen. Muldenausfüllung kann also, wenigstens in dem von mir untersuchten Teile der fränkischen Malmregion, keineswegs den Tatsachen gerecht werden; und so ergibt sich für die lokale auffällige Tieflage unserer Plattenkalke als die wahrscheinlichste nur noch eine Erklärung, nämlich die durch tektonische Senkungen und Vertikalverlagerungen oder Verwerfungen. Ich kann hier darauf nicht näher eingehen, denn dies fällt dem II. Teile der Arbeit zu, hielt aber doch die obige Auseinandersetzung für notwendig, um allenfallsigen, das Verständnis des Gesagten durchquerenden Vorurteilen zu begegnen.

Den Gedanken an eine gewisse Altersdifferenz zwischen den  $\zeta$ -Schichten und den  $\epsilon$ -Massiven finde ich auch deutlich bei SCHMIERER wieder. Nach ihm sind die tiefen Rinnen und Furchen, Auskolkungen und Löcher nichts anderes als der Effekt der erodierenden Tätigkeit mariner Brandung und Strömungen. Er legt deshalb auf seine sogen.  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbekzie so hohes Gewicht, weil er in ihr das durch jene Strömungen von den stehen gebliebenen Massiven und Stotzen abgerissene Rollmaterial erblickt. Abgesehen davon, daß die Vorstellung von der physikalischen Möglichkeit des Aufreißen so tiefer Furchen und Rinnen durch Strömungen großen Bedenken und Schwierigkeiten begegnet, vermißt man auch hier den effektiven Ausdruck solcher Flutbewegungen im Gestein. Übrigens besaß wohl das Meer wenigstens bei Beginn unserer Absätze immer noch eine ganz anständige Tiefe, wie wenigstens die Ansiedlung ausgedehnter Schwammrasen gerade im Liegenden der ältesten  $\zeta$ -Sedimente, d. h. auf dem Grunde dieser Furchen andeutet, wenn man deshalb diese Tiefe auch nicht überschätzen darf, wie das gleichzeitige Vorkommen von Riffkorallen nahelegt. Aber auch im Falle der Richtigkeit der SCHMIERER'schen Annahme solcher kräftiger Strömungen müßte man auch ihren Produkten begegnen. Nichts in dem äußerst mannigfachen faziellen Wandel der in Betracht kommenden Ablagerungen konnte ich als SCHMIERER'S  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbekzie wieder erkennen; nur an ein paar ganz beschränkten Vorkommen traf ich etwas an, was hier allenfalls herangezogen werden könnte, so am Fuße des Arbesberges südlich Ensfeld über der Einsiedlerkapelle brachiopodenreiche Dickplatten mit bis gegen walnußgroßen eingebackenen und deutlich kantengerundeten Gesteinsbrocken von gleicher Farbe und anscheinend dem gleichen petrographischen Charakter wie das Einbettungsgestein. Ganz Analoges traf ich an den Westhängen des oberen Augustentales beim Bahnhof Eichstätt an, wo in graulichen Plattenkalken besonders auf den Schichtflächen erbsen- bis fast halb faustgroße undeutlich gerundete Gesteinsbrocken des gleichen petrographischen Habitus, wie ihn das Muttergestein zeigt, eingelagert erscheinen. Unverkennbare Schrammung und Ritzung ganz nach Art der sogen. Buchbergerölle vom Riesrande stempelt aber hier die Erscheinung zu einem sicher tektonischen Produkt und als solches muß ich auch die vermutete  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbekzie von der Einsiedlerkapelle im Spindeltal am Arbesberg ansprechen. Auf alle Fälle aber müßte man bei Deutung dieser Bildungen im Sinne SCHMIERER'S an eine derartig intensive Flutbewegung denken, daß dabei der Absatz so außerordentlich feinkörniger und dichter, ruhig-zarter Sedimente, wie es die Mehrzahl der hier in Betracht kommenden Gesteine voraussetzt, ausgeschlossen bliebe. Wohl deuten ja auch unsere Echinodermen-Brekzien und -Oolithe auf eine gewisse Wasserbewegung hin, wie ja auch das unleugbare Vorkommen echter Riffkorallen auf eine nicht allzugroße Meerestiefe schließen läßt; aber das berechtigt noch lange nicht zu der Vorstellung SCHMIERER'S von einer mehr sturmartigen Bewegung. Also auch im Sinne dieses Autors dürften sich die sogen.  $\zeta$ -Mulden kaum deuten und erklären lassen, wie übrigens auch bereits KRANZ hervorgehoben und betont hat.

Für eine annähernd richtige Vorstellung von der regionalen Verbreitung der Plattenschiefer im Untersuchungsgebiete diene folgender Überblick.

Sie gehen in ihrem Vorkommen mit den Bildungen der im vorausgehenden behandelten Unterstufe als deren natürliche Fortsetzung nach oben mehr oder minder Hand in Hand, weshalb ich mich hier, um lange Wiederholungen zu vermeiden, kurz fassen kann.

Das Plattenvorkommen im Untersuchungsfeld ist ein durch dessen Grenzen herausgeschnittener Teil eines weit größeren, das sich nach Osten über Eichstätt, Pfalzpaint, Böhmfeld, Zandt, Jachenhausen, Kelheim bis in die Nähe von Regensburg verfolgen läßt als eine deutliche, heute allerdings vielfach zerrissene Decke; nach Westen wird die Bildung bald jenseits der Westgrenze unseres Gebietes jäh abgeschnitten, um dann erst weit westlicher jenseits des Rieses im Brenztal und der Schnaitheimer Gegend wieder aufzutauchen; auch die lange Unterbrechung im Riesgebiete ist wohl eine sekundäre, durch die stattgehabten vulkanischen Vorgänge bedingte. Nach Norden dringt die Ablagerung nur wenig über die nördliche Grenze unseres Untersuchungsfeldes hinaus, und es tauchen hier die älteren Schichten der Unterlage an der Oberfläche zu Tage; nach Süden läßt sie sich, wenn auch faziell meist ziemlich stark modifiziert, nachweisen bis an die Donau, und finden sich ähnliche Ablagerungen bei Daiting, Ganzheim, Trugenhofen, Neuburg, obwohl ich in diesen südlicheren Vorkommen, teilweise wenigstens, etwas jüngere Ablagerungen als in den nördlicheren bei Eichstätt-Solnhofen erblicken möchte, denn es taucht hier die Region deutlich mehr in die Tiefe und legen sich, lokal wenigstens, noch recht mächtige jüngere Juragebilde darüber.

Die heutige Höhenlage der Plattenkalke unterliegt im Gebiete, wie nun oft hervorgehoben, ganz analog wie die ihrer unmittelbaren gebankten Unterlage großen Schwankungen. Sehr regelmäßig und deutlich sitzen sie nördlich der großen Altmühlrinne mit dem relativ dünnen Paket der Bänke der Beckeri-Unterstufe den Massenkalken und Dolomiten auf als hangendste jurassische Decke mit gegen 20—25 m Mächtigkeit und nehmen sie hier etwa das letzte Viertel der Talgehänge als deren oberste Krönung ein. Vielfach allerdings treten sie heute nicht mehr ganz an den Talrand heran, sondern sie ziehen sich unter Bildung einer Art breiter, seichter Terrasse über dem Talrand weiter zurück gegen den Berg, so daß man im Gebiete solcher Terrassen Gesteine ihrer Unterlage schlägt, untere Prosopton- und Massen-Kalke; dieses Zurücktreten der Platten über den Talgehängen traf ich besonders ausgeprägt im Westen des Gebietes über der linken (nördlicheren) Talwand von Solnhofen über Dollstein hinaus bis gegen die Attenbrunnmühle hin, von wo ab nun weiter nach Osten auch die Plattenkalke an der unmittelbaren Talumrahmung sich regelmäßig in der oben angegebenen Weise beteiligen.

Sie ziehen sich hier in Form einer recht geschlossenen, wohl überall nahezu gleich dicken Decke von West nach Ost über das ganze Untersuchungsfeld dahin, von Hochholz und Bieswang nördlich Solnhofen im Westen über Schönfeld, Eberswang, Schernfeld, Sappenfeld, Obereichstätt, Harthof, Rupertsbuch, Salach, Wintershof, Eichstätt, Wimpasing bis hinunter nach Landershofen, wo ausnahmsweise eine deutliche sogen. Mulde auch auf die linke (nördliche) Altmühlalseite herübergreift.

Diese große Regelmäßigkeit in der Lagerung nördlich der Altmühlfurche tritt in einen unverkennbaren scharfen Kontrast zu dem fortwährenden Wechsel und den großen Schwankungen ihrer Höhenlage südlich dieses Fließchens, indem sie hier gar nicht selten unter nahezu gänzlicher Verdrängung der Massenabsätze bis gegen die Talsohle herabgreifen, nämlich in dem Gebiete der oben schon kurz vorgeführten sogen. Mulden, wo die Bildung dann, wie angedeutet, regelmäßig auch eine außergewöhnliche Mächtigkeit erlangt.

Bei Landershofen im Osten kommen die Schieferplatten von Pfalzpaint und Pfünz her auf unser Untersuchungsfeld herein, ziehen sich hier in einem breiten Streifen über die Pietenfelder Höhe nach Westen über die Waschette und den Eichstätt Frauenberg; und von hier breiten sie sich in südöstlicher Richtung über das Augustental hinweg auf dem Steinkopf (wo sie tief ins Augustental hineinreichen) und Sulzback und ziehen sich hinab zur Waldhütte. Südlich der Ingol-



städter Bahn greifen sie noch an den Nordhängen des Bräuschlag überm Hirschgrund weiter um sich; dann scheint unsere Plattendecke in der Richtung nach Süden und Südwesten über Ochsenfeld hinaus größtenteils abgetragen und stark zerrissen; nur an den Hängen des Kinder- und Eng-Tales stößt man noch auf ganz kleine zerrissene fetzenartige Vorkommen in anormal tiefer Lage infolge tektonischer Senkung. Ein ausgedehntes Plattenrevier konstatiert man dann über dem Nordteil der Wittmeß-Parkhaus-Scholle, wo sie an den Altmühltalhängen gegen Wasserzell und Obereichstätt, dann wieder südlich vom Neufang am Breitenfurter Schneiderberg und Brunnschachen durch die gleichen tektonischen Vorgänge wieder anormal tief zu Tal greifen; auf der übrigen Wittmeß-Scholle ist außer einer kurzen Strecke östlich über Groppenhof und Ried die Plattendecke nicht mehr da, erst weit im Süden erkannte ich am Büchelschlag bei Biesenhart in bläulich-grauen Dickplatten mit *Opp. lithographica* unsere Stufe wieder.

Westlich des Trockentales erreicht die Bildung wieder größere Verbreitung, vor allem auf der Ensfeld-Haunsfelder Scholle, und zwar auch hier mehr im N. als im S., wo am Spindeltal die Decke wieder stark abreißt, um erst weiter südwärts wieder sich mehr geschlossen einzustellen. Nördlich Haunsfeld bedecken sie den ganzen Torleitenberg und sind hier über der mittleren und südlichen Grasleite in alten Brüchen aufgeschlossen; hier sind auch wieder einzelne Vorkommen tiefen Hinabfließens gegen Tal, wie bereits früher erwähnt, so an der nördlichen und westlichen Grasleite und nach O. gegen das Trockental zu am Dollensteiner Pfaffenbückel und Wagenstall.

Auch über der Nordpartie des westlich benachbarten Kohlberges über Altendorf sitzen normal die Plattenkalke auf, dann trifft man sie um und südlich von Haunsfeld über den Kellerberg hin, wo sie am Bäckertal wieder außerordentlich tief sitzen; auch die Ensfelder Platte nehmen sie größtenteils noch ein und legen sich am Arbesberg tief gegen das Spindeltal herab, um dann auch jenseits der Talfurche gegen Altstetten zu sich noch kurz zu zeigen. Westlich vom Sonderholzerhof bei Ensfeld und von Emskeim wird dann die Bildung die allein herrschende unter fast gänzlicher Zurückdrängung der Massenablagerung, die hier sicher tektonisch in die Tiefe gebrochen. Sonst erleiden aber die Plattenkalke auf der Ensfeld-Haunsfelder Scholle gleichsam durch Empordringen der Massenstotzen von unten doch wieder ausgedehnte Unterbrechung und Zerreißen, so überm Langrücken des Beixenhart westlich Ried und dem östlichen Handloh, dann überm westlichen Arbesberg bei Ensfeld, weiter nördlich schon überm Mörsheimer Schloßberg und der an ihn sich anschließenden „Platte“.

Auf der Emskeim-Gammersfelder Scholle und dem Gigelberg ist, im Norden wenigstens, die Plattendecke fast ganz verschwunden und dringen überall die Massengebilde mehr zu Tage, nur in der Gegend von Altstetten ist sie in Form kleiner Fetzen in dem Gebiete von Einbruchsschollen noch gelegentlich erhalten. Südlich der Linie Emskeim-Gammersfeld-Hütting greift sie jedoch wieder mächtig um sich nicht nur in horizontaler, sondern auch vertikaler Erstreckung und einer Mächtigkeit, deren Erhaltung sich hier nur tektonischer Senkung verdankt.

Während bei den gesamten der hier aufgezählten Reihe von Plattenvorkommen regelmäßig die mehr plattig-schiefrige Ausbildung im Hangendsten sich zeigt, mit der allenfalls zunächst mehr als lokale Variation deutbaren Ausnahme des „wilden Felsen“ bei Mörsheim, der übrigens durch das, trotz eingeflochtener mehr dicker Bänke, immer noch vorhandene Überwiegen der plattig-schieferigen Ausbildung sich durchaus nicht in den scharfen Gegensatz zu den Plattenkalken stellt, den vielleicht sein Name vortäuscht, sieht man sich hier im Süden in entschieden viel weiter veränderten Sedimenten. Es zeigen sich nämlich hier gerade im scheinbar Hangendsten der Ablagerung vielfach wieder recht gut geschlossene mitteldicke Bankkalke, die zunächst allenfalls an manche mehr dichte und feinkörnige Vorkommen der unteren Prosoponkalke erinnern, aber diesen gegenüber doch auch sofort gewisse Gegensätze bewahren, wie auch übrigens dem „wilden Felsen“ gegenüber, so geringere Härte und entschieden stärkeren Tongehalt, dunklere Farbe, starkes Zurücktreten oder nahezu gänzlich Fehlen von Hornsteinen oder Gesteinsverkieselung überhaupt, sowie auffallend große Fossilarmut, eine Faziesänderung, in der ich eine unverkennbare Annäherung an die schwäbische Ausbildung erkenne.

Diese Gesteine haben an der Ellenbrunn-Gammersfelder Straße sowie dem untersten Öchselberg und dem Mühlhohberg deutlich 30—40 m Plattenkalke unter sich, können also mit den an den

Altmühltal- und den mittleren und nördlichen Trockental-Hängen die Plattenkalke stets unterteufenden unteren Prosoponkalcken trotz der größeren petrographischen Annäherung stratigraphisch weit weniger verglichen werden als dem „wildem Fels“ von Mörsheim. Tatsächlich wurden im Süden der Gammersfelder Scholle diese Bankkalke, die wir im folgenden überhaupt als die im südlichen Gebiete mehr herrschenden kennen lernen werden, auf der GÜMBEL'schen Karte meist auch als Plattenkalke eingetragen, obwohl die unverkennbare, gelegentlich sogar auch weitgehende fazielle Differenz diesen gegenüber eigentlich doch wieder eine gewisse Abscheidung nahelegen würde. Dort aber, wo das Vorkommen aus dem engen unmittelbaren Kontakt mit den Plattenkalcken mehr herausgerissen und die Beziehung zu diesen nicht so ohne weiteres zu überschauen war, wurden sie gelegentlich auch als Prosoponkalke aufgefaßt und kartiert, so in dem Bruche hart am Nassenfelsen Keller; sie lassen sich hier petrographisch und faunistisch auch leicht als Prosoponkalke im Sinne GÜMBEL's erklären, obwohl ich sie für entschieden jünger halten muß als die oben kennen gelernten Prosoponkalke aus dem Plattenliegenden. Wir hätten also hier tatsächlich jüngere, den Plattenkalcken annähernd äquivalente sogen. Prosoponkalke vor uns, also solche, die die Plattenkalke in ihrem Vorkommen von unten bis oben begleiten. Ich hielt hier am Öchselberg bei Ellenbrunn die Erscheinung für eine mehr zufällige und lokale, sollte mich aber bald überzeugen, daß diese zunächst mehr fazielle Änderung hier im Süden des Gebietes großer Ausdehnung, ja geradezu der Herrschaft sich erfreut; so traf ich sie an den gegenüberliegenden Hängen des Trockentales am Nordwestfuß des mächtigen Hainberges von Hütting bis Ellenbrunn, wo hart über Tal gegen 30 m die plattig-schiefrige Fazies ansteht, die nach oben einen mehr gebankten Charakter annimmt. Von zwei Anbrüchen links (nördlich) an der Straße nach Bergen zeigt der untere recht typische Plattenschiefer, der andere etwas höher gelegene (15—20 m über Tal) regelmäßige, mitteldicke (25—35 cm), aschgraue bis bläulichgraue, ziemlich tonreiche, rostfleckige Kalkbänke, die hier mit gegen 15 m aufgeschlossen sind. Sie sind den vom Nassenfelsen Bruch (am Keller), der gegen 10 m Mächtigkeit zeigt, täuschend ähnlich, mit dem Unterschied, daß letztere doch gelegentlich noch Hornsteine führen. An Fossilien konnte bis jetzt leider nichts aufgetrieben werden. Man verfolgt dann über der Bergener Straße bei Hütting deutlich mehr gebankte denn plattige Kalke noch über 60 m in NO.-Richtung den Hang hinan bis hinauf auf die Höhe von Wolpertsau.

Südlich der Bergener Straße steigen die Plattenkalke entschieden höher, bis gegen 30 m über Tal, an, werden aber, wie angedeutet, dann nach oben ebenfalls mehr bankig; doch trübt sich hier das Bild, indem sie an der schmalen gegen Hütting vorspringenden Zunge als Unterlage einige 5—6 m dicke Brekzienkalkbänke haben und auch in ihrem Hangenden wieder deutlich halb felsige brekziöse Einlagerungen zeigen. Recht unruhige Lage in den Anbrüchen an der Bergener Straße deutet auf tektonische Verlagerungen hin und die gesamten Lagerungsverhältnisse auf sicher in nächster Nähe durchsetzende Bruchspalten, wodurch hier die Klarheit noch weiter erschwert wird. Doch ist kaum daran zu zweifeln, daß die plattige Fazies auch hier wie an der Gammersfelder Straße im allgemeinen mehr als Unterlage der bankigen dient.

Die Lagerungsverhältnisse der Nassenfelsen Vorkommen bringen anstatt Klarheit erst vollends Verwirrung in die Sache. Der Bruch am Keller hat keine jurassische Überlage mehr und scheint seinerseits auf Dolomit aufzusitzen, der hart westlich daneben aus dem Schuttergrund aufsteigt. Bei Zell an der Speck trifft man gleichfalls hart westlich am Orte unter der Meilenhofer Straße in einem größeren Anbruch abermals ähnlich dunkelgraue tonreiche Schichtkalke, doch sind sie hier wieder mehr plattig, ruppig-schiefrig, wenn auch von eigentlichen Plattenkalcken durch viel reicheren Tongehalt und wesentlich dunklere Farbe noch ziemlich scharf geschieden. GÜMBEL fand hier *Opp. lithographica* vor, also das Leitfossil unserer Stufe. Zwar trifft man am Hange nördlich darüber noch gegen 50 m mehr gebankte Kalke an, aber auch hier wird das Bild außerordentlich getrübt durch das Auftreten anscheinend dünner Lager von Brekzien- und Nerineen-Kalcken, die weiter östlich, besonders am Hohenstein NW. Nassenfels, stärker um sich greifen und gelegentlich auch mehr echten Oolithcharakter annehmen. Unruhige Lage in sämtlichen der hier zahlreichen Anbrüche, zahllose Klüfte und Spalten deuten abermals auf in der Nähe stattgehabte Brüche und durchgehende Verwerfungen hin, also auch hier nicht die gewünschte Klarheit. Zudem griff hier in den Nerineen-Kalcken und -Brekzien gelegentlich auch Dolomitisierung um sich; so beobachtet man auf dem jenseitigen Schutterufer SW. der Speckmühle deutlich über 4 m Nerineenkalk noch 5 m blaugefleckte dolomitische Bänke, diese gehören also höchstwahrscheinlich auch mit den die Talsohle schwach überragenden Dolomiten von der Speckmühle bis zum Nassenfelsen Keller, einem entschieden höheren Niveau an als die eigentlichen Frankendolomite des Altmühltals. Wir werden auf diese und ähnliche Bildungen bei Nassenfels noch im folgenden kurz zurückzukommen haben.



Also auch bei Nassenfels keine Sicherheit über das Verhältnis unserer Bankkalke zu den Plattenschiefern.

Da endlich sollte mir ein Besuch des Reisberges bei Böhmfeld erfreulich Licht in die Sache bringen. Beim Anstieg von W. (von Hitzhofen aus) kommt man zunächst über verlassene Dachschieferbrüche der Eichstätt-Solnhofer Fazies mit 25—30 m Mächtigkeit; nach weiterem Anstieg tut sich mit steilen, über 25 m hohen Wänden ein mächtiger Bruch auf in meist hellen aschgrauen bis bläulichen, eigenartig rostig gefleckten und gestreiften mitteldicken Bankkalken, die sofort an die vom Nassenfeler Keller erinnern. Sie erwiesen sich hier leider als anscheinend ebenso fossilieer wie dort. Zwar läßt sich auch hier kein unmittelbares Aufsitzen dieser Bankkalke auf den Plattenkalken nachweisen. Ich möchte sie zur Andeutung ihrer faziellen Differenz gegenüber den Platten künftig kurz „Reisbergschichten“ nennen, weil hier am Reisberg die beiden Fazies am schönsten kontrastieren; doch deutet nichts auf Verlagerung oder Verwerfung hin, so daß wohl an der Überlagerung der Bankkalke über den Platten kaum zu zweifeln ist.

Mit diesen Reisbergschichten petrographisch recht gut sich deckende Ablagerungen greifen besonders am ausmündenden Urseltal bei Rennertshofen weit um sich und beherrschen das ganze Terrain zwischen Mauern, Rohrbach, Trugenhofen, Schweinspoint und Bertoldsheim, in vielen allerdings meist bescheidenen Anbrüchen aufgeschlossen, so am südlichen Weinberg bei Mauern, südlich Rohrbach über der Monheimer Straße, an der Angermühle, wo das Gestein außerordentlich tonreich wird, wie echte Polyplokenkalke, südlich und nördlich von Erlbach, in stattlichen bis gegen 20 m tiefen Brüchen vor allem nächst der Abdeckerei westlich von Bertoldsheim, dann noch südlich Neuhausen, wo das Gestein bei großer Dichte und Kornfeinheit eine eigenartige, schön matte, meist ziemlich gleichmäßige, gelegentlich auch mehr fleckige, zart ockerig gelbe Farbe annimmt. Fossile scheinen in all diesen Anbrüchen außerordentlich selten zu sein oder nahezu ganz zu fehlen. Auch hier am ausgehenden Urseltal keine Spur von einem Schieferkalkaufsatz, woraus ich schließe, daß unsere Schichtkalke (Reisbergkalke) die ursprünglich mehr hangende, also wohl etwas jüngere Ablagerung darstellen und die Platten in der Tiefe stecken. Weiter westlich allerdings steigen die Plattenkalke nördlich Trugenhofen wieder weit die Hänge hinan, aber man findet auch hier in ihrem Hangenden hoch oben auf der Platte der R<sup>ö</sup>th an der Monheimer Straße nächst (SO.) Amerfeld ganz richtig unsere blaugrauen, rostfleckigen, fossilarmen Bänke (Reisbergschichten) wieder. Die R<sup>ö</sup>th stellt also den stehen gebliebenen Flügel dar gegenüber dem abgesunkenen an den Hängen des ausgehenden Urseltales.

Auch an den Hängen des sogen. Donaudurchbruches von Steppberg bis Neuburg nehmen unsere Kalke weite Areale ein, wo sie allerdings in ihrer horizontalen Erstreckung oft jäh durch meist dunkel gefleckte mehr bankige denn massige, den Dolomiten des Altmühltales gegenüber wohl etwas jüngere Dolomite unterbrochen werden. So beherrschen sie hier in einer Mächtigkeit von etwa 40 m die südlichen Talhänge der Donau vom Steppberg im W. angefangen über den östlich sich anschließenden Flachsberg und die Kaiserburg hinweg bis hinab zur Beutemühle, greifen auch an den Gegenhängen zwischen Riedensheim und Bittenbrunn weit um sich und sind hier besonders am Finkenstein in einem stattlichen Anbruche mit etwa 40 m sehr gut aufgeschlossen. Sie zeigen hier wieder deutlich die mehr schiefrig-plattige Unterlage, entfernen sich aber von der normalen mehr rein- und regelmäßig bankigen Ausbildung am unteren Urseltal und bei Bertoldsheim wieder insofern etwas, als sie hier häufig noch undeutlich plattig-schiefrige Schichtpakete zwischen sich nehmen; dieses starke Sichbeimengen der wieder mehr schiefrigen Fazies bildet eine Art Annäherung an den „wilden Felsen“ von Mörsheim; von der reichen Fauna von dort ist hier allerdings leider keine Spur zu sehen, wie übrigens auch die Plattenschiefer der Unterlage durch viel reicheren Tongehalt, dunklere Farbe und weit ruppigeres Gepräge den echten Solnhofern als eine nicht unerheblich modifizierte Variante sich gegenüberstellen. Der Aufschluß ist hier noch insofern interessant, als im oberen Viertel des Hanges bereits dicke helle Bänke sich einstellen, der Übergang zu den mächtigen Virgulabänken des liegenden Obertithons von Neuburg-Unterhausen, das tatsächlich auch weiter oben auf der Höhe der Platte im Musterholz aufgeschlossen erscheint.

Auch westlich an Neuburg sind unsere Schichtkalke unter dem Kalvarienberge und der Donauwörther Straße wieder anzutreffen, aber auch hier fällt das Wiederauftreten der plattig-schiefrigen Fazies auf, die hier etwas weiter westlich (im Gegensatz zum Finkenstein) normale Solnhofer Schiefer aufweist, die früher sogar in mehreren Brüchen als Dachschiefer abgebaut wurden. Über den Burgholzäckern (westlich daneben) haben sie aber auch hier noch einen mehr bankigen Aufsatz von allerdings mehr bescheidener, kaum 15 m, Mächtigkeit. Dieser hat über sich noch die untersten Grobbänke des virgulareichen, breisteinartigen, weißen, untersten Obertithon.

Auch weiter flußabwärts NO. von Neuburg erkennt man in dem tektonisch stark gestörten Gebiete von Joshofen, Bergheim, Unterstall die Bildung wieder, in mehreren kleineren Brüchen zur Gewinnung von Straßenschotter aufgeschlossen.

Der eben, lediglich aus stratigraphischem Interesse, angestellte kurze Rundgang zeigt uns also hier im Süden des Untersuchungsfeldes vor allem insofern einen unverkennbaren, wenn auch bisher in der Literatur wenig betonten, an Württemberger Verhältnisse mehr erinnernden, Wandel der Dinge, als man die Eichstätt-Solnhofener Plattenschiefer anscheinend weitgehend ersetzt findet durch Bankkalke von meist relativ dunkler Farbe, vielfach deutlich stärkerem Tongehalt, außerordentlich großer Fossilarmut und starkem Zurücktreten von Verkieselung und Hornsteinbildung. Die Beantwortung der Frage nach der eigentlichen Ursache dieser scheinbaren allmählichen Substitution von wieder mehr tonigen Bankkalken an die Stelle der Plattenschiefer, ob es sich dabei um einen reinen Fazieswechsel handle oder um eine auch stratigraphisch doch etwas jüngere, die Platten nach oben fortsetzende Ablagerung, die teilweise als Äquivalent des Mörsheimer „wilden Felsen“, teilweise auch als dessen unmittelbare Fortsetzung nach oben, die hier im Süden durch tektonischen Einbruch ins Niveau ihrer älteren Unterlage des nördlichen Nachbargesbietes gelangten und sich infolgedessen erhielten, also ähnlich wie diese ihrerseits gegenüber ihrer Unterlage nördlich der Altmühl: diese Frage läßt sich zurzeit noch nicht beantworten, dürfte aber für genauere Untersuchung dieses Südgebietes und der eingeschlossenen Fauna in späterer Zeit nicht ungelöst bleiben. Ich möchte in der Ablagerung teilweise Äquivalente der Plattenkalke sehen, die, weil in größerer Meerestiefe erfolgt, wieder mehr tonreich und bankig erscheint und die Schiefer in ihrer Mächtigkeit von oben nach unten einengt, in ihrer oberen Partie aber, etwa den oberen 20—25 m, eine Art Fortsetzung des „wilden Felsen“ nach oben. Ich schließe dies teils aus ihrer hier im Süden noch größeren Mächtigkeit, vor allem aber aus dem total veränderten Faunencharakter der Neuburg-Oberhauser Kalke jenem des „wilden Felsen“ gegenüber, der sich während der Ablagerung unserer Bänke wohl mehr allmählich herausbildete, einem Wandel, der wohl für den Fall des Auffindens reicherer organischer Reste im Laufe der Zeit sich wird nachweisen lassen und der vielleicht auch zur Aufstellung einer neuen dritten Unterstufe für den größeren Teil unserer Reisbergschichten führen kann. Den Plattenkalke von den Neuburger Burgäckern möchte ich also ein etwas, wenn auch vielleicht unwesentlich, jüngeres Alter zuschreiben, als jenen über den Altmühlhängen zukommt. Ob sich wohl nicht auch das teilweise recht merklich geänderte Faunenbild einzelner mehr abgetrennter Plattenvorkommen gegenüber jenem der Solnhofener auf eine gewisse stratigraphische Verschiedenheit zurückführen läßt? Daiting, Breitenhüll-Zandt, auch schon Pfalzpaint haben Solnhofen gegenüber eigenartige längst bekannte interessante faunistische Spezialitäten.

Es ist mit den bisherigen Schilderungen der fazielle Charakter der unsere Stufe vertretenden Ablagerungen noch nicht ganz abgetan. Es tritt nämlich auch hier, wie bei der nächstälteren Stufe, in ständiger, wenn auch zurücktretender Begleitung die meist als die mehr riffig gedachte (sogen. Korallen-)Fazies auf. Sie wurde in einem Teil ihrer Vorkommen bereits oben kurz gestreift in den Nerineen- und Echinodermen-Kalken und -Oolithen von Nassenfels und Zell an der Speck. Außerdem tritt hier bei Nassenfels und besonders südlich der Schutter zwischen Igstetten und Bergen auch häufig und ausgedehnt Dolomitisierung auf. In schönster Entfaltung und größter Mächtigkeit ist diese sogen. Riffazies in den stattlichen Anbrüchen bei Laisacker nördlich Neuburg anzutreffen, hier wieder als recht typischer Korallen-Oolith und Nerineen-Kalk, mit einer allerdings unverkennbaren, wohl nur durch jüngeres Alter erklärbaren Differenz der eingeschlossenen Fauna gegenüber den Nassenfelser Vorkommen. Ein weiteres kurzes Eingehen auf diese Fazies soll mit der Schilderung ihrer Fauna geschehen, die an die hier folgende der geschichteten sogen. Tonfazies als die der Riffazies sich anschließen wird.

#### b) Faunencharakter der Unterstufe.

Die lithographischen Schiefer haben eine ebenso reiche und gut erhaltene als interessante und weltberühmte Fauna geliefert, deren eingehendes Studium und gründliche Bearbeitung seitens der vorzüglichsten Forscher schon früh in Angriff genommen wurde und zu einer gewissen Reife und Fertigstellung gedieh. Es sei



mir hier deshalb erlassen, auf altbekannte Dinge näher einzugehen und ich muß bezüglich ihrer auf die vortreffliche Arbeit von JOH. WALTHER verweisen, der mit seltener Meisterhand das Bild dieser Wunderwelt zeichnet und vor dem erstaunten Auge entrollt. Ich möchte nur hervorheben, daß es trotz der fabelhaften Reichhaltigkeit und ideal schönen Erhaltung und trotz der gleichsam minutiösen Kenntnis dieser Fauna und scheinbar fast sämtlicher paläontologischen Momente bisher doch im Grunde immer noch außerordentlich schwer hielt, die Plattenkalke stratigraphisch definitiv sicher festzulegen und im System präzise in die entsprechende Stufe einzuordnen. Man griff vielleicht mehr nach dem dieser Ablagerung Eigentümlichen unter Vernachlässigung dessen, was sie mit anderen Vorkommen teilt.

Die größte und dauernde Schwierigkeit für sichere Horizontierung erwuchs dann wohl gerade dem Umstand, daß es bei dem großen Heere von organischen Resten immer noch an den entsprechenden Leitformen gebrach, vor allem an Ammonoiten, deren Kenntnis, wie meine Untersuchung dartut, sowohl eine Scheidung der Stufe gegenüber einer etwas anders belebten Unter- und total verschieden charakterisierten Überlage gestattet, wie auch gewisse Anknüpfungspunkte an entfernte Juravorkommen geliefert hätte. Zwar hat OPPEL eine große Anzahl dieser interessanten Tiergruppe aus den Plattenkalcken beschrieben und abgebildet, aber gerade wichtige Charaktertypen der Stufe schienen dabei ausgeblieben zu sein, denn bei Vergleichen mit anderweitigen Juravorkommen fand man immer nicht die entsprechenden Anhaltspunkte. Und wenn vielleicht auch immer wieder selbst aus entfernteren Gebieten der eine oder andere alte bekannte Gast von Solnhofen auftauchte, so wußte man sein Erscheinen doch nie so recht sicher zu deuten, weil er so vielfach scheinbar in einer ganz anderen Gesellschaft sich zeigte. Diesen mißlichen Umstand möchte ich, wie hervorgehoben, vor allem auf die immer noch lückenhafte Cephalopodenkenntnis der Plattenkalke selbst sowohl zurückführen, wie auch ihres Liegenden und Hangenden, vor allem aber auf ein gewisses Zusammenwerfen und Vermischen der Plattenfauna mit der ungemein reichen Fauna ihrer Überlage, d. h. des im nächsten Abschnitt behandelten Neuburger Oberthons, das von den Solnhofen Plattenkalcken stratigraphisch scharf getrennt werden kann und muß. Durch Mischung dieser beiden grundverschiedenen Faunen mußte das faunistische Bild natürlich ein gewisses unruhiges und scheckiges Gepräge annehmen, wodurch seine Deutung ebenso schwierig und unsicher wurde wie seine Horizontierung schwankend, denn jede annähernd richtig gedeutete Form von Unterhausen mußte für die Stratigraphie der Plattenkalke einen wesentlichen Ruck nach oben erfordern.

Nachdem es mir gelungen war, in den den Dolomit unmittelbar überlagernden Bankkalcken mancher faunistischen Divergenz gegenüber den Plattenkalcken auf die Spur zu kommen, die immerhin eine gewisse Scheidung der beiden Ablagerungen voneinander gestattete, vermutete ich in dem häufigen Vorkommen ventral gefurchter perisphinctoider Ammonoiten in den stattlichen Brüchen um Ober- und Unterhausen schon beim ersten Besuch gegenüber den Eichstätter Plattenkalcken sofort eine mindestens ebenso scharfe Divergenz, und je mehr sich das Ammonoitenmaterial im Laufe der Jahre häufte, das mir besonders aus der Umgebung von Neuburg in ungeahnter Mannigfaltigkeit, aber auch aus der Region der Solnhofen Plattenkalke in nun recht ansehnlicher Entfaltung zufiel, um so schärfer stellte sich tatsächlich die anfänglich vermutete Divergenz heraus als eine unübersteigliche weite Kluft, die hier gleichsam zwei Welten trennt. So nah die beiden Faunen beisammen

und so sehr übereinstimmend sie in der Einbettung sind, so sind doch die gemeinsamen Elemente gleich null oder nahezu null.

Mit dem Erweise dieser Tatsache dürfte auch die bisherige Unsicherheit in der Horizontierung unserer Plattenkalke ihrer allmählichen Überwindung entgegensehen.

Das tatsächliche Vorliegen der behaupteten scharfen Faunendifferenz zwischen den Plattenkalcken im Norden und den ähnlichen hangenden Bildungen des Südens bei Neuburg wird sich auch hier in der Schilderung um so klarer und evidenter ergeben, als artenreich die beiden Faunen einander gegenübergestellt werden. Eine ebenso eingehende Untersuchung wie Schilderung der beiden Faunen mußte deshalb meine Hauptaufgabe sein. Da es sich jedoch um zahlreiche Neubeschreibungen handelt, muß sie einem rein paläontologischen Abschnitte zugewiesen werden. Immerhin muß auch hier bereits eine gewisse Charakterisierung auch der bisher weniger oder noch nicht bekannten diesbezüglichen faunistischen Elemente dem Verständnis des Ganzen zuliebe erfolgen.

Cephalopoden fehlen in den Plattenkalcken nirgends, besonders gehören Aptychen von Oppelien, Aspidoceraten und auch Perisphincten (sogen. „Klauen“ der Arbeiter) hier zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, ganze Gehäuse in besserer Erhaltung sind indes selten. Dort aber, wo im nördlichen Gebietsteile die Ablagerung mehr bankig wird, also besonders im Mörsheimer „wilden Felsen“, stellen sich diese Tiere wieder häufiger ein, Oppelien vor allem, doch auch Aspidoceraten und Perisphincten, wenn es auch meist schwer fällt, bei der Härte des Gesteins und einer anscheinend durch Seitendruck erfolgten weitgehenden inneren Zerdrückung gerade dieser dickeren Bänke ein ganzes Gehäuse größerer Dimension freizulegen. Immerhin gestattet das bis heute Vorliegende manch interessantes Urteil.

Was man hier in kurzer Zeit schlägt und erkennt, das sind die durch OPPELS meisterhafte Arbeiten längst bekannten Formen aus den Plattenkalcken, die teilweise den Charakter wichtigster Leitfossilien für diese erhielten. Das numerisch gelegentlich so außerordentlich häufige Vorkommen so ziemlich sämtlicher dieser Formen auch im „wilden Felsen“ von Mörsheim ist ein unumstößlicher Beweis für seine stratigraphische Zugehörigkeit zu den eigentlichen Plattenkalcken. Was ich hier aus dieser Plattenfauna vor allem im Auge habe, sind die so charakteristischen Oppelientypen, die in OPPELS „Paläontologischen Mitteilungen“ beschrieben wurden als

*Oppelia (Neumayria) lithographica* OPP.,

„ *Haerberleini* OPP.,

dann die mehr glatte, entfernt wieder an manche Tenuilobaten erinnernde

*Oppelia (Streblites) steraspis* OPP.

Sie sind für die Stufe sicher leitend und besonders *O. lithographica* jederzeit sofort und leicht kenntlich, auch *O. steraspis* scheint sie weder nach unten noch nach oben zu überschreiten, denn wenn die Grenze ihres Vorkommens früher viel tiefer gezogen und über das ganze  $\zeta$  ausgedehnt wurde, so dürfte dem eine Verwechslung mit schlechterhaltenen Oppelien vom Typus der *Opp. flexuosa nudocrassata* QU. emend. WEPFER der Unterlage, wie bereits hervorgehoben, zugrunde liegen.

Wenn übrigens WEPFER in seiner neuen Oppelien-Monographie sich für berechtigt hält, nicht nur die hier zitierten Oppelien, von denen sich z. B. *O. lithographica* mit ihrer zahlreichen dreifachen Externknotenreihe und den kräftigen typischen flexuosen Flankenrippen und die fast ganz glatte *O. steraspis* mit ganz zarten, oft kaum sichtbaren, mehr undeutlich flexuosen Flankenstreifen sich so ferne stehen wie irgend zwei Ammonitenarten, zusammenzuwerfen, sondern sie mitsamt ihrer selteneren, bald mehr bald weniger abweichenden Begleitschaft zu seiner nichtssagenden *O. flex. nudocrassata* zu stellen und sämtliche diesbezüglichen Namen als überflüssig zu kassieren, so ist hier weder der Platz, noch bin ich dazu berufen, zu diesem Unterfangen Stellung zu nehmen. Aber auf alle Fälle kann ich seine Auseinandersetzungen hier nicht berücksichtigen, da ich gerade in dem Zusammenwerfen der schönen Musterarten der *O. lithographica* und *O. steraspis* in der ganzen Methode dieses Forschers eine unberechtigte Abstumpfung und Aufgebung des in sämtlichen paläontologischen Arbeiten der letzten Jahrzehnte ganz allgemein herrschenden Artbegriffes erblicke.

Neben den drei genannten treten die übrigen von OPPEL aufgeführten Arten in ihrem Vorkommen entschieden stark in den Hintergrund. Doch sind mir die Auseinandersetzungen WEPFERS keinerlei Anlaß, an der Berechtigung der von OPPEL aufgestellten Arten zu zweifeln und ich nehme deshalb keinen Anstand, sie hier sämtlich zu registrieren als

*Oppelia (Neumayria) Thoro* OPP.

„ (*Streblites*) *apora* OPP.

„ (*Streblites*) *Bous* OPP.



Seine *Oppelia euclupta* OPP., in der NEUMAYR eine mögliche *O. pugilis* vermutete, ist wohl eher noch mit *O. nobilis* in Beziehung zu bringen, denn ich vermisse bei ihr die kräftige unübersehbare Ventralknotenreihe der ersteren Art; doch ist sie höchst wahrscheinlich auch von der letzteren artverschieden. Auf alle Fälle aber wird man das Urteil über die Berechtigung dieser eben aufgezählten Arten einer späteren glücklicheren Revision überlassen müssen, die über noch reicheres und besseres Material verfügen wird, als bis jetzt vielleicht gerade von diesen relativ seltenen Arten vorliegt. Wenn WEPFER überhaupt diese Fauna aus den Plattenkalken als in miserabler Erhaltung hinstellt, die scheinbar nur eine äußerst problematische Bestimmung zuläßt, so ist das arg übertrieben, denn gerade ein großer Teil der hier behandelten Oppelien liegt von Mörsheim in geradezu idealer Erhaltung vor mit Mundsaum, Lobenlinie und tadelloser Schalenskulptur. — Weit häufiger noch als eigentliche Gehäuse trifft man zum gleichen Genus *Oppelia* zu stellende Aptychen an.

Durch seine Aptychen gehört besonders auch das Genus *Aspidoceras* zu den gemeinsten Erscheinungen der Stufe, so selten man auch auf gute ganze Gehäuse dieser Tiere stößt, weshalb sie sich für Leitzwecke weniger empfehlen, obwohl wahrscheinlich ein paar Arten den Plattenkalken eigen sind. Auch sind sie in diesen wohl meist zu schlecht erhalten und infolgedessen zu sehr der Gefahr der Verwechslung ausgesetzt mit analogen und sicher teilweise auch gleichen Arten der unmittelbaren Unterlage. Den Plattenkalken eigen ist möglicherweise z. B. die von OPPEL beschriebene unispinose Art des

*Aspidoceras Pipini* OPP., während

„ *episum* OPP.

gelegentlich auch bereits aus dem Oxford zitiert wird. Seinen *Aspidoceras hoplisum* OPP., dessen Morphologie bei der so häufigen und anscheinend für die Plattenkalke charakteristischen eingenommenen Rückenlage leider zu wenig zugänglich ist, glaube ich in der mehr aufgeblasenen Art aus den Rieder Kalken mit Sicherheit wieder zu erkennen; wenn auch das von mir abgebildete Exemplar von dort in seinem vorgeschrittenen Stadium ein entsprechend anderes Bild gibt, so stimmt doch ganz besonders auch der im Gehäuse steckende Aptychus mit OPPELS Beschreibung wieder ganz vorzüglich überein, wie auch die mir vorliegenden Jugendexemplare von dort. Neben dieser Form gehen übrigens sicher auch in die Plattenkalke noch Vertreter jener weitergenabelten schwer auseinanderzuhaltenden Gruppe, die wir bald als *A. bispinosum*, bald wohl auch als *aff. caletanum* zitiert finden, herauf, wie ich sie in zahlreichen Gehäusebruchstücken, besonders z. B. auf dem Frauenberg bei Eichstätt (mit *Waagenia hybonota*) schlug; möglicherweise sind sie identisch mit den aus den Rieder Kalken früher als *cf. bispinosum* angegebenen und von dort als häufig bezeichneten Arten.

Die *Aspidoceras*arten verbindet also mit den Formen des Liegenden ein reiches Wurzelgeflecht und sie sind vor dessen sorgfältiger Analyse für stratigraphische Zwecke wenig geeignet. Dieses Genus teilt in dieser Hinsicht, entfernt wenigstens, das Schicksal der obigen Oppelien, von denen zwar *O. lithographica* und *O. Haberleini* bei einiger Erhaltung jederzeit leicht und sicher fixierbar sind und deshalb hier ausscheiden, die gegenüber den häufigen nudocrassaten *O.* der Unterlage aber doch für den Anfänger — aber nur für ihn — gelegentlich verführend werden können. Um so höher aber steigt der stratigraphische Leitwert dieser beiden Tiergruppen nach meiner Erfahrung der Überlage gegenüber, denn die Oppelien scheinen, hier in Franken wenigstens, vor Ablagerung des Neuburger Oberthitons vollkommen von der Bildfläche verschwunden; und was mir an *Aspidoceras* aus diesen bisher zufiel, hat in den Plattenkalken, wie wir sehen werden, keinerlei nähere Verwandtschaft, also beide Genera sind behufs Horizontierung für den kartierenden Geologen nichts weniger als unbrauchbar, wenn auch mehr negativ eben durch ihr Fehlen in dieser Überlagerung.

Auch die *Waagenien* der Plattenkalke, *Waagenia hybonota* OPP. und *Waagenia Autharis* OPP., an deren spezifischen Verschiedenheit gelegentlich auch gezweifelt wird (ob mit Recht, kann ich nicht sagen), scheinen mit deren Untergrenze nicht scharf abzuschneiden, sondern noch in die obere Hälfte der liegenden Bankkalke hinüberzugehen. Doch liegt mir auch von ihnen aus dem Neuburger Oberthiton bis heute keine Spur vor, sie waren sicher ebenfalls bereits verschwunden. Ähnliches gilt vom Genus *Haploceras*; es ist in den Plattenkalken noch ungemein häufig (*Hapl. lingulatum*, *nimbatum*) geht auch sicher in die blaugrauen (Reisberg-)Bänke über (Finkenstein, Angermühle bei Rennertshofen), doch liegt mir auch von ihm aus dem Oberthiton des Südens bisher noch keine Spur vor trotz seines Massenauftritts in den tieferen Schichten. In ganz unerwarteter Verwendbarkeit bietet sich dem kartierenden Geologen aber gerade hier in Franken entgegen aller bisherigen Anschauung und Darstellung das bisher leider zu wenig bekannte und unklar gedeutete weite Genus der *Perisphincten* dar.

Was einem hier als bezeichnend entgegentritt, sind zunächst zum Teil Formen, welche die Plattenkalke noch mit ihrer unmittelbaren Unterlage teilen und die früher bereits, besonders aus den Rieder Kalken, vorgeführt wurden, zumeist Formen, in deren Schalenskulptur — mehr oder minder deutlich ausgeprägten sogen. virgatodichotomen Rippenbündeln mit meist tiefgelegenen Teilungspunkte — UHLIG eine Art jugendlicher Momente in der Perisphinctenzeichnung erkannte und die er deshalb unter der Bezeichnung Virgatosphinctes als Subgenus von Perisphinctes zusammenfaßt. Bei einer ganz oberflächlichen allgemeinen Sichtung des Materials lassen sich die diesbezüglichen mir vorliegenden Formen teils gruppieren um *Perisphinctes Ulmensis* OPP., teils um *P. frequens* (*subfrequens*) UHL. und *P. denseplicatus* WAAG., teils auch mehr um *P. contiguus* CAT.; anderen kommt vermöge ihrer Morphologie eine Art Zwischenstellung zwischen diesen Gruppen zu. Ihre nähere Beschreibung muß ich, um Wiederholungen vorzubeugen, aber dem rein paläontologischen Teile zuweisen und mich hier mit einer ganz skizzenhaften Zeichnung begnügen.

*Perisphinctes Ulmensis* OPP. (Taf. IV Fig. 3),

durch engen Nabel, sehr gedrängte, verhältnismäßig spät, doch dann typisch und reich virgatodichotom gebündelte Berippung leicht erkenntlich (Rippen 7—10teilig).

*Perisphinctes (Virgatosph.) n. sp. aff. Ulmensis* OPP. (*subulmensis mihi*),

hauptsächlich nur durch ein wenig offeneres Gehäuse und etwas spärlichere Berippung von der vorigen Art geschieden, als Varietät von ihr deutbar („Wilder Fels“ Mörsheim, auch Rieder Kalke).

*Perisphinctes (Virgatosph.) cf. Ulmensis* OPP.,

den vorigen in der Jugend sehr ähnlich, nur in der Berippung zarter und im Querschnitt aufgeblasener, spätere Entwicklung leider nicht bekannt. Die Form ist mit der unter gleicher Bezeichnung aus den Rieder Kalken angeführten nicht artgleich und noch nicht näher charakterisierbar (Mörsheim).

*Perisphinctes (Virgatosph.) n. sp. aff. contiguus* CAT.,

durch noch recht reiche zweiteilige Berippung in der Jugend stark an die vorigen Arten gemahnend, durch entschieden weiteren Nabel aber von ihnen in jedem Stadium leicht scheidbar, ausgezeichnet durch weit früher auftretende, bescheidenere Rippenbündlung, die hier weniger deutlich virgatodichotom ist (3—5teilig), auch von kleinerer Dimension; hieher gehörige Jugendformen scheinen vielfach aus den Plattenkalken auch als *Per. transitorius* OPP. zu kursieren, der indes seine nähere Verwandtschaft sicher erst im Neuburger Obertithon hat — als *Virgatosph. Moernsheimensis n. sp.* unten beschrieben (Vorkommen Mörsheim).

*Perisphinctes (Virgatosph.) n. sp. cf. contiguus* CAT.,

der vorigen sehr ähnlich, Gehäuse jedoch von wesentlich größeren Dimensionen, Rippenrelief kräftiger, nimmt eine Art Mittelstellung ein zwischen dem vorausgehenden *aff. contiguus* und dem folgenden *Rüppellianus* QU (Rippen 3—4teilig) (Unterstall, Reisbergschichten) — als *Virgatosphinctes Reisi n. sp.* unten beschrieben.

Aus wohl sicher den gleichen Kalken (Neuburg) stammend, fand ich in der Sammlung der K. Realschule in Neuburg ein Stück einer von der vorausgehenden Art nur durch etwas größere Evolution und höher gelegene Rippenteilung spez. getrennten Form, — als *Virgatosph. (Per.) ricinus n. sp.* (Taf. III Fig. 2) unten beschrieben.

*Perisphinctes (Virgatosph.) Rüppellianus* QU.,

der vorigen Art sehr ähnlich, gegenüber *Virg. Reisi n. sp.* gleichfalls entschieden offener und damit weiter genabelt, in der Jugend spärlicher berippt, nach Art von *filiplex* QU., der wohl sein Jugendstadium darstellt; diese Form dürfte größere vertikale Vorkommensspannweite haben und auch zu den häufigsten gehören; sie geht einerseits in die Bänke der Unterlage wie anscheinend die blauen Reisbergschichten über; ein Stück, das ich vom Böhmfelder Reisberg in der Eichstätter Lycealsammlung fand, deutet auf Grund des petrographischen Habitus mehr auf eine Herkunft aus den bläulichen Bänken denn aus eigentlichen Plattenkalken hin; ich stelle die Form zu QUENSTEDTS *P. Rüppellianus*, obwohl ich nicht sicher bin, ob das Original dort nicht mit der vorausgehenden Art übereinstimmt (Rippen 3—5teilig, Wasserzell, Böhmfeld).

*Perisphinctes (Virgatosph.) n. sp. cf. frequens* UHL.,

Bündelung gegenüber den UHLIG'schen Formen relativ spät auftretend (wie bei *Ulmensis*), doch dann reich und typisch virgatodichotom wie bei *frequens* und *Ulmensis*, aber durch alle Stadien viel ärmer als bei letzterem, Nabel gleichgradig weiter. Ich fand die Form in graulichem rostfleckigen Gestein in hiesiger Sammlung ohne nähere Fundortsangabe vor, also möglicherweise aus den dunkleren jüngeren Bänken (Reisbergschichten) stammend — als *Virgatosph. Eystettensis n. sp.* unten beschrieben (Taf. III Fig. 5) —; die Form setzt in die *Beckeri*-Stufe hinab (Eichstätt, Ried).

*Perisphinctes (Virgatosph.) n. sp. aff. subfrequens* UHL.,



Nabel weit wie bei voriger Art, Berippung reicher und in späterem Alter zarter als bei ihr, Querschnitt dicker; liegt bis heute aus dem „Wilden Fels“ nur andeutungsweise vor.

*Perisphinctes (Virgatosph.?) supremus* SUTN. (Manuskriptname) (Taf. IV Fig. 4), an *Rüppellianus* erinnernd, doch Berippung durch alle Stadien noch weit spärlicher, gleichgradig im Relief kräftiger, Rippenbündlung sehr spät auftretend und numerisch bescheidener (3—4 teilig), erreicht stattliche Dimensionen.

Aus den Bankkalken des ausgehenden Usseltales (Reisbergsschichten) liegt mir aus dem kleinen Anbruch von der Angermühle bei Rennertshofen ein Wohnkammerstück eines mäßig weiten Gehäuses vor mit früher, ziemlich intensiver, undeutlich virgatodichotomer Rippenverzweigung, zarten Siphonal-, dagegen frühzeitig halb wulstig anschwellenden Umbonal-Rippen; letztere morphologischen Momente erinnern an einen allerdings viel größer werdenden Typus, der aus den Rieder Kalken vorliegt; die zarten Zweigrippen erinnern, wenn auch entfernt, an manche Eichelgarten-Formen — als *Virgatosph. vimineus n. sp.* unten beschrieben (Taf. III Fig. 6).

Mit der hier aufgeführten Reihe von Perisphincten (Virgatosphincten) mit reicherer Rippenverzweigung ist indes das von den Plattenkalken und ihren vermutlichen Äquivalenten tatsächlich eingeschlossene Material sicher noch lange nicht erschöpft; vielmehr deuten Gehäusebruchstücke jüngerer und älterer Stadien auf noch entschieden größere Formenfülle hin, deren nähere Kenntnis zunächst der Zukunft anheimzustellen ist; die von QUENSTEDT dargestellten Gehäuse und Gehäuseteile lassen sich zwar größtenteils bei den bisher vorgeführten Formen ungezwungen unterbringen mit Ausnahme seines mehr an den *colubrinus*-Typ erinnernden *P. cf. lictor* (Ammoniten, Bd. III Taf. 125); dieser letztere nähert sich möglicherweise den von SCHLOSSER bekannt gemachten Kelheimer Formen *P. diceratinus* SCHLOSS. und *P. Kelheimensis* SCHLOSS.

Angaben über das Vorkommen von typischen Obertithon-Formen (*P. eudichotomus*, *transitorius*, *Berriasella Callisto*) aus den Plattenschiefern beruhen zum Teil wohl auf sicher falscher Bestimmung, größtenteils indes auf falscher Einreihung der Fauna der jüngsten Jurabildungen bei Neuburg-Unterhausen unter die der Plattenkalke.

Wenn OPPEL noch das Vorkommen von Formen erwähnt, die sich an *Amm. bplex* und *rotundus* anreihen, so erinnert er damit an meist gröber und spärlicher berippte Arten, wie wir sie auch aus den Bänken der Platten-Unterlage kennen lernten (*P. cf. giganteus*, *Holc. gigas*, *Holc. Gravesianus*), von denen einzelne wohl auch noch in die Platten aufsteigen dürften; so kann der *Perisph. cf. giganteus* der Neuburger Realschule auch aus den blaugrauen (Reisberg-) Kalkbänken der dortigen Gegend stammen; unerwachsene *Holcostephanen* (*Holcost. Gravesianus*) liegen aus Solnhofer Plattenkalken von Kelheim in hiesiger Sammlung. Auch aus Plattenkalken von Breitenhüll bei Ingolstadt und zwar mehr ihrer hangenderen Partie stammen schon von SCHLOSSER erwähnte zwei Gehäuse hiesiger Sammlung, die sich mit *Holcost. gigas* D'ORB. gut decken.

Es wäre hier außerordentlich interessant, das angedeutete vermutlich etwas jüngere Alter der wieder mehr gebankten, meist dunkleren und vielfach tonreicheren Kalke des Südens, in der Umgebung von Neuburg und Rennertshofen, und der unmittelbaren Unterlage des dortigen Obertithons den Plattenkalken gegenüber faunistisch nachzuweisen. Leider gestattet das bei der Seltenheit von Fossil-einschlüssen bisher äußerst ärmlich vorliegende Material noch kein sicheres Urteil in dieser Frage. Aus blaugrauen petrographisch allenfalls schon hierher gehörenden Dickplatten bei Zell an der Speck schlug GÜMBEL, wie angedeutet, *Oppelia lithographica*; ich fand diese Form in ähnlichen Kalken im Büchelschlag NW. von Biesenhart; weiter südlich kam mir von dieser wichtigsten, im „Wilden Felsen“ von Mörsheim so außerordentlich gemeinen Leitform keine Spur mehr zu Gesicht. Nachdem sie aber in den mehr nördlichen Vorkommen unserer blaugrauen Kalke sich gelegentlich noch findet, in den südlicheren dagegen fehlt, möchte ich darin die Andeutung eines etwas höheren Alters für die ersteren erblicken; die Form scheint dann auszusterben und das oberste Paket unserer Ablagerung nicht mehr zu erreichen. Was man beim Sammeln noch am ersten darin antrifft, sind glatte Haploceraten; doch traf ich bisher lediglich auffallend kleine, mehr zwerghafte Formen. An Aspidoceraten begegnete mir noch nichts; indes liegt von *Perisphinctes* einiges vor. Ein herrliches, gut erhaltenes Gehäuse bekam ich in Unterstall bei Neuburg aus einem der dortigen kleinen Brüche. Ich zitierte ihn bereits oben als *Virgatosphinctes cf. contiguus* CAT. und beschreibe ihn im nächsten Abschnitt als *Virgatosph. Reisi n. sp.* Er nimmt morphologisch eine Art Mitte ein zwischen *P. Rüppellianus* und dem *P. aff. contiguus* von Mörsheim (= *P. Moernsheimensis n. sp.*), deutet also stratigraphisch mehr nach unten denn nach oben (auch Bruchstücke aus dem „Wilden Felsen“ stellen sich gut zu ihm); der vom Reisberg angeführte *Perisph. Rüppellianus* ist bezüglich seiner Herkunft aus den dortigen blaugrauen Bänken leider nicht sicher, wenn auch wahrscheinlich. Auch diese Form weist also

stratigraphisch mehr nach unten als nach oben. Auch das von der Angermühle mir vorliegende Wohnkammerstück, das ich als *Virgatosph. vimineus n. sp.* unten beschreiben werde, hat seine besten morphologischen Anklänge an entschieden tiefere Schichten, also von einer Art Übergangsfauna zum Neuburger Obertithon beweist das bisher vorliegende Material eigentlich noch nichts. Man könnte höchstens hinweisen auf das gelegentliche auffällige Anhäufen von meist kleinen zarten Zweischalern, das man dort beobachtet, wo im Plattenhangenden das Gestein mehr einen fäulenartig tonigen oder auch breisteinartigen Charakter annimmt; es stellt sich hier nämlich vielfach in Begleitung von Lucinen, Astarten ein Schwarm von kleinen nuculaartigen, bei Unkenntnis des Schlosses aber wohl meist unbestimmbaren Bivalven ein, wie ich sie z. B. bei STRUCKMANN aus den Einbeckhäusern Platten, von LORIOZ auch aus Purbeck abgebildet und bald zu Corbis, Corbicella, dann zu Cyprina, Anisocardia, Nucula, Leda gestellt sehe. Ich schlug sie im Hangenden von Plattenkalken bei Ensfeld, SO. von Gammersfeld an der Ellenbrunner Straße, dann besonders häufig NW. über Bittenbrunn an der Monheimer Straße nahe dem Exerzierplatz; besonders häufig traf ich außerdem noch diese Kleinmolluskenfauna in einer Art Plattenkalken südlich Neukelheim. Bei allerdings sehr problematischer Bestimmung ergab mir diese Kleinmollusken-Fauna etwa folgendes:

<i>Anomia suprajurensis</i> BUV.,	<i>Cyprina lediformis</i> v. SEEB. (= <i>Cor-</i>
<i>Lucina cetae</i> QU.,	<i>bula Mosensis</i> BUV.),
<i>Astarte minima</i> QU.,	<i>Anisocardia blanda</i> DE LOR. (sehr
<i>Astarte supracorallina</i> BUV.,	häufig bei Ensfeld),
<i>Mytilus aequiplicatus</i> STROMB.,	<i>Anisocardia Segayi</i> SOW.,
<i>Corbula Deshaysiana</i> BUV. (häufig),	<i>Nucula Menkii</i> ROEM.,
	<i>Nucula Bellozanensis</i> DE LOR.

Was man aber zur Charakterisierung der mehr tonigen dunkleren Bänke im Plattenhangenden angeben kann, das sind zunächst mehr rein negative Momente, so das Fehlen der bisher so ungemein häufigen Aspidoceraten mit ihren Aptychen, der bisher gelegentlich noch massenhafteren Oppelien, dann das außerordentliche Zurücktreten der besonders in tieferen Schichten numerisch noch alles in Schatten stellenden Haploceraten, von denen nur noch gleichsam erbärmliche Reste übrig blieben; auch an Perisphincten ist eine große Anzahl, wie z. B. der echte *Ulmensis*, wahrscheinlich bereits von der Bildfläche verschwunden. Im Laufe der Zeit aber ist an dem Erwerb auch an mehr positiv verwertbaren Tatsachen nach meinem Dafürhalten nicht zu zweifeln. Es wird einer langjährigen Sammelarbeit hier das nötige Material wohl zufallen. Es sind unsere blaugrauen Bankkalle der südlicheren Region wohl die in Württemberg vielleicht noch mächtigeren und häufigeren sogen. ζ-Bänke im allgemeinen, die dort ζ als so fossilarm in Verruf gebracht haben; ich vermute, daß sie vielleicht im Laufe der Zeit noch wenigstens in ihrem hangenderen Teile die Ausscheidung einer neuen dritten Unterstufe über den eigentlichen Plattenkalken gestatten. In Württemberg dürften übrigens ganz ähnliche Kalke bereits obertithonisch sein und äquivalent den unten beschriebenen Kalken von Ober- und Unterhausen.

Was übrigens die faunistische Bedeutung des Mörsheimer „Wilden Felsen“ noch steigert, das ist außer den relativ häufigen Ammonoiten besonders wieder der Einschluß auch einer derartig reichen weiteren Evertibratenfauna, daß ich mich, wenigstens bezüglich ihrer, mit der WALTHER'schen Vorstellung von der Ankunft der Organismen in den ehemaligen jurassischen Lagunen (den Plattenmulden) in totem oder nahezu totem Zustande durchaus nicht vertraut machen kann, sondern annehmen muß, daß sie hier wenigstens vorübergehend (bei nicht unwesentlichem Flutanschwellen?) an Ort und Stelle gelebt haben müssen und sich ganz wohl fühlten.

Was an dieser Fauna besonders interessiert, das ist ein unverkennbares, gelegentlich starkes Eindringen von Elementen der sogen. Riffauna, die mit der allerdings ganz lokalen und untergeordneten Änderung des petrographischen Habitus zur sogen. Rifffazies Hand in Hand geht. Diese sogen. „Kolonisierung“ ζ's, wie die Württemberger sich ausdrücken würden, ist hier sicher nicht etwa auf ein Herunterfallen von e-Brocken und -Felsen vom nahen Riff zurückzuführen, als welches das Vorkommen gelegentlich auch gedeutet wurde, sondern auf eine tatsächliche Neuansiedlung der betreffenden Organismen.

Durch diese eigenartigen faunistischen wie petrographischen Einsprenglinge, wenn ich mich so ausdrücken darf, ziehen sich vom Mörsheimer „Wilden Felsen“ wieder reiche Verbindungsfäden zu den mehr oder minder riffigen Ablagerungen des Gebietes, d. h. der zoogenen Fazies, zum Liegenden sowohl, dem e-Deckgebilde, wie zu Vorkommen, die ich, wie jenes von Nassenfels und Zell, für äquivalent mit ihm (dem „Wilden Felsen“) halten möchte, wie auch zu jenen, die durch gewisse faunistische Differenzen auf eine stratigraphisch etwas gehobene Stufe sich einstellen, wie wir



sehen werden, wie z. B. Laisacker bei Neuburg. Ich könnte deshalb die diesen Vorkommen entstammende Fauna hier mehr zusammenschließend behandeln und mich vielleicht kürzer fassen. Da indes die stratigraphische Wertung der sogen. Riffauna bisher immer noch großen Schwierigkeiten begegnete, nach meinem Dafürhalten diese aber doch gewisse stratigraphisch sehr wertvolle Anhaltspunkte zu liefern geeignet wäre, und da außerdem weitere wichtige, im folgenden zu behandelnde Vorkommen dieser Fazies auf Grund der heutigen Lagerungsverhältnisse nicht absolut sicher fixierbar erscheinen, hielt ich hier eine gewisse selbständige Untersuchung dieser Fauna an den einzelnen Lokalitäten für nicht unzumutbar, vor allem jenes des Mörsheimer „Wilden Felsen“, an dessen Äquivalenz mit den Plattenschiefern nicht zu zweifeln ist. Beim ausgesprochenen Vorherrschen des mehr geschichteten Charakters ist übrigens hier noch ein reicher Anteil der sogen. Tonfazies-Fauna zu bemerken (zartschalige Mollusken), von denen ein Teil auch in die nächste Stufe hinaufgreift, ins Neuburger Obertithon, und dieses so doch wieder etwas, wenn auch sehr lose, mit Solnhofen verbindet.

Was einem an Cephalopoden in den Eichstätt-Solnhofen Plattenkalken allenfalls noch als verbindend mit Neuburg-Oberhausen begegnet, das ist eine hier (Mörsheim) ziemlich seltene, dort (Neuburg) aber gemeine, seitlich ziemlich stark komprimierte Nautilus-Form mit undeutlichen Kanten an der Rückenseite und durch einen relativ scharf ausgeprägten Bauchlobus ausgezeichnet, die mit ihren nächsten Verwandten bisher meist als *Nautilus aganiticus* PICT. zitiert, von Herrn v. LOESCH indes in seiner neuen Monographie über jurassische Nautilen (Manuskript) als

*Nautilus Vilmae* v. LOESCH

beschrieben wurde; immerhin soll nach Aussage dieses Autors die Neuburger Form gewisse morphologische Unterschiede zeigen.

Was mir aus dem „Wilden Felsen“, der petrographisch trotz kleiner riffiger Wucherungen, wie hervorgehoben, noch weit entfernt ist von dem, was man unter eigentlicher Riffazies versteht, vorliegt, ist hauptsächlich folgendes:

<i>Terebratula insignis</i> SCHÜBL.,	<i>Pecten subarmatus</i> MÜNST.,
<i>T. cyclogonia</i> ZEUSCHN.,	<i>P. siculus</i> GEMM.,
<i>T. Kelheimensis</i> SCHLOSS.,	<i>P. globosus</i> QU.,
<i>T. Rebeliana</i> d'ORB.,	<i>P. cingulatus</i> SCHLOTH.,
<i>T. Kurri</i> OPP.,	<i>P. vitreus</i> ROEM.,
<i>Waldheimia Danubiensis</i> SCHLOSS.,	<i>P. nonarius</i> QU.,
<i>W. magasiformis</i> ZITT.,	<i>Hinnites inaequistriatus</i> VOLTZ.,
<i>Terebratulina substriata</i> ,	<i>H. velatus</i> GOLDF.,
<i>Megerlea Gumbeli</i> SCHLOTH.,	<i>H. astartinus</i> BOEHM.,
<i>Rhynchonella astieriana</i> d'ORB.,	<i>Astarte Morini</i> DE LOR.,
<i>Rh. apicilaevis</i> ETALL.,	<i>Anomia suprajuraisensis</i> BUV.,
<i>Rh. strioplicata</i> QU.,	<i>Isoarca explicata</i> BOEHM.,
<i>Rh. striocincta</i> QU.,	<i>I. speciosa</i> MÜNST.,
<i>Rh. n. sp. aff. striocincta</i> QU.,	<i>I. striata</i> BOEHM.,
<i>Rh. capillata</i> ZITT.,	<i>Arcomya Moeschi</i> DE LOR.,
<i>Lima Pratzi</i> BOEHM.,	<i>Arca sp. cf. catalaunica</i> DE LOR.,
<i>L. aciculata</i> MÜNST.,	<i>Trigonia aff. papillata</i> AG.,
<i>Ostrea rugosa</i> MÜNST.,	<i>Posidonomya Bononiensis</i> DE LOR.,
<i>Exogyra virgula</i> QU.,	<i>Lithodomus cf. Valfinensis</i> DE LOR.,
<i>Pecten subteatorius</i> GOLDF. (sehr häufig),	<i>Strombus suevicus</i> QU. (?),
<i>P. paraphorus</i> BOEHM.,	<i>Patella lithographica</i> SCHLOSS.

Eigenartig ist im Mörsheimer „Wilden Felsen“ in den mehr dickeren Bänken mit gelegentlich halb riffiger Wucherung das auffällige Anhäufen von Prosoponiden, so daß es mir eines Tages gelang, aus ein paar Blöcken in kurzer Zeit einen großen Teil der von HERMANN VON MEYER aus der Ulmer Gegend bekanntgemachten Arten festzustellen, als

<i>Prosopon rostratum</i> H. v. MEY.,	<i>P. laeve</i> H. v. MEY.,
<i>P. spinosum</i> H. v. MEY.,	<i>P. excisum</i> H. v. MEY.,
<i>P. simplex</i> H. v. MEY.,	<i>P. cf. grande</i> H. v. MEY.

Die zweifelhafte Brauchbarkeit dieser interessanten Tiergruppe für feinere stratigraphische Zwecke wurde bereits des öfteren hervorgehoben. Da es sich indes in dem Vorkommen der MEYER'schen Originale bei Ulm möglicherweise, sogar wahrscheinlich um äquivalente Ablagerungen zu den dunkleren mehr bankigen Kalken unseres Südgebietes, also so ziemlich Äquivalente unseres „Wilden Felsen“

von Mörsnheim oder eher noch jüngere Sedimente, wohl weniger um die unteren Dickbänke der *Beckeri*-Unterstufe handelt, können die hier vorgeführten Prosoptoniden mit jenen von H. v. MEYER aus annähernd der gleichen Zone stammen. Wenn wir einen Teil aus ihnen aber in Franken in bereits merklich älteren Schichten ( $\delta$  und *Beckeri*-Z.) angetroffen haben, so bleibt damit zwar die Möglichkeit, daß einzelne bisher noch nicht ausgeschiedene Arten den Plattenkalken eigen sind, nicht ausgeschlossen, doch ist deshalb ihrer Verwendung für stratigraphische Zwecke nicht weniger aus dem Wege zu gehen, was übrigens kein besonderes Unglück bedeutet, nachdem hier in Franken reichlich Ersatz durch Ammoneen sich bietet. Auch an dem Vorliegen des *Gastrodorus Neuhausense* H. v. MEYER aus dem „Wilden Felsen“ kann ich nicht zweifeln, auch seine von HAIMMANN so sehr betonte Verwendbarkeit als leitend für die Pseudomutabiliskalke wird dadurch zum mindesten äußerst fraglich.

Während also der „Wilde Fels“ von Mörsnheim stratigraphisch wie durch die eingeschlossene Ammoneen-Fauna auch faunistisch sicher fixiert und charakterisiert erscheint, kann man dieses von dem Vorkommen bei Nassenfels-Zell leider nicht mit gleicher Sicherheit behaupten. Zwar deutet manches, besonders die Lagerung, auf eine annähernde Äquivalenz mit den Plattenkalken oder noch besser mit dem „Wilden Felsen“ hin, wie wir gesehen. Sie haben unter sich noch plattige Schiefer mit *Oppelia lithographica*, stellen sich also für den Fall der tatsächlichen Auflagerung auf diesen dunkelgrauen Dickplatten unter der Meilenhofer Straße bei Zell sicher zu unserer Stufe. Doch ist im Falle des Abbruches der Zeller grauen Platten an Spalten — und Spuren tektonischer Störung fehlen nicht — auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die dortigen Echinodermen-Kalke noch Äquivalente der Gravesianusbänke (*Beckeri*-Z.) oder gar der oberen  $\epsilon$ -Decke darstellen. Auf der anderen Seite ist auch ein etwas jüngeres Alter als das des „Wilden Felsen“ nicht unmöglich, denn die Dickplatten von Zell sind wohl mit den blauen Bänken vom Nassenfelser Keller annähernd identisch, und diese korrespondieren höchst wahrscheinlich ihrerseits wieder mit den mächtigen Reisbergschichten, die, wie hervorgehoben, noch in ein etwas höheres Alter hereingreifen als der „Wilde Fels“ bei Mörsnheim.

Die Mächtigkeit der Bildung bei Zell-Nassenfels ist eine anscheinend ziemlich bescheidene. Sie bildet zwar über der breiten kuppigen Höhe nördlich über Zell eine schön geschlossene, wohl kaum 10 m mächtige Decke, aber ihre zwei- bis dreimalige Wiederkehr an den Hängen herunter, die auf eine Art Wechsellagerung mit Bankkalken hindeutet, könnte sich auch auf kleine Vertikalabbruchungen an tektonischen Spalten zurückführen.

Auch das östlich daran sich anschließende Vorkommen NW. über Nassenfels ist ein ganz analoges; während es von der Eichstätter Straße über den Hohenstein hinweg ebenfalls eine deutlich geschlossene Decke bildet und hier als typischer, dem Boden sich anschmiegender Lochfelsen zu Tage tritt (wohl Nerineenkalke), ist die Bildung in einem kleinen Anbruch westlich daneben deutlich ruppigen, hellen, dickplattigen Kalken aufgelagert. Aber auch hier taucht sie an den seichten Süd- und Südost-Böschungen gegen die Schutter zu und besonders gegen SW. und die dortige kleine Seitentalrinne zu noch des öfteren auf, gleichfalls im Ungewissen lassend, ob es sich bei dieser Wiederkehr um ursprüngliche Lagerung, d. h. Wechsellagerung mit Bankkalken, oder aber um kleine Vertikalabbrüche aus dem Niveau der oben zusammenhängenden Decke handle.

Auf die petrographische große Variation der Bildung wurde bereits früher hingewiesen, hauptsächlich sind es wohl Echinodermen-Brekzien wie von der  $\epsilon$ -Oberdecke; diese gehen besonders in dem kleinen Seitentälchen westlich vom Hohenstein in hier recht typische sogen. echte Oolithe über, wo durch kalkige Überkrustung der einzelnen Gemengteile das Gestein mehr erbsen- oder rogensteinartigen Habitus annimmt. Vielfach wird das Gestein auch mehr dicht und geschlossen, wie manche Brachiopodenkalke des obersten  $\epsilon$ . Sie enthalten hier sehr häufig, wenn auch recht schlecht erhalten, Nerineen und erinnern so an manche Nerineenkalke von Sandharlanden und Abensberg oder der Rosenau bei Kelheim. Das gelegentliche Umsichgreifen von Dolomitisierung in diesen Bildungen wurde bereits betont.

Faunistisch enthalten die Ablagerungen hier bei Nassenfels so ziemlich das gleiche, was wir aus den  $\epsilon/\zeta$ -Grenzbänken früher bereits kennen lernten. Brachiopoden, Zweischaler, Echinodermen, Gastropoden. Jenes Vorherrschen von Brachiopoden, das wir häufig in der  $\epsilon$ -Decke antrafen, ist hier nicht mehr so aufdringlich, wenn sie auch immerhin noch häufig sind und gerade hier einige Arten aus dem Kelheimer Diceraskalk liefern, die mir sonst im Gebiete aus tieferen Schichten noch nicht begegneten und in denen ich gerade eine besondere Beziehung und Anknüpfung an vielleicht manche der Kelheimer Fundstellen vermuten möchte und Anzeichen eines etwas jüngeren Alters, Äquivalenz zu den Platten, vielleicht sogar schon mehr zu den Reisbergbänken; es sind dies nämlich



die Formen: *Terebratula immanis* mit ihren sogen. Varietäten *speciosa*, *pinguis* und *jucunda* SCHLOSS. Ich möchte aber auch hier aus oben angegebenen Gründen die Vorführung der übrigen hier konstatierten Fauna nicht unterlassen. Was mir vorliegt, ist vor allem folgendes:

<i>Terebratula insignis</i> SCHÜBL.,	<i>Lima alternicosta</i> BUV.,
<i>T. cyclogonia</i> ZEUSCHN.,	<i>L. spec. cf. alternicosta</i> BUV.,
<i>T. Kelheimensis</i> SCHLOSS.,	<i>L. Bouchardensis</i> DE LOR.,
<i>T. formosa</i> SÜSS,	<i>L. Thisbe</i> DE LOR.,
<i>T. Kurri</i> OPP.,	<i>L. aff. Boidini</i> SOW.,
<i>T. immanis</i> ZEUSCHN.,	<i>L. Pratzii</i> BOEHM.,
<i>T. immanis</i> var. <i>speciosa</i> , var. <i>jucunda</i> , var. <i>pinguis</i> ,	<i>L. lingula</i> BOEHM. (letzte Form besonders häufig in Entkalkungs-Siliciten),
<i>Waldheimia Danubiensis</i> SCHLOSS.,	<i>Pecten globosus</i> QU.,
<i>W. trigonella</i> SCHLOTH.,	<i>P. cordiformis</i> GEMM.,
<i>Megerlea pectunculus</i> SCHLOTH.,	<i>P. cf. Ercetensis</i> GEMM.,
<i>M. pectunculoides</i> SCHLOTH.,	<i>P. vimineus</i> SOW.,
<i>M. Gumbeli</i> OPP.,	<i>P. poecilographus</i> GEMM.,
<i>Rhynchonella Astieriana</i> D'ORB.,	<i>P. aff. tithonius</i> GEMM.,
<i>Avicula Gessneri</i> THURM.,	<i>Hinnites</i> sp.,
<i>Av. Douvielli</i> DE LOR.,	<i>Alectryonia hastellata</i> SCHLOTH.,
<i>Neaera Fontanesi</i> DE LOR.,	<i>Nerinea</i> sp. (häufig),
<i>Perna pygmaea</i> BOEHM.,	<i>Cerithium amabile</i> ZITT.,
<i>P. Bouchardi</i> OPP.,	<i>Tylostoma corallinum</i> ETALL.,
<i>Diceras speciosum</i> MÜNST.,	<i>Prosopon simplex</i> H. v. MEY.,
<i>Lima (Ctenostreon) tegulata</i> MÜNST.,	<i>P. cf. grande</i> H. v. MEY.
<i>L. semitegulata</i> DE LOR.,	

Beide Faunen, die hier von Nassenfels vorgeführte wie die obige vom „Wilden Fels“ bei Mörsenheim, wie übrigens auch die früher geschilderten analogen Faunen aus den Brekzien- und Brachiopodenkalken der oberen ε-Decke tauchen fast lückenlos in der Kelheimer Dicerasauna wieder auf, und doch wäre es falsch, die Faunen so ohne weiteres zu identifizieren, denn eine kurze Durchsicht der Kelheimer bei SCHLOSSER und BOEHM zeigt noch ein reiches Kontingent von Formen, die obigen Fossilisten abgehen und mir tatsächlich bis heute an diesen Lokalitäten auch nicht spurenweise zu Gesicht kamen, so daß ich zunächst auf ihr wirkliches Fehlen schließen muß. Ich würde übrigens auf diesen Formendefekt unserer Faunen und Lokalitäten kein so hohes Gewicht legen, wenn mir nicht ein weiteres Vorkommen petrographisch ganz analoger Bildungen innerhalb des Untersuchungsfeldes, das die Kelheimer Fauna ziemlich lückenlos aufweist, zum Schließen auf eine unleugbare Realität obiger Vermutung einer gewissen stratigraphischen Differenz Anlaß wäre.

Was mir bisher bei jeder Zusammenstellung meiner Faunen (von Mörsenheim, Nassenfels, sowie den Kalken der ε/ζ-grenze) mit der Kelheimer als scharf trennendes Moment auffiel, das war obiger Formenausfall im Eichstättischen gegenüber Kelheim, nämlich das Fehlen vor allem jener großen, gigantischen Zweischaler, die mir sonst im Gebiet bisher immer ausblieben, was ich bei der Fülle sonstiger Organismen nicht durch ein vorläufiges Nichtgefundenhaben, sondern stets infolge noch bestehender stratigraphischer Verschiedenheit erklären zu müssen glaubte. Ich wollte die faunistische Divergenz dann auf fazielle Unterschiede und die immerhin ansehnliche Entfernung der beiden Gebiete zurückführen, mußte aber auch auf diese Erklärung verzichten, da ich bei einigen Besuchen der schönen Laisacker Brüche bei Neuburg jene Differenz zwischen Eichstätt und Kelheim ganz unerwartet und frappant gleichsam ausgeglichen sah und in kurzer Zeit nahezu die ganze Reihe der bisherigen Kelheimer Spezialitäten gefördert erhielt. Dagegen konnte ich hier bei Neuburg gegenüber dem mehr nördlichen Analogievorkommen ein unverkennbares faunistisches Manko nachweisen; die im Norden oft geradezu gesteinsbildenden, in Nassenfels allerdings schon mehr zurücktretenden Brachiopoden gehören in Laisacker nämlich bereits zu den Seltenheiten, ein Umstand, in dem ich ein Durchklingen einer gewissen stratigraphischen Differenz vermute, in Nassenfels in den *T. immanis*-Formen eine gewisse Annäherung an Kelheim und gleichgradiges Entfernen von den Brachiopodenkalken der ε-Decke, in Laisacker die volle Entfaltung der Kelheimer Fauna durch Vorherrschen großer und gigantischer Zweischaler. Merkwürdigerweise aber vermißt man in Laisacker die Diceraten; ob auch dieser Umstand noch zu gewissen stratigraphischen Schlüssen berechtigt, kann ich auf Grund bisheriger Erfahrungen nicht beurteilen. Bei einem kurzen Besuche der Kelheimer Brüche fand ich diese Tiergattung allerdings auch nur in der Nähe von

Kelheimwinzer, hier zwar massenhaft vor, auch die Vorkommen der pachydermen Riesenzweischaler scheinen dort auf ganz bestimmte Brüche beschränkt zu sein, wie ich einer mündlichen Mitteilung des Herrn Kommerzienrates LANG von Kelheim entnehme. Obige Faunendifferenz zwischen Laisacker und dem mehr nördlichen Vorkommen im Untersuchungsgebiete kann ich nur auf eine stratigraphische Verschiedenheit zurückführen, und zwar auf ein merklich jüngeres Alter der südlichen an der Donau (Laisacker) gegenüber den mehr nördlichen, also ganz analog, wie auch die Tonfazies im Süden noch jüngere Ablagerungen aufweist als im nördlichen Nachbargebiete.

Es ist diese meine Auffassung und Deutung weder ganz und in allem neu, noch isoliert, vielmehr ist aus der Ulmer Gegend längst bekannt, daß die sogen. Korallenkalle von Nattheim gegenüber anderen mehr südlich gelegenen petrographisch analogen Vorkommen stratigraphisch nicht unwesentlich verschieden, wahrscheinlich älter seien (Oberstotzingen). SCHLOSSER und BOEHM z. B. waren hinsichtlich der Verschiedenartigkeit von Nattheim und Kelheim ziemlich sicher, vor allem der erstere Autor; letzterer hebt die Richtung und Art der Faunendifferenz beider Lokalitäten gleichsinnig mit meiner obigen Konstatierung bezüglich Laisacker und Mörsheim-Nassenfels hervor, wenn er für Nattheim das Zurücktreten oder eigentlich Fehlen der mehr großdimensionalen und gigantischen Formen von Kelheim und Oberstotzingen eigenartig findet. „Die Verschiedenheiten äußern sich vor allem darin, daß Kelheim meist große, Nattheim überwiegend kleine Formen besitzt und daß an letzter Lokalität die wichtige Gattung *Diceras* fehlt.“ Wenn diese Gattung in der ε-Decke und dem „Wilden Felsen“ auch fehlt, in Nassenfels dagegen da ist, um in Laisacker abermals zu fehlen, so liegt darin möglicherweise für das fränkische Diceraten-Vorkommen eine annähernde Horizontierung zwischen dem „Wilden Felsen“ im Liegenden und dem Laisacker Korallenkalk im Hangenden.

Es läßt sich also auch hier im Eichstätt-Neuburg-Gebiete nahelegen, daß die geschichtete Tonfazies von der mehr brekziösen und sogen. koralligenen, riffigen Fazies begleitet wird bis in die jüngsten Horizonte des Südens herein. Auf Grund einer Art Aufteilung oder Scheidung gewisser Bestandteile der sogen. Kelheimer Diceraskalkfauna auf verschiedene getrennte Lokalitäten in dem von mir untersuchten Gebiete kann ich hier mit der Befürchtung nicht zurückhalten, daß die zahlreichen Anbrüche in der näheren und entfernteren Umgebung von Kelheim nicht alle im gleichen Horizonte einsetzen, und da wohl von den dort ehemals so eifrigen Sammlern von allen Seiten Material aufgesammelt wurde, vielfach vielleicht ohne genaue Angabe der einzelnen näheren Fundstellen, dürfte dieses Material bei stratigraphischer Wertung und Verwendung znnächst kritisch zu behandeln sein, indem möglicherweise Ablagerungen von der oberen ε-Decke bis ins jüngste ζ (Obertithon) herein Beiträge lieferten. Ein entscheidendes Wort kann hier in dieser Sache nur sorgfältige Detailuntersuchung, vor allem ein mehrjähriges Sammeln an Ort und Stelle, unter gewissenhafter Scheidung der Ergebnisse der einzelnen Brüche, sprechen.

Zur Erhärtung der tatsächlichen, übrigens schon von SCHLOSSER und BOEHM erkannten und betonten Identität der Fauna von Kelheim und Laisacker will ich hier die Aufzählung des mir von dieser letzteren Lokalität bis heute vorliegenden Materials nicht unterlassen, das sich vor allem aus folgendem zusammensetzt:

<i>Arcomya Kelheimensis</i> BOEHM,	<i>Lima rubicunda</i> BOEHM,
<i>Astarte Studeriana</i> DE LOR.,	<i>L. (Ctenostreon) aff. tegulata</i> QU.,
<i>A. subproblematica</i> BOEHM.	<i>L. semitegulata</i> DE LOR.,
<i>Cuculeacea macerata</i> BOEHM,	<i>L. alternicosta</i> BUV.,
<i>Isoarca explicata</i> BOEHM,	<i>L. n. sp. cf. alternicosta</i> ,
<i>Pachyrisma latum</i> BOEHM,	<i>L. Pratzi</i> BOEHM,
<i>Isoarca aff. eminens</i> QU. (Zitt.	<i>L. latelunulata</i> BOEHM,
STRAMBERG, Taf. 64),	<i>Hinnites inaequistriatus</i> VOLTZ,
<i>Isoarca cordiformis</i> ZIET.,	<i>H. aequistriatus</i> D'ORB.,
<i>Cyprina aff. Brognarti</i> PICT.(ROEM.),	<i>H. subtilis</i> BOEHM,
<i>Mytilus Couloni</i> MARG.,	<i>H. gigas</i> BOEHM,
<i>Trichites Seebachi</i> BOEHM,	<i>Pecten aff. vimineus</i> SOW.,
<i>Tr. Zitteli</i> BOEHM,	<i>P. aff. Nebrodensis</i> GEMM.,
<i>Avicula Gessneri</i> DE LOR.,	<i>P. cordatus</i> QU.,
<i>Gervillia aff. Stuckmanni</i> DE LOR.,	<i>P. aff. tithonius</i> GEMM.,
<i>Trigonia sp. (suevica</i> QU.?),	<i>P. subarmatus</i> QU.,
<i>Lima Brancoi</i> BOEHM,	<i>P. subtextorius</i> SCHLOTH.,
<i>L. notata</i> BOEHM,	<i>Nerinea suprajurensis</i> VOLTZ,
<i>L. aff. proboscidea</i> SOW.,	<i>N. Danubiensis</i> ZITT.,



<i>Nerinea Goldfussiana</i> D'ORB.,	<i>Pleurotomaria</i> cf. <i>Babeauana</i> D'ORB.,
<i>Tylostoma subponderosum</i> SCHLOSS.,	<i>Pl. n. sp. aff. silicea</i> QU.,
<i>Natica amata</i> D'ORB.,	<i>Thecosmilia trichotoma</i> GOLDF.,
<i>Turbo globatus</i> D'ORB.,	<i>Calamophyllia disputabilis</i> KOPY,
<i>Pleurotomaria</i> cf. <i>macromphala</i>	<i>Ennalocheilia aff. elegans</i> GOLDF.,
ZITT.,	<i>Astrocoenia dubia</i> KOPY,
<i>Pl. philea</i> D'ORB.,	<i>Pleurosmilia cylindrica</i> FROMENTAL.
<i>Pl. cf. Hesione</i> D'ORB.,	

Was ich nun aus der eben aufgezählten Fauna von Laisacker, über deren Identität mit Kelheim, die große Anzahl von gemeinsamen Formen sicheren Nachweis erbringt, für unwiderlegliche Dokumente eines anderen, sicher jüngeren, Alters gegenüber den mehr nördlichen Vorkommen des Untersuchungsfeldes erachten muß, sind etwa die folgenden Elemente:

*Arcomya Kelheimensis*, *Pachyrisma latum*, *Astarte Studeriana*, dann vor allem die großen Trichiten, wie *Tr. Seebachi*, *Tr. incrassatus*, *Tr. Zitteli*, *Tr. perlongus*, *Tr. rugatus*, außerdem *Pinna amplissima* BOEHM., *Lima Brancoi*, *L. latelunulata*, *Hinnites gigas*.

Vielfach dürften auch Formen hiehergehören, die man ebenso wie manche von den weiter unten folgenden Pectiniden mit schon bekannten Arten tieferer Horizonte identifizierte, wie *Lima Halleyana* ETALL., *L. aff. proboscidea* SOW., *L. notata*, die aber höchstwahrscheinlich diesen gegenüber neu sind, wofür mir zunächst ihre außerordentliche Individuengröße zu sprechen scheint, dann der Umstand, daß die morphologisch ähnlichen Limen tieferer Stufen in ihrem Vorkommen mehr an die Cephalopoden-, d. h. Ton- oder Schicht-Fazies gebunden erscheinen, während sie hier in ausgesprochener Korallenfazies und zwar außerordentlich massenhaft wuchern. Auch das Riesenhaftwerden fast sämtlicher Hinniten dieser Ablagerungen halte ich für eigenartig. Ebenso dürfte an Pectiniden die reiche Entfaltung relativ gigantischer Formen für die Bildungen von Laisacker und einzelner von Kelheim eigentümlich sein; so kommen neben *Pecten aff. Nebrodensis*, *aff. vimineus* noch einige diesen ähnliche, doch damit sich nicht deckende Formen vor. Auch an Gastropoden mag manches eigenartig und gegenüber den tieferen Ablagerungen neu sein. Es sei z. B. diesbezüglich vor allem erwähnt *Purpuroidea gigas* ET., *P. Lapiercea* BUV.

Das definitive Alter der Laisacker Kalke, an deren entschieden höheren Horizontierung ähnlichen Bildungen der nördlichen Nachbarschaft gegenüber nicht zu zweifeln ist, läßt sich zurzeit nicht sicher feststellen, da an Cephalopoden aus sicher dem gleichen Lager außerordentlich wenig vorliegt. Die kleinen Reste, die ich habe, sind jugendliche Gehäuseteile, deren eines sich allenfalls an *Holcosteph. gigas* D'ORB. anreihen läßt, während ein anderes morphologisch bereits an den *Privasensis-Callisto*-Typ erinnert durch flache Flanken und tiefgelegene Rippenteilung, dem aber doch die Rückenfurche ziemlich ganz abzugehen scheint, so daß es sich vergleichen läßt mit *Perisph. (Aulacosphinctes) Ponticus* RET. (*Theodosia* Taf. 10, Fig. 9). Diese letztere Form würde mehr für Obertithon sprechen. Außerdem liegt noch eine Nautilusform vor, die, zur Gruppe des *Nautilus Franconicus* gehörig, von Herrn v. LOESCH in seiner neuen Monographie (*Palaeontographica* 1914) als *Nautilus Schneidi* v. LOESCH neu beschrieben und benannt wurde.

Für die Beantwortung der Frage nach dem definitiven Alter der Laisacker Nerineenkalke und Korallenoolithe könnte wohl auch ein eingehender Vergleich ihrer Fauna mit der Nichtcephalopodenfauna der obertithonischen Neuburg-Oberhauser Kalke, deren Schilderung dem nächsten Abschnitt vorbehalten ist, manch entscheidendes Wort reden, der aber zurzeit infolge ungenügenden Materiales noch nicht möglich ist. Vor Erwerb besseren und sichereren Cephalopodenmaterials oder vor Auffinden einer durch ihre Lagerungsverhältnisse entscheidenden neuen Lokalität muß die an sich so wichtige und interessante Altersfrage in ihrer Beantwortung der Zukunft anheimgestellt werden.

Für den Fall der Herkunft des *Per. diceratinus* SCHLOSS. und *Per. Kelheimensis* SCHLOSS. sowie der weiter unten als *Per. priscus n. sp.* und *Virg. Abbachensis n. sp.* beschriebenen Arten aus eigentlichen Diceraskalken gehören diese Formen wohl auch eher den hangendsten Bildungen des Unterportlands an (Reisbergschichten) als dessen tieferen Lagen (Beckeri-Zone).

### C. Beschreibung neuer, kritischer oder bisher wenig bekannter Ammoneen aus der Stufe der *Waagenia Beckeri* und der *Oppelia lithographica*.

In der vorausgehenden Beschreibung der Stufe der *Waagenia Beckeri*, sowie der *Oppelia lithographica* stellte sich eine ziemlich lange Reihe von bisher meist nicht oder weniger bekannten Ammoneen, vor allem aus dem Kreise der Perisphincten, ein, die in ihrer Gesamtheit ein Faunen-

bild ergeben, das durchaus nicht so einförmig, wie man bisher vielfach angenommen hat, und in seiner Zusammensetzung sowohl gegen die nächstältere wie die nächstjüngere Cephalopodenfauna in Franken gleich stark kontrastiert, wie es in sich schön abgeschlossen erscheint.

Zu einiger Charakterisierung des bereits oben kurz skizzierten Bildes halte ich eine flüchtige Zeichnung der wichtigsten dieser Formen auch in dem engen Rahmen der gegenwärtigen Abhandlung sowohl vom rein stratigraphisch-paläogeographischen wie paläontologisch-systematischen Gesichtspunkte aus für nicht uninteressant.

Bezüglich der Reihenfolge in der Vorführung dachte ich zunächst an eine mehr stratigraphische Anordnung, d. h. nach dem Alter ihres Vorkommens, da sich indes doch manche Arten als höchstwahrscheinlich die beiden Unterstufen durchgreifend erwiesen und der Grundtypus der Gestaltung für beide so ziemlich der gleiche zu sein scheint, wurde eine mehr morphologisch-systematische Zusammenstellung bevorzugt.

Ein kurzer Überblick des vorliegenden Materials gestattet schon eine gewisse Sichtung und Gruppierung der Formen. Starke Involution, sehr dichte, relativ lang biphakate, später schön geschlossene und reiche, typisch-*virgotome* Berippung im Vereine mit ziemlich stattlicher Gehäusegröße lassen eine kleine Sippe von Formen gut an den bereits längst bekannten *Virgatosph. Ulmensis* OPP. reihen. Etwas offenere Gehäuse mit vollkommen analoger, nur in der Verzweigung merklich früher gebündelter Berippung nähern andere wieder deutlich den in den Spitschiefern durch Massenaufreten ausgezeichneten berühmten Typen des *Virgatosph. denseplicatus* WAAG. und *Virgatosph. frequens* OPP. (UHL.). Formen mit wieder recht merklich spärlicherer Rippenverzweigung schließen sich bei größerer Körperdimension gut dem allerdings mangelhaft charakterisierten *Perisph. Rüppellianus* QU. an, während sie bei mehr bescheidener Größe einen Typus vertreten, der mit Vorliebe als der des *Perisph. (Virgatosph.) contiguus* (CAT.? ZITT. UHL.) angesprochen wird, wenn vielleicht auch das erste so bezeichnete Original bei CATULLO ihn nicht absolut sicher vertritt; mehr kleinbleibende und zart gezeichnete, mit sehr früh mehrgeteilten Rippen mögen allenfalls an *Perisph. (Virgatosph.) oxypleurus* HERB. erinnern. Auf alle Fälle scheint es sich auch in Franken um eine recht reiche, wohl heute noch nicht übersehbare Entfaltung einer Formengruppe zu handeln, die in der gegenwärtigen Stufe weitaus die tonangebende und herrschende zu sein scheint, und die UHLIG wegen meist recht deutlicher und bei einzelnen Formen auch reicher *virgotomer* Rippenbündelung unter dem Subgenus *Virgatosphinctes* zusammenfassen wollte und besonders aus den Spitschiefern in ungeahnt reicher Variation vorführt. So häufig und charakteristisch aber der schöne Formenkreis für unsere (*Beckeri*- und *lithographica*-) Stufe auch ist, ebenso sehr tritt er sofort zurück beim Betreten der nächst tieferen (*Pseudomutabilis*-) oder des nächsthöheren Ammonitenhorizontes (*Oberthithon* von Neuburg), wo er unten nur ein paar seltenere Vorläufer, in der letzteren Stufe nur noch wenige und kaum mehr ganz reine Nachklänge aufweist, so daß man ihn wohl nicht mit Unrecht als Hauptgrundzug des Unterportlands (*Untertithon*) betrachten kann.

Wenn auch numerisch weit überwiegend, so sind die *Virgatosphinctes* doch nicht die Alleinherrscher und dürften neben sich, wenn auch recht zurücktretend, noch andere Formengruppen haben, von denen eine mir vorliegende Art ein Repräsentant eines in den Spitschiefern mit den *Virgatosphinctes* fast rivalisierenden Formenkreises zu sein scheint, der sich auszeichnet durch einen relativ dicken kreisrunden Querschnitt, eigenartig geschwungene Rippen und eine, wenn auch schwache und mehr gelegentliche Furchenanlage und sich um UHLIGS *Perisph. infundibulus* und *torquatus* reiht und von diesem Autor wohl weniger glücklich bereits zu seinen mehr jugendlichen *Aulacosphinctes* gestellt wird. Ein mehr primitiver und gleichsam veralteter Typ scheint in einer sehr evoluten, groberippten Form mit auffallend hoch gelegener und lang biphakaler Rippenspaltung aus den Abbacher Diceraskalen vorzuliegen, der vielleicht noch eine letzte Erinnerung an die alte *biplex-Martelli*-Gruppe vorstellt. Als sehr charakteristisch für unsere Stufe und mit dem Hauptleitcharakter für vor allem französisches und norddeutsches Portland bekleidet, seien dann hier gerade wegen dieses ihres außerordentlich hohen stratigraphischen Interesses noch mehr anhangsweise ein paar Formen kurz skizziert, die man von Anfang an von den *Perisphinctes* abzutrennen und als *Holcostephanen* aufzufassen gewohnt war, nämlich die Form des *Holcostephanus gigas* ZITT. und *Holc. Gravesianus* D'ORB., die beide auch aus dem fränkischen Unterportland vorliegen.

*Virgatosphinctes (Perisph.) Ulmensis* OPP. emend. SCHNEID. (Taf. IV Fig. 3).

Infolge ungenügender Charakterisierung durch OPPEL und Zusammennehmens von wenigstens zwei sicher verschiedenen und voraussichtlich aus ungleichen Horizonten stammenden Arten unter gleichem Namen sowie durch den Verlust der Originale ist die nachträgliche spezifische Fixierung der Form, wie bereits hervorgehoben, eine sehr saure Arbeit, wenn nicht unmöglich geworden. An



sich wäre es in einem solchen Falle nach meinem Dafürhalten das beste, mit der Bezeichnung den Sammeltyp als solchen überhaupt nach Möglichkeit auszumerzen und ich würde auch kein Bedenken tragen, es zu tun, wenn sich die Bezeichnung nicht derartig allgemein auf eine in den Plattenkalken recht häufige Form übertragen hätte, daß heute jedermann beim Hören des Namens unfehlbar sofort an sie denkt, und es auch kaum einem Zweifel unterläge, daß der Autor des Namens unter seiner leider, aber vielleicht gerade deshalb, so unbestimmt und allgemein gehaltenen Beschreibung auch sie miteinbegreifen wollte. Ein Beibehalten des allerdings unvermeidlich näher zu fixierenden Begriffes ist deshalb wohl ebenso zu empfehlen, wie ihre Übertragung auf den angedeuteten Typus aus den Plattenkalken berechtigt.

Die Form, unter der man wohl recht regelmäßig *Ulmensis* versteht, ist in den Plattenkalken häufig und ihrer Umgebung gegenüber ausgezeichnet durch ebenso große Dichte der Berippung an inneren und mittleren Umgängen, wie Involution des Gehäuses. Doch hat sie neben sich eine in Gestalt und Zeichnung vollkommen analoge, ja weitgehend übereinstimmende Begleitform, die aber doch merklich spärlichere Berippung und etwas größere Öffnung der Windungen, besonders im Alter, von ihr sich immerhin noch scheiden läßt.

Dieser letzteren Form scheint das zweite OPPEL'sche Original anzugehören; das erste ist für die gegenwärtigen Formen aus den Plattenkalken zu evolut und viel zu früh gebündelt in der Berippung und dürfte einer dritten, heute nicht näher definierbaren Art angehören. Aus den älteren Kalken von Ried habe ich ein leider stark deformiertes Gehäuse, das sich ähnlich und in gleicher Richtung von unserm *Ulmensis* zu entfernen scheint: frühere Rippenbündelung bei gleicher Dichte in der Jugend, doch recht merklich offener, mit stark gebogenem Rippenverlauf; sie dürfte dem OPPEL'schen ersten Originalen artgleich sein; das merklich frühere Auftreten der virgatotomen Bündel und die größere Evolution erinnern stark an eine weiter unten als *Virgatosph. Eystettensis* n. sp. gezeichnete Form und nähert sie gleichgradig wieder *Virgatosph. frequens* UHL.

In den Plattenkalken finden sich noch ein paar andere Formen mit fast gleich dichter Berippung in der Jugend (85 Umbonalrippen), deren innere Windungen leicht mit unerwachsenen Exemplaren von *P. Ulmensis* verwechselt werden können, die sich dann aber rasch scharf von dieser Art entfernen, indem sie in der Dimension des Gehäuses später viel kleiner bleiben und in der Verzweigung der Rippen bescheidener, so daß sie mehr an *P. Rüppellianus* erinnern und ich sie mehr an *contiguus* CAT. anreihen möchte.

Eine skizzenhafte Diagnose der beiden obigen *Ulmensis*-Mutationen ist hier vielleicht nicht ganz überflüssig.

#### 1. *Virgatosphinctes Ulmensis* OPP. emend. SCHNEID.

Das ziemlich stattliche (über 200 mm Durchmesser erreichende) Gehäuse besteht aus sehr geschlossenen, mit über die Hälfte der Höhe sich umfassenden, im Querschnitt wohl auch ursprünglich relativ schmalen, lang ovalen bis elliptischen Umgängen und im Innern (bis zu 130 mm Durchmesser, hier über 100 Umbonalrippen) außerordentlich dichten, auf wenig über Flankenmitte biplikaten, dann unter allmählichem Auseinanderrücken rasch deutlich virgatotom (5—8teiligen) gebündelten, im Innern Flankendrittel mehr radialen bis schwach rückläufigen, dann aber vorwärts geneigten, zuerst scharfen, später stumpflich gerundeten und in Nabelnähe im Stadium der Bündelung, hierauf auch weiter außen deutlich halb wulstig anschwellenden Rippen, die aber im Alter auf Flankenmitte sich merklich verwischen, ohne indes auszulöschen.

#### 2. *Virgatosphinctes subulmensis* n. sp.

Der vorigen an inneren und mittleren Umgängen vollkommen analoge und außerordentlich enge verwandte, nur ganz wenig spärlicher gezeichnete Form (nur gegen 85 Umbonalrippen bei 130 mm Durchmesser), die dabei merklich offener bleibt, mit auch zuletzt kaum bis zu einem Drittel der Höhe sich umfassenden Umgängen, und außerdem merklich größer wird. Das zweite der OPPEL'schen Originale sowie das von ihm zitierte Riesengehäuse von 300 mm Durchmesser gehört wahrscheinlich der hier besprochenen Art an.

#### *Virgatosphinctes (Perisph.) Riedensis* n. sp. (Taf. V Fig. 3).

Vorliegende stattliche Form zeigt nur mehr entfernte Anklänge an *Ulmensis*, die neben dem gleichen Verzweigungsmodus der Rippen besonders in einer gewissen seitlichen Kompression liegen.

Das recht große, an inneren und mittleren Umgängen mehr involute, zuletzt aber entschieden sich öffnende Gehäuse besteht aus recht flachen, im Querschnitt wohl auch ursprünglich schmalen, lang ovalen, zuletzt aber doch trotz großer Höhe nur noch relativ schwach, mit etwa einem Viertel der Höhe sich umfassenden Umgängen und ist verziert mit im Innern anscheinend sehr gedrängten

biplikaten Rippen (ähnlich wie *Ulmensis*), dann aber unter Annahme ziemlich intensiver (4—6teilige Rippen) virgatotomer Bündelung rasch weit auseinanderrückenden und gleichgradig sich verarmenden (noch gegen 50) Rippen (mit fast auf Flankenmitte gelegener Teilung), die, anfänglich scharf und zart im Relief, von etwa 200 mm Gehäusedurchmesser ab zunächst mehr über der Nabelwand, dann auch weiter nach außen und zuletzt auf dem ganzen Verlauf stark anschwellen und zu mächtigen, hohen und ziemlich scharfen Rippenwülsten sich auswachsen unter deutlicher Reduktion der Zahl der siphonalen Berippung, indem man zuletzt nur noch 3teilige und biplicate Rippen sieht.

Der Unterschied gegen *Ulmensis* ist ein recht unverkennbarer und vor allem in größerer Evolution, spärlicherer und viel früher gebündelter und im Alter zuletzt auf den ganzen Rippenverlauf scharf wulstig anschwellender Berippung gegeben. Die dicken Rippenwülste teilt die Art mit einer anderen, ihr aber doch neben anderem durch viel kleinere Gehäusedimension wieder relativ ferne stehenden Art im gleichen Lager (*Virgatosph. pubescens* n. sp.).

Vorkommen: *Beckeri*-Stufe von Ried bei Dollnstein.

*Virgatosphinctes (Perisph.) supremus* SUTN. (Taf. IV Fig. 4).

Die spärlichst und größtberippte und zugleich größte Dimension erlangende Form der Gruppe. Das recht evolute Gehäuse mit auch zuletzt nur um wenig über ein Viertel der Höhe sich umfassenden, im Innern ursprünglich wohl recht runden, später mehr hochovalen Umgängen ist verziert mit zuerst mäßig dichten (50 Umbonalrippen bei 90 mm Durchmesser) in etwa dem oberen Flankendrittel 2teiligen, dann aber (von gegen 130 mm Durchmesser ab) wenig tiefer sparrig virgatotom 3—5teiligen, im Innern mehr scharfen, später relativ recht groben, zuletzt über den hier auch höheren Flanken zu breiten Wülsten sich auswachsenden, und (hier anscheinend auch wieder etwas höher gespaltenen) stets deutlich vorwärts gebogenen Rippen.

Die Form ist schon sehr früh beim Nebeneinanderhalten mit Nachbarformen durch relativ spärliche, doch grobe Berippung unschwer zu erkennen und wurde bisher wohl meist als *P. bplex* oder cf. *bplex* zitiert. In der hiesigen Sammlung trägt sie den SUTNER'schen Manuskriptnamen *Perisph. supremus*, den ich beibehielt, obwohl er heute deshalb mehr unlogisch geworden, weil über den Plattenkalken sich als höherer Horizont noch das Neuburger Obertithon erweisen ließ.

Vorkommen: Plattenkalke, häufig.

*Virgatosphinctes (Perisph.) Rüppellianus* QU. (Taf. III Fig. 3).

Zwei Exemplare der Eichstätter Sammlung repräsentieren eine gleichfalls mehr evolute, im Innern zwar etwas reicher berippte, sonst aber mit der vorausgehenden immerhin analoge Form, die indes wesentlich kleiner bleiben dürfte und sich noch am besten mit dem zwar schlecht gezeichneten und mangelhaft charakterisierten *Perisph. Rüppellianus* QU. (QUENSTEDT Ammoniten III., S. 1089, Taf. 126 Fig. 1) zusammenstellen läßt.

Das gleichfalls recht evolute, ziemlich große Gehäuse besteht aus zahlreichen, auch zuletzt kaum um ein Drittel der Höhe sich umfassenden, im Innern mehr runden, dann ovalen Umgängen und trägt zuerst im oberen Flankendrittel biplicate, ziemlich dichte (gegen 70 Rippen auf dem Umgange), von gegen 110 mm Durchmesser ab aber unter mäßiger virgatotomer Bündelung (auf Flankenmitte 3—5teilige) weiter auseinanderrückende, ziemlich scharfe und später grobe, nach einer deutlichen Rückwärtskrümmung über der Nabelwand vorwärts geneigte Rippen. Vom nachfolgenden *P. Eystettensis* trotz weitgehender Analogie in der Schalenzeichnung durch viel bescheidenere Bündelung der Berippung in späterem Alter jederzeit leicht scheidbar; ebenso auch von dem vorausgehenden *Perisph. supremus*, der durch alle Stadien recht merklich spärlicher und gleich größer berippt erscheint.

Vorkommen: *Beckeri*-Stufe, Plattenkalke, Reisbergsschichten (Böhmfeld).

*Virgatosphinctes (Perisph.) Eystettensis* n. sp. (Taf. III Fig. 5, Taf. IV Fig. 2—2a).

Angeblich aus Plattenkalken, dem petrographischen Habitus des Gesteines nach (hellgrau, rostfleckig) möglicherweise aber auch aus den dicken Bänken ihres Hangenden, liegt in der Münchener Staatssammlung ein schönes Gehäuse von 230 mm Durchmesser, einer Form angehörig, die durch ihre schönen, virgatotomen Rippenbündel mit dem oben beschriebenen *P. Ulmensis* aufs engste verknüpft ist und sicher zur gleichen Sippe gehört.

Das besonders an inneren und mittleren Umgängen relativ offene und im Querschnitt gerundete, zuletzt erst schön ovale und sich mehr schließende (über ein Drittel Umfassung der Umgänge) Gehäuse erinnert in der Jugend stark an den im vorausgehenden näher gezeichneten *Virgatosph. Rüppellianus* QU. und ist mit ziemlich dichten (gegen 50 auf dem Umgange) zunächst biplikaten Rippen verziert; dann aber geht die Zeichnung der beiden Arten scharf auseinander, indem gegenwärtige Form von



etwa 120 mm Durchmesser ab oder noch etwas früher sehr schöne, auf bald gegen Flankenmitte virgatotome, reiche, zuletzt 7—9teilige, nach vorne gebogene Bündelrippen produziert, während *P. Rüppellianus* Qu. in der siphonalen Berippung viel ärmer und übrigens auch in der Körperdimension etwas bescheidener bleibt. Im Relief sind die Rippen der gegenwärtigen Form im Innern scharf und schneidig, später über der Nabelwand breit und halb-wulstig angeschwollen, auf Flankenmitte der einen ganzen Umgang einnehmenden Wohnkammer deutlich, wenn auch unwesentlich, verwischt.

Ein mir von einem Schulknaben in Eichstätt überbrachtes, angeblich einem Mauerstein entstammendes halbes Gehäuse von 155 mm Durchmesser, das der petrographische Habitus ziemlich sicher unserer Stufe zuschreibt, weist mit dem eben beschriebenen, trotz eines deutlich schärferen Rippenreliefs und etwas größerer Dicke derartige Übereinstimmung in der Schalenzeichnung auf, daß ich es nicht spezifisch davon abzutrennen wage. Es besteht aus ziemlich evoluten, mit auch zuletzt um kaum ein Drittel der Höhe sich umfassenden, im Innern mehr kreisrunden bis quadratischen, zuletzt mehr stumpf ovalen Umgängen, mit steiler Nabelwand, breit gerundetem Rücken und kräftigen, scharfen, im Innern ziemlich dichten (60—70 Rippen auf dem vorletzten Umgänge) und hochbiplikaten, dann aber weit auseinanderrückenden, auf annähernd Flankenmitte schön virgatotom geschlossen gebündelten (zuletzt 6—9teiligen), schön nach vorn gebogenen, über der Nabelwand zuletzt halb-wulstigen, doch oben noch zugespitzten Rippen. Die Form bleibt kleiner, ist spärlicher, aber größer und früher gebündelt berippt als unser *P. Ulmensis*; sie nähert sich unstreitig dem ORTEL'schen ersten Original von *P. Ulmensis* sehr stark, ist aber im Innern spärlicher verziert und im Querschnitt anscheinend dicker; auch *Virg. frequens* und *subfrequens* UHL. kommt sie sehr nahe, ist aber wesentlich größer und offener. Die Erinnerung an den wohl viel älteren *Perisph. pseudolictor* CHOFF. (Jura von Portugal Taf. 18 Fig. 7—9) ist vermutlich eine mehr äußerliche und zufällige. Größere Dicke und Rippenschärfe stellt zwar das Gehäuse zu dem obigen Exemplare aus den Plattenkalken in einen gewissen Gegensatz, der mir indes bei der vielleicht nicht geringen Deformierung durch Druck zu einer spezifischen Scheidung nicht genügend erscheint.

*Virgatosphinctes (Perisph.) Abbachensis n. sp.* (Taf. III Fig. 4).

Aus den nach meiner Schätzung annähernd dem „Wilden Fels“ in Mörsheim äquivalenten Kalken von Abbach bei Kelheim fand ich in hiesiger Staatssammlung zwei stattliche (220 mm Durchmesser das größere), innen leider nicht erhaltene oder stark deformierte Gehäuse einer anscheinend für die Riffazies des Plattenhorizontes recht charakteristischen und deshalb wohl nicht uninteressanten Form.

Das scheibenförmige, wieder ziemlich evolute Gehäuse zeigt um kaum ein Drittel der Höhe sich umfassende und zuletzt noch offenere, an den Flanken deutlich, wenn auch schwach abgeplattete, im Querschnitt fast eher quadratische bis stumpfrechteckige als runde oder ovale Umgänge mit mäßig reicher (gegen 50 Umbonalrippen bei 150 mm Durchmesser, zuletzt noch gegen 40) bis gegen 130 mm Durchmesser ziemlich ausschließlich nur wenig unter dem oberen Flankendrittel biplikaten, dann auf fast Flankenmitte undeutlich (häufig freie Adventivrippen) 3—4teiligen, derben, zuletzt halb-wulstigen Rippen.

Von Immendingen i. B. liegt in hiesiger Sammlung ein leider schlecht erhaltenes Gehäuse in einem dem „Wilden Fels“ von Mörsheim täuschend ähnlichen Gestein, das sich mit der vorliegenden Form decken dürfte.

Eine sicher sehr nahestehende Form der Münchner Sammlung mit etwas früher und tiefer dreigeteilten Rippen der Kelheimer Diceraskalke wurde von SCHLOSSER zum obertithonischen, also sicher jüngeren *P. Danubiensis* von Oberhausen gestellt; sie nähert sich eher unseren mehr an *P. contiguus* gereihten Formen und läßt sich recht leicht bei *P. Rüppellianus* Qu. unterbringen. Dicker Querschnitt und flache Flanken stellen auch LORRILS *Perisph. Danubiensis* (Valfin Taf. 1 Fig. 5) der vorliegenden Abbacher-Form hart an die Seite, doch trägt sie gleichfalls früher reicher geteilte Rippen und kommt wohl dem Rüppellianus-Typ wieder etwas näher. Es scheint sich also hier um Vertreter einer recht variablen und reichen, wenn auch bisher noch weniger bekannten Formengruppe zu handeln.

*Virgatosphinctes (Perisph.) Reisi n. sp.* (Taf. VIII Fig. 1—1a).

Das erwachsene schöne Gehäuse mit 165 mm Durchmesser zeigt mäßig involute, mit zuletzt um nur etwa ein Drittel der Höhe sich umfassende, seitlich stark abgeplattete Umgänge mit im Innern ovalem, zuletzt breit elliptischem Querschnitt und zuerst recht dichten (über 75 bei 90 mm Durchmesser), annähernd im äußeren Flankendrittel biplikaten Rippen, die erst später, auf der vorderen Wohnkammerhälfte durch allmähliches Sichanlegen einer Adventivrippe erst 3- und dann 4teilig werden. Sie sind im Relief mehr zart und scharf, dann ziemlich grob und hoch, oben breitlich

gerundet und über der tiefen Nabelwand nur ganz schwach akzentuiert, zuletzt dagegen mehr auf dem ganzen Verlauf breitlich halbwalstig und besonders auch im siphonalen Teile kräftig angewollt; im Verlauf über der Nabelwand rückwärts gebogen, dann stark vorwärts geneigt.

Die Form hat im „Wilden Fels“ von Mörsnheim in der hier unmittelbar folgenden eine sehr nahe verwandte, aber kleiner bleibende Analogieform, eine weitere als Begleiterin im vermutlich annähernd gleichen Lager (Bankkalke im Plattenhangenden) mit einer im Innern wieder mehr spärlichen Berippung und größeren Annäherung an *P. Rüppellianus*; sie ist dicker als *P. Abbachensis n. sp.* und in der Berippung länger biplikat.

Vorkommen: Unterstall bei Neuburg a. D. (Reisbergsschichten).

*Virgatosphinctes (Perisph.) Mörsnheimensis n. sp.* (Taf. VI Fig. 2).

Der vorausgehenden in Bau und Zeichnung vollkommen analoge, doch merklich kleiner bleibende, anscheinend recht häufige Form der Plattenkalke (Mörsheimer „Wilder Fels“).

Sie zeigt mäßig offene, mit kaum um ein Drittel der Höhe sich umfassende, schön ovale, seitlich leicht konvexe Umgänge und im Innern zarte und scharfe sowie dichte (über 70 bei gegen 80 mm Durchmesser), erst im äußeren Flankendrittel biplikate, später wieder spärlichere und auf der zweiten Wohnkammerhälfte fast auf Flankenmitte virgatotom 3-, zuletzt 4teilige, über der steilen Nabelwand rückwärts gekrümmte, dann stark vorwärts geneigte, zuerst scharfe, dann stumpflich gerundete Rippen und ein kurzes breites Ohr am Mundsäum.

Die Art steht verwandtschaftlich der vorausgehenden sehr nahe, deren Berippung aber viel länger biplikat bleibt, sowie sicher auch der nächstfolgenden, die aber im Innern gröbere und ärmere Berippung zeigt; sie scheint mit ihrer ganzen Nachbarschaft eine den landläufigen *contiguus*-Typ weitgehend nachahmende, für Unterportland sehr charakteristische Sippe zu bilden.

Eine vollkommen analog geformte und gezeichnete Art mit 95 mm Durchmesser, die ich in halbfelsigen Kalken im Hangenden von gebanktem Dolomite südlich über dem Schuttertalausgange nächst der Feldmühle bei Hütting schlug, zeigt noch schärfer nach vorn geneigte Rippen mit etwas enger geschlossenen Bündeln. Eine Eigenbeschreibung dieser Form lohnt das schlecht erhaltene Gehäuse nicht.

*Virgatosphinctes (Perisph.) vicinus n. sp.* (Taf. III Fig. 2).

In der Sammlung der Kgl. Realschule von Neuburg fand ich ein gleichfalls aus dortiger Gegend stammendes, im Innern leider stark verdecktes, doch erwachsenes Exemplar einer Form, die sich durch relativ hoch gelegene und ärmere Rippenverzweigung und bescheidenere Dimension (115 mm Durchmesser) morphologisch deutlich an die vorausgehende anschließt, aber durch viel spärlichere Berippung im Innern sich davon sicher spezifisch unterscheidet.

Das mäßig involute Gehäuse besteht wie bei *Virgatosph. Reisi* aus seitlich wieder mehr flachen, im Querschnitt schlank ovalen, sich auch zuletzt bis kaum mit einem Drittel der Höhe umfassenden Umgängen, mit zuerst mäßig dichten (etwa 60 auf dem vorletzten Umgang), relativ hoch biplikat, dann auf der vorderen Wohnkammerhälfte etwas tiefer virgatotom dreiteiligen, über der steilen Nabelwand radialen, dann sich scharf vorwärtswendenden, ziemlich kräftigen und scharfen Rippen und stark vorwärts geneigten, tiefen Einschnürungen. Die Form ist von den beiden vorausgehenden durch merklich ärmere, doch gröbere Zeichnung in der Jugend leicht spezifisch scheidbar. Sie gehört wohl gleichfalls dem *contiguus*-Typ an.

Sie entstammt höchst wahrscheinlich dem Plattenhangenden (Reisbergsschichten) des Südens; dem petrographischen Habitus nach vielleicht aus einem Bruche an der Straße von Hesselohle nach Bergen; möglicherweise auch von Joshofen oder Unterstall (Neuburg).

*Virgatosphinctes (Perisph.) fruticans n. sp.* (Taf. VI Fig. 1 a).

Eine weitere, sehr charakteristisch gezeichnete interessante Form, die mir leider bis jetzt erst in einem halben Umgange (95 mm Durchmesser) vorliegt, zeigt relativ engen Nabel, schön dick ovalen Querschnitt mit größter Dicke im innern Flankendrittel und recht schön geschlossene 4—5teilige, im Prinzip wohl virgatotome, zuletzt allerdings teilweise mehr zentrale, im Relief ziemlich kräftige Rippenbündel mit annähernd auf Flankenmitte gelegener Teilung und über der steilen Nabelwand zunächst noch mehr radialem, dann aber stark nach vorn abbiegendem Verlauf.

Die charakteristischen relativ frühen Rippenbündel stellen die Form sicher zur Gruppe der *Virgatosphinctes* UHLIGS und scheinen sie sogar dem Typ des *V. frequens* und *subfrequens* UHL. sehr zu nähern. Außerdem läßt sie sich recht gut mit dem zweiten Exemplar des obigen *Virg. Eystettensis* vergleichen.

Vorkommen: Stufe der *Waag. Beckeri* von Ried bei Dollnstein.



*Virgatosphinctes (Perisph.) pubescens n. sp.* (Taf. V Fig. 4).

Diese charakteristische, wenn auch mir in nur mangelhafter Erhaltung vorliegende Form aus den Kalken von Ried zeigt durch frühe intensive Rippenverzweigung eine gewisse Annäherung an die vorausgehende Art, durch große Körperdimension aber eine gewisse Erinnerung an den Ulmensistyp, tritt aber zu diesem durch unvergleichlich frühere Rippenbündelung in einen unverkennlichen Gegensatz.

Das seitlich wieder ziemlich flache und schmale Gehäuse mit über 200 mm Durchmesser besteht aus an den Flanken leicht konvexen, schmal-ovalen Umgängen und trägt eine ebenso früh als intensiv gebündelte Berippung, die bereits bei 80 mm Gehäusedurchmesser im innern Flanken Drittel 6—8teilige, erst über der Nabelwand kurz rückläufige, dann scharf vorwärts geneigte Rippen zeigt, die (noch gegen 50 an Zahl) dann im Innern deutlich anschwellen und nach einem weiteren Umgang bereits zu mächtigen, breiten, stark vorwärts geneigten Wulstribben sich auswachsen, deren Relief gegen die Externseite zu sich aber allmählich stark verliert; hier scheinen die Rippen zuletzt auch nur noch 3teilig und dann biphakat zu werden.

Vorkommen: Ried bei Dollnstein (*Beckeri-Z.*).

*Virgatosphinctes (Perisph.) vimineus n. sp.* (Taf. III Fig. 6).

Eine weitere recht gut charakterisierte Art liegt mir in einem ganzen Gehäuse und einem schönen Wohnkammerbruchstück aus den blauen Bankkalken des ausgehenden Usseltales vor, deren eines von der Angermühle bei Rennertshofen, das andere etwas weiter taleinwärts stammt (Trugenhofen).

Das mäßig involute Gehäuse setzt sich zusammen aus ziemlich flachen, breit elliptischen, zuletzt schön ovalen, bis zu kaum um ein Drittel, zuletzt noch weniger der Höhe sich umfassenden Umgängen, die im Innern eine sehr dichte und scharfe, zunächst biphakate, bald aber im Prinzip sicher, faktisch zwar undeutlich virgatotome, zuletzt auf fast Flankenmitte 3—5teilige und zugleich weiter auseinanderrückende Rippen als Verzierung tragen, die über der Nabelwand deutlich radial bis leicht rückläufig, dann aber rasch nach vorn geneigt erscheinen, mit einer zwar schwachen, doch immerhin deutlichen Vorwärtskrümmung über der Externseite (wenigstens am Bruchstück), und einem ebenso deutlichen, leichtwulstigen Anschwellen der Umbonalrippen über der Nabelwand und einem bis ins hohe Alter auffallend zart feinen Relief der zuletzt großenteils mehr ungebunden bleibenden siphonalen Berippung. Die Wohnkammer zeigt ausgesprochene Tendenz zum Glatwerden, doch bleiben die wulstigen umbonalen Anschwellungen stets sehr charakteristisch erhalten und blicken die hier mehr breitlichen Zweigrippen immerhin noch sichtlich durch; in Mundsauennähe werden sie zu einer Art breitwelliger zarter Anschwellungen.

Die Form stellt sich wohl noch zu den *Virgatosphinctes* UHLIGS. Nähere systematische Anknüpfung dafür kenne ich indes nicht.

Vorkommen: Anscheinend mit Vorliebe in den dunklen Bankkalken, des Plattenhangenden im Süden (Reisbergschichten).

*Virgatosphinctes (Perisph.) comatus n. sp.* (Taf. V Fig. 6 und 7).

Das mäßig involute, auch von Haus aus wahrscheinlich schmale und hochmündige, mehr kleinbleibende (etwa 70 mm Durchmesser kaum wesentlich überschreitende) Gehäuse mit zuletzt um die Hälfte der Höhe sich umfassenden Umgängen trägt im Innern sehr gedrängte, dann mehr auseinanderrückende (zuletzt noch gegen 45 Rippen auf den Umgang) stark vorwärts geneigte und dabei leicht gebogene oder geschwungene, an der Externseite stark sinuös nach vorn gekrümmte, zarte und scharfe, auffallend früh und rasch intensiv schön virgatotom gebündelte, zuletzt 4—6teilige Rippen, mit aus dem oberen Flankendrittel zuletzt auf unter Flankenmitte herabsteigender Spaltung und ohne Reliefänderung auf Rückenmitte.

In der Nähe des breit geohrten Mundsauens lösen sich die Bündel bei einzelnen Gehäusen mehr auf und wird der Rippenverlauf ein fast sichelförmig geschwungene (besonders stark ausgesprochen bei einem Exemplar, wenn es sich hier nicht um eine eigene Varietät oder vielleicht auch Art handelt, die man allenfalls *subcomatus* bezeichnen kann, Fig. 7). Die über die systematische Stellung der so interessanten, auffallend an manche Polyploken oder auch Pseudovirgatiten der *Zarajskensis*-Gruppe erinnernden Sippe allein ausschlaggebende Sutura ist leider bis jetzt noch nicht bekannt.

Von den Polyploken scheidet die Form unstreitig der Mangel der breiten Einschnürungen wie der Besitz schön geschlossener virgatotomer Rippenbündel; obwohl sonst ihre Zeichnung gewiß stark konvergiert und mit der Verzierung von *Perisph. (Ataxioceras) polyplocus* REIN bei LORIO (Baden Taf. 10 Fig. 11) und bei SIEMIRADZKI (Monogr. Taf. 20 Fig. 10 p. 222) sehr viel Ähnlichkeit hat. Wahrscheinlich handelt es sich aber bei der gegenwärtigen wohl viel jüngeren Formengruppe

um eine reine Konvergenzerscheinung zu den echten Polyptoken aus  $\gamma$ . *Perisph. oxypleurus* HERB. von Guilkoskő (Szeklerland, Taf. 9 Fig. 1) scheint indes gar nicht ferne zu stehen.

*Virgatosphinctes (Perisph.) setatus* n. sp. (Taf. V Fig. 5, Taf. VI Fig. 4).

Eine der vorausgehenden morphologisch wie sicher auch verwandtschaftlich außerordentlich nahestehende, nur etwas größer werdende und anscheinend noch häufigere, aber gleich schmale und involute und weitgehend analog bezeichnete Form läßt sich davon unschwer spezifisch getrennt halten durch ihre in allen Stadien viel spärlichere und ärmere und im Relief merklich gröbere Berippung (zuletzt gegen 35 Umbonalrippen).

Vorkommen: Unterportland vom Eichelgarten bei Wasserzell (Eichstätt).

Auf ausgelaugten Kieselplatten der Dörndorfer Gegend (Beilngries) in der Eichstätt Sammlung finden sich massenhaft Abdrücke von gleich früh gespaltenen und auch mehr bescheiden großen *Virgatosphinctes*, von denen eine etwas spärlicher gezeichnete Form der gegenwärtigen Art so außerordentlich nahe kommt, daß sie sich wohl spezifisch damit deckt, während ein Teil aber doch wieder entschieden reicher berippt erscheint und wohl sicher nicht artgleich damit ist, wie die folgende kurze Zeichnung dartut.

*Virgatosphinctes (Perisph.) subsetatus* n. sp. (Taf. VI Fig. 3).

Das schöne, relativ früh recht involute und hochmündige (etwa halbe Umfassung der Umgänge), leider vollkommen plattgedrückte Gehäuse trägt außerordentlich früh (bereits bei 20—25 mm Durchmesser) auf gegen Flankenmitte deutlich virgatotom mehr- (3- später auch 4—5)teilige, im Innern äußerst scharf vorwärts gekrümmte, später stark vorwärts geneigte und zuletzt im Gebiete der Spaltung noch eigens sich vorwärts biegende, relativ recht reiche Berippung (60 Rippen bei etwa 90 mm Durchmesser). Entschieden reichere und zartere Berippung scheidet die gegenwärtige von der vorausgehenden Art, die sich mit ihr im Vorkommen vergesellschaftet.

Vorkommen: Kieselkalke von Dörndorf bei Beilngries (wohl *Beckeri*-Z.).

Weitere sichere Anknüpfung an fränkische Formen kenne ich nicht, doch kommt die Art einer von Fräulein FURLANI aus den Lemeš-Schichten in Dalmatien (Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 60. Bd., Wien 1910, Op. 74 Taf. III Fig. 1) als *Virgatosph. pseudoulmensis* bekannt gegebenen Form außerordentlich nahe; wenn diese letztere Art auch durch längeres Beibehalten der blikaten Berippung auch sicher spezifisch verschieden ist. Der Name *pseudoulmensis* ist übrigens nicht glücklich gewählt, denn der (wenigstens der oben gezeichnete) Solnhofener *Ulmensis* zeigt erst viel später 3teilige Rippen und wird vor allem unvergleichlich größer.

*Virgatosphinctes (Perisph.) supinus* n. sp. (Taf. I Fig. 7).

Die wieder mehr evolutive (ein Viertel Umfassung der Umgänge) und im Querschnitt dickere, breit-ovale häufige Form von anscheinend recht bescheidener Größe hat stets wieder mehr gedrängte (auch zuletzt noch 70 Umbonalrippen), doch weniger reich verzweigte, recht charakteristisch geschwungene, über der steilen Nabelwand und dann abermals über der Rippenteilung deutlich rückwärtswendige, an der Externseite aber stark vorwärts gekrümmte, ziemlich zarte und scharfe, etwa im oberen Flankendrittel virgatotom (auch zuletzt nur) 3teilige Berippung. Ein angeblich aus  $\epsilon$  von Immendingen in Baden in hiesiger Sammlung verwahrtes, nur etwas größeres Exemplar deckt sich gut mit der Form vom Eichelgraben und kam zur Abbildung, sie dürfte wohl auch bereits unserer Stufe entstammen. Den charakteristisch geschwungenen Rippenverlauf und eine anscheinend ganz analoge Rippenverzweigung finde ich bei *Perisph. Ulmensis* HERB. von Guilkoskő, der mit dem OPPEL'schen wohl kaum etwas zu tun hat (l. c. Taf. II Fig. 1). Auch sein *Perisph. Lothari* und *oxypleurus* scheint nicht sehr ferne zu stehen.

Vorkommen: Unterportland von Immendingen in Baden und Wasserzell b. Eichstätt (Eichelgarten).

*Perisph. (Aulacosph.?) isolatus* n. sp. (Taf. VI Fig. 5, 5a).

Eine neben ihrer Umgebung recht stark abstechende Art vom gleichen Lager möchte ich hier nicht übergehen.

Das leider noch unerwachsene Gehäuse von 80 mm Durchmesser zeigt relativ evolutive schön gerundete, fast kreisrunde Umgänge und wieder auffallend hoch, hart überm Bug (bis zu obiger Größe) noch ausschließlich blikate vorwärts geneigte und dabei charakteristisch geschwungene, mäßig dichte (gegen 60 Umbonalrippen) grobe und scharfe, den breiten Rücken unverändert überquerende Berippung. Die charakteristische Form erinnert auffallend stark an manche von den in den Spiti-schiefern des Himalaja so häufigen und eigenartigen Typen des *Aulacosph. torquatus* und *infundibulus* UHL., dem sie wahrscheinlich verwandtschaftlich nicht ferne steht.

Vorkommen: Unterportland, Wasserzell bei Eichstätt (Eichelgarten).



*Perisph. priscus n. sp.* (Taf. V Fig. 2).

Eine weitere leider ebenso schlecht erhaltene wie sicher eigenartige und morphologisch scharf abseits tretende und jederzeit leicht wieder erkennbare Form der felsigen Abbacher Kalke sei hier mit ein paar Strichen gezeichnet, die durch außerordentlich hoch, hart überm Bug gelegene Rippenteilung eine Art Primitivcharakter zur Schau trägt.

Das gleichfalls recht evolute Gehäuse mit sehr dicken, quadratischen, zuletzt fast querechteckigen, an den Flanken merklich abgeplatteten, bis etwa ein Viertel der Höhe sich umfassenden Umgängen und relativ recht spärlichen (gegen 40 Umbonalrippen bei 150 mm Durchmesser), doch um so größeren, auf dem letzten Umgange hochwulstig anschwellenden, scharfen, hart überm Bug anscheinend sehr lange (schätzungsweise bis gegen 130 mm Gehäusedurchmesser) biplikaten, dann aber deutlich dreigeteilten, stark vorwärts gekrümmten Rippen, steilem und tiefem Nabel und breitem Rücken.

Die Form steht systematisch allen bisher vorgeführten sicher recht ferne und scheint eine Art Nachzügler der biplex-Martelli-Gruppe zu sein.

Vorkommen: Diceraskalke von Abbach bei Kelheim.

Für stratigraphische Horizontierung äußerst wichtig ist das Vorkommen von ein paar für das französische Unterportland als Hauptleitformen geltenden coronatenartigen Typen, für welche Formen SALFELD das Subgenus *Gravesia* schafft:

*Holcostephanus Gravesianus* D'ORB. (Taf. VII Fig. 1).

[D'ORBIGNY Pal. Fr. Jur. I. Taf. 219 Fig. 1 u. 2. LORIOU et COTTEAU (L'Yonne) Taf. 3 Fig. 1.]

Ein stark aufgeblasenes, recht involutes Gehäuse von 200 mm Durchmesser (ursprünglich noch größer) besteht aus im Querschnitt doppelt so breiten wie hohen und bis etwa zur Hälfte der Höhe sich umfassenden Umgängen, mit schmalen, auf der Mitte stumpfkantigen und von hier schief gegen die außerordentlich tief gelegene Naht einfallenden Flanken und ungemein breitem, flach gewölbtem Rücken. Die kräftigen, markanten, breitwulstigen Rippen (gegen 25 auf dem letzten Umgange) kommen mehr radial von der Naht herauf, um sofort auf der Flankenkante unter halb stumpfknotiger Anschwellung sich im Innern in zwei, später bald ausnahmslos in drei dicke, breitgerundete Äste zu teilen, die unverändert den ungemein breiten Rücken überqueren.

Die außerordentlich interessante Form, deren Dimension und Querschnitt leider durch Druck etwas deformiert erscheint, glaube ich sicher mit *Holc. Gravesianus* D'ORB. identifizieren zu können; zwar sind die mir zugänglichen Abbildungen (meist recht jugendlicher Umgänge) fast zu stark aufgeblasen und geschlossen für gegenwärtiges Gehäuse; aber die Art soll eben im Alter sich merklich mehr öffnen und etwas schlanker werden, so daß ich nicht zweifle, in der vorliegenden Form das so wichtige Portland-Leitfossil vor mir zu haben.

Das Gehäuse stammt aus den Hornstein-Bankkalcken vom unmittelbaren  $\epsilon$ -Hangenden (*Beckeri-Z.* des „Gemeindebruches“ hart westlich von Ochsenfeld b. Eichstätt. In der hiesigen Staatssammlung werden einige mehr embryonale, stark aufgeblasene und grobberippte *Holcostephanen* aufbewahrt, die möglicherweise zu *Holc. Gravesianus* gehören und aus den Plattenschiefern von Solnhofen stammen.

*Holcostephanus gigas* D'ORB. (Taf. VII Fig. 2 u. 3—3a).

[D'ORBIGNY. Pal. Fr. Jur. I. Taf. 220 Fig. 560. cf. SCHLOSSER, Kelheimer Diceraskalk p. 22.]

Aus ziemlich dichten gelblichen Kalken aus der Breitenhüller Gegend liegt in der Münchener Sammlung eine der vorausgehenden ganz analog gezeichnete, aber recht wesentlich evolutere und weniger aufgeblasene Form (180 mm Durchmesser), mit gleich grober, hart über der hier mehr steilen Nabelwand, zuletzt regelmäßig 3teiliger, über der Spaltstelle dickwulstig bis halbknötig anschwellender, spärlicher Berippung (etwa 20 Rippen auf dem letzten Umgange).

Das leider verdrückte Gehäuse deutet einen sehr breiten querverlängerten Durchmesser an und läßt sich wohl noch mit *Holc. gigas* identifizieren, so daß ich an dem Vorkommen auch dieser gleich wichtigen Portlandform in Franken nicht zweifeln möchte.

Ein recht jugendliches Gewinde von den Korallenkalcken von Laisacker möchte ich lieber dieser Form zuschreiben, als dem obigen Abbacher *P. priscus n. sp.* Die oben erwähnten Jugendgehäuse von Solnhofen könnten auch hiehergehören.

Vorkommen: Plattenkalke von Breitenhüll. bei Ingolstadt, Abbach, Laisacker (?), Solnhofen (?).

Eine morphologische Zusammenstellung der eben gezeichneten, teils neuen, teils bisher in Franken weniger bekannten Formen, die indes keineswegs den Anspruch auf ein fertiges System machen will, sondern nur eine mehr approximative und provisorische Ordnung des mir bisher vorliegenden Materials sein soll, ergibt etwa folgendes Bild:

I. Ziemlich stattliche involute Formen mit meist recht dichter und relativ lange biplikatler, später aber schön virgatotom gebündelter, bei den einen zuletzt sich schwach verwischender, bei den andern grobwulstig anshellender Berippung: *V. Ulmensis* OPP., *V. Subulmensis* n. sp., *V. Riedensis* n. sp., *V. supremus* SUTN.; letztere Form nähert sich durch relativ spärliche und grobe Berippung mehr den an *Rüppellianus* QU. gereihten.

II. Große bis mittelgroße Formen mit merklich früherem Auftreten der auch hier reichen virgatotomen Rippenbündelung, die sich recht gut an die Spitiformen *V. denseplicatus* und *V. frequens* anreihen lassen: *V. Eystettensis* n. sp., *V. fruticans* n. sp., *V. pubescens* n. sp. *Virg. vimineus* n. sp. möchte ich eine mehr selbständige Stellung zuschreiben.

III. Mehr kleinbleibende Formen mit meist von früher Jugend drei- und mehrteiligen, in der Regel recht schön virgatotom gebündelten Rippen, die man wohl nicht mit Unrecht an *V. pseudoulmensis* FURLANI und *oxypleurus* HERB. angliedert (und teilweise vielleicht mit Unrecht anscheinend aus dem Untertithon der argentinischen Cordillere auch als Virgatiten angesprochen hat): *V. setatus* n. sp., *V. subsetatus* n. sp., *V. comatus* n. sp. und *V. subcomatus* n. sp. (var.?).

IV. Mittelgroße bis große, ziemlich evolute, spärlicher doch gröber bezeichnete Formen mit vor allem merklich bescheidenener, doch im Prinzip wohl noch stets virgatotom verzweigter Berippung: *V. Rüppellianus* QU., *V. Abbachensis* n. sp., *V. Reisi* n. sp.

V. Merklich kleiner bleibende Formen mit im Innern bald mehr bald weniger dichter, aber früh gleichfalls wieder mehr sparrig grob, virgatotom verzweigter Berippung, dem Typus des landläufigen *V. contiguus* angehörig: *V. Moernsheimensis* n. sp., *V. vicinus* n. sp.

Stratigraphisch wie paläogeographisch gleich interessant möchte ich das Vorkommen eines wahrscheinlichen Vertreters der in den Spitischiefen so häufigen Perisphincten (Aulacosphincten) vom *infundibulus-subtorquatus*-Typ erachten, das ich in unserm *Per. isolatus* n. sp. repräsentiert glaube.

Von ganz hervorragender Wichtigkeit sind aber die berühmten Portlandtypen des *Holc. Gravesianus* D'ORB. und *Holc. gigas* ZIEGL., da sie eine sichere Parallelisierung unserer fränkischen Korbsscherenkalke der Beckeristufe mit den französischen Portlandbildungen gestatten.

Auch scheinen übrigens noch weitere viel herangezogene Portlandzeugen unseren Ablagerungen in Franken nicht zu fehlen; so deuten einige mir von Ried und der Waschette von Eichstätt vorliegende Gehäusebruchstücke mit äußerst groben, tief sparrig biplikatlen, wulstigen Rippen auf *Per. rotundus* oder nächste Verwandte von diesem hin. Ein in der Kgl. Realschule von Neuburg vorgefundenes Gehäuse mit über 200mm Durchmesser, angeblich der Solnhofen, wahrscheinlich aber der Neuburger Gegend entstammend (es liegen in jener Sammlung auch die Sachen von Oberhausen mit der Etikette Solnhofen), aus einem etwas dunkleren Kalke zeigt eine Form mit sehr evoluten runden Umgängen mit bis zuletzt vorwiegend im oberen Flankendrittel biplikatlen Rippen und dürfte dem wichtigen Portlandtyp des *Per. giganteus* Sow. nicht sehr ferne stehen. Es besteht also durchaus begründete Hoffnung, daß das Auffinden weiteren Vergleichsmaterials und damit die Möglichkeit einer noch näheren Parallelisierung unseres fränkischen mit dem französischen Portland nur eine Frage der Zeit sein werde.

#### *Cucullaea adeps* n. sp. (Taf. VIII Fig. 2).

In den hornsteinreichen von Plattenschiefern überlagerten Bankkalken der Pietenfelderhöhe bei Eichstätt begegnen einem auffallend häufig die leider meist schlecht erhaltenen Steinkerne eines stattlichen Zweischalers, während die Form mir sonst im Gebiete in gleichen oder ähnlichen Schichten nie zu Gesicht kam, noch auch von Kelheim oder anderwärts in der mir bekannten einschlägigen Literatur signalisiert ist; ich halte deshalb eine kurze Zeichnung für nicht unzulässig.

Die allgemeinen Umrisse und Gesamtmorphologie stellt die Form unstrittig zu den Arciden und zwar höchst wahrscheinlich zur Gattung *Cucullaea*. Die stumpflich ovale bis trapezförmige, dick aufgeblasene Schale trägt einen sehr charakteristischen hoch gewölbten, angeschwollenen, fast median gelegenen Wirbel und, wie ein mir vorliegender Steinkern andeutet, neben der konzentrischen Schalenverzierung vorn auch eine radiale. Schloß und weitere morphologische Elemente konnten bisher leider nicht ermittelt werden.



# Tafel-Erklärung.\*

## Tafel I.

	Seite
Fig. 1. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> D'ORB. $\frac{3}{4}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Zone, Eichstätt	84
„ 2. <i>Perisph. n. sp. aff. stenocyclus</i> FONT. $\frac{5}{6}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Wemding.	93, 78
„ 3. <i>Perisph. n. sp. aff. ardesicus</i> FONT. $\frac{3}{4}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Marienstein b. Eichstätt	93, 78
„ 4. <i>Perisph. praenuntians</i> FONT. $\frac{4}{5}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt . . . . .	78
„ 5. <i>Perisph. Ernesti</i> QU. $\frac{3}{4}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Weißenburg . . . . .	79
„ 6. <i>Perisph. n. sp. cf. projeron</i> v. AMMON. $\frac{6}{7}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt	93, 78
„ 7. <i>Perisph. (Virgatosph.) supinus n. sp. Beckeri</i> -Z. („ε/ζ-Grenze“), Immendingen i. Baden	165

## Tafel II.

Fig. 1. <i>Perisphinctes breviceps</i> QU. $\frac{5}{6}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Weißenburg . . . . .	78
„ 2. <i>Perisph. atarus n. sp.</i> $\frac{2}{3}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt . . . . .	94, 78
„ 3. <i>Aulacostephanus eudoxus</i> D'ORB. $\frac{2}{3}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Paulushofen b. Beilngries	83
„ 4. <i>Aulacostephanus phorceus</i> FONT. $\frac{2}{3}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt . . . . .	84
„ 5. <i>Simoceras Risgoriensis n. sp.</i> $\frac{1}{2}$ nat. Gr. Grenze <i>Polyplocus-Pseudomutabilis</i> -Z., Wemding . . . . .	95, 85, 75
„ 6. <i>Aspidoceras unispinosum</i> QU. $\frac{4}{5}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Wemding . . . . .	83
„ 7. <i>Aspidoceras orthocera</i> D'ORB. $\frac{3}{4}$ nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Obereichstätt . . . . .	83

## Tafel III.

Fig. 1. <i>Perisphinctes digitatus n. sp.</i> , nat. Gr. <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt . . . . .	94, 78
„ 2. <i>Virgatosph. (Perisph.) vicinus n. sp.</i> , nat. Gr. <i>Lithographica</i> -Z. (Reisbergsschichten?), Neuburg . . . . .	163
„ 3. <i>Virgatosph. (Perisph.) Rüppellianus</i> QU. $\frac{2}{3}$ nat. Gr. <i>Lithographica</i> -Z., Böhmfeld	161, 151
„ 4. <i>Virgatosph. (Perisph.) Abbachensis n. sp.</i> $\frac{1}{2}$ nat. Gr. Diceraskalk. <i>Lithographica</i> -Z.? (Untertithon), Abbach b. Kelheim . . . . .	162
„ 5. <i>Virgatosph. (Perisph.) Eystettensis n. sp.</i> $\frac{1}{2}$ nat. Gr. <i>Lithographica</i> -Z., Eichstätt	161, 151
„ 6. <i>Virgatosph. (Perisph.) vimineus n. sp.</i> $\frac{3}{4}$ nat. Gr. <i>Lithographica</i> -Z., (Reisberg- schichten). Unterstall bei Neuburg . . . . .	164, 152

## Tafel IV.

Fig. 1. <i>Perisphinctes modestus n. sp.</i> <i>Pseudomutabilis</i> -Z., Eichstätt . . . . .	93
„ 2. <i>Virgatosphinctes (Perisph.) Eystettensis n. sp.</i> mit Querschnitt, vermutlich <i>Beckeri</i> -Z., Eichstätt . . . . .	161
„ 2a. Rückenansicht desselben Stückes.	
„ 3. <i>Virgatosph. (Perisph.) Ulmensis</i> OPP. emend. SCHNEID, mit Querschnitt, $\frac{18}{14}$ nat. Gr. <i>Lithographica</i> -Z., Eichstätt . . . . .	159
„ 4. <i>Virgatosph. (Perisph.) supremus</i> SUTN. (Manuskriptname). $\frac{1}{3}$ nat. Gr., mit Querschnitt. <i>Lithographica</i> -Z., Eichstätt . . . . .	161, 152
„ 5. <i>Berriasella ciliata n. sp.</i> <i>Ciliata</i> -Z., Obertithon von Unterhausen b. Neuburg . (184) 18*	
„ 5a. Rückenansicht desselben Stückes.	
„ 5b. Querschnitt desselben Stückes.	

\* Die mit einem Sternchen versehenen Zahlen beziehen sich auf die Fortsetzung der Abhandlung im 28. Band der Geogn. Jahresh. f. 1915. — Die eingeklammerten fortlaufenden Zahlen gelten für die Sonderabdrücke der ganzen Abhandlung.

Tafel V.

Seite

Fig. 1. *Perisphinctes n. sp. aff. fasciferus* NEUM., mit Querschnitt.  $\frac{9}{7}$  nat. Gr. *Pseudomutabilis*-Z., Pappenheim . . . . . 94, 78

„ 2. *Perisph. priscus n. sp.*, mit Querschnitt.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. Diceraskalk. Unterportland (*Lithographica*-Z.?), Abbach b. Kelheim . . . . . 166

„ 3. *Virgatosphinctes (Perisph.) Riedensis n. sp.*, mit Querschnitt.  $\frac{7}{16}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Ried b. Dollnstein . . . . . 160

„ 4. *Virgatosph. (Perisph.) pubescens n. sp.*, mit Querschnitt.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Ried b. Dollnstein . . . . . 164

„ 5. *Virgatosph. (Perisph.) setatus n. sp.*, mit Querschnitt.  $\frac{9}{7}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Eichstätt 165

„ 6. *Virgatosph. (Perisph.) comatus n. sp.*, mit Querschnitt.  $\frac{7}{16}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Eichstätt 164

„ 7. *Virgatosph. (Perisph.) comatus n. sp.*, (*var. subcomatus*) mit Querschnitt.  $\frac{9}{7}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Eichstätt . . . . . 164

„ 8. *Aspidoceras caletanum* OPP., mit Querschnitt. *Beckeri*-Z. („ $\frac{9}{7}$ -Grenze“), Wellheim, Galgenberg . . . . . 125

Tafel VI.

Fig. 1. *Virgatosphinctes (Perisph.) fruticans n. sp.* Untertithon (*Beckeri*-Z.), Ried bei Dollnstein . . . . . 163, 132

„ 1a. Querschnitt desselben Stückes.

„ 2. *Virgatosph. (Perisph.) Moernsheimensis n. sp.* *Lithographica*-Z., Mörnshheim . . . 163

„ 3. *Virgatosph. (Perisph.) subsetatus n. sp.* *Beckeri*-Z., Dörndorf b. Beilngries . . 165, 132

„ 4. *Virgatosph. (Perisph.) setatus n. sp.* *Beckeri*-Z., Dörndorf b. Beilngries . . . 165, 132

„ 5, 5a. *Perisph. (Aulacosph.?) isolatus n. sp.* *Beckeri*-Z., Wasserzell b. Eichstätt . . . 165

„ 6, 6a. *Perisph. siliceus* QU., Oberste Felsenkalk. („ $\frac{9}{7}$ -Grenze“), Haunsfeld b. Dollnstein 115

„ 7, 7a. *Sutneria subeunela n. sp.* *Beckeri*-Z., Wellheim . . . . . 124

„ 8. *Oppelia n. sp. (flexuosa cf. nudocrassata* QU. emend. WEFFER). *Beckeri*-Z., Altendorf b. Dollnstein . . . . . 128

„ 9. *Oppelia (Ochetoceras) semimutata* FONT. *Beckeri*-Z., Obereichstätt . . . . . 127

„ 10. *Oppelia nobilis* NEUM. *Beckeri*-Z., Wellheim . . . . . 124

„ 11. *Oppelia pugilis* NEUM. *Beckeri*-Z. („ $\frac{9}{7}$ -Grenze“), Wellheim . . . . . 124

„ 12. *Waagenia Beckeri* NEUM. *Beckeri*-Z., Wasserzell b. Eichstätt . . . . . 126

„ 13. *Waagenia harpephora* NEUM. *Beckeri*-Z., Wasserzell b. Eichstätt . . . . . 126

„ 14. *Aspidoceras hoplisum* OPP., mit Querschnitt.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. *Beckeri*-Z., Ried b. Dollnstein 130

„ 15 u. 15a. *Haploceras (Aspidoceras) Casimirianum* FONT., mit Querschnitt. *Beckeri*-Z., Wellheim, Galgenberg . . . . . 125

„ 16 u. 17. *Ostrea (Ecogyra) Dubiensis* CONTEJ. *Beckeri*-Z., Wellheim, Galgenberg . . . 124

Tafel VII.

Fig. 1. *Holcostephanus (Gravesia, SALFELD) Gravesianus* D'ORB. mit Querschnitt, *Beckeri*-Z., Ochsenfeld b. Eichstätt . . . . . 166, 133

„ 2. *Holcostephanus (Gravesia) gigas* D'ORB. mit Querschnitt, obere *Lithographica*-Z. (Diceraskalk?), Abbach b. Kelheim . . . . . 166

„ 3 u. 3a. *Holcostephanus (Gravesia) gigas* D'ORB. mit Querschnitt, obere *Lithographica*-Z. (Diceraskalk von Laisacker b. Neuburg) . . . . . 166

„ 4. *Perisphinctes (Virgatosph.) Schlosseri n. sp.* mit Querschnitt, *Ciliata*-Z. (Obertithon) von Unterhausen b. Neuburg . . . . . (176) 10\*

„ 5 u. 5a. *Perisphinctes (Virgatosph.) Schlosseri n. sp.*, jüngeres Gehäuse ebendahier. (176) 10\*

„ 6, 6a u. 6b. *Berriasella pergata n. sp.* mit Rückenansicht und Querschnitt, *Ciliata*-Z. (Obertithon) von Unterhausen b. Neuburg . . . . . (184) 18\*

Tafel VIII.

Fig. 1. *Virgatosphinctes (Perisph.) Reisi n. sp.* mit Querschnitt, obere *Lithographica*-Z. (Reisbergsschichten) von Unterstall b. Neuburg . . . . . 162, 151

„ 1a. Rückenansicht desselben Stückes.



- Fig. 2. *Cucullaea adeps* n. sp., *Beckeri*-Z. von Pietenfeld b. Eichstätt . . . . . 167  
 „ 3. *Perisphinctes (Aulacosph.) diffusus* n. sp.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. Mit Querschnitt. *Ciliata*-Z. (Obertithon) von Unterhausen b. Neuburg . . . . . (178) 12\*  
 „ 4. *Perisphinctes (Aulacosph.) caesposus* n. sp., *Ciliata*-Z. (Obertithon), ebendaher . (178) 12\*  
 „ 5. *Pseudovirgatites (Perisph.) palmatus* n. sp., *Ciliata*-Z. (Obertithon), ebendaher . (187) 21\*  
 „ 5a. Rückenansicht desselben Stückes.  
 „ 5b. Querschnitt desselben Stückes.  
 „ 6 u. 6a. *Pseudovirgatites (Hoplitites?) dubius* n. sp.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. mit Querschnitt. *Ciliata*-Z. (Obertithon), ebendaher . . . . . (188) 22\*

### Tafel IX.

- Fig. 1. *Perisphinctes atavos* n. sp. mit Querschnitt. *Pseudomutabilis*-Z., Eichstätt . . . . . 94, 72  
 „ 2. *Perisphinctes (Aulacosph.) callodiscus* n. sp. *Ciliata*-Z. (Obertithon), Unterhausen b. Neuburg. . . . . (179) 13\*  
 „ 2a. Querschnitt desselben Stückes.  
 „ 3. *Perisphinctes (Aulacosph.) dicratus* n. sp. *Ciliata*-Z. (Obertithon), ebendaher . (180) 14\*  
 „ 3a. Rückenansicht desselben Stückes und  
 „ 3b. Querschnitt desselben Stückes.

### Jungkretazische Formen.

- Fig. 4. *Inoceramus* cf. *Crippsi* MANTELL. Obere Kreide (Cenoman) von Wellheim . . . (205) 39\*  
 „ 5. *Inoceramus* cf. *Crippsi* MANTELL. Ebendaher . . . . . (205) 39\*  
 „ 6. *Exogyra* aff. *sigmoides* REUSS. Obere Kreide (Cenoman) von Konstein . . . (204) 38\*  
 „ 7. *Lima* cf. *pseudocardium* REUSS. Obere Kreide (Cenoman) von Konstein . . . (204) 38\*  
 „ 8. *Vola quadricostata* SEW. Obere Kreide (Cenoman) von Konstein . . . . . (204) 38\*  
 „ 9. *Ellipsactinea (Sphaeractinea?)*. Obere Kreide (Cenoman) von Mörsheim . . . (202) 36\*

### Bemerkung.

Mit Ausnahme von *Aulacosteph. pseudomutabilis* D'ORB., *Aul. phorcus* FONT., *Per. n. sp. aff. ardesicus* FONT., *P. praenuntians* FONT., *P. digitatus* n. sp., *P. modestus* n. sp., *P. Rüppellianus* QU. und *Asp. unispinosum* QU., die sich in der Sammlung des Lyceums in Eichstätt, und des *Per. Schlosseri* n. sp. und *Per. (Aul.) dicratus* n. sp., die sich in dem Museum des naturhistorischen Vereines (für Schwaben und Neuburg) in Augsburg befinden, sind sämtliche der in dieser Abhandlung abgebildeten und beschriebenen Originale in der geologisch-paläontologischen Sammlung des Kgl. Bayr. Staates in München.

## Druckfehler.

---

Man lese auf:

- Seite 75 bei *Simoceras Risgoviensis n. sp.* Taf. III statt II.  
„ 78 bei *Per. fasciferus* NEUM. Fig. 1 statt 2.  
„ 94 bei *Per. digitatus n. sp.* Taf. III statt II.  
„ 115 bei *Per. siliceus* QU. Taf. VI statt II.  
„ 124 bei *Sutneria subeumela n. sp.*, *Exogyra Dubiensis* CONTY, *Oppelia pugilis* NEUM. Taf. VI statt II.  
„ 133 bei *Cucullaea adeps n. sp.* Taf. VIII Fig. 2 statt Taf. VII Fig. 2 und bei *Holcastephanus gigas* ZIET. Taf. VII Fig. 3 statt Taf. IV Fig. 5.
-



# Inhaltsverzeichnis.

## I. Teil.

	Seite
A. Einleitung . . . . .	59
B. Gebietsgrenzen und topographische Übersicht . . . . .	62
C. Verzeichnis der benützten und zitierten Literatur . . . . .	65
D. Stufenbeschreibung . . . . .	74
I. Weißer Jura (Malm) . . . . .	74
1. Stufe des <i>Perisphinctes polyplocus</i> REIN. . . . .	74
2. Stufe des <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> D'ORB. . . . .	76
a) Horizontbeschreibung . . . . .	76
b) Faunencharakter der Stufe . . . . .	77
c) Vorkommen der Stufe . . . . .	91
d) Beschreibung einiger Ammoniten dieser Stufe . . . . .	92
3. Stufe des Frankendolomites und der plumpen Felsenkalke . . . . .	95
a) Horizontbeschreibung und Vorkommen . . . . .	95
b) Fauna des Dolomites und der plumpen Felsenkalke . . . . .	103
4. Stufe der <i>Waagenia Beckeri</i> NEUM. und der <i>Oppelia lithographica</i> OPP. . . . .	115
A. Unterstufe der <i>Waagenia Beckeri</i> NEUM. . . . .	118
a) Horizontbeschreibung und Vorkommen . . . . .	118
b) Faunencharakter der Unterstufe der <i>Waagenia Beckeri</i> NEUM. . . . .	122
B. Unterstufe der <i>Oppelia lithographica</i> OPP. . . . .	135
a) Horizontbeschreibung und Vorkommen . . . . .	135
b) Faunencharakter der Unterstufe . . . . .	147
C. Beschreibung neuer, kritischer oder bisher wenig bekannter Ammoneen aus der Stufe der <i>Waagenia Beckeri</i> und der <i>Oppelia lithographica</i> . . . . .	158
Tafelerklärung . . . . .	168—170
Bemerkung . . . . .	170
Druckfehler . . . . .	171

Die Fortsetzung der Abhandlung wird im XXVIII. Band der Geognostischen Jahreshefte für 1915 erscheinen. Sie umfaßt: Vom weißen Jura: 5. Stufe der *Berriasella subprivasensis* TOUC. 6. Tabellarische Zonenübersicht. — II. Obere Kreide, Ausbildung, Vorkommen und Fauna. III. Tertiär. IV. Diluvium. V. Alluvium. VI. Technisch nutzbare Stoffe.



3  
3/4 nat. Gr.



2  
5/6 nat. Gr.



1  
3/4 nat. Gr.



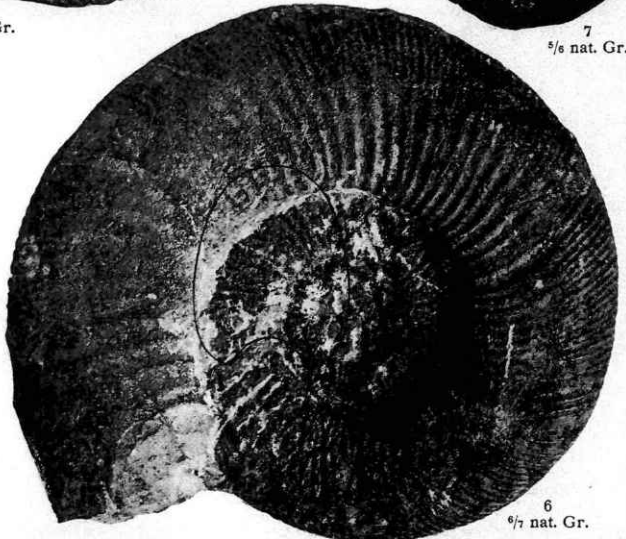
7  
5/6 nat. Gr.



4  
1/2 nat. Gr.



5  
3/4 nat. Gr.



6  
2/3 nat. Gr.





4  
2/3 nat. Gr.



3  
2/3 nat. Gr.



5  
1/2 nat. Gr.



6  
1/3 nat. Gr.



2  
2/3 nat. Gr.



7  
3/4 nat. Gr.



1  
5/6 nat. Gr.



2



4  
1/2 nat. Gr.



3  
2/3 nat. Gr.



6  
3/4 nat. Gr.

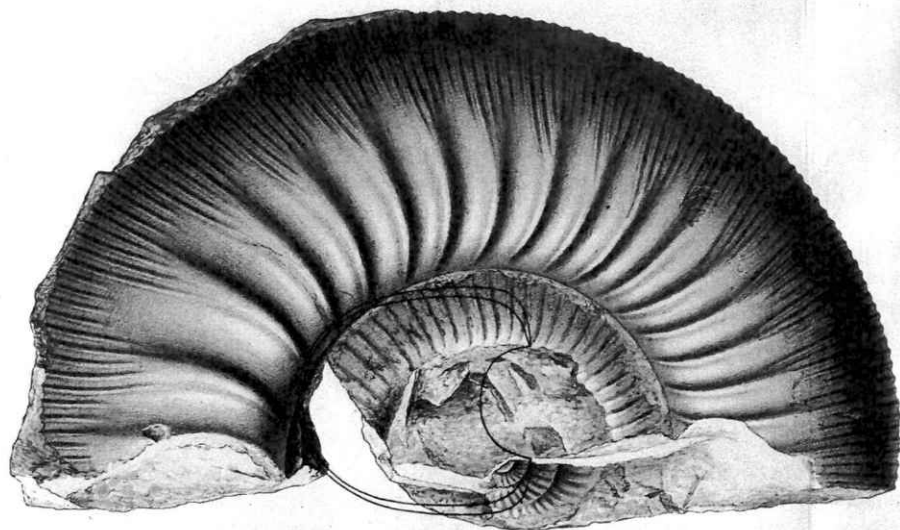


1



5  
1/2 nat. Gr.

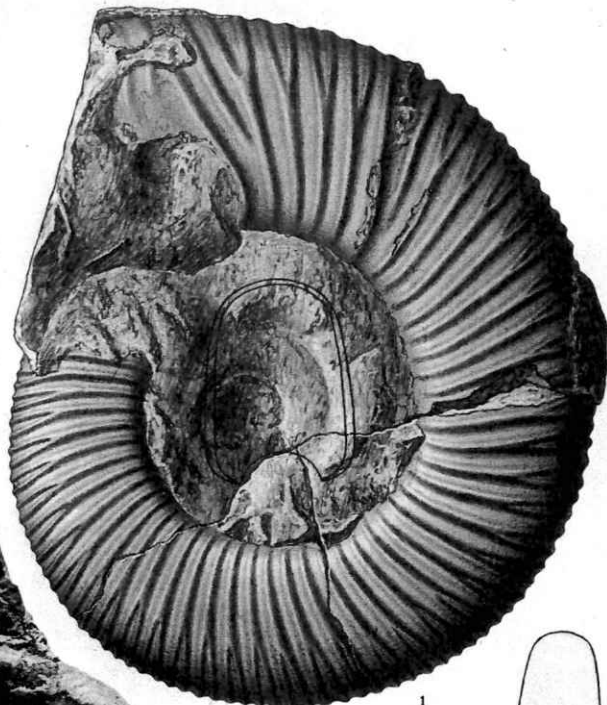




2



2a



1



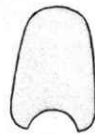
3  
13/14 nat. Gr.



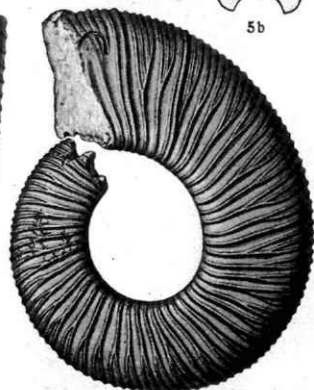
4  
1/3 nat. Gr.



5a



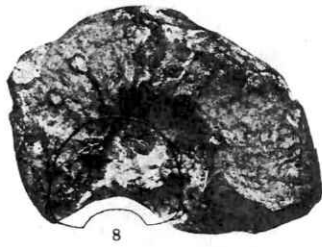
5b



5



3  
7/10 nat. Gr.



8



4  
1/2 nat. Gr.



2  
1/2 nat. Gr.



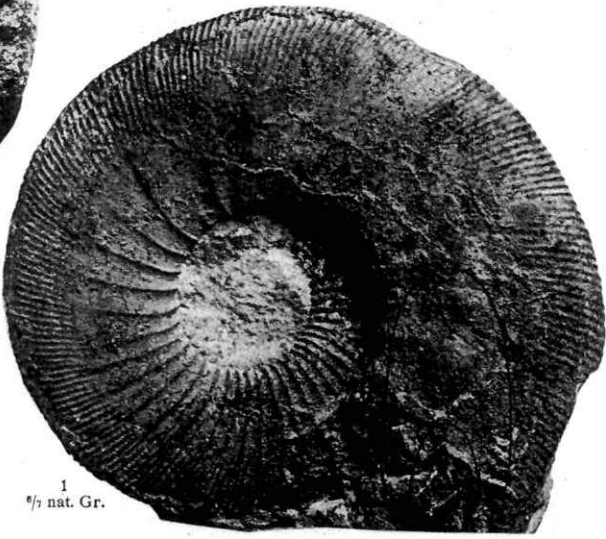
6  
7/10 nat. Gr.



5  
6/7 nat. Gr.

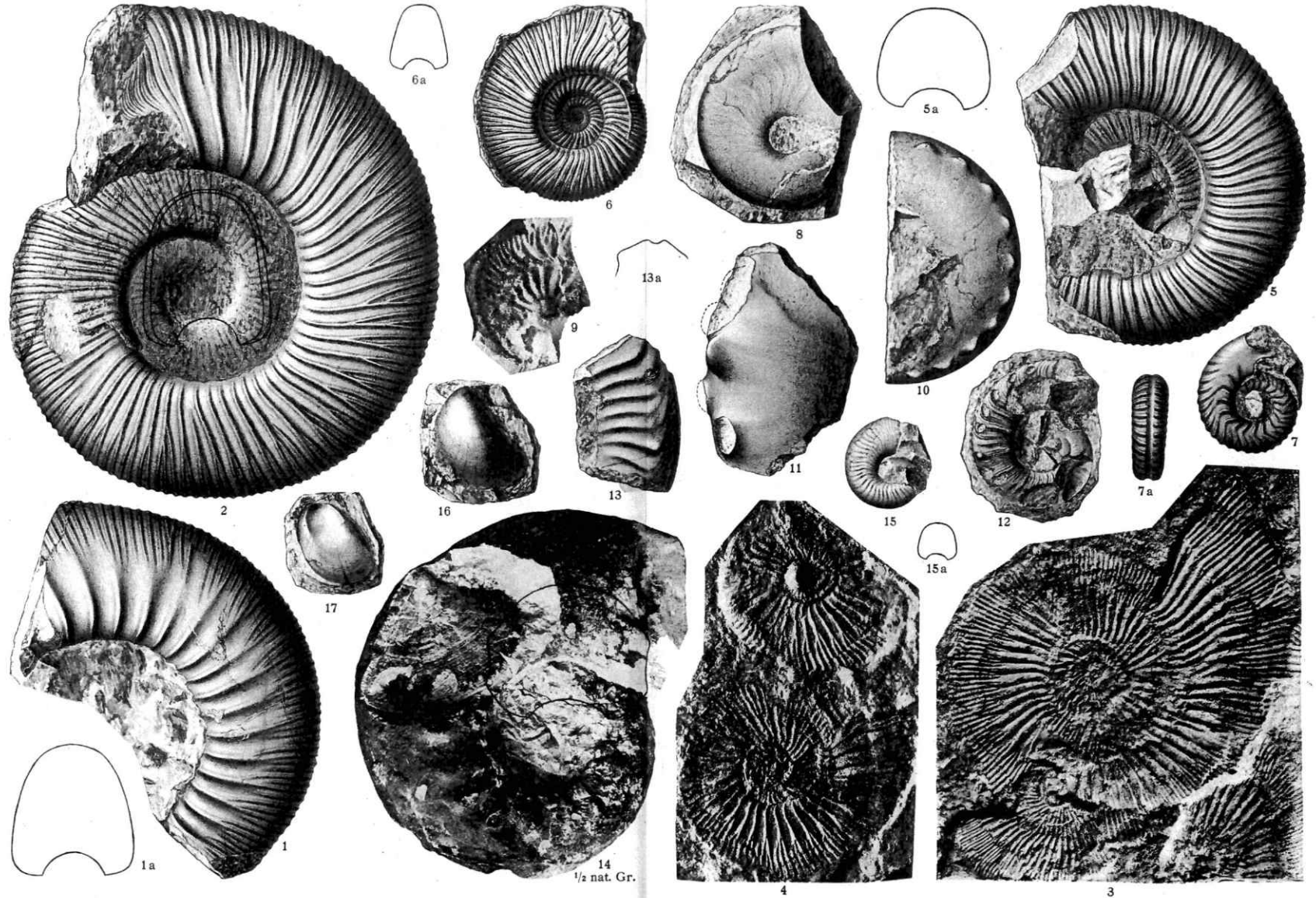


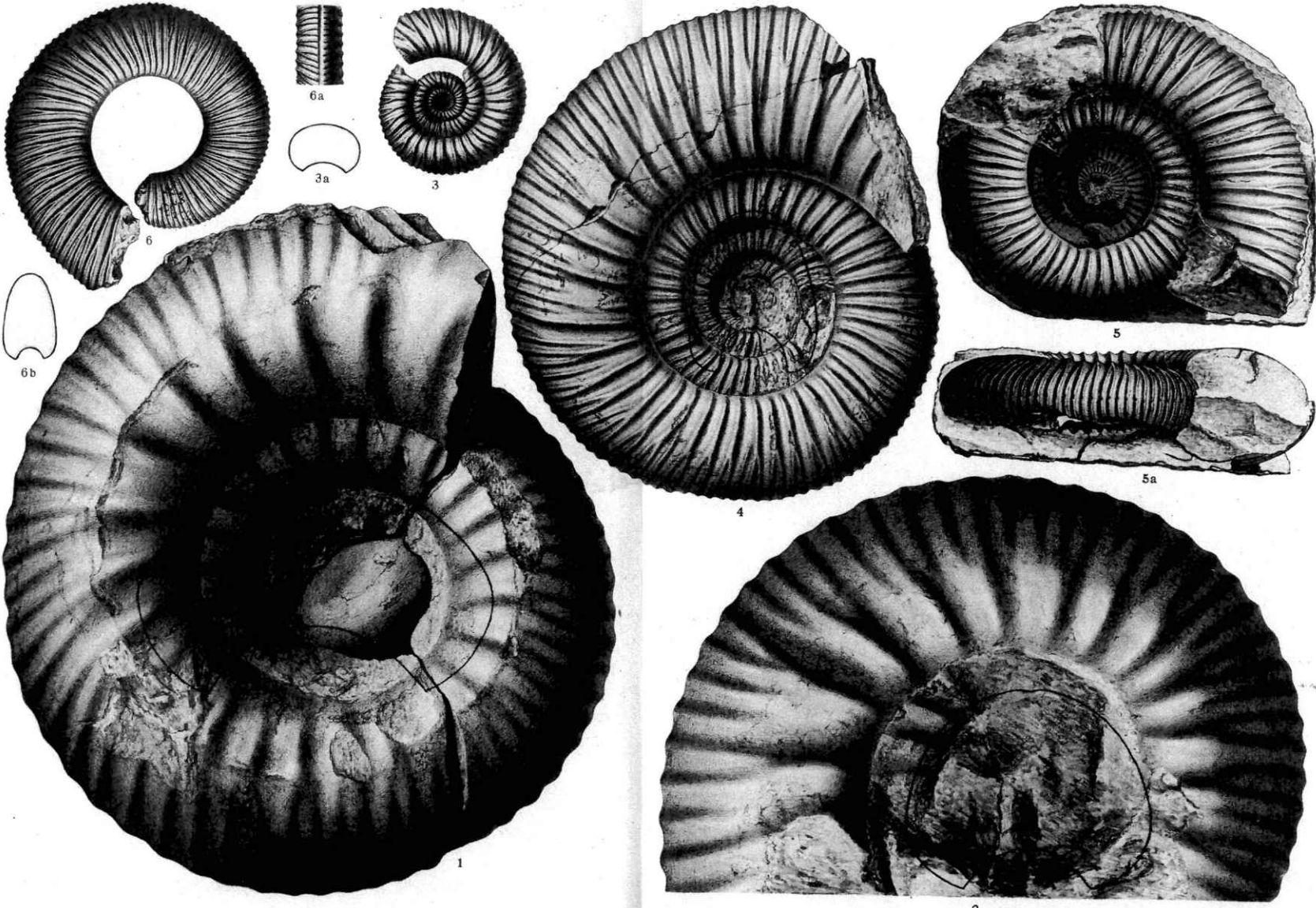
7  
6/7 nat. Gr.



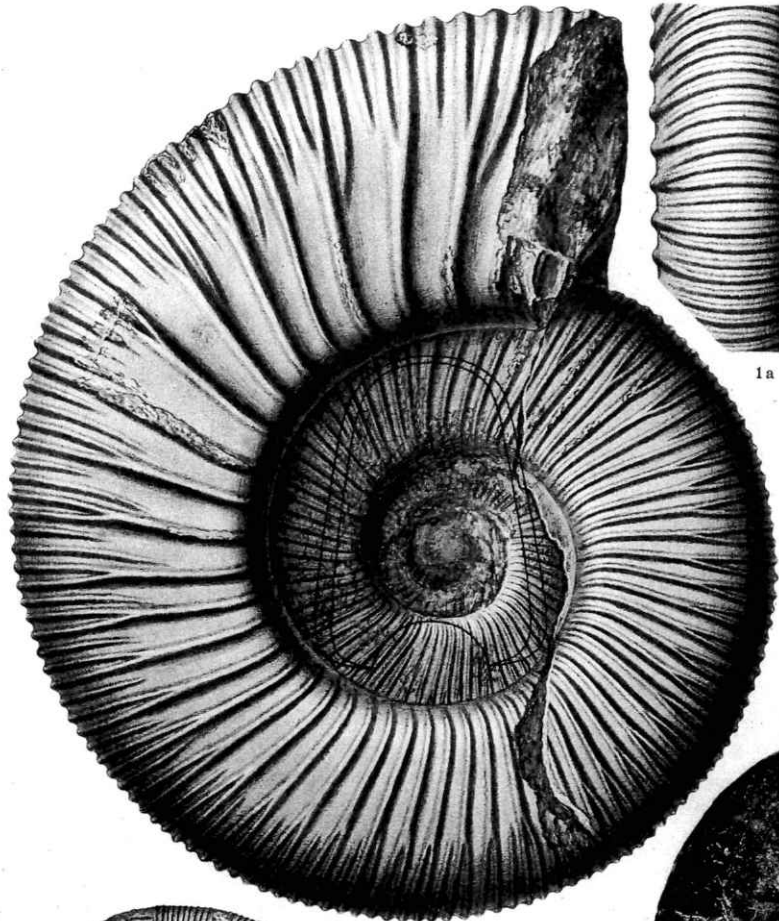
1  
6/7 nat. Gr.







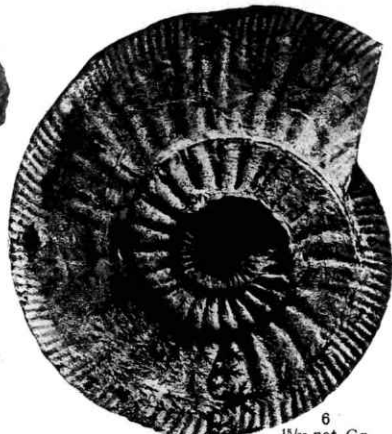




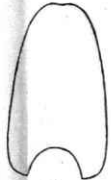
1a



5



6  
1 1/2 nat. Gr.



5b



5a



2



4



6a



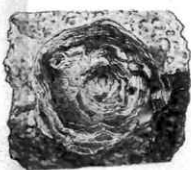
3  
1/2 nat. Gr.



2



4



9



8



7



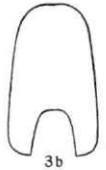
5



6



3a



3b



3



1



2a



# Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißbach.

Von

Dr. K. Boden.

(Mit 1 geol. Karte, 1 Profiltafel, 1 Tafelbeilage, 1 Textbeilage und 4 Textbildern.)

## Vorwort.

Die Aufnahmsarbeiten für die vorliegende Arbeit wurden hauptsächlich während des mehrwöchentlichen Sommerurlaubes der Jahre 1910 und 1911 ausgeführt. Außerdem dienten die Sonntage und Feiertage dazu, um die Karte zu vervollständigen und zu revidieren. Auch in den beiden folgenden Jahren mußten noch einige Revisionen vorgenommen werden. Im Sommer 1912 wurde jedoch schon mit der Kartierung des im Westen angrenzenden Gebietes um den Fockenstein und Roßstein begonnen, die bis zum Isartal ausgedehnt werden soll.

Bei der geringen für die Aufnahmen zur Verfügung stehenden Zeit war ein Abschluß der Arbeit mit viel Schwierigkeiten verbunden, insbesondere da sich bei der Ausarbeitung häufig wieder Zweifel einstellten, die Revisionen erforderten, zu denen nicht immer gleich die genügende Zeit vorhanden war.

So soll denn der Abschluß der Arbeit keineswegs einen Abschluß der Studien, sondern lediglich ein gewisses Stadium in der Erforschung des Gebietes bilden.

Ich möchte nicht versäumen, an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ROTHPLETZ, herzlichst zu danken für sein Entgegenkommen in der Gewährung von Urlaub, ohne den die Kartierung nicht hätte zu Ende geführt werden können.

Insonderheit drängt es mich auch, Herrn Oberbergrat Dr. O. REIS meinen besten Dank auszusprechen für die viele zur Ausstattung der Arbeit in den Geogn. Jahresh. aufgewandte Mühe und Zeit.

Die Arbeit wurde im Herbst 1913 abgeschlossen und bereits im Februar 1914 mit der Drucklegung begonnen.

## Stratigraphischer Teil.

### Partnachsichten.

Die tiefsten in dem Gebiete auftretenden Schichten setzen sich aus einer miteinander wechsellagernden Folge von Kalken und Mergeln zusammen.

Die meist dünnplattigen bis dickbankigen Kalke sind grau bis tief dunkelblau gefärbt und besitzen knollige und wulstige Schichtflächen. Nur selten stellen sich

heller gefärbte oder massige Varietäten ein. Zwischen den Bänken liegen dünne, graphitisch glänzende Tonhäute und stellenweise etwas dickere mergelige Kohlen-schmitzen sowie 20—30 cm mächtige schwarze schiefrige Zwischenlagen. Fast überall führen die Kalke Hornsteine, die zum Teil nur vereinzelt auftreten, oft aber auch die Bänke ganz durchsetzen und besonders an den angewitterten Gesteinsflächen gut sichtbar werden.

Die tiefschwarz gefärbten Mergel sind zumeist dünn-schiefrig und im feuchten Zustand völlig plastisch. Hie und da finden sich Einlagerungen von schwarzen mergeligen Kalkbänken. (Im unteren „Übelgraben“ fanden sich auch vereinzelt kieselig-sandige Bänke eingelagert. Möglicherweise sind diese hier anstehenden Schichten jedoch zu den Raiblern zu stellen.)

Kalke und Mergel ergänzen sich gegenseitig, so daß oft die kalkige Entwicklung, oft auch die mergelige überwiegt. Die in den Schiefeln eingeschalteten Kalkzüge bestehen zum Teil nur aus schmalen Bändern, schwellen jedoch manchmal auch bis zu einer Mächtigkeit von 70—80 m an und bilden mehr oder weniger breite gut erkennbare Rippen, die sich auf lange Strecken hin verfolgen lassen, indem sie in ihrem Fortstreichen ihre Mächtigkeit oft ändern oder auch ganz auskeilen.

Der breiteste Kalkzug schließt die Schichten im Süden oben ab und läßt sich von „Schärfe“, wo er durch Steinbruchbetrieb erschlossen ist, durch den „Übelgraben“ bis zum „Reitköpfl“ verfolgen. Nördlich der „Holzpointale“ erleidet er einige Unterbrechungen, oder ist nur durch wenige Bänke vertreten, um jedoch am Touristenweg zum „Hirschberg“ bei P. 1305 in ziemlicher Mächtigkeit wieder zu erscheinen und von hier durch den „Wurzengraben“ über den „Windberg“ zum „Windberg-Graben“ durchzustreichen.

Nördlich des Kalkzuges von Schärfe erscheint durch eine breite Mergelzone getrennt westlich von „Enterbach“ ein weiteres jedoch viel schmäleres Kalkband, welches sich kontinuierlich bis in den „Übelgraben“ und auch, eine deutliche Rippe zwischen zwei Seitenbächen des „Übelgrabens“ bildend, gegen das „Reitköpfl“ verfolgen läßt. Westlich vom „Reitköpfl“, wo allerdings günstige Aufschlüsse ganz fehlen, scheint die mergelige Fazies zu überwiegen, während südwestlich vom „Kotlahner-Kogel“ und südlich vom „Luchseck“ die Kalke sich wieder in mächtiger Entfaltung zeigen. Weiter westlich bis zum „Windberg“ treten Mergel und Kalke etwa in gleicher Verbreitung auf. Die mehrfache Wechsellagerung der Kalkzüge mit den schwarzen Mergeln ist besonders gut an einem Jagdsteig zu studieren, der durch die Quellbäche des „Wurzengrabens“ um den „Windberg“ herum gegen das „Bettstein-Eck“ zu führt.

Die hornsteinführenden dunklen Kalke haben in den Steinbrüchen bei „Schärfe“ zweifellos eine große Ähnlichkeit mit dem isolierten Muschelkalkvorkommen im „Rottachtale“, dessen natürliche Fortsetzung sie bilden. Nur sind hier die Kalke ganz erfüllt von Muschelkalkbrachiopoden (Dacqué: Schliersee-Spitzingsee l. c. S. 15), während es bei den Vorkommnissen westlich von „Schärfe“ (bzw. Enterbach) bisher nicht gelungen war, Fossilien zu finden.

GÜMBEL hatte auch diese Kalke ins Muschelkalkniveau gestellt (GÜMBEL: Geologie von Bayern S. 167. Bach ist wohl identisch mit Enterbach), was ihrer petrographischen Beschaffenheit nach durchaus zu rechtfertigen war.

Vor einigen Jahren entdeckte jedoch Herr Dr. KRAUSS in dem Steinbruch bei „Schärfe“ mehrere Fossilien,<sup>1)</sup> die um so mehr Beachtung verdienen, als außer einer Halobia und zwei Brachiopoden auch zwei Trachyceraten (Protrachyceraten) gefunden wurden. (Vgl. hierzu die Textbeilage.)

<sup>1)</sup> Für die freundliche Überlassung dieser Fossilien möchte ich Herrn Dr. KRAUSS an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank aussprechen.





Fig. 1.

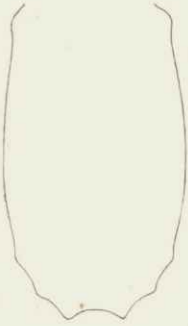


Fig. 1a.

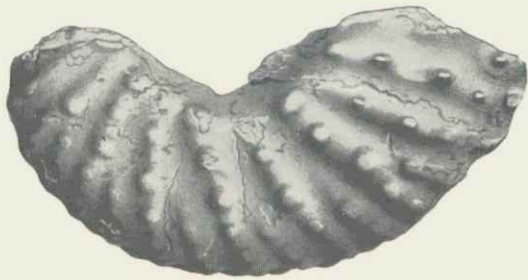


Fig. 2.

Fig. 1 und 1a. *Trachyceras (Protrachyceras) pseudo-Archelaus* BOECKH.

Fig. 2. *Trachyceras (Protrachyceras) cfr. Curionii* MOJSSISOVICS.

Das größere von den beiden stellt den äußeren Umgang eines Steinkernes mit einem Durchmesser von 12 cm dar. Die inneren Windungen fehlen und die Skulptur ist nur auf dem jüngsten Teile erhalten geblieben. Suturlinien sind nicht erkennbar.

Die Dimensionen sowohl wie die Art der Berippung stimmt so vollkommen mit dem von BOECKH<sup>1)</sup> zuerst beschriebenen *Protrachyceras pseudo-Archelaus* überein, daß mir trotz des nicht sonderlich günstigen Erhaltungszustandes eine Identifizierung durchaus gerechtfertigt erscheint. Dieselbe Übereinstimmung zeigen auch die etwa gleich großen Individuen dieser Spezies, welche von MOJSISOVICS,<sup>2)</sup> FRECH und RENZ<sup>3)</sup> abgebildet wurden.

Das zweite Exemplar besteht lediglich aus dem halben Umgange einer mittelgroßen Form mit einem Durchmesser von etwa 7 cm. Obgleich das Stück stark korrodiert ist, läßt sich seine Zugehörigkeit zum Genus *Trachyceras* und dessen Gruppe *Protrachyceras* (FRECH: Neue Cephalop. a. d. Schichten d. südl. Bakony pag. 21) klar erkennen. Indessen kann die Form nicht mit dem an derselben Lokalität gefundenen *Protrachyceras pseudo-Archelaus* identifiziert werden, da ein etwa gleich großes Stück dieser Spezies, welches von MOJSISOVICS abgebildet ist (Mediterr. Trias Taf. XIX Fig. 4) von meinem Exemplar ganz erheblich durch die viel flacheren Flanken und durch die dichter stehenden und schwächer geknoteten Rippen abweicht. Dieselben Unterschiede zeigen auch die bei TOMMASI abgebildeten mittelgroßen Formen (Fauna dei calc. rossi e grigi del M. Clapsavon. Palaeontogr. italica Vol. V. Tav. IV Fig. 2 u. 2a—c), ebenso auch der mit noch schwächeren Knoten versehene *Trachyceras pseudo-Archelaus var. glabra* (FRECH: Neue Cephal. l. c. S. 26 Taf. V Fig. 2).

Auch die Suturlinie, welche wenigstens auf den Flanken gut hervortritt, weicht erheblich von derjenigen des *Protrachyceras pseudo-Archelaus* ab. Die Sättel sind gar nicht gezähnt. Lediglich die Loben sind mit Zähnen versehen. Sättel und Loben greifen nur wenig ineinander. Der Verlauf der Suturlinie verweist das Stück vielmehr in die Gruppe des *Trachyceras (Protrachyceras) Curionii* MOJSISOVICS. MOJSISOVICS bildet nur ein großes Exemplar dieser Spezies ab, welches zwar die ähnliche Suturlinie aber nicht die inneren Windungen erkennen läßt (Ceph. d. medit. Triasprovinz Taf. XIV Fig. 4).

Dagegen findet sich bei FRECH ein mittelgroßes Exemplar (*Trachyceras Curionii* MOJS. mut. *rubra*. Neue Cephalop. a. d. Sch. d. südl. Bakony S. 22 Taf. IV Fig. 1b), welches sich, was die Skulptur, insbesondere die Bildungen der groben runden Knoten anbetrifft, sehr wohl mit meinem Bruchstück vergleichen läßt. Ntr stehen die Rippen bei dem letzteren weiter auseinander. Ob die Form des Querschnittes mit dem Typus der Form oder mit der von FRECH aufgestellten stratigraphisch jüngeren Mutation übereinstimmt, ist schwer zu entscheiden, da FRECH von den älteren Umgängen keinen Querschnitt angibt.

Der *Trachyceras (Protrachyceras) pseudo-Archelaus* BOECKH ist eine weit verbreitete Form, welche schon mehrfach sowohl in den Südalpen, wie auch in Ungarn und Griechenland aus den Wengener Schichten (Zone des *Trachyceras Archelaus*) erwähnt und abgebildet wurde (s. o.) und deren Vorkommen offenbar auf diesen Horizont beschränkt ist (das Vorkommen im Esino-Kalk deutet immerhin auf ein jüngeres Alter wie Muschelkalk hin). Das Vorkommen des *Trachyceras (Protrachyceras) Curionii* MOJS. wurde in den Südalpen bisher mit Sicherheit nur in den Buchensteiner Schichten festgestellt, während FRECH aus den Wengener Schichten des südlichen Bakony eine sehr nahestehende Form, die sich lediglich durch einen breiteren Windungsquerschnitt unterscheidet, beschreibt (Neue Cephal. a. d. südl. Bakony pag. 22).

Beide *Trachyceras*-Funde aus den blauen hornsteinführenden Kalken von „Schärfe“ weisen also auf ein über dem Muschelkalk gelegenes Niveau hin.

Ferner liegt ein Bruchstück einer *Daonella* vor, die sich in einem knöllig ausgebildeten dunklen Kalk vorfindet, der von dunklen graphitisch glänzenden Tonhäuten durchzogen ist. Einige etwas bessere Exemplare der gleichen *Daonella*, die in genau ebenso ausgebildetem Gestein vorkommen, fand ich in der hiesigen Sammlung. Dieselben stammen von der Burg bei Lenggries, also einem nahegelegenen Fundort.

Die Umriss der Formen sind zwar nicht erkennbar, aber die recht gut erhaltene Skulptur deutet zweifellos auf eine Zugehörigkeit zur Gruppe der *Daonella tyrolensis* MOJSISOVICS hin.

Die Rippen sind breit und flach, bleiben entweder ungeteilt oder teilen sich sehr unregelmäßig stellenweise nahe unter dem Wirbel oder auch erst in der Mitte der Schale in zwei Sekundär-

<sup>1)</sup> Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anstalt 1873 S. 153. Taf. X Fig. 15.

<sup>2)</sup> Cephalopoden d. mediterranen Triasprovinz. Abh. Reichsanst. 1882 pag. 121. Taf. XX Fig. 2.

<sup>3)</sup> Neues Jahrbuch Beil. Bd. XXV. Taf. XVII Fig. 1. S. 451. Palaeontogr. Bd. 58 pag. 50. Taf. IV Fig. 1 und 1a.



rippen. Der Skulptur nach müssen die Formen also zur *Daonella indica* BITTNER<sup>1)</sup> und nicht zur *Daonella tyrolensis* gestellt werden, da bei dieser letzteren die Rippen häufig regelmäßig dreigeteilt verlaufen. (BITTNER: Trias Brachiopoden a. Lamell. l. c. S. 40.)<sup>2)</sup> — Beide Spezies stehen sich sehr nahe und mir möchte es fast zweifelhaft erscheinen, ob sich dieselben überhaupt trennen lassen, wenn Exemplare vorliegen, welche die Form der Schale nicht zeigen und bei denen als Bestimmungsmerkmal lediglich die Skulptur zu verwenden ist. Dasselbe gilt wohl auch von einer Anzahl anderer Spezies aus der Gruppe der *Daonella tyrolensis* MOJS.

BITTNER beschreibt die *Daonella indica* aus einem über dem Muschelkalk gelegenen Komplex (l. c. pag. 40). In Dalmatien gehört sie dem Cassianer Niveau an (vgl. KITTL l. c. pag. 50). Ferner erwähnt derselbe Autor aus dem Wettersteinkalk von Innsbruck eine ganz ähnliche Form.

Die zahlreichen Stücke der Münchener Sammlung, welche zur *Daonella indica* oder zur *Daonella tyrolensis* oder auch zu anderen ähnlichen Spezies aus dieser Gruppe zu stellen sind,<sup>3)</sup> haben wohl zweifellos ihr eigentliches Lager in den Partnachschiechten, zumal da dieselben zumeist aus der Partnachklamm stammen. Teilweise gehört ihr Vorkommen auch dem unteren Wettersteinkalk an. Derartige Formen kommen jedoch nach O. REIS (Erläuterungen z. geol. Karte d. Wettersteingebirges I. Teil. Geogn. Jahresh. 1910 S. 66) auch schon im Muschelkalk vor, der jedoch petrographisch den Partnachschiechten häufig völlig gleicht. (Vgl. ROTHPLETZ: Karwendelgebirge. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1888 S. 20 und Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti. Palaeontogr. Bd. 39 S. 96).

Ferner wurden noch zwei Rhynchonellen gefunden, die jedoch so unvollständig erhalten sind, daß sie selbst eine annähernde Bestimmung nicht zulassen.

Die plattigen hornsteinführenden Kalke, welche in den Steinbrüchen bei „Schärffen“ abgebaut werden, müssen also nach den darin gefundenen Fossilien dem Partnachniveau zugewiesen werden. Die Kartierung des gesamten aus Kalken und Mergeln zusammengesetzten Schichtkomplexes als Partnachschiechten, dessen oberster

<sup>1)</sup> Trias Brach. a. Lamell. Palaeontologica Indica S. XV. Vol. III. P. 2. Himalayan Fossils S. 39. T. VII Fig. 4—11. KITTL: Mater. z. einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Res. d. wiss. Erforschung des Balatonsees I. Bd. I. T. S. 48. Taf. IV Fig. 10—11. Taf. IX Fig. 23. J. WANNER: Triaspetrefakten der Molukken und des Timorarchipels. Neues Jahrbuch. Beil. Bd. 24 pag. 202. Taf. IX Fig. 8 u. 9, Taf. X Fig. 2 u. 3.

<sup>2)</sup> MOJSISOVICS führt die hier und da vorkommende gleichzeitige Spaltung in drei Sekundärrippen bei der *Daonella tyrolensis* als Unterscheidungsmerkmal gegenüber *D. parthanensis* an (*Daonella* und *Halobia* l. c. p. 14). Dieses ist nun wohl auf die *Daonella indica* zu übertragen (s. unten).

<sup>3)</sup> Die beiden Originale der *Daonella parthanensis* von SCHAFHÄUTL sind in der Lethaea geognostica Südbayerns (Taf. 69a Fig. 6, 7) in so merkwürdiger Weise ergänzt und die Skulptur ist bei dem größeren Stück (Fig. 6) in so veränderter Form wiedergegeben (vgl. MOJSISOVICS: Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen *Daonella* und *Halobia*. Abh. der Reichsanst. 1874 pag. 14), daß man im Zweifel sein könnte, ob die vorliegenden Exemplare wirklich die Originale zu den SCHAFHÄUTL'schen Abbildungen bilden. — Im übrigen sind beide Originalstücke so unvollständig, daß sie für eine sichere Diagnose durchaus nicht ausreichen. Es bleibt also nur der von BITTNER (Palaeontologica Indica Ser. XV. Himalayan fossils Vol. III Part. 2 pag. 40) und KITTL (Materialien zu einer Monographie der *Halobidae* und *Monotidae* der Trias l. c. pag. 50 u. 56) vorgeschlagene Weg, nämlich die von SCHAFHÄUTL aufgestellte Spezies einzuziehen. Das größere Original von SCHAFHÄUTL (Taf. 69a Fig. 6) läßt sich ganz gut mit der *Daonella tyrolensis* vereinigen. (Vgl. ROTHPLETZ: Perm-, Trias- u. Jura-Formation a. Timor u. Rotti. Palaeontographica Bd. 39 pag. 96.) Wenigstens stimmt die Skulptur, insbesondere die feinen schwach gewölbten Rippen, sehr gut mit der von MOJSISOVICS auf Taf. I Fig. 10 (*Daonella* und *Halobia* l. c.) abgebildeten *Daonella* überein; obgleich dreigeteilte Rippen nicht zu beobachten sind, was auf eine Zugehörigkeit zur *Daonella indica* hindeuten würde. Das kleinere Original (Taf. 69a Fig. 5), welches lediglich aus einem unvollständigen Innenabdruck einer Schale besteht, läßt sich mit einiger Sicherheit wohl überhaupt nicht bestimmen. Die von KITTL vorgenommenen Identifizierungen der drei Abbildungen der *Daonella parthanensis* bei Skuphos (Geogn. Jahresh. IV pag. 137 Taf. I Fig. 3, 4, 5) mögen im allgemeinen das Richtige treffen. Die zahlreichen in der Münchener Sammlung vorhandenen Daonellen aus den Partnachschiechten der Partnachklamm (und zum Teil auch aus dem Wettersteinkalk), die als *Daonella parthanensis* bestimmt wurden, gehören ähnlichen Spezies aus der Gruppe der *Daonella tyrolensis* an.

Teil lediglich in Bezug auf sein Alter sichergestellt ist, erfolgte im wesentlichen auf Grund der faziellen Entwicklung. Es ist sehr wohl möglich, daß auch das Muschelkalkniveau hier mit vertreten sein kann. Darauf deuten bereits einige von Herrn OSSWALD<sup>1)</sup> an der Nordseite des Kalkzuges von „Schärfer“ gefundene Terebrateln hin, die zwar nur unvollständig erhalten sind, aber offenbar der *Terebratula vulgaris* angehören.

### Raibler Schichten.

Über den Partnachsichten folgen sogleich die Raibler Schichten. Von dem Wettersteinkalk konnten keinerlei Spuren entdeckt werden.

Das nächstgelegene Vorkommen von diesem Gestein findet sich am „Fockenstein“ und dessen westlicher Fortsetzung, der „Benediktenwand“. Weiter im Osten tritt dieser Horizont wiederum am „Wendelstein“ in Erscheinung. Nirgends erreicht der Wettersteinkalk hier am Nordrande der Kalkalpen solche Mächtigkeiten wie weiter im Süden. Im Fockenstein- und Geigersteingebiet konnten ferner außerordentlich starke Mächtigkeitschwankungen dieses Horizontes beobachtet werden. Oft finden sich nur dünne, wenige Meter mächtige Lagen des hellen Wettersteinkalkes zwischen Partnachsichten und Raiblern, während er im Fortstreichen wieder stark anschwillt, so daß man den Eindruck erhält, als ob ein völliges Auskeilen durchaus im Bereiche der Möglichkeit läge.

Es ist hier wohl nicht der Ort die Frage eingehender zu erörtern, ob eine völlige Vertretung des Wettersteinkalkes durch die Partnachsichten möglich ist. Es sei nur darauf hingewiesen, daß eine teilweise fazielle Vertretung der Partnachsichten durch Wettersteinkalk schon dadurch angedeutet ist, daß der letztere häufig direkt auf Muschelkalk ruht. Hier begann also die Bildung der Riffazies des Wettersteinkalkes bereits am Ende der Muschelkalkperiode, während an anderen Stellen noch über dem Muschelkalk die häufig ganz gleichartig entwickelten Partnachsichten zum Absatz gelangten und die Wettersteinkalkfazies erst in einem späteren Stadium einsetzte oder vielleicht auch ganz unterblieb. Auch das Vorkommen ähnlicher Fossilien im unteren Wettersteinkalk und in den Partnachsichten, insbesondere Formen aus der Gruppe der *Daonella tyrolensis* zeigt den Fazieswechsel an. (Vgl. BöSE: Zeitschr. d. D. G. G. 1898. S. 710, 711.) Besser noch wie in den Nordalpen sind die faziellen Vertretungen mitteltriassischer Riffkalke und Dolomite durch dunkle mergelig-kalkige Schichten in den Südalpen klargelegt. Was wohl zum Teil darauf zurückzuführen ist, daß hier normalere Lagerungsverhältnisse vorliegen, die derartige Studien besser zulassen. Ich möchte hier nur die Verhältnisse im Grignagebirge erwähnen, wo BENEKE und PHILIPPI<sup>2)</sup> feststellten, daß der Esinokalk bald die Wengener Schichten, bald Wengener und Buchensteiner, bald auch Wengener, Buchensteiner und oberen Muschelkalk vertritt, was sowohl durch die Lagerung wie auch durch die in den Schichten eingeschlossenen Faunen nachgewiesen werden konnte. Über die Heterotopie von Esinokalk und Wengener Schichten, die zu einem völligen Fehlen des einen oder anderen Gesteins führen kann, finden wir eingehende Darstellungen bei SALOMON: Adamellogruppe: Abh. d. geol. Reichsanst. Bd. 21, Heft 1 S. 400 u. 402.

Die klarste Stelle, an der mit Sicherheit festgestellt werden konnte, daß kein mitteltriassischer Riffkalk zur Ausbildung kam, findet sich bei LUNZ. Hier entwickeln sich aus den mergeligen und dünnbankigen Kalkschichten der anisichen Reiflinger Kalke die ähnlich ausgebildeten ladinischen oberen Reiflinger Kalke, die von Raibler Schichten überlagert werden und auch nach ihrem Fossilinhalt die gesamte Ladinische Stufe, also Partnachsichten und Wettersteinkalk der oberbayerischen Alpen, wie auch die entsprechenden mitteltriassischen Mergel- und Riffkalkbildungen der Südalpen vertreten (Böse: Zeitschr. d. D. G. G. 1898 S. 712 u. 713. ARTHABER: Lethaea geognostica. II. T. I. Bd. Trias. S. 288—290).

Die „Raibler Schichten“ bilden, abgesehen von einigen lokalen Vorkommnissen im Norden des Gebietes einen breiten Zug, der zwischen „Ring-Berg“ und „Hirsch-Berg“ in ostwestlicher Richtung durch das Gebiet verläuft.

Zu unterst finden sich schwarze Letten, die einen hohen Gehalt an Muscovit aufweisen und vielfach Pflanzenreste führen. Die Ähnlichkeit dieser Ablagerungen

<sup>1)</sup> Für die freundliche Überlassung der Fossilien möchte ich nicht versäumen, Herrn OSSWALD bestens zu danken.

<sup>2)</sup> Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues der Schichtenfolge im Grignagebirge. Zeitschr. d. D. G. G. 1895. S. 665.



mit den dunklen Liasschiefern, wie sie z. B. in den Marmorbrüchen am „Ringberg“ bei „Schönel“ auftreten, ist sehr groß. Sie unterscheiden sich jedoch wesentlich durch den hohen Glimmergehalt und die Pflanzenreste, vor allem aber durch das Fehlen der kieseligen Einlagerungen, welche für die dunklen Liasschiefer besonders charakteristisch sind. Bestimmbare Fossilien konnten in den Schiefen nicht aufgefunden werden. Außerdem ist es sehr schwierig, diese Schiefer von den Partnachschichten zu trennen. Zumeist ist die obere Grenze der letzteren zwar durch einen breiten Kalkzug gekennzeichnet, wo dieser jedoch fehlt, ist es unmöglich, eine scharfe Grenze zwischen beiden Formationen festzulegen, da die Partnachmergel den unteren Raibler Letten fast völlig gleichen. Es hat dann vielmehr den Anschein, als ob beide Formationen ineinander übergingen.

Die schwarzen Letten gehen nach oben über in die typischen braunen Raibler Sandsteine. Dieselben sind gut geschichtet, dickbankig bis dünnstiefriig ausgebildet und besitzen ein ziemlich gleichmäßiges Korn. Hie und da schalten sich grüne Mergel ein. Mit scharfer Grenze folgen über den Sandsteinen Rauhwacken, Stinkkalke und dolomitische Kalke, an die sich mit breiter Übergangszone der Hauptdolomit anschließt. Gips konnte anstehend nirgend nachgewiesen werden, dagegen sind mehrere trichterförmige Einsenkungen, die sich im Walde westlich der „Holzpoint-Alpe“ vorfinden, wohl durch Auslaugungen unterirdischer Gipslager entstanden. Südwestlich von „Leiten“ bei „Scharling“ sprudelt auf dem Gipfel eines kleinen Hügels eine Quelle aus der Tiefe herauf. Das Wasser derselben besitzt einen so hohen Gipsgehalt, daß es nicht als Trinkwasser verwandt werden konnte. Offenbar steht diese Quelle mit einem Gipslager in Verbindung. Ferner beschreibt GÜMBEL (Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges I, pag. 291) aus dem „Stinkergraben“ einen Gipsstock, der jedoch jetzt von Schutt überdeckt ist.

Im Osten stehen die Schichten fast überall steil. Die Breite des Zuges muß also etwa der Mächtigkeit der Schichten entsprechen. Faltungen oder Störungen scheinen innerhalb des Zuges nicht mehr aufzutreten, da sich die einzelnen Horizonte nie wiederholen. Danach würde sich im Osten etwa eine Mächtigkeit von 500 m für die gesamte Schichtenfolge ergeben. Davon entfallen etwa 100 m auf die schwarzen Letten und ebensoviel auf die Sandsteine. Im Westen sind die Aufschlüsse nicht sonderlich günstig und es ist daher nicht zu entscheiden, ob die allmähliche Verschmälerung des Raibler Zuges tektonisch bedingt ist oder auf der Abnahme in der Mächtigkeit beruht.

### Hauptdolomit und Plattenkalk.

Der Hauptdolomit bietet in Bezug auf seine petrographische Entwicklung keinerlei Besonderheiten. In den nördlichen Gebieten bildet er lediglich schmale Sattelzonen, in deren Kern die Raibler erscheinen, oder auch wenig ausgedehnte isolierte Vorkommnisse, die häufig mit Plattenkalken und Rauhwacken vergesellschaftet sind, so daß die Mächtigkeit hier nur als sehr gering angesehen werden kann, während sie im Süden des Ring-Berges bedeutend wächst und die Schichten eine viel größere Entfaltung annehmen. Am Nordrand des „Hirsch-Berges“ erreicht der Hauptdolomit eine Mächtigkeit von etwa 400—700 m, die bei „Bad Kreuth“, wo das Liegende nicht aufgeschlossen ist, noch beträchtlich zunimmt.

Zwischen Hauptdolomit und Rhät schaltet sich der Plattenkalkhorizont ein, der lediglich aus einem Wechsel von kalkigen und dolomitischen Lagen besteht.

Im „Ring-Berg-Gebiet“ sind diese Schichten so wenig mächtig, daß sie nicht ausgeschieden werden konnten. Da dieselben im wesentlichen nur eine Fazies des oberen Hauptdolomits darstellen, wurden sie mit zu diesem gezogen. Die kalkigen Lagen besitzen häufig eine graue Färbung und rauhe Oberfläche, und werden zuweilen etwas dolomitisch. Ebenso häufig haben sie jedoch auch dunkle Färbungen und gleichen den Rhätkalken vollkommen. Zwar lassen sich die letzteren zumeist durch das Vorkommen von Fossilien sicher bestimmen. Aber wo dieselben fehlen und nur mangelhafte Aufschlüsse vorliegen, ist es oft schwierig festzustellen, ob der Lias direkt an die Plattenkalke grenzt oder ob Rhät dazwischen liegt. Ein gewisser Schematismus war hier bei der Kartierung in manchen Fällen unvermeidlich.

An der Ringspitze erlangen die Plattenkalke eine ziemliche Mächtigkeit und bauen den nördlichen Gipfel vollständig auf. Aber auch in dem westlichen Fortstreichen dieses Zuges können die Wechsellagerungen von Kalk- und Dolomitbänken an der Grenze von Hauptdolomit und Rhät beobachtet werden. Ferner zeigen sich diese Schichten in ähnlicher Ausbildung auch am Südabhang des „Ring-Berges“.

Ebenso wie der Hauptdolomit erreichen auch die Plattenkalke im Süden des „Ring-Berges“ eine viel größere Mächtigkeit, so daß sie auch kartographisch ausgeschieden werden konnten. Obgleich hier die Schichten nicht so stark gestört sind und zumeist gute Profile zur Verfügung stehen, stellen sich bei der Festlegung der Grenzen doch hie und da Schwierigkeiten ein. Insbesondere, da die Dolomitschichten, die in der Regel den Hauptbestandteil dieses Horizontes bilden und sich in keiner Weise petrographisch vom eigentlichen Hauptdolomit unterscheiden, oft 20—30 m mächtig werden und bereits echten Hauptdolomit vortäuschen, bis sich doch noch wieder Kalkbänke einstellen. Erst dort, wo keine kalkigen Lagen mehr nachgewiesen werden konnten, wurde die untere Grenze der Plattenkalke gezogen.

An Stellen, wo die Plattenkalke von den rhätischen weichen Mergeln überlagert werden, ist die Grenze zwischen beiden Schichtkomplexen leicht zu fixieren. Zeigen dagegen die unteren Rhätschichten eine kalkige Entwicklung, so stellen sich bei schlechten Aufschlüssen zuweilen Schwierigkeiten ein, zumal da die Kalkschichten der Plattenkalke häufig mehrere Meter mächtig werden und die dunkle Färbung der tieferen Rhätkalke annehmen. Die letzteren sind zwar in der Regel durch Fossilien oder wenigstens durch Fossildurchschnitte gekennzeichnet, wo dieselben fehlen, muß die Grenze naturgemäß dort gezogen werden, wo keine Dolomite mehr auftreten. Die Abgrenzung der beiden Horizonte wird auch zuweilen noch dadurch erschwert, daß sich in den Kalkbänken, die mit den Dolomiten wechsellagern, Durchschnitte von Schalenresten vorfinden, die sehr stark an rhätische Vorkommen erinnern. Häufig kann der beim Anschlagen entstehende bituminöse Geruch als Erkennungsmerkmal der Plattenkalke dienen.

Erwähnenswert wäre noch das Vorkommen der *Modiola minuta*, die am Südabhang des „Rauh-Eck“ westlich vom „Gründ“ eine bituminöse, etwas dolomitische Bank ganz erfüllte. Nach WÄHNER soll diese *Modiola* für das tiefere Rhät charakteristisch sein und sogar in den Plattenkalken schon vorkommen (Sonnenwendgebirge pag. 88 und KNAUER, Herzogstand-Heimgarten pag. 6). Der Gesteinsbeschaffenheit nach könnte das Vorkommen am „Rauh-Eck“ auch viel eher in das Plattenkalkniveau gehören. Die Aufschlüsse genügten jedoch nicht, um hierüber genauere Feststellungen machen zu können.



Von Plattenkalken, welche GÜMBEL von der „Waidbergalm“ erwähnt (Alpengebirge S. 372), konnte ich allerdings nichts bemerken. Es muß wohl eine Wechselung mit plattig entwickelten rhätischen Kalken vorliegen, da hier mehrfach rhätische Fossilien nachgewiesen wurden. Dagegen zeigten sich auf dem Rücken im Süden vom „Gründ“ dünne, etwas dolomitische Kalkbänke eingeschaltet in dunklen rhätisch aussehenden Kalk (s. tektonischer Teil).

Ein besonders günstiges Profil, welches die Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten zeigt, kann man an dem Wege beobachten, welcher vom Hirschberg-Haus zur Rauheck-Alpe führt und auch im Norden der Almhütten findet sich wiederum ein schmaler Zug dieser Plattenkalke, der sich sowohl im Süden gegen die fossilführenden gelblichen Rhätkalke wie auch im Norden gegen den Hauptdolomit sehr gut abgrenzen läßt. Zum Teil bildet dieser schmale Zug den sich gegen die Weißach zu senkenden Grat und erscheint wieder gut aufgeschlossen im Westen von Point.

Ein ähnliches Profil zeigt der Weg, welcher im Gschwand-Graben hinaufführt und auch die Hügel bei Brunnbichl lassen dieselbe Zusammensetzung erkennen. Die Aufschlüsse an der Straße bei dem letzterwähnten Ort zeigen dickgebankte Kalke mit eingelagerten Dolomiten, während in dem Steinbruch am Südrande der Hügel nur vereinzelt dolomitische Partien auftreten. Hauptsächlich werden hier dickbankige, dunkle Kalke mit knolliger Oberfläche gebrochen, die große Ähnlichkeit mit den dunklen Rhätkalken besitzen. Zwischen den einzelnen Kalkbänken, die beim Anschlagen schwach bituminös riechen, schalten sich schwarze tonige, graphitisch glänzende Zwischenlagen ein. In demselben Steinbruch treten auch braune Mergelschiefer mit unbestimmbaren Schalenresten auf. Dieselben Mergelschiefer stehen auch oberhalb Kreuth am Wege zum Hirschberg an.

Im Pletscherer Graben finden sich dickbankige bis dünn-schiefrige dolomitische und kalkige Lagen, die in ununterbrochener Folge miteinander wechsellagern. Die Kalke sind grau, dunkelblau bis tiefschwarz gefärbt, stark zerklüftet und besitzen meist eine stark korrodierte Oberfläche. Besonders bei den dunklen Kalken heben sich die dolomitischen Einschaltungen schon durch ihre graue Färbung gut ab.

Zeigte sich bereits im Gebiet des Pletscherer-Grabens gegenüber den Vorkommen im Gschwand-Graben und am Hirschberg eine erhebliche Zunahme in der Mächtigkeit der Plattenkalke, so schwellen diese am Grüneck noch weiterhin an.

In dem ganzen östlichen Teile des Grünecks wechsellagern Kalke mit Dolomiten, während der eigentliche Gipfelgrat aus dunkelblauen bis schwarzen stark bituminösen plattigen Kalken zusammengesetzt ist. Der ganze westliche Teil baut sich jedoch im wesentlichen aus Dolomit auf. Solche fortwährende Wechsellagerungen, wie sie insbesondere der Zickzackweg zeigt, der von Entersfels um das Grüneck herumführt, finden sich im westlichen Teile des Berges nur ganz vereinzelt. Das Plattenkalkniveau scheint also im Streichen seine Zusammensetzung schon auf kurze Strecken wesentlich zu ändern.

### Rhät.

Die rhätischen Ablagerungen bestehen aus weichen schwarzen Mergelschiefeln, die mit vorwiegend schwarz, seltener grau oder gelb gefärbten plattigen oder knolligen Kalkbänken wechsellagern und die durch eine Zweischaler- und Brachiopodenfauna charakterisiert sind sowie durch vereinzelt vorkommende Korallenstöcke, ferner eine ähnliche Fauna führenden dünn- bis dickbankigen, meist etwas mergeligen dunklen Kalken. Außerdem beteiligen sich am Aufbau dieses Horizontes hell gefärbte dickbankige und massige Kalke, in denen in großer Menge Korallen Megalodonten und andere Zweischaler auftreten.

Im Gebiete des „Ring-Berges“ und der „Ring-Spitz“ besitzen die rhätischen Bildungen nur eine geringe Entfaltung. Die hell gefärbten reinen kalkigen Ablagerungen fehlen hier ganz oder sie sind vielmehr durch die dunklen mergelig-kalkigen Schichten mit vertreten, welche hier ausschließlich das Rhät aufbauen. Nirgends erlangen diese Schichten eine größere Mächtigkeit. Die weichen Mergel mit den charakteristischen Fossilien konnten zwar an einer großen Anzahl von Punkten (s. tektonischer Teil) nachgewiesen werden, aber zumeist bestehen die

rhätischen Bildungen nur aus einem wenig mächtigen — stellenweise nur einige Meter dicken — Komplex von dunkel, seltener grau gefärbten dünnplattigen bis dickbankigen Kalken, die an der Oberfläche Durchschnitte von Zweischalern und Brachiopoden erkennen lassen und in denen vereinzelt auch Korallenstöcke auftreten.

In den südlichen Teilen des Gebietes erlangen die rhätischen Bildungen eine viel größere Mächtigkeit und Differenzierung. In einer großen Anzahl von Profilen lassen sich zwei Horizonte unterscheiden. Einen unteren, der aus den dunklen Mergeln und Kalken besteht, wobei entweder die Mergel oder auch die dunklen Kalke vorwalten, und einen oberen, der eine recht schwankende Mächtigkeit besitzt und sich aus den lichtgefärbten dickbankigen detritusfreien Kalken zusammensetzt, die nach oben zu häufig massig werden und einen riffartigen Charakter annehmen. Die rhätischen Ablagerungen, welche aus den sich gegenseitig ergänzenden und wechsellagernden weichen Mergeln und unreinen dunklen Kalkablagerungen bestehen, besitzen eine ziemlich gleichförmige Verbreitung und eine Mächtigkeit von etwa 30—50 m. Die Bildung der hellgelb und hellgrau gefärbten katharischen Kalke (im Sinne von SALOMON) unterlag dagegen großen Veränderungen. Oft schwellen dieselben bis zu einer Mächtigkeit von über 100 m an (am Leonhardstein erreicht das Rhät sogar eine Gesamtmächtigkeit von mehreren hundert Metern), oft sind sie nur durch wenige Meter mächtige Schichten vertreten oder sie fehlen ganz und die Bildung der dunklen Kalke bzw. Mergel dauerte bis zum Lias an. Im allgemeinen findet gerade wie bei den Plattenkalken und dem Hauptdolomit eine allmähliche Zunahme der Mächtigkeit gegen Süden zu statt.

Der mittlere Teil des schmalen Hirschbergplateaus wird vorwiegend von rhätischen Mergeln gebildet (vgl. GÜMBEL: Alpengologie pag. 372) mit eingelagerten dunklen mergeligen Kalkbänken, welche Durchschnitte von Versteinerungen führen. Unterhalb des westlichen Gipfels dagegen werden die Plattenkalke von dunklen plattigen Kalken überlagert, die oft ganz erfüllt sind von Schalenresten. Der Pavillon steht bereits auf hellgefärbten, dickbankigen oberrhätischen Kalken. Dieselben Kalke mit ihrer karstartigen Verwitterung setzen auch den östlichen Gipfel zusammen und nehmen den ganzen Südball des Hirschberges ein. Unter ihnen erscheinen nun zwischen Hirschberg und Silberkopf in großer Mächtigkeit die rhätischen Mergel. Vorwiegend weiche, schwarze, schiefrige Mergel mit eingeschalteten gelben und schwarzen plattigen Kalken und massenhaft auftretenden Fossilien.<sup>1)</sup> Vorherrschend sind die bekannten Zweischaler der Kössener Schichten *Gervillia inflata* SCHAFFH., *Cardita austriaca* HAUER, *Avicula contorta*, *Myophoria* sp. etc. vertreten. Manche Bänke bauen sich vollständig aus solchen ineinanderliegenden Schalen auf.

Am „Silberkopf“ liegen über den Mergeln wiederum oberrhätische Kalke, die hier stellenweise vereinzelt Korallen führen und ihrerseits gerade wie auch am „Silbereck“ von Lias überlagert werden. — In ihrem östlichen Fortstreichen sind die Mergel nirgends mehr gut aufgeschlossen. Sie bilden die Almböden der „Weidberg-Alm“ und des „Gründ“ und die Kalke bauen vorwiegend die niederen Höhenzüge auf, welche die Almen umsäumen. Die grobgebankten rhätischen Kalke des „Silberkopfes“ sucht man im „Hochmoos“ vergeblich. Hier stößt der Lias direkt an die rhätischen Mergel. In dem sumpfigen Waldterrain, in dem Aufschlüsse fast ganz fehlen, ließen sich lediglich dunkle mergelige Kalkblöcke nachweisen, in denen verschiedentlich *Pecten Liebigi* WINKL. aufgefunden wurde.

Von der „Schwarzentenn-Alpe“ über den „Tiefen-Graben“, „Filzen-Kogel“ und „Fenner-Graben“ bis gegen „Dorf Kreuth“ läßt sich ein Zug der oberen Rhätkalke entlang der unteren Liasgrenze verfolgen. Zumeist bestehen diese Kalke aus dicken Bänken mit knolliger Oberfläche. Hier und da nehmen sie jedoch auch massige Formen an. Während am „Hirschberg“-„Silberkopf“ nur ganz vereinzelt Korallen auftreten, finden dieselben sich in diesem Zuge bereits in größerer Menge, sowohl stockförmig entwickelte Typen wie auch besonders große Einzelkorallen. Vereinzelt zeigen sich auch Durchschnitte von Megalodonten. Zuweilen erreichen diese lichtgefärbten Kalke be-

<sup>1)</sup> Es ist dies offenbar die bekannte Fundstelle, welche schon von LEOPOLD v. BUCH beschrieben wurde (L. v. BUCH: Abh. d. Akad. d. Wissenschaften Berlin 1828. S. 84).



sonders dort wo sie massig entwickelt sind, eine größere Mächtigkeit (30—40 m). An anderen Stellen sind nur wenige Meter mächtige Bänke vorhanden, oder sie verschwinden ganz. Sowohl im „Tiefen-Graben“ wie auch im „Fenner-Graben“ werden die Kalke von den charakteristischen rhätischen Mergeln unterlagert. Nördlich vom „Filzenkogel“ bilden diese Mergel das sumpfige Gebiet des „Oberhuder“, an dessen südlicher Seite an dem Jagdsteige die oberen rhätischen Kalke mit Korallen gut aufgeschlossen sind. Die Mergel streichen zwischen „Hals-Eck“ und „Filzen-Kogel“ durch und lassen sich weiterhin in dem walddreichen Gebiet bis zur „Schwarzentenn“ verfolgen (gut aufgeschlossen sind dieselben im „Tiefen-Graben“). Das „Hals-Eck“ wird dagegen wieder von blauen von Kalkspatadern durchzogenen Rhätkalken gebildet, in denen am Süabhäng an mehreren Stellen Fossildurchschnitte gefunden wurden.

In dem südlichsten Rhätzuge erlangen die oberen Rhätkalke ihre größte Mächtigkeit und geben hier Veranlassung zu der Bildung der isoliert aufragenden Felsenklippe des „Leonhardsteins“. Die Aufschlüsse sind in diesem Gebiete zwar nicht sonderlich günstig, da die nähere Umgebung des Berges vollständig von Bergsturz verdeckt ist. Indessen zeigt die Westseite ein recht gutes Profil, in dem allerdings das Liegende der Rhätschichten nicht aufgeschlossen ist. Es erscheinen an der Südseite unter dem Schutt zunächst dunkle, zum Teil schwarze, schiefrige Mergel, die mit dunklen, gelb anwitternden Kalken, die in großer Menge Fossildurchschnitte und auch herausgewitterte Fossilien führen, wechsellagern. Diese werden von grobbankigen Kalken überlagert, welche allmählich in ungeschichtete klotzige Kalke übergehen, die den eigentlichen Berg aufbauen. Die Mergel treten in ihrem westlichen Fortstreichen noch hie und da unter dem Schutt hervor und auch im Osten im „Wiesen-“ und „Stauden-Bach“ stehen sie wieder an. Am nördlichen Fuße des „Leonhardsteins“ gehen die grauen Rhätkalke in rote oder rot gesprenkelte Kalke über, die wohl der Hauptsache nach schon zum Lias zu rechnen sind, indessen jedoch teilweise auch noch zum Rhät gehören, da sie sich mehrfach bei dem gewöhnlichen Aufstieg zum Leonhardstein und auch noch etwa 30 m unterhalb des Gipfels durchsetzt von Korallen vorfinden. Ähnliche rötliche oder rot und grau gefärbte Lagen, die ganz erfüllt von Krinoidenstielgliedern sind, beobachtet man auch westlich vom Filzenkogel an der Grenze von Rhät und Lias. — Hervortretend ist nun bei dem massigen Kalkklotz des „Leonhardsteins“ das massenhafte Auftreten von Korallenstöcken (Einzelkorallen sind hier seltener), die sich zumeist in recht gutem Erhaltungszustand vorfinden. Sowohl die am Fuße umherliegenden Blöcke sind oft ganz durchsetzt davon und auch in der leicht zugänglichen Nordseite des Berges können dieselben im Anstehenden in großer Menge nachgewiesen werden. Indessen setzen die Korallenstöcke die Kalke keineswegs ausschließlich zusammen (es gibt große Partien, wo dieselben fehlen) und man wird für die Bildung der Kalke gerade wie bei den katharischen mitteltriassischen Kalken den Korallen zwar eine große Bedeutung zuschreiben, aber andererseits auch noch das Vorhandensein anderer kalkausscheidender, riffbewohnender Organismen mit in Anspruch nehmen müssen.

### Lias und oberer Jura.

Eine außerordentlich große Verbreitung erlangen die Ablagerungen der Liasformation in dem Gebiete. Vorwaltend sind hier dunkle Schiefer und Fleckenmergel entwickelt.

Die weichen, zum Teil plastischen Schiefer besitzen einen stark schwankenden Kalk- und Tongehalt. Es gibt Übergänge zwischen fast reinen Tonschiefern und Kalkmergelschiefern. In ganz frischem Zustande ist das Gestein tiefschwarz. Es überzieht sich jedoch unter dem Einfluß der Atmosphärien sehr schnell mit einer braunen Kruste. In diesen Schiefnern finden sich oft dunkle Krinoideenbrekzien, kalkig kieselige Bänke, schwarze Kalke und untergeordnet gelbe Fleckenmergel eingeschaltet. Nicht selten treten auch im Wechsel mit den Schiefnern dünne knollige, etwas mergelige gelbe Kalklagen auf mit feinen graphitisch glänzenden Tonhäuten auf den Schichtflächen.

Die Krinoideenbrekzien bestehen meist aus einem groben Gemenge von deutlich erkennbaren Krinoideenstielgliedern, untermischt mit Tonschieferfetzen und Kalkbrocken. Die Kieselkalke sind viel feinkörniger und das kieselige Material bildet den Hauptbestandteil, hinter dem die kalkigen Gemengteile sehr zurücktreten. Grob-

klastische Beimengungen scheinen vollständig zu fehlen. Dagegen bemerkt man häufig Krinoideenstielglieder. Die Mächtigkeit dieser Krinoideenbrekzien und Kieselkalkbänke ist meist sehr gering und schwankt etwa zwischen wenigen Zentimetern und 2—3 dm. Die Kieselkalke leisten der Verwitterung am meisten Widerstand. Während die anderen Bestandteile dieser Schichten unter dem Einfluß der Atmosphärlilien lediglich einen gelben Lehmboden liefern, zerfallen die Kieselkalke in eckige gelb oder grauweiß gefärbte Brocken, aus denen das kalkige Material ausgelaugt ist und die eine bimssteinartige feinporöse Beschaffenheit besitzen. Wo Aufschlüsse fehlen, lassen sich diese entkalkten Verwitterungsprodukte sehr wohl zur Bestimmung des Lias verwenden.

Große Schwierigkeiten bereitet es oft, die liasischen Kieselkalke von den ebenfalls mit Schiefen wechsellagernden Flysch-Kieselkalken zu unterscheiden, insbesondere da die letzteren ganz ähnliche gelbbraune Verwitterungsrückstände liefern. Eine Verwechslung der entkalkten Kieselgesteine mit Stücken von Raibler Sandstein wäre auch möglich. Jedoch zeigen größere Blöcke der ersteren beim Zerschlagen meist einen dunkelblau gefärbten Kern, während die Raibler Sandsteine auch im unverwitterten Zustande eine graubraune Färbung aufweisen.

Die Fleckenmergel sind häufig dünnbankige bis schiefrige, stark tonhaltige Bildungen von schmutzig gelber Färbung. In Gebieten, wo dieselben jedoch eine größere Verbreitung erlangen, erreichen die einzelnen Bänke eine Mächtigkeit bis zu einem Meter. Das Gestein ist dann kalkiger und besitzt einen muscheligen Bruch. Die dunklen Flecken heben sich von der lichtgrauen Grundfarbe scharf ab und zeigen ganz unregelmäßige Form und Größe, teils stäbchenförmige, teils gerundete, ovale oder auch viereckige Gestalt. Vereinzelt treten ganz dunkle Gesteinsvarietäten auf, bei denen die Flecke nur wenig hervortreten. Häufig beobachtet man Verkieselungserscheinungen. Überhaupt ist das Gestein nie ganz frei von in feiner Verteilung beigemengter Kieselsäure. Ebenso findet sich auch in den ganz kalkig aussehenden Typen stets ein ziemlich beträchtlicher Tongehalt.

Neben diesen Entwicklungsformen des Lias spielen auch noch andere Fazies eine gewisse, wenn auch viel geringere Rolle im Aufbau dieser Formation. An erster Stelle wäre hier ein „lichtgefärbter Krinoideenkalk“ zu nennen, der von den Krinoideenbrekzien, welche Einlagerungen in den dunklen Liasschiefen bilden, durch seine helle Färbung und durch das völlige Fehlen anderer klastischer Bestandteile sehr wohl zu unterscheiden ist. Stellenweise sind diese Krinoideenkalken stark verkieselt und wechsellagern mit dichten Kalken, in denen sich Ausscheidungen von hell gefärbten Hornsteinen vorfinden.

Untergeordnet treten in den dunklen Liasschiefen Einlagerungen von grünen und roten Letten auf, in denen an der „Ringspitz“ ein Harpoceras gefunden wurde. Zu erwähnen wären auch noch gelbe Mergelkalke und rote Krinoideenkalken, ferner dunkel gefärbte, braun verwitternde plattige Kalke. Rote dichte Kalke finden sich lediglich in geringer Mächtigkeit an der Nordseite des „Leonhardsteins“, wo sie sich aus den rhätischen Riffkalken entwickeln. Außerdem beobachtet man ein lokales Vorkommen derselben am Südabhang des „Hessenbichl“.

Der obere Jura, welcher mit den Schichten des Lias eng verknüpft ist, zeigt insofern von der allgemein verbreiteten Ausbildung eine gewisse Abweichung, als neben den Aptychenkalken die Fazies des sogen. „Tegernseer Marmors“ eine große Verbreitung erlangt.



Die Aptychenkalke setzen sich aus plattigen, Aptychen führenden, stellenweise ziemlich mächtigen, gelb und rot gefärbten Kalken zusammen, welche reichlich grüne und rote Hornsteine in Knollen und Lagen führen. Bei der Verwitterung bleiben zumeist nur die in kantige Stücke zerfallenden Hornsteine übrig, die häufig zum Nachweis dieser Formation dienen müssen.

Dem Tegernseer Marmor fehlen die Hornsteine vollständig. Das Gestein, welches stets reichlich von Kalkspatadern durchschwärmt ist, weist tiefrote, gelbrote, gelbe und ganz weiße Farbentöne auf. Besonders geschätzt als Marmor sind die roten, von dunklen Tonhäuten durchzogenen, knollig ausgebildeten Varietäten, welche viel eingesprengten Kalkspat führen.

Um einen Überblick über Verbreitung und Altersverhältnisse dieser Ausbildungen des Jura zu bekommen, betrachten wir zunächst das nördlich vom „Hirschberg“ gelegene Gebiet.

Nördlich des Hauptdolomitsattels, der das Gebiet von „Weißach“ bis „Herrnberg-Eck“ durchzieht, und der Flyschgrenze haben die Fleckenmergel nur eine sehr geringe Verbreitung. Hauptsächlich baut sich hier vielmehr der Lias aus den dunklen Schiefen mit eingelagerten kieseligen Kalken und Krinoideenkalken auf, die in den Gräben am „Buchets-Kogel“, „Beim sauern Wasser“, „Im Großen Berg“, an der Südseite vom „Söllberg“, im „Söllbach“, „Am Schuß“ und im „Mühlbache“ sowie in den unteren Teilen der Gräben am Nordabhang des „Ring-Berges“ gut aufgeschlossen sind. Diejenigen wenig mächtigen Vorkommnisse von Fleckenmergeln, welche sich untermischt mit den Schiefen vorfinden, sind meist stark mergelig und von dunkler oder gelber Färbung. Häufig bilden sie auch nur dünne Bänke in den Schiefen. Lediglich in der südöstlichsten Ecke an der „Reuter-Alm“ erlangen die Fleckenmergel eine größere Mächtigkeit und Verbreitung und außerdem zeigen sie sich mehrfach in dem oberen „Saurüssel-Graben“ und dessen ersten linken Seitentale.

Der obere Jura ist nördlich des Sattels zwischen Weißach und Herrnberg-Eck nicht sonderlich gut aufgeschlossen und man muß sich zumeist damit begnügen, sein Vorhandensein durch die herausgewitterten unverkennbaren roten und grünen Hornsteine zu konstatieren. Die Südseite und Westseite des Sattelkopfes besteht lediglich aus solchem Hornsteinschutt, während sich am Nordwesthang plattige Kalke mit Hornsteinen vorfinden, die oberhalb des Bergsturzes und auch am Ostabhang anstehen.

Am Juckerfuß findet sich nur Schutt vom oberen Jura und auch in dem obersten Teil des „Zeiselbaches“ nordwestlich vom „Juckerfuß“ machen sich die oberjurassischen Schichten dort, wo sie durchstreichen, nur dadurch bemerkbar, daß hier das Bachbett von Hornsteinen und Kalken aus dem oberen Jura ganz erfüllt ist. Angrenzend an diesen Schutt streichen Lias-Fleckenmergel durch das Bachbett, untermischt mit dunklen Mergelschiefen, die hier offenbar das Liegende des oberen Jura bilden.

Auch bei dem Vorkommen östlich vom „Bauer in der Au“<sup>1)</sup> ist man bei der Kartierung zumeist auf Hornsteinbrocken, die allerdings stets in großer Menge auftreten, angewiesen. Nur bei der Holzstube im unteren „Reiben-Graben“ stehen plattige, gelbe, mit Hornsteinen erfüllte Kalke an. Dieselben Hornsteinkalke, welche stellenweise auch rötliche Färbungen annehmen, finden sich wieder am „Auerhütten-Eck“ und am Kontakt mit denselben verwitterte Kieselkalke sowie in einem kleinen Bachbett zu Tage austretende schwarze Letten. Außerdem tritt der obere Jura in der gleichen Ausbildung im unteren „Scheiben-Graben“ auf, wo er in das Neocom übergeht. Im oberen „Scheiben-

<sup>1)</sup> Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß GÜMBEL eine Anzahl Ammoniten aus den Fleckenmergeln beim „Bauer in der Au“ an der Westseite des Söllbaches und von der „Schwarzentenn-Alpe“ erwähnt. (GÜMBEL: Geologie von Bayern II pag. 168.) Es werden folgende Spezies angeführt: *Arietites liasicus* D'ORB. (U. Lias), *Arietites nodotianus* D'ORB. (U. Lias), *Cycloceras Actaeon* D'ORB. (Mittl. Lias), *Platyleuroceras brevispina* SOW. (Mittl. Lias), *Rhacophyllites eximius* HAUER (Mittl. Lias). Es ist schwer festzustellen, welche Stelle im „Söll-Bach“ gemeint ist. Außerdem werden hier zwei Vorkommnisse von Fleckenmergeln miteinander vermischt, die möglicherweise ganz verschiedenes Alter besitzen, was auch schon dadurch gekennzeichnet ist, daß die angeführten Spezies verschiedenen Stufen des Lias angehören. (Ich fand an der Westseite des Söllbaches am Eingang in den „Neuhütten-Graben“ mehrere schlecht erhaltene Ammoniten und Pectiniden. Vielleicht ist dies der GÜMBEL'sche Fundplatz.) Auf die von GÜMBEL erwähnte Fundstelle im „Gurn-Bach“ komme ich später zurück.

Graben“ ist der Kontakt zwischen oberem Jura und Lias gut aufgeschlossen. Der obere Jura besteht hier aus hornsteinführenden plattigen Kalken, die von schwarzen, mit Kieselkalken wechsellagernden Liasschiefern unterlagert werden.

Untersucht man die Juraablagerungen südlich des Sattels zwischen Weißach und Herrnberg-Eck, so fällt zunächst bei den Liasschichten, welche den schmalen Rhätzug überlagern, der sich an den Hauptdolomit anschließt, auf, daß sich hier die Fleckenmergel in viel größerer Mächtigkeit und Verbreitung vorfinden. Die dunklen Schiefer fehlen zwar auch hier nicht. Sie bilden die unteren Lagen, sind jedoch nur sehr wenig mächtig. Über ihnen folgen bis zu einem Meter mächtige Bänke von hellgrau gefärbten gefleckten Kalken. Der Lias ist also hier bedeutend kalkiger entwickelt als in den nördlichen Teilen. Es ist zwar nur ein schmaler Zug, der uns in dieser Ausbildung entgegentritt, aber er läßt sich deutlich von Osten nach Westen durch das Gebiet verfolgen.

Von der „Ringspitz“ streicht er in dem oberen Teil des Nordabhanges vom „Ringberg“ entlang und findet sich im oberen „Reiben-Graben“ nördlich vom „Kotlahner Kogel“ im „Waschlach“ und dessen linkem Seitengraben, am Touristenweg zum „Hirschberg“ nordwestlich vom „Luchs-Eck“, am „Windberg“ und auch auf der linken Seite des Söllibaches im „Neuhütten-Graben“. Teilweise vom Diluvium verdeckt, treten hier die Liasschichten in nach Norden überkippter Lagerung zu Tage aus. Zu unterst Fleckenmergel mit eingelagerten braunen Schiefern und darüber schwarze Schiefer wechsellagernd mit dunklen Mergelkalken.

Lediglich an der „Ringspitz“ findet sich in diesem Jurazuge der obere Jura. Derselbe besteht hier aus roten und gelben dünnplattigen bis dickbankigen hornsteinführenden Aptychenkalken, die zum größten Teil den Grat bilden, welcher vom „Hessenbichl“ zum südlichen Gipfel der „Ringspitz“ führt, und auch diesen zu einer Hälfte mit aufbauen.

Die Überlagerung des Lias durch den oberen Jura ist an einem auf der Karte noch nicht eingezeichneten Jagdsteige, der von dem Wege, welcher vom „Oberhof“ nach der „Ringspitz“ zu führt, bei der Kurve 1040 nach Norden abzweigt und um den Grat herumführt, vorzüglich aufgeschlossen. Die Grenze ist nicht scharf, sondern beide Formationen gehen allmählich ineinander über. Während an der Basis des zum Teil noch gefleckten oberen Jura die Hornsteine nur spärlich vertreten sind, nehmen dieselben nach oben an Menge zu und bilden stellenweise ganze Bänke.

Begeben wir uns an den südlichen Abhang des „Ringberges“, so tritt uns hier der Lias wiederum in einer ganz ähnlichen tonig-mergelig kieselkalkigen Fazies entgegen, wie sie bereits aus den nördlichsten Teilen des Gebietes beschrieben wurde. Gut aufgeschlossen findet man die Schichten im „Übel-Graben“ und im südlichen „Ringberg-Graben“. Dunkle Schiefer und Letten wechsellagern hier mit kieseligen Kalken, dunklen Krinoideenbänken und schmutziggelb gefärbten Fleckenmergeln. Im Osten des Gebietes ist diese Ausbildung von der kalkigeren Liasentwicklung durch einen breiten Sattel getrennt. Gegen Westen jedoch stoßen beide Fazies aneinander.

In dem westlichen der beiden in Betrieb befindlichen Marmorbrüche bei „Enterbach“ wird der Lias von weichen schwarzen Letten gebildet, in denen dünne kieselige Bänke und Linsen eingeschaltet sind. Die letzteren weisen eine feine Bänderung auf, indem dünne helle und dunkle Lagen miteinander abwechseln. Die hellen Lagen bestehen aus reiner Kieselsubstanz, während sich die dunklen aus mehr tonigem weißglimmerführenden Material zusammensetzen.

An der oberen Grenze des Lias stellen sich in diesem Teile des Gebietes nicht sehr mächtige, hell gefärbte Krinoideenkalke ein, die mit hellen hornsteinführenden und teilweise verkieselten Kalken wechsellagern. Diese Ausbildung des obersten Lias, welche nur hier entwickelt ist, scheint, wenn auch nicht sehr mächtig, doch ziemlich niveaubeständig zu sein. Am besten aufgeschlossen findet sie sich in einem Steinbruch bei „Enterbach“. Im Westen des Bruches ist noch deutlich zu erkennen, wie die hellen Krinoideenkalke vom Tegernseer Marmor überlagert werden. In den Marmorbrüchen bei „Schönel“ sind die erwähnten Liasbänke nicht anzutreffen (vielleicht ist ihr Fehlen hier durch tektonische Ursachen bedingt), dagegen treten sie an der „Reiben-Tennen-Alm“ auf, wo sie den Kopf mit der Höhenzahl 1303 zusammensetzen, ferner am „Kotlahner Kogel“ wiederum am Kontakt mit dem Tegernseer Marmor. Die im Norden vom „Luchs-Eck“ befindliche Kanzel wird von denselben Schichten zusammengesetzt, die sich auch am Touristenwege zum „Hirschberg“ wiederfinden und hier sowohl wie an der Kanzel das Liegende des Tegernseer Marmors bilden. Auch außerhalb des Kartenblattes am Hirschbergsattel finden sich in der Fortsetzung dieses Jurazuges nochmals Krinoideenkalke überlagert von Tegernseer Marmor.

Im „Übel-Graben“ stürzt der Bach bei der Kurve 1020 über einen kleinen Wasserfall herab. Derselbe verdankt seine Entstehung einer steil stehenden, hell gefärbten, festen Krinoideenkalkebank, unter der hornsteinführende Kalke und Krinoideenkalke und dann Fleckenmergel und dunkle Lias-



schiefer folgen. Im Hangenden erscheint eine wenig mächtige Lage von roten aptychenführenden Hornsteinkalken.

Dieselben Krinoideenkalken, welche bei „Enterbach“ am „Kotlahner Kogel“ und am „Luchs-Eck“ das Liegende des Tegernseer Marmors bilden, werden also im „Übel-Graben“ von roten hornsteinführenden Aptychenkalken überlagert. — Aptychenkalken und Marmor gehen demnach im Streichen ineinander über und müssen daher als gleichzeitige Bildungen betrachtet werden. Fossilien konnten bisher trotz eifriger Nachsuchungen nicht gefunden werden.

Hornsteinführende Aptychenkalken treten nur ganz untergeordnet mit dem Tegernseer Marmor zusammen auf und meist nur in kleinen isolierten Fetzen (z. B. am Wege zum Hirschberg bei der Kurve 1170), so daß ihre Lagerung zum Marmor nicht festzustellen ist. In geringer Verbreitung trifft man sie in dem Jurastrifen an, der durch den „Wurzen-Graben“ hindurchstreicht. Die Schichten sind jedoch tektonisch so stark gestört, daß man nirgends einen normalen Schichtverband nachweisen kann. Dort, wo der „Wurzen-Graben“ eine scharfe Kurve beschreibt, bei dem Punkt 1002 werden beide Talränder von rotem und weißem Marmor gebildet, zwischen denen ein schmaler Streifen Lias, bestehend aus gelben Fleckenmergeln und dunklen Mergelkalken, eingefaltet ist. An der östlichen Seite des Baches findet sich eine schmale Zunge von roten Hornsteinen zwischen Lias und Marmor eingeklemmt, jedoch ohne irgend welchen normalen Zusammenhang.

Wir können also in dem Gebiete im Norden des „Hirsch-Berges“ drei Fazieszonen unterscheiden, die sich ziemlich gleichbleibend von Osten nach Westen verfolgen lassen. Die mittlere Zone ist durch die stärkere Entwicklung der liasischen Fleckenmergel charakterisiert, die stets gegenüber den Schieferen und Kieselkalken ein höheres Niveau einzunehmen scheinen und ohne scharfe Grenze in die Aptychenkalken übergehen. In der nördlichen und südlichen Zone überwiegen die Schiefer und Kieselkalken, die häufig die ganze Mächtigkeit des Lias einnehmen und im Norden mit scharfer Grenze gegen die Aptychenkalken abschneiden, während sie im Süden mit einer dünnen Lage von hellen kieseligen Krinoideenkalken endigen, welche die Basis des auf diese Zone beschränkten Tegernseer Marmors bilden.

In dem Gebiete südlich des „Hirsch-Berges“ fehlen die Ablagerungen des oberen Jura und des Neocom vollständig. Der Lias, welcher sich in mehreren Synklinalen vorfindet, ist nur wenig differenziert und nicht sonderlich gut aufgeschlossen.

Am günstigsten liegen die Verhältnisse in der zusammenhängenden breiten Liasmulde im Norden vom „Leonhardstein“. Der Kamm, welcher von der Nordostseite des „Leonhardsteins“ nach Nordwesten führt, besteht ganz aus Fleckenmergeln und gelben Kalken (bei der Kurve 1230 trifft man auf ein kleines, wahrscheinlich eingefaltetes Vorkommen von Rhätkalk). Kurz vor dem Touristenweg zum „Leonhardstein“ stellen sich herausgewitterte kieselige Liassgesteine ein, die hier ziemlich dickbankig werden. Dieselben begleiten auch den Grat, welcher von hier aus nach dem „Filzen-Kogel“ führt. Der eigentliche Gipfel, der sich orographisch sehr scharf abhebt, besteht jedoch aus dickbankigen Fleckenmergeln, welche auch die Nordseite des genannten Berges bis zur Grenze gegen das Rhät zusammensetzen. Die normale Überlagerung der Rhätkalke durch die Fleckenmergel ist am „Filzen-Kogel“ südwestlich vom „Ober-Huder“ sehr gut aufgeschlossen. Auch im „Tiefengraben“ werden die dickbankigen rhätischen Kalke von Fleckenmergeln überlagert, welche den ganzen unteren Teil des „Tiefengrabens“ einnehmen. Folgt man dagegen dem vom „Tiefengraben“ nach dem „Leonhardstein“ führenden Wege, so trifft man fast nur verwitterte kieselige und mergelige Liasschichten an, die sich an die roten wenig mächtigen Kalke an der Nordseite des „Leonhardsteins“ anschließen. Ebenso grenzen im oberen „Fenner-Graben“ südöstlich vom „Ober-Huder“ mergelig-kieselige Liasschichten direkt an das Rhät. Folgt man dem Grat zwischen „Silber-Eck“ und „Silber-Kopf“, so trifft man ausschließlich auf Fleckenmergel. Hier und da finden sich auch gelbe Kalke mit Hornsteinen, die vielleicht schon dem oberen Jura angehören könnten oder doch die hangendsten Schichten des Lias repräsentieren. Auch zwischen „Hoch-Moos“ und „Silber-Eck“ finden sich lediglich Fleckenmergel. Die östliche Fortsetzung dieser Liasmulde liegt zwischen „Hals-Eck“ und „Gründ“. Gute Aufschlüsse fehlen hier. Die Verwitterungsprodukte werden von entkalkten Kieselschichten und Fleckenmergelbrocken gebildet.

Eine ähnliche Zusammensetzung zeigt auch das Liasvorkommen im Westen von „Brunnbühl“.

Die Ablagerungen der Liasformation bestehen also zwischen „Hirsch-Berg“ und „Leonhard-Stein“ im wesentlichen aus gefleckten Kalken und Mergeln und aus schiefrigen mit Kieselkalken wechsellagernden Bildungen. Beide Fazies gehen verschiedentlich im Streichen ineinander über. Im Gegensatz zu den Verhältnissen nördlich vom „Hirsch-Berg“ wurde an mehreren Stellen die direkte Überlagerung der Rhätkalke durch die gefleckten Kalke und Mergel beobachtet.

### Kreide.

Das einzige Vorkommen von älterer Kreide findet sich im „Scheibengraben“, einem linken Seitental des „Sölbaches“. Im unteren Teile des Grabens sind die Schichten sehr gut aufgeschlossen. Sie entwickeln sich hier aus den plattigen roten und gelben Aptychenschichten. Zuunterst finden sich Kalke, die sehr an die letzteren erinnern, jedoch dunkle Flecken führen, ähnlich den Lias-Fleckenmergeln. Hier und da stellen sich auch bereits dünne Sandsteinbänke ein. Weiter nach oben zu werden die Kalke mergeliger, die dunklen Flecke verschwinden und die Sandsteinbänke werden häufiger. Verfolgt man das Profil weiter, so werden die Schichten dünnschieferiger und klingen schließlich in eine echte schieferig-mergelige Flyschfazies aus mit typischen Flyschfucoiden.

Die Sandsteinbänke setzen sich im wesentlichen aus kalkalpinem Material zusammen. Mehr oder minder stark abgerollte Kalkbrocken, liasische kieselige Gesteine, dunkle Schieferfetzen und Hornsteine, welche durch Kalkspat miteinander verkittet sind, bilden die Hauptbestandteile. Es sind jedoch nicht ausschließlich kalkalpine Gesteine vertreten, sondern es finden sich auch Quarzkörner, die zum Teil auch makroskopisch schon erkennbar werden. Mit Hilfe von Dünnschliffen ließ sich feststellen, daß der Quarz oft nur sehr vereinzelt auftritt, in manchen Bänken jedoch einen wesentlichen Gemengteil bildet.

Die Mächtigkeit der Schichten ist schwer festzustellen, da dieselben stark zusammengefaltet sind. Fossilien wurden außer den Fucoiden nicht gefunden. Die Altersbestimmung beruht lediglich auf der engen Verknüpfung mit den Aptychenskalken und auf dem Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen benachbarter Gebiete.

Die Abgrenzung des oberen Jura gegen das Neocom läßt sich im „Scheibengraben“ recht gut dort festlegen, wo die Kalkbänke anfangen, mergelig zu werden und wo sich sandige Zwischenlagen einstellen. Verschiedentlich finden sich nun in dem Gebiete auch bereits dünne Sandsteinbänke in Kalken eingelagert, die durchaus den Charakter der oberjurassischen Kalke tragen und auch Hornsteine führen. Solche lokalen Vorkommnisse, welche vielleicht schon ins Neocom zu stellen sind, waren jedoch stellenweise mit den oberen Juraschichten so eng verknüpft, daß sie nicht kartographisch ausgeschieden werden konnten. Teilweise bilden die sandigen-konglomeratischen Lagen gut abgegrenzte Bänke, teilweise gehen sie in Kalkbänke über und auch der Kalk führt einzelne Gerölle. Derartige sandige Einlagerungen in Kalken, die mit als oberer Jura kartiert werden mußten, finden sich lediglich in den nördlichen Teilen des Gebietes nahe der Flyschgrenze, z. B. in den höheren Teilen der über den Flysch geschobenen Scholle im „Saurüssel-Graben“, ferner in rötlichen Kalken am nordwestlichen Sattelkopf und in hellen, etwas mergeligen Kalken in dem Graben zwischen „Juckerfuß“ und „Sattelkopf“ bei 1145 m.

### Flysch.

Es war bei der vorliegenden Arbeit nicht beabsichtigt, eine genauere Untersuchung und Kartierung des im Norden vorgelagerten Flyschgebietes vorzunehmen.



Einesteils aus Mangel an Zeit, anderenteils weil insbesondere eine Beschreibung der Flyschberge im Westen des Tegernsees in der Arbeit von W. FRNK<sup>1)</sup> bereits enthalten ist. Es mögen daher nur einige Beobachtungen über die Ausbildung des Flysches in seinem südlichen Randgebiet folgen.

Die südliche Randzone des Flysches ist charakterisiert durch das mehr oder minder regelmäßige Auftreten von Konglomeratbänken. Diese nicht sonderlich breite Zone schließt sich im allgemeinen direkt an die kalkalpinen Gesteine an und wird im Norden von normalen Flyschgesteinen begrenzt.

Während im allgemeinen die klastischen Flyschbildungen feines bis mittelgroßes Korn und ziemlich gleichförmiges Gefüge besitzen, findet sich in der Zusammensetzung der Konglomeratzone die denkbar größte Unregelmäßigkeit sowohl in Bezug auf die Natur und Größe der einzelnen Komponenten wie auch in Bezug auf die Anordnung derselben.

Die einzelnen Bestandteile der Konglomeratbänke, welche mit weichen Mergelschiefern und feinkörnigen Sandsteinen wechsellagern, stammen zum Teil aus den Kalkalpen, teilweise bestehen sie jedoch auch aus Geröllen von weißem Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, Granit, Porphyrit, rotem Quarzporphyr, Grünsteinen und anderen Bildungen, die keine Analogien mit alpinen Gesteinen aufweisen und auch schon aus dem Grunde nicht alpin sein können, weil zur Zeit ihrer Entstehung keine Verbindungswege zwischen ihrem heutigen Vorkommen und den Zentralalpen vorhanden waren. Die kalkalpinen Komponenten entstammen in der Nähe anstehenden Vorkommnissen. An einigen Stellen überwiegen oder finden sich ausschließlich Jurasedimente, an anderen Stellen sind Triasgesteine, insbesondere gelb verwitterte Dolomite, vorherrschend. Stets sind die exotischen Gerölle ausgezeichnet abgerundet, während die im allgemeinen nur kantengerundeten und unregelmäßig geformten kalkalpinen nicht auf einen sonderlich weiten Transport hinweisen. Oft nehmen die Konglomerate, wo sie sich lediglich aus kalkalpinem Material aufbauen, mehr den Habitus von groben Brekzien an. Höchst selten findet sich grobes und feines Material in einzelnen Lagen vor, sondern es muß als besonders charakteristisch angesehen werden, daß Gerölle von Straußeneigröße bis zu winzigen Körnchen ganz unregelmäßig miteinander gemischt sind. Die gut ausgeprägten Konglomeratbänke gehen oft in dunkle Mergelschiefer, die nur vereinzelt grobe und feine, sowohl exotische wie auch kalkalpine Gerölle führen, über oder wechsellagern mit ihnen. Die Schiefer scheinen zum Teil lediglich aus aufbereitetem weichen Liasschiefer zu bestehen, dem sie völlig gleichen und in den bei der Umlagerung einige Gerölle hineingerieten. Oftmals sind derartige Schiefer auch vollkommen durchsetzt von ganz feinem kalkalpinen Detritus.

Auf der Karte wurden die wichtigsten Punkte, an denen die Konglomerate auftreten, durch Punktierungen angegeben.

Beim Studium der Konglomerate ist man so gut wie ganz auf die Aufschlüsse in den Gräben angewiesen. Die Verbreitung ist natürlich eine viel größere, wie schon durch die überall an der Flyschgrenze sich vorfindenden herausgewitterten Konglomeratblöcke und durch die massenhaft in den Gräben auftretenden Konglomeratgerölle angezeigt wird. Indessen gehen die Bänke doch nicht so kontinuierlich durch, daß man sie als besonderen Horizont ausscheiden könnte, sondern

<sup>1)</sup> Der Flysch im Tegernseer Gebiet m. spez. Berücksichtigung d. Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903.

sie charakterisieren lediglich die an die Kalkalpen grenzenden südlichsten Flyschschichten.

Die am besten zum Studium dieser Konglomerate geeigneten Aufschlüsse finden sich in dem Gebiete am Nordabhang der „Ringspitz“. Charakteristisch sind für diese Vorkommnisse die in großer Menge auftretenden exotischen Geschiebe, die sich hier herausgewittert auch überall in den Bächen und im Verwitterungslehm vorfinden.

Der Fußpfad, welcher von der Hauptstraße zwischen Weißbach und Ringsee, nach dem „Bauer in der Au“ führt, wird von mehreren nicht immer Wasser führenden Gräben gekreuzt. Das Profil in dem ersten dieser Gräben, welches etwa an der Waldgrenze beginnt, soll die beigegebene Skizze veranschaulichen. (Die große Ähnlichkeit mit dem von HAHN aus dem Hopfgraben beschriebenen Profil ist unverkennbar [Z. D. G. G. 1912 M. Nr. 11]).

(Profil s. nächste Seite.)

In dem zweiten Bache hat sich die Zusammensetzung der Schichten nur wenig geändert. Die eigentlichen Konglomeratbänke sind im allgemeinen etwas fester, wie die sie begleitenden geröllführenden Schiefer und Sandsteine, so daß sie zumeist zur Bildung einer steilen Stufe Veranlassung geben, über die in diesem Bache ein kleiner Wasserfall herüber fällt. Konglomerate und geröllführende Schiefer werden gerade wie im ersten Tälchen kurz vor dem Austritt des Baches aus dem Walde von blauen Flyschschiefern im Norden begrenzt. Auch in einem kleinen Seitentälchen des ersten Grabens, welches auf der Karte nicht eingetragen ist, stehen ähnliche Konglomerate an.

In dem folgenden dritten Tälchen fehlen die Aufschlüsse bis auf vereinzelt auftretende Ausbisse dunkler Schiefer so gut wie ganz; nur die überall im Bachbett umherliegenden Blöcke und Gerölle von Konglomeraten deuten an, daß auch hier die letzteren vorhanden sind. Etwas günstiger sind die Aufschlüsse in dem breiteren, weiter westlich gelegenen fünften Graben. Hier findet sich bereits bei der Kurve 860 eine Bank von bunten Konglomeraten in den Schiefen und Kieselkalcken eingeschaltet. Bei 910 m streichen mittelkörnige Konglomeratbänke aus mit viel alpinen Geröllen (besonders Lias) und Pflanzenresten. Eingeleitet wird ihr Auftreten durch bunte Sandsteine, die ebenfalls Pflanzenreste führen. Auf diese sandig-konglomeratischen Bildungen folgen wiederum dunkle Flyschschiefer, an die sich nochmals unterhalb der Wiese (im Westen des Punktes 1015) mittelkörnige bunte brekzienartige Konglomerate anschließen. In dem letzten, am weitesten westlich gelegenen Tälchen sind im wesentlichen dunkle Schiefer mit exotischen und kalkalpinen Geröllen vertreten. An dem Wege, welcher von „Am Schuß“ gegen die „Ringspitz“ zu führt, schließt der Flysch (kurz nach dem ersten Seitenwege) gegen den Lias mit einem groben, im wesentlichen aus exotischen Geschieben bestehenden Konglomerat ab. Dasselbe ist zwar nicht aufgeschlossen, die gut abgerollten und charakteristischen Gesteine liegen jedoch in solcher Menge am Wege, daß über das Anstehen derselben kein Zweifel herrschen kann. Außerdem kreuzt hier eine schmale Rippe den Weg, auf der man dieselben Gerölle findet und die offenbar von der festeren Konglomeratbank gebildet wird. Es sei noch erwähnt, daß auch östlich von „Am Schuß“ an dem Wege zum „Bauer in der Au“ grobe Blöcke von bunten Konglomeraten in großer Menge auftreten; obgleich sich hier viel Moränenmaterial vorfindet, scheint es mir doch fast, als ob auch hier anstehende Konglomerate zu vermuten wären.

Im „Mühlbach“ und im „Sölbach“ treffen wir auf zwei isolierte Vorkommnisse von Konglomeraten, die bereits von FINX (Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. S. 91) und HAHN (Z. D. G. G. 1912 M. Nr. 11) erwähnt wurden. Ein weiterer etwas günstigerer Aufschluß findet sich im „Saurüssel-Graben“. An der linken Talseite steht eine  $\frac{1}{2}$  m mächtige Konglomeratbank an, eingelagert in dickbankigen oder geschieferten feinkörnigen Sandstein. Die einzelnen mittelgroßen Bestandteile des Konglomerates sind nur wenig gerundet, so daß dasselbe eher den Habitus einer groben Brekzie trägt. Vorherrschend beteiligen sich an der Zusammensetzung rote und grüne Hornsteine, Kieselkalke, schwarze Liaschiefer und Kalke und vereinzelt gelbe Dolomite. Im oberen „Saurüssel-Graben“ und insbesondere in seinen beiden linken Seitenbächen wurden keine guten Aufschlüsse von Konglomeraten beobachtet, dagegen finden sich Blöcke und Gerölle zwischen Lias und typischen Flyschgesteinen in solcher Menge, daß sie hier wohl anstehen müssen. Die einzelnen Bestandteile derselben sind nur wenig gerundet und von stark wechselnder Korngröße. Fast ausschließlich werden dieselben von kieseligen Liasgesteinen aufgebaut, nur ganz untergeordnet finden sich helle Aptychenkalke. Auch das Bindemittel ist stark kieselig. Nur ganz vereinzelt tauchen hier in den Gräben isolierte exotische Geschiebe auf. Eine ganz ähnliche, fast nur aus kieseligen Liasgesteinen zusammengesetzte Konglomeratlage schließt in dem Graben zwischen „Juckerfuß“ und „Wachselmoosalm“ den Flysch gegen den Lias ab. Hier wird das Konglomerat jedoch feinkörniger und nimmt die Struktur eines



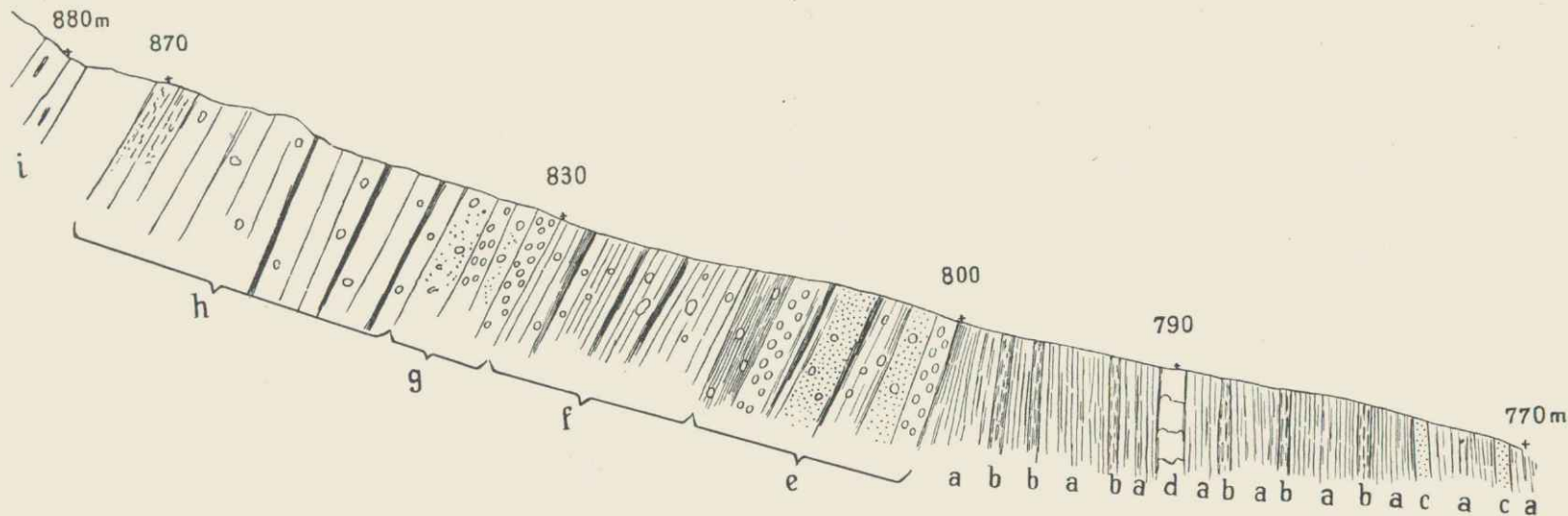


Fig. 1.

- a Dunkle Mergelschiefer.
- b Kieselkalke.
- c Feinkörnige Quarzsandsteine.
- d Kieselige gefleckte Kalke (sehr Lias-ähnlich).
- e Konglomerathorizont:

- I. Grobe Konglomerate mit gut abgerollten Bestandteilen bis zu  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser. Alpine Gesteine (Jura-Kalke, Rhätkalke, Dolomit). Exotische Gesteine (Weißer Quarz, Grünsteine, Granit, Quarzporphyr, Quarzite etc.).
- II. Feinkörnige, äußerst feste Quarzsandsteine, denen stellenweise gröbere Gerölle (sowohl alpine: Hornsteine, Kalke, dunkle Schieferfetzen und Pyrit) wie auch exotische (zumeist weißer Quarz) beigemischt sind.

- III. Dunkle Schiefer vom Aussehen der Liasschiefer, die an manchen Stellen mehr, an anderen nur vereinzelt sehr feine oder auch gröbere Gerölle (alpine und exotische) führen.

IV. Schwarze Kieselkalke.

(Alle diese Gesteine lagern im bunten Wechsel.)

- f Dunkle Schiefer mit eingeschalteten Kieselkalkbänken und gefleckten Kalken vereinzelt mit alpinen und exotischen Geröllen.
- g Konglomerate mit viel exotischen und auch alpinen Geröllen und Quarzsandsteinen.
- h Dunkle Schiefer mit vereinzelt Geröllen (kalkalpin und exotisch) und eingelagerten feinkörnigen Sandsteinen und Kieselkalken.
- i Grüne Aptychenkalke mit Hornsteinen.

groben Sandsteins an. (Mehrfach liegen hier im Graben Blöcke von groben Konglomeraten, die aus Hornsteinen und Malmkalken bestehen und offenbar auch dem Flyschkonglomerathorizont angehören.)

Ähnliche Konglomerate, welche sich nur aus kalkalpinen Gesteinen zusammensetzen, finden sich in großer Menge unter den Bachgeröllen in dem Graben nördlich vom „Juckerfuß“. An der linken Talseite bei der Kurve 1070 stehen dieselben im Walde an und bilden einen kleinen Hügel. Auch hier liegen die Konglomerate offenbar wiederum genau an der Flyschgrenze.

Am Ostabhang des „Sattelkopfes“, an dem unteren Wege, welcher um denselben herum führt, findet sich nochmals wieder eine Konglomeratbank, die auch bereits von HAHN (l. c. p. 536) geschildert wird. Bemerkenswert ist, daß sich hier an der Zusammensetzung des Konglomerates neben Juragesteinen auch triassische wenig abgerundete Gerölle, insbesondere gelbe Dolomite in größerer Menge, beteiligen. Das Konglomerat bildet auf ein kurzes Stück den Nordrand eines kleinen Tälchens und geht nach Westen zu in Flyschsandstein über, der in dem Bache ansteht. Auch unterhalb des Weges finden sich Flyschsandsteine. In einem kleinen Wasserriß am Südrand des Baches stehen die von HAHN erwähnten geröllführenden Schiefer an. Diese schließen sich jedoch nicht an Aptychenkalke, wie HAHN (l. c.) angibt, sondern an Lias-Fleckenmergel, die sich oberhalb des Weges vorfinden und die auch im oberen Teil des Baches anstehen, durch den die Flyschgrenze hindurchstreicht. Auch westlich unserer Karte im Norden des „Focken- und Geigersteins“ zeigen sich dieselben Konglomerate an dem Südrand der Flyschzone. Ein besonders günstiger Aufschluß liegt im „Trattenbach“. In großer Menge führen hier die Konglomeratbänke exotische Geschiebe und sind vergesellschaftet mit kohlenführenden Sandsteinen.

Mehrfach ist schon auf die große Ähnlichkeit der kieseligen und schiefrigen Flyschgesteine mit denjenigen des Lias hingewiesen. Erschwert wird die Unterscheidung dieser Formationen in dem Gebiet noch weiterhin dadurch, daß verschiedentlich im Flysch, wie sich besonders gut in den Gräben am Nordabhang der „Ringspitz“ erkennen läßt, Einlagerungen sowohl von hellen und dunklen zumeist kieseligen Kalken, wie auch von gelben gefleckten Mergeln vorkommen, die sich von echten Liasgesteinen durchaus nicht unterscheiden. Indessen scheinen diese gefleckten Flyschgesteine nie in größerer Verbreitung aufzutreten, sondern lediglich in Form von mehr oder weniger dicken Bänken, die sowohl in den mit Kieselkalken wechsellagernden Flyschschiefern, wie auch in den geröllführenden Schichten beobachtet wurden.

### Diluvium.

Ein eingehendes Studium der glacialen Ablagerungen unseres Gebietes verdanken wir bereits PENK (Die Alpen im Eiszeitalter S. 169—174), dessen Beobachtungen und Schlußfolgerungen ich im großen und ganzen durchaus bestätigen kann. Sämtliche Moränen- und Schotterablagerungen entstanden in der letzten oder Würm-Vereisung und gehören in das Verbreitungsgebiet des Tegernseegletschers. Eigene Lokalgletscher trugen die Berge im Westen des „Weißachtals“ nicht. Lediglich in den linken Seitentälern des „Söllbaches“ im „Stinker-Graben“, im „Neuhütten- und Scheibengraben“ lagern schmale Moränenzüge, welche durch unbedeutendere Gletscher der weiter im Westen liegenden Berge abgesetzt wurden. Diese Ablagerungen sollen später im Anschluß an die Beschreibung der Ursprungsgebiete der zugehörigen Gletscher besprochen werden.

Reste der alten Moränenbedeckung finden sich am Ostabhang des „Weißachtals“ in großer Menge. Dieselben wurden nur dort eingezeichnet, wo günstige Aufschlüsse vorhanden waren. Jedoch können diese Eintragungen nicht überall Anspruch auf große Sicherheit machen, da fast jährlich vom Wasser neue Moränen-aufschlüsse geschaffen werden und alte überwachsen.

Der höchste Punkt, an dem an der „Ringspitz“ Spuren von Moränen mit geschrammten Geschieben nachgewiesen werden konnten, liegt etwa bei 1100 m und wesentlich höher reichen auch die Moränen weiter südlich nicht am Gehänge empor. Die Annahme eines steileren Gefälles der Gletscheroberfläche, wie sie von PENK ausgesprochen wird (l. c. S. 170), erscheint also nicht notwendig.



Verschiedentlich trifft man im „Schwarzenbach“ auf Moränen, die jedoch nicht weit am Gehänge hinaufreichen und von einem Seitenzweige des Weißachgletschers abgelagert wurden (PENK l. c. S. 172). Dieser endigte nördlich vom Jagdhaus an der Schwarzentennalm, wo wir seine Endmoränen vorfinden, welche sich im wesentlichen aus Rhät-, Hauptdolomit- und Liasbrocken zusammensetzen. Die letzteren sind nur wenig abgerollt und stellenweise kaum kantengerundet. Geschrammte Geschiebe konnten überhaupt nicht beobachtet werden. Es fehlen allerdings auch gute Aufschlüsse vollständig um diese Ablagerungen, welche die typische Form von Endmoränenwällen zeigen, näher studieren zu können. Der Hügel, auf dem das Jagdhaus steht, setzt sich aus Lias und der weiter südlich ganz isoliert im flachen Talboden gelegene aus Rhät zusammen.

Auf das spärliche Vorkommen krystalliner Geschiebe in den Moränen des Tegernseegletschers, die durch Seitenzweige des Inn-gletschers hierher befördert wurden, hat ebenfalls bereits PENK hingewiesen (l. c. S. 169). Es handelt sich dabei um Amphibolite, die sowohl in den Moränen im Westen von „Wildbad Kreuth“ wie auch in den Niederterrassenschottern bei „Enterfels“ mehrfach angetroffen wurden.

Von Interesse ist das Auftreten von einem Gneisblock am Nordabfall der „Ringspitz“, im N.W. des Punktes 1015 in einer Höhe von 925 m. Derselbe besitzt etwa einen Durchmesser von  $\frac{1}{2}$  m und liegt ganz isoliert im Waldboden. Auch in den Moränen bei „Buch“ konnten Amphibolitgeschiebe nachgewiesen werden.

Die am besten erhaltenen Merkmale ehemaliger Gletscherbedeckung finden sich im Norden der „Ringspitz“. Der Wiesengrund bei Buch mit seiner höckerigen, nur wenig nach dem See zu geneigten Fläche bildet einen alten Gletscherboden mit Resten der Grundmoräne. Der „Sillberg“ mit seiner östlichen Fortsetzung bildet die Ufermoräne, durch die das „Söllbachtal“ verriegelt wurde und hinter der sich die mächtigen horizontal geschichteten Flußschotter des „Söllbaches“ aufhäuften (l. c. S. 171, 172), die eine durch mehrere steile verschiedentlich terrassierte Täler zerschnittene horizontale Platte bilden, auf der mehrere fruchtbare Almen liegen („Bauer i. d. Au“, „Söllbachau-Alpe“ und „Scheibenau“).

Am bewaldeten Steilhang des nördlichen Teiles der „Ringspitz“, an der zwei mit sumpfigen Wiesen bedeckte Terrassenstufen liegen, finden sich nur spärliche Reste von Moränen, die zumeist in kleinen Talrissen erhalten sind.

Was die schräg geschichteten Schotterablagerungen an der „Weißachmühle“ und bei „Abwinkel“ anbetrifft, so möchte ich mich ganz der Ansicht von PENK anschließen, der beide Vorkommnisse als gleichaltrig bezeichnet (l. c. S. 173, 174). Dieselben stellen Deltabildungen dar, die nach dem Rückzug des Würmgletschers in dem alten Tegernsee, dessen größten Hochstand sie andeuten, gebildet wurden, gleichzeitig mit den Talschottern der Niederterrasse im Weißach-Tale, die bis über Kreuth hinausreichen und in mehrere Terrassen zergliedert sind. Erscheint die Annahme des Dr. AIGNER (Das Tölzer Diluvium: Mitt. d. geogr. Ges. in München 1910, S. 32—35) einer Verschiedenaltrigkeit der Schotter an der Weißachmühle und bei Abwinkel, welche ganz gleichartig entwickelt sind und auch in Bezug auf ihre Lagerung völlig miteinander korrespondieren, schon unnatürlich, so läßt sich die abgestumpfte Ebene des Söllbachschuttkegels nur durch dessen Bildung in einem See erklären.

Die enge Verknüpfung der Niederterrassenschotter des Weißach-Tales mit den Würmmoränen gelang PENK an dem Felsriegel bei „Brunnbichl“ nachzuweisen, wo „unter dünner Moränenbedeckung, die von Schotter bedeckt ist, Gletscherschliffe

bloßgelegt waren“ (PENK l. c. S. 174). Der Aufschluß ist jetzt nicht mehr sichtbar. Man findet hier nur noch die vom Gletscher geschliffenen Plattenkalke, auf dem die Schotter aufruhcn.

Im Anschluß an die Besprechung der diluvialen Ablagerungen möchte ich ein merkwürdiges Vorkommen von Ablagerungen nicht unerwähnt lassen, deren genaue Altersbestimmung allerdings bisher noch unklar ist. Dieselben bestehen aus festverkitteten Brekzien, deren Bestandteile, die lediglich den Kalkalpen entstammen, wenig oder gar nicht abgerundet sind und bilden mehrere isolierte Vorkommnisse auf dem Grat des „Ring-Berges“ im S.W. des „Kotlahner Kogels“.

## Tektonischer Teil.

### I. Das Gebiet im Norden der Ringberg-Linie.

Bei der Besprechung der tektonischen Verhältnisse des Gebietes teilen wir dasselbe zweckmäßig der Übersicht halber in zwei Hälften. Die Partnachsichten, welche an dem Südabhang des „Ringberges“ entlang streichen und über „Luchs-Eck“ nach dem „Windberg“ ziehen, stoßen mit ihrer nördlichen Grenze von „Enterbach“ bis zum „Söllbach“ überall mit liasischen Ablagerungen zusammen. Es handelt sich also bei dieser Grenze um eine außerordentlich wichtige tektonische Linie, die westlich des „Söllbaches“ von Schutt und Diluvium verhüllt, am Nordfuß des „Kampen“ weiterzieht. Wir wollen dieselbe kurz mit Ringberg-Linie bezeichnen. Wie aus der stratigraphischen Beschreibung hervorging, machen sich zwischen den nördlich und den südlich dieser Linie gelegenen Gebieten mancherlei Unterschiede in der Zusammensetzung der Schichten bemerkbar, aber auch für die tektonischen Verhältnisse bildet dieselbe eine wichtige Grenze, wie im folgenden gezeigt werden soll.

Betrachten wir zunächst die Zone, welche zwischen den Partnachsichten und der südlichen Flyschgrenze liegt und die sich aus dem Gebiete des „Ringberges“, der „Ringspitz“, des „Windberges“, „Herrnberg-Eck“, „Buchetskogel“ etc. zusammensetzt. Der tektonische Aufbau dieser kalkalpinen Vorzone ist charakterisiert durch eng aneinanderliegende, gleichsam stehende ostwestlich streichende Faltenzüge, die häufig etwas nach Norden überkippt sind und deren Entstehung sich ungezwungen aus einem tangentialen von Süden wirkenden Schub erklären läßt.

Der Einfallswinkel der Schichten schwankt also etwa zwischen  $75^{\circ}$  und  $90^{\circ}$ . Entweder stehen dieselben ganz senkrecht oder fallen — was wohl als die Regel zu bezeichnen ist — steil südlich ein. Seltener ist ihr Einfallen steil nach Norden gerichtet.

Die wesentlichen Störungszonen des Ringberg-Gebietes verlaufen im großen und ganzen in der Streichrichtung der Schichten und ihr Einfallswinkel korrespondiert mit demjenigen der Schichten. Die einzelnen Horizonte grenzen also, ganz gleich, ob zwischen ihnen eine Störung hindurchgeht oder ob sie im normalen Schichtverband stehen, an steilen oder senkrechten Flächen aneinander. Es müssen also zwischen der Bildung der Falten und der Längsstörungen enge Beziehungen bestehen und es liegt nahe, für die Entstehung der Falten und der Störungen ein und denselben Bewegungsmechanismus anzunehmen. Die Störungen sind gleichsam im Gefolge der Faltung an Stellen intensiverer Pressung entstanden.

Nirgends gelang es nun, eine Schuppung oder eine Überschiebung nachzuweisen, sondern alle Störungslinien besitzen, wie schon erwähnt wurde, dasselbe



senkrechte oder steile Einfallen wie die Schichten und es ist unmöglich dort, wo zwei Formationen aneinandergrenzen, zu entscheiden, ob diese Grenze eine tektonische Linie oder einen normalen Schichtverband bedeutet. Es herrscht auch in dem ersteren Falle stets völlige Konkordanz. Das Fehlen von Horizonten im normalen Schichtverband erklärt sich daher naturgemäß am einfachsten durch Reduktionen und Auswalgungen der Schichten. Mannigfache Detailbeobachtungen, die in dem Gebiete angestellt werden konnten, bringen die Bestätigung einer solchen Deutung der Störungsformen.

Um zu verstehen, warum durch den tangentialen Schub lediglich eng aneinander gepreßte Faltungen und deren Folgeerscheinungen, nicht aber Schuppungen und Überschiebungen entstanden, ist es notwendig, sich die Verbreitung und petrographische Natur der das Ringberg-Gebiet aufbauenden Schichten in Bezug auf ihr Verhalten bei dem gebirgsbildenden Vorgang vor Augen zu führen.

Nirgends findet sich in dem Gebiet eine mächtigere Aufeinanderfolge von starren zur Faltung ungeeigneter Schichten. Vielmehr weisen die Sedimente durchweg eine ausgesprochene Schieferung oder Schichtung auf und mehr oder minder härtere Schichten sind stets durch weichere Gesteinshorizonte getrennt.

Die größte Verbreitung besitzt die Juraformation und insbesondere der Lias. Dieser setzt sich hauptsächlich aus weichen, stellenweise sogar plastischen Mergelschiefern zusammen. Die härteren Schichten, gefleckte Kalke und Kieselkalke, wechsellagern stets mit weicheren tonig-mergeligen Lagen, so daß der ganze Schichtkomplex eine biegsame, zu Faltenbildungen geeignete Masse darstellt.

Im oberen Jura besitzt lediglich die nur wenig verbreitete Fazies der Tegernseer Marmorkalke ein etwas starreres Gefüge, während die dünnplattigen Kalke des oberen Jura und insbesondere das damit in enger Verbindung stehende flysch-ähnliche Neocom eine leicht faltbare Schichtfolge bildet.

Auch die schwer nach unten abzugrenzenden rhätischen Bildungen setzen sich vorwiegend aus weichen Mergeln und dünnplattigen mergeligen Kalken zusammen. Die dunklen dickbankigeren Rhätkalke sind nur sehr wenig mächtig.

Lediglich bei den Gesteinen, welche den Hauptdolomit und die sich anschließenden Übergangsschichten zum Rhät (Plattenkalke) aufbauen, läge die Vermutung nahe, daß ein tangentialer Gebirgsdruck auch andere tektonische Störungsformen hätte hervorrufen können. (Die Raibler Schichten bilden hier nur einen schmalen kurzen Zug und kommen daher für den Mechanismus der Gebirgsbildung kaum in Frage.)

Die erwähnten obertriassischen Schichten bauen zwar das eigentliche Gerippe des „Ringberges“ auf, aber sie treten nur als Sattelzonen in Form von schmalen Streifen innerhalb der weicheren Schichten zu Tage aus. Soweit sie nun der Beobachtung zugänglich sind, finden sich keinerlei Anzeichen, die darauf hindeuten, daß innerhalb dieser Streifen Überschiebungen und Schuppungen stattgefunden haben, die bei der steilen Schichtstellung doch sicher zu sehen sein müßten, vielmehr deutet alles darauf hin, daß sie bei dem tangentialen Schube einem ähnlichen Prozeß unterlagen wie die Juraschichten und reduziert bezw. auch oft ganz ausgequetscht wurden. Der Grund zu diesem Verhalten ist wohl darin zu suchen, daß die verhältnismäßig gering mächtigen und wenig ausgedehnten obertriassischen starren Bildungen bei der Gebirgsauffaltung zwischen weiche biegsame Schichten eingeschlossen wurden.

An Stellen von besonders intensiver Pressung wurden dabei häufig Teile der starren Bildungen aus ihrem Schichtverband herausgerissen und einzelne Schollen oder Klötze von den weichen plastischen Liasschichten gleichsam eingewickelt. Derartige abgelöste Teile treten dann häufig als isolierte, mehr oder weniger umfangreiche klippenartig aufragende Blöcke an die Oberfläche.

Die tektonischen Störungsformen, welche in der Streichrichtung der Schichten verlaufen, können also sämtlich durch einen tangentialen südlichen Schub erklärt und als eine aus intensiver Zusammenfaltung hervorgegangene Erscheinung aufgefaßt werden. Keine Längsspalten mit vertikalen Hebungs- und Senkungserscheinungen, keine Schuppungen oder flache Überschiebungen, sondern Reduktionen der Schichten und Ausquetschungen sind maßgebend für den tektonischen Aufbau des Ringberg-Gebietes.

Eine Erweiterung dieser Erklärungsversuche erfordern die Verhältnisse an der Flyschgrenze. Hier wurde die tangential südliche Schubbewegung so stark, daß nicht nur steile Falten mit ausgequetschten Schenkeln entstanden, sondern es sind untrügliche Anzeichen dafür vorhanden, daß sich die Kalkalpen im Gefolge der Faltung ein Stück weit über den Flysch hinüber bewegten.

Die starke tangential Pressung führte hier zu einem Überquellen der kalkalpinen Falten über den Flysch.

Diese wichtigen tektonischen Verhältnisse sollen am Schluß dieses Kapitels eine eingehende Würdigung erfahren.

Die Störungen, welche quer zum Streichen der Schichten verlaufen, besitzen für den tektonischen Aufbau des Gebietes zumeist nur eine untergeordnete Bedeutung, obgleich sie sich in außerordentlich großer Zahl vorfinden und wohl zweifellos nur der kleinere Teil derselben auf der Karte eingetragen werden konnte. Nur vereinzelt haben Bewegungen von erheblicherem Ausmaß an den Querstörungen stattgefunden. Alle diese Bewegungen bestanden ausschließlich in Verschiebungen der aufgerichteten Schichten in horizontaler Richtung. Gerade wie bei den Längsstörungen fanden auch hier keine Hebungs- und Senkungserscheinungen statt. Die Querverschiebungen sind lediglich ein Produkt der intensiven südlichen Faltung, was schon daraus resultiert, daß diese Faltenverwerfungen in dem weniger stark zusammengequetschten Gebiet im Süden der Ringberg-Linie eine weit geringere Verbreitung besitzen.

Für Schübe, die sich nicht aus südlicher Richtung herleiten lassen, haben wir in dem Gebiet keinerlei sichere Anzeichen, nur die häufig auftretenden ostwestlich streichenden horizontalen Rutschstreifen (besonders gut in den Marmorbrüchen bei „Schärfen“ aufgeschlossen) können auf einen in der Streichrichtung der Schichten erfolgten Schub zurückgeführt werden. Weitere Beweise für Folgeerscheinungen einer derartigen Schubrichtung, die nun bereits in vielen Gebieten der nördlichen Kalkalpen festgelegt wurde, konnten hier jedoch nicht beigebracht werden. Vielmehr lassen sich Faltungen sowohl wie auch Längs- und Querstörungen auf einen einheitlichen gebirgsbildenden Vorgang, der aus einem aus Süden kommenden Schub erklärt werden muß, zurückführen.

Wenden wir uns nunmehr einer kurzen Betrachtung der Faltungs- und Störungszonen im Norden der Ringberg-Linie zu.

Die ausgeprägteste Sattelzone durchzieht das Gebiet zwischen dem Dorfe „Weißbach“ und dem Nordabhange des „Windberges“. Dieses deutliche Gewölbe besteht im wesentlichen aus Hauptdolomit, an den sich im Süden ein schmaler



Streifen Rhät und an diesen der Lias anschließt. Ob die rhätischen Bildungen auf der ganzen Linie überall vorhanden sind oder ob der Lias auch stellenweise direkt an den Hauptdolomit angrenzt, ist schwer festzustellen. Am Gehänge mußten oft wenige dunkle Kalkbänke zum Nachweis dieser Ablagerungen genügen. Am mächtigsten sind dieselben an der „Ringspitz“ zwischen dem nördlichen und südlichen Gipfel entwickelt und ziehen von dort an einer Querstörung etwas nach Norden verschoben als breites Kalkband ins Weißach-Tal hinunter. Aber auch weiter im Westen ließen sie sich im „Ringberg-Graben“, im „Reiben-Graben“, im „Waschlbach“ und dessen linken Seitentale als Mergel und plattige Kalke mit *Avicula contorta* und anderen Rhätfossilien, allerdings nur in äußerst geringer Mächtigkeit nachweisen.

Die nördliche Sattलगrenze bildet dagegen eine deutliche tektonische Linie. Zumeist tritt hier der Hauptdolomit direkt an die Liasablagerungen heran. Nirgends gelang es, das Rhät nachzuweisen. Zwischen „Ringberg-Graben“ und „Reiben-Graben“ schiebt sich sogar ein schmaler Streifen Raibler Rauhacken zwischen Hauptdolomit und Lias ein und N.W. der vorderen „Ringspitz“ stehen im Walde, den Satteln bildend, ebenfalls Rauhacken an, die nahe an die Liasgrenze gerückt sind. Der ganze Nordflügel des Gewölbes ist also ausgequetscht. Die den Sattel zusammensetzenden Schichten stehen am Nordabfall der Ringspitz vollkommen senkrecht. An der „Ringspitz“ selbst sind sie nördlich geneigt, während sie weiter im Westen steil nach Süden einfallen. Auch morphologisch tritt die Sattelzone durch einen steileren Böschungswinkel am Berggehänge deutlich hervor. Besonders scharf ist dieser Kontrast an der „Ringspitz“ ausgeprägt, wo sich vor den schroffen Hauptdolomitwänden eine flach geneigte Liaswiese ausbreitet. Westlich des „Söllbaches“ taucht der Sattel unter die Liasschichten. Einige Vorkommnisse von Dolomit und Kalk im Osten von „Herrnberg-Eck“ sind wohl als die Fortsetzung anzusehen.

Das im allgemeinen ostwestlich gerichtete Streichen des Sattels nimmt im Nordwesten der „Ringspitz“ eine nordöstliche Richtung an. Hierdurch entsteht eine Beugung in der Sattelzone, durch welche der westliche Teil weiter nach Norden vorgeschoben wird. Das sowohl im „Ringberg-Graben“ wie auch am Nordwestabhang der „Ringspitz“ erkennbare Nordoststreichen der Schichten beweist, daß hier keine Querverwerfung vorliegt.

Eine zweite etwas anders geartete Sattelzone, bei der auch im wesentlichen obertriassische Gesteine zwischen den Juraablagerungen emporgedrückt wurden, findet sich im Süden der Ringspitz. Der nördliche Schenkel fällt steil nach Süden ein und der südliche ist mit etwa 75° nach Norden geneigt, außerdem zeigt das Gewölbe die Eigentümlichkeit, daß sein Scheitel zu einer Mulde eingebogen ist.

Sowohl am südlichen wie auch am nördlichen Sattelschenkel sind die rhätischen Schichten entweder ganz ausgewalzt oder doch stark reduziert. Insbesondere ist dies an der Südseite klar zu beobachten, wo eine steil nördlich geneigte Hauptdolomitmauer über die stärker erodierten verfalteten und verquetschten Liasschichten emporragt.

Am Nordrande bildet die Trias ein schmales Plateau, welches nach Norden steil abfällt. Nur an einer Stelle konnte hier echter Rhätkalk mit Korallen im Süden der „Ringspitz“ nachgewiesen werden. Sonst grenzt überall entweder Hauptdolomit an den Lias oder Kalke, die zwar stellenweise, insbesondere an dem Punkt 1322 N.O. der „Reiben-Tennen“, sehr rhätisch aussehen und karstartige

Verwitterungsformen zeigen, aber stets mit Dolomiten vergesellschaftet vorkommen und daher zu den Plattenkalken gestellt werden müssen.

In der Scheitelmulde des Sattels herrscht ruhige Lagerung. Der Muldenkern wird von einem schmalen Streifen von dunklen, gelben und lokal auch rot gefärbten Schiefen und Letten des Lias gebildet. Überall wird der Lias normal von rhätischen Bildungen unterlagert, die besonders gut in den Quellbächen des „Übelgrabens“ aufgeschlossen sind (hier erhält man überhaupt das beste Profil durch die Sattelzone) und aus schwarzen Letten bestehen, die mit dunklen plattigen Mergelkalken wechsellagern und nach oben in dunkle Rhätkalke übergehen. Ebenso trifft man auch auf der Wiese westlich des „Ringberg-Grabens“ und an dem Wege im Osten dieser Wiese auf typische korallenführende dickbankige Rhätkalke, die sich auch am Nordflügel der Mulde zwischen Lias und Hauptdolomit einschalten. Eine Unregelmäßigkeit im Bau der Mulde zeigt sich im Osten des Punktes 1322 N.O. „Reiben-Tennen“. Hier tritt ein schmaler Zug Tegernseer Marmor direkt an den Hauptdolomit des Nordschenkels heran. Im Osten und Westen wird derselbe durch Querverwerfungen abgeschnitten und im Süden folgt schlecht aufgeschlossener Lias. Gegen Osten zu scheint sich die Mulde bereits vor dem „Ringberg-Graben“ allmählich auszugleichen, denn in dem Graben selbst findet man keinerlei Spuren mehr davon und auch am „Hessenbichl“ treten lediglich Hauptdolomit und Plattenkalke überall direkt an Lias grenzend sattelförmig zu Tage aus.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Durch die Straße, welche nach dem neuerbauten Schloß hinaufführt, sind einige recht interessante Aufschlüsse geschaffen, die das tektonische Bild noch mehr komplizieren, jedoch nicht wesentlich umgestalten. Verschiedentlich beobachtet man schmale sattelförmige Einfaltungen vom Hauptdolomit im Lias. Das Rhät fehlt hier zumeist zwischen beiden Formationen, an deren Kontakt oft dünne Brekzienlagen auftreten. Nur an den ersten Hauptdolomitsattel, den man gleich nach der letzten Straßenbiegung beobachtet, schließt sich an der einen Seite plattiges, stark verdrücktes, korallenführendes Rhät an (die Grenze ist stark verruschelt), während an der anderen gleich die Liasschichten folgen. Unterhalb des Schlosses finden sich ziemlich mächtige Plattenkalke, die aus abwechselnden Lagen von dickbankigen Kalken und Dolomiten bestehen. Im Norden werden dieselben vom Lias begrenzt. Im Süden schiebt sich jedoch ein schmaler Streifen Rhät zwischen beide Horizonte. Zwischen diesem Sattel und dem zuerst erwähnten liegt noch eine weitere Aufwölbung,

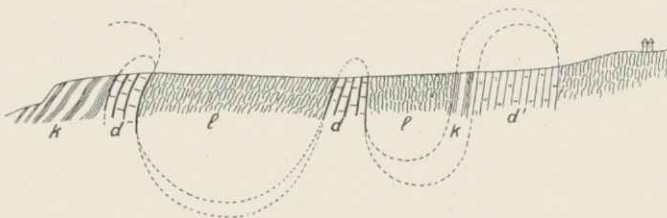


Fig. 2.

Profilskizze an der letzten Straßenbiegung unterhalb vom Schloß.

- l Lias: fleckige graublau-schwarze Kalken, dunkle Schiefer, kieselige Kalken.
- k Rhät: dunkle plattige korallenführende Kalken mit Schieferlagen.
- d' Plattenkalke: Wechsel von dickbankigen Dolomit- und Kalklagen.
- d Hauptdolomit.

die sich wiederum ausschließlich aus Dolomit zusammensetzt. An der am weitesten östlich liegenden Straßenbiegung findet sich ein dünner, muldenförmig eingefalteter, mehrfach verworfener und im Osten durch eine Querverwerfung abgeschnittener Streifen hornsteinführender Aptychenkalk, der nur durch einen schmalen Zug Lias von dem (auch noch durch die Straße angeschnittenen) nördlich folgenden Hauptdolomit getrennt ist. Weiter unterhalb taucht an der Straße noch ein weiterer Hauptdolomitsattel aus dem Lias empor. Die Aufschlüsse an der Straße zeigen uns, wie außerordentlich eng die Falten aneinander liegen und außerdem erhalten wir vorzügliche Beispiele im



Im Westen bei der „Reibentennen-Alm“ wird die Liasmulde durch eine Querverwerfung abgeschnitten. Jenseits derselben findet sich nur noch ein Hauptdolomitgewölbe, welches im Osten der Quellbäche des „Reibengrabens“ ebenfalls an einer Querstörung endigt. Weiter gegen Westen zu wird das Gewölbe lediglich durch einige isoliert im Lias aufragende Hauptdolomitschollen angedeutet.

Die Fortsetzung der Sattelzone im Westen des „Söllbaches“ ist durch einige isolierte Vorkommnisse von Rauhacken, zerriebenen Dolomiten und Kalken nördlich vom „Stinker-Graben“ und im „Neuhütten-Graben“ gekennzeichnet, aber erst jenseits der Karte vereinigen sich diese obertriassischen Bildungen am „Kögel“ und am „Eibenberg“ zu einer zusammenhängenden breiten Sattelzone. Zu dieser Sattelzone gehört auch ein merkwürdiges Vorkommen am „Stinker-Eck“, welches aus Stinkkalken, Dolomiten und Rauhacken besteht und daher wohl als Raibler angesprochen werden muß. Außerdem beteiligen sich an der Zusammensetzung dieser durch den Lias hindurchgepreßten Scholle auch braune Raibler Sandsteine, die an dem oberen Wege zum „Hirschtalsattel“ anstehen. Die Aufschlüsse sind außerordentlich ungünstig und man ist bei der Festlegung der Grenzen der stark verstützten Kalke und Rauhacken zum Teil auf Verwitterungsstücke im Humus angewiesen.

Die zwischen den beiden Sätteln gelegene Mulde wird am deutlichsten an der „Ringspitz“ durch ein breites Band von Aptychenschichten gekennzeichnet, welches sich bis ins „Weißach-Tal“ hinein verfolgen läßt und an Querverwerfungen mehrfach verschoben wurde. Südlich dieser Hauptmulde schiebt sich noch eine schmalere Aptychenkalkmulde ein. Durch die intensive Pressung, welche diese eng aneinanderliegenden Faltungen erzeugte, wurde der Lias stellenweise außerordentlich stark reduziert und erscheint häufig nur als ein schmales, wenige Meter mächtiges Band zwischen Aptychenkalk und Trias.

Gegen Westen zu treten die beiden Triassättel nahe aneinander. Der Aptychenkalk, welcher an der „Ringspitz“ den Kern der Mulde gebildet hatte, verschwindet und die letztere verläuft lediglich in den überall steil südlich geneigten Liaschichten.

Im Süden dieser Sattelzone liegt diejenige Mulde, welche durch das Auftreten des oberjurassischen Tegernseer Marmors besonders gekennzeichnet ist. Dieses charakteristische Gestein läßt sich als schmales, mehrfach unterbrochenes und verschobenes Band von „Enterbach“ im „Weißachtale“ bis in den „Wurzengraben“ verfolgen. Zuweilen geht das Gestein, welches auch westlich des Kartenblattes am „Hirschtalsattel“ wieder auftritt, lokal in echte hornsteinführende Aptychenkalk über oder tritt zusammen mit denselben auf. Dort, wo etwas günstigere Aufschlüsse vorliegen, zeigen sich außerordentlich stark verquetschte und gestörte Schichten. Auf dem schmalen Plateau des „Luchs-Eck“ stößt der Marmor fast direkt mit der Trias zusammen. Nur eine ganz dünne Lage von Lias läßt sich zwischen beiden Formationen nachweisen. Etwas besser ist der stark reduzierte Lias an dem Touristenwege zum „Hirschberg“ aufgeschlossen. Hier findet sich auch eine kleine Scholle von Hornsteinjura im Lias eingefaltet.

Einen besonders guten Einblick in die außerordentlich stark gestörten Lagerungsverhältnisse dieser nahe der Ringberg-Linie gelegenen Zone bekommt man

Gefolge der Faltung entstandener starker Reduktionen und völliger Auswalzungen der Schichten. Die Straße konnte erst näher untersucht werden, als die Karte schon im Druck war, infolgedessen war es nicht mehr möglich, alle durch die Straße erschlossenen Details in die Karte einzutragen.

zwischen „Übel-Graben“ und „Enterbach-Schärfen“, da hier die Schichten durch Steinbruchbetrieb besser aufgeschlossen sind.

In dem östlichen der beiden noch im Betrieb befindlichen Marmorbrüche (der östlichste bei Schönel ist schon seit langer Zeit außer Betrieb) tritt ein nur wenige Meter breiter Sattel von Rhätkalk nahe an den Marmorzug heran. Zwischen beiden findet sich an der Westseite des Bruches nur ein etwa 2 m breites Band von Lias. Südlich wird das Rhät normal von Lias begrenzt und nördlich des Marmors folgt ein breiter Zug dieser Formation. Wir haben hier also ein typisches Beispiel einer fast völligen Auswalzung der zumeist aus ganz weichen Schiefnern bestehenden Liasformation. An der Ostseite des Bruches ist noch weniger vom Lias erhalten geblieben. Es schiebt sich hier zwischen den Lias ein schmaler Streifen Tegernseer Marmor, der etwa in der Mitte

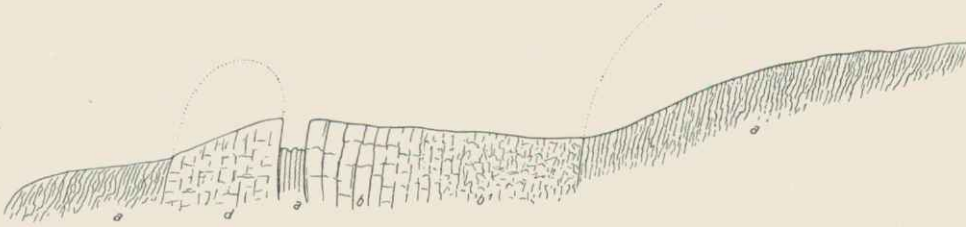


Fig. 3.

Profilskizze durch den Tegernseer Marmorbruch bei Enterbach im Westen von Schönel.

- a Schwarze Liasschiefer mit kieseligen Einlagerungen.
- b Roter dickbankiger Tegernseer Marmor.
- b' Völlig zerquetschter und zerriebener Tegernseer Marmor.
- d Rhät.

des Bruches auskeilt und im Süden zum Teil nur durch einige Fetzen schwarzer Liasschiefer vom Rhät getrennt ist. Bemerkenswert ist die starke Veränderung des Marmorkeiles, dessen ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit nur noch schwer festzustellen ist. Außer der starken Zerrüttung, die er durch die tektonische Pressung erfahren hat, ist er durch zirkulierende Wässer in einen gelben ausgelaugten Kalk umgewandelt, der von zahlreichen Drusenräumen durchzogen ist und stellenweise einen kavernösen, rauhwackenartigen Habitus annimmt. Auch in dem hinteren Teil des Bruches ist der Marmor außerordentlich stark tektonisch beeinflusst und tritt als ein brekziöses, beim Berühren in vierkantige Stücke zerfallendes, zum Teil zu Mehl zerriebenes Gestein in Erscheinung, dessen Zugehörigkeit zum oberen Jura lediglich durch den engen Schichtverband mit den im Vordergrund des Bruches durchstreichenden mehrere Meter mächtigen roten Marmorkeilen erwiesen ist. Ganz ähnliche und zum Teil noch kompliziertere Lagerungsverhältnisse und Gesteinsumwandlungen trifft man in dem weiter westlich gelegenen Bruche. — Eine detaillierte Darstellung der tektonischen Verhältnisse erlaubte der Maßstab der Karte nicht.

Im Süden des „Buchets-Kogels“ beim „Auerhütten-Eck“ und „im großen Berg“ finden sich eine große Anzahl von isolierten Schollen, die zum größten Teil aus Hauptdolomit und einige auch aus Raibler Rauhwacken bestehen. Teilweise bilden dieselben schwer zu umgrenzende Vorkommnisse, die sich von dem flachen Liasgehänge nicht stark abheben und wie eine Anhäufung von Blöcken aussehen. Andere ragen als steile Felsen empor, an denen die Schichtung noch deutlich zu erkennen ist. Am sichersten zeigen die in den Gräben aufgeschlossenen Schollen, daß dieselben tatsächlich ganz von Liasschiefern umgeben sind. Der Hauptdolomit trägt häufig den charakteristischen Habitus einer tektonischen Brekzie. Bei vielen dieser Vorkommnisse könnte man an durch die Erosion isolierte Deckschollen denken, die von Süden aus verfrachtet auf den Lias überschoben wurden. Aber schon die Lagerung der Schollen spricht gegen eine solche Auffassung. Dieselben ruhen nicht auf dem Lias, sondern sie ragen klippenartig aus dem weichen Liasschiefer auf, gleichsam als ob der Lias sich an ihren Rändern abgelagert hätte.



Trägt man nun die einzelnen Vorkommnisse, soweit dies die Aufschlüsse zulassen, in die Karte ein, so erkennt man mit aller Deutlichkeit, daß dieselben nicht unregelmäßig verteilte Gebilde darstellen, sondern einer bestimmten nicht sehr breiten Zone angehören. Diese Zone entspricht einer sattelförmigen Emporwölbung, wobei durch äußerst intensive Pressung die starren Triasgesteine in zahlreiche Fetzen zerbrochen, die durch den Lias hindurchgepreßt wurden und nun als isolierte Schollen zu Tage austreten. Das nicht sehr mächtige Rhät wurde bei diesem Vorgange offenbar ganz ausgewalzt. Nirgends lassen sich in dieser zerbrochenen Sattelzone sichere Spuren desselben nachweisen.

Östlich des „Söllbaches“ ist diese Zone nur noch schwach ausgeprägt. Ein schmaler, steilstehender Streifen rhätischer Kalke, verbunden mit etwas Hauptdolomit, bildet zwischen „Ringberg-Graben“ und „Reiben-Graben“ die Fortsetzung. Einige isolierte Hauptdolomitmklötze, welche im „Söllbache“ östlich der „Söllbachau-alpe“ unter dem Diluvium hervortreten, stehen wohl auch damit im Zusammenhang. Außerordentliche Wichtigkeit erlangt jedoch diese Sattelzone westlich unseres Kartenblattes, da in ihrem Fortstreichen die vorwiegend aus Wettersteinkalk, Muschelkalk und Raiblern bestehenden Höhen des „Fockensteins“ und „Geigersteins“ liegen.

Der Kern der Mulde, welche sich im Süden an diesen zerbrochenen Sattel anschließt, liegt im „Scheiben-Graben“. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich neben einem schmalen Streifen Aptychenkalk auch die Neocomschichten. Östlich vom „Söllbach“ ist die Mulde in den Liasschichten nicht mehr zu erkennen. Nördlich von der Neocommulde im „Scheibengraben“ findet sich noch eine weitere lokale Aptychenkalkmulde.

Die Mulde im Norden der Sattelzone verläuft westlich vom „Söllbach“ ganz im Lias. Sie läßt sich jedoch durch die Fallrichtung der Schichten recht genau festlegen, da hier verhältnismäßig ruhige Lagerung herrscht. Im Osten vom „Bauer in der Au“ ist die Mulde dagegen, entsprechend einer stark östlich geneigten Achse, durch einen breiten Streifen von Aptychenkalcken gekennzeichnet.

Der nunmehr im Norden folgende Sattel tritt am deutlichsten in einem kurzen Aufschluß im „Söllbache“ nördlich vom „Bauer in der Au“ in Erscheinung. Hier wird das Ufer auf eine kurze Strecke von steilen Hauptdolomiffelsen gebildet, an die sich im Süden ein schmaler, allerdings nur schlecht aufgeschlossener Streifen Rhät und dann der Lias anschließt. Im Norden grenzt dagegen der Hauptdolomit mit steiler Fläche direkt an die schwarzen Schiefer des Lias (der Kontakt ist vorzüglich aufgeschlossen). Das Rhät ist hier also ausgewalzt. (Die kurze Querstörung steht offenbar mit der Bildung des Tales im Zusammenhang.) In ihrem westlichen Fortstreichen tauchen die Triasgesteine unter den Lias und gehen erst westlich des Kartenblattes im Norden des „Focken“- und „Geigersteins“ wieder zu Tage aus. Zum Teil tritt der Sattel hier lediglich als ein schmaler Zug Raibler Rauwacken in Erscheinung, die von Jurasedimenten eingeschlossen sind. Zum Teil beteiligen sich auch obertriassische Schichten an seiner Zusammensetzung, die sich im Süden normal an die Raibler anschließen, während im Norden die letzteren direkt an den Lias stoßen. (Auf die Fortsetzung dieses Sattels im Osten des „Söllbaches“ komme ich weiter unten zu sprechen.)

Nördlich des „Buchets-Kogels“ findet sich nun eine weitere breite Mulde, die vorwiegend aus Aptychenschichten zusammengesetzt ist. Die Sattelachse scheint hier nach Westen geneigt zu sein, da die Aptychenkalke, welche im Westen die ganze Breite des „Sattelkopfes“ einnehmen, gegen Osten schmaler werden und sich

am „Juckerfuß“ ganz verlieren. Der Südflügel der Mulde scheint senkrecht zu stehen oder steil nach Süden einzufallen. Der Nordflügel ist dagegen, wie die oberhalb des Bergsturzes am Nordabhang des „Sattelkopfes“ anstehenden Aptychenschichten deutlich erkennen lassen, nur mit  $10-15^\circ$  südlich geneigt. Auch die tiefer anstehenden Liasschichten zeigen einen ähnlichen geringen Neigungswinkel. Die Mulde weicht also in ihrer Form von den bisher betrachteten meist steil gestellten oder nach Süden überkippten Faltungen etwas ab.

Um nun die Frage nach der östlichen Fortsetzung dieser Mulde beantworten zu können, müssen wir zunächst den Verlauf der Flyschgrenze verfolgen.

Am Nordgehänge des „Sattelkopfes“ läßt sich sowohl in den kleinen Wasserrißen wie auch an einigen Rutschungen der Flysch sicher nachweisen. Überall folgt auf denselben im Süden zunächst ein schmales Band Lias und dann der Aptychenkalk. An dem Wege, welcher um den „Sattelkopf“ herumführt, sind zwar die Aptychenschichten recht günstig aufgeschlossen, in der Einsattelung gegen den „Kogel“ fehlen dagegen anstehende Schichten. Am Südosthange des „Kogels“ beobachtet man jedoch verwitterte Flyschgesteine und dann folgen anstehende Flyschschiefer. Der Lias ist nicht sichtbar und lediglich an dem weiter im Westen liegenden Aufschluß nachzuweisen. Die Flyschgrenze schiebt sich nun an einer Querverwerfung um etwa 200 m nach Süden. Ein sicherer Aufschluß findet sich in einem kleinen Tälchen, welches vom „Sattelkopf“ nach dem „Zeiselbach“ zu fließt. Bei der 1200 m Kurve besteht das linke Talgehänge aus Flyschsandstein und das rechte aus gefleckten Mergeln und Schiefen (vgl. S. 189). Weiter unterhalb finden sich bis in den „Zeiselbach“ lediglich Konglomerate, Sandsteine etc. des Flysches. Nicht besonders gut ist die Grenze in dem flachen Graben zwischen „Sattelkopf“ und „Juckerfuß“ aufgeschlossen, aber immerhin läßt sie sich mit großer Sicherheit kartieren. Es ergibt sich hier wiederum eine Querverschiebung, die sich auch in dem oberen Jura sicher feststellen läßt und deren Streichrichtung ziemlich genau mit dem Verlauf des oberen „Zeiselbaches“ korrespondiert, dessen Bildung wohl zweifellos mit dieser Verwerfung im Zusammenhang steht. Ausgezeichnet ist nun die Flyschgrenze in dem Bache aufgeschlossen, der von der „Waxelmoosalm“ gegen N.W. zu fließt. In dem oberen Teil dieses Grabens stehen schwarze und zum Teil auch rot gefärbte Liasschiefer an. Weiter unten stellen sich in ziemlich mächtiger Folge gefleckte Kalke und Mergel ein, die am Talgehänge recht gut aufgeschlossen sind. Bei der Kurve 1090 m schließt nun der Lias mit einer braun und gelb verwitterten Schieferlage ab und es folgen dickbankige Flyschkonglomerate und Sandsteine. Überall fallen hier sowohl die Jura- wie auch die Flyschschichten steil nach Süden zu ein, erst weiter nördlich im „Zeisel-Bache“ finden sich im Flysch flachere Fallwinkel von  $45$  und  $50^\circ$ .

In der näheren Umgebung der „Waxelmoosalm“ zeigen sich keinerlei Aufschlüsse, um die Flyschgrenze sicher festzustellen. Erst in dem „Saurüssel-Graben“ und dessen Seitenbächen gelang es, diese wichtige Linie wieder näher zu fixieren.

Die verhältnismäßig günstigsten Aufschlüsse liegen in dem ersten größeren linken Seitental des „Saurüssel-Grabens“. Bis zu der Kurve 950 m fehlen hier anstehende Schichten so gut wie vollständig, lediglich die in Menge auftretenden Liasgerölle deuten auf das Vorhandensein dieser Formation hin. Bei 950 m finden sich steil stehende Liasschiefer mit eingelagerten Fleckenmergeln und etwa von 955—965 m sind an den Talrändern dickgebante gefleckte echte Liaskalke vorzüglich aufgeschlossen. Stellenweise werden dieselben den Aptychenkalken sehr



ähnlich und führen Hornsteine. Das Einfallen ist hier merkwürdigerweise mit  $75^{\circ}$  nach Norden gerichtet. Weiter oberhalb, etwa bis 1030 m, fehlen alle Aufschlüsse. Von 970 m an treten jedoch im Bachbett keine Juragesteine mehr auf. Es finden sich nur Sandsteine, bunte Konglomerate, Schiefer und andere Flyschgesteine. Die Grenze muß also hier durchlaufen. Bei 1030 m ist Flyschschiefer mit eingelagerten Kieselkalcken ebenfalls nördlich fallend aufgeschlossen und von dort finden sich bis zur „Waxelmoosalm“ lediglich Flyschgesteine.

In dem nächsten nach Westen zu folgenden Tälchen setzen sich bis zur Kurve 1005 die Bachgerölle lediglich aus Flyschgesteinen zusammen. Dann folgt jedoch ein Aufschluß aus gefleckten Kalken und Schiefeln des Lias, die steil nördlich geneigt sind. Gleich oberhalb der Einmündung dieses Seitenbaches in das Haupttal beobachtet man in einem kleinen Wasserriß bei 995 m einen ähnlichen Aufschluß von nördlich fallendem Lias und oberhalb desselben Flysch. In den eigentlichen Quellbächen stehen nur unsicher zu bestimmende Gesteine, zumeist dunkle Schiefer und Kieselkalke an. Gefleckte Liaskalke fanden sich als Gerölle in dem westlichsten Tale bis zu einer Höhe von 1050 m. Weiter unterhalb treten in dem Haupttale überall dickbankige gefleckte Kalke, mächtige kieselige oder tonige schwarze Kalke, Schiefer etc. zu Tage aus.

Recht genau ließ sich die Grenze auch im unteren „Saurüssel-Graben“ feststellen. 100 m nördlich der kleinen Hütte, die etwa neben der Zahl 900 eingezeichnet ist, streichen Schiefer und gelbe gefleckte Mergel aus, in denen ein verdrückter Ammonit gefunden wurde. Gleich nördlich von der Fundstelle trifft man auf Flyschsandsteine und Schiefer, die auch im Bachbette anstehen.

Im S.O. der „Waxelmoos-Alm“, in dem oberen „Saurüssel-Graben“, suchen wir also vergeblich nach der Fortsetzung der Mulde am „Sattelkopf“. Die Flyschgrenze biegt hier nach S.O. um und schneidet die Mulde gleichsam ab. Um diese Lagerung deuten zu können, ist eine kurze Schilderung der Verhältnisse im unteren „Saurüssel-Graben“ südlich vom „Bücher-Schlag“ notwendig.

An dem Wege, welcher von „Abwinkel“ aus im „Söllbach-Tal“ aufwärts führt, finden sich überall zumeist südlich geneigte Kieselkalke und Schiefer des Flysches. Verläßt man nun das Haupttal und folgt dem Wege, welcher in den „Saurüssel-Graben“ hineinführt, so trifft man am „Bücher-Schlag“ auf rote Flyschschiefer und dahinter folgen verwitterte Flyschsandsteine, die auch daneben im „Söllbachtale“ überall anstehen. Steigt man dagegen den kleinen Bachriß hinauf, der bei der ersten Brücke von Norden in den „Saurüssel-Graben“ mündet und in dem unten fast horizontal liegender grüner Flyschkieselkalk ansteht, so trifft man auf Aptychenkalke, die sich bis kurz unterhalb des Jagdsteiges verfolgen lassen und hier wiederum an Flysch grenzen. Diese Aptychenkalke, in denen vielfach Aptychen gefunden wurden, nehmen das ganze nördliche Talgehänge des „Saurüssel-Grabens“ ein. Sie bilden auch den oberen Rand des Tales und rufen hier eine kleine vortretende Rippe hervor. Hinter diesem erhöhten Talrande folgt gleich wieder der Flysch. (Der Weg ist nicht ganz richtig eingezeichnet. Der Jura erreicht denselben nirgends.) Überall, wo gute Aufschlüsse vorhanden sind, fällt der Jura mit etwa  $45^{\circ}$  nach Norden ein.

Am südlichen Talrande des „Saurüssel-Grabens“ finden sich unter dem Diluvium nur Flyschsandsteine und Konglomerate. Die Grenze zwischen Jura und Flysch liegt etwa im Bachbett, in dem bald die eine, bald die andere Formation, zum Teil steilgestellt, ansteht. Weiter oberhalb fällt der Flysch an der rechten

Talseite nach Süden ein, während er an der linken flach nördlich geneigt ist. Derselbe reicht hier wenige Meter am Talgehänge hinauf und wird ebenfalls von konkordant nördlich einfallendem Jura überlagert. Folgt man nun dem hier einmündenden linken Seitenbache, so trifft man lediglich auf anstehenden Flysch und auch weiter im Westen finden sich keinerlei Spuren vom Jura. An der linken Seite des zuerst erwähnten Bachrisses an der Brücke sucht man vergeblich nach der Fortsetzung des Jurazuges, dagegen zeigt sich hier viel diluviales Material in Gestalt von Hauptdolomit und Kalkgeröllen, so daß der Jura hier möglicherweise verdeckt ist, ebenso ist im „Saurüssel-Graben“ alles durch Schutt verhüllt. Dagegen findet sich im „Söllbach“ ein Juraaufschluß, der wohl zweifellos mit dem Vorkommen im „Saurüssel-Graben“ in Zusammenhang zu bringen ist. Zu beiden Seiten des Bachbettes ist hier etwas oberhalb der Einmündung des „Mühlbaches“ ein schmaler Zug gelber und grüner, stellenweise auch rötlicher oder heller gefleckter Kalke entblößt, die im wesentlichen wohl zum oberen Jura, zum Teil vielleicht auch (ähnlich wie die Kalke im „Saurüssel-Graben“) zum Neocom zu stellen sind. Im Norden schließen sich an den Jurakalk schwarze Schiefer und dann folgen typische dickbankige Flyschsandsteine. Im Süden finden sich ebenfalls Flyschsandsteine, die den ganzen linken Talabhang des Söllbaches einnehmen und mit einem Konglomerat am Lias endigen. Für ein weiteres Fortstreichen dieses Jurazuges nach Osten fehlen alle sicheren Anhaltspunkte. Wir haben es also hier mit einer isolierten Jurascholle zu tun, die zwar nahe der eigentlichen Flyschgrenze liegt, aber doch ganz zweifellos rings von Flysch umgeben ist.

Für die Deutung dieser Jurascholle sind zwei Erklärungsmöglichkeiten gegeben. Entweder der Jura ist überschoben oder er bildet eine sattelförmige Emporwölbung. Der Aufschluß im „Söllbach“ ließe sich zwar mit der letzteren Möglichkeit in Einklang bringen, die Lagerung der Schichten im „Saurüssel-Graben“ spricht jedoch nicht sehr für eine solche Auffassung, insbesondere, da sich ein solches Gewölbe mit keinem entsprechenden Sattel im Westen in Zusammenhang bringen ließe.

Eine viel einfachere Deutung finden die Verhältnisse durch die Annahme, daß die Jurascholle über den Flysch geschoben wäre. Da dieselbe genau im Streichen der Mulde am Sattelkopf liegt, würde sie die natürliche Fortsetzung derselben bilden und eine nach Süden überkippte, auf dem Flysch ruhende und mit demselben verfaltete Mulde darstellen, die lediglich durch die Erosion isoliert wurde. Daraus folgt nun weiterhin, daß auch die „Sattelkopfmulde“ auf dem Flysch liegen muß. Wir haben hier also eine mindestens 300—400 m weite Bewegung der Kalkalpen über den Flysch anzunehmen.

Im Osten des „Söllbaches“ folgt eine breite Zone diluvialer Ablagerungen, durch welche die Flyschgrenze völlig verhüllt wird, nur im oberen „Mühlbach“ findet sich ein isolierter Aufschluß von Flyschsandsteinen und Konglomeraten, welche direkt an den Lias grenzen. Genauere Beobachtungen über den Verlauf der Flyschgrenze sind jedoch erst wieder am Nordabfall der „Ringspitz“ möglich. Hier stößt im Gegensatz zu den Verhältnissen im Westen der Flysch meist direkt an den Aptychenkalk, welcher den Nordflügel der Mulde bildet, die im Süden an den Sattel im „Söllbach“ grenzt.

An dem unteren Teile des Weges, welcher vom „Schuß“ gegen die „Ringspitz“ zu führt, beobachtet man überall verwitterte Flyschsandsteine, die kurz unterhalb des Punktes 1015 mit einem Konglomerate endigen, hinter dem sich ein schmaler Zug Lias einstellt und dann rote Hornsteine und Aptychenkalke.



Diese letzteren finden sich auch im Süden des Punktes 1015 und setzen den von der „Ringspitz“ nach N.W. führenden Grat zusammen bis zu der Wiese im Norden der „Ringspitz“, wo sich dann der Lias anschließt.

Zwischen dieser Wiese und der im S.O. des Punktes 1015 gelegenen direkt unterhalb des Kammes findet sich nun eine Scholle, die aus stark verwitterten Rauhacken besteht. (Ein Aufschluß in etwas frischerem Gestein liegt etwas oberhalb im Walde.) Ein weiteres Fortstreichen dieser Rauhacken ist sowohl auf den Wiesen wie auch oberhalb derselben nicht festzustellen, so daß es sich zweifellos um eine isolierte Scholle handelt, die auch nicht abgerutscht sein kann, da oberhalb derselben keine Raibler anstehen. Wie schon erwähnt wurde, wird der schmale Rücken im Süden der Rauhacken vom oberen Jura gebildet. Leidliche Aufschlüsse findet man in demselben, wenn man von dem im Walde gelegenen Heustadel zu den Rauhacken hinabsteigt. Unterhalb der direkt neben der Zahl 1015 gelegenen Wiese stehen in einem Bachriß Flyschsandsteine, Schiefer und Konglomerate an. Außerdem finden sich Flyschgesteine im Walde schräg unterhalb der Raibler. Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, daß die Raibler-Scholle auf der Grenze von Flysch und Aptychenkalk liegt.

In den Gräben am Nordabhang der „Ringspitz“ findet sich überall Flysch. Lediglich in dem östlichsten, welcher den von der Hauptstraße zum „Bauer in der Au“ führenden Fußweg zuerst kreuzt, liegen teils herausgewitterte Hornsteine, teils stehen hier gelbe und grüne hornsteinführende Aptychenschichten, die stellenweise neocomähnlich werden, an. Diese reichen bis zu der Kurve 860, wo man die Grenze gegen den Flysch recht genau fixieren kann. Hierdurch ergibt sich eine Querverschiebung von etwa 400 m.

Die Aufschlüsse weiter im Osten sind nicht sonderlich günstig. Zwar finden sich an verschiedenen Rutschungen rote und grüne Hornsteine. Dieselben sind ferner sicher anstehend in dem Graben nachzuweisen, der gegen die Südseite des „Ringsees“ zu verläuft, ebenso auch in einem künstlich ausgeworfenen Graben weiter im Osten. In den unteren Teilen dieser Gräben stehen dagegen hie und da Flyschgesteine an.

Im vorhergehenden wurde nur die stark hervortretende Raibler-Scholle an der Ringspitz erwähnt. Es findet sich ferner noch ein weiteres, allerdings nur sehr kleines und verstecktes Vorkommen von Raiblern im Osten der Querstörung. Auch diese Rauhacken liegen genau auf der Grenze von Jura und Flysch. Brocken von Raiblern traf ich auch östlich des Weges, der vom „Schuß“ nach der „Ringspitz“ führt. Dieses Auftreten von Raibler Rauhacken an der Flyschgrenze bedarf natürlich einer näheren Erklärung.

Wie schon erwähnt wurde, bilden die Aptychenschichten, welche am Nordabhang der „Ringspitz“ an den Flysch stoßen, den Nordflügel der im Süden vom Sattel im „Söllbach“ gelegenen Mulde. Von der Mulde am „Sattelkopf“ sind hier keinerlei Spuren vorhanden. Das Vorkommen der Raibler an der Grenze von Flysch und Aptychenkalk deutet nun darauf hin, daß dieser Muldenflügel ursprünglich nicht allein aus Jura bestand, sondern daß sich an seiner Zusammensetzung auch noch die Trias beteiligte. Lias, Rhät, Hauptdolomit und der größte Teil der Raibler wurden bei der Faltung jedoch ausgequetscht und nur einige Fetzen Raibler Rauhacken blieben erhalten. Die letzteren bilden also den Südflügel dieser Mulde bzw. den Kern des hier nicht mehr vorhandenen, jedoch im „Söllbach“ austretenden

Sattels und entsprechen somit dem breiten Streifen Raibler, der im Norden des „Focken-“ und „Geigersteins“ entlang zieht. Die Mulde des Sattelkopfes war an der „Ringspitz“ den Flysch überlagernd, ursprünglich noch vorhanden, wurde jedoch durch die Erosion vollständig entfernt. Nur an dem Wege, welcher vom „Ringsee“ zum „Bauer in der Au“ führt, fanden sich neben hauptsächlich vertretenen Flyschkonglomeraten und Sandsteinen liasähnliche Schiefer und gefleckte Mergel, die keinerlei Abrollungserscheinungen zeigten. Diese könnten möglicherweise die Fortsetzung des Jura im „Saurüssel-Graben“ bilden. Jedoch ist hierüber nichts Bestimmtes zu sagen, da keinerlei sichere Aufschlüsse vorhanden sind.

## II. Die Ringberg-Linie und das Gebiet im Süden derselben.

Bei der Betrachtung der tektonischen Verhältnisse des kartierten Gebietes tritt nichts auffallender in Erscheinung als der Kontrast zwischen dem nördlich und dem südlich der Ringberg-Linie gelegenen Gebiete.

Die Gegend zwischen dem oberen „Söllbach“ und „Schwarzenbach“ einerseits und dem „Weißbach-Tal“ andererseits setzt sich aus den Gebieten des „Hirschberges“, des „Silberkopfes“, des „Filzen-Kogels“, des „Leonhardsteins“ und des „Grün-Eck“ zusammen. Das Gebiet wird aus breiten wohl ausgeprägten ostwestlich streichenden Faltenzügen aufgebaut, deren Entstehung sich ebenfalls auf einen tangentialen, aus Süden wirkenden Schub zurückführen läßt. Nur hat dieser Schub im Ringberg-Gebiet viel intensiver gewirkt und die im vorhergehenden geschilderten recht komplizierten tektonischen Bilder hervorgerufen, während südlich der Ringberg-Linie viel ruhigere Lagerung herrscht und innerhalb der Faltenzüge eigentliche tektonische Störungen zu großen Seltenheiten gehören. Es handelt sich auch nicht um ein allmähliches Ausklingen der Intensität der Gebirgsbewegung, sondern das stark gestörte Gebiet nördlich der Ringberg-Linie steht im schroffen Gegensatz zu den einfacheren und großzügigeren tektonischen Formen südlich derselben.

Zum Teil stehen auch hier die Schichten steil oder sind nach Norden überkippt, vorwiegend besitzen die Schenkel der Faltungen jedoch Neigungswinkel von etwa 35—45°.

Während nördlich der Ringberg-Linie die Juraformation im wesentlichen dominierte, werden südlich derselben, abgesehen von dem breiten Zug Raibler Schichten im Norden des „Hirschberges“, die Ketten von Hauptdolomit, von Plattenkalken und insbesondere von den Rhätschichten, die hier viel größere Mächtigkeiten annehmen, aufgebaut. Der Lias tritt an Verbreitung sehr zurück und findet sich lediglich in Form von mehr oder weniger breiten Mulden.

Bevor ich jedoch auf die Anordnung dieser südlichen Faltenzüge zu sprechen komme, ist es wohl angebracht, einen Erklärungsversuch für die Natur der Ringberg-Linie zu geben, die nächst der Flyschgrenze die wichtigste tektonische Störung in dem Gebiete darstellt.

Wie schon erwähnt, stoßen an dieser Linie, die von „Schärfen“ bis zum „Söllbachtale“ genau in der Streichrichtung der Schichten das Gebiet durchzieht, überall Lias und Partnachschiefer aneinander. Nur östlich vom „Kotlahner Kogel“ und am „Luchs-Eck“ schalten sich zwischen beiden Formationen einige Fetzen von Raibler Rauhwacken, Stinkkalken und Dolomiten ein.

Zumeist sind es hornsteinführende Kalke, mit denen der Lias in Berührung kommt, der in der Regel zwischen den Partnachschiefer und dem Tegernseer Marmor



auf ein ganz schmales Band reduziert wurde. Wo die Partnachkalke fehlen, ist die Grenze zwischen Partnachmergeln und den weichen Liasschiefern nur eine recht problematische.

Die Grenzfläche zwischen Partnachschiechten und dem vorgelagerten Jura steht völlig senkrecht und auch die Kalkzüge der Partnachschiechten lassen zumeist senkrecht stehende oder steil südlich einfallende Schichten erkennen. Ganz lokal (im Süden des „Reitköpfels“) zeigen sich auch flachere südliche Fallwinkel ( $45^\circ$ ), wobei es sich jedoch möglicherweise lediglich um abgebrochene und verrutschte Schichtköpfe handelt. Im Osten des „Reitgrabens“ oberhalb der Wiese fallen die Schichten sehr steil nördlich ein. Senkrechte oder steile südliche Fallwinkel sind jedoch in dem Partnachzuge als die Regel zu bezeichnen.

An die Partnachschiechten legen sich nun im Süden konkordant und ebenfalls senkrecht stehend oder steil südlich geneigt die Raibler Schichten. Zunächst glimmerführende schwarze Letten, dann braune Sandsteine und schließlich Rauh- wacken, Stinkkalke und Dolomite. Es treten zwar in den Partnachschiechten zu- weilen dem Wettersteinkalk ähnliche Varietäten auf, aber echter Wettersteinkalk wurde zwischen beiden Horizonten nirgends beobachtet. Auf die große Wahr- scheinlichkeit, daß derselbe hier faziell durch die Partnachschiechten mit vertreten ist, wurde bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen und auch die tektonischen Verhältnisse bestätigen durchaus eine derartige Annahme, worauf am Schluß dieses Kapitels noch eingegangen werden soll.

Im Osten des Gebietes sind die Raibler als eine breite Zone entwickelt, an die sich etwa ebenso mächtig der Hauptdolomit anschließt, gegen Westen dagegen scheint der letztere an Mächtigkeit auf Kosten der Raibler zuzunehmen, die hier nur als ein schmales Band in Erscheinung treten. Der Hauptdolomit steht im allgemeinen auch senkrecht oder fällt steil südlich ein und an denselben schließt sich am „Hirschberg“ und „Rauh-Eck“ ein schmaler Streifen der Plattenkalkzone und hierauf das Rhät. Am Südabhang des „Hirschberges“ und des „Rauh-Eck“ biegen nun die Schichten zu einer Mulde um, so daß also die Triasschiechten vom Rhät am „Hirschberg“ bis zu den Partnachschiechten am „Ringberg“ den breiten Südschenkel eines Sattels darstellen, während die Partnachschiechten selbst den Sattelkern bilden, dessen innerster Teil vielleicht vom Muschelkalk eingenommen wird. Der gesamte Nordflügel des Sattels, welcher normalerweise zwischen Lias und Partnachschiechten liegen sollte, ist nicht vorhanden.

Es würde sich mit den Tatsachen nicht in Einklang bringen lassen, wenn man die Ringberg-Linie als eine Überschiebung deuten wollte, denn Jura und Partnachschiechten grenzen mit steiler Fläche aneinander und es liegen keinerlei Anhaltspunkte vor, daß die südliche Scholle über die nördliche hinüberbewegt wurde. Auf Grund der vorliegenden Beobachtungen liegt es am nächsten, sich den tektonischen Mechanismus an dieser Linie so vorzustellen, daß sich die Partnach- schiechten und mit ihnen der ganze Südflügel des Sattels im Gefolge der Auffaltung nach Norden bewegten, wobei die mittel- und obertriassischen Schichten ausgequetscht wurden und die Partnachschiechten mit steiler Fläche an den Lias zu liegen kamen.

Danach bildet also die Trias zwischen „Hirschberg“ und „Ringberg“ ein breites Gewölbe, dessen nördlicher Schenkel völlig ausgequetscht und dessen aus Partnach- schiechten bestehender Gewölbekern auf die Weise gegen den Lias des nördlich folgenden Sattels allmählich herangepreßt wurde. Die Raibler Schollen im Osten vom „Kotlahner Kogel“ und am „Luchs-Eck“ bilden die Reste dieses ausgewalzten Schenkels.

Diese Erklärung der Ringberg-Linie paßt sich am besten den übrigen in dem Gebiete beobachteten tektonischen Bildern an und die vorhandenen Tatsachen lassen nur schwer eine andere Deutungsmöglichkeit zu.

Eigenartig ist bei diesem Gewölbe der stark gestörte Nordschenkel und die auffallend ruhige Lagerung im Südschenkel.

Die Gesteine, welche zwischen Lias und Partnachsichten ausgequetscht wurden, bestehen zum Teil aus weichen Letten und Sandsteinen, die sich der Faltung und Auswalzung gegenüber günstig verhielten. Die festen Raibler Kalke und Rauhacken und insbesondere der hier wohl zweifellos schon mächtigere Hauptdolomit bereiten jedoch dieser Deutung gewisse Schwierigkeiten, und man muß bei dieser Zone intensiver Pressung wohl annehmen, daß auch die härteren Gesteine einem ähnlichen Prozeß unterlagen wie die weicheren, obgleich bei dem Auswalsungsvorgang im einzelnen auch Zerreißen und Abspaltungen mitgewirkt haben mögen, die jedoch auf den Gesamtcharakter des tektonischen Bildes ohne Einfluß blieben. Keinerlei Beweise lassen sich beibringen, die darauf hindeuten, daß es wie an der Flyschgrenze neben Auswalsungen im Gefolge der Faltung auch zu Überschiebungen bzw. Überfaltungen kam. Die gebirgsbildenden Kräfte müssen wohl dort ein noch größeres Maß erreicht haben.

Geht man nun von der Voraussetzung aus, daß das Fehlen des Wettersteinkalkes hier tektonisch bedingt sei, daß derselbe sich also, wenn auch vielleicht nur in geringer Mächtigkeit, ursprünglich zwischen Raiblern und Partnachsichten einschob, so würde für den Nordschenkel nur insofern eine Änderung eintreten, als hier der Wettersteinkalk auch noch mit ausgewalzt wurde. Im Süden müßte man zwischen Partnachsichten und Raibler eine tektonische Linie legen. Keinerlei Merkmale deuten hier nun auf eine solche Störung hin. Vielmehr legen sich die Raibler normal an die Partnachsichten. Außerdem wäre es nicht recht zu verstehen, warum gerade von dem starren Wettersteinkalk mit seiner stark schwankenden Mächtigkeit keine Spur übrig geblieben sein sollte, während die ihn überlagernden weichen Raibler Letten und Sandsteine offenbar in ihrer vollständigen Mächtigkeit erhalten blieben. (Fehlen doch sowohl an der Flyschgrenze wie auch an der Ringberg-Linie keineswegs die Reste der ausgewalzten Schenkel!) Ohne die Kenntnis anderer Profile würde man an dieser Stelle wohl kaum zwischen Raiblern und Partnachsichten eine tektonische Linie vermuten und ich glaube den Verhältnissen am besten gerecht zu werden, wenn ich die Grenze zwischen den beiden Formationen als eine normale ansehe.

Die steil südlich geneigten Hauptdolomitschichten, welche die Nordseite des „Hirschberges“ und des „Rauh-Eck“ aufbauen, erscheinen mit flachen nördlichen Einfallen wieder am Südabhang des „Grün-Eck“. Sie bilden zwischen „Ringberg“ und dem „Bad Kreuth“ also eine breite Mulde, die ihrerseits nun wiederum in eine Anzahl von breiteren und schmäleren wohl ausgeprägten Faltenzügen zerfällt.

Wie schon angedeutet wurde, biegen die Schichten, welche am „Hirschberg“ und am „Rauh-Eck“ einen steilen Sattelflügel bilden, am Südabhang des „Hirschberges“ zu einer Mulde um. Der mit etwa  $45^{\circ}$  geneigte Südflügel derselben ist hier überall in den wohlgebankten Rhätalken gut aufgeschlossen. In ihrem östlichen Fortstreichen gegen „Brunnbichl“ zu ist die Mulde durch das Auftreten eines Streifen Lias gekennzeichnet, der sich im Norden des „Gschwand-Grabens“ findet. Die Muldenachse ist hier also stark östlich geneigt. Der Lias ist nicht sonderlich gut aufgeschlossen. Auf der Wiese, die sich im Norden des „Gschwand-Grabens“



gegen den „Gründ“ zu zieht, finden sich Stücke von Fleckenmergeln und Kieselkalken. Vor allem aber lassen sich im Humus überall die charakteristischen entkalkten liasischen Kieselgesteine nachweisen. Anstehend finden sich die Lias-schichten jedoch nur an den Wegen und Wasserrissen im N.O. des „Gründ“.

An die am Südabhang des „Hirschberges“ in den Rhätschichten verlaufende Mulde schließt sich im Süden ein ebenfalls vom Rhät gebildeter Sattel. Die Umbiegung liegt in dem Sattel zwischen „Silberkopf“ und „Hirschberg“. Im Sattelkern erscheinen die Kössener Mergel. „Silberkopf“ und Südabhang des „Hirschberges“ dagegen werden von den die Mergel überlagernden hellen Rhätkalken gebildet. Beim Abstieg gegen „Hoch-Moos“ ist der Sattel besonders günstig aufgeschlossen und tritt als ein einfach gebautes Gewölbe in Erscheinung, dessen Schenkel etwa mit  $45^{\circ}$  geneigt sind. Die Fortsetzung des Sattels liegt im „Gschwand-Graben“ bei „Brunnbichl“. Hier stehen sowohl im Graben wie auch an den Wegen die Übergangsschichten von Hauptdolomit zum Rhät an, die ihre Fortsetzung in dem Riegel bei „Brunnbichl“ finden. In den unteren Teilen des Baches streichen dieselben ostwestlich, in den oberen macht sich nordwestliches Streichen bemerkbar, wodurch die Gewölbebiegung angedeutet wird. Bei der Kurve 1140 folgen Kössener Schichten mit Fossilien, die auch die Almböden des „Gründ“ und der „Weidberg-Alm“ aufbauen. Eine genaue Grenze gegen die sich im Süden anschließenden dunklen Rhätkalke ist nur schwer festzulegen. Im Norden des Gschwand-Grabens sucht man vergeblich nach den Ablagerungen des Rhät. Die Dolomite und Kalke der Plattenkalkstufe stoßen hier direkt an den Lias. Die rhätischen Ablagerungen sind also ausgewalzt. An den Wegen und auch im Bachbett selbst, etwa im Westen des Punktes 843, finden sich fast nur Dolomite aufgeschlossen. Es ist schwer zu entscheiden, ob diese noch mit in das Plattenkalkniveau, welches hier nur aus einem Wechsel von Kalken und Dolomiten besteht, zu stellen sind, oder ob im Kern des Sattels noch ein Streifen Hauptdolomit zu Tage austritt. Alle im Gschwand-Graben auftretenden Schichten sind steil mit  $60^{\circ}$ — $75^{\circ}$  südlich geneigt. Im Gegensatz zu dem einfachen Bau des Gewölbes am „Silberkopf“ und „Hirschberg“ ist dasselbe also hier nach Norden überkippt. (An dem südlich des „Gründ“ verlaufenden Grat fand ich an einigen Stellen vereinzelte dünne Dolomitbänken. Vielleicht treten also hier, wo der Sattel durchstreicht, Schichten, die älter sind wie das Rhät, aus. Kartographisch ließen sie sich jedoch von den Rhätkalken nicht trennen.)

Von ganz ähnlicher Beschaffenheit ist der nunmehr im Süden folgende Sattel. Auch er verläuft im Westen in den Rhätkalken und stellt hier ein einfaches Gewölbe dar, dessen Nordschenkel, wie oberhalb der „Schwarzentennalm“ deutlich beobachtet werden kann, mit  $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$  und dessen Südschenkel mit  $75^{\circ}$  geneigt ist. Gerade wie im Gschwand-Graben bilden im Osten die Plattenkalke den Sattelkern und sind ebenfalls nach Norden überkippt. Dieselben finden sich im „Pletscherer Graben“ und nehmen außerdem den im Süden desselben liegenden nach „Dorf Kreuth“ verlaufenden Höhenzug ein. Die genauen Abgrenzungen gegen die rhätischen Schichten sind auch hier schwierig.

Die zwischen diesen beiden Sätteln gelegene Mulde macht sich im Westen durch einen Streifen Lias bemerkbar, der zwischen den beiden aus rhätischen Kalken bestehenden riffartigen Emporragungen des „Silberkopfes“ und „Silber-Ecks“ gleichsam eingeklemmt ist. Im oberen „Tiefengraben“ sucht man vergeblich nach seiner Fortsetzung. Die Mulde verläuft hier im Rhät. Im Südosten des „Gründ“ dagegen tritt als Ausfüllung der Mulde nochmal wieder ein Fetzen Lias

in Erscheinung. Derselbe ist schlecht aufgeschlossen und schwer zu umgrenzen, da er eigentlich nur durch die Verwitterungsprodukte der Kieselkalke wahrnehmbar wird. Nur untergeordnet finden sich Fleckenmergel und Krinoidenkalke. Aber immerhin läßt sich doch feststellen, daß zwischen Lias und Plattenkalken nur schmale Rhätzonen verlaufen. Wenn auch die Mächtigkeit des Rhät gewissen Schwankungen unterworfen ist, so müssen zweifellos Reduktionen der Schichten zur Erklärung der Verhältnisse angenommen werden.

Die wenig ausgedehnten Vorkommnisse von Lias im Südosten vom „Hals-Eck“ und im Norden von der „Schwarzentenn-Alm“ deuten nur lokale Einfaltungen an.

Die sich südlich anschließende flache Mulde ist durch ihre große Breite und ihre einfache Lagerung charakterisiert. Der Nordflügel streicht vom Dorfe „Kreuth“ über den „Filzen-Kogel“ nach dem „Tiefen-Graben“. Er ist gekennzeichnet durch das Auftreten der hellen korallenführenden Kalke des oberen Rhät. Über diese legt sich der Lias mit einem Einfallswinkel von  $45-50^{\circ}$ . Die eigentümlichen Kurven, welche die Formationsgrenze beschreibt, sind nicht etwa durch Querstörungen bedingt, sondern durch Biegungen in der Streichrichtung der Schichten. So beobachtet man deutlich, wie die Schichten im „Fenner-Graben“ aus einem ostwestlichen in ein nordwestliches Streichen umbiegen. Ebenso machen sich im unteren „Tiefen-Graben“ nordwestliche Streichrichtungen in den Lias-schichten bemerkbar. Der Südschenkel der Mulde wird von den klar erschlossenen, mit  $55^{\circ}$  nördlich einfallenden Rhätkalken des „Leonhardsteins“ gebildet. Im Liegenden derselben erscheint am „Grün-Eck“ der Plattenkalkhorizont in breiter Entwicklung. In ihm machen sich jedoch mehrere kleinere Faltungen bemerkbar.

Die mit  $75^{\circ}$  einfallenden Rhätschichten und die senkrechte Stellung der dahinter folgenden Plattenkalke bedingen einen lokalen Sattel. Ferner wird der Grat des „Grün-Eck“ von einem deutlichen Sattel mit flachem Nord- und steilem Südschenkel gebildet, an den sich eine in den plattigen Kalken und Dolomiten gut sichtbare Mulde anschließt, unter deren flachen mit  $30-45^{\circ}$  geneigten Südschenkel der Hauptdolomit hervortritt, der etwa vom Jagdsteig ab den ganzen Südhang des „Grün-Eck“ einnimmt.

### Beziehungen zu den um den Schliersee und Spitzingsee gelegenen Gebieten.

Es ist nun wohl angebracht, nach den Beziehungen zu forschen, die zu dem von Dr. DACQUÉ<sup>1)</sup> aufgenommenen und bearbeiteten Gebiet im Osten des Tegernsees bestehen.

Auch hier lassen sich im Süden der Flyschgrenze die beiden bekannten verschiedenartig gebauten Zonen unterscheiden. Im Norden stark gestörte Lagerungsverhältnisse und im Süden einfach zusammengesetzte Mulden und Sättel. Die tektonische Linie, welche beide Gebiete trennt und die von DACQUÉ mit aller Deutlichkeit vom „Rottach- bis zum Leitzachtale“ verfolgt werden konnte, bildet also zweifellos die Fortsetzung der Ringberg-Linie (Tafel XI). Betrachten wir zunächst die zwischen dieser Linie und der Flyschgrenze gelegenen Gebiete. Insbesondere, da die Beziehungen der südlicheren erst nach der Bearbeitung des trennenden „Wallberg-, Setzberg-, Risserkogel-Gebietes“ genauer festgestellt werden können.

Bei flüchtiger Betrachtung scheinen die nördlichen Zonen im Westen und Osten des Tegernsees große Verschiedenheiten aufzuweisen. Diese sind jedoch nur

<sup>1)</sup> Mitteil. d. Geogr. Gesellschaft München 1912.



scheinbar. In Wirklichkeit lassen sich die wichtigeren Faltungs- und Störungs-zonen des Ringberg-Gebietes sehr wohl im tektonischen Aufbau der Berge im Osten des Tegernsees wieder erkennen. Die Festlegung der Zusammenhänge zwischen beiden Gebieten wird noch dadurch wesentlich erleichtert, daß die tektonischen Störungen im allgemeinen eine ähnliche Deutung wie bei DACQUÉ erfahren haben. Im Text ist zwar von einer Schuppungszone die Rede (p. 52) und auch bei den Profilen treten hier und da derartige Gebilde in Erscheinung. Jedoch scheinen dieselben auch für DACQUÉ nur eine untergeordnete Bedeutung zu besitzen, obgleich dahingestellt bleiben mag, ob solche Störungsformen hier bei der größeren Verbreitung der festeren Triasgesteine nicht vielleicht eine gewisse Geltung erlangen könnten.

Die im Ringberg-Gebiet am besten ausgeprägte Sattelzone zwischen „Weißach“ und dem „Söllbache“ ist mit vollkommener Sicherheit im Osten des Tegernsees wiederzuerkennen und streicht vom „Baumgartenberg“ über den „Brunstkogel“ und „Hirschgröhr-Kopf“ ins „Leitzachtal“ hinunter. Die Raibler Schichten, welche im nördlichen „Ringberg-Graben“ und „Reiben-Graben“ nur einen wenige Meter breiten Zug bilden, schwellen im Osten zu einer breiten Zone an, die durch ein am „Prinzenweg“ und „Hirschgröhr-Kopf“ eingefaltetes Hauptdolomitband nochmals wieder in zwei Spezialsättel zerlegt wird. Auch der Hauptdolomit gewinnt am „Baumgartenberg“ erheblich an Ausdehnung, so daß hier der Sattel in viel größerer Breite in Erscheinung tritt, um sich dann am „Brunstkogel“ und im Osten des „Schliersees“ wieder mehr zu verschmälern. Viel deutlicher noch als wie am „Ringberg“ ist hier die tektonische Störung am Nordschenkel des Sattels ausgeprägt. Während am „Ringberg“ zumeist lediglich die wenig mächtigen Rhätschichten zwischen Hauptdolomit und Lias fehlen und nur auf eine kurze Strecke die Raibler Schichten als Sattelkern hervortreten, stoßen im Osten vom Tegernsee die Raibler überall an die jüngeren Bildungen, die zum Teil aus Lias oder auch aus oberem Jura und Neocom bestehen. Nirgends konnte hier von DACQUÉ der Nachweis einer Überschiebung gebracht werden. Die verschiedenartigen Schichten grenzen vielmehr gerade wie am „Ringberg“ mit steil südlich geneigter Fläche aneinander (l. c. S. 53, 54). Auch die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse am „Brunstkogel“ (l. c. S. 53) werden nicht als Überschiebung gedeutet. (Dieselben könnten sich dann wohl am ehesten durch Querverwerfungen erklären lassen!) DACQUÉ stellt nun diese tektonische Störungslinie, was ihre Bedeutung anbetrifft, der südlicheren Hauptstörungslinie und der Flyschgrenze gleich. Aber schon am „Ringberg“ sehen wir, wie dieselbe an Bedeutung verliert, da zumeist nur die schwach entwickelten Rhätschichten und vielleicht noch ein Teil des Hauptdolomites fehlen. Insbesondere muß auch deshalb schon die Ringberg-Linie und deren Fortsetzung nach Osten für wichtiger angesehen werden, da sie ja zwei tektonisch und stratigraphisch verschiedenartig gebaute Gebiete trennt. Aus ähnlichen Gründen ist auch naturgemäß der Flyschgrenze eine größere Bedeutung beizumessen.

Nördlich und südlich des Sattels am „Baumgartenberg“ lassen sich, abgesehen von unbedeutenderen Faltungen und Störungen, die Grundzüge des tektonischen Aufbaues im Westen und Osten des Tegernsees leicht miteinander in Zusammenhang bringen.

Der aus Hauptdolomit und Plattenkalk zusammengesetzte Sattel, welcher am „Lähnen-Kopf“ und „Westernberg“ deutlich in Erscheinung tritt und sich auch trotz der verworrenen Lagerungsverhältnisse im Osten des „Schliersees“ wiedererkennen läßt, bildet die Fortsetzung des Sattels mit dem muldenförmig eingebogenen Sattel-

first im Süden der „Ringspitz“. Die Aptychenkalkmulde zwischen diesem und dem „Ringspitz-Sattel“ wird zwischen „Baumgartenberg“ und „Lähnenkopf“ sowie in ihrem

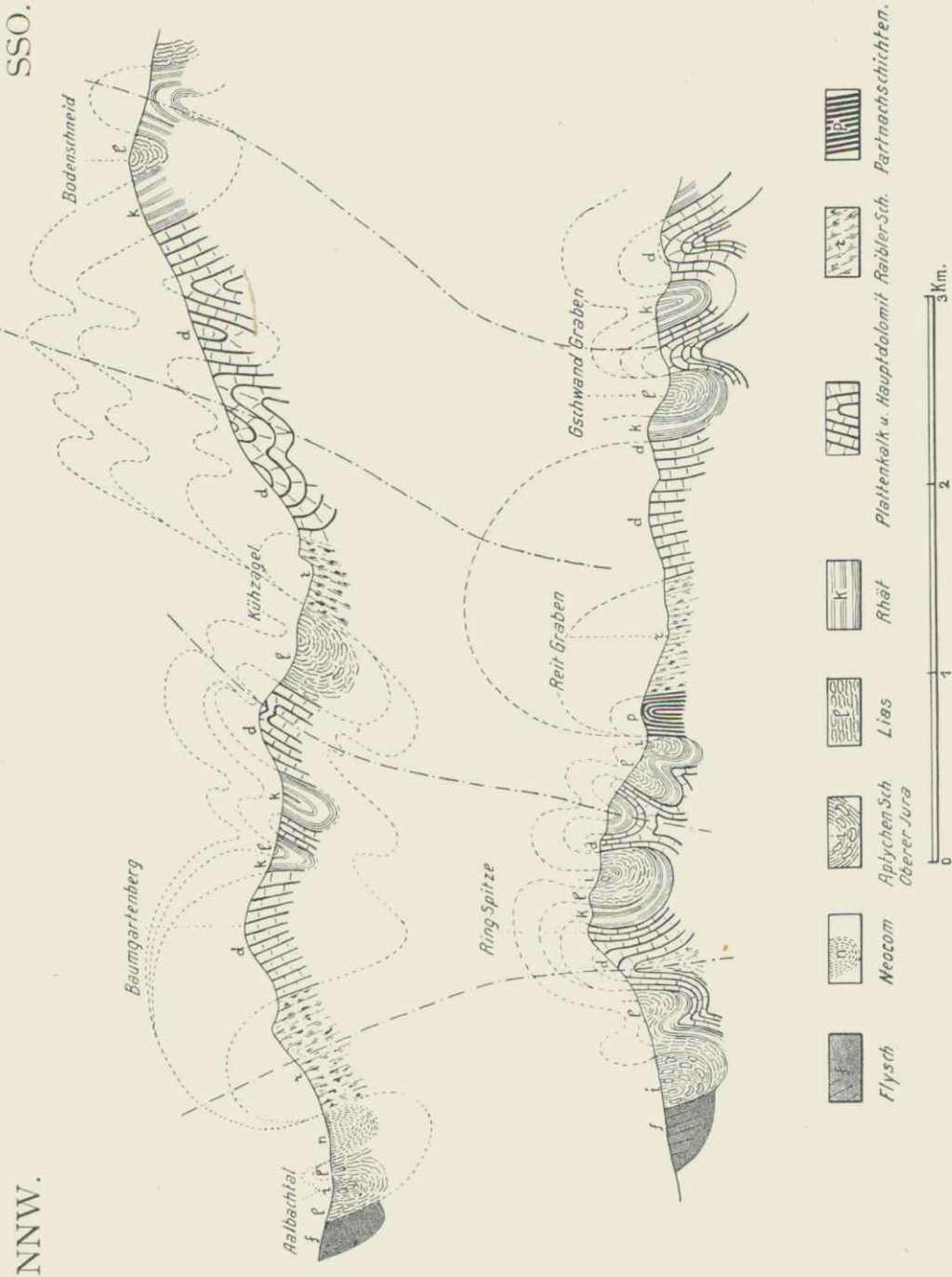


Fig. 4. Vergleichende Übersicht der Falten östlich der Rottach und westlich der Weißbach.

östlichen Fortstreichungen fast ganz aus Rhät aufgebaut. Nur südlich vom Baumgartenberg findet sich eine kleine Scholle Lias, welche die Lage des Muldentiefsten andeutet.

Die durch das Auftreten des Tegernseer Marmors am „Ringberg“ charakterisierte südlichste Mulde der kalkalpinen Vorzone, welche hier in eine ganze Anzahl von



Spezialfaltungen zerfällt, läßt sich mit aller Deutlichkeit östlich der Weißach vom Rottach- bis zum Aurachtal verfolgen. Abgesehen davon, daß beide synclinal gelagerte Jurabänder im Süden an die gleiche Hauptstörung stoßen, wird ihre Zusammengehörigkeit noch dadurch gekennzeichnet, daß sich auch hier bei „Neuhaus“ im S.O. von „Fischhausen“ oberer Jura in der Fazies des Tegernseer Marmors vorfindet (l. c. S. 31, 32).

Der zuerst erwähnte Sattel, welcher vom „Baumgartenberg“ zum „Brunstkogel-Hirschgröhr-Kopf“ und zur „Kegelspitz“ streicht, ist von der Flyschgrenze durch eine stark gestörte Mulde getrennt, die sich aus Lias, oberem Jura und Neocom aufbaut und sowohl ihre Zusammensetzung wie auch ihre Breite verschiedentlich ändert (l. c. S. 57—59). Ihre Fortsetzung ist unschwer in der Aptychenkalkmulde im Norden der Ringspitz zu erkennen, die am linken Söllbachufer in den Lias-schichten weiterstreicht. Die zwischen Jura und Flysch am Nordabfall der „Ringspitz“ eingeklemmten Schollen von Raibler Rauhwacken bringen durchaus die Bestätigung der Annahme von DACQUÉ, daß zwischen Lias und Flysch ursprünglich noch Triasschichten vorhanden waren. Die Rauhwacken an der „Ringspitz“ sind Reste dieses ausgequetschten Muldenflügels, der den Südschenkel des Sattels im „Söllbach“ bildet, welcher im Norden des „Geiger- und Fockensteins“ wiederum eine größere Bedeutung erlangt. Von Wichtigkeit ist nun, daß sich weder von diesem Sattel noch von der über den Flysch bewegten Mulde des „Sattelkopfes“ irgendwelche Spuren im Osten des Tegernsees auffinden lassen.

Ferner sind trotz des außerordentlich unregelmäßigen und vielfach gebogenen und gekrümmten Verlaufes der Flyschgrenze keinerlei positive Anzeichen für eine Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch beobachtet worden. Lediglich eine winzige Scholle von Aptychenkalk bei „Ober-Leiten“ südlich von „Schliersee“ kann vielleicht als Beweis hierfür angesehen werden.

Der breite Sattel des „Hirschberges“ und des „Rauh-Eck“, dessen Nord-schenkel an der Ringberg-Linie völlig ausgequetscht ist, findet sich mit aller Deutlichkeit im Osten des „Rottachtales“ wieder. Auch hier besteht der erhaltene Süd-schenkel des Sattels aus Raiblern und mächtig entwickeltem Hauptdolomit, Plattenkalk und Rhät. Eine ganze Reihe von Spezialfalten wurden hier von DACQUÉ kartiert, die am „Hirschberg“ und „Rauh-Eck“ auch vorhanden sein mögen, jedoch nicht nachgewiesen werden konnten. Zwischen „Weißach“ und „Söllbach“ erscheinen als Sattelkern überall die Partnachsichten, während im Osten des „Rottachtales“ am gestörten Sattelschenkel die Raibler an den Jura grenzen. Lediglich bei „Erlach“ und „Gutfeld“ im Osten von „Hagrain“ finden sich zwei isolierte Schollen von Muschelkalk, die als Sattelkern aufgefaßt werden müssen, der im „Kühzägelbach“ bereits nicht mehr an die Oberfläche tritt.

Die breite Mulde zwischen „Hirschberg“ und „Grün-Eck“, deren Nord- und Südflügel aus Hauptdolomit gebildet wird, findet sich auch im Osten der „Rottach“ wieder. Dieselbe zerfällt, abgesehen von kleineren Faltungen und Fältelungen, in drei Rhät-Lias-Jura-Mulden (l. c. S. 50—52). Die nördlichste derselben entspricht der Mulde, welche den Südabhang des „Hirschberges“ bildet und bei „Brunnbichl“ durch einen Liasstreifen kenntlich wird. Die mittlere, welche durch den „Spitzingsee“ hindurchstreicht und an der „Bodenschneid“ mit der nördlichen zusammenläuft, finden wir zwischen „Silberkopf“ und „Silber-Eck“ wieder. Die südlichste ist durch ihre größere Breite den beiden nördlicheren gegenüber gekennzeichnet und läßt sich mit aller Deutlichkeit über „Recherstein“, „Rotwand“, „Rotkopf“ nach

dem „Filzenkogel“ und in den „Schwarzenbach“ verfolgen. Die Grundelemente im tektonischen Bauplan des im Süden der Ringberg-Linie gelegenen Gebietes kehren also auch im Osten der „Rottach“ wieder. Die genaueren Beziehungen müssen sich durch die Bearbeitung des „Wallberg-, Setzberg-, Risserkogel-Gebietes“ ergeben.

Am Schlusse dieses Kapitels soll nicht versäumt werden, noch auf eine nicht unwichtige Beziehung zwischen beiden Gebieten hinzuweisen, durch welche die Frage nach der Entstehung des Weißbach-Tales angeschnitten wird. Verbindet man die im allgemeinen ostwestlich streichende Ringberg-Linie mit ihrer Fortsetzung im Osten der Rottach, so beschreibt man eine nicht unwesentliche Kurve, die im Norden des Hauptdolomites vom „Wallberg“ vorbei durch das Weißbach-Tal nach Enterbach zieht. Es liegt also eine ähnliche Unregelmäßigkeit in der Streichrichtung der Schichten vor, wie wir sie an der „Ringspitz“ finden. Das östlich der Rottach gelegene Gebiet ist weiter nach Norden vorgerückt.

An der „Ringspitz“ hat diese Bewegung, die nichts anderes bedeutet als eine durch den tangentialen Südschub hervorgerufene Vorwärtsbewegung östlicher Massen gegen die angrenzenden westlichen, in dem Hauptdolomit-Sattel im Westen von Weißbach nur eine Beugung hervorgerufen, während an der Flyschgrenze eine Querverwerfung entstand. Erklärt man nun die zwischen „Schärfen“ und dem östlichen „Rottachtale“ gelegene Unregelmäßigkeit durch eine Querverwerfung, so muß sich dieselbe, falls sie noch nördlich vom „Wallberg“ liegt, im Wallberg-Gebiet auffinden lassen oder aber, falls sie mit dem Weißbach-Tale selbst zusammenfällt, müssen durch die Kartierung des östlichen Weißachtalrandes sichere Beweise für ihr Vorhandensein beigebracht werden. Nimmt man nun lediglich Beugung an, die durch das Umbiegen der Schichten im östlichen „Baumgartenberg“ nach Nordosten sowie durch den nordöstlichen Verlauf der Flyschgrenze gegen den Tegernsee zu sehr wahrscheinlich gemacht ist, so ist doch immerhin auffallend, daß die Talbildung gerade an dieser Stelle vor sich ging und es liegt durchaus im Bereiche der Möglichkeit, daß durch die Beugung Zerrüttung und Auflockerung der Schichten verursacht und dadurch den erodierenden Agentien ein Angriffspunkt für ihre Tätigkeit gegeben wurde. Ein Zusammenhang der Weißbach-Tegernseer Einfurchung mit tektonischen Vorgängen ist also wenigstens für diesen Abschnitt des Tales durchaus nicht abzuleugnen. Staffelförmige Einbrüche, die eine tektonische Entstehung des Tegernseer Beckens erklären würden, sind in der Umrahmung desselben bisher nicht nachgewiesen. Ebenso fehlen derartige tektonische Erscheinungen, soweit bis jetzt bekannt ist, bei den von Süden in das Becken einmündenden Tälern.



# Inhalts-Übersicht.

	Seite
Vorwort . . . . .	173
Stratigraphischer Teil	
Partnachsichten . . . . .	173
Raibler Schichten . . . . .	177
Hauptdolomit und Plattenkalk . . . . .	178
Rhät . . . . .	180
Lias und oberer Jura . . . . .	182
Kreide . . . . .	187
Flysch . . . . .	187
Diluvium . . . . .	191
Tektonischer Teil.	
I. Das Gebiet im Norden der Ringberg-Linie . . . . .	193—205
Allgemeine tektonische Betrachtungen . . . . .	193—195
Die Faltungs- und Störungszonen im Norden der Ringberg-Linie . . . . .	195—201
Der Verlauf der Flyschgrenze und die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch . . . . .	201—203
Die Raibler Rauhwacken an der Flyschgrenze am Nordabhang der Ringspitze	203—205
II. Die Ringberg-Linie und das Gebiet im Süden derselben . . . . .	205—209
Allgemeine Lagerungsverhältnisse . . . . .	205
Der Verlauf der Ringberg-Linie und ihre tektonische Deutung . . . . .	205—207
Ist das Fehlen des Wettersteinkalkes stratigraphisch oder tektonisch bedingt? (Vgl. auch S. 177) . . . . .	207
Die Faltenzüge im Süden der Ringberg-Linie . . . . .	207—209
Beziehungen zu den um den Schliersee und Spitzingsee gelegenen Gebieten . . . . .	209—213
Die Zusammenhänge der kalkalpinen Vorzone im Westen und Osten des Tegernsees	209—212
Der tektonische Aufbau des Gebietes zwischen Hirschberg und Leonhardstein im Vergleich mit den Faltenzügen östlich der Rottach . . . . .	212—213
Zur Entstehung des Weißbachtals . . . . .	213

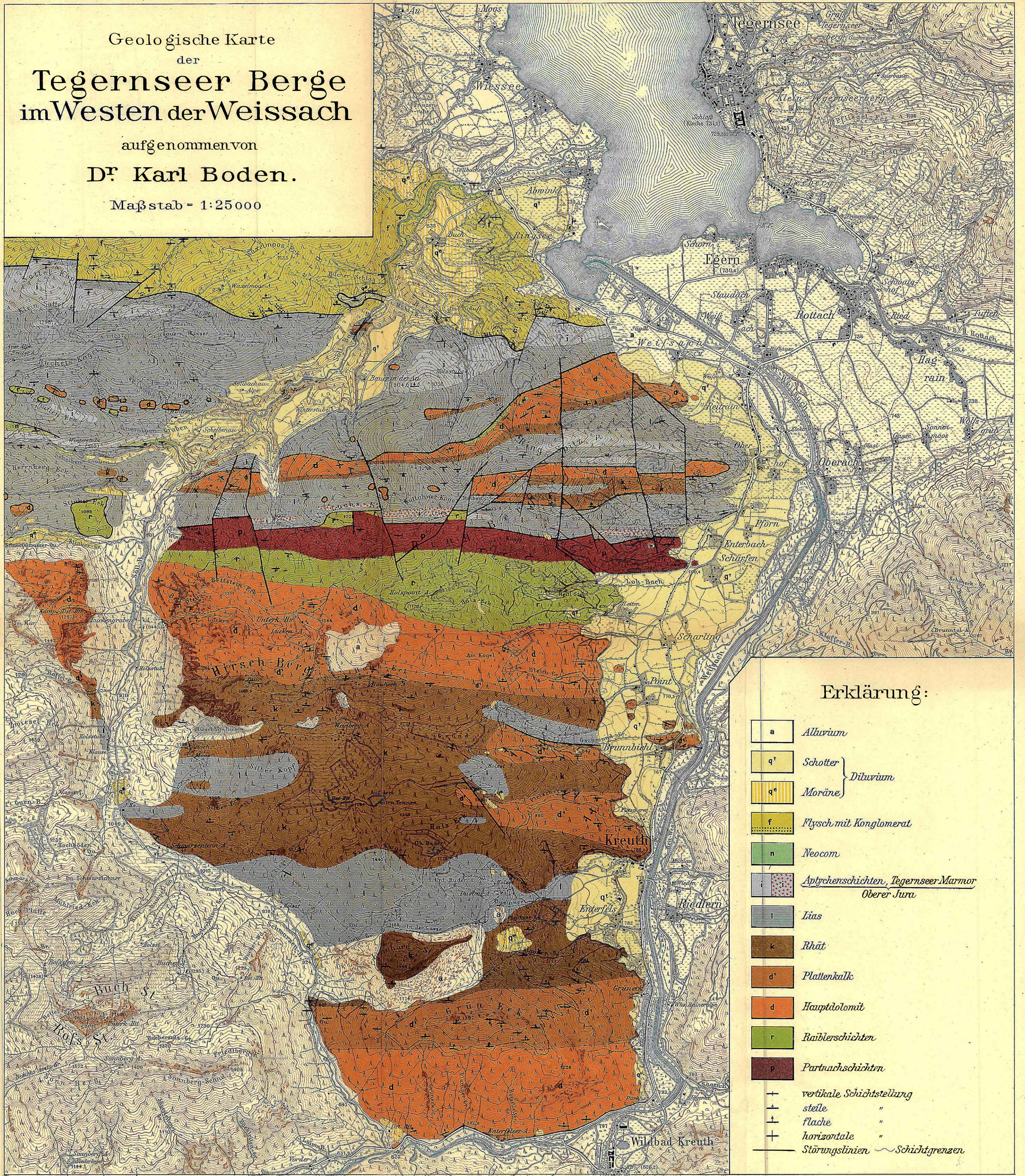




# Geologische Karte der Tegernseer Berge im Westen der Weissach

aufgenommen von  
**Dr. Karl Boden.**

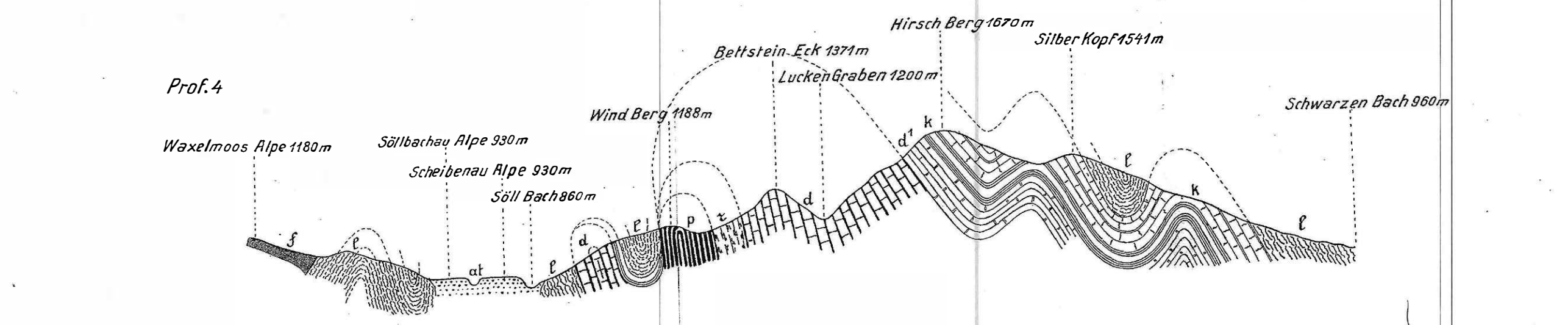
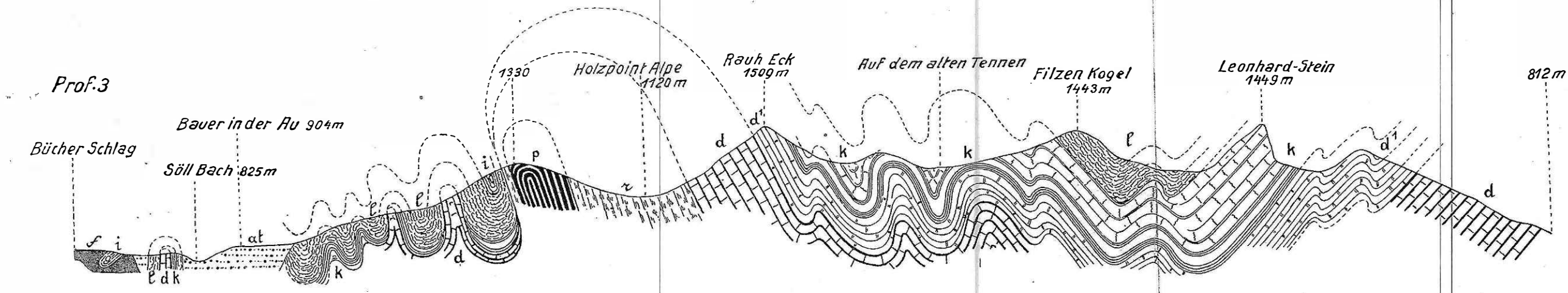
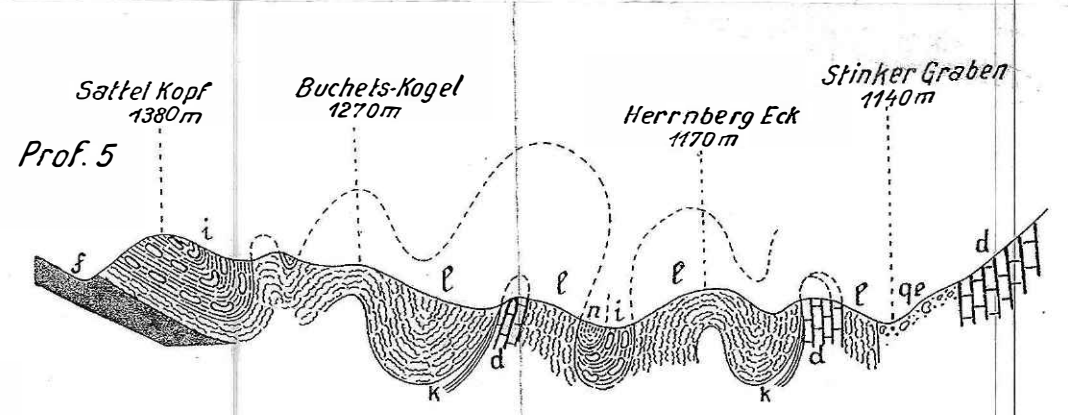
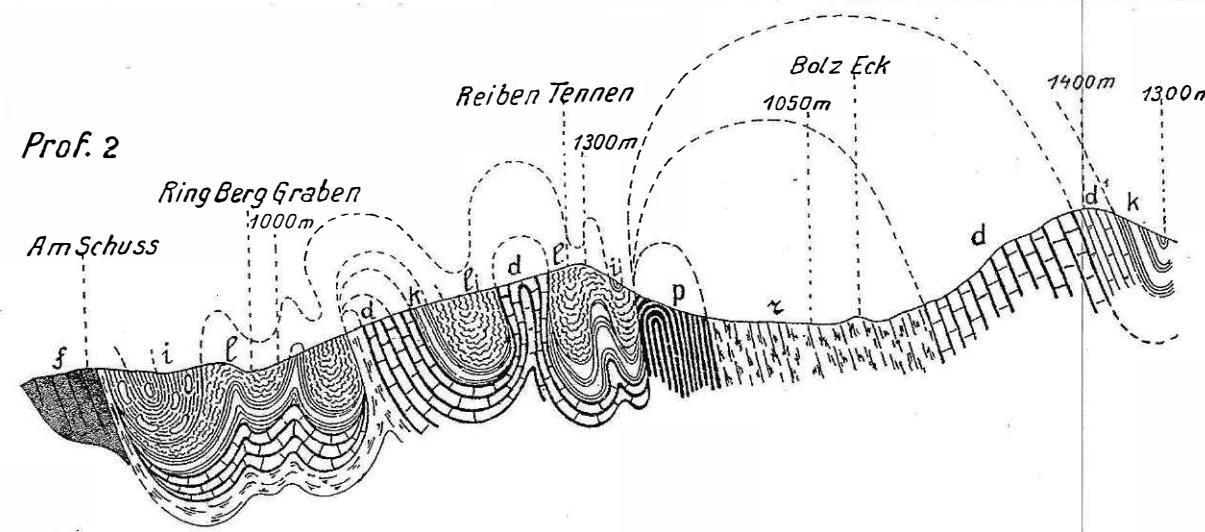
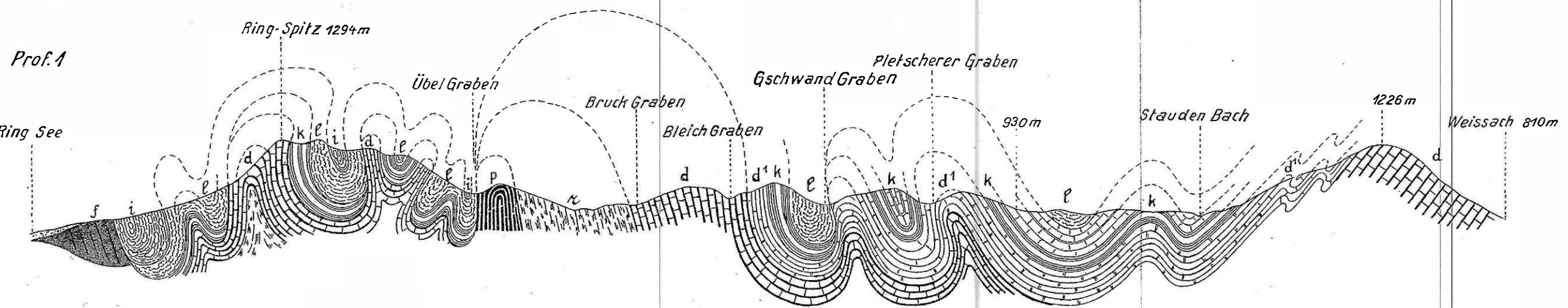
Maßstab = 1:25000



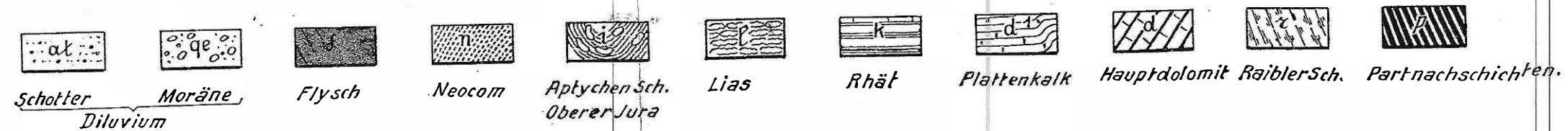
## Erklärung:

- a Alluvium
- q' Schotter
- q'' Moräne
- f Flysch mit Konglomerat
- n Neocom
- . Aptychenschichten, Tegernseer Marmor  
Oberer Jura
- l Lias
- k Rhät
- d' Plattenkalk
- d Hauptdolomit
- r Rablerschichten
- p Partnachschichten
- + vertikale Schichtstellung
- + flache "
- + horizontale "
- Störungslinien ~ Schichtgrenzen

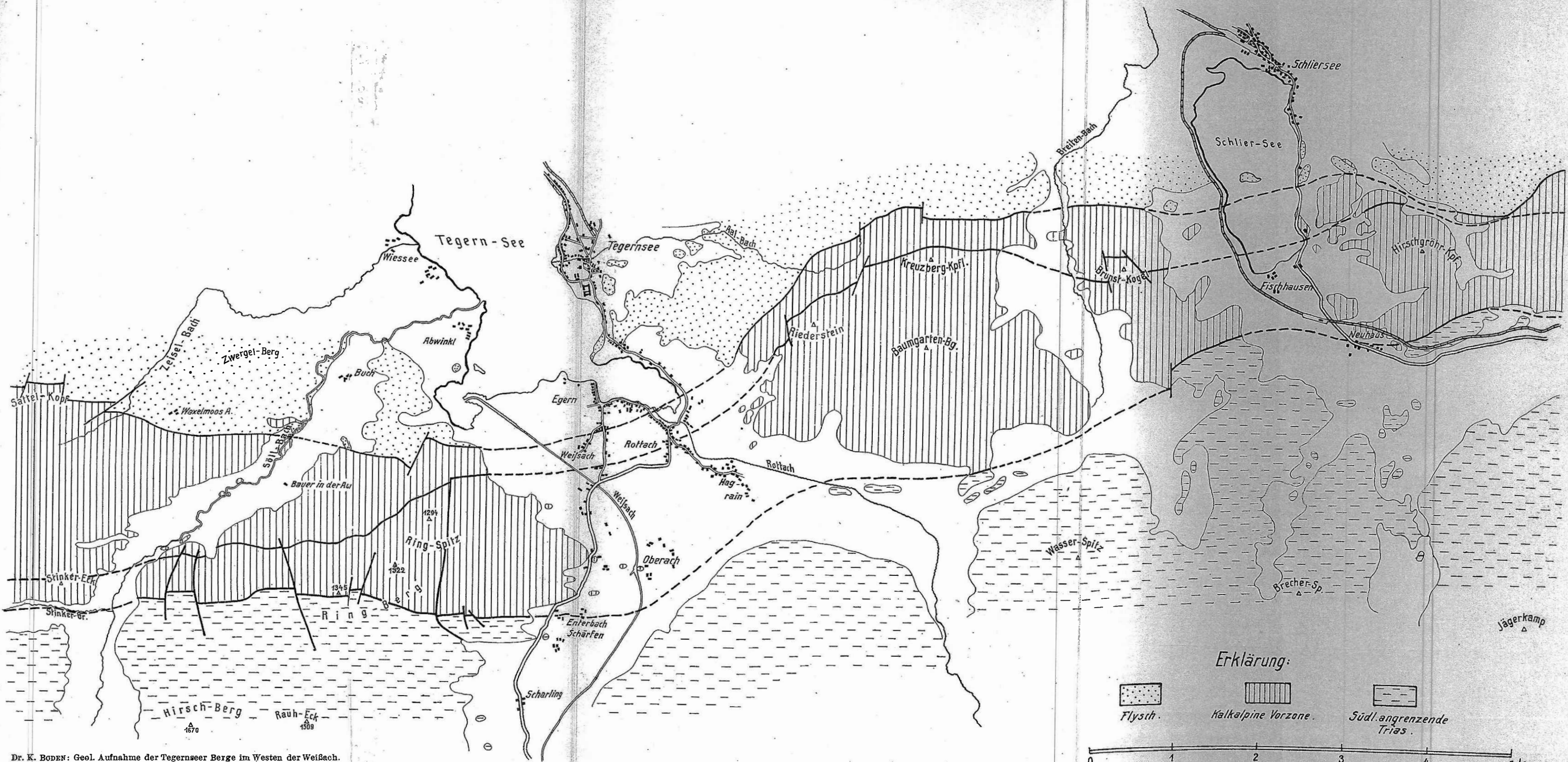




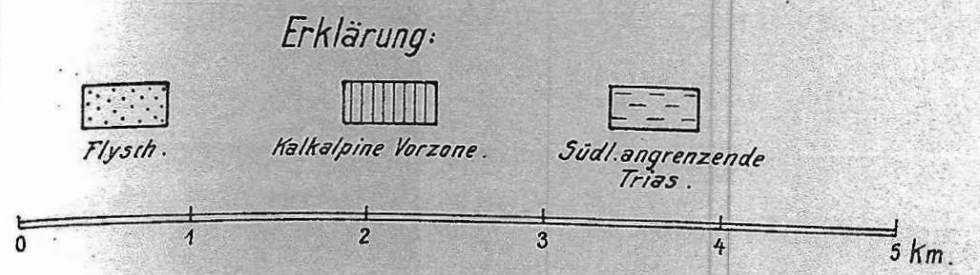
M: 1:25000







Dr. K. BODEN: Geol. Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach.



Tektonische Übersichtskarte der kalkalpinen Vorzone im Gebiet des Tegernsee's und Schliersee's.



# Landwirtschaftliche Bodenkarte des Gutes Gelchsheim in Unterfranken.

Von

**Hermann Knauer,**

Kgl. Oberleutnant a. D., Gutsbesitzer,

und

**Joseph Weigert,**

Assistent am landwirtschaftl. Laboratorium und Versuchsfeld der Kgl. Technischen Hochschule München.

(Hierzu 4 Textabbildungen und 1 Bodenkarte 1 : 5000.)

Mit einem Vorwort von Geh. Hofrat Prof. Dr. C. Kraus, München.

## Vorwort.

Wenn vom praktischen Landwirt verlangt wird, er solle seinen Boden nicht nur beiläufig, sondern hinsichtlich der Gesamtheit aller für Leistung, Behandlung und Benützung maßgebenden Eigenschaften genau kennen, so ist diese Kenntnis ja manchmal unschwer zu gewinnen, in den meisten Fällen aber ist die Anforderung der genauen Bodenkenntnis leichter gestellt als erfüllt. Vermutlich würde auch öfter derjenige, der diese Bodenkenntnis vom Landwirt verlangt, in einige Verlegenheit kommen, wenn er dem an Stelle des Landwirts zu genügen hätte. Und praktisch ist es mit der Bodenkenntnis allein noch nicht abgetan. Diese ist nur die Unterlage für die Nutzenanwendung, weshalb sich sofort die Frage erhebt, welche Schlußfolgerungen für die Praxis der Kultur aus der Kenntnis der Böden abzuleiten sind.

Ohne Zweifel führt den auf seinem Grund und Boden jahrelang wirtschaftenden Landwirt die Erfahrung mehr und mehr zur Erkenntnis der Besonderheiten des Bodens auf den einzelnen Grundstücken, so, wie sich diese Eigentümlichkeiten unter den örtlichen klimatischen Bedingungen und bei der örtlichen Art der Bodenbewirtschaftung äußern. Man wird aber nicht sagen können, daß die lokale praktische Bodenkenntnis allen vom praktischen Standpunkt aus zu stellenden Anforderungen schlechthin zu entsprechen und alle für die Nutzbarkeit belangreichen Punkte in der erwünschten Genauigkeit zu umfassen braucht. Es sind ohnehin zur näheren Aufklärung über die Bodeneigenschaften auch mancherlei Hilfsmittel anzuwenden, die der Praxis weniger zugänglich sind. Ferner darf auch nicht vergessen werden, daß Feststellungen, die wesentlich über die nächsten praktisch möglichen Ermittlungen hinausgehen, ein namhaftes Maß von wissenschaftlicher und praktischer Spezialkenntnis und Spezialerfahrung auf dem Gebiete der wissenschaftlichen und praktischen Bodenkunde und eine Spezialschulung in diesen Arbeiten voraussetzen, wie sie nur durch eingehende wissenschaftliche und praktische Beschäftigung mit

der Sache erworben werden kann. Man darf aus vielfacher Erfahrung heraus behaupten, daß in den meisten Fällen die genaue Aufnahme der Bodenverhältnisse eines Gutes durch den Spezialexperten, mit den sich anschließenden Untersuchungen, dem daselbst wirtschaftenden Landwirt so manche, ihm bisher nicht bekannte oder zu wenig beachtete oder unrichtig erfaßte praktisch wichtige Vorkommnisse aufzeigen, daß ihm die genaue Betrachtung der Bodenverhältnisse seines Gutes an der Hand systematischer Aufnahmen, niedergelegt in einer Bodenkarte, recht viel Lehrreiches bieten und für den Betrieb viele Anregungen bringen wird. Man ist z. B. vielfach wenig unterrichtet über Untergrundsverhältnisse, wie aus dem gar nicht so seltenen unrichtigen Vorgehen bei Tiefkultur zu ersehen ist. Genaue Unterscheidung des Bodencharakters gibt manche Winke für die Bearbeitung, die mechanischen und chemischen Bodenuntersuchungen geben mancherlei Anhaltspunkte für die Düngung, und ganz besonders ist letzteres der Fall, wenn mit den Bodenarten eines Gutes Gefäßdüngungsversuche, auch örtliche Düngungsversuche, vorgenommen wurden u. s. w. Es wird also auch dem örtlich erfahrenen Landwirt nicht an Anlaß fehlen, bei der Handhabung des Betriebes die Bodenkarte zu Rate zu ziehen, vorausgesetzt, daß diese alle landwirtschaftlich wichtigen Einzelheiten möglichst berücksichtigt, und daß die nötigen Ergänzungen des Kartenbildes durch den entsprechend abgefaßten begleitenden Text geboten sind.<sup>1)</sup>

Ist aber schon für einen Landwirt, der mit den Bodenverhältnissen seines Gutes in langer Praxis vertraut ist, aus genauen Aufnahmen und Untersuchungen der Bodenverhältnisse eine wesentliche Bereicherung der unmittelbar sich ergebenden praktischen Kenntnisse zu erwarten, so müssen landwirtschaftliche Bodenkartierungen noch mehr in den zahlreichen Fällen erwünscht sein, in denen der Landwirt mit anderen als den gewohnten Bodenverhältnissen zu tun bekommt, zu deren Beurteilung ihm die eigenen Erfahrungen fehlen, oder auch zu deren näheren Prüfung im gegebenen Falle Zeit und Gelegenheit mangeln. Daß für kulturtechnische Unternehmungen, Flurbereinigungen, für den landwirtschaftlichen Wanderlehrendienst und eine Reihe weiterer Zwecke landwirtschaftliche Bodenkarten von größter Bedeutung sind, soll hier nicht näher erörtert werden. Es sei nur noch darauf hingewiesen, daß geologische und auch sogenannte agrogeologische Aufnahmen zwar eine Unterlage für die landwirtschaftlichen Bodenkartierungen bilden, daß aber diese durch jene nicht entbehrlich gemacht werden. Solange Bodenkarten nicht vorliegen, sind ja schon agrogeologische und selbst rein geologische Übersichts-

<sup>1)</sup> Das Wesen der „landwirtschaftlichen“ Bodenkarte nebst Text ist also damit nicht erschöpft, daß die Verteilung der Bodenarten aufgezeigt und die einzelnen Bodentypen durch Untersuchungen gekennzeichnet werden, vielmehr hat die landwirtschaftliche Bodenkarte mit Text wesentlich weiter gehenden Anforderungen zu genügen. Zu den rein pedologischen müssen hier die agronomisch-pedologischen Gesichtspunkte im weitesten Sinne kommen. Das Bedürfnis der praktischen Landwirte geht nicht darauf hinaus, daß sie an und für sich über die Verhältnisse ihres Gutes nach Art und Vorkommen der Böden unterrichtet sein wollen, als vielmehr, daß sie erfahren wollen, in welcher Weise sie ihre Böden zweckmäßig behandeln, namentlich auch, wie sie dieselben düngen sollen. Für solcherlei Verwertungen der Bodenaufnahmen — nebst den Ergebnissen der verschiedenen Bodenuntersuchungen und ergänzt durch weiteres erforderliches Material, wie die Ergebnisse von Gefäßversuchen und örtlichen Düngungsversuchen, die örtlichen Erfahrungen über die seitherigen Bebauungsmaßnahmen u. s. w. — machen die rein pedologischen Erhebungen und Untersuchungen nur die eine Kategorie der notwendigen Unterlagen aus; und die Brauchbarkeit dieser Erhebungen ist selbst wieder dadurch bedingt, ob sie die agronomischen Gesichtspunkte richtig und ausreichend berücksichtigt und wirklich praktisch brauchbare Charakterisierungen der Böden geliefert haben.



karten von wesentlichem Nutzen für den bodenkundlich ausreichend geschulten Landwirt, der die Karte in der für seine Verhältnisse in Betracht kommenden Richtung durch eigene Untersuchungen zu ergänzen vermag. Und diese geologischen Vorarbeiten sind für landwirtschaftlich-bodenkundliche Zwecke als Unterlage um so wertvoller, je mehr sie nach Tunlichkeit auf Agronomisches speziell Rücksicht nehmen. Es werden alle diese Arbeiten und damit die Nutzbarmachung geologischer Untersuchungen für landwirtschaftliche Zwecke am meisten gefördert sein, wenn sich dabei der Geologe und der bodenkundlich wissenschaftlich und praktisch geschulte Landwirt wechselseitig in die Hände arbeiten.

Die den gegebenen klimatischen und wirtschaftlichen Bedingungen entsprechende Beurteilung der Böden in einigermaßen befriedigendem Maße schließt recht schwierige Aufgaben in sich. Die Zurückführung aller der überaus mannigfachen Eigenschaften der Böden und der chemischen, physikalischen und biologischen Vorgänge in ihnen auf einen einzelnen Faktor als Maßstab für den Produktionswert ist ja nicht möglich, und die wissenschaftlich-bodenkundlichen Forschungen in Richtung der speziellen Bodenkunde stehen erst in den Anfängen der Entwicklung. Auf der anderen Seite ist das praktische Bedürfnis der Bodenbeurteilung ein so dringliches und unaufschiebbares, daß uns die derzeitigen Mängel in der wissenschaftlichen Bodenkenntnis der Bemühung nicht entheben können, den praktischen Untersuchungen unter Heranziehung aller irgendwie brauchbar erscheinenden Anhaltspunkte und Hilfsmittel Rechnung zu tragen, auch wenn dabei zu solchen zu greifen ist, denen ein besonderer wissenschaftlicher Charakter nicht gerade zuerkannt werden kann, wenn sie eben nur zur Annäherung an die angestrebten praktischen Ziele mit verwertbar erscheinen. Mit dem Fortgange der wissenschaftlichen bodenkundlichen Forschungen wird sich ja die Bodenbeurteilung sicherlich noch auf wesentlich bessere Grundlagen stellen lassen als gegenwärtig möglich erscheint.

Der Ausgang unserer Art der Bodenbeurteilung ist derselbe wie bei der praktischen Beurteilung überhaupt: das Bodenmaterial, so wie es sich unmittelbar der Beobachtung darbietet oder durch einfache Hilfsmittel näher bestimmbar ist. Der Charakter, den das Bodenmaterial durch seine Mischungsbestandteile, durch das Mischungsverhältnis und die Art der Durchmischung, d. h. durch die aus der Art, den Mengen-, Größen-, Form- und Verteilungsverhältnissen der Bestandteile und aus den Wechselbeziehungen der Gemengteile entspringenden Eigenschaften erhält, verleiht in Wechselwirkung mit den begleitenden Umständen (wie Tiefgründigkeit, Untergrundsverhältnisse, örtliche Lage, Kulturzustand u. s. w.) einem bestimmten Boden einen bestimmten örtlichen, durchschnittlichen Produktionswert, der sich in der Art der zum Anbau geeigneten Gewächse und in der durchschnittlichen Menge und Güte und Sicherheit der Ernten ausdrückt. Welche Bodenqualitäten bei bestimmter Art der Ackerbewirtschaftung örtlich diesen oder jenen Früchten am meisten entsprechen, ist dem erfahrenen Landwirt wohl bekannt, wenn er auch meistens die betreffenden Bodenverhältnisse nicht scharf genug charakterisiert und darnach die Bodenbesonderheiten in der Bezeichnungsweise meistens zu wenig zum Ausdruck bringt. Es ist dadurch sehr häufig erschwert, zu verstehen, welche Art von Boden eigentlich gemeint ist — ein Verhältnis, das übrigens auch recht häufig bei Angaben über die Bodenbeschaffenheit bei Düngungs- und Anbauversuchen anzutreffen ist. Wie wenig Bezeichnungen als Sand, lehmiger Sand, Lehm, Löß u. s. w. zur Kennzeichnung eines bestimmten Bodens zureichen,

ist ja unschwer festzustellen, kommt aber in vollem Maße doch erst zur Kenntnis, wenn man Gelegenheit hat, ein sehr vielseitiges und mannigfaches Bodenmaterial zu vergleichen. Übung und Erfahrung in diesen Dingen, wie jene nur auf Grund der Prüfung eines recht vielseitigen Bodenmaterials zu gewinnen sind, schärfen den Blick und ermöglichen genauere Differenzierungen; sie eröffnen zugleich eine bessere Einsicht in das Verständnis dieser oder jener Eigentümlichkeiten der Böden und der sich daraus ergebenden Verschiedenheiten in ihrem praktischen Verhalten. Sehr häufig kann in praktisch sehr wichtigen Punkten der Charakter der Böden nach dem gegenwärtigen Standpunkt der wissenschaftlichen Bodenkunde überhaupt nur unmittelbar aus dem Bodenmaterial selbst ermittelt werden; sehr oft handelt es sich um Besonderheiten, die man am Material sofort wahrnimmt, die aber wissenschaftlich nur durch weitschweifige Untersuchungen oder auch gar nicht bestimmt werden können.

Die mechanischen und chemischen Analysen erweitern und vertiefen die Einsicht, sie vermehren die Anhaltspunkte für die Bodenbeurteilung und lassen oft Unterschiede und Besonderheiten erkennen und verstehen, welche durch die praktischen, wenn auch erheblich verfeinerten Prüfungen allein nicht bestimmbar sind. Die Ergebnisse der mechanischen und chemischen Analyse müssen aber immer miteinander und mit dem Bodenmaterial verglichen werden, da sonst unter Umständen aus den Untersuchungen ganz falsche Schlüsse gezogen werden. Die schematische Anwendung der Ergebnisse der mechanischen Analyse wäre vorweg widersinnig, und noch weniger können sie für sich allein den Ausschlag geben. Die Art der Mischung der Bestandteile, der nähere, durch die mechanische Analyse nicht bestimmbare Charakter derselben, die aus der Wechselwirkung der Eigenschaften der einzelnen Gemengteile hervorgehenden Beeinflussungen der Mischung als solcher können die größten Unterschiede bei Böden von anscheinend einerlei mechanischer Zusammensetzung bedingen. Gleichwohl läßt sich daraus die Wertlosigkeit der mechanischen Analyse keineswegs ableiten. Diese gewährt vielmehr bei richtiger, den Besonderheiten des einzelnen Falles angemessener, kritischer Benützung sehr wertvolle Aufschlüsse und ist für die Bodenbeurteilung geradezu unentbehrlich. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen der „Sande“ verschiedener Feinheitgrade, Tonbestimmungen in den abschlämmbaren Teilen u. s. w. geben weitere Anhaltspunkte. Die Bestimmungen der Sande u. s. w. sind auch zum Verständnis der chemischen Untersuchungen und der daraus zu ziehenden Schlußfolgerungen von großer Wichtigkeit. Ein bestimmtes Schema für diese Untersuchungen gibt es nicht, je nach der Art des Bodenmaterials und den Verhältnissen seines natürlichen Vorkommens kann ein verschiedener Umfang und eine verschiedene Richtung der Untersuchungen, ein verschiedener Weg der Kombinationen aller einzelnen Feststellungen erforderlich sein. Jedoch ist es das Bestreben, die Arbeiten in methodischer Hinsicht in einer Weise zu begrenzen, daß den praktischen Bedürfnissen, bei denen ja, z. B. bei der Aufnahme eines Gutes, meist sehr viel Bodenmaterial aufzuarbeiten ist, mit nicht zuviel Aufwand an Zeit, Arbeit und Kosten entsprochen werden kann. Die Erfahrungen, die bei einer Reihe derartiger Aufnahmen gemacht worden sind, haben denn auch gezeigt, daß es sich bei dem hier geübten Vorgehen nicht um unüberwindliche Zeit- und Arbeitsaufwendungen handelt. Sehr wichtig ist aber dabei die richtige Auswahl der Bodenproben auf dem Felde und unter diesen Proben wieder derjenigen, welche näheren Untersuchungen zu unterziehen sind. Bei einem unzweck-



mäßigen Vorgehen kann man sich sehr viel unnötige Arbeit machen und doch nicht zu einem richtigen Einblick in die Bodenverhältnisse des aufgenommenen Gebietes gelangen. Daß man auf Grund einer derartigen, von der praktischen Beurteilung ausgehenden, durch verschiedene Bestimmungen, sowie durch die nötigen Feststellungen über Krumentiefe, Untergrunds- und Wasserverhältnisse, Neigung u. s. w. ergänzten Beurteilung trotz aller Schwierigkeiten und Unsicherheiten zu einem praktisch brauchbaren Ergebnis gelangen kann, war aus den öfter angestellten Vergleichen der in dieser Weise sich ergebenden Einschätzungen nach der Wertreihenfolge mit derjenigen zu ersehen, die sich aus den praktisch örtlichen Erfahrungen über die Rohertragswerte ergeben. Umgekehrt ließen sich aus den örtlichen landwirtschaftlichen Erfahrungen erweiterte Anhaltspunkte zur Kritik der Beziehungen zwischen Produktionswert und Eigenschaften der Böden gewinnen. Kultur- und Düngungsversuche in Gefäßen (nebeneinander laufend im geschützten Raume mit Wasserkontrolle und im Freien) lieferten weitere wichtige Aufklärungen. Die Bestimmung der quantitativen Unterschiede in der Wertreihenfolge, ausgedrückt in den Ertragsunterschieden der anzubauenden Gewächse, setzt natürlich die Kenntnis der örtlichen Erträge voraus.

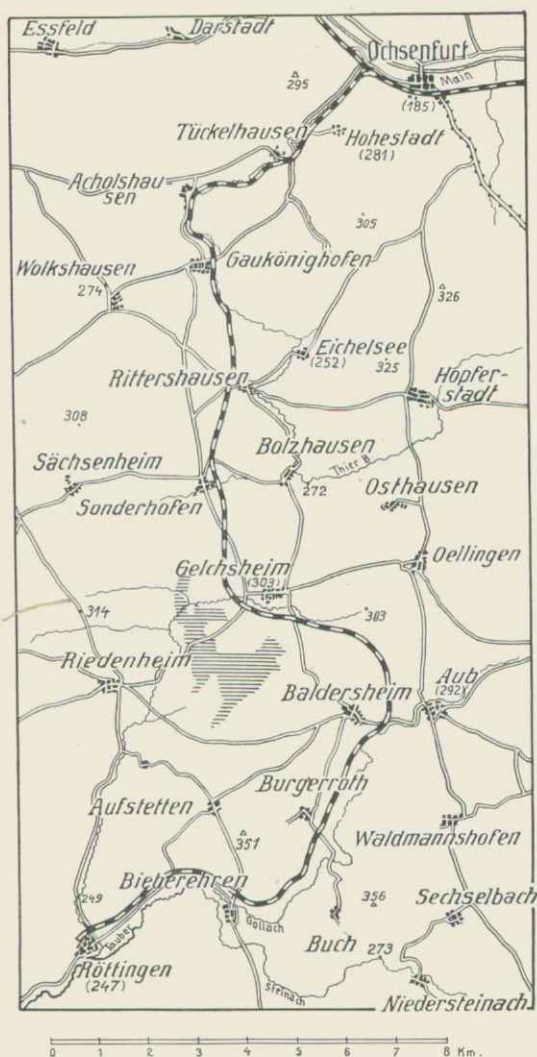
Begreiflich kann an diese qualitative und quantitative Beurteilung nicht etwa der Maßstab einer chemischen Analyse angelegt werden. Die weitgehendsten Ausscheidungsfeinheiten wären auch angesichts der Schwankungen in den Witterungsverhältnissen von Jahr zu Jahr und der damit verbundenen Schwankungen im Produktionswert ein und derselben Bodenart, bei den Verschiebungen in den Ertragsverhältnissen durch den Einfluß der Kultur, durch Düngung und Bearbeitung, Fruchtfolge, Sortenwahl u. s. w. praktisch von geringer Bedeutung. Soweit hierzu genaue Ermittlungen vorliegen, zeigt sich einerseits, daß sich mäßige Differenzen in der Bodenbeschaffenheit im Durchschnitt der Jahre mehr oder weniger verwischen können, mit gegenteiligen Schwankungen in den einzelnen Jahren, oder daß es örtlich unter Umständen gerade auf einzelne Eigenschaften als die ausschlaggebenden Differenzfaktoren ankommt. Derartiges richtig zu beurteilen, verlangt praktische Erfahrung. Es ist unerläßlich, daß der Beurteiler über das Bodenkundliche und Naturwissenschaftliche hinaus die Praxis des Acker- und Pflanzenbauers gebührend zu berücksichtigen versteht. Es ist von ihm nicht bloß wissenschaftliche und praktische Bodenkenntnis, sondern auch wissenschaftliche und praktische Kenntnis und Erfahrung auf dem Gebiete des Acker- und Pflanzenbaues zu verlangen. Es darf nie außer acht gelassen werden, daß diese für praktische Zwecke bestimmten Bodenbeurteilungen diesen Zweck nur erfüllen können, wenn sie die praktische Seite nicht weniger als die rein bodenkundliche berücksichtigen.

Stehen auch die hier kurz skizzierten Wege der Bodenbeurteilung erst im Anfange der Ausbildung, so haben sie doch den Vorteil, daß sie, weil sie unmittelbar an das nächstliegende Praktische anschließen, auch schon in der gegenwärtigen Ausbildungsstufe zu praktisch Verwertbarem führen können. Und es wird nicht in Abrede zu stellen sein, daß die eingehende Erforschung der Bodenverhältnisse eines Gutes, eines Flurbereinigungsgebietes u. s. w. in den in Rede stehenden Richtungen die weiteren Bodenbeurteilungen in der betreffenden Gegend durch Angleichungen bedeutend erleichtern und weitgehende Vereinfachung der jeweils eigens vorzunehmenden genaueren Untersuchungen gestatten wird. Jede derartige Einzelaufnahme wird gegendweise über das Aufnahmeobjekt hin-

aus durch Übertragungen der Resultate verwertbar sein, Übertragungen, welche dem erfahrenen praktischen Landwirt, der die verschiedenen Faktoren der Produktivität des Bodens zu überblicken und gegeneinander richtig abzuwägen versteht, keine besonderen Schwierigkeiten bieten. Es wird das Bestreben bilden müssen, die Anzahl solcher einzelner Musteraufnahmen in Verteilung auf verschiedene Gegenden weiterhin allmählich zu vermehren. Da Bodenkartierungen systematisch im ganzen Lande ohnehin nicht stattfinden können, so werden wenigstens über das Aufnahmeobjekt hinaus einzelne Bezirke der Vorteile dieser Bodenbestimmungen teilhaftig werden, und mit der Zeit wird sich voraussichtlich das Netz mehr und mehr verdichten. Dabei wird auch der praktische Wert der geologischen, Bodenkundliches nach Tunlichkeit berücksichtigenden Aufnahmen zunehmen. Denn in allen Gegenden, für welche solche einzelne Fälle der Bodenkartierungen vorhanden sein werden, wird die Nutzenanwendung der geologischen Karten für landwirtschaftliche Zwecke beträchtlich gefördert sein.

Die Aufnahme des Gutes Gelchsheim mit der Herstellung einer Bodenkarte ist ein erster Versuch, bei welchem mancherlei Schwierigkeiten erstmals zu überwinden waren. Weitere Arbeiten auf diesem Gebiete werden ja gewiß noch diese oder jene Modifikation im ganzen Verfahren und in der Art der Darstellung zum Vorschein bringen. Da das Gut erst 1910 in das Eigentum des Herrn Ökonomierats G. HEIL übergegangen ist und vorher recht mangelhaft bewirtschaftet war, so fehlen die zuverlässigen Daten der Ertragsgrößen der anzubauenden Früchte auf den verschiedenen Bodenarten. Da Herr Ökonomierat HEIL an der Sache das größte Interesse nimmt und einer der Herren Verfasser Leiter der Gelchsheimer Gutswirtschaft ist, so sind weiterhin noch sichere Mitteilungen über die dortigen Bodenverhältnisse nicht nur in Bezug auf die Erträge, sondern auch hinsichtlich der Wirkungen von verschiedenen Maßnahmen der Bewirtschaftung, wie Bodenbearbeitung, Düngung, Fruchtfolge u. s. w., zu erwarten. Werden sich dadurch unsere Kenntnisse von den Beziehungen der Eigenschaften genau charakterisierter Bodenarten unter genau bekannten klimatischen und wirtschaftlichen Bedingungen zur Produktivität und zu den Maßnahmen der Ackerbewirtschaftung wesentlich vermehren, so werden davon auch die Gutsbetriebe in der dortigen Gegend mit den nämlichen Bodenverhältnissen große Vorteile haben, da für sie gewissermaßen das Gut Gelchsheim die lokale Versuchswirtschaft sein wird. Da Gelchsheim Saatzuchtwirtschaft ist, so sind zugleich wichtige Erfahrungen hinsichtlich der Beziehungen zwischen Bodenbeschaffenheit und Pflanzenzüchtung zu erwarten. Es darf also die vorliegende Aufnahme des Gutes Gelchsheim nach verschiedenen Richtungen hin eine allgemeinere Bedeutung in Anspruch nehmen, die mit dem diesmalig beigebrachten Material noch lange nicht erschöpft sein soll.





Maßstab 1 : 100 000.

≡ kartiertes Gebiet.

Abb. 1. Lage des Gutes Gelchsheim.

## I. Lage des Gutes. — Geologisches.

Das 280 ha große Gut Gelchsheim in Unterfranken, im Jahre 1910 von Herrn Ökonomierat Gg. HEIL erworben und als Saatzuchtwirtschaft eingerichtet, liegt auf dem „Ochsenfurter Gau“ genannten Hochplateau (mittlere Höhe über dem Meere etwa 300 m) zwischen Main und Tauber, 12 km von Ochsenfurt und 30 km von Würzburg entfernt (Bahnhofstation der Strecke Ochsenfurt—Röttingen—Weikersheim). Der Hof des Gutes liegt am Rande des Ortes Gelchsheim, die Fluren dagegen befinden sich zu etwa ein Drittel 1—2 km östlich, zu zwei Drittel ebensoweit westlich des Hofes. Das Gelände der nächsten Umgebung ist schwach wellig, die höchsten Höhenunterschiede betragen nur 28 m (der tiefste Punkt, die Einmündung des von Westen kommenden Gartens bei der Schindkaude hat 292 m, die größte Erhebung östlich des Rabenhölzchens hat 320 m), erst in einiger Entfernung treten bedeutendere Höhenunterschiede durch das Gollachtal hervor.

Die Niederschlagsmengen betragen 500—600 mm pro Jahr bei schneearmen, ziemlich rauhen Wintern (mittlere Temperatur des Januars 2—2,5° C.) und öfteren Trockenperioden im Spätwinter und Frühjahr. Die exponierte Lage der Fluren bringt Früh- und Spätfröste mit sich. Nach den Bestimmungen der meteorologischen Zentralstation in München weist Gelchsheim und Umgebung durchschnittlich 35—42 Wintertage (Temperatur den ganzen Tag unter 0°) und 105—120 Frosttage auf, wobei das mittlere Datum des ersten Frostes in die Mitte des Oktobers, das Mittel der letzten Fröste auf den Anfang des Mais fällt. Sehr frühe und sehr späte Fröste sind keine Seltenheit. Im übrigen aber herrscht im Ochsenfurter Gau ein für Kulturgewächse günstiges, mildes Klima, das nur in Bezug auf Winterfestigkeit der Winterungen besondere Ansprüche stellt, wie es auch dem Wasserbedürfnis der Kulturpflanzen eine gewisse Grenze setzt.

Das geologische Bild<sup>1)</sup> ist infolge der schwach ausmodellierten Oberflächenform des Geländes sehr eintönig. Aus dem Taubertale zieht im Grunde des Rippachtälchens als tiefste Schichtenlage der mittlere Muschelkalk eine Strecke herauf, der vom oberen Muschelkalk, allerdings oberflächlich meist durch Gehängeschutt verdeckt, regelmäßig überlagert wird. Soweit es sich an dem Gesteinsaustritt am Gehänge erkennen läßt, liegen die Schichten annähernd horizontal oder neigen sich ganz schwach nach Osten.

Der mittlere Muschelkalk besteht der Hauptsache nach aus hellen, dolomitischen Gesteinslagen und hellen Mergelschiefeln und liefert infolgedessen kaum irgendwelche brauchbaren Gesteine.

Im oberen Muschelkalk dagegen häufen sich graue, zum Teil dünn-schichtige harte Gesteinslagen, die mit Letten und Schiefeln wechsellagern und häufig zur Straßenbeschotterung Verwendung finden; in den obersten Lagen nehmen diese Kalke stellenweise sehr an Mächtigkeit zu, so daß einheitliche Gesteinsschichten von 1,5—2 Mächtigkeit vorkommen und in ihrer ganzen Ausbildung an „Kornsteine“ (Trigonoduskalk) des Maintales bei Ochsenfurt und Marktbreit erinnern. Diese Schichten, obwohl oberflächlich stark durch Lehm u. s. w. überrollt, dürften mutmaßlich östlich Riedenheim das Tal queren und bilden am Gollachtale den obersten Steilrand des Abhanges. Mit Abschluß dieser harten Kalklagen erscheint eine andere Gesteinsausbildung, indem das kalkige Gesteinsmaterial mehr zurücktritt und eine lettige Ausbildung der Schichten beginnt; es ist dies die Lettenkohle. Dunkle zähe Letten, hellgelbe meist zerfallende Dolomite, poröse Zellenkalke mit dazwischen liegenden feinkörnigen Sandsteinen und ockerbraune Dolomite bauen dieses hochliegende Gelände auf.

Fast das ganze Hochplateau zwischen Taubergrund und Maintal besteht im Untergrund aus diesen Gesteinen, denen sich als jüngste Absätze Löß und Lehm auflegen, die in Zusammenwirkung mit dem Untergrundgestein die Fruchtbarkeit dieser Gegend bedingen.

Was das spezielle Gebiet betrifft, so sind die tiefsten hier auftretenden Schichten gemäß der allgemeinen Schichtenlage im Rippachtälchen nahe Riedenheim entwickelt. Obwohl stark durch Gehängeschutt verdeckt, lassen sich doch in einzelnen Aufschlüssen dunkle, stellenweise auch helle Letten erkennen, zwischen denen sich gelbe bis ockerbraune Dolomitlagen aufbauen, die von einer Lage von feinkörnigem Sandstein von etwa 1/2 m Mächtigkeit überlagert werden, der meist

<sup>1)</sup> Nach den Mitteilungen des Herrn Kgl. Landesgeologen Dr. F. W. PFAFF.



in losen Stücken in den Feldern herumliegt. Durch die leichte Verwitterbarkeit der Sandsteine sind die Felder meist etwas sandig und lockerer. Bedingt durch die zähen, wasserundurchlässigen Letten im Liegenden der Sandsteine ist hier häufig ein Quellhorizont, auf den auch die kleine Quelle N. des Rabenhölzchens

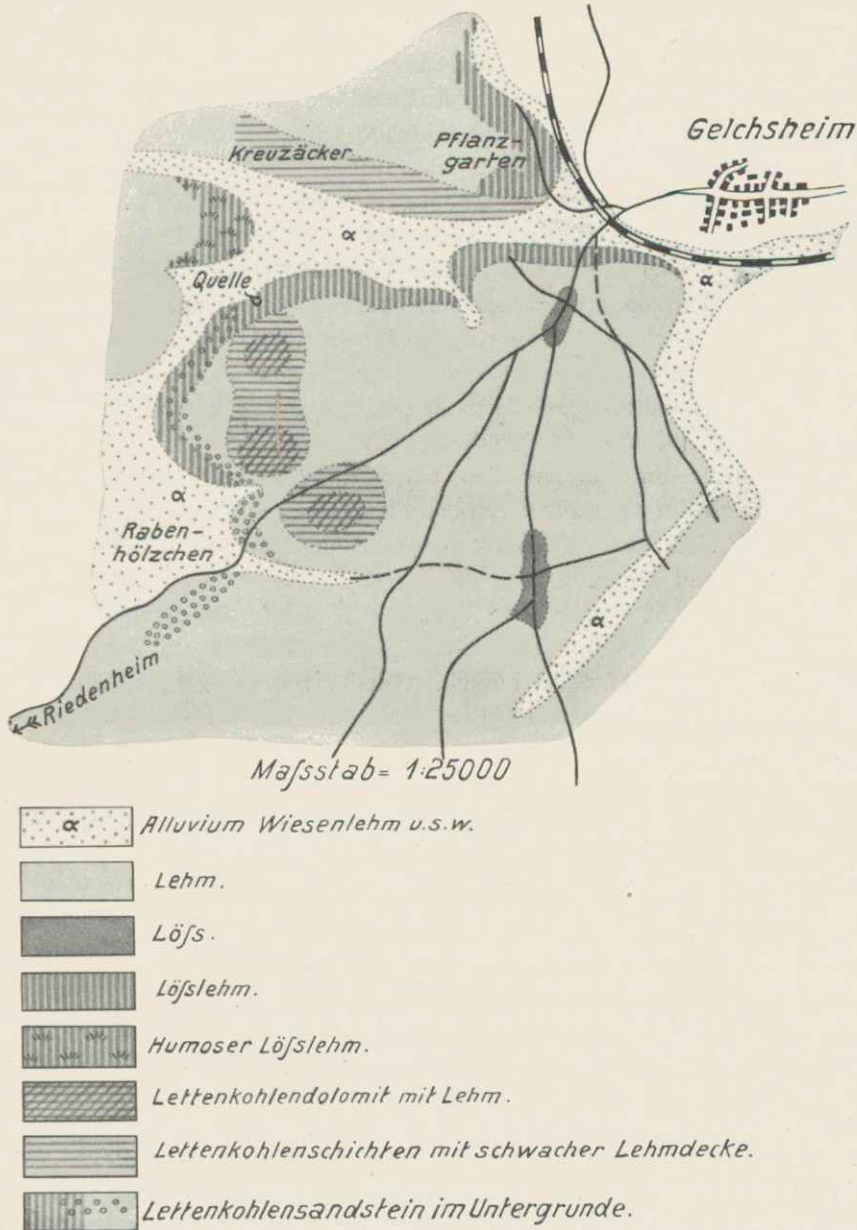


Abb. 2. Geologisches Übersichtskärtchen des untersuchten Gebietes.

in der Nähe des alten Weihers zurückzuführen sein wird. Der Sandsteinhorizont ist in seiner Mächtigkeit starkem Wechsel unterworfen. So beträgt er bei Freudenberg im Württembergischen etwa 20 m, bei Gelchsheim, soweit wenigstens die Aufschlüsse es erkennen lassen, kaum etwa  $\frac{1}{2}$  m und bei dem nahen Gochsheim zusammen mit den dazwischen liegenden Sandletten etwa 8 m.

Die über den Sandsteinen folgenden höheren Schichten gleichen denen unter den Sandsteinen sehr. Es sind dies wieder Letten, zwischen denen Dolomite liegen. Die Dolomite sind aber gewöhnlich heller und stärker zersetzt. Ihre Oberfläche ist gewöhnlich wie mit einem Netzwerk von Wülsten und Leisten — Trockenrissen — überzogen und nicht selten finden sich in den Feldern Konkretionen mit hohlem Inneren — Anhöhe östlich der Straße nach Riedenheim.

Die hellgelbe bis ockergelbe Färbung dieser Letten und Dolomite ist eine Folge der Verwitterung; in tieferen Aufschlüssen, wo diese noch nicht soweit fortgeschritten ist, zeigen sich dunkelgraublau oder hellbläulich grüne Letten, die in ihren obersten Lagen eine hellgelblich grünliche Farbe annehmen. An einigen Stellen schieben sich auch rote Letten ein, so daß sich diese Lettenlage, in der auch zellige poröse, harte Dolomite vorkommen, in besonderer Weise bemerkbar macht. So zeigten sich diese roten Letten am Bahneinschnitt an der Straße nach Riedenheim und dann in den Kreuzäckern, zusammen mit den porösen Dolomiten. Die Verwitterung führt diese Gesteinslagen in einen zähen kalk- und dolomitfreien Lehm über, der häufig an jenen Stellen, wo er zusammengeschwemmt ist und eine größere Mächtigkeit besitzt, in seinen tieferen Lagen kleine rundliche Konzentrationen von dunkler Farbe (Manganeisen) enthält.

Um die schon an und für sich durch die Schichtenfolge und deren Verwitterungsdecke bedingte geologische Eintönigkeit im Oberflächenbilde noch zu vermehren, legt sich über die ganze Gegend ein ziemlich gleichmäßiger dicker Mantel von Löß und Lehm.

Der aus dem Löß entstandene Verwitterungslehm hat an jenen Stellen, wo er seine ursprüngliche Mächtigkeit bewahrt hat, ungefähr 1—1,10 m Tiefe und der Übergang in den reinen Löß ist auf einen Saum von etwa 20 cm beschränkt.

In seiner typischen Ausbildung zeigt sich der Löß besonders schön im Hohlweg am Fahrweg Gelchsheim—Aufstetten.

## II. Karte und Bodenuntersuchungen.

Die im Maßstabe 1 : 5000 (Katasterblatt) gehaltene Bodenkarte (nebst Untersuchungen) bezieht sich auf den westlich gelegenen Teil des Gutes (siehe S. 1). Der größte Teil der kartierten Felder liegt auf einem flachhängigen Hügel, dessen höchster Punkt etwa 20 m über der Talsohle in dem von den Feldlagen Waldspitze, Holzäcker, Lärchenbühl umschlossenen Walde liegt, die Hänge verlaufen nach Norden und Osten sanft, in Neigungen von 0,5—2%, wenig steiler nach Nordwesten in Neigungen von höchstens 4% (Lärchenbühl, Rosengarten). Im Norden und Nordosten wird dieser Hügel durch einen Wiesengrund begrenzt, der ein kaum nennenswertes Gefälle und vielfach stauende Nässe aufweist. Nördlich dieses Tales erhebt sich ein von West nach Ost ziehender, etwa 10 m hoher Rücken mit ebenfalls sanft geneigten Hängen. Auf dem Südhang dieses Rückens liegen die Grundstücke Kreuzacker und Nebenstücke, Sächsenheimer Weg, Zuchtgarten mit Vermehrungsfeld.

Die Karte enthält an Geländegegenständen nur das zur Orientierung Wesentliche. Die Geländeform ist durch Schichtlinien zur Darstellung gebracht, die jedoch auf volle Exaktheit und Gleichheit der Höhenabstände keinen Anspruch machen können. Sie sind das Resultat einer Konstruktion aus dem nur in der Bergstrichmanier der topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000 vorliegenden Blatte Aub und feld-



mäßiger Aufnahme. Immerhin kann der Schichtlinienabstand mit ca. 4 m angegeben werden.

Grundlegend für die Farbenwahl waren die für geologische Karten üblichen Farben und zwar kamen nachstehende Farben zur Verwendung:

ein leichtes Gelb für Alluvium,  
Gelb für Lehm,

und ein gedecktes Gelb für Lößlehm.

Bei den Profilen wurde noch die grüne Farbe für die Lettenkohle angewendet. Es war bei der Darstellung der Profile oft schwer zu entscheiden, ob einer der gelben Farbentöne der Überdeckung oder schon das Grün des Lettenkohlenuntergrundes anzuwenden sei: durch die nebenan gesetzte genaue agronomische Bezeichnung ist dieser Unterschied dann ziemlich belanglos.

Wie bei der Profilbezeichnung öfters nur Kalkgestein oder verwitterndes Kalkgestein angegeben ist, ist darunter immer ein kalkiges, dolomitisches Gestein der oberen Lettenkohle zu verstehen.

Größere Bodengruppenunterschiede kommen nicht vor, sondern es handelt sich in der Hauptsache um sehr schwere, lettige bis mittelbindige, teilweise löß-ähnliche Lehme, die sich aber natürlich in ihrem agronomischen Verhalten wesentlich unterscheiden.

Bei der pedologischen Spezialkartierung war vor allem das Bestreben maßgebend, die Böden nach ihrer verschiedenen Bindigkeit darzustellen; denn gerade diese ist es ja, welche auf die Art der Bestellung, Auswahl und Folge der Früchte, auf die Düngung etc., kurz, in allen Fragen der Ackerbautechnik von besonderem Einflusse ist. Außerdem wird die Darstellung der Krume noch durch kleinere Signaturen für Humus, Kalk, Sand und Steine ergänzt. Die Bohrstellen sind in laufender Nummer bezeichnet, welche auch im Text für die Proben beibehalten wurden.

Der nur durch Profile zur Darstellung gebrachte Untergrund schließt sich in seinen Signaturen jenen der Hauptkarte an. Von einer Darstellung des Untergrundes im Kartenbilde wurde aus einer Reihe von Gründen abgesehen.

Um das Lesen der Karte zu erleichtern, wurde von der Anfertigung einer von der Hauptkarte getrennten Bohrlochkarte abgesehen. Die Nummern der Bohrlöcher wurden in das Kartenbild mit aufgenommen. Durch sie wie durch die Signaturen der Geländegegenstände und durch agronomische Krumensignaturen, ferner durch die Schichtlinien und geologischen Farben ist das Kartenbild ohnedies schon derartig reichlich übersetzt, daß eine zweckentsprechende Darstellung des Untergrundes auf dem Hauptkartenbilde nicht möglich gewesen wäre. In reichlichem Maße wurden neben die durch Worte gekennzeichneten Feldlagen die entsprechenden Profile gesetzt. Die geologischen und agronomischen Signaturen schließen sich jenen des Kartenbildes an. Hierbei wurde, wie im beschreibenden Text hier auf der Karte, besonderer Wert auf eine teilweise durch die Analyse, teilweise durch Angleichung belegte genaue agronomische Bezeichnung der einzelnen Bodentypen gelegt. Die Profilnummer entspricht der Bohrlochnummer der Hauptkarte. Bohrstellen, von denen gezeichnete Profile vorhanden sind, sind auf der Hauptkarte durch Unterstreichen hervorgehoben. Die bei den Profilen vor der agronomischen Bezeichnung stehende Zahl gibt die Mächtigkeit der betreffenden Schicht in dm an, die nach der Bezeichnung stehende Nummer mit Buchstaben besagt, daß von dem betreffenden Boden im Texte eine Analyse vorhanden ist. „a“ bei

der Nummer bezeichnet stets die Krume, die folgenden Buchstaben die darunter liegenden Schichten. Die Auswahl der Profile wurde derart getroffen, daß jeder wesentliche Wechsel sowohl in Krume wie auch in den darunter liegenden Schichten durch ein Profil gekennzeichnet ist.

Mit Hilfe der beschreibenden Worte und der aufgeführten Profile ist es leicht möglich, sich auf jeder Stelle der Flur über die bestehenden Bodenverhältnisse genau zu orientieren.

Die vorher erwähnten Bodenunterschiede in der Bindigkeit wurden durch blaue Schraffen gekennzeichnet und zwar bezeichnen fünf schräge Schraffen ///// schwerste Lettenböden, vier schräge Schraffen //// lettigen und schweren Lehm, drei schräge Schraffen /// mittlere Lehm Böden und bindigen, lößartigen Lehm, zwei schräge Schraffen // milde und lößartige Lehme. Der im Untergrund auftretende schwerste Letten bis reiner Ton ist durch senkrechte Schraffen ||||| hervorgehoben, zur Kennzeichnung des Kalkgehaltes im Untergrund wurde grüne Farbe verwendet. Stärkeres Auftreten von Humus wurde durch gekreuzte Längs- und Querstreifen #, Steine durch Kreuze xxx, Sand durch Punkte ::::, besonders feuchte Wiesenstellen durch mehrere, verschieden lange Horizontallinien === gekennzeichnet.

Die Aufnahmen im Felde wurden im Spätherbst 1912 von den Verfassern und dem damals auf dem Gute tätigen Saatzuchtinspektor J. R. EDER vorgenommen.

Es wurde teils mit einem Erdbohrer, teils mit einem Bohrstock in wechselnden Tiefen oft bis zu 3 m gebohrt. Bei einem Wechsel des Ober- oder Untergrundes wurden jeweils 2—4 kg schwere Durchschnittsproben genommen. Die Grenzen der verschiedenen Bodenarten wurden durch dazwischen gelegte Sonden zu fixieren versucht. Die Böden wurden gleich am Felde praktisch benannt und die Benennungen dann später nach der genauen Untersuchung und deren Ergebnis richtig gestellt. Weitere Untersuchungen im Felde, wie sie besonders von J. KOPECKY als wünschenswert bezeichnet werden, wurden mit Rücksicht auf die Schwierigkeiten einer richtigen Ausführung und mit Rücksicht auf die diesen Untersuchungen noch anhaftenden Mängel nicht ausgeführt.

Im Laboratorium wurden zunächst die Hauptbodentypen ausgewählt und diese dann physikalisch und chemisch untersucht. Danach wurden dann die anderen noch zu untersuchenden Böden ausgewählt; diese wurden dann nicht schematisch nach allen Richtungen hin durchuntersucht, sondern es wurde auf Grund der vorliegenden exakten und praktischen Befunde über die noch weiter durch die Untersuchung zu erfahrenden Eigenschaften entschieden. Ein großer Teil des zahlreichen Probenmaterials (ca. 300) konnte praktisch angeglichen werden.

Die zur Analyse bestimmten Böden wurden zunächst durch ein 2 mm Sieb gesiebt und so in Steine (> 5 mm), Grand, Grus (> 2 mm Durchmesser) und in Feinerde (< 2 mm Durchmesser) zerlegt.

Von der Feinerde wurden 50 g zwei Stunden bei gelindem Kochen erhalten und dem Schlämmverfahren nach KOPECKY<sup>1)</sup> unterworfen. Bei diesen schweren Böden war natürlich zur Zerstörung der Kohärenz der Bodenteilchen ein langes Kochen nötig. Bei einigen schweren Letten zeigte es sich nach Beendigung des Schlämmverfahrens, daß die Zerlegung noch nicht in der richtigen Weise erfolgt war, es wurden dann die einzelnen hydraulischen Werte mit dem Finger verrieben

<sup>1)</sup> KOPECKY, Die Bodenuntersuchungen zum Zwecke der Drainagearbeiten u. s. w., Prag 1901.



und nochmals dem Schlämverfahren unterzogen, wodurch dann befriedigende Resultate erzielt wurden. Durch die Schlämung wurden folgende Endprodukte erhalten:

Grobsand 2 mm Durchm.	—7	mm	Geschwindigkeit	(Teile	2—0,1	mm	Durchm.)
Feinsand	7—2	„	„	„	0,1—0,05	„	„
Staubsand	2—0,2	„	„	„	0,05—0,01	„	„
Abschlämmbare Teile	< 0,2	„	„	„	< 0,01	„	„

Als notwendige Ergänzung zur mechanischen Analyse wurden noch Tonbestimmungen nach der von ARNTZ<sup>1)</sup> modifizierten Methode SCHLÖSING—GRANDEAU ausgeführt, die zur näheren Bestimmung des Bodencharakters und zum Verständnis der Bodeneigenschaften wesentlich beitragen.

Hygroskopizitätsbestimmungen nach MITSCHERLICH<sup>2)</sup> wurden in der Weise ausgeführt, daß dem vollständigen Trocknen der Dampfspannungsausgleich vorausging.

Wasserkapazitätsbestimmungen, denen aber im vorliegenden Falle eine besondere Bedeutung nicht beigemessen wurde, gelangten nach der Methode von E. WOLFF<sup>3)</sup> zur Ausführung.

Zur chemischen Untersuchung<sup>4)</sup> der Böden wurden 50 g Feinerde mit 100 ccm konzentrierter Salzsäure eine Stunde lang gekocht, dann in einem 500 ccm-Kolben gespült und bis zur Marke aufgefüllt.

Ein Teil des salzsauren Auszuges wurde mit konzentrierter Salpetersäure eingedampft und dann mit verdünnter Salpetersäure aufgenommen und hierauf die Phosphorsäure nach N. v. LORENZ (Landw. Versuchsstation Bd. 55, 1901) bestimmt.

Kali gelangte auf folgende Weise zur Bestimmung: In einer bestimmten Menge wurde mit Ammoniak, Ammonkarbonat und oxalsaurem Ammon Eisen, Aluminium und Calcium abgeschieden und in eine Platinschale filtriert. Nach dem Eindampfen unter Zugabe von einigen Tropfen Salzsäure zur Trockne ließ man die Ammonsalze abrauchen, nahm mit heißem Wasser auf, filtrierte und bestimmte dann im Filtrat durch Eindampfen mit Platinchlorid das Kali.

Kalk bestimmte man nach Abscheidung von Eisen und Aluminium durch Ammoniak mit oxalsaurem Ammon. In dem Filtrate der Kalkbestimmung wurde bei einem geringeren Teile der Böden mit Natriumphosphat und Ammoniak die Magnesia abgeschieden. Aus  $Mg_2P_2O_7$  wurde dann  $MgO$  berechnet. Es zeigte sich jedoch, daß auf diese Weise nicht der gesamte Gehalt des Bodens an Magnesia bestimmt werden konnte und es wurde dann bei dem größeren Teile der Böden die Magnesiabestimmung mit der Kalibestimmung vereinigt. Letztere wurde wie vorher beschrieben ausgeführt. Nach dem Abrauchen der Ammonsalze wurde das Kali in heißem Wasser gelöst und vom Rückstand abfiltriert. Der Rückstand, im wesentlichen Magnesiumoxyd mit Spuren von Kieselsäure, Eisen- und Manganoxyd, wurde in heißer verdünnter Salzsäure gelöst, filtriert und mit Ammoniak versetzt, aufgeköcht, von ausgeschiedenen Flöckchen von Eisen- und Manganoxyd filtriert und im Filtrat mit Natriumphosphat das Magnesium gefällt.

Die Bestimmung des Stickstoffs geschah nach KJELDAHL.

<sup>1)</sup> E. ARNTZ, Studien über Tonbestimmungen von Böden. Landwirtschaftliche Versuchstationen LXX. 1909. S. 269.

<sup>2)</sup> E. A. MITSCHERLICH, Bodenkunde für Land- und Forstwirte. Berlin 1913.

<sup>3)</sup> F. WAHNSCHAFFE und F. SCHUCHT, Anleitung z. wissenschaftl. Bodenkunde. Berlin 1914, S. 172.

<sup>4)</sup> Die chemische Untersuchung wurde im agrilkulturchemischen Laboratorium der landwirtschaftlichen Zentralversuchsstation und zwar zum größten Teile durch Herrn Assistent W. SCHMID, zum kleineren Teil durch den Mitverfasser J. WEIGERT ausgeführt.

Schlag	Bohrloch Nr.	Tiefe in dm	Agronomische Bezeichnung	Steine > 2 mm Gew. % der Ge- samprobe	Mechanische Analyse der Feinerde (< 2 mm) nach КОРЪСЪ (Gew. %) <small>Ab- schlamm- bare Teile</small>				Ton nach ARNTZ	Humus Gew. %	Ca CO <sub>3</sub> nach PASSON oder LUNGE (L)	Chemische Analysen				
					Grob- sand	Fein- sand	Staub- sand	Ab- schlamm- bare Teile				CaO	MaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	N
Rosengarten	1a	0-6	lettiger Lehm	—	5,55	8,65	35,77	48,03	19,0	—	1,94(L)	1,46	0,09*	0,47	0,15	0,14
	1c	9-13	stark kalkhaltiger, grüner Letten	—	9,13	2,61	0,77	87,49	40,0	—	25,9 (L)	13,04	0,52*	0,51	0,17	0,05
	4a	0-2	stark lettiger Lehm	—	5,73	3,65	29,41	61,21	31,9	—	2,8	—	—	—	—	—
	4b	2-4	schwärzlicher Letten	—	3,73	7,29	16,62	72,36	51,2	2,97	0,1	—	—	—	—	—
	4c	4-9	stark kalkhaltig, braungrüner Letten	—	13,20	2,75	9,31	74,74	24,24	—	20,0	—	—	—	—	—
	8a	0-3	stark lettiger Lehm	—	4,40	5,93	21,10	68,57	31,43	—	1,1	—	—	—	—	—
	14a	0-7	stark bindiger Lehm	—	2,15	7,48	42,93	47,44	18,26	—	0	—	—	—	—	—
	23a	0-3	lettiger, kalkhaltiger Lehm	4,19	6,36	4,44	38,73	50,47	14,5	—	6,2	—	—	—	—	—
	25a	0-4	stark bindiger Lehm	—	1,43	5,19	50,38	43,0	16,6	—	0	—	—	—	—	—
Schafweide	37a <sup>1)</sup>	0-3	humushaltiger, stark lettiger Lehm	—	1,66	5,38	32,51	60,45	23,30	4,20	—	0,31	0,43	0,46	0,09	0,20
	37b	3-5	stark lettiger Lehm	—	3,55	4,56	31,80	60,09	24,89	2,12	—	0,60	0,45	0,34	0,08	0,15
	37c	5-7	stark lettiger Lehm	—	2,10	4,91	33,47	59,52	27,75	2,20	—	0,33	0,36	0,40	0,08	0,15
	38b	6-10	schwarzer, stark lettiger Lehm	—	4,20	5,62	40,99	49,19	—	—	0,4	0,38	0,08*	0,47	0,06	0,08
Riedenheimer Straße links	49b	4-11	Lettsand	—	4,30	23,24	24,84	47,62	21,8	—	0	—	—	—	—	—
	62a	0-4	Letten	—	4,19	6,26	26,92	62,63	36,9	—	1,23	0,87	0,70	0,98	0,14	0,17
	64a	0-3	stark lettiger Lehm	3,54	5,50	5,90	29,52	59,08	30,17	—	3,64	—	—	—	—	—
	76a	0-6	schwärzlicher Letten	0,10	4,55	7,02	21,31	67,12	41,19	—	1,62	—	—	—	—	—
	89a	0-3	lettiger Lehm	0,16	3,95	7,37	38,48	50,20	19,2	—	1,13	—	—	—	—	—
Schindkaude	95a	0-5	humushaltiger, lettiger Lehm	0,79	4,92	6,38	22,21	66,49	—	4,31	0	—	—	—	—	—
	99a	0-4	humushaltiger, lettiger Lehm	—	3,08	5,71	35,85	55,36	—	3,24	0	—	—	—	—	—
	116a	0-3	Letten	0,16	6,79	5,86	27,56	59,79	37,5	—	4,24(L)	2,88	0,04*	0,47	0,10	0,17
Kreuzacker und Nebenstücke	121a	0-6	mittelbindiger Lehm	—	0,74	4,88	50,24	44,14	16,4	—	0,21(L)	0,4	0,31	0,20	0,08	0,10
	130b	2-6	gelber Kalkletten	9,31	18,79	4,37	0,49	75,75	—	—	60,0	—	—	—	—	—
	130d	8-10	rötlich-blauer, kalkhaltiger Letten	—	1,39	6,74	14,59	77,28	35,71	—	1,92	1,12	0,55	1,03	0,01	0,03
	142a	—	humushaltiger, lettiger Lehm	—	2,11	6,25	35,60	56,04	—	3,31	—	—	—	—	—	—
	144a	—	kalkhaltiger, lettiger Lehm	1,13	8,08	5,19	37,29	49,44	25,8	—	5,78(L)	3,17	0,48	0,36	0,13	0,16
Amkleinen Kreuz	152a	0-3	bindiger Lehm	4,05	3,61	6,67	44,23	45,49	21,9	—	2,26(L)	1,62	0,73	0,35	0,14	0,26
	154a	0-3	humushaltiger, mittelbindiger, kalkhaltiger Lehm	3,31	0,74	4,88	50,24	44,14	16,1	3,36	8,12	4,76	0,12*	0,40	0,17	0,21
	158a	0-4	mittelbindiger Lehm	2,58	0,91	4,89	48,67	45,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Riedenheimer Straße rechts	172a	0-3	mittelbindiger Lehm	—	1,64	5,31	50,68	42,37	14,1	—	0,44(L)	0,30	0,08*	0,21	0,07	0,11
	180b	11-14	bindiger, kalkhaltiger Lettsand	4,43	1,15	3,59	52,01	43,25	—	—	15,0	—	—	—	—	—
Biege	184a	0-3	stark bindiger Lehm	1,19	0,60	4,27	46,33	48,80	22,3	—	0,3	0,20	0,78	0,35	0,09	0,13
	184b	3-15	lettiger Lehm	—	0,94	6,17	36,0	56,89	—	—	0,6	0,49	0,89	0,36	0,09	0,06
	192a	0-4	stark bindiger Lehm	—	1,71	5,79	47,31	45,19	21,6	—	—	—	—	—	—	—



Biege	195 a	0-3	unausgeglichener mit Kalkstein untermischter lettiger Lehm	2,14	3,33	6,01	34,63	56,03	—	—	—	—	—	—	—	—
	211 a	0-11	staubsandreicher Lehm	0,06	1,70	6,74	52,60	38,96	—	—	—	—	—	—	—	—
Lärchenbühl	234 a	0-4	mittelbindiger Lehm	—	2,17	6,51	49,03	42,29	14,30	—	—	—	—	—	—	—
	243 a	0-3	stark bindiger Lehm	—	5,88	8,89	42,40	42,83	19,72	—	—	—	—	—	—	—
	243 c	8-10	grüner Lettensand	—	18,18	20,76	19,33	41,73	20,70	—	—	—	—	—	—	—
	245 b	8-10	verwitternde Lettenkohle	15,0	12,10	4,32	12,73	70,85	21,24	—	—	—	—	—	—	—
	250 a	0-4	staubsandreich., mittelbindig. Lehm	—	1,90	4,69	48,61	44,80	14,25	1,74	0,3	0,2	0,02*	0,23	0,89	0,16
Holzacker	257 a	0-4	staubsandreicher Lehm	—	1,59	5,53	51,62	41,26	—	—	—	—	—	—	—	—
	270 a	0-3	mittelbindiger Lehm	—	1,27	4,98	49,47	44,28	—	—	—	—	—	—	—	—
	270 b	8-11	kalksandreicher, lettiger Lehm	—	1,17	4,55	56,74	37,54	—	—	—	—	—	—	—	—
	279 a	0-3	stark bindiger Lehm	—	1,67	4,05	47,07	47,21	—	—	—	—	—	—	—	—
	284 b	8-15	stark lettiger Lehm	—	1,45	4,94	46,06	47,55	—	—	—	—	—	—	—	—
	284 c	15-18	feinsand. Lehm mit Kalkkonkretion.	4,84	0,82	5,20	53,94	40,04	—	—	1,8	—	—	—	—	—
	296 a	0-3	mittelbindiger Lehm	—	1,67	4,83	49,66	43,84	11,82	—	—	—	—	—	—	—
	296 b	3-5	stark lettiger Lehm	—	2,12	4,22	42,94	50,72	—	—	0,3	0,22	0,48	0,37	0,13	0,08
	311 a	0-3	stark bindiger Lehm	0,19	2,32	4,93	47,71	45,04	16,61	—	—	—	—	—	—	—
Waldspitze	331 a	0-3	feinsandiger, lößartiger Lehm	—	0,94	3,98	52,28	42,80	—	—	—	—	—	—	—	—
	338 a	0-3	feinsandiger Lehm	—	1,56	4,48	46,86	47,10	7,58	—	0,3	0,27	0,65	0,32	0,11	0,13
	352 a	0-3	feinsandiger Lehm	—	1,89	4,15	46,64	47,32	—	—	—	—	—	—	—	—
	364 a	0-5	feinsand. Lehm m. etw. Lößcharakt.	—	1,46	4,32	47,84	46,38	—	—	—	—	—	—	—	—
Altenberg	367 a	0-3	feinsandiger, lößartiger Lehm	—	1,56	4,59	50,01	43,84	16,8	—	—	—	—	—	—	—
	374 a	0-3	feinsandiger, lößartiger, etwas bin- diger Lehm	—	1,39	5,71	47,38	45,52	18,0	—	0,40	0,23	0,37	0,19	0,08	0,10
	428 a	0-4	feinsandiger Lehm	—	0,92	4,49	51,33	43,26	9,54	—	1,02(L)	0,53	1,02	0,22	0,10	0,13
	433 a	0-4	feinsandiger Lehm	—	0,64	4,06	50,88	44,42	—	—	—	—	—	—	—	—
	441 a	0-4	feinsandiger, lößartiger Lehm	—	0,34	2,91	52,22	44,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Binsenwasser	466 a	0-4	feinsandiger, bindiger Lehm	—	0,87	5,28	53,58	40,27	19,7	—	0,5	0,35	0,55	0,46	0,11	0,13
	466 b	5-12	feinsandig. bindig., kalkhaltig. Lehm	—	0,97	3,93	57,79	37,31	—	—	2,32	1,29	0,37	0,30	0,11	0,05
	476 a	0-4	staubsandreicher Lehm	0,05	2,35	6,07	56,23	35,35	13,1	—	0,5	—	—	—	—	—
	483 a	0-4	mittelbindiger Lehm	6,50	1,14	4,84	49,54	44,48	12,67	—	—	—	—	—	—	—
	488 a	0-4	mittelbindiger Lehm	—	0,77	3,69	51,48	44,06	12,62	—	—	—	—	—	—	—
Zuchtgarten, Ver- mehrungsfeld am Sächsen- heimer Weg	495 a	0-3	stark bindiger Lehm	—	4,73	6,50	39,87	48,90	—	—	0,4	—	—	—	—	—
	496 a	0-3	mittelbindiger Lehm	0,10	2,79	5,00	44,90	47,31	—	—	—	—	—	—	—	—
	496 b	3-8	schwach bindiger Lehm	—	1,92	5,82	46,01	46,25	—	—	—	—	—	—	—	—
	501 a	0-3	etwas bindiger Lößlehm	3,52	1,26	6,97	56,50	35,27	—	—	6,42	—	—	—	—	—
	503 a	0-8	bindiger, lößartiger Lehm	0,13	1,49	5,41	54,80	38,30	22,52	—	1,24(L)	0,99	0,81	0,45	0,12	0,14
	503 b	8-10	Übergang zum	—	0,30	6,16	56,29	37,25	—	—	2,12(L)	—	—	—	—	—
	503 c	ab 10	kalksandreichen Lößlehm	—	0,81	4,61	59,29	35,29	—	—	11,04(L)	6,78	0,50	0,24	0,11	0,04
	512 a	0-4	mittelbindiger, lößartiger Lehm	—	0,64	4,14	52,91	42,31	13,66	—	—	—	—	—	—	—

1) Die Schichten des Bohrlochs 37 sind von Herrn A. v. Nostitz untersucht; s. A. v. Nostitz: Die Fruchtbarkeitsverhältnisse in verschiedenen Schichten eines Bodenprofils. Dissertation. München 1914.

\* MgO bestimmt im Filtrat der Kalkbestimmung. Näheres siehe Untersuchungsmethoden S. 227.

Kohlensaurer Kalk wurde teils mit dem PASSON'schen, teils mit dem LUNGE'schen Apparat bestimmt.

Der Gehalt an Humus wurde durch Elementaranalyse bestimmt und zwar wurde zunächst die Summe von Kohlensäure aus Humus und Karbonat, dann die letzteren mit dem LUNGE'schen Apparat eigens ermittelt, von der Gesamtsumme abgezogen und aus der Differenz der Gehalt an Humus berechnet (Faktor  $\text{CO}_2 \times 0,47 = \text{Humus}$ ).

### III. Die Bodenverhältnisse der einzelnen Feldlagen.

Der Charakter als landwirtschaftliche Bodenkarte bringt es mit sich, daß nicht eine Einteilung nach topographischen oder geologischen Gesichtspunkten vorgenommen wurde, sondern daß die einzelnen Feldlagen als bestehende landwirtschaftliche Komplexe herausgenommen und für sich beschrieben werden. Zum leichteren Verständnis und der besseren Übersichtlichkeit wegen wurde auch nicht wie sonst üblich ein Bohrlochverzeichnis mit dem Bohrungsergebnis gegeben, sondern es wurde die beschreibende Form gewählt. Diese Einteilung erleichtert dem Benutzer der Karte die für die Praxis sich ergebende Nutzenanwendung zu finden, sei es dem auf dem Gute tätigen Landwirt in Fragen der Bestellung, Bearbeitung, Düngung, bei Vegetationsbeobachtungen und Beurteilung der Ernteergebnisse mit Rücksicht auf den Boden, sei es dem Flurbereinigungsgeometer, Kulturingenieur oder einem sonstigen Benutzer, der sich über pedologische Fragen an Hand der Karte rasch orientieren will.

Unter Krume soll im Nachstehenden die regelmäßig bearbeitete oberste Bodenschicht verstanden sein. Sie ist meist humusreicher, als die darunter liegenden Schichten. Obergrund bezeichnet die oberste Schicht bis zu der Tiefe, in der eine Änderung in der Bodenzusammensetzung eintritt. Der Obergrund kann sich mit der Krume decken, er kann aber auch viel tiefer gehen als diese. Als Untergrund wird die unter dem Obergrund bzw. der Krume liegende Schicht bezeichnet.

Bei der petrographischen Untersuchung<sup>1)</sup> der durch die Schlämmanalyse gewonnenen hydraulischen Werte sowie einzelner Gesteinsstücke war der Gesichtspunkt der praktischen Beurteilung der Böden ausschlaggebend. Es konnte hier daher abgesehen werden von der Erwähnung seltener auftretender Mineralien, insbesondere auch von der näheren Untersuchung der fast immer und oft in großer Zahl aufgefundenen schwarzen Eisenkonkretionen und der Kalkkonkretionen, obwohl das nähere Eingehen auf diese und ähnliche Punkte für die jüngere und ältere Geschichte der Ablagerungen von Interesse wäre. Die Frage, inwieweit der Kalkgehalt des bei der Schlämmung verwendeten Leitungswassers die Bildung mancher vorgefundenen Konkretionen beförderte, muß ebenfalls offen bleiben. All diesem soll in anderem Zusammenhange näher getreten werden. Unerläßlich erschien es dagegen, bei der Untersuchung wenigstens einigermaßen genau das prozentuale Verhältnis der einzelnen in größerer Menge auftretenden Komponenten festzustellen, was bei einiger Übung unschwer zu machen ist. Bei dieser Untersuchung ließ sich besonders das Stereomikroskop von Zeiß mit großem Nutzen verwenden.

Die Schlämmrückstände weisen einerseits auf eine in Verwitterung begriffene, nach Bestand und Mächtigkeit stark wechselnde Schichtenfolge von Schieferthon, Mergel, unreinen Kalken und Quarzsandsteinen (nach der geologischen Karte der unteren Lettenkohle angehörig), andererseits auf Lößablagerungen hin.

<sup>1)</sup> Die petrographischen Untersuchungen wurden von Herrn E. KRAUS ausgeführt.



Petrographische Bestimmungen (Abschätzungen in Prozenten).

Bohrloch Nr.	Bodengemengteile	Kalkstein und Kalzit	Kalkkonkretionen	Quarz und Quarzsandstein	Eisenkonkretionen	Lichter Glimmer		Bohrloch Nr.	Bodengemengteile	Kalkstein und Kalzit	Kalkkonkretionen	Quarz und Quarzsandstein	Eisenkonkretionen	Lichter Glimmer	
1a	St <sup>1)</sup> Grs <sup>2)</sup> Fs <sup>3)</sup> Sts <sup>4)</sup>	35 35 7 w	— — — —	35 60 85 V 90	w <sup>5)</sup> w 7 8	— — w —	25 Dolomit	116a	Grs Fs Sts	35 5-10 10	— — —	> 30 60 80	30 39 10	— w w	
1c	St Grs Fs Sts	100 99 90 V 95	— — — —	— — — —	— w 10 4	— — — —		117	St	60	—	40	—	—	
4a	St Grs Fs Sts	75 25-30 w w	12 — — —	— 6 55 80	12 60 40 18	— — — —		130b	St Grs Fs Sts	100 95 85 60	— — — —	— 3 3 35	— w 10 3	— — w —	
4b	Grs Fs Sts	— — —	— — —	5 40-50 40-50	95 50 50	— — —		130d	Grs Fs Sts	90 3-5 w	— — —	w w w	5 — —	— — —	} viel Schiefer- } ferton
4c	St Grs Fs Sts	100 V 95 80 80	— — — —	— — — —	— 4 20 20	— — — —		132	St	100	—	—	—	—	
8a	St Grs Fs Sts	70 25 15 w	— — — —	30 38 40 90	— 35 45 8	— — — —		142a	St Grs Fs Sts	100 40 15 3	— — — —	— 20 40 75	— 35 40 20	— — — —	
14a	Grs Fs Sts	w — —	— — —	35 65 90	V 60 35 10	— — —		142b	Grs Fs Sts	w w w	— — —	8 8 70	90 90 30	— — —	
23a	Grs Fs Sts	80 40 50	— — —	5 38 90	15 20 5	— — —		144a	St Grs Fs Sts	-100* 90 30 5-10	— — — —	w 5 60 80	— — — —	3-5 -10 10	* Grenz- dolomit
25a	St Grs Fs Sts	35 5 w —	65 — — —	60 80 95	30-40 15 -5	— w w		158a	St Grs Fs	20 25-30 1	*	— 25 85	— 40 10	— — —	* Knochen- reste 80
25b	St	—	100	—	—	—		172a	St Grs Sts	100 w —	— — —	— 45 97	— 50 -3	— — w	
38b	St Grs Fs Sts	— — — —	— — — —	-100 <sup>6)</sup> -100 55 -90	— w -45 10	w — w w		180b	St Grs Fs Sts	— — — 15	100 99 20 —	— — 45 80	— — 35 5	— — w w	
49b	Grs Fs Sts	— — —	— — —	-100 90 92	w 5 3-5	w 2-5 3-5		184a	St Grs Fs Sts	100 3 — —	— — — —	50 85 93	45 10 5	— w 2	
62a	Grs Fs Sts	6-8 1-2 w	— — —	40 50 90	50 45 5-8	— — w		184b	Grs Fs Sts	1 w —	— — —	> 70 68 95	> 25 30 5	— w —	
64a	St Grs Fs Sts	-100* 35 10 2-5	— — — —	w 25 45 90	— 40 40 5	w w w 2	* ob. Letten- kohle	184d	Grs Fs Sts	10 w —	— — —	20 80 95	70 15-20 5	— w —	
76a	Grs Fs Sts	5-10 w —	— — —	35 65 75	50 30 25	— — —		195a	St Grs Fs Sts	100 40 5 w	— — — —	— 18 30 90	— 40 65 5-10	— — — —	
89a	St Grs Fs Sts	100 15 5 —	— — — —	V 40 -85 90	40 -10 5-10	— 2 w		211a	St Grs Fs Sts	100 — — —	— — — —	— 30 85 95	— 70 15 3-5	— — — —	
95a	Grs Fs Sts	w 2 —	— — —	40 40 85	55 55 15	w w w		234a	Grs Fs Sts	w — —	— — —	-30 85 95	70 15 3-5	— — —	
99a	Grs Fs Sts	w — —	— — —	35-40 70 -95	60 30 5	— — w		343a	Grs Fs Sts	w — —	— — —	40 -85 95	-60 15 3-5	— * —	* w. Biotit
								243c	Grs Fs Sts	— — —	— — —	-100 99 99	— — —	w — —	1 Biotit 1 Biotit

1) Steine, 2) Grobsand, 3) Feinsand, 4) Staubsand, 5) wenig, 6) bis 100.

Bohrloch Nr.	Bodengemengteile	Kalkstein und Kalzit	Kalk-konkretionen	Quarz und Quarzsandstein	Eisen-konkretionen	Lichter Glimmer		Bohrloch Nr.	Bodengemengteile	Kalkstein und Kalzit	Kalk-konkretionen	Quarz und Quarzsandstein	Eisen-konkretionen	Lichter Glimmer	
245 b	Grs 90 Fs 70 Sts 15	—	—	5—10 3 60	w 25 25	— w w		441 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	60 90 95	40 10 5	— — w	
250 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	30 85 95	70 10—15 3—5	— w w		466 a	Grs w Fs — Sts —	—	—	40 65 95	50—60 35 5	— — w	
270 a	Grs w Fs — Sts —	—	—	—30 80 95	70 15—20 3—5	— w w		466 b	Grs — Fs — Sts —	—	80 5—10 5	10 70 90	10 20 3—5	— —1 —1	
270 b	Grs — Fs 20 Sts 15—20	—	85	w 60 80	15 15—20 3	— w w		476 a	St 100 Grs 10 Fs 3—5 Sts w	100	—	—	45 85 96	45 5—10 3	— —1 —1
277 a	Grs w Fs — Sts —	—	—	8 80 95	90 15—20 5	— w w		483 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	20 50 95	80 40—50 5	— w w	
284 b	Grs w Fs — Sts —	—	—	8 50 95	90 50 5	— w w		488 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	40 80 95	60 20 3—5	— w w	
284 c	St — Grs — Fs — Sts —	—	100 3—5	— 35 38	— 60 60	— w w		495 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	65 80 90	30—40 20 5—10	— w w	
296 a	St 75 Grs — Fs — Sts —	—	—	20 20 —90 —98	— 75—80 10 2	— — w w		496 a	St — Grs — Fs — Sts —	—	—	100 90 90 97	— 5—10 5—10 3	— — — —	
296 b	Grs — Fs — Sts —	—	—	15 80 95	85 20 3—5	— — —		496 b	Grs — Fs — Sts —	—	—	80 90 95	15 5—10 3—5	— w w	5 feinsand. Schiefer-ton
311 a	St — Grs — Fs — Sts —	—	—	100* 35 80 95	— 60—70 20 3—5	— — w	* mit viel Brauneisen	501 a	St — Grs — Fs — Sts —	—	100 15 3—5 3—5	— 70 85 90	— 15 10 3	— — w w	
331 a	Grs 1 Fs — Sts —	—	—	30 90 97	—70* 10* 3*	— — —	* stark quarz- sandig	503 a	St 100 Grs 40 Fs 1 Sts w	100	—	—	— 45 78 95	— 10—15 20 3—5	— — w w
338 a	Fs — Sts —	—	—	80 95	20 3—5	w w		503 b	Grs — Fs — Sts —	—	—	40 50—60 97	60 40—50 3	— —1 w	
352 a	Grs — Fs — Sts —	—	5 3—5	15 75—80 97	80 15 2—3	w w w		503 c	St 100 Grs — Fs 10 Sts 10—15	100	—	—	— 1 60 80	— — 30 3—5	— — —1 —1
364 a	Grs —1 Fs w Sts —	—	—	38 —80 95	60 20 3—5	— w w		512 a	St 100 Grs —3 Fs — Sts —	100	—	—	— 35 90 95	— 60 10 3—5	— — — w
374 a	Grs — Fs — Sts —	—	—	25 90 97	75 5—10 —3	— w w		528 a	Grs 1 + Fs 1 Sts —	—	25	25	50	—	—
428 a	Grs 35—40 Fs 1 Sts —	—	—	25 80 95	35 15—20 3—5	— — w		549 b	Grs 99 Fs 15—20 Sts 10—15	—	—	—	1 5 3	— —1 —1	
433 a	Grs w Fs — Sts —	—	—	50 80 95	50 20 3—5	— w w									

### Die Ergebnisse der mechanischen Analyse.

Der Gehalt an Steinen, Grus und Grand ist im allgemeinen verschwindend gering. Das Auftreten sporadisch auftretender Steine<sup>1)</sup> ist bei der Beschreibung der einzelnen Feldstücke näher angegeben. Grus und Grand sind, wo sie einige Male in den Analysen aufgeführt werden, für den Bodencharakter bedeutungslos;

<sup>1)</sup> Grenzen der Durchmessergröße der Bodengemengteile siehe Seite 227.



höchstens an einigen Stellen des Kreuzackers (Bohrloch 144a) macht sich der Kalkgrus etwas im Boden geltend.

Grobsande haben bei den Krumen ebenfalls nur einen geringen Anteil an der Zusammensetzung. Sie bewegen sich im allgemeinen bei den schweren Böden zwischen 2 und 6%, gehen nur selten darüber, bei den leichteren Böden zwischen 0,6 und 3% und nur die schon oben erwähnte Probe bei Bohrloch 144a geht mit 8,1% etwas höher. Bei den Untergrundsproben fallen einige Letten und Lettensande durch höheren Grobsandgehalt auf.

Der Feinsandgehalt läßt sich im allgemeinen zur Charakterisierung der Böden im vorliegenden Falle nicht heranziehen. Er schwankt bei den untersuchten Proben zwischen 2,6 und 8,9% und bewegt sich in der Hauptsache zwischen 4 und 5%. Interessant ist es, daß die beiden als Lettensande bestimmten Proben (49b und 234c) schon gleich durch ihren hohen Feinsandgehalt von 23,2 und 20,8% auffallend sind.

Staubsande nehmen an der Zusammensetzung der schweren Böden und bei einigen Teilen des Kreuzackers verhältnismäßig einen geringeren Anteil, sie bewegen sich in der Hauptsache zwischen 25 und 40%. Bei den leichteren Böden stehen sie um ca. 50% herum und gehen bei den löbartigen Böden bis gegen 60%. Bei den Untergrundsletten tritt der Gehalt an Staubsanden bedeutend zurück. Der Staubsandgehalt, der bei anderen Untersuchungen deutliche Beziehungen zum praktisch festgestellten Bodenwert aufwies, war hier insoferne von Bedeutung, als die praktisch beobachtete Bindigkeit mit dem Staubsandgehalt entgegengesetzt verläuft, also im allgemeinen Böden mit niedrigerem Staubsandgehalt bedeutend schwieriger zu bearbeiten sind als Böden mit höherem.

Die abschlämmbaren Teile haben bei den schweren Böden den Hauptanteil an der Zusammensetzung. Ihr Gehalt schwankt zwischen 50 und 68% und geht schließlich bei den Untergrundsletten bis zu 87,5%. Bei den Krumenproben der leichteren Böden machen die abschlämmbaren Teile 40—50% des Gesamtbodens aus und gehen bei den löbartigen Böden bis zu 35,3% herab.

Das Verhältnis zwischen abschlämmbaren Teilen und Staubsanden, das sich besonders gut zur Charakterisierung und Beurteilung der Böden eignet, und von dem wir wünschen, daß es sich ungefähr um 1 : 1 oder etwas darüber hält, bewegt sich bei den schweren Böden von 1 : 0,31 bis 0,9 und schwankt bei den anderen Böden um 1 herum und geht endlich bei den löbartigen Böden bis zu 1,68.

Nach obigen Ausführungen ist die mechanische Analyse in kritischer Anwendung und in Verbindung mit den praktischen Bestimmungen am Bodenmaterial zur Charakterisierung der Böden ohne Zweifel unentbehrlich, entgegen der Meinungen, die derselben so ziemlich jede Bedeutung absprechen. Zu dieser Kontroverse wird an anderer Stelle weiteres auszuführen sein (vgl. auch im Vorwort S. 218).

Der Gehalt an „Ton“ (nach ARNTZ) wechselt bei den schweren Böden von 16,6 bis 41,9% und bei den mittelschweren Böden von 12 bis 20%; bei feinsandigen löbartigen Böden geht er bis zu 7,58% herab.

Die schweren Untergrundsletten und Tone weisen bis zu 51,2% „Ton“ auf.

Der Humusgehalt der Böden ist im allgemeinen sehr gering, so daß von Bestimmungen in größerem Umfange abgesehen wurde. Der Humusgehalt beträgt im Durchschnitt 1,8 bis höchstens 2%. An einigen Stellen an der Schindkande

an denen der Humusgehalt etwas mehr hervortritt, ergab die Bestimmung bis zu 4,31<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, im Kreuzacker und im kleinen Kreuz 3,36<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und 3,31<sup>0</sup>/<sub>0</sub>.

Die Hygroskopizität der Böden bewegt sich zwischen 6<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und 11<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, bei zähen Letten geht sie noch etwas höher.

Die Wasserkapazität schwankt zwischen 32 und 39 Gewichtsprozenten und geht bei den lößartigen Böden bis auf 28 Gewichtsprozente zurück.

### Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung.

Der Stickstoffgehalt der Krumen ist im allgemeinen gut. Er bewegt sich vorwiegend zwischen 0,10 bis 0,17<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und geht bei humusreicheren Böden bis zu 0,21 und 0,26<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und nur in einem Falle (184a) sinkt er auf 0,06<sup>0</sup>/<sub>0</sub> herab.

Die Untergrundsproben haben meist zwischen 0,04 bis 0,08<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Stickstoff und nur in größeren Tiefen ist der Gehalt an Stickstoff noch etwas geringer.

Der Phosphorsäuregehalt der Böden ist ebenfalls als gut zu bezeichnen, er schwankt in der Hauptsache zwischen 0,10 bis 0,15<sup>0</sup>/<sub>0</sub>; bei einigen Böden geht er allerdings bis 0,07<sup>0</sup>/<sub>0</sub> herab. Der Untergrund steht der Krume an Phosphorsäure wenig nach. In einem Falle (1c) übertrifft er mit 0,17<sup>0</sup>/<sub>0</sub> sogar die Krume, erst in größeren Tiefen (130d) nimmt der Gehalt erheblich ab.

Der Kaligehalt ist durchweg als reichlich zu bezeichnen, er bewegt sich hauptsächlich zwischen 0,32 bis 0,45<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und geht bei leetigen Lehmen bis 0,98<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, bei einem Untergrundsletten (130d) sogar bis 1,03<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Den geringsten Kaligehalt finden wir am Altenberg mit 0,19 und 0,22<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, ein Gehalt jedoch, der nach den gemachten Erfahrungen noch als befriedigend gilt.

Der Gehalt an Kalk ist in den Krumen nicht besonders groß. Er bewegt sich zwischen 0,2 und 0,6 und geht einigemale höher bis zu 4,76, bei den als Lößlehme bezeichneten Böden geht er bis zu 6,78<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Es ist jedoch in Betracht zu ziehen, daß der Kalk hauptsächlich in Form kleiner und kleinster Steinchen vorkommt, daß daher einem gleich hohen Prozentgehalt CaO in diesem Falle nicht die gleiche Bedeutung zuzuschreiben ist, als wenn der Kalk in erdiger Verteilung vorkommt.

Im Untergrunde steht natürlich der Kalkgehalt, wenn ein Vorkommen von Kalkgestein zu verzeichnen ist, höher, und bei einigen kalkhaltigen Letten und Kalkletten finden wir 25,9 bis zu 60<sup>0</sup>/<sub>0</sub> kohlen-sauren Kalk. Die sehr oft bestehende Differenz zwischen dem berechneten Gehalt an kohlen-saurem Kalk und dem gefundenen läßt die Annahme zu, daß ein Teil von CaO nicht an Kohlensäure gebunden ist.

Der Magnesiagehalt der Böden (es handelt sich hier um die nach der zweiten Methode gefundenen Gehalte, siehe S. 227) ist im allgemeinen ziemlich hoch. Er übertrifft sogar einigemale den Kalkgehalt um das zwei- bis vierfache (184a). Boden 428a weist einen hohen Magnesiagehalt von 1,02<sup>0</sup>/<sub>0</sub> bei 0,53<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Kalk auf.

### Die einzelnen Feldlagen.

#### Rosengarten.

Obergrund: Der Rosengarten zeigt in seiner größten Ausdehnung stark bindige bis leetige Lehme, die der Zusammensetzung der obenstehenden Proben 1a, 14a und 23a entsprechen. Diese Böden sind in der Umgebung der Bohrstellen 1—3, 10—16, 20—24, 26—35 zu finden. Stark leetigen Lehm, wie 4a und 8a (siehe oben), weisen die Bohrstellen 4 mit 9 und 17 mit 19 auf. Leichter als der Durchschnittsboden, immerhin aber schwerer Lehm wird bei Bohrstelle 25 vorgefunden (Probe 25a).



Kleine und große Kalksteine liegen fast überall sporadisch auf der Krume, in größerer Menge in der Umgebung der Bohrlöcher 8, 9, 10, 18, 19, 23, 28 mit 32.

**Untergrund:** Der Untergrund wird im Wesentlichen von einem graugrünen, mit Sandnestern und Kalksteinen durchsetzten Kalkletten gebildet. (Siehe oben 1c und 4c.) Nach der Tiefe nimmt das kalkig-dolomitische Gestein der oberen Lettenkohle zu, so daß bei einer durchschnittlichen Tiefe von 2 m Bohrunfähigkeit eintritt. Die obere Grenze dieses Lettens findet sich in wechselnder Tiefe: Bohrstelle 1 mit 3 bei 90 cm, 4 mit 7 bei 50 cm, 8 und 9 bei 30 cm; bei 10 mit 16 tritt sie zurück bis zu einer Tiefe von 140 cm, um bei Bohrstelle 17 und 18 wieder bis auf 40 cm an die Oberfläche zu kommen; ebenso bei 28 mit 32. Bei Bohrloch 23 mit 27 kommt in der Tiefe von 40—170 cm gelblicher, kalksandiger Letten zum Vorschein. Der Übergang vom Obergrund zum Untergrund ist scharf abgezeichnet, fast überall von schwarzen Letteneinsprengungen begleitet, die sich bei Loch 4, 5, 6, 14, 33 und 34 zu einer bis zu 15 cm mächtigen schwarzen Lettenschicht (siehe oben Untersuchung 4b) mehren, so daß sich diese bei Loch 4, 5, 6 unmittelbar unter der Krume (25 cm) befindet, und in Form von Einsprengungen die Oberfläche schwärzlich färbt.

### Schafweide.

**Obergrund:** Die Schafweide zeigt überall lettigen bis stark lettigen Lehm: lettigen Lehm wie etwa der mittlere Rosengartenboden bei 38, 40, 42 mit 45; stellenweise tritt der Lettencharakter besonders hervor (vgl. 4a und 8a im Rosengarten, 76a nachfolgend in der Riedenheimerstraße links), so bei 36 und 41. In der die Schafweide durchziehenden Senkung, besonders bei 37 und 39, tritt ein schwarzer Letten an den Tag, der sich sonst überall im Untergrund findet, entweder in Form einer Schicht (Bohrloch 36 und 38) bei 60—80 cm (siehe Probe 38b), oder aber in den anderen Bohrstellen in Form von Einsprengungen bei Übergang zu dem den Untergrund bildenden grünen Kalkletten (wie 1c und 4c des Rosengartens). Dieser zeigt sich bei 37 in einer Tiefe von 80, bei 38 von 110 cm, bei 40 von 50 cm, bei 41 von 35 cm (grünliche Einsprengungen in der Krume), bei 42 bis 44 von 80 cm; bei 45 (flache Kuppe) wird die grüne Schicht bei 85 cm noch nicht erreicht.

### Riedenheimerstraße links.

Der stete Wechsel in der überall großen Bindigkeit des Bodens, wie auch der Wechsel der Tiefe der Krume und der Verschiedenartigkeit des Untergrundes, der uns hier als Letten in allen Farben schwarzgeflammt, dunkelrot, grün, grau, gelb, mit eingelagerten, ebenso verschieden gefärbten Lettensandnestern sowie Nestern und Schichten von Kalksand bis Kalkgestein entgegentritt, machen es schwer, ein Bild von den Bodenverhältnissen dieses Ackers zu geben.

**Obergrund:** Charakteristisch für ihn ist die größtenteils außerordentliche Bindigkeit, die in den Nummern 62a, 64a, 76a (siehe oben) zum Ausdruck kommt. Dieser Zusammensetzung entsprechen etwa noch folgende Nummern: 46, 48, 49, 50, 53, 55, 56, 58, 61, 63, 74, 75, 77, 78, 80, 82. Weniger schwere Böden, die ungefähr dem oben angeführten lettigen Lehm Nr. 89a entsprechen, finden sich bei Nr. 52, 67, 68, 69, 70, 81, 89, 90, 91, 94 (92 und 93 sind leichter als diese, 92a ist der im benachbarten Holzacker 3 gelegenen Nr. 255 und 270 gleich). Die übrigen Nummern: 47, 51, 54, 57, 59, 60, 65, 66, 71, 72, 73, 79, 83 mit 88 sind zwischen die erstgenannten und die zweiten Böden zu stellen, so daß sie als stark lettige bis lettige Lehme zu bezeichnen wären.

Auf der Oberfläche treten Kalksteine besonders auf bei Nr. 63, 72, 74, 75, 89.

**Untergrund:** Ist schon der Obergrund sehr wechselvoll, so trifft dies in ganz besonderem Maße für den Untergrund zu.

Verschieden gefärbter reiner Letten, auch Kalkletten findet sich in einer Tiefe von

- 20—25 cm bei Nr. 63, 64, 71, 72, 74, 75, 80, 88,
- 30—35 cm bei Nr. 48, 58, 62, 85, 89, 90, 91,
- 40—50 cm bei Nr. 50, 55, 56, 73, 79,
- 50—60 cm bei Nr. 60, 78.

Gelber Letten mit Lettensand liegt im Untergrund bei Nr. 51, 54, 67, 69, 83, 84, 92, 93, 94. Reine Lettensande finden sich in größerer Menge bei den Nummern 46 (— 70 cm), 48 (— 60 cm), 49 (40—110 cm, siehe oben 49e), 55 (— 60 cm), 76 (70—100 cm), 86 und 87 (— 50 cm), 88 (— 100—125 cm). Sind diese Letten vielfach, stets aber der graue bis grüne Letten mit Kalksteinen durchsetzt, so fällt die Zunahme der letzteren nach der Tiefe zu besonders auf, so daß häufig Undurchbohrbarkeit eintritt. In geringerer Tiefe zeigt sich diese Erscheinung bei Nr. 46 (— 90 cm), Nr. 63, 64, 71, 72 (25—30 cm).

Der Letten des Untergrundes entspricht in seiner Zusammensetzung etwa dem von 1c und 4c des Rosengartens. Die Lettensande haben eine ähnliche Zusammensetzung von derjenigen bei Bohrloch 4 des Rosengartens und 243 aus dem Lerchenbühl (siehe diesen).

### **Schindkaude.**

**Obergrund:** Wir haben es hier durchweg mit lettigen Lehmen bis reinen Letten zu tun. Erstere zeigen in der Nähe der Straße einen auffallenden Humusgehalt, der auf die Bearbeitungsfähigkeit einen günstigen Einfluß ausübt. Diese Böden finden sich bei Nr. 95 (siehe oben 95a), 96, 97, 98, 99 (siehe oben 99a), 100; etwas Humus zeigt auch der Boden bei Nr. 102. Abgesehen von dieser die Bindigkeit etwas mildernden Zugabe besteht der Obergrund der tieferen Lagen bei Nr. 101, 111, 112, 116, 117, 118, 119 aus grauem, mit Kalksteinen untermischtem Lettenboden von der oben angegebenen (116a) Zusammensetzung. In den höheren Lagen erscheint bei Nr. 103 und 104 sowie bei Nr. 107, 108, 110, 113, 114 und 120 ein lettiger Lehm, etwa vom Charakter des Lettens bei Nr. 1 im Rosengarten (siehe Probe 1a), während wir bei 105, 106 und 109 einen schweren, nicht mehr lettigen Lehm gleich Nr. 172a in der Riedenheimerstraße rechts (siehe diese) antreffen.

**Untergrund:** Er wird unterhalb der humushaltigen, lettigen Lehme und Lettenböden von einem 1c und 4c im Rosengarten gleichenden Kalkletten mit nach der Tiefe zunehmendem Kalkgestein gebildet, der bei Nr. 95 in einer Tiefe von — 70, Nr. 96 von — 45, Nr. 97, 98 — 60, bei 99 etwas zurücktretend, bei 100 — (50 cm), bei 102 überlagert von schwarzem Letten, bei 103 von verwitterndem Kalkgestein, bei 104 von gelbbraunem Letten in größerer Tiefe als 60 cm auftritt. Dieselbe Überlagerung von gelbbraunem bis braunem Letten treffen wir bei 105, 106 und 109 an, die hier eine Mächtigkeit von 250 cm aufweist und in einer Tiefe von — 3 m auf verwitterndem Kalkgestein aufsitzt. Die braune, kalklose Lettenschicht streicht bei 108, 110, 113, 114 und 120 in geringerer Mächtigkeit (30—50 cm) als lettiger Lehm (siehe oben Obergrund) aus, ihrerseits auf dem schon mehrfach erwähnten graugrünen Kalkletten aufliegend; die grauen Lettenböden bei 101, 111, 112, 116 mit 119 gehen von der Krume aus direkt in diesen über.

### **Kreuzacker und Nebenstücke.**

**Obergrund:** Auch hier haben wir es mit starkem Wechsel in Bezug auf die Bindigkeit des Bodens zu tun. Weist der Ostrand in seinem unteren Teil einen humushaltigen Lehm, der Nordrand einen mittelbindigen Lehm von der Zusammensetzung der Probe 121a (siehe oben) auf, der allerdings stellenweise von einem 20—40 cm darunter befindlichen rötlichen Letten stark beeinflusst ist, so zeigt der Rest des Stückes namentlich bei Loch 130 starke, lettige Lehme, die in geringster Tiefe in Kalkletten übergehen.

Humushaltigen Lehm treffen wir bei 134, 135 und 136 an. Wir finden bei 121 mit 127 einen bindigen Lehm, der bei 121 (siehe oben) am leichtesten, sonst vielfach mit rötlichen oder schwärzlichen Letteneinsprengungen durchzogen und ein wenig schwerer ist. Bei 128 ist bemerkenswert das Auftreten von Kalksteinchen unter gleichzeitigem Bindigerwerden des Obergrundes und eine Zunahme dieser Eigenschaften bei 129 und 130 (ähnlich 144a siehe oben). Dieselben Böden zeigen sich horizontal östlich und westlich dieser Punkte. Ähnlich ist noch Nr. 131, während die Nr. 132 und 133 einen humushaltigen, etwas lettigen Lehm darstellen und den Übergang zum erstgenannten Boden bei 134 bilden.

Das Nebenstück: Kreuzäckerehen hat in seiner westlichen Hälfte einen lettigen Lehm von der Zusammensetzung des Bodens 144a, während die östliche Hälfte teilweise einen dunklen, humushaltigen, lettigen Lehm (142a) aufweist.

Die beiden dem Kreuzacker südlich vorgelagerten kleinen Stücke 148 und 149, die auf einer kleinen Geländestufe liegen, zeigen einen humushaltigen Lehm von mittlerer Bindigkeit.

**Untergrund:** In der unteren d. i. südlichen Hälfte des Kreuzackers wird der Untergrund durch einen reich mit Kalkgestein durchsetzten, gelben bis gelblich grünen Letten gebildet, der seinerseits auf einem rötlichblauen, kalkhaltigen Letten aufsitzt.

Der erstgenannte Kalkletten findet sich in einer durchschnittlichen Tiefe von 40—60 cm, tritt aber stellenweise, so bei 130, bis auf 25 cm unter Tag. An dieser Stelle wird der blaue Letten in einer Tiefe von 80 cm gefunden, während die Probe aus 130 cm Tiefe wieder dem grünen Letten gleicht. Die obere d. i. nördliche Hälfte wird von rotem, stark lettigem Lehm unterlagert, der, wie erwähnt, stellenweise der Krume Farbe und erhöhte Bindigkeit verleiht; das gleiche gilt von den schwärzlichen Einsprengungen, die sich streifenweise in der Krume der oberen Hälfte finden.



Der Untergrund des Kreuzäckerehens ist ganz ähnlich dem der südlichen Hälfte des großen Ackers. Der Obergrund des oberen Teiles weist eine Mächtigkeit von 50 cm auf und trifft hier unmittelbar auf Kalkgestein.

#### **Am kleinen Kreuz.**

Die Verschiedenartigkeit der Böden ist ohne weiteres aus der Bodengestalt dieses Ackerstückes zu erklären; von einer alluvialen stark humosen Wiesenniederung umgeben, bedeckt es die Endzunge eines Höhenrückens.

Der Obergrund: Der Nördhang des Höhenrückens zeigt einen bindigen Lehm von der Zusammensetzung der Probe 152a (siehe oben), dementsprechend die weiteren Nummern 150, 151, 153, 155, 157, die Bindigkeit des Bodens nimmt bei 156 etwas ab und nimmt bei 158 die Zusammensetzung der Probe 158a an, ebenso sind die Nummern 159, 160; Nr. 154 zeigt (ganz in der Niederung gelegen) starken Humusgehalt (154a).

Untergrund: Unter der Krume der Nummern 150, 151, 152, 154, 159, 160 finden wir nach zunehmendem Lettengehalt in einer durchschnittlichen Tiefe von 80 cm einen schwarzen Letten, der bei 153, 156 und 158 in schwarzen Einsprengungen auftritt und dann seinerseits auf einem hellen, bei Nummer 158 mehr als 220 cm mächtigen, feinsandig lettigen Lehm aufsitzt; vgl. 180b. Bei 155 und 157 kommt derselbe Lehm auf 50 cm an den Tag. Bei 154 wurde auch noch in der Tiefe von 130 cm der erstgenannte schwarze Letten vorgefunden.

Grundwasserstand in den tieferen Lagen ca. 50 cm.

#### **Wiesenfeld.**

Obergrund: Humoser Lehm, ähnlich Probe 154a, jedoch mit etwas größerem Humusgehalt, in den höheren Lagen mit abnehmendem Humusgehalt.

Untergrund: Der nach der Tiefe zu schwerer werdende Obergrund weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von 80 cm auf. Darunter befindet sich eine ca. 50 cm starke torfige Kalksandschicht, nach der Tiefe zu zumeist plötzlich in Torf übergehend. Das Ende der Torfschicht wurde in einer Gesamtschicht von 250 cm noch nicht erreicht.

#### **Riedenheimerstraße rechts.**

Obergrund: Derselbe weist in seiner größten Ausdehnung einen bindigen Lehm auf, dessen Durchschnitt der Probe 172a entspricht. Gleichartig sind die Böden bei 170, 171, 179. Sie werden bei 178, 177, 176 leichter, wesentlich schwerer jedoch wieder bei 175, 174, 173 in dieser Reihenfolge, so daß wir hier einen stark mit Letten untermischten Lehm antreffen. In dem nach Norden gegen das Wiesenfeld gelegenen Ansatzstücke mit zwei Ausläufern finden wir einen bindigen Lehm vor, der in der Gegend von Nr. 165, 169, 183a schwach humushaltig und mild ist, während er bei Nr. 180 etwas staubsandreicher wird.

Untergrund: Während wir bei 173 und 174 in einer Tiefe von 30–40 cm ab den schon oft erwähnten Kalkletten vorfinden, wird die Krume der Nummern 162, 163, 166, 167, 168, 169, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 172, 171, 170 nach unten zu schwerer, um in einer durchschnittlichen Tiefe von 1 m in reinen, braun-gelblichen, meist kalklosen Letten überzugehen (vgl. auch Schindkaude Nr. 109). Bei 164 lagert diese Lettenschicht über einem stark kalkhaltigen, lettigen Lehm, der in einer Tiefe von 50–140 cm vorgefunden wird. Die Nummern 180 mit 183 werden nach der Tiefe zu heller und lettiger und weisen von ca. 70–180 cm einen gelben, kalkhaltigen feinsandigen Letten auf.

#### **Biege.**

Obergrund: Derselbe besitzt in großer Ausdehnung in seiner oberen Hälfte stark bindige Lehme von der Zusammensetzung der Nummern 184a und 192a, die stellenweise in lettige Lehme übergehen, bei 194, 195a, ja geradezu als Letten angesprochen werden können.

Der unterste Teil, die Nummern 190, 199, 205, 206, 207, 208, 217, 218 umfassend, besteht aus staubsandreichen Lehmen bis sehr milden Lehmen. Leichter, d. i. staubsandreicherer Boden als die beiden starkbindigen Lehme 184a und 195a findet sich bei Nr. 210, 211, 212. Nr. 213 entspricht 192a. Alle nicht genannten Nummern ähneln bald dem einen, bald dem anderen starkbindigen Lehm.

Untergrund: Während die Nummern der milden Böden 190, 199, 205, 206, 207, 208, 217, 218, außerdem noch Nr. 189 und 188, in der Tiefe einen, wenn auch manchmal in der Farbe etwas abweichenden, aber doch gleichen Lehm aufweisen, liegt der Obergrund der Nummern 184 mit 187, 191 mit 204 auf verschieden gefärbtem, meist mit Kalkgestein untermischten Letten auf,

der bei 195 bis auf 30 cm an den Tag kommt, hier seinen Einfluß auf die Krume geltend macht und der Nr. 1c aus dem Rosengarten gleicht. Derselbe tritt besonders auf bei Nr. 194 mit 201, in um so größerer Tiefe (mehr als 30 cm), je weniger bindig die Krume ist. Die Nummern 184 mit 187, 191 mit 193, 203 und 204, 209, 212, 213, 214, zeigen im Untergrund einen hellen, starklettigen Lehm mit schwarzen Einsprengungen, die sich bei 204 derart steigern, daß der Boden als schwärzlich anzusprechen ist. Bei 210, 211 fehlen die schwarzen Einsprengungen. In größeren Tiefen (mehr als 1 m) treffen wir im östlichen Teil wie auch in der Südostspitze (184) einen gelben, kalkhaltigen, starkbindigen Lettensand, der der Nr. 180 in der Riedenheimerstraße rechts entspricht.

### Lärchenbühl.

**Obergrund:** Die Bindigkeit der Böden dieses Ackerstückes bewegt sich zwischen dem Zusammenschluß der Nummern 234a und 250a, welche als mittelbindige Lehme zu bezeichnen sind, und den starkbindigen Lehmen, wie 243a. Den ersteren entsprechen die Nummern 219 mit 226, 232, 234 mit 236, 242, 246 mit 248, 250 mit 254, den letzteren die Nummern 237 mit 241 und 243. Übergänge sind die Nummern 227 mit 231, 233, 244, 245.

**Untergrund:** Die Untergrundverhältnisse sind äußerst ungleichmäßige. Im großen ganzen lassen sie sich durch folgende Erscheinungen qualifizieren: Der Obergrund der oberen (südlichen) Hälfte, die Nummern 219 mit 228, 244, 246 mit 254 umfassend, weist unterhalb der Krume (die wie überall unmittelbar unter der Oberfläche etwas bindiger wird) kalksandigen Lehm mittlerer Tiefe (von 60 cm bis 1 m) auf; die am Nordrand der angegebenen Zone befindlichen Nummern 229, 231, 243, 245 zeigen nach anfänglichem Lettigerwerden Lettensande vom hellsten Grün bis zum dunkelsten Rot (ähnlich Riedenheimerstraße links 49b) in einer Tiefe von 40 bis 140 cm, unterhalb dieser Grenze ist verwitterndes Kalkgestein (siehe 245b) anzutreffen. Die erwähnten Lettensande lassen sich in den benachbarten höher gelegenen Nummern in größerer Tiefe feststellen, z. B. 227 (170—200 cm). Der Obergrund der restierenden tieferen Lagen mit seinen schweren Böden geht rasch (50 cm) in verschieden gefärbten, meist dunklen, später grünen Letten über, der in 1—1,50 m Tiefe reich mit Kalkgestein durchsetzt ist, das bei Nr. 141 in der Tiefe von 1,50—2,50 m nicht mehr nachgewiesen werden kann.

### Holzacker 3.

**Obergrund:** Am leichtesten ist der Obergrund bei den Nummern 255, 270, 271, 272, 273, wenig leichter (vielleicht etwas staubsandreicher) als der Boden 234a aus dem Lärchenbühl (vgl. auch Riedenheimerstraße links Nr. 92); ähnlich sind die Nummern 256, 259, etwas leichter noch 257, 258, schwerer dagegen gruppenweise 260, 267, 268, 269 sowie 261, 262, 263, 264, 266, bis sie bei Nr. 265 den Typ des starkbindigen Lehms 279a (siehe oben) annehmen.

**Untergrund:** Die Krume wird überall nach unten zu dunkler und schwerer, um dann in größerer Tiefe von durchschnittlich 70 cm an heller, mit Kalksand durchsetzt zu werden; angenommen sind in Bezug auf die dunklere Farbe des nicht bearbeiteten Obergrundes die Nummern 255, 256, 257 und 273, immer aber ist der Untergrund bindiger wie der Obergrund.

### Holzacker 2.

**Obergrund:** Fast das ganze Ackerstück zeigt mittelbindige Lehme von der Zusammensetzung Nr. 296a, mit einem in den unteren Lagen bei Nr. 284 noch etwas größeren Staubsandgehalt als dieser Boden. Etwas schwerer ist der Boden bei 279, 280, 282 und ist hier als starkbindiger Lehm zu bezeichnen (siehe Tabelle Nr. 279a).

**Untergrund:** Während man in der oberen Hälfte nach anfänglichem Schwererwerden des Obergrundes nach 50 cm überall auf kalksandigen, lettigen Lehm trifft und in größerer Tiefe (80 cm bis 1 m) auf hellgelben, kalksteinigen Letten mit schwarzen Einsprengungen stößt, fehlt in der unteren Hälfte da und dort der genannte Boden. Hier sehen wir aus der Krume heraus zunehmenden Tongehalt (Nr. 284, 285, 286) und erreichen in einer Tiefe von 120 cm einen gelben und braunen, reich mit Kalk durchsetzten Letten, der bei 150—180 cm Tiefe auch Kalkkonkretionen (Lößkindeln) aufweist (284c).

### Holzacker 1.

**Obergrund:** Der Obergrund dieses Stückes besteht größtenteils aus einem starkbindigen Lehm, der dem Typ 311a entspricht und sich bei Nr. 299 mit 301 und 304 mit 311 vorfindet; weniger schwere Böden, so daß sie als bindige Lehme zu bezeichnen sind, zeigen sich bei Nr. 312 mit 316, 302, 303, 298, 321 mit 328, mit auffallend zunehmendem Staubsandgehalt bei 317, 318, 320 und höchstem Staubsandgehalt bei 319.



Untergrund: Unterhalb des schweren Bodentyps finden wir überall in einer Tiefe von 50—70 cm ein Heller- aber kaum weniger Bindigwerden des Bodens durch Beimengungen von Kalksand, während bei den übrigen Nummern der Übergang zum Kalksand enthaltenden Untergrund von schwarzen, fettigen Einsprengungen begleitet ist. Ausgenommen 318 und 319. Hier wird der Untergrund allgemein dunkler und schwerer und geht in einer Tiefe von 1—2 m in einen gelblichen, kalksandigen Letten über.

#### Waldspitze.

Obergrund: Die Böden der Waldspitze zeichnen sich sämtlich durch geringen Tongehalt aus und sind namentlich im obersten und untersten Teil etwas lößartig, überall haben wir es mit einem feinsandigen Lehm zu tun.

Untergrund: Unmittelbar unter der bearbeiteten Schicht finden wir einen etwas unausgeglichenen, wenig schwereren Boden als die Krume, der dann in einer durchschnittlichen Tiefe von 70 cm in kalksandreichen, schwachlettigen Lehm übergeht.

#### Altenberg 3.

Obergrund: Derselbe besteht aus feinsandigen, lößartigen bis feinsandigen, etwas bindigen Lehmen (367a und 374a). Zu ersteren gehören die Nummern 367 mit 373, 376, 377, 382 mit 392, während die Nummern 374, 375, 378, 379, 380, 381 den etwas bindigeren, etwas weniger feinsandigen Böden zuzurechnen sind (374a).

Untergrund: Die nicht bearbeitete Schicht des Obergrundes ist durchweg etwas bindiger als die eigentliche Krume (meist heller mit schwarzen Einsprengungen), während sich in einer Tiefe von 50—70 cm kalksandiger, lettiger Lehm findet.

#### Altenberg 2.

Obergrund: Während wir in den tieferen Partien bei Nr. 393, 396, 397, 398, 408 mit 411 einen milden, lößartigen Lehm vorfinden, treffen wir bei Nr. 394, 395, 399, 400, 401, 402, 403 einen etwas schwereren, weniger Staubsand enthaltenden Boden an. Die Nummern 404 mit 407 sind zwar heller gefärbt als 428a (siehe oben an der Grenze des Altenberg 2 und 1), gleichen aber diesem in ihrer Zusammensetzung.

Untergrund: Während die Erbohrungen in den Nummern 393, 396, 397, 398 und 408 einen nach unten zunehmenden Gehalt an Kalksand ergeben haben, zeigt der Untergrund von 394, 395, 399 mit 403 zunächst eine etwas dunklere, schwärzere Schicht und erst in größerer Tiefe 130—150 cm einen kalksandreichen, hellen, fettigen Lehm.

#### Altenberg 1.

Obergrund: Der Obergrund besteht aus einem milden Lehm von bald hellerer, bald dunklerer Farbe bei geringem Ton und hohem Staubsandgehalt (Typ 428a, 433a). Besonders hohen Staubsandgehalt bei lößartigen Eigenschaften, aber höherem Tongehalt vom Typ 441a sind die Nummern 441, 442 bis 445, während 440 dem Boden 466 des Binsenrasens gleicht.

Untergrund: Der Untergrund wird überall nach der Tiefe zu tonreicher und geht dann, begleitet von dunkelbraunen Einsprengungen (durchschnittliche Tiefe von 50 cm) in einen hellen, kalksandigen, etwas fettigen Lehm über. Der im Untergrund der Nummern 443, 444 und 445 vorgefundene helle Lehm ist milder als jener im Untergrund des übrigen Feldes.

#### Binsenrasen 1.

Obergrund: Wir haben es mit einem staubsandreichen, aber auch tonreichen und damit bindigen Lehm zu tun, der fast überall der Zusammensetzung des Bodens Nr. 466a entspricht, jedoch gleichen diesem nur die Nummern 464, 465, 467, 468, da die übrigen Böden, die Nummern 469, 470, 471, 463, 456 mit 460, dann 459 mit 555 und endlich 446 mit 448, 461, 662, fortlaufend einen geringeren Tongehalt aufweisen, so daß auch hier der Staubsandcharakter mehr zum Ausdruck kommt, während er bei 466a durch den hohen Tongehalt nicht hervortritt. Sehr stark ist der hohe Staubsandgehalt der Böden des

#### Binsenrasens 2.

Nr. 472 bis 488. Auch hier haben wir die Erscheinung eines von den höheren nach den tieferen Lagen zu abnehmenden Tongehaltes. Die angeführten Proben 476a, 483a, 488a sind typisch für ihre Umgebung.

Der Untergrund: Während die Nr. 466 sowie 476 mit 482 unter der Krume hellen, kalksandigen Lehm aufweisen, tritt derselbe bei den übrigen Nummern als kalksandiger, lettiger Lehm

in größerer Tiefe zurück (120 cm). Dazwischen schiebt sich eine dunklere, stets schwerere (als die Krume) Lehmschicht, meist treten dunkle, lettige Einsprengungen auf, die sich bei Nr. 469 in einer Tiefe von 80—120 cm zu einer schwärzlichen Lettenschicht verdichten.

### Zuchtgarten, Vermehrungsfeld und Sächsenheimer Weg.

Obergrund im Vermehrungsfeld und Sächsenheimer Weg: Wir sehen hier durchwegs Böden mit hohem Staubsandgehalt, teilweise aber verhältnismäßig hohem Tongehalt vor uns, so daß sich der hohe Staubsandgehalt nicht ohne weiteres ausprägt, z. B. Nr. 503a. Ausgenommen sind die Nummern in der Niederung entlang des Bahngleises, von welchen die Nummern 495 und 497 der Zusammensetzung der Probe 495a, die Nummern 496, 498, 499, 509, 510, 508, 507 der Probe 406a entsprechen. Nr. 500 ähnelt bereits den Böden des Zuchtgartens (siehe unten). Nr. 511 weist bereits höheren Staubsand- und geringeren Tongehalt auf und bildet den Übergang zur Zusammensetzung des Bodens bei Nr. 512 (siehe oben 512a), dem die Nummern 513, 514, 515 gleichen. Bei 516 wird der Boden wiederum tonreicher und bekommt bei Nr. 517 etwa den Charakter der Probe 496a, jedoch ein wenig staubsandreicher wie diese; ebenso sind die Nummern 518 und 519. Nicht viel verschieden, jedoch bald etwas mehr, bald etwas weniger Ton enthaltend, sind die Nummern bis 527.

Zuchtgarten: Hier haben wir es mit staubsand- und tonreichen Böden zu tun, deren Hauptrepräsentant die Probe 503a ist; daß 501 und vor allem 502 (siehe 501a) geringeren Tongehalt und höheren Gehalt an Staubsanden aufweisen, erklärt sich aus ihrer Lage und dem Lößuntergrund. Nr. 504 stellt sich als ein staubsandärmerer, dunkler, bindiger, teils stark bindiger Lehm dar. Die Nummern 505 und 506 sind Übergänge von 504 zu 503.

Untergrund vom Vermehrungsfeld und Sächsenheimer Weg: Am Rande des Bahndammes Nr. 495 und 497 finden wir nach einem Übergang in der Tiefe von 50—60 cm den 1c (Rosengarten) gleichenden grünen Letten, der bei 100—120 cm Tiefe Kalk- und Sandnester aufweist. Sonst treffen wir überall auf braungelben, lettigen, reich mit Kalksand und mit schwarzen, kalklosen Einsprengungen durchsetzten Lehm.

Zuchtgarten: Die Nummern 504, 505, 506 zeigen unterhalb des Obergrundes (40 cm) einen gelben lettigen Lehm mit schwarzen Einsprengungen, der von 90 cm Tiefe an mit Kalksand durchsetzt ist. Die Nummern 501 mit 503 haben einen der Probe 503c entsprechenden Lößlehm als Untergrund.

### Seemorgen 1.

Obergrund: Die Krume der tieferen Lagen Nr. 528, 529, 530 weist einen fast als Letten, die oberen Lagen Nr. 531 als stark lettigen Lehm anzusprechenden Boden auf.

Untergrund: Während bei 528, 529, 530 in einer mittleren Tiefe von 70 cm ein torfiger Kalksand (vgl. Wiesenfeld Nr. 161) vorgefunden wird, zeigt der Untergrund des leichteren Bodens von 531 zunächst einen schwarzgrauen Letten und dann in größerer Tiefe (ca. 130—170 cm) humosen Kalkletten, der stellenweise ein kohleähnliches Aussehen hat.

### Seemorgen 2.

Obergrund: Die Nummern 532 und 535 zeigen einen der Nr. 530 (siehe oben) entsprechenden starklettigen Lehm, die Nummern 533, 534 und 536 einen reinen Letten.

Untergrund: Die stark lettigen Lehme der Nummern 532 und 535 liegen auf einem bereits in Seemorgen 1 erwähnten schwarzen Letten, der sich auf eine Tiefe von mehr als 150 cm erstreckt, die Lettenböden Nr. 533, 534, 536 dagegen lassen in einer durchschnittlichen Tiefe von 80 cm torfigen Kalksand erböhren.

### Kreuzwiese.

Dieselbe besteht mit Ausnahme von Nr. 543 (lettiger Lehm) aus humushaltigem Lehm, der nach der Tiefe zu lettig wird. Mittlerer Grundwasserstand 40 cm.

### Hintere Wiese.

Auf einen etwas lettigen Lehm folgt in 50 cm Tiefe ein brauner Letten (547).

### Die hinterste Wiese.

Auf etwas lettigen Lehm (30 cm) folgt eine Schicht von 40 cm braunem Letten, darunter folgen 210 cm Torf, der auf einem hellgrauen Schlick aufruhet.



#### IV. Ackerbautechnische und wirtschaftliche Gesichtspunkte zur Beurteilung der Gelchsheimer Böden.

Vom Standpunkte der landwirtschaftlichen Praxis aus sind die Böden im großen Ganzen in zwei Hauptgruppen zu teilen:

1. Lettenböden, umfassend die Lagen Rosengarten, Schafweide, Riedenheimerstraße links und Schindkaude.
2. Mittelschwere Böden, welche den weit größeren Rest der Kartenfläche ausmachen, wenn auch im Innern da und dort lettige Stellen auftreten, so z. B. in der Biege und im Kreuzacker.

Vergleicht man diese Unterscheidung mit der geologischen Karte, so fällt auf, daß die schweren Böden im allgemeinen im Gebiete der Lettenkohle, die weniger schweren im diluvialen und alluvialen Gebiet liegen.

Selbstverständlich ist diese Einteilung nur nach größten Unterschieden gemacht. Der im großen und ganzen stete Wechsel in der Bindigkeit der Gelchsheimer Böden würde bei einer Einteilung nach ungefähr gleicher Bindigkeit eine Unzahl von Abteilungen erfordern, welche praktisch wertlos sind, da ihnen ja im Kreislauf der Fruchtfolge doch nicht in dem Maße Rechnung getragen werden könnte, daß diese Einteilung in ihr irgendwie zur Geltung käme.

#### Die Lettenböden.

Diese in den vorhergehenden Ausführungen als Letten und lettige Lehme bezeichneten Böden (auf der Karte dargestellt durch 5 und 4 Schraffen) sind in der Bestellung natürlich das Schmerzenskind des Landwirts, wenn sie auch, im richtigen Augenblick bearbeitet und bei entsprechenden Witterungsverhältnissen, hohe Ernten, vor allem an Weizen, hervorzubringen vermögen. Immerhin bedarf es besonders glücklicher Umstände hierfür und es sind sehr mäßige Ernten, auch Mißernten durchaus keine Seltenheit. Im allgemeinen wird man zusehen müssen, auf diese Böden Hackfrucht, vor allem Rüben, dann Weizen, Klee, Pferdebohnen, kurz Früchte der schweren Böden zu bringen. Der Anbau von Gerste erscheint auf diesen Böden sehr unsicher, da das Feld normaler Weise zu spät trocken wird, um Gerste noch mit vollem Erfolge säen zu können. Noch weniger erscheinen als sichere Früchte für diese Felder Hafer und Sommerweizen, weil sie in Franken infolge der im Spätfrühjahr nicht selten eintretenden Trockenperioden besonders früh gesät werden müssen, um die noch vorhandene Winterfeuchtigkeit möglichst ausnützen zu können. Auf Grund dieser Erwägungen wird auf diesen Böden folgende Fruchtfolge eingehalten werden:

1. Zuckerrüben,
2. Weizen (im Falle später Zuckerrübenernte und nassen Herbstwetters gezwungenermaßen Halmsommerung),
3. Pferdebohnen,
4. Weizen, wobei im angemessenen Wechsel nach Weizen auch Klee folgen kann.

Erwähnt sei hier noch, daß bei trockenem, frostigen Spätwinter diese Böden sehr lose daliegen können, aber nicht in richtige Krümel zerfallen, sondern in kleine, scharfkantige, grusige Teilchen steinharten Lettens. Der Boden fühlt sich dann wie sehr grober, scharfkantiger Sand an. Der in solch kantigen Tonklümpchen liegende Boden kann nicht die Eigenschaften von gut gekrümeltem Boden haben.

Praktisch ist jedoch diese Frage ziemlich belanglos, da der eben erwähnte Zustand fast regelmäßig zu einer so frühen Zeit auftritt, daß an eine Bestellung noch nicht gedacht werden kann.

### Die mittelschweren Böden.

Diese teilen sich wieder in zwei Unterabteilungen:

1. Milde Böden (auf der Karte mit 2 Schraffen bezeichnet) mit größerem Staubsandgehalt, wie ihn etwa der Holzacker 3 und die Waldspitze, sowie der größte Teil des Altenbergs und des Binsenrasens aufweisen.
2. Böden mit geringerem Staubsandgehalt in fast regelmäßiger Begleitung von höherem Tongehalt (auf der Karte durch 3 Schraffen bezeichnet); dazu alle möglichen Übergänge.

Ein Boden mit hohem Staubsandgehalt, annähernd dem höchsten, der in der Krume der Gelchsheimer Böden vorkommt, in Begleitung von hohem Tongehalt findet sich im Zuchtgarten. So sehr sich diese Böden den größten Teil des Jahres über ähneln — sind sie ja auch in ein und derselben Klasse aufgenommen, d. h. kurzweg als mittelschwere Böden bezeichnet —, so sehr verschieden verhalten sie sich starken Niederschlägen gegenüber. Während einerseits die Böden mit höherem Ton- und geringerem Staubsandgehalt in normaler Weise abtrocknen, fließen jene mit hohem Staubsandgehalt und verhältnismäßig geringem Tongehalt nach starken Niederschlägen häufig so vollständig zusammen, daß sie bei nachfolgendem raschen Trocknen straßenähnlich hart werden und dann der Bearbeitung mit der Egge vollständig spotten, auch jener mit der Hackmaschine große Schwierigkeiten bereiten. Da trennt sich mit Vorliebe die oberste Schicht in großen Platten von dem darunterliegenden Boden ab, ein Umstand, dem durch vorheriges Walzen mit schwersten Geräten kaum abgeholfen werden kann, ganz abgesehen davon, daß dieses Vorgehen bei bereits höherem Pflanzenstand unmöglich ist. Die eingessene Bevölkerung nennt diese Böden mit Recht sehr bezeichnend „Fließböden“. Da diese Böden nach heftigen Regengüssen und erfolgtem Abtrocknen heller als sonst zu erscheinen pflegen, werden sie auch „weiße Böden“ genannt. Bei genauerem Zusehen ist dann deutlich eine äußerst feine, festgeklebte Decke von Staubsand zu bemerken. Bemerkenswert ist ferner, daß gerade diese Böden es sind, die sich in der sonstigen Bestellung am angenehmsten zeigen, während natürlich die Böden mit hohem Tongehalt immer größerer Aufmerksamkeit bedürfen und Fehler in der Bestellung sich hier fast ebenso rächen können, wie bei den Lettenböden. Ein Boden, der in jeder Hinsicht ideal zu nennen ist und weder nach der einen noch nach der andern Seite hin Schwierigkeiten macht, ist der oben für sich beschriebene Boden im Zuchtgarten. Es scheint dort der höhere Staubsandgehalt das starke Verbacken, wie der höhere Tongehalt das Zusammenfließen zu verhindern.

Es wird auf diesen Böden, die jede Frucht zu tragen imstande sind, zu nachfolgender Fruchtfolge übergegangen werden:

1. Zuckerrüben,
2. Gerste,
3. Roggen,
4. Gemischter Schlag, enthaltend Klee, Kartoffeln, Futterrüben, Rübensamen, Erbsen, Gemenge usw.,
5. Weizen,
6. Hafer.



Wir haben also auf den Mittelböden eine Fruchtfolge, die nach Hackfrucht bzw. Blattfrucht zweimal Halmfrucht (Winterung und Sommerung) bringt, während auf den Lettenböden Hack- bzw. Blattfrucht mit Halmfrucht stetig wechselt.

Diese beiden Fruchtfolgen entsprechen dem auf den Gelehsheimer Böden im Zusammenhalt mit dem fränkischen Klima Möglichen, sowie dem in Hinsicht auf die Rente des Gutsbetriebes kaufmännisch Notwendigen.

### Vergleich der Bodenarten untereinander.

Im großen ganzen muß dem Praktiker, der die Felder an Hand der Untersuchungen und der Karte der Reihe nach besichtigt und sich ein Bild über die Bonität der einzelnen Böden macht, auffallen, daß die Bonität der Böden in derselben Weise steigt, wie der Staubsandgehalt zunimmt; auffallend ist es ferner, daß bei Böden mit hohem Staubsandgehalt von ca. 50 % geringe Unterschiede in der Prozentzahl, wie sie sich aus der Schlämmanalyse ergeben haben, praktisch ohne weiteres zu erkennen sind und auch durch einen verschieden großen Gehalt an Ton kaum verwischt werden.

Obwohl Böden hohen Staubsandgehalts und verschiedenen Tongehalts in ihrem Verhalten sich sehr unterscheiden können, scheint gerade hier der Tongehalt die Ertragsfähigkeit und die Sicherheit der Ernte bei weitem weniger zu beeinflussen, als der Gehalt an feinsten Sanden, welche in erster Linie die hohen Bonitäten zu bedingen scheinen. Wir finden in der lettigen Krume Staubsandgehalte von 21 % bis rund 42 %, bei den übrigen Böden steigt er darüber hinaus bis auf 55 %. Immer sind mit der Steigerung des Staubsandgehalts höhere und vor allem sichere Ernten verbunden mit Einschluß geringerer Kosten der Bestellung und größerer Dankbarkeit für Düngung. Auch hier zeigt sich die Berechtigung der erfahrungsgemäßen Bezeichnung der schweren Böden als geizig in dem Sinne, daß sie zugeführte Nährstoffe nur ungern an die Kulturpflanzen abgeben. Die oben geschilderte Erscheinung ist so auffallend, daß man, einmal über diese auf der Gelehsheimer Flur herrschende Tatsache orientiert, aus dem Gehalt an Staubsanden heraus die Böden geradezu zu bonitieren vermag, selbstverständlich unter Ausschaltung der durch die Lage bedingten Faktoren wie Hängigkeit, Nässe etc.

### Düngung und Erträge.

An Kunstdünger wurde im Jahre 1910/11, 1911/12 und 1912/13 der Wirtschaft zugeführt je ca.

400	Ztr. Chilesalpeter,
200	„ schwefelsaures Ammoniak,
400	„ Ammoniaksuperphosphat <sup>4</sup> / <sub>12</sub> ,
400	„ Superphosphat,
1000	„ Thomasschlackenmehl,
600	„ 40%iges Kali.

Im Jahre 1913/14 wurden zugeführt:

200	Ztr. Chilesalpeter,
200	„ schwefelsaures Ammoniak,
200	„ Peruguano,
600	„ Superphosphat,
1000	„ Thomasmehl,
500	„ 40%iges Kali,
700	„ Ätzkalk.

Infolge der 1910/11 einsetzenden intensiveren Kultur waren die Erträge 1912 auf der gleichen Fläche bereits um 4000 Ztr. Körnerfrucht höher als in den Vorjahren und betragen 9700 Ztr. Das Jahr 1913 erbrachte ebenfalls auf der gleichen Fläche 10630 Ztr. Körnerfrucht.

Durchschnittserträge 1912 und 1913 in Ztr. pro  $\frac{1}{4}$  ha:

	1912	1913
Roggen	15,40 Ztr.	15,48 Ztr.
Weizen	18,10 „	16,74 „
Gerste	15,31 „	15,67 „
Hafer	14,00 „	18,90 „
Raps	13,54 „	—
Erbsen	9,40 „	10,80 „
Pferdebohnen	—	15,50 „

Dieser Erdrutsch wurde bisher feldlagenweise nicht auseinandergelassen und es liegen leider nur die oben angeführten allgemeinen Beobachtungen über die Ertragsfähigkeit der Böden vor. Einige Tatsachen mögen jedoch von Interesse sein.

Die Ackerstücke Riedenheimerstraße links, Rosengarten (teilweise) und Schindkaude (nördlicher Teil) zeigten, teils mit Leguminosen, teils mit Hafer bestellt, im Jahre 1912 einen vollständigen Mißwachs. Heftige Regen im Frühjahr verhinderten die Erwärmung des Bodens, so daß die anfänglich freudige Entwicklung der Saat zum Stillstand kam. Plötzlich eintretende Trockenheit, unterstützt durch heftige Ostwinde, ließ den Boden rasch hart und rissig werden. Die Aussichten auf eine vollständige Mißernte veranlaßte den damals hier tätigen Inspektor im späten Frühjahr den Pflug über die Stücke gehen zu lassen und sie auszubrachen für die folgende Winterung (Weizen), die dann zufriedenstellend gedieh, wenn auch gerade diese Böden an dem geringeren Durchschnittsertrage an Weizen im Jahre 1913 gegenüber 1912 die Schuld tragen (vgl. das oben über die schweren Böden Gesagte). Auch der Kreuzacker mußte 1911 gebracht werden.

Die Sicherheit der gedeihlichen Entwicklung auf den anderen (leichteren) Böden ist eine bedeutend größere.

Vor allem fehlte und fehlt es den Böden der Flur des Gutes an Humus (ausgenommen die Böden der vielfach humosen Niederung). Es wurde zwar seit Übernahme des Gutes für reichliche Stallmistdüngung nach Möglichkeit Sorge getragen, doch dürften noch lange Jahre darüber hingehen, bis ein völlig zufriedenstellender Kulturzustand der Böden herbeigeführt sein wird. Es wird versucht, durch wiederholten Anbau und durch Bodenimpfung das Wachstum der Seradella zu erzwingen, nachdem Versuche im kleinen ( $\frac{1}{5}$  Morgen) dazu sehr ermuntern, wenn auch die größeren Feldversuche bisher von Mißerfolg begleitet waren. Einige Stücke tragen 1914 Gelbklees in Hafer. Leider gedeiht Stoppelsaat zu Gründüngungszwecken im allgemeinen im hiesigen Klima nicht zufriedenstellend, so daß es sich stets um Einsaaten handelt, wenn Aussicht auf Erfolg vorhanden sein soll. Reichliche Einstreu in den Stallungen soll die Mengen des Mistes möglichst steigern.

Es steht zu hoffen, daß es auf diese Weise möglich ist, das Bakterienleben im Boden entsprechend anzuregen und leichter wie bisher eine genügende Ackergare herbeizuführen. Es wurde vielfach beobachtet, daß die einmal vorhandene Gare ohne ersichtlichen Grund verschwindet, der aufgepuffte Boden zusammenpicht und, praktisch gesprochen, dann tot daliegt. Daß dieser Umstand lediglich dem geringen Humusgehalt zuzuschreiben ist, zeigt ein an Ort und Stelle vorgenommener



Vergleich mit angrenzenden, seit Jahrzehnten reich mit Stallmist gedüngten Bauernfeldern.

Die oben angeführten Ernten wurden mit einem ziemlich großen Aufwand an Kunstdünger erreicht. Die Rentabilität der Zuführung an Nährstoffen wird nun in den kommenden Jahren einer eingehenden Prüfung unterzogen werden, wobei sich wohl noch manche Schiebungen in der Menge und Verteilung der Nährstoffe als vorteilhafter herausstellen werden.

In Übereinstimmung mit anderen wichtigen Erfahrungen hat sich ergeben, daß eine Düngung mit Superphosphat, also mit wasserlöslicher Phosphorsäure, einer solchen mit zitronensäurelöslicher Phosphorsäure im Thomasmehl zur Sommerung entschieden vorzuziehen ist. Obwohl die Böden im allgemeinen reich an Kali sind, hat sich trotzdem eine Düngung mit 40%igem Kalisalz namentlich zu Gerste besonders nach Zuckerrüben in auffallendem Maße vorteilhaft gezeigt. Ob die Kalidüngung einen Einfluß auf die Höhe des Ertrags ausgeübt hat, konnte in Anbetracht dessen, daß mehrjährige Versuche bisher fehlen, nicht erkannt werden. Sicher aber wurde die Gerste durch reichliche Kalidüngung auf jeden der Gelchsheimer Böden, auch auf den kalireichsten, in ihrer Qualität in hervorragendem Maße günstig beeinflußt, wie das Kali auch auf die Gesundheit des Strohs sehr günstig zu wirken schien. Ein Erfolg der Kalidüngung zu Zuckerrüben erscheint hier bisher fraglich. Es ist mit der Schätzung nach dem Augenscheine in manchen Fällen sogar das Gegenteil bemerkt worden. Der Zukunft mag die Veröffentlichung eingehender Felddüngungsversuche, welche in der Hauptsache erst mit dem Frühjahr 1914 einsetzen konnten, vorbehalten sein.

Verschiedene Betrachtungen haben ergeben, daß eine reiche Düngung nur dann zur vollen Wirkung zu kommen scheint — auf allen Gelchsheimer Böden, besonders auf den schweren —, wenn sie mit starker Kalkung Hand in Hand geht. Ätzkalk wie Scheideschlamm haben sich ungemein wirksam erwiesen. Die Kalkungen werden in vollem Umfang im Herbst 1914 einsetzen.



Fig. 3.

Vegetationsversuch an ungedüngtem und gedüngtem Tonboden des Gutes Gelchsheim.

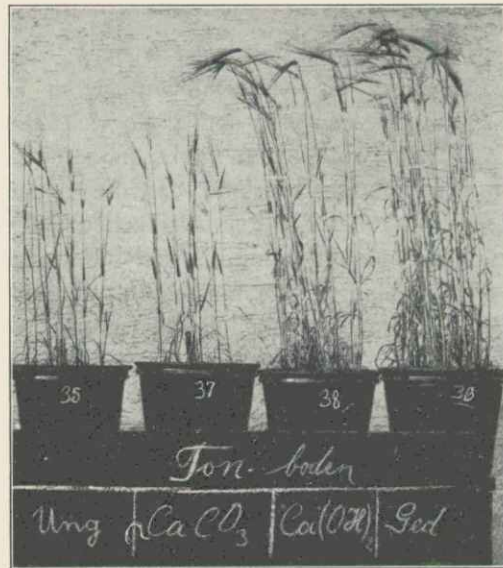


Fig. 4.

Einige Gelchsheimer Böden wurden auch im Vegetationsversuch näher untersucht. (Vgl. Fig. 3 und Fig. 4.) Aus den Versuchen in Gefäßen mit 9 kg Boden

sei hier nur das Ergebnis mitgeteilt, welches die Kalkdüngung einerseits in Form von Ätzkalk, andererseits in Form von kohlen-saurem Kalk geliefert hat.

Gefäßreihe	Düngung
a	Ungedüngt. (Ung. in Fig. 3 u. 4.)
b	20 g kohlen-saurer Kalk ( $\text{CaCO}_3$ ).
c	15 g Ätzkalk ( $\text{Ca(OH)}_2$ ).
d	10 g kohlen-saurer Kalk, außerdem 4 g Superphosphat und je 10 g schwefelsaures Kali, Chlor- kalium und schwefelsaure Magnesia sowie 3 g Natriumsalpeter. (Ged.).

Angesät wurde niederbayerische Gerste (Zucht Ng<sub>2</sub>), 13 Pflanzen pro Topf.

Gefäßreihe	Ertrag pro Topf in g:	
	Stroh	Körner
a	7,1	3,1
b	7,0	4,2
c	21,7	15,8
d	41,4	22,9

Die Düngung mit kohlen-saurem Kalk wirkte sehr viel weniger als die mit Ätzkalk. Dies trat in Übereinstimmung damit auch bei den Felddüngungsversuchen zutage.

Solche Gefäßversuche sind, wenn exakt durchgeführt, geeignet, in Bezug auf das Düngebedürfnis der Böden die wertvollsten Anhaltspunkte zu geben und so auch eine vorzügliche Unterlage für die Versuche, die auf einem Gute in den einzelnen Schlägen anzustellen sind.

### Der Wert der Bodenkartierung für den Betrieb des Gutes Gelchsheim.

Zunächst wird die genaue Kenntnis der Bodenverhältnisse des Gutes und ihrer in der Karte niedergelegten Verteilung der rationellen Ausgestaltung des Dünge-wesens auf dem Gute Gelchsheim im allgemeinen und der Anstellung von Dünge-versuchen im besonderen in hohem Maße zugute kommen. Es ist schon ein wichtiger Umstand, daß die genaue Bodenkenntnis auf den einzelnen Schlägen die Auswahl der Versuchsflächen auf eine zuverlässige Grundlage stellen läßt, daß außerdem die Kenntnis von der chemischen und physikalischen Zusammensetzung der Böden Winke hinsichtlich der anzustellenden Versuche gibt. Ferner läßt sich auf Grund der genauen Kenntnis der Bodenverhältnisse beurteilen, ob und inwieweit sich die Versuchsergebnisse auf andere nicht in dem Versuch einbezogene Flächen werden übertragen lassen. Werden die fortzusetzenden Gefäßdüngungsversuche wertvolle Anhaltspunkte für die Düngung auf dem Gute liefern, so ist auch hierbei die genaue Bodenkenntnis erforderlich, einmal schon um die in Untersuchung zu nehmenden Bodenproben richtig auszuwählen, andererseits um die Ergebnisse auf die einzelnen Schläge richtig übertragen zu können. Die Verwertbarkeit der Bodenkarte bzw. der genauen Erforschung der Bodenverhältnisse des Gutes geht aber über die Dünge-fragen weit hinaus. So hätte z. B. eine Bodenkarte, die genauen Aufschluß über die Untergrundsverhältnisse des Kreuzackers gegeben hätte, bei der Durchführung der Tiefkultur mit dem Dampfpflug auf diesem Felde vor gemachten Fehlern bewahrt. Wichtige Gesichtspunkte liefert die Bodenkarte auch für die Auswahl der Früchte und Sorten und für die Aufeinanderfolge derselben.

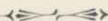


Besonderen Wert erreicht im vorliegenden Falle die Karte dadurch, daß Gelchsheim Saatzuchtwirtschaft ist. Erleichtert die Karte einerseits die Auswahl der wechselnden alljährlich in den Zuchtbetrieb einzubeziehenden Flächen des Gutes, so bildet sie andererseits eine sichere, bislang nur sehr unvollständig erkannte Unterlage für Beobachtungen in Bezug auf das Verhalten der Zuchtpflanzen auf verschiedenen, nunmehr genau bekannten Bodenarten. Der Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die Morphologie und Biologie der Pflanzen läßt sich in einer Weise verfolgen und durchforschen, wie dies vorher kaum möglich war. Seither erfolgte die Auswahl des Zuchtgartens und des dazu gehörigen Vermehrungsfeldes mit Rücksicht auf die möglichste Gleichmäßigkeit des Bodens, da ja nur sehr gleichmäßige Striche (nebst peinlichster Gleichmäßigkeit der Bearbeitung und Düngung) Standortmodifikationen, die den züchterischen Vergleich der Pflanzen stören, einigermaßen hintanhaltend. Es konnten daher Beobachtungen in Bezug auf Beeinflussung der Pflanzen durch Verschiedenartigkeit der Böden bisher kaum gemacht, noch weniger wissenschaftlich ausgewertet werden. Das Bedürfnis nach einer Forschung in dieser Richtung war nicht zuletzt mitbestimmend für den Entschluß, die vorliegende Arbeit in Angriff zu nehmen. Wie schon im Vorworte hervorgehoben, ist diese Arbeit ein erster Versuch einer landwirtschaftlichen Bodenkarte, bei dem noch eine Reihe ungekannter Schwierigkeiten zu überwinden war. Es ist jedoch zu hoffen, daß bei weiteren solchen Arbeiten durch die Erfahrungen und durch die stetigen Verbesserungen der Bodenuntersuchungsmethoden Verbesserungen in verschiedenen Punkten eintreten werden, wodurch dann der Wert solcher Karten noch bedeutend erhöht sein wird.

---

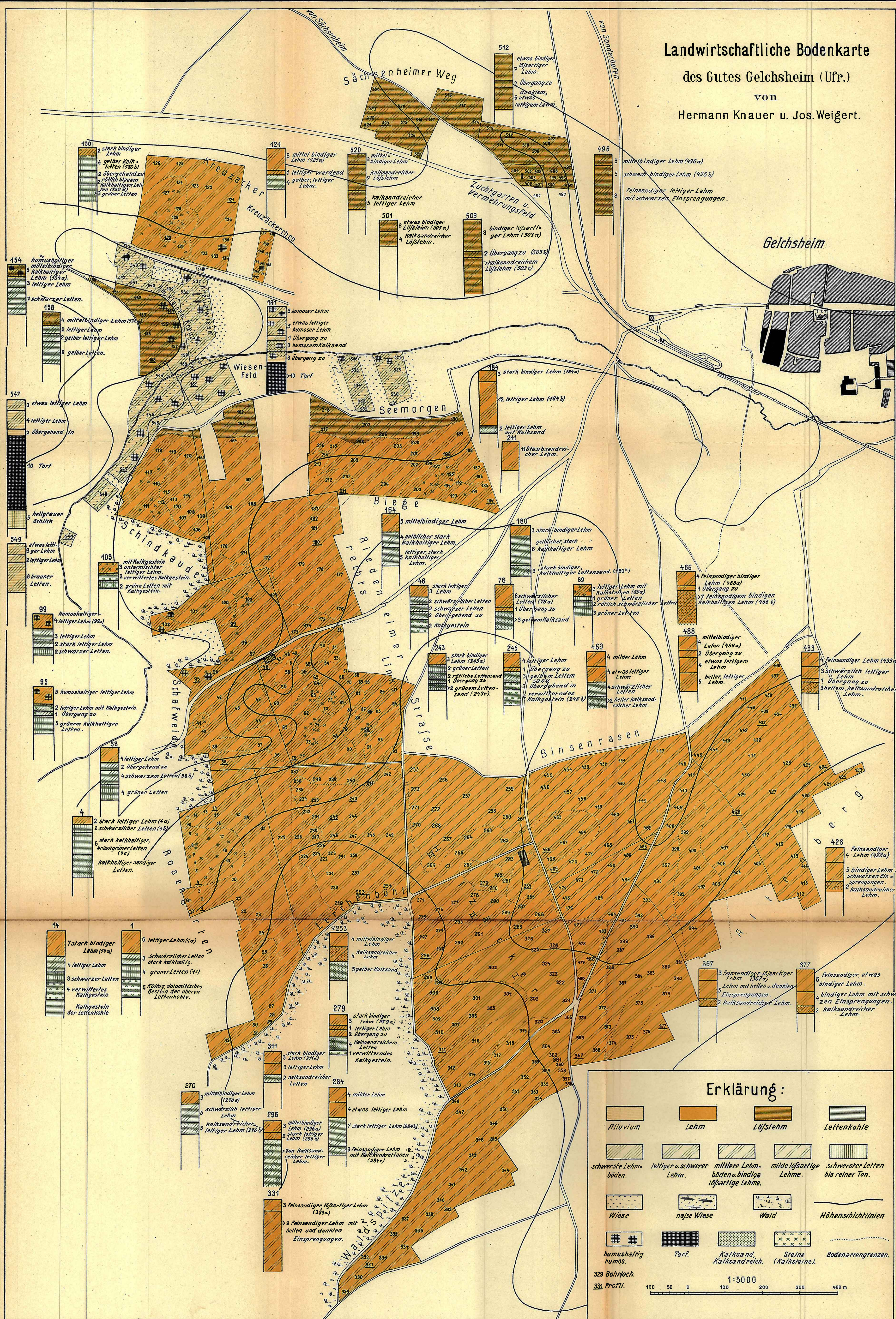
## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	215
I. Lage des Gutes. — Geologisches . . . . .	221
II. Karte und Bodenuntersuchungen . . . . .	224
III. Die Bodenverhältnisse der einzelnen Feldlagen . . . . .	230
Mechanische und chemische Analysen . . . . .	228
Petrographische Bestimmungen . . . . .	231
Die Ergebnisse der mechanischen Analyse . . . . .	232
Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung . . . . .	234
Die einzelnen Feldlagen . . . . .	234
IV. Ackerbautechnische und wirtschaftliche Gesichtspunkte zur Beurteilung der Gelchsheimer Böden . . . . .	241
Die Lettenböden . . . . .	241
Die mittelschweren Böden . . . . .	242
Vergleich der Bodenarten untereinander . . . . .	243
Düngung und Erträge . . . . .	243
Der Wert der Bodenkartierung für den Betrieb des Gutes Gelchsheim . . . . .	246





Landwirtschaftliche Bodenkarte  
des Gutes Gelchsheim (Ufr.)  
von  
Hermann Knauer u. Jos. Weigert.



Erklärung:

- |                           |                                |   |                            |
|---------------------------|--------------------------------|---|----------------------------|
| Alluvium                  | Lehm                           | Lösslehm  | Lettenkohle                |
| schwerste Lehm-<br>böden. | leittiger u. schwerer<br>Lehm. | mittlere Lehm-<br>böden u. bindige<br>lössartige Lehme. | milde lössartige<br>Lehme. |
| Wiese                     | nasse Wiese                    | Wald  | Höhengichtlinien           |
| humushaltig<br>humos.     | Torf.                          | Kalksand,<br>Kalksandreich.                             | Steine<br>(Kalksteine).    |
| 329 Bohloch.              | 331 Profil.                    | 100 50 0 100 200 300 400 m                              | Bodenartengrenzen.         |

1:5000



# Der Rheintalgraben.

(Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Grabenbildungen.)

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit zwei Tafelbeilagen und vier Textbildern.)

## I. Teil. Der Rheintalgraben für sich.

### 1. Der bayerische Anteil am westlichen Grabenrand und Vergleiche.

Der Rheintalgraben ist in den Blättern Speyer Nr. XVIII und Donnersberg Nr. XXI<sup>1)</sup> der Geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:100000 in einem starken Drittel seines linksrheinischen Abschnitts dargestellt, in Blatt Donnersberg mit nahezu der Hälfte des bayerischen Anteils; der südlichste Punkt des linksrheinischen Grabenrands (Haardtgebirgsabfall) südlich vom Dorf Leistadt (Bl. Donnersberg) ist nicht weit von der Stelle gelegen, woselbst einerseits die von Süden (Bl. Speyer) her nord- bis nordnordöstliche Richtung der Abfalls-Störungen in eine mehr nordsüdliche einbiegt, woselbst aber andererseits sich Störungen geltend machen, welche mit beinahe NW.-SO.-Richtung ein stufenweises Zurückspringen des Haardtandes um 4 km nach W. mit verursachen und der so entstandenen neuen Strecke des Haardtandes eine weitere Gesamtablenkung in NNW.-SSO. beibringen.<sup>2)</sup> — Es liegt hierin, zwar in geringerer Längenausdehnung, aber sonst in gleicher Art die Erscheinung vor, wie z. B. am linksrheinischen Gebirgsrand im Elsaß zwischen Barr und Weißenburg: von S. her ein Abbiegen der Verwerfungen fast nach NW. mit einem tief nach W. einspringenden Einbruch. Der Eisenberg-Kirchheimbolander Einbruch entspricht dem Auslaufen der Zweibrücker Mulde am Haardttrand, wie der letzterwähnte Einbruch dem Auslaufen der Pfalzburger Teilmulde. Ein vergleichbares tektonisches Gegenstück zeigt sich in der Senke Karlsruhe-Bruchsal-Langenbrücken-Wiesloch auf der Ostseite des Grabens.

Diese Teileinbrüche folgen so auch in gewissem Umfang dem in den demnächst erscheinenden Erläuterungen zum Blatt Donnersberg bei Besprechung der Quermulden des Pfälzer Sattels aufgestellten Gesetz, daß Verwerfungen im Bereich der älteren bestehenden Mulden diese zu vertiefen streben.

Der erwähnten linksrheinischen, von Dürkheim an beginnenden Seitensenke Eisenberg-Kirchheimbolanden entspricht nun deutlich auf der östlichen Grabenseite ein entschiedeneres Abbiegen der Haupttrandverwerfung zwischen Weinheim und

<sup>1)</sup> Erscheint noch im Laufe des Jahres 1915.

<sup>2)</sup> Vgl. hierzu auch: Berichte des oberrhein. Geolog. Vereins 1910, S. 16.



Auerbach in NNW., wobei der zwischen Dürkheim, Grünstadt und weiter nordwärts bemerkbaren Fortsetzung der südlicher geltenden nordnordwestlichen Störung die O. von Schrießheim<sup>1)</sup> zuerst in NO. hingereichten und besonders am Ostrand des Odenwalds die Senke von Dieburg-Großumstadt begleitenden NNO.-Störungen gleichzustellen sind. — Hierdurch wird auch das Grabengebiet gegen den schiefquer streichend abschneidenden Taunusrand in ähnlicher Weise trompetenartig erweitert, wie das am Südende des eigentlichen Grabens gegen das querstreichende Juragebirge der Fall ist.

Zur Ergänzung dieses Strukturbilds ist hinzuzufügen, daß die Fortsetzung des linksrheinischen Grabenrands über Grünstadt hinaus unter der jüngeren Bedeckung mit schwacher, stufenartiger Absetzung bei Nierstein (vielleicht durch nachtertiäre Bewegungen stärker hervorgehoben) wohl zu bemerken ist: es ist an letzter Stelle ein Vorspringen nach Osten zu bemerken, welchem wiederum ein deutliches Zurückspringen des östlichen Randes bei Darmstadt zu entsprechen scheint.

Aus diesem Verlauf der wichtigsten Linien scheint hervorzugehen, daß eine gemeinsame Beeinflussung der beiderseitigen Grabenränder darin besteht, daß einerseits die Verwerfungen so verlaufen, als ob auf der einen Seite ebensoviel der Grabenweite zugesetzt wird, wie von der anderen Seite weggenommen ist, daß andernteils auf beiden Seiten zum Schluß gleiche oder vergleichbare Teile zugefügt wurden; es liegt also einerseits ein paralleles Abbiegen der beiderseitigen Störungen, andererseits ein nahezu symmetrisches Auseinanderlaufen vor.

Betrachten wir nun die südliche Hälfte des gesamten Grabenrandverlaufs und beginnen mit dem südlichen Ende; hier zeigt sich zunächst rechtsrheinisch von Kandern eine sehr starke Aussprengung des Dinkelsbergsgebietes nach SO.; quer gegenüber biegt linksrheinisch die bei Sulz durchziehende östliche Randverwerfung von Thann-Sennheim an stark nach SW. in der Richtung auf Belfort ab, auch hier eine trompetenartige Erweiterung des eigentlichen Senkungsgebietes hervorrufend. Nördlich von Kandern (rechtsrheinisch) zeigt sich ein Vorspringen der Randverwerfung, zu welcher ein ähnlich tiefes und langes Einspringen einer wichtigen Randnebenstörung nach dem Kleinen Belchen zu (linksrheinisch) unverkennbar ist. Freiburg selbst liegt in bemerkenswertem nischenartigem Zurückspringen der rechtsrheinischen Randstörungen, welcher Nische der mächtige Durchbruch des Kaiserstuhls entspricht; hier haben wir nun im Gegenüber eine schwächere, nach Westen einspringende Nische: Colmar-Rappoltsweiler, in welcher ebenfalls ein verhältnismäßig kleinerer Basaltdurchbruch zu verzeichnen ist. — Berücksichtigt man aber, daß im Kaiserstuhlgebiet selbst die Scholle einer weit nach W. vorgerückten höher liegenden Juraverbreitung erhalten ist, jenseits welcher erst ein tieferer Abbruch nach W. vorliegt, so ergibt sich auch hier eine nach W. vorspringende Verwerfungsecke, auf welche die ähnliche Nische westlich von Colmar bezogen werden kann.

Während die bei Freiburg durchziehende Hauptstörung über Sexau-Waldkirch hinaus gradlinig nach N. fortsetzt und sich allmählich verdrückt, zeigt sich von Sexau aus an Emmendingen vorbei ein starkes Vorspringen der randlichen Hauptverwerfungen zur Linie: Lahr-Baden Baden. Nicht ganz, aber beinahe gegengestellt ist dem der Beginn des Zaberner Einbruchs bei Andlau-Barr. Es ist auffällig, daß der breiteste mittlere Teil dieses Einbruchs durch zwei deutliche Winkelabbiegungen

<sup>1)</sup> In der Karte am „m“ des Wortes Mannheim gelegen.

(\* und + der Karte) gekennzeichnet ist (bzw. westlich Straßburg und Reinhardsmünster sowie westlich Hagenau und Ingweiler), welche man auch rechtsrheinisch zwischen Oberkirch (Renchtal), Rothenfels (Murgthal) wieder zu erkennen vermeint. — Die Zaberner Senke ist durch die Muldenstruktur eher etwas verbreitert, während rechtsrheinisch infolge der durchstreichenden Sattelachsenregion und seiner Ablenkungswirkung ins Streichen hier der der Zaberner Senke entsprechende Vorsprung etwas verschmälert scheint (vgl. unten).

Für den Teil des Grabenrands, der zwischen den beiden Randverwerfungen zwischen Reichshofen und Albersweiler liegt, läßt sich rechtsrheinisch am wenigsten eine Beziehung erkennen, wenn man nicht in dem Auftreten einer zweiten Störungsgruppe Herrenalb-Neuenburg-Sengen eine Vergleichbarkeit beider Seiten annehmen will.

Auch in der südlichen Hälfte des Grabengebietes zeigt sich also das Bild, daß entweder auf der einen Seite soviel von der Grabenbreite weggenommen wird, als sie andererseits wieder gemehrt erscheint oder daß in Gegenstellung beiderseits unter besonderen Umständen eine Verbreiterung eintritt.

Was die queren Beziehungen betrifft, welche also senkrecht zur Achsenrichtung des Grabens von einer zur anderen Seite reichen, so ist hiefür auch eine seismische Region bemerkenswert, welche durch die Kandler Erdbebenlinie bezeichnet ist; es ist eine Linie, welche jene Regionen auf beiden Rheinseiten verbindet, woselbst sich sogen. „rheinische“ Richtungen von sogen. „lothringischen“ entschiedener abzweigen; es scheint, daß die Bebenachse von 1880 senkrecht auf der rheinischen Störungsrichtung steht, die von 1903 (vgl. Botzong, Pfälzische Heimatkunde 1912 S. 115) senkrecht auf der lothringischen.<sup>1)</sup>

Hier anschließend sei darauf hingewiesen, daß nördlich dieser Linie auch zwischen Langenbrücken (rechtsrheinisch) und Albersweiler (linksrheinisch) von N. her die ersten Auftreten von Lias an den Abbruchrändern zu beobachten sind; weist dies auch zunächst darauf hin, daß hier beim WNW.-Herüberstreichen der Langenbrücken-Heilbronnér Mulde an der Stelle der Umbiegung zur Pfalzburger Mulde noch unterer Jura linksrheinisch im nördlichen Muldenflügel vorhanden war, so ist doch damit auch ein rechts- und linksrheinisch vergleichbarer Absenkungsbetrag gekennzeichnet.

Was mir zunächst aus dieser Eigenart der Bruchstruktur hervorzugehen scheint, das ist die Anschauung, daß es sich hier wirklich um einen Einbruch in einer Horstregion und nicht um die Emporhebung der Seitenwände eines scheinbaren Grabens handelt. In letzterem Falle dürfte man ja nicht die Hebungswirkung vertikal aus der Tiefe wirkender Kräfte voraussetzen, sondern nur vertikale Komponenten von weither wirkenden tangentialen Kräften, welche, sobald die Anlage der Pseudo-Grabenspalten geschehen ist, ohne jede eigentliche Beziehung und Verbindung beiderseits bleiben; auch ist die Zone der Brüche zugleich die der höchsten Wirkungssteigerung und es ist bei so sehr verschiedenartigen Erhebungsmaßen und Erhebungskörpern ebensowenig denkbar, daß eine so regelmäßige Be-

<sup>1)</sup> Bezüglich dieser beiden Störungsrichtungen habe ich schon in Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken ausgeführt, daß sie wohl gleichzeitig entstanden seien; für ihre zeitliche Verschiedenheit lasse sich am Rheintalrand kein Beweis finden; ihre Richtungen ließen sich auf die zwei parallel und senkrecht zur Triasmulde laufenden Richtungen und auf eine 40—45° dazwischen liegende, ungefähr nördliche zurückführen. Für die Gleichalterigkeit dieser verschiedenen Störungsrichtungen spricht sich auch VAN WERVEKE aus (vgl. besonders Berichte des Niederrhein. Geol. Vereins 1910, S 35—36.)



ziehung weit auseinander liegender Bruchlinien entsteht, wie, daß nicht die dazwischen liegende Gebirgsmasse durch die hauptsächlichste Horizontalkomponente in die Höhe gepreßt ist, so daß das Rheintal höchstens als späteres Erosionstal einer zertrümmerten Mittelregion aufzufassen wäre; hiefür fehlt jedes Anzeichen, wie auch alle Anzeichen fehlen, daß die nach dem Innern des Grabens geneigten Randschollen etwa bloß durch die Vertikalbewegung einseitig aufwärts geschleppt wären.

Für diese Tatsachen scheinen mir eher die Bedingungen gegeben durch die Annahme einer Senkung an Brüchen, welche nicht durch höchste Drucksteigerung von zwei Seiten, sondern durch Dehnungssteigerung entstanden sind, deren Auslösung völlig abhängig wird von örtlichen Lage- und Körperverhältnissen, und deren weitere Entwicklung lediglich der Überantwortung der Massen an die Gravitation zuzuschreiben ist. Hierzu seien noch folgende Einzelheiten gefügt. Im ersteren Falle hätten wir die höchste Unregelmäßigkeit und Verwirrung der Lagerungs- und Bruchlinien nach oben und außen in uns zugänglicher Sichtbarkeit zu erwarten; in letzterem Falle ist dies in der unseren Blicken entzogenen Tiefe vor sich gegangen; wir haben unmittelbar nach dem Einbruch den Beginn sedimentärer Ausfüllung der tektonisch entstandenen Tiefe, welche auch gleichzeitig eine Verbindung mit dem nahe gelegenen westlichen und nördlichen marinen Tertiärbecken offen läßt, während eine Erhebung der Randgebiete der Rheintalsenke einer solchen Verbindung einerseits geradezu unübersteigliche Grenzen geschaffen haben würde, andererseits es nicht verständlich wäre, warum nicht Kreideablagerungen der französischen Mulde noch in das Juragebiet der Rheintalung hereingereicht haben und in den tieferen Teilen erhalten geblieben sein sollten; das von allen Forschern als sicher geschlossene Fehlen der Kreide im gesamten Rheintalbereich ist aber ein Beweis für die frühere, praetertiäre Höhenlage des Gebirgs, in welcher erst die Grabensenkung die Tiefenlage schuf.

Was die behauptete Tatsache der mit einer einfachen Einbruchsenkung eher zu vereinbarenden Abhängigkeit der Randbruchlinien von der vorhandenen Gebirgsstruktur betrifft, so sei noch einiges nachgetragen.

Wir erwähnten schon, daß (linksrheinisch) in der Gegend von Barr die westliche Randverwerfung der Zaberner Senke in einer Richtung ungefähr senkrecht zur Achse der Pfalzburger Mulde abzweigt und nördlich dieser Achsenlinie eine Richtung einschlägt, welche mehr eine Parallele zur Zweibrücker Muldenachse darstellt, daher auch der Pfalzburger Muldenlinie „vergleichbar“ verläuft; das zwischen beiden Teilstrecken des Westbruchs der Zaberner Senke liegende Verbindungsstück hat eine mittlere Richtung zwischen beiden ersterwähnten, es ist dies die sogen. rheinische Richtung.

Zwischen Merzweiler-Wörth bzw. Oberbronn-Niederbronn und Albersweiler bzw. Bergzabern herrscht nun die parallel der Zweibrücker Muldenachse laufende Richtung; man kann sogar sagen, sie herrsche bis Neustadt-Deidesheim-Dürkheim, von wo an wieder die senkrecht zur Zweibrücker Muldenachse verlaufenden Störungen (ähnlich wie bei Barr) zur Bildung der Marnheimer Bucht sich abzweigen; an dieser Stelle läuft auch von Bergzabern wieder die vermittelnde rheinische Störung Bergzabern-Albersweiler-Lambrecht-Grethen aus; es macht sich die Abbiegung senkrecht zur Triasmulde hier auch nach S. rückwirkend geltend.

Bei Kirchheimbolanden am Nordende der Marnheimer Bucht lenkt der Pfälzer Sattel den Einbruch wieder parallel zur Sattelachse in der Richtung auf Alzey ab, wobei die westliche Rückwand der Marnheimer Bucht wieder durch die vermittelnde

rheinische Richtung eingenommen wird. Hiermit ist aber die Bildung des Rheintalgrabens nach N. zu nicht abgeschlossen. Von Alzey ab haben wir wieder Randabbrüche senkrecht bzw. schiefquer zur Sattelachse, die am Taunusrand ihr Ende finden, d. h. sie werden von den streichenden Störungen dieses „variskischen“ Gebirges abgelöst.<sup>1)</sup> Bei Flonheim ist in den Brüchen der Oberen Lebacher Schichten eine praeoligozäne Verwerfung unter dem ungestörten Meeressand aufgeschlossen, welche bei einem Einfallen nach dem Mainzer Becken auch an der Bewegungskluft im Einfallen liegende Schubstreifen zeigt, also zweifellos eine normale Grabenrandabsenkung deutlich sein läßt.

Es wurde mehrfach darauf hingewiesen, daß die mehrere ältere Sättel und Mulden durchkreuzenden Rheintalverwerfungen beim Überschneiden der Mulden in diese abgelenkt werden und in diesen Einbiegungen die vorhandenen Mulden zu vertiefen streben; es ist das auch ein Kennzeichen, daß es sich wirklich um Senkungen handelt. — Ähnlich ist es auch da, wo die letzterwähnten, in NW. gerichteten Randabbrüche am Nordwestrand des Nordpfälzer Sattels im Fortziehen nach NW. die permische Nahetalmulde überkreuzt; eine ganze Reihe allerdings nicht regelmäßiger Verwerfungen mit Absenkungen nach der Mulde zu ziehen sich vom Sattelrande in die Mulde hinein und bildeten kleinere Senken und Buchten, in welche dann das Meeressandmeer eindrang; eine Anzahl von Resten der Absätze dieser Überflutung reicht bis in die Nähe von Martinstein-Sobornheim a. d. Nahe, woselbst auch von NW. eine Störung, die Mulde vertiefend und verbreiternd, ausläuft. In den Ablagerungen dieser Einbruchbuchten fanden sich eine Anzahl mehr oder weniger starke Absätze von Baryt, zum Teil als Zement der Sandsteine, zum Teil als Konkretionen,  $\sigma^b$  der Karte. Die späteren, mehr rheintalwärts eintretenden „Senkungen“ haben offenbar diese Bucht nicht mehr betroffen, da höhere Schichten als Meeressand in ihr nicht mehr auftreten.

Ebensowenig, wie ein einfaches Untertauchen des permcarbonischen Sattelrands unter das Tertiär des Mainzer Beckens vorliegt, sondern Abbrüche an dem nach NW. einfallenden Periklinalsaum die Anlagerung und die Transgression unterstützen — (vgl. hierzu Grabenrand und Transgression zwischen Battenberg und Asselheim) — ebensowenig findet ein einfaches Hereinfluten des Oligozänmeeres in die permische Nahetalmulde statt; auch diese wurden durch Einbrüche erweitert und vertieft, welche ziemlich tief in den unterrotliegenden Sattelkörper eingreifen.

Auf der rechten Rheinseite hat nun die Gegend zwischen Heidelberg und Frankfurt ein hohes Interesse. Nach der geologischen Übersichtskarte des Odenwaldes und der Bergstraße von KLEMM tritt bei Zwingenberg-Auerbach das, wie schon oben erwähnt, NNW.-Streichen des Gebirgsrandes in ein Gesamt-NNO.-Streichen über; diese Stelle entspricht der nordwestlichen Ecke der Marnheimer Bucht, von wo die Randlinie in NO., dem Streichen des permcarbonischen Grundgebirgs bis Alzey vorspringt, um wieder von da aus in NNW. abzubiegen. Das entsprechende Zurückspringen besteht auch am rechtsseitigen Gebirgsrand; hier sind drei Hauptstufen zu bemerken, wo der Horstrand in NO., dem Streichen des Grundgebirgs zurückspringt, dann wieder in N. und NNO. abbiegt, 1. Zwingenberg-Seeheim, 2. Darmstadt-Kranichstein, 3. Langensprendlingen, womit der Grabenrand Frankfurt erreicht. Es ist zu bemerken, daß die Bucht bei Darmstadt dem Niersteiner Aufbruch in querer Orien-

<sup>1)</sup> Parallel dieser Linie und zugleich als Fortsetzung des Südrandes des Pfälzer Sattels läuft offenbar eine Störung, welche eine eigene Einbruchstaffel des Pfälzer Sattels darstellt und für den nordwestlich dieser Linie liegenden Teil des „Alzeyer“ Beckens bedeutsam wurde.



tierung, der bei Sprendlingen dem Herüberstreichen der Verwerfung Kirchheimbolanden-Alzey entspricht. Andererseits liegt auch die junge Störung Nierstein-Mainz in der linearen Fortsetzung des Grabenrands Weinheim-Zwingenberg. Unverkennbar ist ferner, daß in der Dieburger Senke der Abbruchecke von Zwingenberg der Abbruch von Großumstadt, jener von Darmstadt der Abbruch von Langstadt (S. Babenhausen) gleichzustellen ist (vgl. auch EBERSTADT und RICHEN).

Dieses Netz von Beziehungen und inneren Bewegungszusammenhängen von einer Talseite zur anderen und ihre weitgehende Abhängigkeit von älterer Gebirgsstruktur weist nicht auf eine Überschiebungshebung von beiden Randseiten her, wodurch vom ersten Augenblick der geschlossenen Emporhebung auf beiden Seiten deren fernere Bewegungen durch eine mittlere ruhende, im wesentlichen unbeteiligte Masse getrennt sind, währenddem im Falle der Annahme eines normalen Senkungsvorgangs die sich senkende mittlere Masse in ihren Spannungsverhältnissen diesseits und jenseits der Mitte während eines gewissen Verlaufs des Einbruchs in Beziehungen des Bewegungsausgleichs stehen und bleiben kann; außerdem wurde schon oben betont, daß bei Annahme von Zersprengung durch eine Höchststeigerung von bilateralem Druck und Hebungstärke, die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse nicht so maßgebend sein können. Eine Flintenkugel durchschlägt eine Glasscheibe glatt und rund, ein schwacher Schlag aber läßt alle Spannungsverhältnisse mitwirken, welche durch die Eigenart der Scheibe selbst, die Art ihrer Befestigung und die Richtung des Stoßes maßgebend und mitwirkend werden können.

## 2. Einzelheiten der Bruchvorgänge.

In den Erläuterungen zum Blatte Donnersberg habe ich (zum Teil in Ergänzung der für die geologische Karte des Potzbergs und Umgebung — Geogn. Jahresh. 1904, Bd. XVII, S. 150, S. 195, 3 und S. 232—233 — beschriebenen Beobachtungen)<sup>1)</sup> mehrere Darstellungen über die Kleintektonik und die Deutung ihres Bewegungszusammenhangs an gut aufgeschlossenen Stellen gegeben; es ist hierzu nötig — gleichsam in Ergänzung der hiefür fehlenden Abschnitte in den Erläuterungen zum Bl. Speyer — auf Beobachtungen einzugehen, welche von JOH. J. DINU im Bereich des Haardtrands zwischen Dürkheim und Weißenburg angestellt und veröffentlicht wurden. (Verhandl. des Naturhist.-mediz. Vereins zu Heidelberg Bd. XI S. 238—239.)

DINU hat sich in eingehender Weise neben der Frage, in welchem Umfang die Spaltentektonik mit der Talgestaltung in Zusammenhang stehe,<sup>2)</sup> auch mit den durch die Gebirgsbewegungen gestreiften Kluftharnischen zunächst des Haardtrandes beschäftigt; er kommt zu folgenden allgemeinen Ergebnissen: 1. Das Gebirge ist parallel und senkrecht zu den Haupttrandsprüngen von starken Zerklüftungen durchzogen; erstere, „longitudinale“ Spalten betragen 56%, also etwas

<sup>1)</sup> Vgl. auch Erl. z. Bl. Kusel 1910 S. 149 u. 155, wozu zu bemerken ist, daß die geschilderten tangentialen Bewegungen trotz ihrer Geringfügigkeit im einzelnen sehr zahlreich sind; sie wurden l. c. S. 147 als mehr oberflächliche Druckausgleichsbewegungen gedeutet; für die daselbst S. 149 Fig. 49 und S. 154 Fig. 50 angeführten Bewegungen können hiefür die Rückwirkungen der östlich vom Königsberg quer durch den Sattel gehenden großen Senkung (l. c. S. 156) und die stauende Wirkung des Königsbergs selbst (l. c. S. 155 oben) in Betracht kommen.

<sup>2)</sup> Er scheint mir hierbei zu wenig das Schichtstreichen und seinen Einfluß zu berücksichtigen. Dies wurde für verschiedene Gebiete des pfälzischen Buntsandsteingebirgs vom Verfasser (Geogn. Jahresh. 1899 XII S. 75—87, S. 80 Fußnote und S. 107 besprochen. Diese Studie war DINU offenbar nicht bekannt geworden. (Vgl. zu demselben Gegenstand auch Pfälzische Heimatkunde 1911 S. 67.)

über die Hälfte aller Harnischspalten; von diesen sind 14,5% (1,2% bei „transversalen“ Harnischspalten) genau im Einfallen gestreift, weisen also auf reine vertikale Teilbewegungen hin; dann sind 3,6% (6,7% bei transvers. Sp.) genau horizontal gestreift, und 20% (45% bei transvers. Sp.) haben Streifen mit größerer Horizontalkomponente. Von den Longitudinal-Schubharnischen mit größerer Horizontalkomponente haben 27,2% nach N. und 54,5% nach S. einfallende Streifen; von den transversalen Schubharnischen haben 40,9% nach W. (nach dem Gebirg), 51,0% nach O. dem Graben zu aufsteigende Streifen; DINU schließt sich darnach der Ansicht von W. SALOMON, gegen welche wir unter 1. allgemeinere Bedenken geäußert haben, an; diese Ansicht geht dahin, daß die Rheintalsenke nicht ein normaler Graben mit vertikalen oder nach innen einfallenden Randspalten wäre, sondern daß Tangentialschub auf nach außen abfallenden Klüften eine Emporschiebung des Gebirgs (rechtsrheinisch nach W., linksrheinisch nach O.) über den Raum des Grabenstreifens verursacht habe; hierbei sollen die Randschollen noch herabdrückend auf die inneren Grabenschollen gewirkt haben.

Nach meiner Ansicht ist aber im Vergleich zu der Schubhöhe und den Reibungshindernissen die Aufwärtsbewegung in den steil einfallenden longitudinalen Klüften viel zu wenig ausgedrückt. Von den 110 longitudinalen Harnischspalten sind insgesamt 14,5% (12,3% in der Randzone) im Einfallen gestreift, das sind 8 nach W. einfallende Spaltenharnische und 6 nach O. einfallende; zwischen 80—90° einfallende Streifen zeigen nur 24 Longitudinalspalten, von welchen 11 nach O. und 13 nach W. einfallen. Da die mit solchen Gradzahlen gekennzeichneten Störungen Bewegungen angeben, welchen die stärksten Sprunghöhen zu verdanken wären, so ist das eine auffällig geringe Zahl bei den tatsächlich bedeutenden Sprunghöhen. Weiter bestehen für die Erklärung der viel größeren Zahl der Vorkommen von auf Längsbewegungen hindeutenden Streifen, von welchen 20% eine größere Horizontalkomponente haben, und unter denen 3,6% ganz horizontal sind bei einer Emporhebung, welche ohne eigentliche Widerlage Hunderte von Metern sozusagen ins Freie aufrückt, keine günstigen Voraussetzungen (vgl. unten). Ebenso ist der Prozentsatz der die Gesamtbewegung begleitenden Vertikalbewegungen auf Transversalklüften außerordentlich gering, während wiederum die horizontal gestreiften Klüfte und die mit größerer Horizontalkomponente (zusammen 51,7%) auffällig groß ist; die mit 10% festgestellte Überzahl der nach dem Graben aufsteigenden gegenüber jenen nach dem Graben einfallenden Streifen ist zu gering, um den Ausschlag zu geben (vgl. S. 259); es könnte nur dann von Wichtigkeit sein, wenn gar keine andere Erklärung überhaupt möglich wäre; eine solche ins Treffen zu führen, ist aber durchaus nicht schwer. Bei der großen Zahl der sich schief, quer bis senkrecht durchkreuzenden Bewegungsflächen mit mehr auf tangentiale und flachere Teilbewegungen hindeutenden Bewegungsrichtungen scheint mir eine Gesamtursache näher zu liegen, welche so vielseitige Teilbewegungen gestattet; entfernter muß die Annahme einer solchen Bewegungsursache liegen, welche in der Störungsregion die höchste Steigerung gebirgsertrümmernder und höchst einseitig entgegen der Schwere und den sonstigen (seitlichen) Bewegungswiderständen gerichteter Kräfte voraussetzt. Man sollte eher an Bewegungen denken, welche mit der Schwere und ohne große, allseitige Widerstände vor sich gehen, womit wir auf das Ergebnis unseres ersten Kapitels zurückverweisen können.

Die auf flache Bewegungen hinweisenden Schubharnische in der Nachbarschaft großer Verwerfungen, woselbst man die Anzeichen großer Vertikalbewegungen er-



warten sollte, hat schon A. LEPPLA in seiner bekannten grundlegenden Abhandlung hervorgehoben; ich habe sie in meiner Potzberg-Arbeit im Anschluß an Beobachtungen im Pfälzer Sattel als Zeichen der Ausgleichsbewegung gedeutet; es ist nötig, im Sinne unserer früheren nicht beachteten Deutung die neueren Feststellungen kritisch zu prüfen.

Es ist nun hierbei vorauszusetzen, daß die Beobachtungen DINU's zum überwiegenden Teile im Innenbereich der Randschollen und in der Nähe der Verwerfungsflächen gemacht sind; weiters, daß diese Randschollen nicht nur von der nach unserer Ansicht erfolgten Hauptabsenkung im Innenbereich des Grabens beeinflusst sind, sondern auch beträchtliche gleichsinnige Eigenbewegungen in verschiedener Bewegungsgröße ausgeführt haben. Hierbei möchte ich zunächst auf die Beobachtungen hinweisen, welche ich über die Einwirkungen von sinkenden Schollen auf die relativ zurückbleibende Nachbarscholle veröffentlicht habe, wobei hier eine große Anzahl von Schubflächen mit unzweideutigen Ausweichebewegungen auftreten<sup>1)</sup> (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg zu den Profilen von Oberhausen, Otterberg, Kirchheimbolanden). Diese Tatsachen lassen erkennen, daß es in der Nachbarschaft sinkender Schollen mit bedeutender Masse und in diesen selbst Teilbewegungen gibt, welche als Ausweichebewegungen, parallel und quer zur Hauptbewegungsfläche, gedeutet werden müssen; die Druckwirkungen geschehen gegenseitig, von der stärker sinkenden auf die weniger stark sinkende als fortbewegende (einpressende und beiseite schiebende), von letzterer auf erstere als hemmende; diese Wirkungen sind durchaus nicht gering anzuschlagen. Dabei spielt die Gesteinsart eine große Rolle; handelt es sich um spröde, wenig plastische Gesteine (vgl. auch A. LEPPLA, Über den Bau des Haardtgebirges, Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanstalt 1893), so ist das Auftreten von Klüften und Harnischen viel häufiger als bei plastischen Massen; bei jenen ist auch die Fernleitung der Seitendruckerscheinungen recht groß, während die Druckwirkungen sich bei plastischen Gesteinen auf eine größere Nähe verteilen.

Den Vorgang der Absenkungsverwerfungen wird man sich auch nicht als einen sehr langsamen und stetigen vorstellen dürfen, ebensowenig wie die Verwerfungsklüfte in ihrer Schärfe und ausgeglichenen Fläche völlig vorgebildet sind; wie zeitlich Unterbrechungen des Absinkens und dann kleinere katastrophenartige Einstürze auftreten mögen, so sind die ersten Durchbrechungen des Gebirgs keine fertigen Gleitflächen, sondern langgestreckte schmale Zonen unregelmäßiger Durch- und Ausbrüche, wie man dies bei auslaufenden Störungen beobachtet. Die hierbei vorhandenen Vorrugungen, sowohl in eckigen Ausbrüchen als in gebauchten Bruchflächen von größerer und kleinerer Ausdehnung, werden bei der Abwärtsbewegung erst abgeschliffen und so vereinheitlicht; ich habe bei der Besprechung einer Berggrutschfläche mit Schubharnisch (Pfälzische Heimatkunde 1911 S. 65—69) darauf hingewiesen, daß man sich die Entstehung ebener Verwerfungsflächen als eine bei dem Bewegungsvorgang selbst vor sich gehende Neubildung innerhalb einer großen unregelmäßigen Trümerspalten-Zone vorstellen müsse. Hierbei, besonders bei starken Absenkungsflächen, entstehen zuerst nicht nur klaffende Spalten (vgl. hierzu besonders unten S. 260 Fig. 3), sondern auch Lockerungs-Zonen, in welche, platzfindend, sich einschiebende Seitenverfrachtungen möglich sind; solche Bewegungen können auf Transversalklüften zwischen annähernd parallelen Hauptlängsverwerfungen

<sup>1)</sup> In nicht sehr verschiedener Art und Umfang beweisen auch die in den Erl. z. Bl. Kissingen S. 29—34 Taf. II Fig. 2—4 und Taf. III Fig. 3—5 dargestellten Verhältnisse das Gleiche.

recht umfangreiche Begleitbewegungen darstellen und zur Ausgleichung der Seitendruckwirkungen zwischen jenen dienen. Andererseits wirken einheitliche, mächtig lastende, in Bewegung befindliche Schollen auf alle Nachbarklüfte; sie verursachen, durch Druckverkleinerung schwächere Schollen zertrümmernd und den Zerreibungsabfall abtreibend und verteilend, eine Raumverminderung, so daß nach deren Flächenstrichen hin wieder seitliche bzw. quere Bewegungen stattfinden können, welche in ihrer Richtung höchst abweichend sind von den Hauptbewegungen.<sup>1)</sup> Ebenso müssen aus diesen ausgeschaltete schmale Gesteinskeile, wenn keine Zertrümmerung erfolgt, seitlich abgetrieben werden, es werden sich hierbei Harnische mit flachen Schubstreifen bilden. Es finden sicher auch innerhalb der Schollen Lockerungen auf Schichtfugen und Ablösungen statt, wieder eine Ursache unregelmäßiger Nachbrüche und erneuter ausgleichender Abschleifungen und seitlicher Ausweichbewegungen in den verschiedensten von den Hauptklüften ausgehenden Seitenklüften. Endlich müssen Stauungen der gelegentlich etwas beschleunigten Bewegungen bei den ungeheuren Massen die lebendige Kraft der gestauten Massen zu gewaltigen seitlichen Ausweichbewegungen zwingen.<sup>2)</sup>

Eine Voraussetzung bei Annahme dieser Vorgänge ist, daß keine zu steilen Hauptbewegungsklüfte vorliegen, so daß noch genügender Seitendruck wirksam wird, und andererseits, daß sie auch nicht zu flach einfallen, was bei Seitendruck zu starke Vertikalkomponenten verursacht und die Entstehung von Lockerungen und gesteigert klaffenden Spaltzwischenräumen zu Ausweiche-Ausgleichsbewegungen nicht ermöglicht bzw. diese zu rasch abgeschnitten würden; dies dürfte für die Rheintalspalten gelten (vgl. unten S. 263).

Zu bedenken ist endlich, daß man es bei dem vorliegenden Strukturbild mit den letzten Äußerungen des großen Bewegungsvorgangs zu tun hat, dem Abschluß der vertikalen Bewegungen, wonach noch Seitenausweichungen und Einrichtungen in eine neue Gleichgewichtslage stattfinden; die letzten Bewegungen, welche möglich sind, daher auch am frischesten erhalten bleiben mußten, sind die Ausweiche- und Ausgleichsbewegungen in der Längsrichtung neben den großen Störungslinien. Im übrigen ist auch anzunehmen, daß die seitlichen uns jetzt noch sichtbaren Randschollen früher ihre vertikalen Absenkungen verzögerten bzw. ganz einstellten und daher länger unter den Seitendruckwirkungen und Klemmungen der weiter einstürzenden inneren Hauptmasse standen, daß sie daher zahlreichere Anzeichen dieses Klemmungsvorgangs an sich tragen als solche ihrer zweifellos zuerst verschiedenen selbständigen Eigenbewegung; wir erinnern zum Schluß daran, daß diese Randschollen vielmehr nach der entgegenstehenden Ansicht die ausgeprägtesten Merkmale der Eigenbewegung erkennen lassen sollten, wogegen bloß die Merkmale überwiegen, welche nach dem Endresultat — die vertikale Emporhebung an verhältnismäßig steilen Spalten — nur als Begleiterscheinungen<sup>3)</sup> gedeutet werden können.

<sup>1)</sup> Ich erinnere an die im Eugenstollen bei Imsbach beobachtete tangentielle Teilbewegung, welche als Begleitbewegung einer radialen Absenkung zu deuten ist, wobei die gleiche Kluff mit  $20^\circ$  aus einem Gestein austretend in dem Nachbargestein mit  $22^\circ$  ein entgegengesetztes Einfallen annimmt (vgl. unten Geogn. Jahresh. 1915).

<sup>2)</sup> E. SUSS warnt (Antl. d. E. III 2 S. 31) vor einer Unterschätzung der Wucht, mit der solche Senkungen vorgehen mögen.

<sup>3)</sup> Auch darauf ist hinzuweisen, daß bei den vertikalen Bewegungen die gequetschten kleineren Schollen mit den Schrammengängen am vollständigsten zertrümmert werden können; die Harnische müssen auch „gewertet“, nicht nur gezählt werden.



Hiermit ist auch zugleich unsere Stellungnahme gegenüber der Ansicht v. WERVEKES bekundet, welcher die Einsenkung des Rheintalgrabens und die Erhebung der Randgebirge als gleichzeitige Folge eines nordsüdlichen von den Alpen her wirkenden Tangentialdrucks ansieht; v. WERVEKE hat die longitudinalen Schubstreifen schon früher für diese Ansicht aufgeführt; es könnten die Feststellungen von DINU zu Gunsten dieser Ansicht wohl verwendet werden; wir kommen auf die Erörterung dieser Hypothese im II. Teil S. 271 bei günstigerer Gelegenheit zurück.

Für eine Hebung und Überschiebung des Grabens von der Außenseite her sprechen auch nicht sehr die recht schwachen Mulden und Sättel, welche in dem Zaberner Randeinbruch bei Ingweiler und östlich davon auftreten (vgl. Übersichtskarte nach v. WERVEKE's Blatt Buchsweiler); daß diese Biegungen von dem Hauptverwerfungsrand abhängen, das ist wegen ihres auffälligen gleichen Verlaufs mit diesem zweifellos, die Geringfügigkeit spricht aber für die eine Senkung begleitende Raumverminderung und zwar sollten die Absenkungsflächen ein sehr steiles Einfallen haben, so daß nur schwacher Seitendruck auftreten konnte.

### 3. Die Trümmerspalten und Erzgänge im Gebiete der Randverwerfungen.

#### a) Trümmerspalten.

Als eine Andeutung der Überschiebungsentstehung der Rheintalsenke werden auch kleine Verwerfungen angeführt, die mit mehr oder weniger flach geneigten Sprungflächen auf der linken Grabenseite nach Osten ansteigen, wie ich solche in den Berichten des Oberrhein. Geol. Vereins 1910 S. 25, 39 u. 44 abbildete (vgl. Fig. 1);

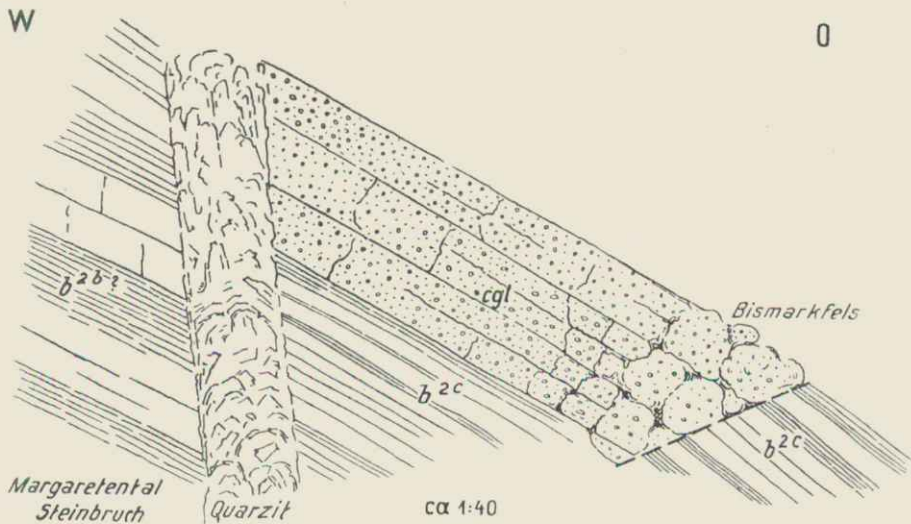


Fig. 1.

Störung am Ausgang des Margaretentals W. von Forst.

auch DINU zeichnet S. 289 eine solche und erwähnt S. 290—291 noch zwei weitere. Diese Verwerfungen waren mir schon früher von theoretischem Interesse wegen der Erklärung der am Haardtrand gegen die Grabensenke mit starker Neigung scheinbar umgestürzten Schollen (l. c. 1910 S. 18). Ich suchte darzustellen, daß diese stark geneigte Schollenlagerung auf der Gebirgsseite von keilförmigen Kluftöffnungen begleitet sein mußte, gegen welche dann auf neu entstehenden, Gebirgs-einwärts einfallenden Bruchflächen im Raumausgleich nach Westen weitere Schollenbewegungen

stattfinden müßten; diese Bewegungen fänden in entgegengesetzter Richtung statt wie die Hauptabsenkungen und gehören im großen und ganzen zu den Ausgleichs- und Zusammenschlußbewegungen, welche wir oben behandelt haben; die Bewegungen solcher kleinerer Schollen können nur wieder zwischen zwei Transversalspalten stattfinden, welche gegen Osten ansteigende (vom Graben abfallende) Schubharnische aufweisen müßten; bezüglich vieler derartiger Schollen müßten immer je zwei von den von DIXU erwähnten Harnischstreifen ausgeschieden werden, welche linksrheinisch für eine überschiebende Bewegung von West nach Ost zu sprechen hätten.

Im Anschluß an eine solche gegen das Gebirg einfallende Störung habe ich die Besprechung eines selten gut aufgeschlossenen Bewegungs- und Kluffzusammenhangs in den erwähnten Berichten des Oberrhein. Geol. Vereins 1911. 2 S.25—27 angeschlossen; ich bringe hier nochmals den Grundriß des Spaltensystems (Fig. 2),

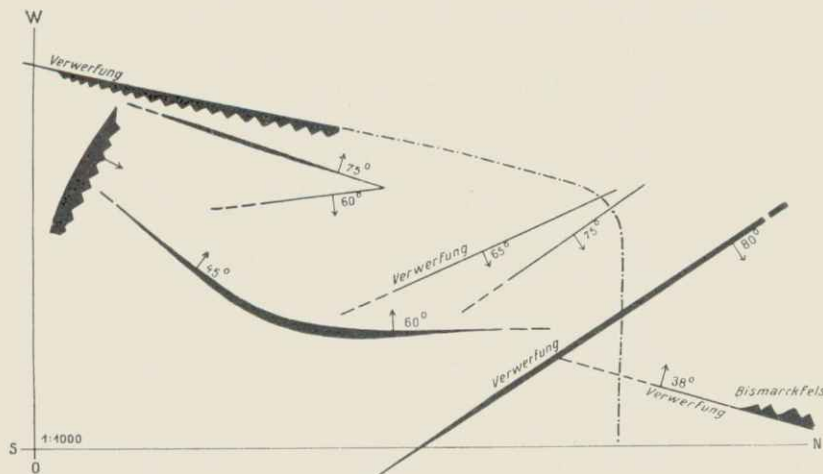


Fig. 2.

Grundriß der Störungen am Ausgang des Margaretentals bei Forst.<sup>1)</sup>

weil sich hieran eine Tatsache anschließen läßt, welche auch für die Vorgänge im Innern der Randschollen aufklärend sind, daher zur Ergänzung des oben S. 257 Angeführten dienen kann.

Es handelt sich um die Möglichkeit von aufeinander zustrebenden bzw. sich kreuzenden Bewegungen auf zwei gegeneinander einfallenden Flächen als Folge eines Senkungsvorgangs; etwas derartiges ist nur dadurch denkbar, daß unter starkem Belastungsdruck und bei gegenseitiger Aneinanderpressung Teile der einen Scholle abgerissen, zerbröckelt, verkleinert bis zermahlen und bei der Abwärtsbewegung auf die Wegfläche verteilt und abgetrieben werden; es entstehen dann an solchen Klüften Trümmerfüllungen und Klufffüllungen feinsten Zerstäubung, ja sogar mit Auflösung des Quarzes und der Eisenverbindungen als Hydrosol, welche dann in etwas höherer, der Tagesfläche näheren Region oder erst als Quellabsatz zur Ausfällung kommen. Es ist das auch ein Fall, wobei die Bewegungskluft an der Stoßfläche sich wenigstens einseitig fortwährend verändert.

<sup>1)</sup> Die Verdickung der Linien bedeutet die Anschwellung der kieselig-sandigen Füllung der Klüfte; die zackige Verdickung bedeutet das Maß des Eindringens der Verkieselung in die Schichten der Nachbarschaft der Gesteine.



Meine Anschauungen über diese Verwerfungen und Kluftbildungen und besonders über sie als Begleiterscheinungen der großen Grabensenkung werden in gewissem Sinne durch Beobachtungen gestützt, welche A. WURM an einem größeren Erdrutsch bei Mühlhausen i. B. machen konnte; die Rutschmasse hat sich in Schollen zerteilt, welche von der Haupt-Abrißfläche auf Rutschflächen absinken, die nach der freien Senktiefe normal abfallen und treppenartig nach dieser hinab und zugleich seitlich vorrücken. Hierbei bilden sich an den Rückseiten der einzelnen Schollen auf Klüften, welche den Hauptabsenkungsklüften entgegengesetzt einfallen, kleinere Abrißschollen, welche sich nach jenen absenken. Weiter entstehen auch nach WURMS Darstellungen (l. c. S. 21 Fig. 46) an den erst etwas offenen Innenklüften auch Spaltrestfüllungen mit Zerreibungs- und Absturztrümmern.

Ein weiteres Bild solcher Störungsentstehung sei aus einem anderen Gebiete mitgeteilt. Dr. MATTH. SCHUSTER hat seinerzeit bei seiner Aufnahmebeihilfe für die Abhandlung Dr. v. AMMONS: Die Bohraufschlüsse bei Fünfstetten am Ries etc. (Geogn. Jahresh. XVI 1903), im Bahneinschnitt von Möhren das Profil Fig. 3 an der

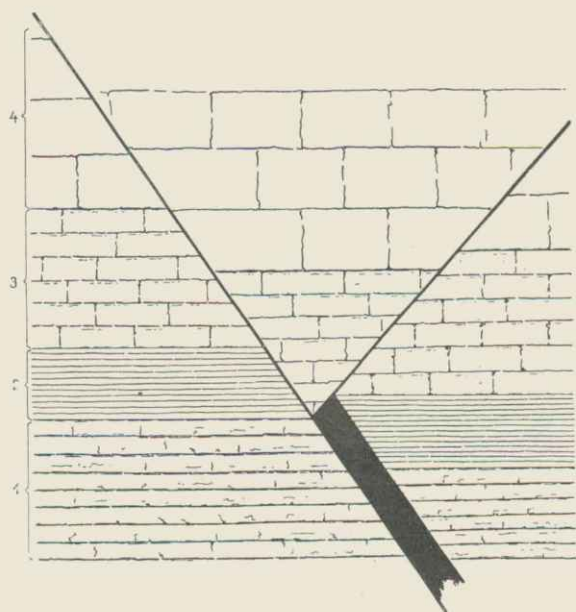


Fig. 3.

Störung am Bahneinschnitt bei Möhren im Riesgebiet.

Grenze der Tenuilobaten- und Pseudomutabilisschichten aufgenommen; es zeigt bei einer normalen Absenkung von 70 cm Gesamtsprunghöhe auf geneigter Unterlage eine starke Klufflüftung von 40—45 cm; nach diesem Leerraum ist eine kleine Teilabsenkung eingetreten, eine überaus häufige Entstehung kleiner Teilgräben parallel einer größeren Senkverwerfung. Man vergleiche Fig. 4, woselbst sich die Erscheinung an einer nach innen — W. — einfallenden Störung bei der Station Neu-Leiningen von der Seite der eingesunkenen Scholle her wiederholt (vgl. Berichte des Oberrhein. Geol. Vereins 1910, II. S. 26 oben).

Eine weiter hier anzufügende Tatsache sei nach den Aufnahmen der Hess. Landesanstalt angeführt. Die Blätter Messel und Bensheim (S. 261) bringen O. von Heppenheim, von Forsthaus Kalkofen bei Kranichstein und von Langen an der Randverwerfung breite Spaltfüllungen von Sand und Eisenerz mit Kalksinterbindung zur Darstellung;

4 km westlich von Kranichstein zeigen sich am Rand eines Braunkohlenvorkommens bei Messel, welches zweifellos einen normalen Grabeneinbruch inmitten des Grundgebirgs darstellt, gleiches (vgl. auch WITTICH (in Abhandl. d. Geol. Landesanstalt Darmstadt, Bd. III, Heft 5, Taf. I). „Kleinere“ solcher Füllungen von Spalten bis 1 m Breite finden sich im Oberrotliegenden bei Messel<sup>1)</sup> seitlich von dem kleineren

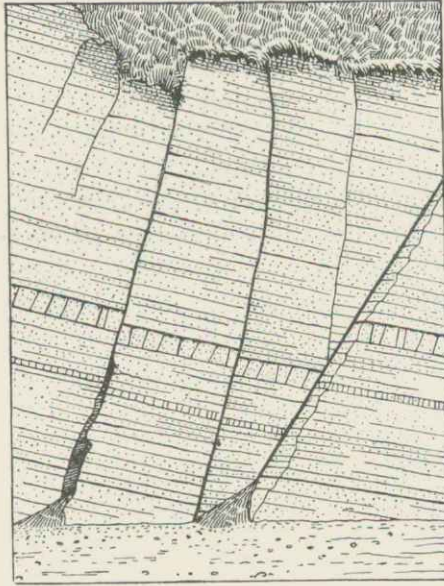


Fig. 4.

Störung am Ausgang des Altleininger Tals, O. rechts, W. links.

Tertiäreinbruch und sind nur im Zusammenhang mit dem Gesamtcharakter des Aufbaus zu verstehen; es sind Trümmerfüllungen an gelüpfen Spalten; es findet sich in ihnen der Ausbruch der unmittelbaren Nachbarschaft der Spalten, nicht das weiter her und besonders nicht das aus der Tiefe Aufgebrachte, wobei das „lockere Gefüge“ von den Beobachtern, ja sogar die Ausfüllung klaffender Spalten mit Sand hervorgehoben wird.

Von Interesse ist die Profildarstellung unterhalb der Starkenburg und am Essigkamm auf Blatt Bensheim nach KLEMM und CHELIUS; während im Profil Starkenburg die Verwerfungen im Buntsandstein, wie auch der Text sagt, nach W. einfallen, fallen die Störungen im Mitteloligocän vom Essigkamm gegen die Rheingraben-wärts einfallende Randstörung nach O. ein; ein kleiner Keil gegen die Randstörung zeigt das Verhalten der Absenkungen gegen das Gebirg, wie bei S. 258—260 Fig. 1 und Fig. 3; unmittelbar nördlich davon schließt sich die Sand-Sinterkalkausfüllung an der Randspalte S. von der Starkenburg. Sind diese Profile auch schematisch, so sind die darin ausgedrückten großen Gegensätze sicher nicht ohne Beobachtungsgrundlagen.

Weiter sei auf das in Blatt Herzogenrat der K. Preuß. Geol. Landesanstalt gegebene Profil E. F. hingewiesen, welches die Entstehung eines kleinen schmalen Grabens im Nachbargebiet der Hauptverwerfung, wie oben S. 261 Fig. 4 illustriert. Eine ähnliche Entstehung haben wohl auch die vielen schmalen und nicht tief

<sup>1)</sup> Diese postmiozänen Einbrüche halten sich an einen voroberrotliegenden Urgebirgsrand, der hier wohl tektonisch gerichtet war.



gehenden Keuperkeilschollen, welche z. B. im Göttinger Graben zunächst den äußeren Randschollengrenzen auftreten; es ist hiefür zu bemerken, daß solche Schollen mit nach außen absenkenden Störungen nicht immer heteroklinal zu den Hauptstörungen eines Grabens einfallen müssen, sie können auch mit letzteren homoklinal sein, wenn sie nur ein steileres Einfallen der Grenzklüfte besitzen.

Wenn A. WURM mit Recht in der von ihm beobachteten Rutschstruktur einen Vergleich mit den Rheintalrandsprüngen knüpft, so ist doch von unserer Seite zu bemerken, daß die Schlußfolgerung nicht zu Gunsten der Anschauung von ANDREAE über das Einfallen dieser Sprünge ausfällt; bei dessen Annahme sind die zu den Seiten der Senkungstiefe nach unten auseinandergelassenen Klüftflächen die Voraussetzung, während sie nach unserer Ansicht eine Begleiterscheinung von Bewegungen auf erst entgegengesetzt einfallenden Flächen sind, wie bei dem von WURM beobachteten Bergrutsch (vgl. auch Geol. Prinzipienfragen von E. REYER 1907, S. 169). Wir sehen also auch die von DINU aufgeführten, vom Rheintalgraben nach dem Gebirg zu einfallenden Teilverwerfungsflächen als eine normale Begleiterscheinung der Hauptabsenkungen nach der Grabensenke an. Zugleich zeigt Fig. 3 und ebenso in gewissem Umfang auch Fig. 4 wie bei solchen Bewegungen an nicht sehr flach einfallenden Flächen leicht Hohlräume sich bemerkbar machen.

b) Die **Erzgänge** (vgl. Tafel XI).

Im Bereich der Feststellungen von DINU auf Blatt Speyer liegen auch die Erzgänge (Blei- und Eisenerze) der südwestlichen Haardt, welche ich schon l.c. Oberrhein. Geol. Ver. 1910 S. 19 im Zusammenhang mit der Deutung des Rheintalgrabens anführte.

Diese Erzgänge liegen zum Teil in ganz ungestörtem Gebirg und erscheinen so als einfache Klüftzerreißen; sie gehören zu jener Zone der Randstörungen, in welcher auch die Verwerfungen (vgl. oben S. 252) das Streichen der Trias-Muldenachse einhalten; sie können also zum Teil als primäre Klüfte bezeichnet werden und zwar dürften sie der Spannungszerreißung der schmalen Sattelregion zwischen der Pfalzburger und der Zweibrücker Mulde bzw. der Umbiegungsregion zur Bruchsaler Senke angehören (vgl. Übersichtskarte Tafel XII).

Die später nach den gleichen Zerreißen gerichteten Randverwerfungen haben einen größeren Teil der Erzgänge benutzt,<sup>1)</sup> es fallen also Verwerfungen und Erzgänge auch auf lange Strecken zusammen, wobei erstere recht charakteristische Abbiegungen der letzteren vom geraden Verlauf geradlinig überschneiden.

Über diese in ihrem Abbau schon lange aufgelassenen, zum Teil von v. GÜMBEL noch befahrenen Gänge haben wir noch ältere Berichte eines hervorragenden Augenzeugen, v. LEONHARDS im Jahrbuch für Mineralogie etc. 1845, S. 13; die Erzgänge sind von Reibungsflächen, geglätteten Rutschharnischen durchsetzt; ihre oft außerordentliche Mächtigkeiten (einschließlich der trümmerigen Gangfüllungen) von 2—6 m, 10—20 m, 1,4—3 m sind unter Anhäufung der geglätteten Bewegungsflächen („wo offenbar die größte Gewalt wirkte“) sehr vermindert; sie wurden stellenweise nach v. LEONHARD ganz zum Verschwinden gebracht, so daß die Schubflächen (des Hangenden und Liegenden) aufeinander gepreßt sind. Diese Bewegungsgrenzen der Gänge zeigen somit in solchem Falle das nachträgliche Verwerfungseinfallen, welches jedenfalls das ausgeprägteste Merkmal im Zug der Gänge geworden ist. Der Nothweiler-Schlettenbacher Gang zeigt nun schon nach der Ausstreichlinie, daß er nach SO.

<sup>1)</sup> Ähnliches gilt von den permischen Erzgängen des Pfälzer Sattels, wie ich dies im Geogn. Jahreshfte 1904 XVII. S. 190—198 dargelegt habe.

einfällt; nach den Angaben v. GÜMBELS und nach alten Plänen fällt der Gang mit  $75^{\circ}$  nach SO. ein; stellenweise läuft er saiger. Der nordwestlich mit  $80^{\circ}$  einfallende Bobental-Erlenbacher Gang ist nur zu einem kleinen Teil von einer Verwerfung betroffen, welche aber bei Erlenbach außerordentlich an ihrer Sprunghöhe einbüßte; es hat den Anschein, als ob bei Bobental eine schwache Absenkung nach NW. stattgefunden hätte, daß das Gebiet zwischen dem bei Erlenbach sich treffenden Nothweiler und Bobentaler Gang ein Graben wäre.

Von hohem Interesse sind auch die Erzgänge am Petronell W. von Bergzabern; es handelt sich um Gänge, welche von den ersterwähnten völlig selbständig, dem Rheintalabbruch genähert sind und diesem ungefähr gleichlaufen; auch hier hat sich ein wechselndes Zusammenlaufen der Gänge mit den Verwerfungen nachweisen lassen. Von diesen Gangvorkommen erwähnt v. LEONHARD, daß hier namentlich die schönsten „Spiegel“ des Erzgebietes vorkommen. Der westliche Gang fällt wie der Schlettenbacher Gang nach SO. ein, der östliche Gang fällt nach NNW. ein; es ist hierin also eine Teilgrabensenkung festgelegt, welches Bild noch dadurch vervollständigt wird, daß ein dritter kleinerer Gang den ersteren schief kreuzt und nach der Senkung in NO. einfällt.

Wir haben also hier als Tatsache zwei nach SO., d. h. nach dem Rheintal zu einfallende Hauptverwerfungen und in einem Falle sicher eine schwächere, vom Rheintal nach NW. abfallende, in dieser Richtung absenkende Verwerfung; es ist dies genau das gleiche Strukturbild, wie wir es oben nach den Aufschlüssen an dem Bismarckfelsen (Margaretental bei Forst) für die Tektonik der äußersten Randverwerfung des Haardtabfalls vorgeführt haben: am Innenrand größerer, auf steil nach O. einfallenden Verwerfungen dahin absinkenden Hauptschollen treten kleinere nach W. absinkende Teilschollen auf, welche das Bild kleinerer Teilgräben erzeugen.

Solche Bewegungen sind nur dadurch möglich, daß an den steiler einfallenden Hauptverwerfungen die aufstoßenden Seitenflächen der kleineren und größeren Nachbarschollen zertrümmert werden und im Raumausgleich und der Trümmerverteilung, wozu noch intensive chemische Auflösungen in der „Entfärbungszone“ hinzutreten, Platz geschaffen wird. Ein Teil der gewaltigen Trümmerefüllungen der Erzgänge kann auf ähnliche Weise erklärt werden (S. 265—266). Es ist weiterhin kein Grund vorhanden, z. B. die an diese südostpfälzisch-elsässische Erzgangregion sich eng anschließende Muschelkalk-Einsenkung, welche von Wingen über Lembach in SW. ins Elsässische weiterzieht und sich an der Zaberner Senke erheblich beteiligt, als von anderer Entstehungsart zu halten; man müßte auch hier auf der linken Rheingraben-seite die Weilerer (d. h. die östliche, rechte) Randscholle dieses Teilgrabens ebenso als von SO. emporgeschoben halten wie die rechte östliche Wand des gesamten Rheintalgrabens.

Wir können daher aus der Betrachtung der Trümmerklüfte und Erzgänge keine andere Folgerung ziehen, als daß die linksrheinisch am Haardttrand nach W. einfallenden kleineren Verwerfungen gesetzmäßige Begleiterscheinungen der Hauptabsenkungsbewegungen sind, welche nach SO., d. h. nach dem Rheintalgraben zu, auf dahin steil einfallenden Randbrüchen, stattfanden.

#### 4. Eruptive Durchbrüche ( $\beta$ ), Gangmineralisationen ( $\sigma$ ) und die Frage der Senkungen.

Es wurde oben schon darauf aufmerksam gemacht, daß das Eruptivgebiet des Kaiserstuhls an einer sehr bezeichnenden Stelle gelegen ist, an einer Ausbruch-



artigen Einbuchtung der östlichen Seitenwand des Grabens, welcher eine ähnliche kleinere linksrheinisch gegenüber gelegen ist, die ebenso durch einen Basaltdurchbruch bei Rappoltsweiler-Reichenweier gekennzeichnet ist. Es ist hierdurch die Grabenbreite an dieser Stelle auf ein Maximum erweitert, ebenso wie zu bemerken ist, daß hier ein Höchstmaß der „Absenkung“ festzustellen ist. Ein weiteres Basaltvorkommen bei Reichshofen liegt am Südende der ausgeprägteren Sattellinie zwischen Pfalzburger und Zweibrücker Mulde (vgl. oben), zugleich an der Stelle, wo der oben erwähnte Längseinbruch von Weißenburg sich in die von da an noch mit tieferen Einbrüchen gekennzeichnete Zaberner Senke öffnet, wobei auch an das nahe liegende Auftauchen von Oberrotliegendem und Granit im Jägertal erinnert sei.<sup>1)</sup> Das durch einen Teileinbruch von Muschelkalk und oberen Buntsandstein gekennzeichnete Basaltvorkommen von Forst liegt zunächst der charakteristischen Umbiegungsstelle aus der rheinischen in die lothringische Richtung des Haardtrandes, kennzeichnet — selbst in einem kleinen Einbruch liegend — hier (vgl. oben) den Beginn des Einbruchs der Marnheimer Bucht und der Kreuznacher Bucht des Mainzer Beckens (auch hier kleine Basaltdurchbrüche bei Kreuznach), an welche Endpunkte sich noch heute „tätige“ Mineralquellen „juvenilen Charakters“ anschließen.

Das nächstliegende Basaltvorkommen der rechten Rheinseite ist das des Steinbergs, südlich von Sinsheim, das, daselbst im Gebiet der Langenbrücker Senke liegend, nochmals das innere Eck eines stumpfwinkeligen, nach dem Rheintalgraben geöffneten Einbruchs kennzeichnet.

Die am Westabbruchrand des Odenwalds zwischen Heppenheim und Darmstadt bis Frankfurt und östlich am Rand der Dieburg-Aschaffener Bucht auftretenden kleinen Basaltvorkommen leiten die großen Durchbrüche der Wetterau (Vogelsberg) ein, welche in im großen und ganzen nördlicher Fortsetzung des Rheintalgrabens einer Zersplitterungszone und Tiefenregion von zum Teil weniger scharfer Begrenzung über Cassel hinaus folgen und dahin allmählich sich an Stärke vermindern. Die Rhön behält im großen und ganzen die gleiche Durchbruchrichtung ein und in größerer Entfernung zeigt sich zwischen Meiningen, Coburg und Schweinfurt in den Haßbergen ein Zug zerstreuter Basaltgänge rheinischer Richtung ohne Verwerfungen.

Es ist nun unbegreiflich, was diese aufgezählten, mit der tektonischen Entstehung der Rheintalsenke zweifellos engstens in Zusammenhang stehenden Basaltdurchbrüche mit einer Überschiebungshebung des Gebirges östlich und westlich des Rheingrabens durch tangentialen Druck zu tun haben sollten; müßte doch mit der Annahme dieser Hebung auf das Emporgehen der gesamten deutschen Mittelgebirge, nicht nur der mesozoischen, sondern auch der die Fundamente zu ihrem seitlichem Anbau bildenden paläozoischen Gebirge angenommen werden. Solche Hebungen brächten gar keine Änderungen des magmatischen Gleichgewichts in der Tiefe hervor (bzw. konnten hervorbringen), zum mindesten keine solchen, welche zu so umfassenden und langandauernden Eruptionen Anlaß geben könnten. Wir müssen

<sup>1)</sup> In der Nähe der großen Sprunghöhe bei Albersweiler-Frankweiler empordringender Asphalt und in tieferer Region Arsenmineralisation wie bei Dürkheim (vgl. Berichte des Oberrhein. Geol. Vereins 1910 S. 48).

<sup>2)</sup> Es sei hier nur kurz angedeutet, daß die jenseits des Taunus im Lahngebiet festgestellte Gruppe von Störungen, welche in lothringischer und variskischer Richtung die Devon-Carbonmulde durchsetzen, scheinbar eine Fortsetzung der nordwestlichen Störungsgruppe des Rheintals zwischen Mainz-Dürkheim und Kreuznach bilden und das Basaltgebiet des Westerwalds von Süden her einleiten.

hiefür sehr wichtige Ursachen und Anstöße verlangen; hat sich doch seit dem Perm in Europa der magmatische Gleichgewichtszustand in der Tiefe bis zum Eozän-Oligozän erhalten!

Es werden daher auch gemeinhin diese Eruptionen mit Senkungsvorgängen der engeren und weiteren Nachbarschaft in Beziehung gebracht. Wir werden darauf noch im II. Teil zurückkommen.

Es ist nun die Frage, ob im Rheintalgebiete diese eruptiven Vorgänge ihre Vorboten gehabt haben und bis zu welcher Zeit sie zurückgehen mögen.

Der Durchbruch am Pechsteinkopf bei Forst ist jedenfalls noch oligozän; in einem von der Hauptmasse durchbrochenen Tuffrest der älteren Schlotfüllung am Westrand des Vorkommens fand ich ein Geschiebe aufgebracht oberrotliegenden Sandsteins, welches eine feine Ader aus Barytkristallen enthielt; bei der ersten Besprechung dieses wichtigen Fundes in den Berichten der Oberrh. Geol. Gesellsch. 1911, S. 24—25, äußerte ich, daß die nächstliegende Ansicht die wäre, daß die Durchdringung mit Baryt der unmittelbare Vorbote des Basaltdurchbruchs gewesen sei; kommt doch der Baryt ( $\sigma^b$ ) zweifellos in den oligozänen Schichten des oberen Meeressandes an der Grenze gegen die Cyrenentone bei Battenberg vor, wie auch bei Kreuznach (Steinharter Hof), Fürfeld und Wendelsheim in den gleichen Schichten; er wurde auch als ein Absatz im Buntsandstein im Bohrloch der Maxquelle, in der Umgegend von Dürkheim in den Cerithiensandsteinen und den Tonen der Litorinellenschichten (Kallstadt) nachgewiesen;<sup>1)</sup> diese Bildungen dürften als „Nachzügler“ zu betrachten sein. Es ist auch daran zu erinnern, daß die Barytspalten der Rhön von Basaltgängen quer durchsetzt werden (vgl. Aufnahmebericht für das Jahr 1912 im Geogn. Jahresh. Bd. XXV, S. 258, Abs. 3).

Wir haben nun auch die Erzgänge der Südpfalz hierauf kurz zu besprechen: es wurde oben ausgeführt, daß der Verlauf der Erzganglinien derart ist, daß der eigentliche Zerreißungsvorgang älter zu sein scheint als die Verwerfungen, welche die fertigen Erzgangfüllungen zweifellos betroffen haben. Es wurden die Anzeichen der sehr starken Bewegungsvorgänge an diesen Gangfüllungen, welche die Gänge zum Teil zum Verschwinden brachten, kurzweg der Hauptverwerfungszeit der Rheingrabenbildung zugerechnet; darnach würde der Zerreißungsvorgang, welcher einer Sattelungshöhe zwischen Zweibrücker und Pfalzburger Mulde entspricht, eben der Zeit dieser Faltung angehören, an welche sich dann die Trümmerfüllung und die Mineralisation selbst unmittelbar anschliesse.

Es ist allerdings diese Annahme nicht ganz unanfechtbar; wir haben auch, wie in den Erläuterungen z. Bl. Donnersberg näher ausgeführt ist, sehr beträchtliche Verwerfungsvorgänge in noch späterer, jungtertiärer und diluvialer Zeit, für welche sogar die Fortsetzung der gleichsinnigen Bewegung auf den älteren ersten Brüchen gefolgert werden müßte, in den Bereich der Betrachtung zu ziehen.

Es könnte dann die Anlage der Erzgänge den ältesten Verwerfungen selbst zugeteilt werden und die Gangfüllungen wären dann nach Art der Trümmerklüfte (S. 228) entstanden, ihre Mineralisation entspräche, wie man bereitwilliger annimmt, der Eröffnung größerer Tiefe durch den Verwerfungsvorgang selbst und der Störung des Gleichgewichts der Tiefe, welchen unmittelbar die Eruptionen sich anschließen,

<sup>1)</sup> BUCHER fand ihn sogar als Spaltauskleidung diluvialer Spalten im Tertiär von Kallstadt (vgl. Geogn. Jahresh. 1913 Bd. XXVI). Dieses und das Vorkommen im Dürkheimer Bohrloch sind jüngerer Entstehungszeit; die übrigen Barytvorkommen ( $\sigma^b$ ) verweisen auf den Einschluß von Baryt zur Zeit der betreffenden Schichtenstehung selbst hin.



die erst allmählich und örtlich zu uns sichtbarer Höhe sich durcharbeiteten. Der theoretischen Benutzung der Bewegungserscheinungen an den Erzgängen, wie wir sie oben S. 262 durchführten, wäre dadurch ihre Beweiskraft nicht genommen, da die Bildung des Rheinalgrabens keine auf den ersten Antrieb einheitliche und vollendete war, sondern, wie erwähnt, mit zeitlichen Unterbrechungen stattfand, aber jedenfalls in den Fortsetzungen gleichsinnig mit den Anfängen weiterging; zum mindesten darf angenommen werden, daß die Ursache aller Bewegungen gleichartige waren.

Im großen und ganzen ist wahrscheinlich, daß schon im Verlauf der Eozänperiode die tektonischen Bewegungen begannen; unserer im II. Teil näher ausgeführten Ansicht nach waren zuerst gleichzeitig mit Schollenbewegungen in der Tiefe Faltungen in den höheren Teilen der Schichtenkruste, deren etwaige Zerreißen doch schon durch die unteren Schollenspalten mit großer Tiefe in Bewegung treten könnten. — Das norddeutsche und dänische Eozän beweist in seinen Tuffen die gleichzeitigen Eruptionen im Raume der rheinischen und schwedischen (Schonen) Basaltdurchbrüche; die Mineralisationen im Rheinalgraben können daher sehr wohl gleichzeitig sein und als Vorbereitung der jungoligozänen Durchbrüche gelten. Was für das höhere Alter der Erzgänge spricht oder zusprechen scheint, das ist die Beziehungslosigkeit zur Entfärbungszone, obwohl die Mineralisationszone in die Entfärbungszone hereinreicht; es scheinen zwei zeitlich voneinander verschiedene Vorgänge gewesen zu sein, von welchen die Entfärbung (Enteisenung) umfassende Bruchvorgänge<sup>1)</sup> ganz unzweifelhaft voraussetzt und eine unmittelbare Beziehung zu den jungoligozänen Durchbrüchen gehabt haben muß; dies ist nicht unbedingt nötig für die Erzgangbildung anzunehmen. Wenn die Erzgänge sich auf „Verwerfungen“ bildeten, so waren es wohl ältere, aber zeitlich selbständige und für sich zur vorläufigen Ruhe gekommene Stadien der Rheintalspaltenbewegungen.

Während in den Regionen starken tangentialen Drucks, wie z. B. auch AMPFERER hervorhebt, eruptive Durchbrüche zu den Seltenheiten gehören, sind diese, die Mineralisations- und Enteisenungsvorgänge mit ihren Begleiterscheinungen gut vorzustellen in Bruchzonen mit großer Lockerung des ganzen Gefüges, die nicht unter der Wirkung des Drucks sondern der allgemeinen Druckentlastung stehen, unter den Folgen der Eröffnung für jeden möglichen Durchzug flüssiger und gasförmiger Stoffe, welche in allen Fällen aus der Tiefe emporbrachen, in kurzer Zeit große Wirkungen hervorbrachten, daher eher schon vorher unter starker durch die Bruchvorgänge gelöster Spannung standen. Die Rheingrabenränder als Überschiebungsfolge aufgefaßt, würden aber trotz großer Zertrümmerung mindestens in älterer Zeit nur eine Zone stärkster Belastung und seitlicher Zusammenpressung darstellen.

Um die Reihe der örtlich hier anzuschließenden verwandten Vorgänge zu schließen, wollen wir kurz auf die schwäbisch-fränkischen Eruptivdurchbrüche eingehen.

1. Die Hegauer Durchbrüche (vgl. Übersichtskarte rechts unten).

Sie werden als Schlotfüllungen mit Tuffmänteln angesehen, deren ältere (mesozoische) Sedimentumwandlungen abgetragen sind; sie liegen in bzw. vor der trompetenförmig auseinandergelassenen Öffnung zwischen zwei Verwerfungen, welche in NW.-SO. vom Schwarzwald herunterkommen und eine bis in den Urgebirgskern reichende Senke kennzeichnen, welche auch in der Fortsetzung des Gebirgsrand-Ausbruchs

<sup>1)</sup> Vgl. Ber. des Oberrhein. Geol. Vereins 1910 II S. 14.

bei Freiburg (Kaiserstuhl) und der Linie nach der gleichen Ausbruchsbucht von Rappoltswiler liegt.

### 2. Das Schlotgebiet der schwäbischen Alb bei Urach.

Seine Breitenerstreckung ist in auffälliger Weise bezeichnet durch das nordwestlich vom Neckar liegende NW.-SO.-Grabengebiet von Cannstadt, Stuttgart (St.) Boblingen, Bebenhausen; obwohl es von dieser Senke getrennt ist durch die einen schmalen Graben darstellenden Neckarbrüche in WSW.-ONO. und nur in einzelnen Durchbrüchen in den tiefsten Grabenteil selbst hereinreicht, ist die Lage der Durchbrüche in der Fortsetzung des Grabens auffällig; es ist unmöglich, diese sich kreuzende Gräben etwa als Überschiebungsgräben sich vorzustellen (vgl. Übersichtskarte bei St.).

### 3. Der Riesessel.

Es ist in erster Linie zu bemerken, daß an seinem westlichen Rand aus der Gegend des Katzenbuckeldurchbruchs eine lang hinziehende Störung angegeben wird, welche einen Abbruch gegen SW. begrenzen soll. Für das Ries sind noch besondere, nicht deutlich bruchtektonische Umstände hervorzuheben; es liegt am Rand der Juratafel an einer Stelle (Neuburg), bis zu der von Regensburg her Kreidetransgressionen reichen; hier beginnt also eigentlich die fränkische Kreidemulde; in der Tat ist diese Schichtenumbiegung in allen triassischen Schichtsystemen im Liegenden zu beobachten, sie liegt in einer Linie, welche oben im Ries beginnt und an der Stelle im Spessart endet, wo dessen Rand und die anlagernden Schichten in die ganz gleiche NNW.-SSO.-Richtung umbiegen. — In solcher Weise ist das Ries mit seinen Granitaufbrüchen dem Eck des Bayerischen Waldes bei Regensburg in gewissem Maße als Gegenflügel-eckpunkt entgegengestellt. — Andererseits ist darauf schon hingewiesen worden, daß der Granit des Ries mit seiner Keupertransgression in vorjurassischer Zeit, ein dem Urgebirgsrand des Bayerischen Waldes zwischen Erbdorf und Schwandorf entsprechendes Randriff, einen Teil der vindelizischen Rippe darstellt, welche offenbar erst in jurassischer Zeit überschritten wurde. Hierdurch versteht sich auch andererseits die spätere Entstehung der fränkisch-thüringischen Mulde zwischen dem Ries und dem Bayerischen Wald, welche sich zwischen dem nordöstlichen ebenfalls herzynisch gerichteten Spessarttrand und dem Thüringer Horst heraushebt; es handelt sich hier um tief liegende Strukturlinien, welche auf alte Untergrundsungleichheiten (permische Gräben als Ursache tertiärer Faltung des Mesozoicums) hindeuten.

Ich halte es daher für eine hohe Wahrscheinlichkeit, daß zur Zeit des Alttertiärs, in welcher zu Seiten des rheinischen Mittelgebiets stärkere Senkungen stattfanden, welche Mulden bildeten bzw. vorhandene Mulden vertieften, in der tektonischen Linie Spessart-Ries verschieden gerichtete Bewegungen sich kreuzten, wobei sogar tangentielle Bewegungen mit Überschiebungstendenzen vom Bayerischen Wald her auf den Urgebirgskern wirken konnten, deren Resultat ein scheinbares Durchstoßen des in Gneisen steckenden Granits bzw. ein gleitendes Niedergehen der geborstenen oder mesozoischen Schichten um die innere Höhenlage des Rieskerns war; diese Möglichkeit einer umfassenden tektonischen Vorbereitung für den Durchbruch wird erhöht durch eine Anomalie im erdmagnetischen Verhalten in der Tiefe, welche v. BRANCA und FRAAS durch die Annahme eines basischen Laccolithen in der Tiefe lösen wollten, der unter einem ohnehin stark erodierten Teil der Oberfläche den Durchbruch des Granitpfropfens mit seinem Hangenden verursachen sollte; vielleicht ist aber durch die ja doch nicht näher geologisch definierbare Anomalie auf eine Ursache außergewöhnlicher örtlicher tektonischer Bewegungen



zu schließen, welche bei einer allgemeinen Senkung tiefere isolierte basische und saure Eruptivkerne, welche sich nach der Tiefe zu verschmälern, nach oben auszupressen und durch die Decke durchzustößen streben müssen, wonach die Umgebung des Kerndurchbruchs zurücksinkt und in diese Region dann nach den Seiten Gleitbewegungen von dem gehobenen Kern aus stattfinden; die späteren Eruptionen hätten dann das weitere Bild ausgestaltet (mit Explosionen und Einschmelzungen, Einstürzen, Gleitbewegungen und Verrutschungen etc.).

Es sei hierbei daran erinnert, daß das Urgebirge des Riesgebietes nach Einzelheiten in den da auftauchenden Graniten und Gneisen,<sup>1)</sup> einschließlich der aufgebrachten Zeugen im Uracher Vulkangebiet in entschiedenster Weise auf eine Verbindung mit dem Bayerischen Wald hinweist. Es liegt mehr als bloß der Anschein vor, als ob die vorkambrische „Moldanubische“ Masse südlich von der variskischen Verbindung des Fichtelgebirgs und Schwarzwalds sich nahezu im Streichen nach SW. fortsetze, und daß die vulkanischen Durchbrüche am Ries, Steinheim und im Uracher Gebiet die alte moldanubisch-variskische Grenznarbe wie im nördlichen Böhmen kennzeichnen.

Mit dem Riesgebiet würde nach dieser Ansicht eine größere Höhenlage des Urgebirgskerns nach WSW. hin beginnen; es würde ältere streichende und quere Tektonik, welche letztere der fränkisch-oberpfälzischen Quermulde zugrunde liegt, wieder aufleben und im Kleinen diejenige Vorbereitung schaffen, welche dem vulkanischen Gebiet des Rieskessels seine Ausnahmestellung verleiht.

### 5. Zusammenfassung.

Da man bei der Frage, ob die Rheintalsenke ein tektonischer Graben ist oder nicht, zu wenig unmittelbare Beweise an den Hauptverwerfungen selbst hat, somit auf mittelbare Anzeichen und Begleitumstände angewiesen ist, muß es als notwendig erachtet werden, diese einer möglichst vielseitigen Deutung zu unterwerfen. Wir sind aus der Betrachtung des Verlaufs der Bruchlinien selbst zu der Ansicht gekommen, daß diese nicht für eine Hebung der beiden Gebirgsränder der Senke sprechen, sondern für einen Einbruch; das gleiche Ergebnis lieferte die Erörterung der zu beobachtenden Nebenspalten in ihren Bewegungsanzeichen, ihren Trümmer- und Mineralfüllungen. Ein kleines zahlenmäßiges Übergewicht, welches mit dem Einfallen von Harnischspalten vom Graben weg und den darauf verzeichneten Schubrichtungen auf einen tangentialen Druck senkrecht zur Achse der Rheintalsenke gedeutet werden könnte, läßt sich einerseits als seitliche Begleiterscheinung eines Einbruchs deuten, andererseits ist die Frage, ob nicht solche Spalten darauf hinweisen können, daß die gleichen Dehnungsursachen, welche den Einbruch veranlaßten, nach dem Auslösen der Spannung in der Einbruchsregion selbst, nun auf den als Horste stehenden Seitenwänden der Gräben noch kleine Senkungsbewegungen vom Graben weg erzeugten. — Es läßt sich rechnerisch abschätzen, daß für die Senkung eines Keils von der Grundfläche mit der Querbreite der Rheintalsenke auf nach unten konvergierenden Klüften mit 70 oder 80° Neigung um etwa 1000 m ein Zurückweichen der Seitenwände um bzw. nur 365 oder 162 m nötig wäre. Dieses geringfügige Zurückweichen als Folge einer allgemeinen Dehnung in den Graben und Horstgebieten zwischen den Meeressenkungen Europas darzustellen, ist das vorgesteckte Ziel des zweiten Teils dieser Studie (vgl. auch Geogn. Jahresh. 1915).

<sup>1)</sup> Württembg. Naturw. Jahresh. 68. 1912. S. 150.

## II. Teil (I. Hälfte).

### Die wichtigsten tertiären Gräben des nichtalpinen Europas westlich vom Rheintalgraben.

(Hierzu eine Übersichtskarte im Geogn. Jahresheft 1915.)

#### 1. Die wichtigeren Grundgebirge Europas.

Man hat schon bald nach Erweiterung und Vertiefung der Kenntnisse in der Geologie Europas das französische Zentralgebirge mit dem Vogesen-, Schwarzwald- und Odenwaldgebiet verglichen; E. SUSS hat vor allem — für letztere Gebiete auf Darstellungen von R. LERSUS fußend — des näheren festgestellt, daß beide einem einheitlichen alten Gebirgszug angehören, der ein gleichbleibendes NO.-SW.-Streichen einhält bis zu der annähernd meridionalen Halbierungslinie des französischen Zentralplateaus, an der das Streichen geradezu rechtwinklig in SO.-NW. umbiegt; dieses Streichen beherrscht nun die westliche Hälfte des Zentralplateaus, das alte Gebirge der Normandie und des südwestlichen Englands, während das übrige England mit Norwegen und Schweden ebenso einem einheitlichen NNO.-SSW.-streichenden älteren Gebirgszug angehören; erstere Gebirgszüge bilden den variskischen und armorikanischen Zweig der älteren Altiden; letztere Gebirge heißen die Caledoniden; sie bilden zusammen mit der Russischen Tafel nach E. SUSS einen vorkarbonischen Unterbau und sind zu einem Kontinent zusammengeschweißt, der mit dem ähnlich gebauten Nordamerika zusammenhängt. Es ist dies ein Landgebiet, in welchem gegen Ende der Karbonzeit bis zum Perm Einbrüche eintraten, welche die Grundlage bildeten zur Entstehung der großen außeralpinen mesozoischen Meeren, in deren Innengebieten eine nur wenig unterbrochene Sedimentation bis zur Tertiärperiode andauert. Der Beginn dieser großen, die europäische Geologie in ihrer Hauptsache beschäftigenden und die Grundzüge der systematischen Geologie liefernden Sedimentationsfolge war bezeichnet durch eine sehr lebhaft vulkanische Tätigkeit im Perm, ebenso wie ihr Ende im Tertiär, die in wichtigen Äußerungen abgeschlossen wurde durch den Einbruch des atlantischen Ozeans, senkrecht zu dem Europa und Amerika verbindenden Landgebiet und zu den sich diesem südlich anschließenden, alpinen Charakter führenden Sedimenten des Weltmittelmeeers (Laurentia und Thetys) nach E. SUSS. Der tertiären vulkanischen Tätigkeit gingen aber scharf begrenzte Niveauveränderungen voraus, welche wir als Senkungen, als typische Grabenbildungen auffassen, wozu wir jetzt übergehen.

Es sei noch kurz daran erinnert, daß an den variskischen Gebirgsfaltungszug, ebenso wie nördlich, sich auch südlich engstens ältere Gebirgskerne anschließen, so im Nordosten an die variskischen Teile des Fichtelgebirgs und Frankenwalds die bayerisch-böhmische Wald-Masse, das moldanubische Urgebirge, das sich unter dem Mesozoicum über das Ries und Uracher Gebiet nach SO. fortsetzt (vgl. oben S. 268) und südlich vom Schwarzwald und Vogesen zu erwarten wäre; ebenso ist es im Südwesten, wo an die variskische Hauptmasse sich nach E. SUSS der Rest eines fremden Gebirgs-systemes angliedert, dessen Fortsetzung in Teilen der Pyrenäen steckt und dessen Grenznarbenregion gegen Norden durch Vulkanausbrüche (östlich von Béziers und Lodève) gekennzeichnet ist, wie im nördlichen Böhmen.

Es sei schon an dieser Stelle darauf aufmerksam gemacht, daß die auf Europa verteilten außeralpinen Urgebirgskerne eine Art alternierender Raumanordnung aufweisen, deren endgültige Fixierung jedenfalls zwischen dem Abschluß der Kreide und dem Beginn des Eozän liegt; bei dieser Verteilung glaubt man noch eine zweite Reihe alternierender gegengestellter Urgebirgskerne in dem alpinen Gebiete, natürlich unter Ausgleichung der alpinen Verrückungen, erkennen zu können; die Trennungslinien laufen teils NNW.-SSO., fast NW.-SO. teils N.-S.

#### 2. Das zentralfranzösische Grundgebirge und seine Gräben.<sup>1)</sup>

Mit dem Rheintalgraben hat der Verfasser schon 1899 S. 103 Anm. \*\* bei Gelegenheit der Beurteilung der rheinisch-französischen Trias-Jura-Mulde hinsichtlich

<sup>1)</sup> Es kann sich hierbei nur um eine allgemeine Vergleichung der Gräben in weiterem Umkreis, um den Rheintalgraben, handeln, welche an der Hand der Internationalen Karte von Europa und der so weit vorhandenen Spezialkarten der nicht deutschen Länder ohne Hinzuziehung eingehender Sonderliteratur möglich ist, wobei besonders das „Antlitz der Erde“ von E. SUSS mit seiner umfassenden Bearbeitung der letzteren zur Auskunft herangezogen wurde.



der Abtragung in vordiluvialer bzw. vortertiärer Zeit zwei ähnliche Tiefen- und Flußgebiete im und am zentralfranzösischen Grundgebirge verglichen, welche ebenso wie die Rheinsenke nicht lediglich Erosionfurchen, sondern tektonischen Ursprungs sein müssen, das Gebiet der oberen Loire (und Allier) und der Saône.

#### A. Die Senke der Saône.

Die breite von Jura und Urgebirge (zum Teil beiderseits) umwallte Ebene der oberen Saône erscheint morphologisch als eine um die Breite des Urgebirgskerns der Vogesen, mit der Rheintalachse parallel nach Westen verschobene Ebene, neben der am oberen nördlichen Rand Oligozänablagerungen beweisen, daß diese Senke vor dieser Zeit ein Seebecken war. Die Nähe des von Kreide noch überdeckten, gegen die Saôneebene zum Teil als Tafel entwickelten Juragebirgs im Südosten der Senke läßt verstehen, daß hier mit oberen Juraschichten noch ältere Kreide den Untergrund der Oligozän-<sup>1)</sup> (und an einzelnen Stellen Eozän-)ablagerungen bildeten. — Wir rechnen dieses Becken südlich bis zu der quer die Talung überkreuzenden Linie zwischen Lyon und Vienne, woselbst vom östlichen Juragebirge her eine breite tafelartige Zunge vom unteren Jura nach WSW. zieht und umgekehrt vom Zentralgebirge eine Reihe von schmalen Urgebirgs- und paläozoischen Klippen nach ONO. an diese Zunge hinüberreicht. Im nördlichen Teil der südlichen Hälfte der Senke sind noch Aufschlüsse von Miozän verzeichnet, so daß wir hier wohl sicher auch noch Oligozän im Untergrund erwarten können; wir können also sicher das für den so abgetrennten Teil der Saôneebene feststellen, daß sie nicht nur morphologisch dem Rheintal gleicht, sondern auch die gleiche Entstehungs- und Fortbildungszeit hat. Unterschiede bestehen in erster Linie darin, daß hier Jura an der Begrenzung des Beckens beteiligt ist und daß ein Teil der Begrenzung einer späteren tektonischen Beeinflussung unterlegen ist.

Der Ost- bzw. Südostrand der Senke ist zweifellos durch die Faltung des Kettenjuras und die hiermit verbundenen Überschiebungen nach NNO. etwas beeinflusst, so daß die Bruchentstehungen hier nicht mehr so deutlich sind. Unverkennbar sind diese Entstehungen aber am WNW.-Randgebirge der Senke, woselbst eine Reihe schmaler Bruchschollen von Jura in rheinischer Richtung den Gebirgsrand scharf kennzeichnen; einige Querprofile (bei Vesoul im N. und bei Lyon im S.) gibt DE LAPPARENT (Traité l. c. S. 974 und 1523). Obwohl eine Anzahl von transversaler Verwerfungen in NW.-SO. und NO.-SW. diese Längsschollen beschneiden und den Eindruck von Einbrüchen entstehen lassen, ist es doch nötig, noch nach sicheren Kennzeichen zu suchen, welche beweisen, daß hier nicht etwa Überschiebungserhebungen eingetreten sind.

Sehr günstig für die Beurteilung ist der Nordrand der Senke südlich der (mesozoischen) Wasserscheide und Verbindungsbrücke zwischen den Vogesen und dem Zentralplateau; er unterscheidet sich sehr auffällig gegen das nordwestlich gegenüberliegende allmähliche, bruchlose Einfallen des brückenartigen Juragewölbes vom Plateau von Langres zwischen der Senke und dem Kreide-Tertiärbecken von Paris. Dort greifen starke Bruchlinien NNO.-SSW. und NO.-SW. von der Senke her in den Südflügel des Jurasattels ein; es zeigt sich hier die Eigentümlichkeit, daß zwischen den Störungslinien die Ausstreichlinien der Formationsglieder in Nischen und Nischenstreifen nach Norden bzw. NO. einspringen. Dies ist bei südlichem (bzw. südöstlichem) Einfallen der Schichten ein sicherer Beweis, daß es sich hier

<sup>1)</sup> Vgl. DE LAPPARENT. Traité 1893. S. 1276.

um eine radiale Bewegung, eine Hebung oder Senkung handelt;<sup>1)</sup> keine tangentielle Bewegung parallel zu der Schollenachse, wie sie z. B. von Süden zur Hebung der Vogesen (somit auch des Sattels von Langres) angenommen wurde, kann, ohne zugleich im N. Überschiebungen, Erhebung junger Schichten in höherer Geländelage zu erzeugen, diese Wirkung hervorbringen; statt dessen finden sich an den Enden dieser Senkungsnischen mehrere transversale Abbiegungen und selbständige transversale Verwerfungen, welche auch den queren Abbruch höherer Schichtabteilungen nach tieferer Geländelage in der Richtung nach der Senke erkennen lassen. — Die östlichste der Hauptverwerfungen läuft in der Richtung auf den Oststrand, die westlichste neben dem Westrand der Senke aus; zwei mittlere bilden für sich eine mittlere Nische, innerhalb welcher Teilsenke noch die Oligozänverbreitung hauptsächlich in Transgression hervortritt.

Eine Unregelmäßigkeit in der östlichen und westlichen Begrenzung der Senke bildet eine halbinselartige Vorrangung bei Dôle und eine ihr auf der Westseite entgegenstehende südlich Châlon bis Mâcon. Das Auftauchen des permischen und granitischen Kerns nördlich von Dôle wurde schon früher (besonders von E. SUSS) als eine Verbindungsklippe nach dem Vogesenkern angesehen; es zeigt sich hier, daß die Saône-Senke eigentlich aus zwei Teilen besteht, einer nördlichen bzw. nordwestlichen (Dijon—Châlon) und einer südlichen (Mâcon—Lyon), von welcher jede etwa die Breite des Rheingrabens hat; man hat für jeden dieser Teile eine Nische im NO. (Dijon—Vesoul, Besançon—Dôle) und eine im SSO. (SW. von Châlon und bei Villefranche). — Ihr Zusammenschmelzen gibt die nordsüdliche Gesamtrichtung; tatsächlich sind beide Richtungen vom variskischen Schichtstreichen beeinflusst, wie dies auch für einzelne Teile des Rheintalgrabens (S. 252—254) festgestellt wurde. — Die Ursache der Zweiteilung scheint das Auslaufen einer mehr transversalen Senkung zu sein, welche vom Zentralplateau in variskischer Richtung in die Saônesenke einmündet, worauf wir zurückkommen.<sup>2)</sup>

### B. Die Senken der oberen Loire und des Allier.

Die Loire biegt von Orleans über Gien und Sancerre aufwärts nach Süden um und erreicht so in der Gegend von Nevers das Gebiet des zentralfranzösischen Urgebirgskerns, allmählich aus dem Bereich der nach NW. einfallenden Schichten des Eozäns, der Kreide, des Jura und der Trias in tiefere Formationsregionen übergehend. In der Gegend von Nevers hat man den Zusammenfluß ziemlich gleichwertiger Ströme, des Allier und der Loire und wenig südlicher erscheint eine in zwei ähnlich breite Teile sich gabelnde Tiefenregion zwischen höheren Gebirgswänden, welche von den erwähnten Flüssen durchzogen sind. Die Breiten dieses Gebietes reichen an die Breiten der Beckenteile der Saône und des Rheintalgrabens; sie haben eckigen Umriß: ihr nördliches und südliches Ende (besonders letzteres gut ausgeprägt) liegt in gleicher Längsausdehnung mit dem der Saône; die Querbarre bei Lyon entspricht dem Südende der beiden Gabelsenken von Clermont-Ferrand und Roanne mit Montbrison. In beiden Becken bilden Absätze aus dem Oligozän die sedimentäre Ausfüllung. Die Becken sind auch in ihrer scharfen Begrenzung präoligozän bzw. prämitteloligozän (vgl. auch über das Alter der Ablagerungen DE LAPPARENT, *Traité* 1893. S. 1273—1275).

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu die ausführlichen Nachweise in Erl. z. Bl. Kusel, S. 152 und in Erl. z. Bl. Donnersberg im Kapitel über Tektonik.

<sup>2)</sup> E. SUSS glaubte eine einheitliche Verwerfung von Bert über Dôle nach dem Südrand des Vogesenkamms ziehen zu dürfen, was aber in strengem Sinne nicht angängig ist.



Den tektonischen Ursprung beweisen weniger die zum Teil scharf abgerissenen Seitenränder und das südliche Ende der beiden Gebiete als ihre nördliche Vorlagerung mit mesozoischen Schichtsystemen; an dem ostwestlich gestreckten Nordrand des Grundgebirges, in welchem die Breite der Senke S. von Nevers ungefähr fünfmal enthalten ist, erscheint nun eine in der Nordfortsenkung der Senke nord-südlich gerichtete Bruchtektonik. Hierbei springen die Grenzlinien der Formationsabteilungen in den Brüchen nach Süden nischenartig zurück. Es ist das umgekehrte Verhalten wie am Nordrand der Saône-Senke und doch beweist es hier das gleiche, nämlich die vertikale Bewegung, weil hier die Schichten nach N. einfallen (vgl. oben Liter. und E. SUSS, l. c. III. 2, S. 29 über M. LEVY und DOLLFUSS). In diesem Vorland ist sogar die Zweiteilung des gesamten Beckens zu erkennen, welche wir oben eine „Gabelung“ nannten. Entsprechend der ungefähr 30 km breiten, langen Urgebirgsscheidewand, welche etwas südlicher Allier und Loire trennt, in deren Mitte noch eine axiale Längsstörung angegeben wird, zeigt sich im Vorland nördlich von Decize an der Loire, von gleichgerichteten Störungen begrenzt, ein Längsriß von Karbon-Perm und daneben in seitlicher Vertretung ein solches von Urgebirge. Zu beiden Seiten erkennt man in den hangenden Formationen die Anzeichen von Senkungen, welche auch noch die Eocänschichten erfaßt haben.

### C. Die streichenden Senkungen zwischen Saône und Loire (Châlon-Bert und St. Etienne).

1. Wir erwähnten oben kurz eine NW.-SO.-Senkung im Zentralmassiv, welche an der Zweiteilung der Saône-Senke nicht unbeteiligt sein müsse; sie bildet mit den Randabbrüchen W. von Châlon einen Winkel von ungefähr  $30^{\circ}$ ; es handelt sich hier um einen schmalen Einbruch von permischen und karbonischen Schichten annähernd in variskischen Streichen, an welchen sich südlich bzw. südöstlich mesozoische Schichten bis zu oberem Jura mit zum Teil auf zu jenem senkrechten Störungen herabsenken und die Tiefengrenze des Loirebeckens berühren; es beweist dies die über den größten Teil dieses Kerngebiets hinüberreichende mesozoische Bedeckung. Bemerkenswert ist, daß hier auch die Gabelungsstelle des Allier-Loire-Beckens liegt (vgl. auch DE LAPPARENT, *Traité* 1893, S. 851, Fig. 335) bzw. die Stelle, von welcher nördlich die beiden Teilbecken sich einheitlich zusammenschließen; da die Fortsetzung der Störung auf die nördlichste Spitze des oben erwähnten Loire und Allier trennenden Granitzugs mit Perm und Karbon bei Bert hinüberreicht, so scheint nicht zweifelhaft, daß der nordsüdliche Durchbruch etwas jünger ist, wie diese streichende Störung; da diese aber jedenfalls postjurassisch ist, so scheint es sich nur um ein älteres, auf den älteren Streichlinien des variskischen Grundgebirges leichter gangbares, daher einen Vorsprung gewinnendes, vielleicht eozänes Stadium der gesamten Senkungsbewegungen zu handeln (vgl. unten); das Einmünden der streichenden Senkung ist auch charakterisiert durch kleine von Oligozän erfüllte Seitenbuchten, welche freilich wie überall auch später noch vertieft sein konnten.

2. Von Wichtigkeit ist ein weiterer streichender Graben im Kohlengebiet von St. Etienne; DE LAPPARENT gibt *Traité* 1893, S. 853, Fig. 337 ein nordsüdliches Querprofil, durch welches der normale Grabenbau gekennzeichnet ist. In hohem Grade bemerkenswert ist die Tatsache, daß diese Mulde bzw. der in ihr ausgebildete Graben einerseits auf das Südende des Loireeinbruchs, andererseits auch auf das Südende des eigentlichen Saônegrabens ausläuft, der wie oben angedeutet, durch die ganz schmale in einem Granitaufreten am gegenüberliegenden Jurarand endigende

paläozoische Rifflinie, welches Auftreten jenem bei Dôle vergleichbar ist, gekennzeichnet wird. Der Zusammenhang der eigenartigen Senkungsvorgänge läßt mit großer Wahrscheinlichkeit das tertiäre zum Teil unteroligozäne Alter der streichenden Grabenbildung feststellen.

#### D. Die mesozoischen Verbreitungen in den Causses NW. von Montpellier.

Von der Südostwand der Zentralmasse zieht sich ein zweifach gebogenes, geknicktes Verbreitungsgebiet mesozoischer Schichten ins Innere; obwohl zum Teil von Verwerfungen begrenzt, folgt es doch einer von NW.-SO. geordneten Gruppe von karbonischen und permischen Formationsvorkommen, welche vereinzelt präpermische Störungen überschreiten, Vorkommen, deren Erstreckung oder Gruppierung die gleiche WNW.-OSO.-Richtung besitzen und die variskischen Grundlinien überqueren. Diese Störungsrichtungen werden in nachjurassischer Zeit wieder lebendig und lassen die mesozoischen Ablagerungen, welche hier wohl schon gewisse breitbuchtenartige Absatz- oder Mächtigkeitsvermehrungsgebiete gehabt haben mögen, von neuem einsinken; der Einbruch war aber nicht tief genug, um den tertiären Meeren von O. oder SO. her Eintritt zu gewähren, bzw. mächtigere erhaltungsfähige lucustre Bildungen zu erzeugen; Störungen, welche hart am Südwestrand schmale Streifen unterer und oberer Kreide und Oligozän erhalten haben, lassen aber vermuten, daß das Tertiär hier doch hereindrang. Auffällig ist auch die Tatsache, daß im Nordostausstreich dieses variskischen Grundgebirgs der ganzen Region zwischen Lyon und Valence ebenso wie im Südwestausstreich zwischen Béziers und Montauban der Jura am Rande des Massivs fehlt, so daß hier Eozän über Archaicum und Paläozoicum transgrediert; es könnte so gedeutet werden, als ob hier die tieferen und stärkeren Randabsenkungen nach völligerer Abtragung prätertiärer Bedeckung mit den geringeren Absenkungen in der mittleren Innenregion in Gegenbeziehung ständen.

Wir dürfen daher diese Einbrüche, bei denen das mehr erwähnte nischenartige, entgegengesetzt dem Schichteinfallen gerichtete Zurückspringen der Formationsgrenze die vertikale Bewegung bestätigt, in die Zeit der alttertiären (eozänen und oligozänen) Senkungen einrechnen.

Mit diesen sehr merkwürdigen Bewegungen, welche im Westen durch einige sicher posteoizäne Brüche beschränkt erscheinen, müssen ihrer Entstehungsart und Zeit nach einige Bewegungsklüfte in Zusammenhang stehen, welche den Westrand des Zentralplateaus östlich von dem schon im Gebiet der oberen Kreide liegende Périgueux kennzeichnen. E. Suess hat (Antlitz der Erde III 2 S. 49) über diese Gegend bei Brive nach Mouret berichtet; es handelt sich um mehrere westnordwestlich gerichtete Störungen, welche im Verein mit rein nordwestlichen kleine Gräben und Horste entstehen lassen. Es stellt sich eine nördliche Einbruchshälfte von Perm und Carbon dar und eine südlich sich daran anschließende von Jura, dessen Gebiet sich eigentlich südlich bis zum Aveyron erstreckt, wo Perm-Trias und Jura an NNO.-SSW.-Störung abgesunken erscheinen; es handelt sich um fast aufeinander senkrechte Störungen NNO.-SSW. und WNW.-OSO. Diese Störungs- bzw. Einbruchzone sieht aus wie eine nach Norden etwas verschobene bzw. abspringende Stufe der Bewegungszone der Causses mit den gleichen Störungsrichtungen; die Unterbrechung bzw. das Abspringen ist begründet durch die Verwerfungen in NNO.-SSW., welche überdies noch in der „Scharungslinie“ (s. oben S. 269) des armorikanischen und variskischen Streichens liege. Ein wichtiger Teil dieser Bewegungen ist zweifellos posteoizän.



Die französischen Forscher haben (nach SUESS) die Ansicht aufgestellt, daß ein Teil der im Gebiet O. von Périgueux beobachteten Linien und ihre Fortsetzungen am Nordrand der aquitanischen Mulde in der Richtung auf Rochefort und Ile d'Oléron durch die Emporfaltung der Pyrenäen verursacht sei; das gleiche soll von der Enge von Poitiers selbst gelten, welche von NW. streichenden Dislokationen durchsetzt sei; ich halte letztere Brüche für eine Folge der Spannungsdurchsprengung zwischen dem Pariser und aquitanischen Becken und sehe die Beziehung zu den Pyrenäen nicht in einer unmittelbaren dynamischen Einwirkung, sondern in einer Entstehungsverwandtschaft, welche sich einerseits in Brüchen und Falten am Rand und der Entstehung einer Geantiklinale in der Mittelregion des Meeresbeckens äußert (Pyrenäen; vgl. unten); eine Entstehungsverwandtschaft, welche ohne gleichzeitlichen dynamischen Zusammenhang doch auf ähnliche Entstehungsursachen hinweist, wie das auch für die von M. LEVY hervorgehobenen, den Alpen parallele Einsenkung von Antiklinalen im östlichen Teil des Zentralplateaus (vgl. E. SUESS III 2 S. 28) gelten wird.

### 3. Über die Möglichkeit der Annahme von tangentialen überschiebenden Bewegungen quer zu den Längsaxen und Seitenwänden der behandelten Senken.

Wir haben oben uns lediglich darauf beschränkt, festzustellen, daß die großen nordsüdlichen Senkungsgebiete in der Hauptsache vertikalen Bewegungen ihren Ursprung verdanken, und auch nicht einem tangentialen Druck, welcher etwa von Osten, Südosten und Süden gegen den westlich, nordwestlich und nördlich liegenden Teil des Rahmens der mediterran-alpinen Gebiete wirken konnte. v. WERVEKE hat diese Ansicht bezüglich des Rheintals ausgesprochen; da er selbst früher die Ansicht der gleichartigen Entstehung des Rhein- und Saôneitals geäußert hat, so ist auch von diesem Standpunkt aus die Frage wegen des Saônegrabens und wegen der den äußersten Westalpen gegenüberliegenden Gräben der Causses (Cevennen) von Wichtigkeit.

Es bleibt jetzt noch die nähere Rechtfertigung unserer Auffassung, daß es sich tatsächlich um Senkungsgebiete handeln muß und nicht, wie W. SALOMON für das Rheintal annimmt, um vertikale Erhebungen von langen Randschollen zu seiten der Grabenebenen auf von diesen nach außen einfallenden Schubflächen als Folge tangentialen Drucks. Das dürfte wohl aus den gegebenen tatsächlichen Schilderungen hervorgehen, daß die behandelten französischen Bruchgebiete im wesentlichen die gleiche Entstehungsweise haben müssen; es ist auch unmöglich, die Entstehung des Rheintalgrabens als eine vollständig örtliche Erscheinung gewaltigster Art, als nicht in dynamischem Zusammenhang mit anderen gleichzeitigen Erscheinungen aus dem nichtalpinen Kontinentalrahmen herauszuschneiden und mit örtlichen Erscheinungen, etwa der alpinen Ausgestaltungen, zusammenzuhalten.

Wir müssen hierbei zunächst hervorheben, daß die nördlichen französischen Gräben und der Rheintalgraben nicht eigentlich gegenständig sind, vielmehr ist zu sagen: wo der Rheintalgraben aufhört, da beginnt westlich davon in gleicher Breite geographisch der Saônegraben; trotzdem greifen die Störungen des letzteren seitlich noch etwas auf den Westhang des Gebirges westlich neben dem Rheintal über.

Wenn nun je nach den östlichen (Rhein) und westlichen (Loire) Grabenrändern von der gemeinsamen Zwischenregion entgegengesetzt gerichtete Überschiebungsbewegungen stattfinden, so müßten in letzterer tatsächliche Gräben und Zerreißen mit Einstürzen als Folge des entstandenen Defekts vorhanden sein; Anzeichen dieser Wirkungen fehlen aber im Mittelgebiet vollständig.

In noch größerem Maßstab müßte dies aber auch zwischen dem Saône- und Loiregraben eingetreten sein, welche in ihrer Längserstreckung völlig gegenseitig sind; nichts ist aber davon zu erkennen. Wir können aber auch noch weitergehen: es wurde oben nachgewiesen, daß jede dieser Senken aus zwei Teilsenken bestehen, deren schmale Zwischenwand noch z. T. vorhanden sei; wir kämen im Verfolg der geführten Beweisgründe dabei zu der Anschauung; daß diese einheitlich und ganz schmale Zwischenwand nach beiden Seiten an steilen Randklüften überschoben sein müßte. Wir würden so hier zu einer Absurdität gezwungen sein, welche allerdings im Rheintalgraben selbst nicht offenbar wird, sogleich aber auftaucht, wenn man den Blick über die örtlichen rheinischen Erscheinungen hinausrichtet.

C. SCHMIDT (Basel) hat beiläufig in einem kleinen Vortrag bei der Tagung des Oberrh. Geol. Vereins in Schramberg 1912 die theoretische Forderung aufgestellt, daß je einem solchen Überschiebungsgraben seitlich ein Senkungsgraben entsprechen müsse; wir können an den bis jetzt behandelten Gebieten nichts derartiges erkennen (vgl. unten).

In ähnlicher Weise darf für den Einbruch der Causses daran erinnert werden, daß ihm auf der Westseite des Zentralplateaus der in dieses hereinspringende Juraeinbruch südlich von Brive, der von der oberen Dordogne und Lot durchflossen wird, in hohem Maße entspricht; es ist unmöglich zu verkennen, daß für beide die gleichen Entstehungsursachen vorliegen müssen. Überschiebungsbewegungen senkrecht zu den Längsachsen dieser Einbrüche im NNO.-SSW. sind aber in der Zwischenregion nicht zu beobachten, es liegen nur Verwerfungen vor, welche die Zwischenregion des Zentralplateaus senkrecht zu jenem durchkreuzen;<sup>1)</sup> es müssen daher hier Einbrüche angenommen werden, welche vom Rand des Plateaus nach Innen vordringen und nur von außerhalb der Plateaus liegenden Ursachen der Dehnung und Spannung bedingt sein können.

Da diese beiden südöstlichen und südwestlichen Einbrüche im Zentralplateau ganz außerhalb der geographischen Wirkungsmitte etwaiger dynamischer Vorgänge bei der Bildung der Senken bei der Loire und Allier liegen, ist es auch nicht anzunehmen, daß sie durch hypothetische Überschiebungserhebung an den Rändern dieser Senken verursacht sein könnten, wie man sich ja vereinzelt auch die Rheintal-senke entstanden denkt; außerdem läßt sich von der Brücke bei Poitiers her nichts anführen, was auf einen Seitendruck nach Osten deuten könnte, ebensowenig, als etwas Ähnliches aus dem mittleren Gebiet des Pariser Beckens für das Rheintal zu nennen wäre.

#### 4. Die tertiären Vulkandurchbrüche im Zentralplateau.

Es genügt kurz zu betonen, daß die eruptiven Durchbrüche seitlich bzw. in einer Mittelregion zwischen den erwähnten Einbruchgebieten liegen, zum Teil in die eingesunkenen Räume herübergreifend; weiter ist hervorzuheben, daß sie entsprechend der geringeren Bedeutung, welche die streichenden variskischen Linien für die Einbruchgebiete haben, ebenfalls diese Richtung in NNW.-SSO. zum Teil nahezu senkrecht durchschneiden; sie stehen also offenbar in nur geringer Beziehung zu den wichtigen Grundlinien des „erstarrten“ variskischen Grundbaus. Dem Alter nach sind die Eruptionen miozän und nachmiozän bis quartär (vgl. die

<sup>1)</sup> Es werden hierbei schmale Eozänstreifen versenkt! (vgl. S. 270).



Zusammenstellung von A. TÄUBER, Jahrb. für Mineral. etc. 1913 Beil.-Bd. 36 S. 455). In dem Durchbruchgebiet von Velay, bei Le Puy, welches gleichsam in einem Scheitelpunkt der hier scheinbar etwas konvergierenden Axen des Loire- und Allier-Einbruchs liegt, werden mitteloligozäne Sedimente vom Basalt durchbrochen bzw. überflössen; die Achse dieses Einbruchs, ein scharf begrenzter schmaler Granitzug, läuft nicht mehr nordsüdlich, sondern steht senkrecht auf dem Streichen der nahebei endenden Carbonsenke von St. Etienne und dem des Cevennenrands, welcher Senkrechten hier auch der Durchbruch NW. von Montélimar a. d. Rhone folgt. Während die Massen von Mont Dore und Cantal nordsüdlich laufen, biegen die sich südlich anschließenden von Aubrac, Velay, Mézene und Montélimar südöstlich um. Über den Durchbruch O. von Béziers und Lodève vgl. oben S. 269.

### 5. Der Schottische Graben.

Unter den übrigen Gräben in Europa westlich vom Rheintalgraben, welche von bedeutenderem Ausmaß einen Vergleich mit dem Rheintalgraben und Beziehungen auszusprechen erlauben, sowie zur Klärung der Entstehungsart des letzteren mithelfen können, ist der eingeschlagenen Folge nach der schottische Graben kurz zu berühren. E. SUSS behandelt (Antlitz der Erde II S. 98–100) diese Senkung, eine breite Zone von Oberdevon mit Karbon zwischen zwei Horsten von Silur, und betont, daß in gewissen Einzelheiten der Graben an den Rheintalgraben erinnere; er hat freilich die doppelte Breite des Rheintalgrabens, unterscheidet sich weiter von ihm durch die Tatsache, daß er die Schichtensysteme nicht winkelig durchkreuzt, sondern streichend mit ihnen verläuft; seitlich in seinem Weiterstreichen als auch in dem der flankierenden Horste finden sich Basaltgebiete mit randlichen Schloteinbrüchen, welche neben anderen Tatsachen beweisen, daß Trias, Jura und Kreide sowohl das Karbon, als auch die schon zu vordevonischer Zeit einmal Festland gewesen älteren Horstgebiete bedeckt haben; es ist uns daher sehr wahrscheinlich, daß diese Grabenbildung auch tertiären Alters ist. Das Streichen der Schichten des vorkarbonischen Kontinents war das der „Caledoniden“ NO.-SW. bis NNO.-SSW.; das Streichen des mesozoischen Gebirgs ist nun davon recht verschieden. E. SUSS hat dargestellt, daß sich an das Südwestende des caledonischen Gebirges in den britischen Inseln das jüngere Faltungsgebiet der armorikanischen Altiden von Nordwestfrankreich her anschließt, die weiter östlich verdeckte Grenze beider scheint ungefähr ostwestlich zu verlaufen; ähnlich zieht auch zuerst die Nordgrenze des Mesozoicums des Paris-Londoner Beckens, worauf an der Ostküste Englands bei Peterborough eine Umbiegung des Streichens nach N. und NNW. erfolgt; dieser Umbiegung entspricht auch die schmalere Trias-(Jura-)Mulde, welche sich, von Birmingham abzweigend, über Liverpool zieht, deren Fortsetzung über Preston, am Nordostende der Insel Man, gegenüber bei Whitehaven (Solway Firth) und am Nordostende von Irland deutlich ist. Zwischen beiden mesozoischen Verbreitungsgebieten liegt der Karbonsattel des zentralen Pennine-Gebirges; es scheint diese Entstehung bzw. die Anlage der Abzweigung in die Zeit des Juraabschlusses zu fallen (vgl. S. 252, 269). Jedenfalls fehlt im Norden Frankreichs und in ganz England das Neocom und nur im Süden Englands ist das Weald entwickelt.

Das erwähnte Nordstreichen der mesozoischen Formationsverbreitungen erleidet aber in der Gegend von Scarborough-Middlesbrough eine Umbiegung nach ONO. in den Nordseeraum hinein und zwar ist das eine Stelle, welcher nach der Westküste Englands zu der Aufbruch von Silur mit einem mächtigen Eruptivkern aus dem

unteren Karbonbereich entspricht; dieser Aufbruch setzt sich Süd-Irland zu fort und ist an der englischen Westküste von einer eckigen Triasanlagerung in N. und NO. besäumt, welche soweit nach S. reicht, als die Triasumbiegung nach O. auf der Ostküste eintritt. Diese Umbiegung ist also tektonisch wieder sehr bedeutsam, sie ist in dem Grundplan des Gebirgsbaus begründet und entspricht auch dem Streichen des Karbongrabens in Schottland. — Während nun der schottische Graben im Westen in Irland seine scharfe Bruchbegrenzung zum Teil verliert und in eine Mulde überzugehen scheint, streicht er auf der östlichen schottischen Küste breit und frei in den Nordseeraum aus und sucht ebenso wie der englische Nordflügel der großen mesozoischen Mulde seine Verbindung nach O., seinen Anschluß an die Formationen der skandinavischen Länder. Die Hauptmasse von Schweden und Norwegen ist nach E. SUSS die unmittelbare tektonische und lithologische Fortsetzung der archaischen und paläozoischen Formationsgebiete Englands, welche nach JUDD sogar erst nach dem Erscheinen der Menschen unterbrochen wurde. Die Verbindung mit dem Mesozoicum des Ostens ermöglicht lediglich der kleine Posten in Schonen, welcher mit herzynischem Streichen nach NW. zieht und der Fortsetzung der englischen Mulde sich derart annähert, daß der Zug der westlichen Streichlinien gerade auf dem Nordrande von Schonen hinstreicht, woselbst sogar eine Umbiegung aus NW. nach WNW. noch erkennbar ist. Diese Randzone des jurassischen Meeres (bzw. ihre der Randzone parallelen Abtragungslinie) ist schon von oberer Kreide transgrediert, welche auch wohl die Verbindungslinien mit dem englischen Mesozoicum im nördlichen Dänemark noch verdeckt.

Darüber darf aber wohl kein Zweifel sein, daß dieses mesozoische Nordseebecken eine mindestens westsüdwest-ostnordöstliche Längenerstreckung hat und ungefähr senkrecht zu der Längenerstreckung des Paris-Bristoler Beckens verläuft.

Neben der regelmäßigen Zersprengung und Einsenkung, welche am ehesten in ihrem engeren Bereich einen Verschluß des Gebirgs mit sich führen dürfte, haben wir auch in der weiteren Umgebung des Grabens jene „Zersplitterung“, welche ohne tiefgehende örtliche Einbrüche den magmatischen Gegenwirkungen zum Gleichgewicht der Tiefe Durchlaß gewährt, so begleitet das Auslaufen des eigentlichen, regelrechten Grabens auf der irischen Seite N. von Belfast der große, eckige Basaltdurchbruch mit Randeinbruchsschollen von Trias und Kreide; in ganz ähnlicher Weise liegt der Durchbruch von Mull mit Randeinbrüchen von Kreide und der von Sky mit jurassischem Randeinbruch zunächst streichenden, dem Graben parallelen Brüchen; die eruptiven Durchbrüche selbst scheinen auch senkrecht zum Streichen gerichtet; zugleich liegen sie in der Fortsetzung der oben erwähnten schmalen, die Trennung von England und Irland begünstigenden mesozoischen Mulde von Birmingham-Liverpool. Diese Durchbrüche liegen in einer submeridionalen Reihung, wozu noch zu ergänzen ist, daß südlich der Masse von Belfast ein kleiner Durchbruch, westlich von Dundalk-Bay in einem Triaseinbruch eine rheinische Verwerfung zu bemerken ist, welche auf die Masse von Belfast zuläuft.<sup>1)</sup>

Wir erinnern hierbei, daß auch im Zentralplateau von Frankreich in wahrer „Gegenstellung“ zu den nordenglischen befindliche Basaltdurchbrüche senkrecht

<sup>1)</sup> Ein weiteres „Basalt“vorkommen auf den britischen Inseln zeigt die internationale Karte Europas bei Limerick in Südwest-Irland, südwestlich neben einem eigenartigen tektonisch geformten Durchbruch von Silur und Devon im Innern der muldenartigen Karbonverbreitung; es handelt sich aber hier nicht um tertiäre Basalte, sondern nur um basaltartige Intrusionen älterer Entstehung.



des Streichen des Grundgebirgs durchsetzende Zersplitterungsregionen kennzeichnen; der Begriff der Gegenstellung könnte auch auf den dem schottischen zu vergleichenden Graben Bert-Dôle (Allier-Loire-Saône) und den von St. Etienne (Loire-Saône) ausgedehnt werden. Die mit den schottisch-irischen Basalten des Nordkanals randlich auftretenden Schlotbruchschollen von Trias, Jura und Kreide lassen sich auf Absätze in der Fortsetzung der älteren Mulde Birmingham-Liverpool beziehen, welche durch eine jüngere Bewegung, wahrscheinlich durch die doppelseitige Vertiefung der mesozoischen Sedimentationsbecken bei Stafford quer sattelförmig von dem London-Pariser Becken abgetrennt wurde. Aufschlüsse zu beiden Seiten des Dornoch und Moray Firth beweisen aber auch, daß hier Jura- und Trias-Ablagerungen das alte Gebirge (Archaicum und Devon) des nördlichen Schottlands bedeckt haben. Merkwürdig ist, daß diese Formationsglieder nicht im gesunkenen schottischen Karbonbecken vorhanden sind, wo sich doch sonst die mesozoischen Ausbildungen an die jüngeren Karbon- und Permstufen anschließen und in Grabengebieten sich erhalten haben. Es ist daher zu vermuten, daß diese jetzt tiefliegenden Carbongebiete mit ihrer devonischen und silurischen Unterlage gar nicht mehr von mesozoischen Sedimenten bedeckt waren; die erwähnten Reste dürften daher einer selbständigen Verbreitungsabzweigung des Mesozoicum angehören, welche eher mit jener zwischen Schottland und Irland zusammenhing, über deren Erstreckung nach NO., d. h. deren Beziehungen zu Spitzbergens Jura aber alle Anhaltspunkte fehlen; die Verbreitungstatsachen lassen sich aber so deuten, daß das Carbongebiet von Schottland mit seiner nördlichen und südlichen Liegenden schon in älterer Zeit ein Hochgebiet war, das bald durch Abtragung seiner jüngeren höheren Formationsbedeckungen verlustig ging und zwischen jüngeren mesozoischen Sedimentationsgebieten etwa so aufragte, wie noch jetzt die Penninische Zentralkette. In dieser mehr zentralen Region alter hochgelegener Horstgebiete<sup>1)</sup> wäre demnach der schottische Graben in NO.-SW.-Brüchen eingebrochen, deren nördliche Parallelstörungen, nach dem Zug der nördlich vom kaledonischen Kanal liegenden Scholle mit den Orkney- und Shetlandsinseln zu schließen, große Länge besitzen.

### Zusammenfassung.

Die nordsüdlichen und ostwestlich gerichteten Senken westlich und nordwestlich vom Rheintalgraben, dessen nördliche Fortsetzung noch zu besprechen ist, haben mit letzteren unverkennbare Gleichheit der Entstehungsart und -zeit; sie stehen offenbar in engsten Beziehungen untereinander; diese weisen nicht auf eine allgemeine Erhebung etwa durch tangentielle Druckwirkungen um die verhältnismäßig vereinzelt und schmalen Senken hin, auch nicht auf verbreitete plutonische Erhebungen, welche nur unter Ausschluß von Eruptionen zu denken wären; vielmehr deuten alle Anzeichen auf Dehnungswirkungen hin. In der zweiten Hälfte dieser Studie soll im Zusammenhang mit den östlich der Rheintalsenke liegenden Gräben und tektonischen Erscheinungen gezeigt werden, daß diese Dehnungswirkungen ausgelöst werden durch die Senkungen in den die Horstgebiete umgebenden Meeresbecken, deren andauernde Vertiefung durch „Nachbrüche“ in den tieferen Schichtregionen der Becken verursacht ist; die Nachbrüche erfolgen auf und zu Seiten älterer Bruchspalten, deren erstes noch palaeozoisches Auftreten die mesozoisch-tertiären Meeresbecken überhaupt hervorgerufen hat.

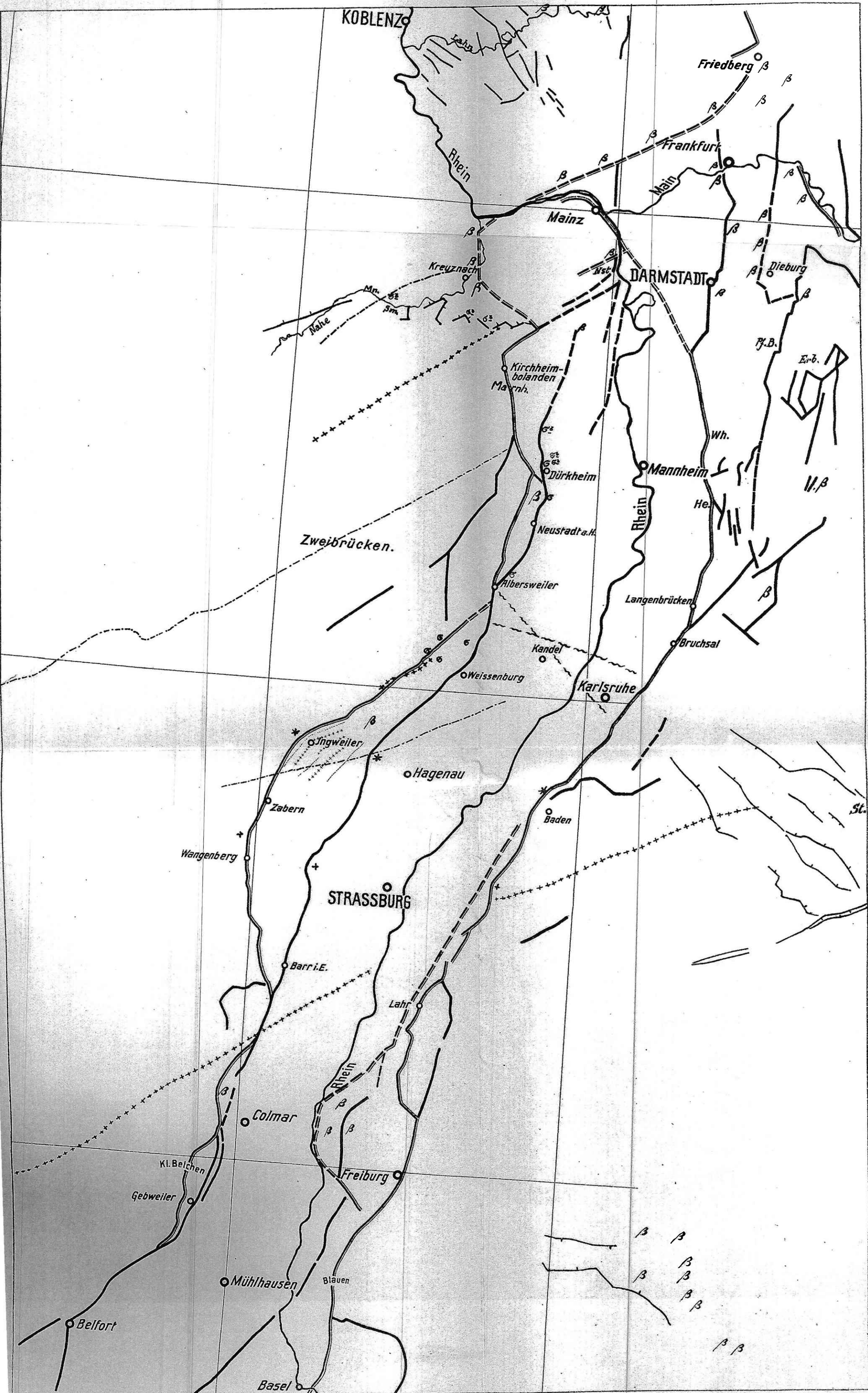
<sup>1)</sup> Vgl. oben S. 252 ähnliches über den Rheintalgraben.





# Übersicht über die Hauptbruchlinien der Rheintalsenke.

1: 800 000.



Es ist versucht, durch Linien gleicher Signatur auf beiden Rheintalseiten die entsprechenden Stellen der Aus- und Einbiegung darzustellen. Wenn zwischen Baden und Freiburg die Doppellinie zweifach angegeben ist, so fehlt hier rechtsrheinisch die analoge Linie für die linksrheinische Barr i. E.-Weissenburg. Die einfache Linie (linksrh.) Albersweiler-Nierstein (Nst), deren Fortsetzung hier durch zwei schneidende Linien in der Mitte der Rheintalsenke abgebrochen scheint, hat rechtsrheinisch von dem Albersweiler entsprechenden Punkt Bruchsal ihre Parallele jenseits der Senke; diese Fortsetzung

beteiligt sich an der Senke bei Erbach (Erb.), Pfaffenberfurt (Pf.B.) und Dieburg auf der Ostseite des Odenwalds. Die Kreuzlinien bedeuten den Zug der Sättel, die Strich-Punktlinien den der Mulden; die unterbrochene wellige Linie die Erdbebenachsen bei Kandel-Karlsruhe; der Buchstabe  $\beta$  bedeutet die Stellen der Basaltdurchbrüche;  $\circ$  Stellen auffälliger Gangmineralisationen;  $\circ\beta$  bedeutet das Vorkommen von autochthonem Baryt in den tertiären Sedimenten, hauptsächlich im tertiären Meeres-sand (in der Gegend von Dürkheim sowohl in den Cerithiensanden als auch in Litorinellentonen).



## Die Bergsturzgefahr am Schrofen bei Brannenburg.<sup>1)</sup>

Erweitertes und mit Literaturbesprechungen versehenes Gutachten.<sup>2)</sup>

(Mit 2 Profilen im Maßstabe 1 : 25 000.)

Von Dr. K. C. v. Loesch.

### Literaturübersicht.

1. 1861. K. W. GÜMBEL, Geognost. Beschreibung d. Bayrisch. Alpengebirges u. seines Vorlandes. Goth.,
2. 1891. E. FRAAS, Das Wendelsteingebiet. Geogn. Jahreshfte. 3. Jahrg. 1890. Cassel.
3. 1894. K. W. v. GÜMBEL, Geologie von Bayern. Bd. II. Geologische Beschreibung von Bayern. Cassel.
4. 1910. J. KNAUER, Die tektonischen Störungslinien des Kesselberges. Landeskundliche Forschungen. herausgegeben v. d. Geogr. Gesellsch. in München. H. 9. München.
5. 1912. (J. DRÄXL,) Chronik der Umgegend von Flintsbach mit den Burgen Falkenstein, Kirnstein und Brannenburg, sowie den übrigen Edelsitzen und den Kirchen der Umgebung. Herausgegeben vom Darlehenskassen-Verein Flintsbach. München. Blatt 815 (Brannenburg) der Topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000.

### Einleitung.

(Die Ursachen der Murbrüche.)

Das westliche Unterinntal gehört zu den am stärksten unter Bergstürzen und Murbrüchen leidenden Teilen der bayerischen Voralpen.

So umsäumen geradezu bewaldete Murbruchreste den Nordfuß des Großen Riesenkopfes.

Sein westlichstes Murbruchgebiet ist zugleich das größte. Es liegt wenige hundert Meter südlich des Bauernhofes Irlach, der Biber gegenüber, unter dem Felsgebiet des sogen. „Riesenberges“.

Gegen Osten folgt das Schuttgebiet des Riesengrabens (s. u.). Auch in dem noch östlicher gelegenen Maiwandgraben<sup>3)</sup> müssen einst Murbrüche niedergegangen sein. Ohne jedoch die Talsohle (von Ober-Flintsbach) zu erreichen, endeten sie auf der Terrasse zwischen Wagnerberg und Rachelwand und dem Nordfuß des Petersberges. Dort liegen ihre Reste unter einer Decke von Jungholz.

Mur von 1912.

Zuletzt ging eine nicht unbedeutende Mur im Hochsommer 1912 durch den Riesengraben (s. o.) — zwischen der Nordostflanke des Großen Riesenkopfes und der Maiwandgruppe<sup>4)</sup> — nieder.

Sie überhöhte den Schuttkegel des Riesengrabens an dessen Austritt in die Ebene, der überhaupt seine Entstehung solchen periodisch wiederkehrenden Murbrüchen<sup>5)</sup> zu verdanken scheint.

<sup>1)</sup> Kirchdorf im bayerischen Innntal (Bezirksamt Rosenheim).

<sup>2)</sup> Gutachten den 16. Juli 1913, Erweiterungen den 25. März 1914 abgeschlossen.

<sup>3)</sup> Die Umgebung des Maiwandgrabens ist der des Riesengrabens (s. u.) analog gebaut. Auch hier bilden die von härteren jurassischen Kalken eingeschlossenen Cenomanmergel den Ausgangspunkt der Murbrüche. Während jedoch das Quellgebiet des Riesengrabens von der südlich anschließenden Weidefläche (zwischen dem Großen Riesenkopf und dem Rehleitenkopf) durch eine bisweilen gratartige Wasserscheide getrennt ist, reicht der Maiwandgraben in diese hinein. Seine Quelle entspringt am Rehleitenkopf.

<sup>4)</sup> Der Name „Maiwand“ selbst scheint an dem steil gegen NNO. abfallenden Gipfel (mit dem Kreuz) zu hängen. Dieser ist keineswegs der höchste der Gruppe, aber weitaus der auffälligste.

<sup>5)</sup> Nur die Mure von 1912 ist noch kahl. — In der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts legte Graf Sigismund Anton von Ruepp auf Falkenstein den Eichenwald am Fuße des Riesenberges an (5, S. 49), offenbar auf alten Muren zum Schutze gegen Wiederholungen.



Heute führen wenigstens gerade die unteren Teile des Grabens in normalen Zeiten weder Wasser noch Schutt.

Zwischen den aus festen Dogger-Kalkfelsen aufgebauten Gipfeln des Großen Riesenkopfes und der Maiwandgruppe liegen weiche, zum Teil tonige Mergel, die hauptsächlich cenomanischen Alters<sup>1)</sup> sind.

Während auf den Südhängen beider Gruppen ein zusammenhängendes Weideland sich bis zum Rehleitenkopfe erstreckt, ist die Nordseite — soweit sie nicht aus Felsen besteht — dicht bewaldet.

Vom Maiwandgraben abgesehen, fehlen der Südabdachung Wasserrinnen. Auf der Nordseite dagegen ist der Riesengraben (und der Maiwandgraben) tief eingeschnitten. Die Rinne seines Mittellaufes ist sehr eng und von Felsen begleitet. Dagegen ist der obere Grabenabschnitt kesselartig erweitert. Hier breitet sich das Cenoman aus, hier entspringen die Quellen des Riesengrabenbaches. Der Grat zwischen dem Großen Riesenkopfe und den Südausläufern der Maiwandgruppe bildet die Wasserscheide. Er ist gegen S. sanft, gegen N. weit steiler abgebösch.

Dieser Steilheit wegen gelangen von Zeit zu Zeit Stücke dieser wenig widerstandsfähigen Cenomanschichten in Bewegung,<sup>2)</sup> wenn

- a) ihre Sohle durch die rückwärts einschneidende Bacherosion weggeführt und wenn
- b) die inneren Zusammenhänge gelöst sind.

Die Ursachen der Murbrüche.

(Dies sind nicht nur die Ursachen des Murbruches am Riesengraben sondern aller Murbrüche überhaupt, die unter den gleichen Bedingungen — dem Vorkommen eines verhältnismäßig weicheren, zu toniger Zersetzung neigenden Gesteines zwischen härteren Massen in stark abfallendem Terrain — entstehen.)

#### a) Bacherosion.

Die Bacherosion führt Sohlenteile, die höher liegenden Massen zur Stütze dienten, fort. Wenn deren Verbände gelockert sind (s. u.), so kommt es zu Erd- und Felsstürzen. Dadurch wird das Bachbett versperrt; bei Hochwasser kann der Wildbach sich nunmehr mit den Schuttmassen beladen, die später zur Vermurung führen.

Der erodierenden Kraft des Wassers wird — wie das schon vielerorts erfolgreich durchgeführt wurde — durch die Anlage von Querbühnen, durch die sogen. Wildbachverbauung entgegengearbeitet. Nach der Mur von 1912 wurde auch im Riesengraben mit der Verbauung begonnen.

Vor allem ist es wichtig, an den am meisten gefährdeten Stellen (in der Regel im oberen Bachlaufe) zu sichern, um die Ursache der Vermurung abzustellen. Darum sollte mit diesen — oft über Jahre sich hinziehenden Arbeiten — stets dort begonnen werden und nicht jedesmal ganz schematisch (wie es heute noch vielfach üblich ist) im Unterlaufe.

#### b) Lockerung der inneren Verbände.

Der geologische Bau begünstigt meist die Lockerung der inneren Verbände an den gefährdeten Stellen: Spalten und Risse sind im Gesteine vorhanden und Schichtfallen und -Streichen bilden mit der Böschung einen ungünstigen Winkel. Diese gegebenen Faktoren sind unabänderlich. Doch können erhaltende und verschlechternde hinzutreten.

Erhaltende Faktoren.

Die erhaltenden bestehen im Vegetationskleide, in der Humusdecke. Deren Schonung ist ebenso wichtig, wie die Hintanhaltung der Bacherosion.

In allen<sup>3)</sup> Mittelhöhen der Voralpen pflegen sie (wie auch am Riesengraben) vorhanden zu sein. Wurden sie vernichtet, so lassen sie sich gewöhnlich mit mäßigen Mitteln wieder schaffen.

<sup>1)</sup> Auch oberjurassische Mergel kommen vor. Doch ist ihre Bedeutung untergeordnet.

<sup>2)</sup> Die gelösten, anfänglich vielleicht wenig voluminösen Gesteinsmassen können, talabwärts in Bewegung gesetzt, immer größere Massen mitreißen, so daß große Erdrisse entstehen. Bisweilen mögen sich diese Bewegungen auch auf längere Zeiträume verteilen. — Treten nun Platzregen ein, so belädt sich das Wildwasser mit den auf diese Weise in die Flutrinne gelangten Trümmern. In der Folge verlegt es mit diesen seine Rinne, wird aufgestaut, muß sich neue Bahnen schaffen und übermurt endlich, am Fuße des Berges angelangt, wertvolle Wiesen, die auf Jahre hinaus nicht mehr nutzbar sind. In den höheren Lagen besteht, neben der Vernichtung von Wegen und von Kulturböden, der Schaden in der Zerstörung von Altholzbeständen. — 1912 entstand ein weiterer Schaden durch die anhaltende Trübung der Quellen der Flintsbacher Wasserleitung, die am unteren Ende der alten Riesengrabenmuren (des Schuttkegels) lagen.

<sup>3)</sup> Die Sterilität der Felswände beruht u. a. auf der Härte und Tonarmut der Felsbildner.

Der Nutzen des Vegetationskleides besteht einmal in dem mechanischen Schutze durch umschlingende Wurzeln gegen Rutschungen: bereits lose gewordene Blöcke können wiederverankert und zu einem langsamen Zerfalle an Ort und Stelle gebracht werden.

Wichtiger ist die Regelung der atmosphärischen Niederschläge, von denen ein Teil aufgesogen und durch die Pflanzen aufgebraucht wird. Ein weiterer wird zunächst zurückgehalten und langsam dicht unter der Oberfläche abgeleitet; ein dritter versinkt in (günstiger) örtlich starker Verteilung in die Tiefe. Daher ist die Zersetzung der unterlagernden anstehenden Gesteine langsam, weil regelmäßig über ein weites Gebiet verteilt und regelmäßig gegen die Tiefe abgestuft: zwischen die Humusdecke und die unversehrten Gesteine schiebt sich eine Zone halbfrischer ein.

#### Verschlechternde Faktoren.

Jede Störung dieses säkularen Aufbereitungsprozesses stört das Schollengleichgewicht. Entstehen (s. u.) Risse und Löcher, so sammeln sich Tagwässer in ihnen und dringen von dort aus verteilt in die Tiefe. So werden die Zusammenhänge örtlich ungleichmäßig und ungleichmäßig tief gelockert: es kommt zur Bildung isolierter Schollen, deren Größe von den Umständen abhängt. Wird ihre Basis nunmehr auch noch durch Bacherosion oder das Absinken tieferer (oder seitlicher) Schollen entfernt, so bedarf es meist nur noch eines geringfügigen Anstoßes zur Inbewegungsetzung der Scholle. Jede abgesunkene hinterläßt in der Humusdecke eine Wunde, die rasch größer wird. Auf diesen vorerst vegetationslosen Flächen wirkt dann die Kraft des Niederschlagwassers ungebrochen.

Im Forstbetriebe entstehen gelegentlich beim Fällen alter Stämme (an der Hangseite) Risse. Diese Erscheinungen drängen sich beim Kahlschlage zusammen; darum ist ein Plänterbetrieb ungefährlicher. Niedriges Buschholz bietet dagegen keinerlei Gefahren.<sup>1)</sup>

Im Weidebetriebe verursacht das im durchfeuchteten Boden einsinkende Großvieh tiefe Löcher, die sogen. Kuhtritte. Ihre Bedeutung pflegt unterschätzt zu werden. In ihnen sammelt sich Tagwasser, die Folgen sind die gleichen wie bei Erdrissen (s. o.).

Findet der Weidebetrieb nun noch dazu auf Kahlschlägen statt, so erweitert und vertieft das entlang weidende Vieh die Risse und eine Häufung der ungünstigen Faktoren findet statt. Ferner setzt das Vieh bereits vorgelockerte Schollen (s. o.) in Bewegung.

Nicht nur im unmittelbaren Murbruchgebiete, sondern auch in den darüber liegenden Hängen sind diese Kuhtritte schädlich, denn sie verursachen eine rasche Vergrößerung der Rißscholle.

Die Schäden des Viehauftriebes sind in typischer Ausbildung am Kahlschlage oberhalb der Gemeindeweiden von Groß-Brannenburg zu beobachten. In den Liasmergeln des Joches zwischen „Schrofen“ und Breitenberg (vgl. Profil 1 auf S. 5) haben in den beiden letzten Jahren kleinere Rutschungen stattgefunden, rasch breiter werdende Erdrisse sind entstanden, Erdfälle größeren Ausmaßes (wenn nicht noch unerwünschte Ereignisse) bereiten sich hier vor.

Wenn auch die Erosionskraft des hier entspringenden Bächleins noch gering ist, so muß doch mit größeren Schäden gerechnet werden. Die Chronik berichtet nämlich, daß hier am Ostabhang des Joches im Frühherbst des sehr regenreichen Jahres 1816 „eine sehr große Erdlawine“ niederging, die einen (welchen?) tiefen Graben zwischen den Bauernhöfen Höf (Hof) und Höllenstein größtenteils ausgefüllt hat (5, S. 8).

#### Der Bergsturz am Schrofen (1851).

Der Schilderung dieses größten Naturereignisses jener Gegenden — dessen Wiederholung vorzubeugen durch dieses Gutachten angestrebt wird — sei vorausgeschickt, daß seine Ursachen von denen der Murbrüche im üblichen Sinne, welche oben dargestellt sind, in wesentlichen Punkten abweichen.

Einmal spielt die Bacherosion bei der Verursachung des Bergsturzes selbst keine Rolle, was früher irrtümlich bisweilen angenommen worden war.

Nur die innere Ablösung durch Wasserzirkulation — bei starkem Drucke hangender Massen und bei sehr steilem Böschungswinkel — verursacht den Bergsturz. Das gefährliche Gesteinsmaterial ist zwar auch in diesem Falle leicht zerstörbar. Aber die bröcklige, innerlich zusammenbrechende Rauhwaacke ist von den Mergeln jeder Art und jeden Alters grundverschieden. Da sie hier meist völlig vegetationslos ist, scheiden Forst- und Weidebetrieb aus unserer Betrachtung aus.

Endlich ist die Katastrophe keineswegs einheitlich. Sie zerfällt in eine Bergsturzphase mit durchaus eigentümlichen Ursachen und in eine Murbruchphase. Daß ein Murschaden überhaupt

<sup>1)</sup> Die völlige Einstellung des Forstbetriebes an den am meisten gefährdeten Stellen wäre jedoch verfehlt, weil bei Windbruch durch die Entwurzelung starker Bäume erst recht Löcher und Risse entstehen.



hinzutrat, war ausschließlich die Folge der örtlichen Umstände, indem die Bergsturstrümmer den in ziemlicher Entfernung verlaufenden Kirchbach noch teilweise erreichten.

#### a) Bergsturzhase.

In der Nacht vom 23. zum 24. August lösten sich am Nordabfall des „Schrofen“ (westlich oberhalb der Ortschaft Brannenburg) Felsmassen ab. Sie stürzten in die Talerweiterung zwischen dem „Schrofen“ und dem ihm nördlich vorgelagerten Sulzberge.

Der Schaden bestand in der Vernichtung von Waldboden und der auf diesem stehenden Holzbestände.

#### b) Murbruchphase.

Trümmer des Bergsturzes erreichten das Bett des Kirchbaches,<sup>1)</sup> sperrten diesen und stauten seine Wässer auf. Der angeschwollene Bach belud sich mit Schutt und nun erfolgte die Murbruchkatastrophe, die die Chronik anschaulich schildert:

„. . . . die sich ganz langsam zu Tal bewegende Kieslawine zerbrach die stärksten Baumstämme wie Zündhölzer, begrub das Haus und die Mühle zu Kirchberg und zerstörte noch mehrere Häuser längs des Bachufers, dann ergoß sie sich über die Brannenburg und Degerndorfer Felder . . . .“ (5, S. 49).

Die Ursachen der Murbruchkatastrophe lagen also in dem Weitervordringen der Bergsturstrümmer und in dem als unmittelbare Folge eintretenden Anschwellen des Kirchbaches.

Ist einer Wiederholung der Bergsturzkatastrophe vorgebeugt?

Sind die Ursachen der Bergsturzkatastrophe bisher behoben worden? Nein! In dieser Beziehung ist bisher nichts geschehen. GÜMBEL hielt deren Wiederholung sogar für unvermeidlich. **Denn die Wildbachverbauung, die in der Folgezeit auf die Initiative der Anwohner hin unternommen und mehrfach von GÜMBEL empfohlen wurde,<sup>2)</sup> kann die Ursachen der Bergsturzkatastrophe nicht abstellen, sondern höchstens die Folgen einer erneuten Katastrophe abschwächen.<sup>3)</sup>**

Wert der Wildbachverbauung.

Der Zweck der Wildbachverbauung<sup>4)</sup> ist die Aufhaltung der Bacherosion, die Erhaltung der Bachsohle und der Bachränder.

Der Wert der Erhaltung jedes der beiden Bachränder des Kirchbaches ist verschieden.

Der nördliche schützt die Ortschaft Brannenburg<sup>5)</sup>, der südliche — der gleichfalls durch Flyschschichten bzw. durch Moräne und Bergsturzmateriale<sup>6)</sup> gebildet ist — hält den erodierenden Bach von der Bergsturzone im engeren Sinne fern.<sup>7)</sup>

Die Entfernung zwischen diesen beträgt heute durchschnittlich 250 m. Nachdem nunmehr die Wildbachverbauung durchgeführt ist, braucht eine Näherverlegung des Bachbettes nicht mehr befürchtet zu werden.

<sup>1)</sup> Der Kirchbach fließt von der Schlipfgrubenalm (weshalb ihn GÜMBEL auch Schlipfbach nennt [1, S. 280]) im Westen eine Strecke weit rein gegen Osten gerichtet auf Brannenburg zu, biegt jedoch noch oberhalb der Ortschaft nach SO. um. Eine schmale Flyschrippe trennt ihn von der letzteren. Diesen Schutzdamm zu verstärken (der beim letzten Bergsturz durch davor liegen gebliebene Trümmer stark an Höhe verloren haben soll und der bei einer Wiederholung durchbrechen könnte, so daß die Ortschaft Brannenburg direkt den Trümmern des Bergsturzes oder einer Mur ausgesetzt wäre), hielt GÜMBEL (1, S. 290) für erforderlich. Ferner verhinderte er die Anlage eines Steinbruches an der gefährdeten Stelle. Wirksame Maßnahmen gegen die Gefährdung der Häuser bei Gemeind hielt er für undurchführbar.

<sup>2)</sup> In 1, S. 290 und in 3, S. 179.

<sup>3)</sup> Bezüglich einer Annäherung des Kirchbaches an den Nordfuß der gefährdeten Schrofенwand entgegenzuarbeiten und somit eine Beschleunigung des zu erwartenden neuen Bergsturzes nicht eintreten zu lassen. Nur die (kostspielige) Ableitung des Kirchbachoberlaufes in den Litzelsdorfer Bach würde selbst im Falle des Wiedereintritts eines Schrofенbergsturzes die Gefahr einer Erneuerung der Murbruchphase so gut wie ausschließen.

<sup>4)</sup> Vgl. S. 2, Abs. 6.

<sup>5)</sup> Vgl. S. 4, Anmerkung 1. Eine „Stärkung“ des „Dammes“, wie GÜMBEL sie vorschlug, dürfte der hohen Kosten wegen undurchführbar sein.

<sup>6)</sup> Näheres s. u. bei der Schilderung des Gebirgsbaues.

<sup>7)</sup> Vgl. S. 4, Anmerkung 1.

Ob diese Maßnahmen im Falle einer Erneuerung der Bergsturzkatastrophe mit Sicherheit die Wiederholung der Murbruchkatastrophe und ihres weit größeren Schadens auszuschließen geeignet sind, muß als recht zweifelhaft bezeichnet werden.

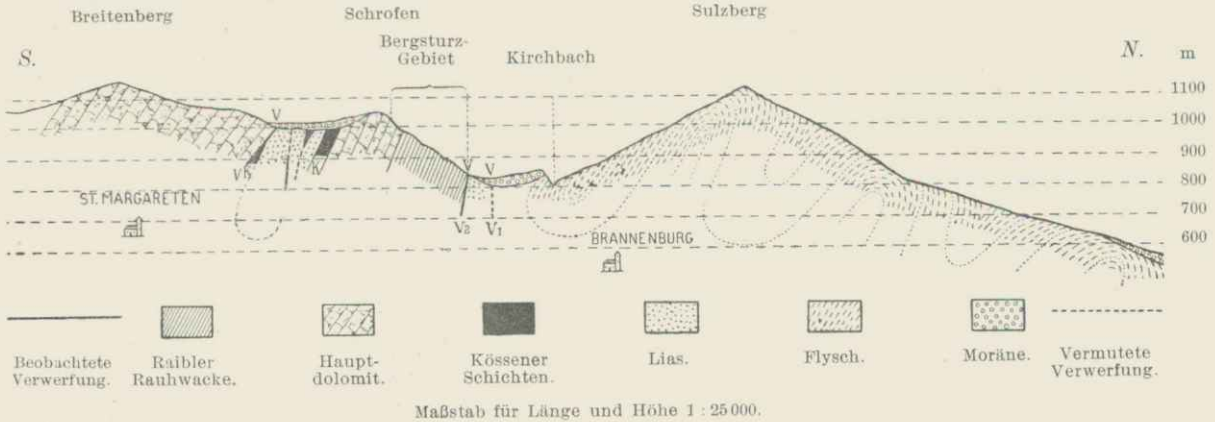
Vorbeugung der Bergsturzgefahr.

Jedenfalls wäre es zweckmäßig, zu versuchen, der Bergsturzgefahr selbst vorzubeugen. Zu diesem Zwecke müssen ihre Ursachen untersucht werden.

### Ursachen des Bergsturzes selbst.<sup>1)</sup>

Sie stehen mit dem Bau des Gebirges im engsten Zusammenhange (Prof. I)

Profil I durch den Bergzug oberhalb Brannenburg.



Flysch.

Der Sulzberg im Norden ist aus vielfach gefalteten oberercretacischen Flyschschichten erbaut. Sie bestehen aus sandigen Kalkmergelgesteinen (GÜMBEL'S Flyschsandsteinen) mit sehr bröcklichen Lettenzwischenlagen (Fäulen) und sind zumeist gegen SSW. stark geneigt.

Während seines West-Ostlaufes durchschneidet der Kirchbach diese Schichten in einem tief eingengagtem Bette.

Gegen S. folgt eine breite, gegen O. geneigte Talung, in der nirgends das anstehende Gestein herauslugt. Sie ist vielmehr in ihren oberen (westlichen) Teilen von einer Moräne,<sup>2)</sup> in der Mitte und im Osten von den Resten früherer Bergstürze erfüllt.

Erst am Nordfuße der „Schrofen“ wand und an den nordöstlichen Hängen dieses Berges (im Hochwalde) findet man wieder anstehendes Gestein und zwar nunmehr Liasschichten.

Verwerfung 1 (V<sub>1</sub>).

Es muß also eine Verwerfung durch diese Talung durchstreichen — eine steilstehende Hauptlängsverwerfung — die zwar nicht aufgeschlossen, aber als nördliche Randspalte zwischen der Flyschzone und den Voralpen im engeren Sinne allbekannt ist.

Der „Schrofen“ und die südlich anschließenden Berge seines Gipfelzuges (Breitenberg, Zugberg) bestehen aus einer Serie jurassischer und triassischer Gesteine, deren Zusammenhänge nicht immer ungestört sind. Sie fallen meist recht steil gegen S. ein, lokal stehen sie gelegentlich saiger.

Dieses Profil wiederholt sich im Oberlaufe des Kirchbaches (s. u.) auf der Westseite dieses Zuges; wenn auch die Zusammenhänge zwischen beiden durch Moränenbedeckung der Beobachtung entzogen sind, so darf angenommen werden, daß sie normal seien. Für die Annahme dazwischen quer oder diagonal streichender Störungslinien liegen keine Beobachtungen oder Argumente vor. Auch die Ostflanke des „Schrofen“zuges ist — von hier nicht in Betracht kommenden Abweichungen abgesehen — analog gebaut.

<sup>1)</sup> Die hier vorgelegten Anschauungen weichen von denen GÜMBEL'S und FRAAS' zum Teil nicht unerheblich ab, auf die noch eingegangen wird. Nur ein Irrtum sei hier richtig gestellt. 1894 ließ GÜMBEL (in 3, S. 199) neben Sickerwässern „vom Kirchbache zugeführte Wässer“ als Ursachen der Bergsturzkatastrophe gelten, was wegen der Entfernung dieses Baches von der Bergsturzstelle (s. o.) unmöglich ist.

<sup>2)</sup> Vgl. S. 6, Absatz 3.



## Lias.

Gegen N. beginnt das Profil stets mit Liasschichten, die an der Schrofенwand als mittelfeste, meist ziemlich dunkle Kalkmergel aufgeschlossen sind. Allein schon ihre charakteristischen Versteinerungen<sup>1)</sup> unterscheiden sie von den heller verwitternden Flyschgesteinen, mit denen sie gerade hier nur bei flüchtiger Untersuchung verwechselt werden können.

Dieser Lias ist der wichtige Quellhorizont. Er ist an vier Stellen aufgeschlossen:

1. im Osten an den Nebenbächen des Kirchbaches bei 570 bis 590 m, die oberhalb von Bad Wendelstein von W. in dessen Nordwest-Südostlauf münden,
2. am stark bewaldeten Osthang des „Schröfen“berges selbst,
3. **am Nordabbruch des Schrofens** (Stelle des Bergsturzes von 1851), in den zurzeit durch Jungholz dicht verwachsenen Bachrissen,
4. im Westen am Kirchbachoberlaufe bei ca. 870 m Höhe im Bachbette selbst und am Wildbachverbauungswege.

Verwerfung 2 (V<sub>2</sub>). — Raibler Schichten.

Darüber folgt diskordant (aber gleichfalls an allen vier vorgenannten Punkten aufgeschlossen) die triassische Raibler Rauhwacke. Sie ist stark gipshaltig; wo der Gips, wie das über Tage fast überall geschah, ausgelaugt wurde, ist sie zellig, rauh und neigt zur Zackenbildung. Ihre Festigkeit ist höchst ungleich. Während in jenen Teilen, in denen der Gipsgehalt zurücktritt, die Kalkpartien ein ziemlich widerstandsfähiges Skelett bilden, sind die gipsreicheren der Zerstörung sowohl durch die Atmosphärien (Tagwässer) als durch die Wasserzirkulation unter Tag stark ausgesetzt.

Wo diese Rauhwacke frei zu Tag tritt, bildet sie Felsen und zwischen diesen Rinnen, in denen beständig Gesteinsstücke, meist von geringer Größe niederrinnen.

Die Mächtigkeit beträgt am Nordabbruch und im Westen ca. 100 m, im Osten ist sie weitaus geringer. Am Westhang des „Schröfen“berges ist scheinbar die Mächtigkeit der Rauhwacke nur gering.

## Hauptdolomit.

Sie geht nach oben (S.) hin — scheinbar stets konkordant — in den gleichfalls triassischen Hauptdolomit über, der auch den Schrofengipfel bildet; weiterhin folgen (für uns belanglos) — zunächst scheinbar noch ziemlich ungestört — die nächst jüngeren Kössener Ton- und die Lias-Kalkmergel.<sup>2)</sup>

## Die Moräne.

Neben dem Schutte alter Bergstürze nimmt — wie schon erwähnt — eine bis 60 m mächtige Moräne<sup>3)</sup> ein beträchtliches Areal ein. Da sie den ganzen NW.-, W.- und SW.-Hang des „Schröfens“ (an dem sie bis nahe zum Gipfel von S. her heraufzieht) mit einer Decke überkleidet, welche das Oberflächenwasser nur spärlich und dann in feinsten Verteilung in die Tiefe sinken läßt, ist für die Beurteilung der Wasserzirkulation unter Tag von Bedeutung.

<sup>1)</sup> Die einschlägigen Funde GÜMBELS, welche dieser 1861 in 1, S. 290 erwähnt, konnte ich durch Neuaufsammlung bestätigen. Ferner fand ich echte Fleckenmergel an der Nordostflanke. — Dagegen gelang es FRAAS nicht, den Lias wiederzufinden. Seine Auffassung von dem Bau machte es ihm unwahrscheinlich, daß Liasgestein am Schrofенfuße anstehe: er hielt die betreffenden Schiefer für raiblerisch (2, S. 8), trotzdem er „in dem Material des Bergschotters an den (benachbarten) Schlipfgruben . . . merkwürdigerweise (!) sehr viel petrefaktenreichen Lias“ fand (2, S. 35). — Leider übernahm GÜMBEL — scheinbar ohne erneute Begehung — dieses und andere Ergebnisse von FRAAS in die „Geologie von Bayern“ (1894, 3), so daß die Erwähnung des Lias unterdrückt und in manchen Punkten gegen die Erkenntnisse der geognostischen Beschreibung des Alpengebirges (1861, 1) ein Schritt rückwärts getan wurde.

<sup>2)</sup> Aus diesen Liasschichten ging 1816 die auf S. 3, Abs. 9 besprochene „Erdlawine“ nieder.

<sup>3)</sup> Sie scheint bei einem Rückzugintervall der letzten Eiszeit abgesetzt und mit der Moräne gleichaltrig zu sein, die das Litzelsdorfer Tal wallartig gegen die Schlipfgrubenalm abschließt. Dieses setzte ursprünglich in den Kirchbach-Ober(=S.—N.)-Lauf fort. Durch die letztgenannte Moräne wurde der Kirchbach an der Fortsetzung der Nordrichtung auf Litzelsdorf zu verhindert, so daß sein früherer Unterlauf als Litzelsdorfer Bach selbständig wurde. Darum mußte der Kirchbach in die West—Ostrichtung umbiegen, die er heute noch inne hat. Hier drängt ihn die erstgenannte Moräne an den Südfuß des Sulzberges heran.

## Die Wasserverhältnisse der Bergsturzzone.

Die aus dem Bergsturzgebiet (von S.) in den Kirchbach mündenden Bachrinnen führen in normalen Zeiten kein Tagwasser. Alle Niederschläge versinken direkt im losen Schutt der alten Bergstürze. (Doch sind die Hochwasserrinnen deutlich ausgeprägt.)

Nur in einem kurzen Abschnitte findet man — in etwa 730 m Höhe, wo der Böschungswinkel plötzlich steiler wird<sup>1)</sup> — auch in trockenen Zeiten stets rinnendes Wasser. Denn hier stehen — über 15–20 m — **Lias-Kalkmergel an. Ihre obere Grenze bildet den hochwichtigen Quellhorizont.**

In höheren Lagen läßt die Porosität der hangenden Rauhwaacke keine Bachrisse mehr aufkommen.

Statt ihrer findet man Schutthalden. In diesen und auf den Spalten des zermürbten Gesteines versinkt alles Tagwasser sofort. (Das gleiche gilt in vermindertem Maße für den hangenden Hauptdolomit. Dieser ist hier speziell noch durch auffallende Bruchspalten zerstückt.)

Demnach sammeln sich alle hier niedergehenden Atmosphärlilien in der Tiefe. Sie steigen an den weit weniger wasserdurchlässigen Liasbänken als Quellen wieder auf.

Selbst wenn man das Versinken aller Niederschläge in Rechnung zieht, so ist die **Stärke dieser Quellen im Verhältnis zur Kleinheit des Einzugsgebietes** (Quellgebietes) auffallend. Dieses besteht ja nur aus den moränenfreien Teilen der N.-Seite des „Schrofen“.

Die Wasserzirkulation verursacht die Bergstürze.

Die innere Auflösung durch zirkulierendes Wasser als Ursache der Bergstürze.

Sickerwasser laugt den in 420 Teilen Wasser löslichen<sup>2)</sup> Gips aus und damit entstehen größere und kleinere Hohlräume. Zunächst bröckelt die Rauhwaacke außen an den Felsen ab: ein Vorgang, den man täglich beobachten kann,<sup>3)</sup> und der auch durch die ausgedehnten frischen, in Bewegung befindlichen Schuttfelder bewiesen wird, wie man solche sonst nur aus den Hochregionen der Gebirge kennt.

So löst die innere Wasserbewegung die inneren Zusammenhänge des Felsgefüges. Die austretenden Quellen und die Tagwässer lassen (besonders in den unteren Partien der Rauhwaacke) einen Gesteinsbrocken nach dem andern abbrechen und den Böschungswinkel immer steiler werden, bis eines Tages — unter dem Druck der eigenen Schwere und vor allem dem des hangenden, weniger leicht verfallenden, spezifisch schweren Hauptdolomits — große Felspartien als Bergstürze niedergehen.

Die Zerstorbarkeit und die Wasserundurchlässigkeit des Lias.

Das Anstehen von (liassischen) Kalkmergeln am Fuße der Rauhwaacke dürfte die Situation schwerlich in günstigem Sinne beeinflussen. Die Beobachtungen an Ort und Stelle rechtfertigen jedoch keineswegs die Annahme,<sup>4)</sup> ihre (raschere) Zersetzung durch die aus der Rauhwaacke niederkommenden Sickerwässer verursache die Bergstürze. Wäre dem so, so würden nicht gerade hier Quellen aufsteigen, die vielmehr für eine gewisse Wasserundurchlässigkeit sprechen. Zudem zeugt der ziemlich geradlinige Verlauf der Verwerfung (2) — von O. (Nebnbäche des Kirchbaches) über den „Schrofen“ nordhang nach W (Kirchbach S.—N.-Lauf) — für eine ziemlich steile Stellung dieser Dislokationslinien: eine echte Unterlagerung ist noch nicht nachgewiesen.

Am Osthange des „Schrofen“ fehlen die entsprechenden Bergstürze, trotzdem dort der Lias mächtiger und die Rauhwaacke weit weniger mächtig ist. Wenn auch sicherlich der Unterschied im Schnittwinkel zwischen Schichtfallen (resp. der Verwerfung) und der Böschung hierbei in Betracht zu ziehen ist, so ist es zweifellos von größter Bedeutung, daß an der Ostseite nur unbedeutende Quellen austreten; ja mit Sicherheit konnte nur eine Quelle (mit sehr geringer Wasserführung) wiederum an der Grenze von Lias und Raibler Rauhwaacken in etwa 950 m Höhe nachgewiesen werden.

Mag nun der Zerfall des Lias einen stärkeren oder einen weniger starken Anteil an der Bergsturzkatastrophen haben, das eine ist zweifellos, daß auch diese Erscheinung mit der **Wasserzirkulation** unter Tag im engsten Zusammenhange steht: demnach **ist diese als die unmittelbare Ursache des „Schrofen“bergsturzes** anzusehen.

<sup>1)</sup> Die Hänge sind hier mit Jungholz bestanden.

<sup>2)</sup> Bei 21° C.

<sup>3)</sup> Vgl. 3, S. 178.

<sup>4)</sup> GÜMBELS in 1 S. 290 und in 3 S. 179. Träfe GÜMBELS Annahme zu, so müßte das orographische Profil anders gestaltet sein.



Lassen sich die Ursachen teilweise beheben?

GÜMBEL glaubte, man könne ihnen nicht abhelfen: das dürfte aber nur zum Teil zutreffen. Der Teil der Niederschläge, der im Einzugsgebiete selbst (s. o.) niederfällt und die Quellen am Bergfuße speist, entzieht sich freilich unseren Eingriffen.

Wie auf S. 7 Zeile 16 ausgeführt, steht aber die Wassermenge der Quellen in einem Mißverhältnis zur Kleinheit des Einzugsgebietes.

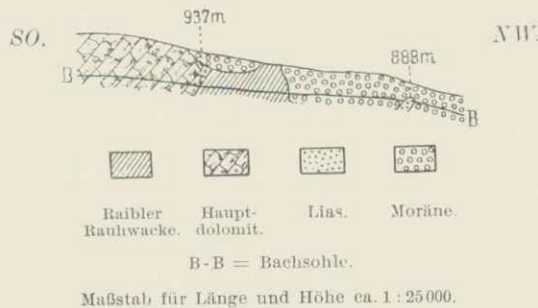
Der Gedanke ist nicht abzuweisen, daß sie durch unterirdische Zuflüsse, die aus anderen Einzugsgebieten gespeist werden, verstärkt sind, **ja zu sehr großem Teile aus diesen gebildet werden.**

Woher stammt nun das Mehr an Wasser am Nordabhang des Schrofens?

Das Einzugsgebiet des oberen Kirchbaches.

Die Niederschlagsgebiete der Rampoldplatte, Jochleite, Lechneralpe, Nordseite der Hochsalwand, des Zug- und Breitenberges entwässern in den Oberlauf<sup>1)</sup> (Süd—Nord—Lauf) des Kirchbaches. Während dieser nun im Oberlauf verhältnismäßig wasserreich ist, ist er im Mittellauf (West—Ost—Lauf) verhältnismäßig wasserärmer, trotzdem ihm aus dem Mittelberg und Stapfen neue Wässer zugeführt werden. Diese Feststellung stützt sich auf die längjährigen Beobachtungen Ortsansässiger und hat den Augenschein für sich.

Profil II durch den Oberlauf des Kirchbaches.



#### Wasserversitzung im Kirchbachoberlaufe.

Es muß also angenommen werden, daß ein Teil des Kirchbachoberlaufwassers versitzt.<sup>2)</sup> Hierfür kommt, da die Gesteinsfolge hier die gleiche wie am „Schrofen“ ist, nur die im Profil II dargestellte Strecke in Betracht, in der der Kirchbach den gleichen Rauhwaackenzug schneidet. Diese schmale Zone ist von der Austrittsstelle der Schrofenquellen nur rund 800 m entfernt; das Gefälle mag 80 m betragen. (Andere Quellen kommen nicht in Betracht; denn die so weit verbreitete Moräne begünstigt weder den Austritt von Quellen noch das Versinken von Tagwässern, wie es die zahlreichen Moose beweisen.) Daher ist es höchst wahrscheinlich, daß die im Kirchbachoberlaufe versitzenden Wässer am „Schrofen“ als Quellen wieder austreten.

Ist diese Annahme richtig, so dürfen sie auch zugleich als Haupterreger der Bergstürze angesehen werden, da sie einseitig das Fundament der Rauhwaacke angreifen, während die an Ort und Stelle niederfallenden, einsinkenden und auflösenden Wassermengen weit mehr verteilt sind,<sup>3)</sup> also verhältnismäßig weniger schädlich wirken.

#### Vorschläge für beweisende Versuche.

Bevor jedoch Maßnahmen zur Abhilfe unternommen werden, sollte erst der exakte Nachweis der Versitzung und ihrer Verbindung mit den „Schrofen“quellen erbracht sein.

Nach den neueren Erfahrungen können diesbezügliche Arbeiten auf doppeltem Wege — jedesmal in Trockenzeiten — ausgeführt werden:

<sup>1)</sup> Vgl. S. 4, Anmerkung 1 und S. 6, Anmerkung 3.

<sup>2)</sup> Ein solches Versitzen und Wiederaustreten ist eine verhältnismäßig oft beobachtete Erscheinung (Donauversitzung). Sie wird durch die poröse Natur der zweifellos unter der Moräne durchstreichenden Rauhwaacke durchaus begünstigt.

<sup>3)</sup> Vgl. S. 3, Zeile 6.

1. durch eine Kette von Messungen der Wasserstände des Kirchbaches und seines von der Ringleralpe herabkommenden Nebenbaches, der erst hinter der Versitzungsstelle einmündet. Es würden Messungen an etwa 4 bis 5 noch näher zu untersuchenden Punkten in Betracht kommen.

2. Ergeben diese Messungen ein positives Resultat über die Versitzung des Bachwassers, so müßte dessen Verbleib durch Färbversuche, bzw. durch Versalzung nachgewiesen werden. Die Schrofenquellen wären währenddessen (über ein bis zwei Wochen hin) zu beobachten. Versuche mit Fluorescein über die Verbindung der Kesselbergquellen mit dem Walchensee ergaben ein positives Resultat.<sup>1)</sup>

#### Vorschlag zur Verhinderung der Bergsturzursachen.

Sollte sich ein solches auch am Kirchbach und am Schrofen einstellen, so würde die Versicherung (Ausbetonierung) des Kirchbaches an der Versitzungsstelle genügen, um die wesentlichsten Ursachen der Schrofenbergstürze mit verhältnismäßig geringen Mitteln abzustellen.

#### Der Eintritt einer neuen Katastrophe am Schrofen.

Daß eine Wiederholung des Bergsturzes am Schrofen früher oder später erwartet werden muß, hat GÜMBEL schon 1861<sup>2)</sup> festgestellt. Neuerdings scheint die Gefahr ziemlich akut geworden zu sein. Denn nicht allein ist die Böschung des Felsgehänges am Schrofen (wiederum) sehr steil geworden, sondern es zeigen sich auch im Hauptdolomit in und unmittelbar über dem Bergsturzgebiete frische Bruchspalten beträchtlicher Länge.

Ferner sind gerade in den beiden letzten Sommern (1912 und 13) schwere Regengüsse niedergegangen.

Seit dem letzten Bergsturze von Bedeutung, dem gleichfalls eine Regenperiode voranging, sind über 60 Jahre vergangen. Nach mündlichen Mitteilungen Ortsansässiger ist vor etwa 120 Jahren gleichfalls ein schwerer Bergsturz niedergegangen, von dem Reste noch aufzufinden waren. Sollte eine Art von Turnus nunmehr wiederum erfüllt sein?

Über den Zeitpunkt des Eintritts, den Umfang und die Natur des zu erwartenden Schadens einer neuen Katastrophe können keine exakten Angaben gemacht werden.

Gewiß ist es aber hohe Zeit, Abwehrmaßregeln zu ergreifen.

<sup>1)</sup> Vgl. 4, S. 24 und 25.

<sup>2)</sup> Vgl. 1, S. 290.

